

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL DEL
DEL YACIMIENTO DE ORO SAN
FRANCISCO, SONORA Y SUS
IMPLICACIONES EN LA ESTABILIDAD DE
TALUDES.

TESIS

**Que para obtener el Grado de:
Maestro en Ciencias-Geología.**



PRESENTA:

ANA LISETH GONZALEZ FONSECA

Hermosillo, Sonora, Enero de 2020

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

*Al amor más puro y sincero,
a ti madre amada mía*

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACYT) por el apoyo otorgado a través de la beca con el CVU 865319, en el periodo Agosto del 2017 a Julio del 2019.

Agradezco al programa de la Maestría en Ciencias - Geología de la Universidad de Sonora por brindarme educación especializada, espacios de aprendizaje en un ámbito de investigación de alta calidad, así como a la División de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Sonora por el apoyo conferido para realizar los análisis de geocronología U-Pb en zircones en el laboratorio de Geociencias *LaserChron Center* de la Univesidad de Arizona.

Gracias desde el corazón a mi director de tesis, Dr. Ricardo Vega Granillo por su inmensa paciencia, sabiduría para orientar, disposición para transmitir el conocimiento y por la motivación brindada en este camino. Igualmente agradezco a los investigadores: Dr. Jesús Vidal, Dr. Luis Delgado, M.C. Tomás Villegas y Dr. Efrén Pérez por las observaciones, sugerencias, correcciones y por su apoyo durante el trabajo de tesis.

Agradezco a Elizard González Beucar, técnico académico de la Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México por su colaboración en el procesamiento de las muestras para los estudios de geocronología.

Gracias a mis amigos mexicanos que se han convertido en mi segunda familia y en mis maestros de vida de la cultura Sonorense.

Gracias a la familia Oseguera por darme aliento en Hermosillo. Sra Lourdes, Naty y Lulú más allá de ser mis rommies, siempre serán mis hermanitas.

Gracias Sra. Rosalva Valdez por auxiliarme ser la consejera de vida más divertida del mundo.

Agradezco a la familia Fonseca, especialmente a mis tias hermosas, que a pesar de la distancia siguen siendo mis amigas y confidentes.

Gracias a mis amigos colombianos, por su apoyo incondicional y por estar pendientes de mi desde la distancia.

Gracias infinitas a ti, madre mía de mi corazón, ¿Qué sería de mi vida sin tus oraciones y sin tu amor?

RESUMEN

El yacimiento aurífero San Francisco se localiza en la porción SE del Cinturón de Oro Orogénico de Caborca, Sonora. Las rocas más antiguas del depósito son filonitas, anfibolitas y esquistos cuarzo-feldespáticos, incluidas bajo el término de Litodema San Francisco. Se obtuvo una edad U/Pb en zircones de un esquisto cuarzo-feldespático de 1737.46 ± 6 Ma, que se interpreta como la edad del protolito. Dicho Litodema es intrusionado por cuerpos de leucogranito del cual se obtuvieron edades U/Pb en zircones entre 1739 y 1390 Ma que se interpretan como edades del basamento reequilibradas durante eventos térmicos mesoproterozoicos.

El Grupo Coyotillo, asignada al Jurásico, es una secuencia meta-sedimentaria constituida por una alternancia de filitas, metatobas, esquistos, cuarcitas y metaconglomerados. Asociado al evento orogénico Laramide se produjo un cabalgamiento de ángulo alto (*upthrust*) del Litodema San Francisco sobre el Grupo Coyotillo. Se interpreta que el cabalgamiento ocurrió a lo largo de una zona de cizalla dúctil desarrollando estructuras miloníticas como foliación y lineación de estiramiento en las unidades litológicas involucradas. Las estructuras preexistentes como foliación orogénica y estratificación fueron rotadas hasta paralelizarse al plano de cizalla dúctil. Asociado a cabalgamiento se produjo un metamorfismo dinámico en la facies de esquisto verde que produjo Chl + Ser + Bi + Ep + Act + Tre. La Metariolita Gauna, previamente fechada del Jurásico, sobreyace en contacto estructural al Litodema San Francisco, a lo largo de una falla normal de bajo ángulo o *detachment*. Durante el Eoceno, la circulación de fluidos que se interpretan como de origen metamórfico produjo el emplazamiento de vetas de cuarzo, turmalina, epidota, calcita, con mineralización aurífera, los cuales afectaron el Litodema San Francisco y los cuerpos de leucogranito emplazándose en las siguientes estructuras: 1) vetas alargadas y lentes de cuarzo paralelas a la foliación; 2) vetas secundarias que cortan en ángulo agudo a las anteriores; 3) grietas de tensión dispuestas perpendicularmente a la foliación. Posteriormente al evento Laramide, la corteza sobre-engrosada experimentó un proceso extensional durante el cual se formaron tres familias de fallas: Familia 1) sistema conjugado de fallas normales con acimuts 65° - 145° y 245° - 325° ; Familia 2) fallas oblicuas de muy alto ángulo a subverticales, con dirección NE-SW con acimuts 035° - 065° y 215° - 245° ; Familia 3) sistema conjugado de fallas normales orientadas N-S con acimuts 320° - 035° y 145° - 215° buzantes al E y al W. La familia 2 se interpreta como fallas de acomodamiento entre bloques que se

extendían a diferentes velocidades. La familia 3 está relacionada al proceso distensivo de la Provincia de Sierras y Valles paralelos o *Basin and Range*. Simultáneamente a la denudación tectónica se emplazaron a través de fallas normales, diques lamprofídicos de textura porfídica a masiva. La alta densidad de fallas de la familia 3 generan condiciones inestables de tipo cuña en el talud sur del tajo. Las líneas de intersección de las cuñas no alforan en el talud, sin embargo, el bajo ángulo de fricción de las fallas aunadas a la foliación persistente, desarrollan mecanismos complejos de falla del material contenido dentro de la cuña.

ABSTRACT

The San Francisco gold deposit is in the SE portion of the Caborca Orogenic Gold Belt, near Estación Llano, Sonora. The San Francisco Lithodeme includes the oldest rocks in the study area, consisting of phyllonites, amphibolites and quartz-feldspar schists, called Litodema San Francisco. U/Pb geochronology in zircons of a quartz-feldspar schist of the San Francisco Lithodeme yield a 1737.46 ± 6 Ma, interpreted as the age of the protolith. This lithodeme is intruded by bodies of leucogranite, where U/Pb geochronology in zircons yields ages between 1739 and 1390 Ma, which are interpreted as the ages of the protolith partially resetting by a Mesoproterozoic thermal event.

The Coyotillo Group is a meta-sedimentary sequence by interlayering phyllites, metatuffs, schists, quartzites, and metaconglomerates. An upthrust of the San Francisco Lithodeme over the Coyotillo Group is interpreted to occur during the Laramide orogenic event. It is interpreted that this upthrust occurred along a ductile shear zone developing mylonitic structures such as foliation and stretching lineation in the implicated lithological units. Pre-existing structures such as orogenic foliation and stratification were rotated to rotated to paralellize with the ductile shear plane. Dynamic metamorphism in the greenschist facies produced the assemblage Chl + Ser + Bi + Ep + Act + Tre. The Jurassic Gauna Metarhyolite overlies the San Francisco Lithodeme along a normal low-angle detachment fault. During the Eocene, hydrothermal fluids regarded as derived from metamorphism yield veins of quartz, tourmaline, epidote, calcite, with gold mineralization. These veins are mainly emplaced in the San Francisco Lithodeme and the leucogranite bodies. Types of veins include: 1) Discontinuous and lensoid veins parallel to foliation; 2) secondary veins crosscutting in acute angle the previous ones; 3) extension veins. Following the Laramide event, the over-thickened crust underwent an extensional process during which three fault families were formed: 1) conjugate normal fault system with azimuths between $65^\circ - 145^\circ$ and $245^\circ - 325^\circ$; 2) NE-SW high-angle oblique faults with azimuths between $035^\circ - 065^\circ$ and $215^\circ - 245^\circ$; 3) N-S conjugate normal faults with azimuths between $320^\circ - 035^\circ$ and $145^\circ - 215^\circ$ dipping to E and W.

Family 2 is interpreted interpreted as accomodation faults developed between blocks with different extension rates. Lamprophyric dykes with aphanitic, porphyritic or phaneritic textures were emplaced along most of the fault systems. The last family to develop is related to the distensive process of Basin and Range regional province. The high density of faults in family 3 generate unstable wedge-like conditions in the southern

slope of the San Francisco pit. The wedges intersection lines do not daylight into the slope, however, the low friction angle of the faults coupled with pervasive foliation develop complex mechanisms of failure in the wedge.

ÍNDICE

RESUMEN	4
ABSTRACT.....	6
LISTA DE FIGURAS.....	11
LISTA DE TABLAS	21
I. INTRODUCCIÓN.....	22
1.1 JUSTIFICACIÓN.....	24
1.2 OBJETIVOS	26
General.....	26
Específicos	26
II. GENERALIDADES	27
2.1 LOCALIZACIÓN.....	27
2.2 FISIOGRAFÍA, HIDROGRAFÍA Y CLIMA	27
2.3 METODOLOGÍA	29
Levantamiento de campo	29
Pruebas de laboratorio	30
Procesamiento y análisis de los resultados	30
III. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICA REGIONAL	32
PROTEROZOICO	32
PALEOZOICO	36
MESOZOICO	37
CENOZOICO	44
IV. MINERALIZACIÓN	47
4.1 CINTURÓN DE ORO OROGÉNICO DE CABORCA.....	47
4.2 MINERALIZACIÓN DEL YACIMIENTO SAN FRANCISCO.....	54
Antecedentes.....	54
Observaciones del presente trabajo.....	55
V. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	63
PROTEROZOICO: PALEOPROTEROZOICO.....	68
Litodema San Francisco.....	68
Leucogranito de muscovita	75
MESOZOICO: JURÁSICO	79
Secuencia meta-sedimentaria: Grupo Coyotillo	79
Jurásico meta-volcánico: Metariolita Gauna	85
CENOZOICO: OLIGOCENO TARDÍO – MIOCENO TEMPRANO	91
Intrusivo de hornblenda y diques lamprófidos	91
VI. GEOCRONOLOGÍA	96

EDAD DEL LITODEMA SAN FRANCISCO	96
EDAD DEL LEUCOGRANITO	101
VII. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	103
PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN D1	105
Foliación S1	105
SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN D2	106
Deformación milonítica S2.....	106
Plegamiento F1/F2.....	118
Indicadores cinemáticos de la deformación dúctil.....	131
TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN D3	137
Deformación frágil y fallamiento	137
ANÁLISIS CINEMÁTICO	145
Análisis cinemático de la foliación milonítica.....	146
Análisis cinemático del fallamiento.....	148
VIII. ANÁLISIS NUMÉRICO DEL TALUD SUR	152
GENERALIDADES Y DEFINICIONES.....	152
Geometría del talud.....	154
PROPIEDADES GEOTECNICAS.....	155
Pruebas de laboratorio de mecánica de rocas	155
Pruebas de laboratorio de mecánica de suelos.....	157
ANÁLISIS NUMÉRICO	159
Método de elementos discretos.....	160
Método de elementos finitos.....	161
Interpretación de la modelación numérica y resultados.....	162
IX. DISCUSIÓN	167
GEOCROLOGÍA.....	167
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA.....	169
ESTABILIDAD DEL TALUD SUR.....	177
X. CONCLUSIONES.....	178
XI. BIBLIOGRAFÍA.....	181
ANEXO 1	190
GEOCROLOGÍA.....	190
Técnica de separación de minerales.....	190
Separación de minerales por densidad en la mesa Wifley.....	193
Separación magnética de minerales	193
Separación de minerales por líquidos pesados	193

Separación de poblaciones de zircones.....	194
Cátodoluminiscencia (CL).....	194
Análisis geocronológico U-Pb.....	194
RESULTADOS DE LA MUESTRAS ANALIZADAS.....	196
ANEXO 2	199
ENSAYO TRIAXIAL DE SUELOS.....	199

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio.	27
Figura 2. Mapa de provincias fisiográficas de Sonora. El área de estudio pertenece a la provincia fisiográfica Llanura Sonorense. La nomenclatura se tomó de: Provincias y subprovincias fisiográficas de México – INEGI, 2018.	28
Figura 3. Metodología de trabajo.	29
Figura 4. Mapa de distribución de provincias magmáticas y cortezas juveniles acrecionadas al cratón norteamericano durante el Proterozoico. Tomado de: Whitmeyer y Karlstrom (2007).	34
Figura 5. Geología Pre-Neoproterozoica del suroeste de Laurentia, mostrando la sedimentación intracratónica entre terrenos del basamento Arqueano y Mesoproterozoico durante la orogenia Grenvilliana. La línea Sr 706 marca el límite occidental de la corteza proterozoica en Laurentia y SG - San Gabriel-Eagle Mountains - Anorthosite-Magnerite-Charnockite-Granite suite. Tomado de: Moulder <i>et al.</i> , 2017.	35
Figura 6. Proceso de rifting y fragmentación del supercontinente Rodinia durante el Neoproterozoico ~720 Ma. Tomado de: Li <i>et al.</i> (2007).	36
Figura 7. Paleogeografía del límite suroccidental de la Placa Norteamericana durante el Jurásico tardío. ACS: Canal Arivechi-Cucurpe. Los rombos amarillos representan secuencias de lutitas marinas del Jurásico Superior. Los asteriscos indican plutones del Jurásico tardío. Tomado de: Mauel <i>et al.</i> (2011).	38
Figura 8. Mapa tectónico regional del Golfo de California señalando la Provincia Extensional del Golfo, la Provincia extensional del <i>Basin and Range</i> y la Sierra Madre Occidental. Tomado de: Ferrari <i>et al.</i> , 2013. Explicación: GEP: Provincia Extensional del Golfo (límites propuestos por Stock and Hodges, 1989 y Calmus <i>et al.</i> , 2010). MGE - Escarpe del Golfo Principal; BG - Bahía Guadalupe; BA - Bahía de Los Ángeles; IT - Isla Tiburón; TB - Cuenca del Tiburón; ITM - Islas Tres Marías; MF – Abanico Magdalena; EPR: Rift del Pacífico Este; SM — Sierra El Mayor; SAF, sistema de fallas de San Andrés; WL-ECSZ, Zona de cizalla Walker Lane – California Oriental; SBTA – Sistema de fallas San Benito–Tosco Abreojos. GoC - Sistema de fallas del Golfo de California; Microplaca Sierra Nevada (SN) y Baja California (BC) RP - Placa Rivera; JF - Placa Juan de Fuca. Los patrones de los límites de las placas oceánicas y los isócronas corticales son de Lonsdale (1991) y Tian <i>et al.</i> (2011).	45
Figura 9. Delimitación del Cinturón de Oro Orogénico de Caborca en el NW de Sonora con la ubicación del yacimiento San Francisco. Modificado de Izaguirre <i>et al.</i> (2012).	47
Figura 10. Localización de depósitos auríferos y vetas de cuarzo orogénico a lo largo del cinturón de oro orogénico de Caborca. Modificado de Izaguirre <i>et al.</i> (2012).	48
Figura 11. Modelo esquemático de los depósitos de oro orogénico y su variación a profundidad, desde poco profundos ~3 km hasta 20 km en etapas orogénicas tardías con cambios tectónicos de compresional a transpresional. Modificado de Goldfarb y Groves (2015).	50
Figura 12. Secuencia paragenética para el yacimiento de Oro San Francisco. Las barras verticales representan un episodio de deformación. “m” indica la secuencia paragenética específica para los minerales de Au-Te y los sulfuros. Tomado de Pérez-Segura <i>et al.</i> , 1996.	55
Figura 13. a) sistema de vetillas milimétricas de cuarzo hidrotermal cortando un cuerpo granítico; b) brecha hidrotermal de pirita limonitizada y feldespatos alterando a minerales arcillosos. La escala es una moneda de 2.7 cm de diámetro.	56

Figura 14. Vetas de cuarzo hidrotermal: a) muestra de mano de cuarzo lechoso con inclusiones de oro nativo, pirita y galena; b) veta de cuarzo masivo; la choya mide 5 cm; c) grieta de tensión rellena por cristales aciculares de epidota (Ep) en el centro y cuarzo (Qtz) en los bordes; d) veta de cuarzo (Qtz) y turmalina (Tr) en una falla limitando del Cerro Gauna.....	57
Figura 15. Veta de sulfuros de 15 cm de espesor, del borde hacia el centro de la veta se observa una zona de oxidación de limonita, seguida de hematita, cuarzo y pirita.	58
Figura 16. Arriba: vista de perfil de drusas de calcita y cuarzo (Qtz) que precipitó en paredes de falla o zonas de brecha de falla. Abajo: vista frontal de drusas de calcita. .	59
Figura 17. Microfotografías de vetas mineralizadas de cuarzo, turmalina y epidota; a) microfotografía en luz natural con matriz cristalina de cuarzo y cristales aciculares de turmalina con longitudes entre 0.15 y 0.75 mm; b y c) microfotografías en luz polarizada de cuarzo y turmalina acicular; d y e) contacto entre la roca encajonante y una vetilla mineralizada con cuarzo, epidota y clorita; generalmente las plagioclasas de la secuencia metamórfica se encuentran alterando a sericita; f) cuarzo con recristalización estática de la roca encajonante de aspecto gneisoso.....	60
Figura 18. Interpretación del estilo de mineralización en el yacimiento San Francisco. Las flechas rojas indican la ruta de circulación de fluidos mineralizantes durante un evento hidrotermal, afectando las rocas del Litodema San Francisco y cuerpos de leucogranito, emplazándose a lo largo de la foliación (líneas negras punteadas), en grietas de tensión (cuerpos rosados horizontales) y en zonas de debilidad estructural (Figura 19).	61
Figura 19. Estilos de mineralización en estructuras de cizalla: a) Vetas extensionales; b) vetas sigmoidales; c) vena central de cizalla con vena de segundo orden paralelo al plano de aplastamiento o elongación; d) vetas en estructuras aboudinadas asociadas a grietas de tensión.....	62
Figura 20. Imagen satelital, vista al W, indicando la ubicación de los cerros La Barajita, San Francisco y Gauna donde se realizaron las secciones geológicas. Fuente: Google Earth, 2019.	64
Figura 21. Mapa geológico del área de estudio. Fuente: Autor.	65
Figura 22. Perfil estructural A - A' del sur a norte: Cerro La Barajita – Tajo San Francisco.	66
Figura 23. Perfil estructural B - B' al norte del área de estudio - Cerro Gauna.....	67
Figura 24. Sección estratigráfica esquemática del área de estudio. 1) Edades U/Pb reportadas por Poulsen et al. (2008); 2) Edad ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar reportada por Pérez-Segura et al. (1996).	68
Figura 25. Vista al W; afloramiento del Litodema San Francisco en el corte poniente del tajo.	69
Figura 26. Vista al E; afloramiento en la parte inferior del Litodema San Francisco, conformada por esquistos verdes con laminaciones cuarzo-feldespáticas formando pliegues cerrados.	70
Figura 27. Vista al NW; afloramiento de filonitas foliadas con lineación perpendicular al rumbo de la foliación del Litodema San Francisco.	71
Figura 28. a) Muestra de mano de un esquistos milonítico cuarzo-feldespático proveniente del talud norte del tajo, b) misma muestra orientada apreciando la lineación (línea roja punteada) sobre el plano de foliación.	72
Figura 29. Fotomicrografías en nicols cruzados del Litodema San Francisco; a) Milonita con fragmentos de Kfs y Qtz elongados paralelamente a la foliación sobre una matriz de grano muy fino de Ser y Bt; b) foliación marcada por Chl y por la elongación de ojos	

policristalinos de Qtz; los Kfs están fuertemente alterados a Ser; **c)** Qtz con extinción ondulante y recristalización dinámica en una matriz de grano muy fino de Ser; **d)** Esquisto milonítico de Qtz + Kfs + Pl con minerales secundarios de alteración hidrotermal representada Chl + Ep con textura porfidoblástica; **e)** foliación marcada por la orientación de Chl y Ep en nicoles paralelos; **f)** textura porfidoblástica de Kfs y Pl alteradas en una matriz de Qtz + Chl + Ep + Bt..... 74

Figura 30. a) Sills del leucogranito deformado y fallado aflorando en la base del Cerro Gauna; **b)** Afloramiento del intrusivo félsico foliado, la escala en la foto es en centímetros. 76

Figura 31. Leucogranito deformado; **a)** estructura abudinada, donde se aprecia una foliación paralela a sus contactos; **b)** Sills de leucogranito deformados presentando una estructura de boudines (lentes) de forma irregular; **c)** Dique de leucogranito plegado, afectado por falla que pone en contacto las zonas de esquisto clorítico y esquisto cuarzo-feldespático..... 77

Figura 32. Muestra de mano de un leucogranito de textura pegmatítica a porfídica, brechado consolidado por cuarzo hidrotermal; **a)** vista longitudinal del corte para análisis de lámina delgada (Figura 33c, 33d), donde se observan cristales de cuarzo subhedrales de hasta 3.5 mm; **b)** vista transversal, perpendicular a la foliación. La escala es en centímetros. 78

Figura 33. Fotomicrografías en nicoles cruzados del leucogranito; **a)** cuarzo con desarrollo de subgranos acompañado de Pl y Kfs; **b)** textura pegmatoide de cristales anhedral de Qtz y Kfs; **c)** cristales anhedral de Pl alteradas a Ser con clorita intersticial; **d)** Qtz con extinción ondulante y recristalización dinámica con abundante Ser de alteración..... 79

Figura 34. Vista al S. Cerro remanente de morfología alomada a escarpada donde aflora parcialmente el Grupo Coyotillo. 80

Figura 35. Afloramiento del Grupo Coyotillo en el Cerro La Barajita; **a)** cuarcita de grano fino a medio; **b)** filonita de clorita; **c)** esquisto milonítico de clorita y biotita con fragmentos graníticos. 81

Figura 36. Fotomicrografías de la secuencia meta-sedimentaria Coyotillo; **a)** esquisto milonítico que consiste en lentes de Qtz con desarrollo de subgranos deformado por cizallamiento en una matriz de grano fino de cuarzo cristaloblástico y sericita; **b)** fragmentos de Pl, Fs, Qtz, Ep y Bi orientados paralelamente a la foliación; los fenocristales de Qtz presentan recristalización dinámica, inmersos en una matriz muy fina de filosilicatos; **c)** minerales secundarios en luz paralela formando la matriz de grano muy fino de Qtz criptocristalino, Chl, Ep y Ser; **d)** metaconglomerado con fragmentos graníticos de Pl, Qtz, Kfs, Tr..... 83

Figura 37. Vista al N. Morfología del cerro Gauna de lomos denudados de cimas redondeadas. 85

Figura 38. Vista al N. Afloramiento del nivel superior de la Metariolita ignimbrítica en el cerro Gauna..... 86

Figura 39. Afloramiento de la meta-riolita del Gauna; **a)** Toba ignimbrítica con cúmulos centimétricos de biotita orientados sobre los planos de clivaje; **b)** Toba de lapilli ignimbrítica; **c)** Vista de perfil de la toba ignimbrítica de la fotografía a; **d)** línea de intersección de la pseudoestratificación de la ignimbrítica con un clivaje oblicuo (línea roja punteada). 87

Figura 40. Fotomicrografías en nicoles cruzados de la metariolita ignimbrítica; **a)** Vetilla de calcita cortando la meta-ignimbrítica riolítica, puede observarse un remplazamiento intenso de la roca original por calcita. **b)** textura de lapilli de pómez reemplazada por

biotita en proceso de cloritización; los minerales de la matriz están reemplazados por calcita. c) Proceso de recristalización dinámica en cristal de cuarzo del cual se desarrollaron múltiples cristales más finos, se observan vetillas de calcita cortando un fenocristal de Qtz. d) Fenocristales de Qtz en una matriz de grano muy fino con abundante clorita y precipitación de calcita en una metariolita ignimbrítica de toba de lapilli de pómez. e) los minerales metamórficos aprovecharon la estructura relictiva de lapilli de pómez para reemplazarse. f) textura de flujo en matriz de Qtz y tremolita.	88
Figura 41. a) <i>Sill</i> de lamprófido dispuesto paralelamente a la foliación con actitud 283° buzando 63° al N; b) Dique lamprofidico emplazado a través de una falla normal con acimut 327° buzando 46° al N.....	91
Figura 42. Muestras de mano del intrusivo de hornblenda de textura porfídica (a) y de un dique lamprofidico de textura panidiomórfica (b).	92
Figura 43. Fotomicrografías de un intrusivo de hornblenda y un dique lamprófido; a) hornblenda con desarrollo de corona de reacción de actinolita de textura fanerítica, rodeada por cristales de plagioclasa; b) fenocristales de anfíboles ligeramente alterados a actinolita, rodeados por una matriz fina formada por cristales de plagioclasa de textura porfídica; c) textura panidiomórfica compuesta por cristales euhedrales de plagioclasa, hornblenda, biotita y flogopita. d y e) grupos de cristales hornblenda y plagioclasa inmersos en una matriz más fina formada por mica y plagioclasa, los cristales de plagioclasa se encuentran alterados a arcillas y clorita. f) fenocristales de anfíbol rodeados por una matriz más fina cristalizada de plagioclasa-hornblenda.	93
Figura 44. Ubicación de muestras de geocronología reportadas por diferentes autores en el área de la Mina San Francisco.	97
Figura 45. Imagen de catodoluminiscencia de baja resolución de la muestra SF-72 con los puntos de análisis radiométricos U-Pb utilizando LA-ICPMS.	98
Figura 46. Datos U-Pb de zircones por LA-MC-ICMS de las rocas metamórficas paleoproterozoicas de la mina San Francisco. a) Gráfica de concordia del esquisto milonítico cuarzofeldespático, muestra SF-72, con el intercepto superior a 1757 ± 27 Ma, e intercepto inferior a 1038 ± 220 Ma. b) Edad TuffZirc del esquisto milonítico: $1737.46 \pm 5.23 - 8.86$ Ma (95% confiabilidad, solo las edades marcadas en barras rojas fueron utilizadas para el cálculo de la edad) c) Histograma de edades de zircones y diagrama de probabilidad relativa de la muestra SF-72. d) Gráfica de concordia del leucogranito deformado de Qtz, muestra SF-65, con el intercepto superior a 1774 ± 64 Ma, e intercepto inferior a $\sim 908 \pm 250$ Ma. e) Edad TuffZirc del leucogranito: $1732.36 \pm 6.79 - 19.23$ Ma (97.8% confiabilidad). f) Histograma de edades de zircones y diagrama de probabilidad relativa de la muestra SF-65.	100
Figura 47. Imagen de catodoluminiscencia de baja resolución de la muestra SF-65 con los puntos de análisis radiométricos U-Pb utilizando LA-ICPMS.	101
Figura 48. Mapa con las principales estructuras en el área de estudio, donde se incluyen algunas de las medidas de foliación. Imagen obtenida de: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, i-cubed, USDA FSA, USGS, AEX, Getmapping, Aerogrid, IGN, IGP, swisstopo, and the GIS User Community.	104
Figura 49. Evolución de estructuras en el área de estudio; D1: primera fase de deformación; S1: Foliación orogénica; F1: Plegamiento orogénico; D2: Segunda fase de deformación; S1/S2 _{LS} : Foliación milonítica del Litodema San Francisco; S0/S1 _C : Foliación milonítica del Grupo Coyotillo; S0/S1 _G : Foliación milonítica de la Metariolita Gauna; F2: Plegamiento milonítico; D3: Tercera fase de deformación; Familias de fallas: N1: familia 1; RL2: familia 2; N3: familia 3.....	105

Figura 50. Interpretación del evento de transposición D2 sobre D1, paralelizando de estructuras preexistentes. A. Primera fase de deformación D1 generando estructuras de foliación S1. B. Segunda fase de deformación D2 produciendo una zona de cizalla dúctil. C. Milonitización regional generando deformación milonítica S2 y plegamiento..... 106

Figura 51. Estructuras abudinas; **a)** clasto granítico elongado y abudinado con venas de extensión perpendiculares a la dirección de estiramiento rellenas de cuarzo hidrotermal en el nivel conglomerático del Grupo Coyotillo; **b)** leucogranito abudinado en la base del Litodema San Francisco. 107

Figura 52. a) Anfibolitas foliadas de la base estructural del Litodema San Francisco, S1/S2_{LS} indicadas por la línea roja punteada; **b)** Anfibolitas foliadas con lentes de leucogranito cortadas por fallas de naturaleza inversa; láminas cuarzo-feldespáticas sobre los planos de S1/S2_{LS}; **c)** la foliación S1/S2 definida por delgadas capas continuas de material melanocrático: Bi + Anf y minerales cuarzo-feldespáticos; **d) e)** Esquema de interpretación de estructuras S1/S2_{LS} con elongación y deformación de porfidoclastos afectadas por microfallas antitéticas a la cizalla..... 109

Figura 53. Fotomicrografías mostrando la foliación milonítica S2_{LS} (línea roja punteada) en las rocas metamórficas; **a)** En luz natural; Filita milonítica cuarzo-feldespática de clorita y plagioclasa, los cristales de plagioclasa se presentan alterando a sericita en una matriz de clorita con birrefringencia anómala; **b)** muestra a en luz polarizada; **c)** En luz natural; Esquisto milonítico cuarzo-feldespático de clorita y sericita exhibiendo la deformación de los cristales de Qtz por efectos del cizallamiento; **d)** muestra c en luz polarizada..... 110

Figura 54. Elementos lineales L1 (línea roja punteada) sobre la foliación milonítica S2_{LS}; **a)** estrías dúctiles afectadas por una zona de brecha de falla de naturaleza lateral con desarrollo de tectoglifos; **b)** estrías dúctiles oblicuas sobre planos de S1/ S2_{LS} en filonitas; **c)** lineación dúctil penetrativa en el volumen de rocas miloníticas..... 111

Figura 55. Datos de la foliación S1/S2_{LS} del Litodema San Francisco (n=115); **a)** Diagrama de rosas y vector promedio de foliación milonítica (acimut 302°); **b)** polos y contornos de polos de la foliación milonítica S1/S2_{LS}. 112

Figura 56. Análisis dinámico de L1 en el Litodema San Francisco; **a)** lineaciones de estiramiento y contorno de las lineaciones (n=38); **b)** planos de foliación milonítica S2_{LS} con sus respectivas lineaciones de estiramiento L1; las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo..... 112

Figura 57. Foliación milonítica del Grupo Coyotillo S0/S1_{Co} en el Cerro La Barajita; **a)** S0/S1_{Co} en las cuarcitas; **b)** S0/S1_{Co} en el nivel metaconglomerático. 114

Figura 58. Fotomicrografías de la foliación milonítica S0/S1_{Co} (línea roja punteada) a escala microscópica; **a)** cuarcita de textura granoblástica elongada equigranular; las líneas punteadas indican la orientación preferencial de los cristales paralela a la foliación; **b)** cuarzo cristaloblástico deformado por cizallamiento con extinción ondulante y desarrollo de subgranos orientados sobre S0/S1_{Co}. 114

Figura 59. Proyecciones de igual área de la foliación milonítica del Grupo Coyotillo (n=16); **a)** Diagrama de rosas y vector promedio de los planos de foliación; **b)** Polos de los planos de foliación y contornos de polos con el polo del vector promedio; **c)** análisis dinámico: planos de foliación milonítica con sus respectivas lineaciones de estiramiento. 115

Figura 60. Fotomicrografías en luz polarizada de la foliación milonítica S0/S1_G (línea roja punteada) en muestras de metatoba de lapilli; **a)** porfidoclastos de cuarzo y piritita orientados a través de S0/S1_G en una matriz de grano muy fino; **b)** S0/S1_G está marcada

por la orientación preferencial de minerales ferromagnesianos hidratados sobre una textura de flujo.....	116
Figura 61. Vista al SE. Flanco oriental del Cerro Gauna, indicando que la foliación milonítica F2 es buzante al NE y que está basculada por fallas lístricas D3 subparalelas a la foliación S0/S1G.....	116
Figura 62. Deformación milonítica en la metariolita Gauna; a) planos de clivaje C; b) plano S0 de pseudoestratificación de flujo la rolita y planos de foliación S1.	117
Figura 63. Proyecciones de igual área de la foliación milonítica de la Metariolita Gauna (n=12); a) Diagrama de rosas y vector promedio de los planos de foliación; b) Polos de los planos de foliación y contornos de polos con el polo del vector promedio; c) lineaciones de estiramiento y estrías dúctiles y sus contornos; d) análisis dinámico: planos de foliación milonítica con sus respectivas lineaciones de estiramiento.....	118
Figura 64. Pliegue cerrado a abierto con el plano axial volcado y el eje del pliegue paralelo a la foliación en gneises cuarzo-feldespáticos en el talud N del tajo.....	119
Figura 65. Afloramiento de anfibolitas miloníticas plegadas en el Cerro San Francisco foliación milonítica S2 del litodema San Francisco.	120
Figura 66. Pliegues isoclinales en el Litodema San Francisco en el talud W del tajo. La escala es en centímetros.....	120
Figura 67. Plegamiento en el Litodema San Francisco; a) Pliegue cerrado en anfibolitas foliadas; b) pliegue apretado en leucogranito por efectos de fallamiento.	121
Figura 68. Pliegue isoclinal boudinado.	121
Figura 69. Proyecciones de igual área de elementos de pliegues; a) Ejes de pliegues (n=13); b) planos axiales (n=6).	122
Figura 70. Líneas isógonas en pliegues isoclinales, cerrados y apretados.	123
Figura 71. a) pliegue tipo <i>chevron</i> de la secuencia metamórfica involucrando el leucogranito. Fuente: Timins Gold; b) pliegue tipo <i>chevron</i> en la base estructural del Litodema San Francisco.	124
Figura 72. Evidencias de plegamiento isoclinal; a) Pliegue isoclinal sin-raíz de leucogranito afectado por microfallas; b) plegamiento disarmónico de isoclinal a abierto.	124
Figura 73. Evidencia de deformación dúctil en cuerpos de leucogranito; a) variación en el espesor de un sill de leucogranito por efectos de boudinage; b) relaciones de corte: pliegue abierto a gentil de un dique leucogranito que se introdujo a través de una zona de anfibolitas foliadas del Litodema San Francisco, cortados por una falla normal buzante al NE; c) pliegues isoclinales a cerrados sin raíz con variaciones en el espesor de sus flancos.	125
Figura 74. Interpretación de evolución de plegamiento isoclinal.	126
Figura 75. Fotomicrografías de esquistosidad de crenulación (línea roja punteada) en filonitas del Litodema San Francisco; la matriz de grano muy fino de Chl + Ser qu forma sutiles ondulaciones circundando los porfidoclastos de Qtz + Fs, plegando microscópicamente a S1/S2 _{Ls} con textura lepidoblástica; a) luz natural; b) luz polarizada.	127
Se considera la hipótesis de que el plegamiento del Grupo Coyotillo, dispuesto en el Cerro La Barajita, está representado por una deformación megascópica de estructuras antiformes y sinformes generadas por el cabalgamiento de alto ángulo (Figura 76). Según la simetría y orientación del plano axial, las estructuras plegadas del Grupo Coyotillo teniendo en cuenta esta hipótesis, se clasifican como pliegues simétricos de planos axiales volcados con vergencia al SW.....	127

Figura 77. Vista al W. Sección esquemática del Grupo Coyotillo en el Cerro La Barajita (sin escala). Interpretación de plegamiento en el Grupo Coyotillo con base en la repetición litológica y los datos de S0/S1 _{C0} . Asociación de pliegues anticlinal-sinclinal volcados, con los planos axiales (línea azul punteada) buzantes al N-NE.	128
Figura 78. Micropliegues de la foliación S0/S1 _{C0} denominados pliegues de crenulación en el nivel conglomerático del Grupo Coyotillo (línea roja punteada); a) crenulación marcada por la matriz de Chl y Ser en luz natural; b) proceso de rotación de porfidoclastos de Pl y Fs por efectos de la deformación milonítica que generó un plegamiento de crenulación.....	128
Figura 79. Proyecciones de igual área de planos axiales en la metariolita Gauna; a) Planos axiales (n=3) indicando con un rombo rojo la lineación de crenulación (n=1); b) polos de los planos axiales (n=3).	129
Figura 80. Pliegues de crenulación de la metaignimbrita riolítica, los ejes de los pliegues de crenulación se presentan cercanos a la dirección del rumbo de la foliación milonítica S0/S1 _G	129
Figura 81. Pliegues de crenulación asimétricos disarmónicos de la metaignimbrita riolítica. La escala en la foto es en centímetros.	130
Figura 82. Pliegues de crenulación o tipo <i>kink</i> en la Metariolita Gauna; a) laminaciones delgadas onduladas disarmónicas, discontinuas de 5 mm de amplitud formando <i>microkinks</i> en el nivel de metatoba de ceniza; b) <i>kinks</i> de 3 cm de amplitud en el nivel de metatoba de lapilli.	131
Figura 83. Esquema de pliegues de crenulación en la metariolita Gauna.	131
Figura 84. Porfidoclastos asimétricos de feldespatos con los planos de elongación paralelos a la foliación; a) sentido de movimiento <i>Top to SW</i> (cabalgadura); b) estructura S/C' indicando un sentido de movimiento <i>Top to SW</i> , mientras que los porfidoclastos asimétricos señalan un movimiento <i>Top to NE</i>	132
Figura 85. Porfidoclastos asimétricos tipo sigma con los planos de elongación paralelos a la foliación, indicando un sentido de movimiento <i>Top to SW</i>	132
Figura 86. Lente de leucogranito deformado, el indicador de sentido de movimiento es <i>Top to SW</i> , este cuerpo fue minado por la Compañía Timmins Gold Corp.	133
Figura 87. Fotomicrografías de bandas de cizalla S/C' y porfidoclastos asimétricos en el Litodema San Francisco; a) banda de cizalla S-C' indicando un sentido de movimiento <i>Top to SW</i> ; b) porfidoclasto tipo σ de feldespatos indicando un sentido de movimiento <i>Top to SW</i> ; c) porfidoclasto tipo σ de feldespatos potásicos, indicando un sentido de movimiento <i>Top to SW</i> ; d) porfidoclasto tipo σ de plagioclasa en proceso de alteración, indicando un sentido de movimiento <i>Top to SW</i>	134
Figura 88. Indicadores cinemáticos en el nivel conglomerático del Grupo Coyotillo; a) desarrollo de porfidoclastos con mantos tipo sigma y bandas de cizalla S/C' localmente, indicando un sentido de cizalla <i>Top to SW</i> (sinistral en la imagen); b) porfidoclasto indicando una cizalla derecha en la imagen <i>Top to NE</i>	135
Figura 89. Fotomicrografías de bandas de cizalla S/C' y porfidoclastos asimétricos en el Grupo Coyotillo; a) banda de cizalla S-C' indicando un sentido de movimiento <i>Top to SW</i> ; b) banda de cizalla S-C' espaciada, definida por horizontes de matriz de Ser + Bi + Ep de grano fino y horizontes de grano grueso de cuarzo, indicando un sentido de movimiento <i>Top to SW</i> ; c) banda de cizalla S-C' en luz natural, marcada por los minerales metamórficos, indicando un sentido de movimiento <i>Top to SW</i> ; d) rotación de fragmentos de roca granítica Qtz + Pl + Fs en sentido horario (dextral en la imagen), indicando un sentido de movimiento <i>Top to SW</i>	136

Figura 90. Fotomicrografías de indicadores cinemáticos de la metariolita Gauna; a) porfidoclasto de cuarzo indicando un sentido de movimiento <i>Top to NE</i> ; b) porfidoclasto de cuarzo indicando un sentido de movimiento <i>Top to NE</i> ; c) rotación de un fenocristal de plagioclasa en proceso de alteración indicando un sentido de movimiento <i>Top to SW</i> ; d) rotación de fenocristales de cuarzo y feldespatos sugiriendo un sentido de movimiento <i>Top to NE</i>	137
Figura 91. Estructuras mayores en el tajo San Francisco. La estabilidad del talud S es afectada directamente por la intersección de los planos de estructuras mayores, foliación y actitud del talud.	137
Figura 92. Proyecciones de igual área del total de fallas medidas en el área de estudio (n=353); a) Diagrama de rosas de los planos de falla; b) polos y contornos de polos de los planos de falla.	138
Figura 93. Cálculo de la densidad de distribución para obtener límites entre familias de fallas (líneas rojas punteadas). Eje de las abscisas: Acimut de los planos de fallas. Eje de las coordenadas: densidad de fallas.	139
Figura 94. Elementos asociados a defromación frágil; a) línea de intersección entre un plano de falla y los planos de foliación; b, e, g) Estrías de falla oblicua, de naturaleza normal; c) Espejo de falla; d) Drusa formada a lo largo de una falla frágil, con relleno de calcita; f) falla no cohesiva con relleno tipo gauge; h) pliegue de arrastre indicando un movimiento de falla normal.	140
Figura 95. Proyecciones de igual área de la familia 1 (n=83); a) Diagrama de rosas y vector promedio de la familia 1; b) polos y contornos de polos de la familia 1.	141
Figura 96. Análisis dinámico de la familia 1 (n=83); a) estrías de falla y contorno de estrías de N1; b) planos de falla de la familia 1 con sus respectivas estrías; las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo.	142
Figura 97. Proyecciones de igual área de la familia 2 (n=51); a) Diagrama de rosas y vector promedio de la familia RL2; b) polos y contornos de polos de la familia 2.	143
Figura 98. Análisis dinámico de la familia de fallas laterales o familia 2 (n=51); a) estrías de falla y contorno de estrías de RL2; b) planos de falla de la familia 3 con sus respectivas estrías; las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo.	143
Figura 99. Análisis dinámico del sistema conjugado de fallas de la familia 3 (n=132); a) estrías de falla y contorno de estrías; b) planos de falla de la familia 3 con sus respectivas estrías; las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo.	144
Figura 100. Análisis dinámico de la familia 3 (n=132); a) estrías de falla y contorno de estrías de N3; b) planos de falla de la familia 3 con sus respectivas estrías; las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo.	145
Figura 101. Cálculo del campo de esfuerzos del Litodema San Francisco (n=38); a) ejes de extensión (rojo) – acortamiento (azul); b) diagrama de contornos extensión (rojo) – acortamiento (azul); σ_1 = esfuerzo de mayor magnitud, σ_3 = esfuerzo de menor magnitud.	146
Figura 102. Cálculo del campo de esfuerzos del Grupo Coyotillo (n=2); a) ejes de extensión (rojo) – acortamiento (azul); b) diagrama de contornos extensión (rojo) – acortamiento (azul); σ_1 = esfuerzo de mayor magnitud, σ_3 = esfuerzo de menor magnitud.	147
Figura 103. Cálculo del campo de esfuerzos de la metariolita Gauna (n=7); a) ejes de extensión (rojo) – acortamiento (azul); b) diagrama de contornos extensión (rojo) – acortamiento (azul).	147

Figura 104. Análisis de la población de fallas (n=353) en el depósito San Francisco; a) Ejes de extensión (rojo) y acortamiento (azul); b) Diagrama de contornos de los ejes de extensión/acortamiento.....	149
Figura 105. Cálculo del tensor de esfuerzos principales de la familia 1 (n=83); a) Ejes de extensión (rojo) y acortamiento (azul); b) contornos de extensión (rojo) y acortamiento (azul).....	149
Figura 106. Cálculo del tensor de esfuerzos principales de la familia 3 (n=51); a) Ejes de extensión (rojo) y acortamiento (azul); b) contornos de extensión y acortamiento.	150
Figura 107. Cálculo del tensor de esfuerzos principales de la familia 4 (n=132); a) Ejes de extensión (rojo) y acortamiento (azul); b) contornos de extensión y acortamiento.	151
Figura 108. Mecanismo de falla compleja para un talud minero de gran escala. Fuente: (Hoek <i>et al</i> , 2000).....	153
Figura 109. Formación de cuñas en el talud sur.....	153
Figura 110. Esquema de definición de ángulos según el talud de análisis. Fuente: Diseño de Minas a cielo abierto, Universidad de Chile.....	155
Figura 111. Sectores geotécnicos de diseño. Fuente: Hernandez y Cicchini, 2012...	157
Figura 112. Resultados de prueba triaxial rápida para la obtención de parámetros geotécnicos (C y ϕ) para el material de relleno de falla en condiciones secas.	158
Figura 113. Resultados de prueba triaxial rápida para la obtención de parámetros geotécnicos (C y ϕ) para el material de relleno de falla en condiciones saturadas.	159
Figura 114. Modelo numérico en 3DEC.	160
Figura 115. Geometría de la cuña.....	161
Figura 116. Modelo de elementos finitos en 2D.	162
Figura 117. Estado de los elementos en 3DEC.	163
Figura 118. Contorno de la velocidad de deformación desviadora en la cuña en 3DEC.	163
Figura 119. Contorno del desplazamiento total en 3DEC.....	164
Figura 120. Contorno de la deformación cortante máxima en RS2.	165
Figura 121. Contorno del desplazamiento total en RS2.....	165
Figura 122. Contorno de desplazamiento en el talud sin la presencia de estructuras mayores.....	166
Figura 123. Interpretación esquemática de la evolución geológica; Paleoproterozoico: Primera fase de deformación D1 acompañada de un metamorfismo prógrado que generó la foliación del basamento (Litodema San Francisco); Mesoproterozoico: Introducción de cuerpos de leucogranito hiperaluminosos asociado a un magmatismo anorogénico; Neoproterozoico - Paleozoico: exhumación y erosión del Basamento (Litodema San Francisco).	170
Figura 124. Interpretación esquemática de la evolución geológica: Jurásico: depositación de sedimentos fluviales y deltáicos; Jurásico Tardío: vulcanismo riolítico ignimbrítico asociado al magmatismo del arco Jurásico; Cretácico Tardío: Magmatismo félsico relacionado representado por intrusivos cuarzo-monzoníticos.....	172
Figura 125. Cretácico Tardío – Paleógeno: evento compresivo durante la Orogenia Laramide D2 (interpretación a escala regional); Abajo: cabalgamiento a escala local.	174
Figura 126. Interpretación esquemática de la evolución geológica: Erosión sobre la estructura de cabalgamiento y desarrollo de la falla <i>detachment</i> que desliza la Metariolita Gauna sobre el Litodema San Francisco.	176
Figura 127. Procedimiento utilizado para la separación de minerales.	191
Figura 128. A) Proceso de trituración en la quebradora de quijadas Brawn Chipmunk; b) fragmentos inferiores a 1 cm; c) tamizado para la obtención de zircones; d) Pulverizadora	

Retsch; **e)** Mesa Wifley utilizada en la separación por densidad; **f)** Electroimán Frantz isodinámico empleado en la separación magnética de minerales y sus respectivas fracciones resultantes de la separación magnética en minerales diamagnéticos y magnéticos; **g)** Separación de minerales por densidad utilizando líquidos pesados para la concentración de zircons..... 192

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Características de los depósitos del Cinturón de oro orogénico de Caborca. Abreviaciones: Ar-Ar: Argón-Argón, K-Ar: Potasio-Argón, Qtz: Cuarzo, U-Pb: Uranio-Plomo, Ma: Millones de años. Modificado de Ochoa-Landín et al., 2011.....	53
Tabla 2. Abreviaturas minerales usadas en la descripción petrográfica de este trabajo.	73
Tabla 3. Selección de muestras para análisis de geocronología. Nota: Abreviaturas: Ap: Apatito; Bi: Biotita; Ca: Calcita; Chl: Clorita; Ep: Epidota; Kfs: Feldespato potásico; Pl: Plagioclasa; Py: Pirita; Qtz: Cuarzo; Sph: Esfena.	96
Tabla 4. Clasificación de pliegues en base al ángulo de interflanco.	119
Tabla 5. Parámetros mecánicos para la roca intacta. Fuente: Hernandez y Cicchini, 2012.	156
Tabla 6. Parámetros mecánicos estimados para la masa rocosa.	157
Tabla 7. Resultados de edades isotópicas para la muestra SF72.	197
Tabla 8. Resultados de edades isotópicas para la muestra SF65.	198

I. INTRODUCCIÓN

El noroeste mexicano, en particular el estado de Sonora, presenta gran diversidad y cantidad de depósitos minerales, los cuales están ligados a los distintos eventos ocurridos en la vasta historia geológica de la región. Estos depósitos han sido objeto de investigación, con el fin de definir sus características petrológicas, mineralógicas, de alteración, edades y tipología, de manera que se puedan generar modelos de su génesis y evolución geológica y así servir de base para la explotación actual y para la exploración futura.

Entre los variados tipos de yacimientos metálicos en Sonora destacan, por su importancia económica, un conjunto de depósitos que se ubican a lo largo de un cinturón de ~600 km de largo y 90 km de ancho que se extiende en dirección NW-SE desde las cercanías de Sonoyta hasta Santa Ana. Ciertos depósitos en este cinturón han sido nombrados distintamente como “depósitos de oro controlados estructuralmente” (Silberman *et al.*, 1988); “depósitos auríferos en vetas mesotermales” (Albinson *et al.*, 1989); “vetas mesotermales y zonas de cizalla en terrenos ígneo-metamórficos” (Pérez-Segura, 1993); “depósitos de oro orogénico” (Ochoa-Landín *et al.*, 2011), con base en la clasificación de Groves *et al.* (1998). El área que abarca dichos depósitos se le ha nombrado como “cinturón de oro orogénico de Caborca” (COOC) (Izaguirre *et al.*, 2012). A nivel mundial, estos depósitos están formados por sistemas de vetas que se emplazan a lo largo de estructuras geológicas y se asocian estrechamente a regiones metamórficas, las cuales se formaron en cinturones orogénicos colisionales o acrecionales, en contextos compresivos a transpresivos (Ochoa-Landín *et al.*, 2011).

Ochoa-Landín *et al.* (2011) señalan que la mineralización comúnmente se emplaza a lo largo de estructuras compresionales de gran escala, de segundo a tercer orden, que pueden ser de carácter dúctil-frágil. Dichas estructuras incluyen: (1) fallas o zonas de cizalla de alto a bajo ángulo, de movimiento inverso a desplazamiento lateral u oblicuo; (2) sistemas de fracturas, zonas de *stockwork* o brechas en rocas competentes; (3) planos de foliación o a lo largo de ejes de pliegues.

En Sonora, los depósitos auríferos más destacados como proyectos o minas en producción son: La Herradura, Nochebuena, La Pinta, Quitovac, La Choya, El Tiro, Tajitos, Campo Juárez, El Chanate, Carina y San Francisco. En la mayoría de estos depósitos se destaca la asociación con rocas metamórficas paleoproterozoicas del bloque Caborca, el cual se considera formado por fragmentos de las provincias Mojave y Yavapai

(Anderson y Silver, 1981, 2005; Whitmeyer y Karlstrom, 2007; Iriondo y Premo, 2011; Izaguirre *et al.*, 2012). Algunos depósitos también se hospedan parcialmente en cuerpos intrusivos, rocas volcánicas y vulcanosedimentarias atribuidas o fechadas al Mesozoico (Pérez-Segura *et al.*, 1996; Thoms, 1998; Noriega-Martínez, 2006). La mineralización aurífera comúnmente se encuentra relacionada a vetas de cuarzo con cantidades menores de turmalina, hematita, ankerita, pirita, galena, esfalerita y calcopirita, entre otros (Ochoa-Landín *et al.*, 2011). El oro se encuentra expresado como mineral de diferentes tamaños y texturas, como electrum o en forma de una gran variedad de telururos (Pérez-Segura *et al.*, 1996; Pérez-Segura *et al.*, 2019). Los fluidos que produjeron las vetas se caracterizan por compuestos de H₂O-CO₂ tal y como ocurre en la mayoría de los depósitos de este tipo en el mundo (Groves *et al.*, 1998; De la Garza *et al.*, 1998; Noriega-Martínez, 2006; Pérez-Segura *et al.*, 1996; Silberman *et al.*, 1988). Las temperaturas de homogenización, que indican la temperatura mínima de formación de las vetas, se encuentra en el rango de 230° a 370°C pero mayormente entre 250-310°C (Pérez-Segura *et al.*, 1996; Araux-Sánchez, 2000; Consejo de Recursos Minerales, 2000), de ahí que se les considere mesotermales, ya que el rango de este tipo de depósitos en general se consideran 200 a 300°C (Groves y Foster, 1991; Ridley *et al.*, 1996; Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2001, 2005). El tiempo de la mineralización a lo largo del cinturón ha sido constreñido entre 69 y 36 Ma mediante el método de Ar-Ar en mica blanca, con un período culminante interpretado entre 69 y 56 Ma (Pérez-Segura, 1993; Araux-Sánchez *et al.*, 2001; Iriondo y Atkinson, 2000; Quintanar-Ruiz, 2008; Izaguirre *et al.*, 2016), por lo que se les considera asociados con la fase orogénica Laramide del Cretácico Tardío – Paleógeno (Pérez-Segura *et al.*, 1996; Iriondo y Atkinson, 2000; Iriondo, 2001; Poulsen *et al.*, 2008; Quintanar-Ruiz, 2008).

El cinturón de oro orogénico de Sonora incluye las diversas trazas de la postulada Megacizalla Mojave-Sonora, la cual correspondería a una falla lateral izquierda que estaría activa a partir del Jurásico tardío y que desplazaría las provincias paleoproterozoicas Mojave y Yavapai aproximadamente 800 km en dirección suroeste para yuxtaponerlas contra la provincia paleoproterozoica Mazatzal (Anderson y Silver, 1979, 2005). Dado que la megacizalla se propone activa a partir del Jurásico tardío y la mineralización en el cinturón orogénico ha sido fechada como del Cretácico tardío-Eoceno, no parece haber una relación genética directa entre ambos, pero algunos autores sugieren que la megacizalla pudo crear zonas de debilidad en la corteza superior que

permitieron la formación posterior de los depósitos de oro (Nourse *et al.*, 1994; Anderson y Nourse, 1998; Campbell y Anderson, 1998; 2003). Por otra parte, algunos autores sugieren, por evidencias de campo y edades, que el movimiento de este tipo de mega-estructuras es intermitente y que por lo menos siguió activa hasta el final de la formación de los depósitos de oro orogénico (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

El depósito de San Francisco se ubica en la parte más oriental del cinturón de oro orogénico de Sonora, en las cercanías del poblado de Estación Llano. En las rocas encajonantes de la mineralización se ha obtenido una edad por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en una anfibolita > 911 Ma, interpretada como una edad de enfriamiento, probablemente de retromorfismo (Pérez-Segura *et al.*, 1996), mientras que para la mineralización del depósito se obtuvo una edad de 41 Ma en una muscovita hidrotermal de un granito leucocrático (Pérez-Segura, *et al.*, 1996); coherente con la edad obtenida por Izaguirre *et al.* (2016), quienes fecharon mica blanca proveniente de vetas de cuarzo hidrotermal mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ determinando edades de 42.2 Ma y 38.9 Ma, confirmando así la edad de la mineralización para el depósito San Francisco. Posterior al evento orogénico Laramide, se ha reconocido el emplazamiento de un enjambre de diques lamprófidos. Una biotita procedente de un lamprófido post-mineralización en el depósito San Francisco fue fechada en 27 Ma (Pérez-Segura *et al.*, 1996).

Económicamente, Sonora produce la mayor cantidad de oro y cobre del país, aportando alrededor del 33.2% del primer elemento a la producción nacional. San Francisco, por su parte, ha reportado más de un millón de onzas de oro y fue uno de los primeros yacimientos en ser estudiados como prototipo de yacimientos de oro orogénico en Sonora, que se extendió como tema de investigación de este tipo de depósitos y a su prospección geológica en la porción NW del estado.

1.1 JUSTIFICACIÓN

A pesar de la importancia geológica-económica del cinturón de oro orogénico de Caborca, los estudios disponibles sobre el mismo han sido relativamente pocos. Entre ellos es común encontrar tesis de licenciatura o maestría (Caudillo-Sosa y Oviedo-Lucero, 1990; Meza-Figueroa, 1993; Araux-Sánchez, 2000; Noriega-Martínez, 2006; Quintanar-Ruiz, 2008; Ornelas, 2009), escasas publicaciones de depósitos específicos (Pérez-Segura *et al.*, 1996; Araux-Sánchez, 2000; Poulsen *et al.*, 2008; Pérez-Segura *et al.*, 2019) y algunas recopilaciones enfocadas en caracterizar la geología, mineralización, geoquímica, inclusiones fluidas y la edad de los depósitos (Consejo de Recursos

Minerales, 2000; Ochoa-Landín *et al.*, 2011; Izaguirre *et al.*, 2016). Aunque en algunos trabajos se incluyen estereogramas de fallas o vetas-fallas (Meza-Figueroa, 1993; Araux-Sánchez *et al.*, 2001; Noriega-Martínez, 2006), ninguno o muy pocos de ellos incluyen un análisis estructural dinámico o cinemático en su sentido estricto, a pesar de que los depósitos en cuestión se caracterizan por estar controlados estructuralmente. Este trabajo está entonces encaminado a ser uno de los pioneros en establecer un análisis estructural detallado de un depósito característico dentro del cinturón orogénico: el depósito San Francisco, cerca del poblado de Estación Llano. La hipótesis que se plantea es que el depósito, al ser parte del cinturón orogénico, presenta un control estructural de la mineralización. Así, a través de la medición sistemática de las estructuras geológicas incluyendo foliaciones, plegamientos, fallas de distintos tipos, indicadores cinemáticos y mediante un análisis minucioso de los datos obtenidos, combinado con observaciones de campo y petrográficas, se pretende establecer el carácter de las estructuras previas al evento mineralizante así como las que lo afectaron el depósito posteriormente; además, definir el o los campos de esfuerzos que pudieron provocar los sistemas de estructuras.

Se considera importante tratar de esclarecer la edad de las unidades dentro del área de estudio, ya que el fechamiento en el yacimiento ha sido relativamente limitado y se considera que algunas unidades todavía no están debidamente acotadas en el tiempo geológico. En este trabajo se tratará, dentro de las limitaciones económicas, de contribuir al conocimiento geocronológico del área mediante análisis U-Pb en zircones de las unidades geológicas clave del área de estudio.

El análisis estructural detallado, en conjunto con los datos geocronológicos, permitirá proponer un modelo de evolución geológica estructural y tectónica del depósito. Dicho modelo incrementará el conocimiento de este grupo de depósitos y puede tener una influencia directa en los procesos de exploración económica de la región. El estudio estructural, tiene también una importancia indudable en la planificación de la extracción y el comportamiento geomecánico de las estructuras mayores sobre el minado a cielo abierto que se está llevando a cabo. Aunado a lo anterior, una vez conocidas las estructuras mayores y menores, se considerarán éstas dentro de modelo numérico 3D que permita conocer la estabilidad del talud sur, con el fin de implementar metodologías geotécnicas aplicables al tajo.

1.2 OBJETIVOS

General

Elaborar un modelo geológico-estructural para proponer la génesis del depósito de oro orogénico San Francisco y estudiar el efecto de las estructuras mayores en la estabilidad del talud sur.

Específicos

- Levantar secciones estructurales para caracterizar la geología estructural del yacimiento.
- Realizar un análisis estructural para definir los grupos y tipos de estructuras, esfuerzos principales y cinemática que generó la configuración estructural actual.
- Corroborar la edad del basamento metamórfico mediante el método U/Pb en zircones.
- Analizar el efecto de las estructuras mayores sobre la estabilidad del talud sur, utilizando modelación numérica.

II. GENERALIDADES

2.1 LOCALIZACIÓN

La mina San Francisco-Alio Gold Corp., se ubica en la porción central del estado de Sonora (Figura 1), a 1 km al poniente de la localidad Estación Llano del municipio de Santa Ana y a 150 km al norte de Hermosillo sobre la carretera internacional México 15.

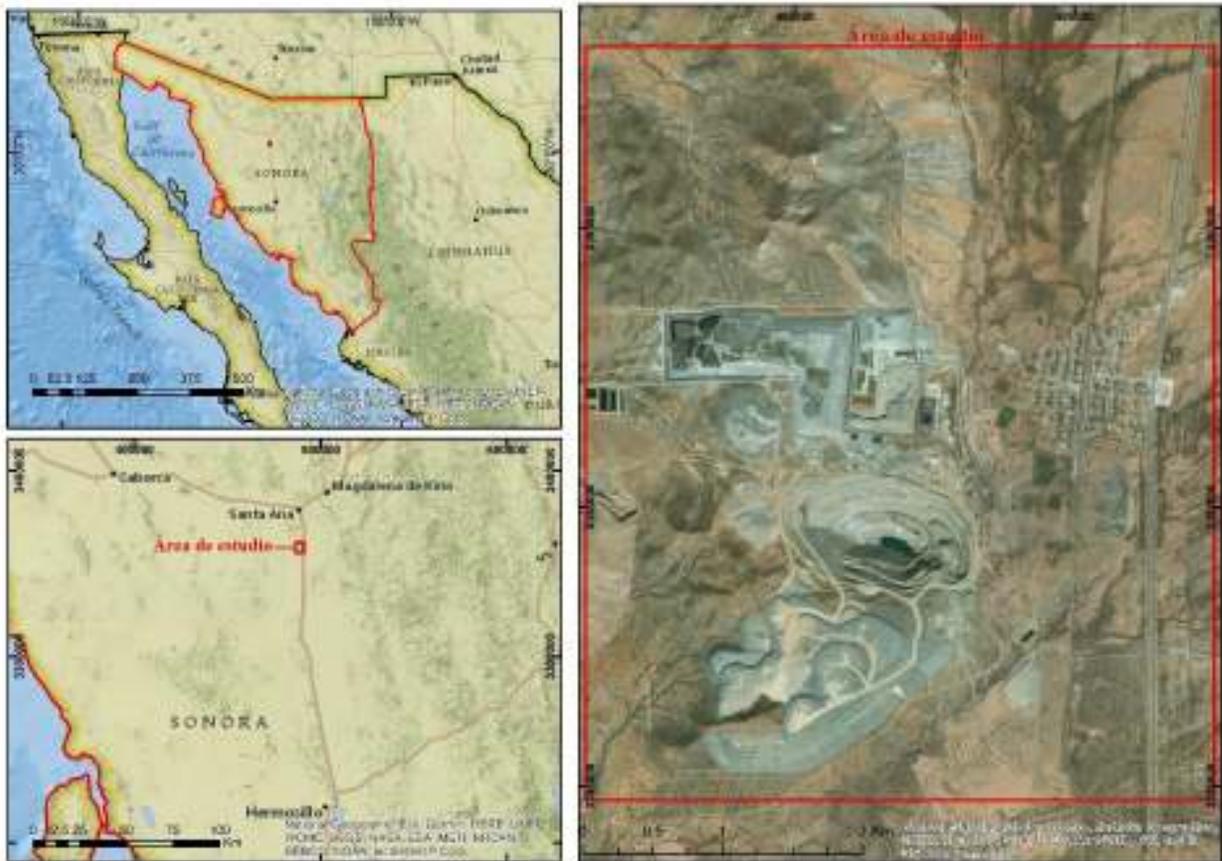


Figura 1. Localización del área de estudio.

2.2 FISIOGRAFÍA, HIDROGRAFÍA Y CLIMA

El área de estudio se ubica en la provincia fisiográfica de la Llanura Sonorense, en la subprovincia de Sierras y Llanuras Sonorenses (Figura 2). Esta subprovincia se caracteriza por manifestar un relieve de sierras aisladas en dirección NW-SE y N-S, con alturas que oscilan entre 200 a 1,400 m.s.n.m, con desarrollo de llanuras y lomeríos entre ellas.



Figura 2. Mapa de provincias fisiográficas de Sonora. El área de estudio pertenece a la provincia fisiográfica Llanura Sonorense. La nomenclatura se tomó de: Provincias y subprovincias fisiográficas de México – INEGI, 2018.

El área de estudio pertenece a la región hidrológica de Sonora norte y a la cuenca hidrológica del río Concepción (afluente también denominado río de la Asunción), en donde los cauces fluviales adyacentes e intermitentes son: El Álamo, El Aguaje, El Potrerillo y El Carrizo. Los periodos de lluvias son inferiores a 29 días. La precipitación media anual es de 194 mm (INEGI, 2009), mientras que la precipitación durante los meses de noviembre a abril es alrededor de 75 mm ocurriendo ocasionales heladas en este mismo periodo, según la carta de efectos climáticos H12-5 Cananea (INEGI, 1985). El clima que predomina en la región es seco-cálido con temperaturas medias anuales máxima de 36.5°C y mínima de 3.4°C.

2.3 METODOLOGÍA

El trabajo inicia con la recopilación y revisión bibliográfica de estudios realizados en la región y áreas aledañas. La segunda fase consiste en el levantamiento de campo, cartografía geológica, levantamiento de secciones geológico-estructurales, toma de muestras y caracterización de la masa rocosa. El procesamiento y análisis de los resultados se dividen en 2 grandes áreas del conocimiento (Figura 3): la primera es de enfoque geológico-estructural y la segunda relacionada a la estabilidad de taludes.

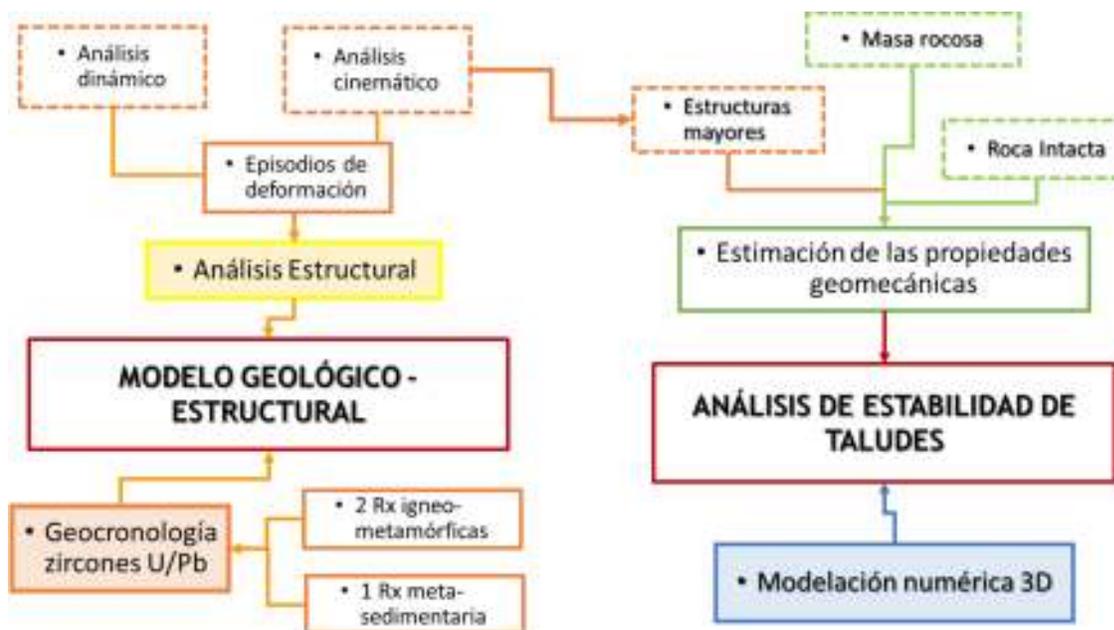


Figura 3. Metodología de trabajo.

Levantamiento de campo

Las labores de campo, en una primera etapa, consistieron en reconocer la geología local con un muestreo de rocas claves para posteriores análisis de laboratorio; seguida de la identificación de contactos entre las unidades aflorantes, ajustadas a la escala de trabajo. Con el objetivo de reconocer la configuración estructural del depósito San Francisco, se realizó un levantamiento de secciones estructurales perpendiculares al rumbo de la foliación de las unidades del área. Durante esta etapa se identificaron elementos estructurales planares y lineales; planos tales como: planos de foliación, estratificación, fallas y diques; así como elementos lineales: lineación de estiramiento, estrías dúctiles, estrías de falla y ejes de pliegues; indicadores del sentido de movimiento como: porfidoclastos asimétricos, estructuras S/C', pliegues de arrastre, desplazamiento de horizontes marcadores y tectoglifos, entre otros.

Una de las aplicaciones del análisis estructural prevaleció en conocer el efecto de las estructuras sobre la estabilidad del talud sur del tajo San Francisco, por ende, fue necesario realizar en campo la caracterización de la masa rocosa y la medición de su resistencia.

Pruebas de laboratorio

De las muestras colectadas se seleccionaron 32 para elaborar láminas delgadas, 6 muestras de material de falla tipo *gouge* para pruebas triaxiales y 3 muestras para análisis de geocronología U-Pb.

Petrografía. Caracterización y clasificación petrográfica de 32 láminas delgadas en microscopio petrográfico.

Geocronología.

El procedimiento utilizado para el estudio de geocronología inicia con la etapa de preparación de la roca para obtener una concentración de zircones, seguida por la determinación de los puntos de análisis según la morfología y tamaño de los zircones, definidos sobre una fotografía de catodoluminiscencia; y finalizando con el análisis U-Th-Pb mediante espectrometría de masas con ablación láser del Centro de Investigación del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona *Laserchron Center*. La metodología desarrollada se detalla en el Anexo 1.

Laboratorio de mecánica de suelos y rocas. Obtención de parámetros físicos y mecánicos del material de relleno de las fallas: peso unitario y triaxiales (C-cohesión y ϕ -ángulo de fricción interna) en el laboratorio de geotecnia del Departamento de Ingeniería Civil y Minas, Universidad de Sonora. La metodología desarrollada se detalla en el anexo 2.

Procesamiento y análisis de los resultados

- Producir la cartografía geológica del área de San Francisco a escala 1:22,500, con la ayuda de un software GIS (*Sistemas de información geográfica*).
- Obtener las gráficas de concordia y calcular las edades promedio de las rocas, haciendo uso de los algoritmos provistos por el complemento de Excel: *Isoplot 3.5* (*Berkely Geochronology Center – Ludwig, 2012*).
- Aplicar un tratamiento geoestadístico a los datos estructurales para determinar las orientaciones de las familias de falla mediante el software *Stereonet*; definir los campos de esfuerzos que les dieron origen, haciendo uso del software *FaultKin* (*Allmendinger et al., 2012; Cardozo y Allmendinger, 2013; Merret y*

Allmendinger, 1990). Una vez realizado el análisis estructural, proponer según la interpretación de los resultados, un modelo de evolución tectónica para el yacimiento de oro San Francisco.

- Para el análisis de estabilidad del talud sur, utilizar los *softwares* de mecánica de rocas: *3DEC*; e integrar los parámetros geomecánicos del relleno de las estructuras mayores y la masa rocosa a la modelación numérica.

III. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICA REGIONAL

La porción noroeste de México ha experimentado un dinamismo constante ya que se ha visto sometido a regímenes tectónicos de diversa naturaleza y complejidad.

PROTEROZOICO

Las rocas más antiguas de México se encuentran distribuidas en el NW de Sonora, Baja California y Chihuahua. Dichas rocas provienen de tres provincias corticales paleoproterozicas: 1) Provincia Mojave; 2) Provincia Yavapai y 3) Provincia Mazatzal (Figura 4). La distribución espacial de estas provincias configura la margen del SW de Laurentia la cual corresponde al cratón norteamericano. Mojave es la provincia más antigua y noroccidental, está formada por gneises migmatíticos cuarzofeldespáticos, gneises pelíticos, anfíbolitas y escasas cuarcitas; algunas de sus rocas alcanzan la facies de granulita. Este conjunto de rocas fueron intusionadas por una suite heterogénea de granitoides que, según recopilación de Iriondo y Premo (2011), se emplazaron entre 1810 y 1630 Ma. El metamorfismo y deformación de estas rocas se atribuye a la orogenia Ivanpah ocurrida hace ~1700 Ma (Whitmeyer y Karlstrom, 2007). La acreción del terreno arqueano de Mojave culminó durante la orogenia Yavapai. La provincia de Yavapai es en gran parte un conjunto de terrenos de arco oceánico con una geometría compleja, interpretada como un extenso arco magmático juvenil formado entre 1800 y 1700 Ma que incluye rocas metavolcánicas con protolitos que van de basalto a riolita y rocas metasedimentarias volcanogénicas. Estas secuencias fueron intrusionadas primero por plutones calcoalcalinos de cuarzodiorita a granodiorita (Whitmeyer y Karlstrom, 2007; Iriondo y Premo, 2011) y luego por plutones máficos a intermedios (Pallister y Aleinikoff, 1987; Snyder, 1980). Las rocas mencionadas fueron deformadas y metamorfoseadas hasta la facies de anfíbolita durante la orogenia Yavapai ~1700 Ma, que se atribuye a la colisión del arco juvenil contra el sur de Laurentia formado en parte por el bloque Mojave (Whitmeyer y Karlstrom, 2007). La sucesión litológica dispuesta en las proximidades de Caborca está representada por una secuencia metamórfica deformada evidenciada por esquistos de cuarzo-muscovita y gneises de cuarzo-feldespato y biotita, afectada por intrusivos calcoalcalinos de edades que oscilan entre 1720 y 1750 Ma (Anderson y Silver, 1981; 2005). La provincia paleoproterozoica Mazatzal al S-SE de Arizona y NE de Sonora, está conformada por rocas supracorticales con metamorfismo de bajo grado y por intrusiones hipabisales con edades entre 1750 a 1620 Ma, las cuales fueron deformadas

durante la orogenia Mazatzal, ocurrida entre 1670 y 1620 Ma (Karlstrom *et al.*, 1987; Karlstrom y Bowring, 1988; Conway y Silver, 1989).

Las rocas metamórficas paleoproterozoicas, particularmente las del noroeste de Sonora que conforman el bloque Caborca, han sido formalmente agrupadas bajo el término de Complejo Metamórfico Bámori (Longoria *et al.*, 1978), el cual está conformado por ortogneises y anfibolitas derivadas de rocas ígneas intrusivas, así como por anfibolitas, micaesquistos pelíticos y cuarcitas, derivadas de secuencias volcanosedimentarias. Las facies de metamorfismo abarcan desde la de esquisto verde hasta anfibolita (Longoria *et al.*, 1978; Anderson y Silver, 1981). Las rocas paleoproterozoicas del noreste de Sonora, que conforman el bloque Norteamericano (Campa y Coney, 1983), se consideran la continuación de la unidad denominada Esquisto Pinal que forma parte de la provincia Mazatzal.

Las provincias paleoproterozoicas experimentaron dos etapas de intrusión, una cercana a 1400 Ma y la segunda cerca de 1100 Ma (Anderson y Silver, 1981; 2005; Herrera-López *et al.*, 2005; Noguez-Alcántara, 2008). El primer evento magmático se asocia con la denominada provincia Granito-Riolita la cual se caracteriza por el desarrollo de un amplio magmatismo entre 1550 y 1350 Ma (Lidiak *et al.*, 1966; Bickford *et al.*, 1986; 2000). Rocas plutónicas de este rango de edades tienen una amplia distribución en las provincias Mazatzal y Yavapai (Whitmeyer y Karlstrom, 2007). El segundo evento coincide cronológicamente con la orogenia Grenvilliana ocurrida a fines del Mesoproterozoico y mediante la cual se amalgamaron los diversos fragmentos continentales para conformar el supercontinente Rodinia (Figura 4) (Moores, 1991; Dalziel, 1991). Se ha considerado que a fines de la orogenia Grenvilliana (~1000 Ma) Sonora se ubicaba en la parte central de dicho supercontinente (Li *et al.*, 2007).

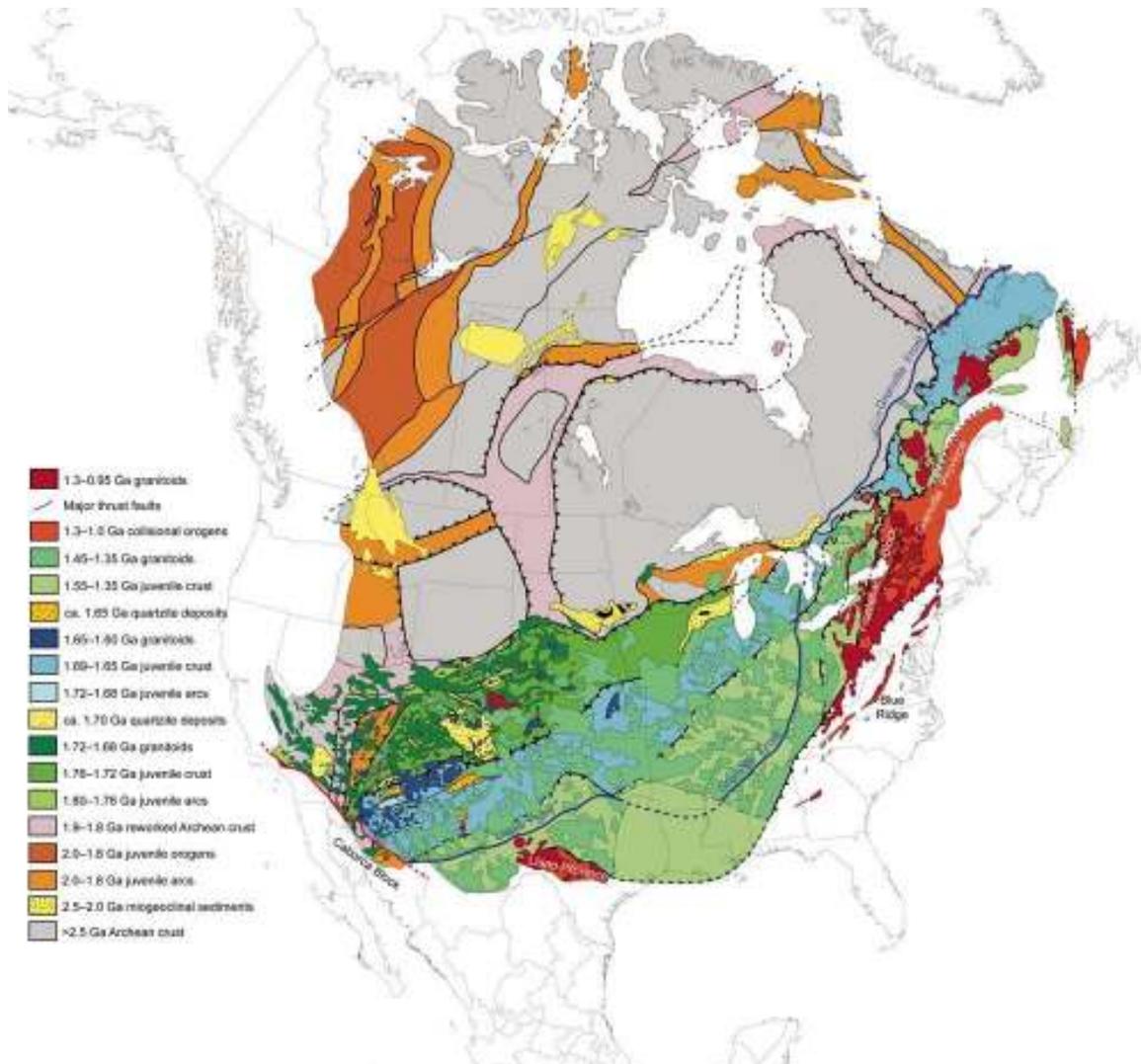


Figura 4. Mapa de distribución de provincias magmáticas y cortezas juveniles acrecionadas al cratón norteamericano durante el Proterozoico. Tomado de: Whitmeyer y Karlstrom (2007).

En el norte de Sonora durante ese periodo ocurrieron intrusiones de rocas graníticas aisladas, en particular, el Granito Aibó fechado entre 1100 y 1070 Ma y otros plutones de edades similares que afloran de manera aislada (Anderson y Silver, 1981; 2005; Iriando, 2001; Iriando *et al.*, 2004; Izaguirre-Pompa e Iriando, 2007; Izaguirre *et al.*, 2008; Enríquez-Castillo *et al.*, 2009). No obstante, los granitoides grenvillianos de Sonora y Arizona se consideran anorogénicos y se han relacionado con procesos extensionales contemporáneos a la orogenia Grenvilliana, que produjeron, lejos de las zonas de convergencia, cuencas alargadas limitadas por fallas normales con rumbo NW-SE donde se depositaron gruesos paquetes sedimentarios como los Grupos Unkar y Apache en Arizona y otras unidades sedimentarias sin-tectónicas (Figura 5), con edades de depósito entre 1350 y 1100 Ma (Wrucke, 1989; Timmons *et al.*, 2001). Whitmeyer y Karlstrom

(2007) consideran que dichas fallas pudieron influir en la creación o subsecuente reactivación de fallas regionales como la Megacizalla Mojave-Sonora.

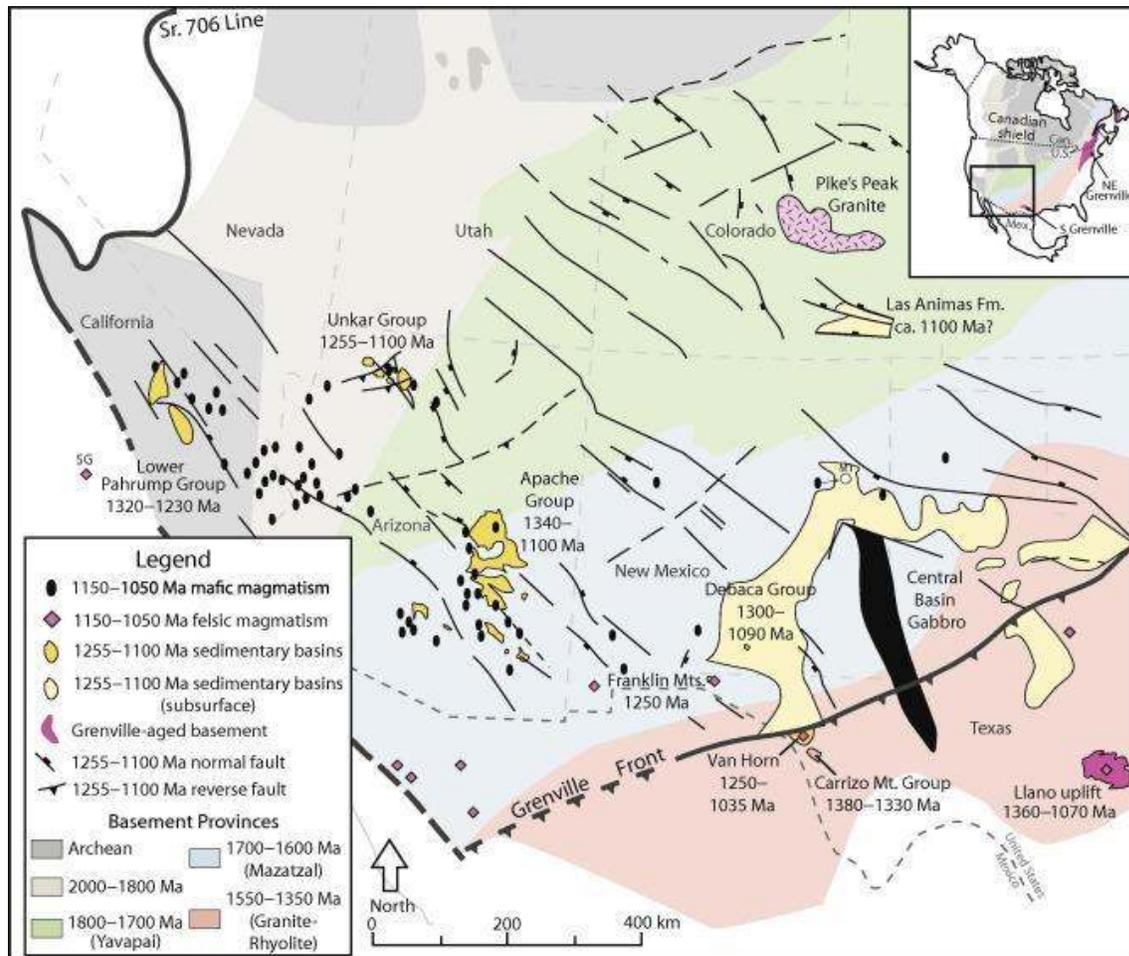


Figura 5. Geología Pre-Neoproterozoica del suroeste de Laurentia, mostrando la sedimentación intracratónica entre terrenos del basamento Arqueano y Mesoproterozoico durante la orogenia Grenvilliana. La línea Sr 706 marca el límite occidental de la corteza proterozoica en Laurentia y SG - San Gabriel-Eagle Mountains - Anorthosite-Magnerite-Charnockite-Granite suite. Tomado de: Moulder *et al.*, 2017.

Una vez consumado el magmatismo mesoproterozoico, inició el periodo Neoproterozoico con la fragmentación de Rodinia (Figura 6), donde el basamento proterozoico del SW de Laurentia experimentó un proceso de rifting entre 780 y 680 Ma, iniciando por el límite occidental (Stewart, 1984; Bond *et al.*, 1985; Heaman *et al.*, 1992; Harlan *et al.*, 2003; Whitmeyer y Karlstrom, 2007; Li *et al.*, 2008). Este proceso derivó al desarrollo paulatino de un margen pasivo correspondiente al Océano Pacífico, que culminó con la separación de Laurentia de otros fragmentos continentales adyacentes tales como Australia, Antártida y/o Siberia (Karlstrom y Humphreys, 1998).

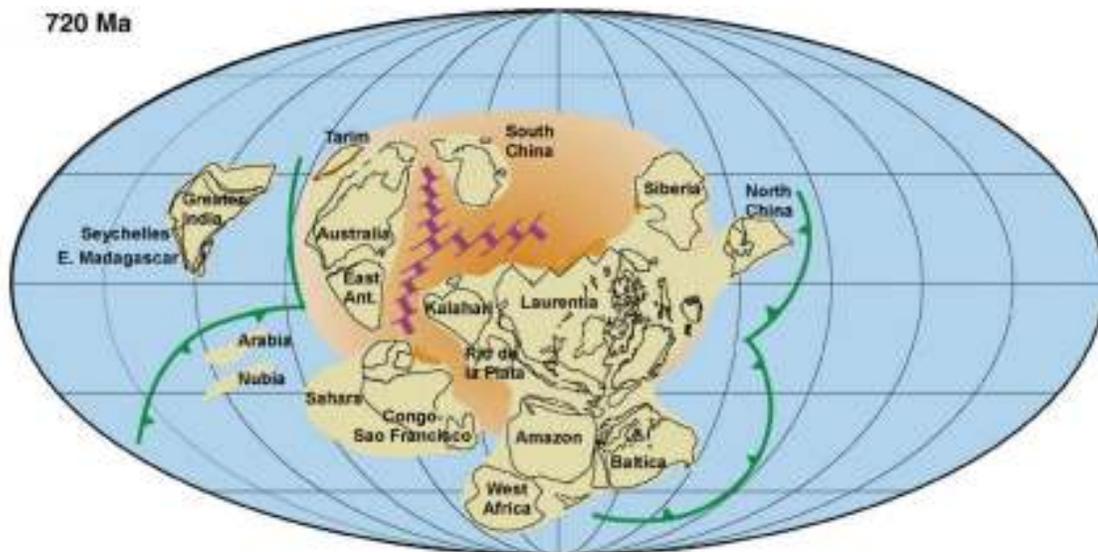


Figura 6. Proceso de rifting y fragmentación del supercontinente Rodinia durante el Neoproterozoico ~720 Ma. Tomado de: Li et al. (2007).

Este margen pasivo occidental se mantuvo hasta el Pérmico y durante esta etapa se depositaron gruesas secuencias sedimentarias de plataforma marina. Las rocas neoproterozoicas contienen estructuras sedimentarias marinas y fósiles de estromatolitos, los cuales son abundantes localmente (Stewart *et al.*, 1984; Longoria y Pérez-Venzor, 1979). Dichas rocas cubrieron en discordancia angular las rocas paleo- y mesoproterozoicas del bloque Caborca. Esta secuencia de unos 1,400 m de rocas marinas carbonatadas a detríticas con estromatolitos fue agrupada bajo la denominación de Capas Gamuza (Eells, 1972; Longoria *et al.*, 1978; 1981; Stewart *et al.*, 1984).

PALEOZOICO

La Era paleozoica en la región norte de Sonora, está representada por secuencias sedimentarias de plataforma marina que afloran desde el norte de Caborca hasta la latitud de Hermosillo. Aunque los afloramientos son relativamente aislados por causa de intenso fallamiento, se tiene registro de la mayoría de los pisos de esta Era (Stewart *et al.*, 1984; Stewart *et al.*, 2002 y referencias ahí). Por otra parte, a partir de la latitud de Hermosillo y más hacia el sur, se ha reportado la presencia de secuencias sedimentarias del Ordovícico, Devónico y Carbonífero, correspondientes a ambientes de talud y cuenca marina (Stewart *et al.*, 2002; Poole *et al.*, 2005 y referencias ahí), los cuales cabalgan a las secuencias paleozoicas de plataforma. Estas rocas han sido agrupadas bajo la denominación de terreno Cortés (Coney y Campa, 1987). Se ha propuesto que dicho cabalgamiento ocurrió durante el Pérmico tardío (Poole y Madrid, 1988).

MESOZOICO

A fines del Paleozoico y principios del Mesozoico, en Sonora se registra el cambio de un margen pasivo a un margen convergente. Como resultado de este cambio geodinámico, se produjo el emplazamiento de rocas ígneas de edad permo-triásica que afloran en el noroeste y sur de Sonora intrusionando a las secuencias preexistentes (Arvizu *et al.*, 2009; Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016). Una vez consumado el magmatismo permo-triásico, en el noroeste de Sonora se produjo el depósito de secuencias sedimentarias del Triásico inferior al Jurásico inferior en una cuenca tipo ante-arco en el noreste de Sonora (González-León, 1997; Lawton *et al.*, 2011; González-León *et al.*, 2011). González-León *et al.* (2011) describen 14 secuencias limitadas entre sí por discordancias en el Grupo El Antimonio, que incluye las formaciones Antimonio, Río Asunción y Sierra de Santa Rosa, con espesores medidos de 1805, 450 y 1705 m respectivamente (González-León *et al.*, 2011; Galindo, 2019). Estas secuencias comprenden en su parte basal conglomerados, areniscas de grano grueso que cambian gradualmente a lutitas y calizas con presencia de amonitas del Hettangiano tardío al Sinemuriano tardío.

A partir del Triásico tardío se desarrolló un arco magmático en el límite suroccidental de Laurencia. Rocas del arco magmático del Triásico al Jurásico medio consisten en granitoides, tobas de ceniza dacítica a riolítica y flujos localmente intercalados con areniscas y estratos sedimentarios con abundantes clastos volcánicos de firma predominantemente calco-alcalina a alcalina (Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016). Simultáneamente, en la parte centro-sur de Sonora, entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano se produjo el depósito de sedimentos fluvio-deltaicos del Grupo Barranca los cuales se ha propuesto que fueron depositados en cuencas transtensionales y/o extensionales alargadas de tipo rift (Stewart y Roldán-Quintana, 1991) y cuya fuente fueron las áreas elevadas que consistían en rocas del basamento Precámbrico y su cobertura (Gehrels y Stewart, 1998), así como de un orógeno paleozoico situado al sur del estado (Vega-Granillo *et al.*, 2019).

Durante el Jurásico continuó el vulcanismo y plutonismo de arco continental en Sonora (Figura 7), el cual se relaciona con una subducción oblicua de la placa Farallón por debajo de la placa norteamericana. Los afloramientos de este arco volcánico se localizan principalmente en la porción norte y NW del estado, donde se caracterizan por derrames y tobas riolíticas a dacíticas, con intrusiones de granito y monzodiorita de carácter calcoalcalino a alcalino (Mauel *et al.*, 2011). Las rocas volcánicas se intercalan

localmente con cuarzarenitas y estratos sedimentarios con abundantes clastos volcánicos (Stewart *et al.*, 1986; Tosdal *et al.*, 1989; Mauel *et al.*, 2011). Las rocas volcánicas riolíticas a dacíticas se encuentran en el intervalo de edad 180 y 170 Ma, equivalente al Jurásico temprano-medio, mientras que las rocas intrusivas han sido fechadas entre 175 a 150 Ma, es decir al Jurásico medio-tardío (Anderson y Silver, 1979; May y Haxel, 1980; Hardy, 1981; Haxel *et al.*, 1985; Stewart *et al.*, 1986; Segerstrom, 1987; Tosdal *et al.*, 1989; Palafox *et al.*, 1992; Nourse *et al.*, 1994; Nourse, 1995; Rodríguez-Torres *et al.*, 2003; Anderson *et al.*, 2005; Haxel *et al.*, 2005; González-León *et al.*, 2005; Haxel *et al.*, 2005; Leggett, 2009).

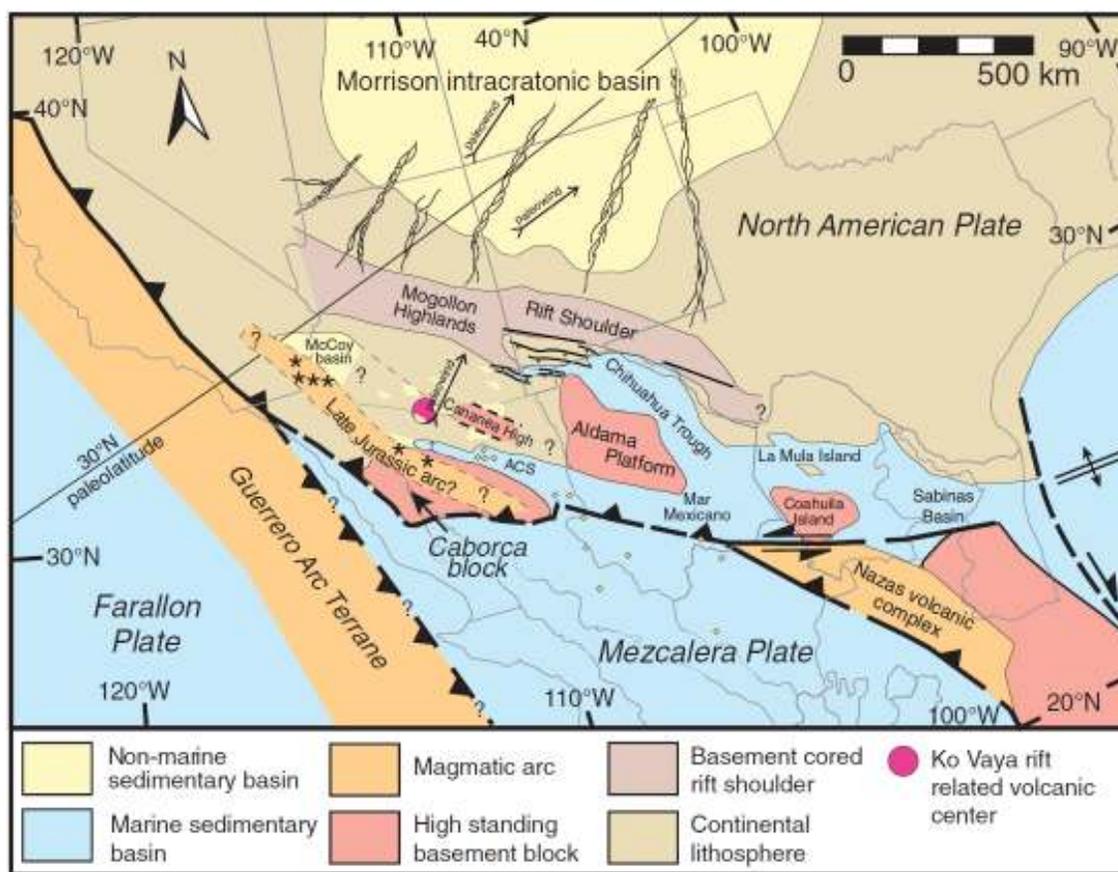


Figura 7. Paleogeografía del límite suroccidental de la Placa Norteamericana durante el Jurásico tardío. ACS: Canal Arivechi-Cucurpe. Los rombos amarillos representan secuencias de lutitas marinas del Jurásico Superior. Los asteriscos indican plutones del Jurásico tardío. Tomado de: Mauel *et al.* (2011).

En el área de estudio, en los cerros situados al oeste de Estación Llano, se definió el Grupo Coyotillo como una secuencia metasedimentaria de micaesquistos, mármoles, metaconglomerados, meta-areniscas, cuarcitas, filitas y metatobas, metamorfoseados en la facies de esquistos verdes, el cual se atribuyó al Jurásico medio (Morales-Montaño, 1984). Este grupo es correlacionable con la Formación Basomari, la cual está expuesta principalmente al norte del Rancho Basomari y aunque fue anteriormente asignada al

Jurásico superior (Stephens, 1988), posteriormente se asignó al Jurásico inferior por la intercalación de una toba dacítica con edad de 189 Ma en la parte superior de la unidad (U-Pb zircon SHRIMP; Leggett *et al.*, 2007; Leggett, 2009). Esta unidad es a su vez es correlacionable con la formación Sierra de Santa Rosa (Mauel *et al.*, 2011). La Formación Basomari consiste en ~750 m de conglomerado soportado por matriz con estratificación gruesa, intercalado con capas de litarenita volcánica, de tonalidad marrón a gris oscura y capas de limolitas (González-León *et al.*, 2009). Los conglomerados contienen clastos de rocas volcánicas intermedias, así como clastos de gneis, granito, diorita y escasa cuarcita. Basado en la litología y ausencia de fósiles se ha interpretado a esta formación como un depósito continental fluvial - aluvial (González-León *et al.*, 2009).

En el Cerro El Carnero, ubicado al norponiente del área de estudio, se ha descrito una secuencia metasedimentaria denominada Complejo Carnero (Jacobson *et al.*, 2019), la cual se deriva principalmente de areniscas con cantidades menores de conglomerado, lodolita y calizas, que incluye una banda delgada de filita negra. Estas rocas están caracterizadas por presentar una foliación-clivaje bien desarrollada. Las edades máximas de depósito varían entre 180-170 Ma, Jurásico temprano-medio (Jacobson *et al.*, 2019). Esta secuencia es similar y correlacionable por litología y edad a la formación Basomari (Leggett, 2009; Mauel *et al.*, 2011).

Se ha propuesto que el arco magmático del Jurásico fue truncado por una falla de corrimiento lateral izquierdo con desplazamiento de ~800 km activa durante el Jurásico Tardío (156- 146 Ma) la cual se ha denominado megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979; 2005) y que yuxtapondría bloques paleoproterozoicos Mojave vs. Mazatzal en la versión original de Anderson y Silver (1978) o Mojave-Yavapai vs. Mazatzal según otros autores (Molina-Garza e Iriondo, 2005; Iriondo y Premo, 2011). Según los autores del modelo de megacizalla, la deformación a lo largo de la misma sería de tipo transtensivo. Dicha transtensión formaría una franja de rocas deformadas que se extiende desde Sonoyta hasta la región de Tuape, y se le atribuirían fallas de cabalgadura con formación de milonitas, plegamiento y, en algunas localidades, metamorfismo de facies esquistos verdes. No obstante, algunos autores como Poole *et al.* (2005) y Molina-Garza e Iriondo (2005) han manifestado argumentos en contra de un desplazamiento de tal magnitud durante el Jurásico tardío. Modelos alternativos sugieren que las rocas paleoproterozoicas se extendían hacia el oeste y fueron doblados hacia el sur por eventos tectónicos convergentes culminando su colisión contra otros bloques ubicados más al sur

(Irriondo *et al.*, 2013) o que el movimiento de los bloques paleoproterozoicos ocurrió durante el Pérmico Tardío (Arvizu *et al.*, 2009) o Carbonífero (Lawton *et al.*, 2017).

A lo largo del dominio Mojave-Sonora las rocas sedimentarias e ígneas jurásicas, se caracterizan por presentar deformación dúctil, siendo común la presencia de cabalgaduras, foliación milonítica y pliegues recostados (Poole *et al.*, 2005). La historia tectónica del Jurásico medio-tardío y del Cretácico temprano incluye: 1) subducción entre los 175–165 Ma; 2) evento de rifting al disminuir la subducción alrededor de los 165 Ma; 3) rifting, transtensión, fallamiento a rumbo, transpresión y compresión hacia los 165–145 Ma); y 4) renovación de la subducción hace 135 Ma a lo largo de la margen occidental de la placa de Norteamérica (Castañeda y Anderson, 2011). Según los autores citados, la disminución del magmatismo del Jurásico medio fue seguida por la formación de cuencas de desgarre oceánicas alrededor de 165 Ma, en la parte oeste del margen de la placa norteamericana dando inicio al proceso de fallamiento transtensional. Casi contemporáneamente ~163 Ma, comenzaron a acumularse gruesos paquetes de rocas volcánicas en la parte inferior las cuales fueron cubiertas por gruesos paquetes de rocas sedimentarias. Se interpreta que estas secuencias se depositaron en cuencas continentales de separación ‘*pull-apart basins*’ limitadas por fallas como la cuenca San Antonio en el norte de Sonora y otras en el suroeste de Estados Unidos y el norte de México (Anderson y Nourse, 2005). Al norte de la traza propuesta para la megacizalla Mojave-Sonora, las rocas magmáticas del Jurásico afloran cerca de las zonas de relajación y en los pisos de algunas de las cuencas de desgarre.

Estas rocas jurásicas se encuentran fuertemente deformadas y plegadas por fallas inversas de bajo ángulo, las cuales ponen en contacto rocas del basamento precámbrico con rocas magmáticas del Jurásico, lo cual se ha atribuido al movimiento lateral de la Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979). Se ha propuesto también que algunas de esas estructuras fueron reactivadas como fallas normales de tipo *detachment* desde el Cretácico hasta el Paleógeno tardío (Jacques *et al.*, 1989). Se ha sugerido que el metamorfismo presente en una franja NW-SE coincidente con el cinturón de oro orogénico, ocurrió a causa de la actividad magmática del Jurásico Medio a tardío (Tosdal *et al.*, 1989), aunque también se ha relacionado con la deformación producida por el hundimiento de la cuenca marginal debajo del arco volcánico durante el Cretácico tardío (De Jong *et al.*, 1988). Otros autores, consideran que los eventos tectono-metamórficos se produjeron durante el Cretácico-Paleógeno, es decir, los asocian con la orogenia

Laramide, y que los mismos se sobreponen a las fases compresivas y extensionales del Jurásico tardío o nevadianas (Calmus, 1992; Jacobson *et al.*, 2019).

Al cese del episodio volcánico hasta fines del Cretácico temprano se generó la última invasión marina, reconocida por ser el periodo de máxima trasgresión de la región, cuyas aguas permanecieron cubriendo gran parte del norte del estado hasta lo que hoy es Caborca, retirándose hace 100 Ma – a fines del Albiano (García y Barragán y Jacques-Ayala, 2011). La regresión regional con cortos periodos transgresivos locales, fue el resultado de un levantamiento tectónico e inicio de la orogenia Laramide en la porción centro-oriental de Sonora (García y Barragán y Jacques-Ayala, 2011).

Durante el Cretácico temprano se depositó el Grupo Bisbee, formado por las siguientes unidades: Conglomerado Glance, Formación Morita, Formación Mural y Formación Cintura. En el área de Cerro de Oro, se ha propuesto una unidad denominada Cerro de Oro, depositada entre el Conglomerado Glance y la Formación Morita (González-León y Jaques-Ayala, 1988; García y Barragán y Jaques-Ayala, 2011).

El Conglomerado Glance en Sonora tiene espesores reportados entre 10 y 485 m (García y Barragán y Jaques-Ayala, 2011 y referencias ahí). En Arizona han reportado intercalaciones con rocas volcánicas de arco, por lo que se le considera formado en cuencas intra-arco asociadas a desplazamientos a rumbo (Basett y Busby, 2005). La Formación Cerro de Oro está formada por conglomerado, lutita, limolita, arenisca y capas menores de caliza, con un espesor aproximado de 147 m es considerada como depositada durante el Barremiano - Aptiano temprano (González-León y Jacques-Ayala, 1988). La Formación Morita está formada por lutitas, limolitas, areniscas, con espesores menores de conglomerado y caliza, se mencionan espesores medidos o estimados desde 260 m hasta 800 m y un depósito estimado en el Aptiano (González-León y Jacques-Ayala, 1988; García y Barragán y Jacques-Ayala, 2011). La Formación Mural o Caliza Mural está formada principalmente por calizas intercaladas con limolitas, lutitas y areniscas, con alto contenido fosilífero. Su espesor es heterogéneo variando desde 150 m hasta cerca de 900 m; la edad de depósito se registra desde el Aptiano tardío hasta el Albiano medio-tardío (González-León y Jacques-Ayala, 1988; García y Barragán y Jacques-Ayala, 2011). Depósitos correlacionables con la Caliza Mural afloran en la Sierra El Chanate, donde se les ha nombrado Formación Arroyo Sásabe del que se reportan espesores hasta de 600 m (García y Barragán y Jacques-Ayala, 2011). La diferencia con la Formación Mural es la cantidad y espesores de calizas, que hacia el Noroeste disminuyen

considerablemente. La Formación Cintura está formada principalmente por areniscas, limolitas y lutitas, con intercalaciones menores de caliza en la parte inferior y media y de estratos carbonosos con troncos fósiles hacia la parte superior con un espesor de 1,146 m en la región de Agua Prieta (Grijalva-Noriega, 1996) aunque en la parte central se estima un espesor de 400 m, pero se midieron sólo 290 m (González-León y Jacques-Ayala, 1988).

Hacia el Cretácico tardío, cubriendo en discordancia al Grupo Bisbee, en la región de Cucurpe se menciona a la Formación Cocóspera que está constituida por un conglomerado polimíctico oscuro o rojo medio, arenisca, limolita y andesita porfídica a afanítica. Esta unidad contiene bloques y olistolitos de calizas del Cretácico temprano (Mauel *et al.*, 2011).

Hacia el noroeste del área de estudio se menciona la existencia del Grupo El Chanate con espesores entre 700 y 2,800 m y está conformado de base a techo por las formaciones Pozo Duro, Anita y Escalante. En la base del grupo, sobreyaciendo discordantemente al Grupo Bisbee se dispone la Formación Pozo Duro, la cual está formada por lodolita, lutitas, areniscas y conglomerados con clastos de cuarzo-arenita. La Formación Anita está formada por derrames, brechas y aglomerados andesíticos, conglomerados con clastos de andesita y lutita, arenisca y escasas calizas. La Formación Escalante está formada por gruesas cuñas conglomeráticas con clastos principalmente de riolita y andesita, que pasan a areniscas y lutitas intercaladas con tobas riolíticas (Jaques-Ayala, 1999). Hacia el sur de la Sierra El Chanate, se ha descrito el Complejo Altar como una secuencia de entre 2 y 3 km de espesor formada por areniscas, conglomerados y escasas calizas, con una foliación bien desarrollada que buza principalmente hacia el SW (Jacobson *et al.*, 2019). Estas rocas metamórficas fueron correlacionadas tentativamente con el Conglomerado Gance del Jurásico tardío por Nourse (2001). Mauel *et al.* (2011) cartografiaron los Complejos metamórficos El Carnero y Altar como del Jurásico temprano-medio. Sin embargo, estudios de zircones detríticos en las metareniscas del Complejo Altar indican edades máximas de depósito de ~77 Ma (Jacobson *et al.*, 2019) descartando la correlación con el Conglomerado Gance al menos para esta parte de las rocas metamórficas, permaneciendo solamente al Complejo El Carnero como Jurásico.

Varios investigadores han propuesto que hacia fines del Cretácico temprano y principios del Cretácico tardío, ocurrió en Sonora un evento orogénico compresivo caracterizado por pliegues inclinados al NE, plegamiento concéntrico en estratos

competentes, cabalgamientos de bajo ángulo y poca amplitud desarrolladas a lo largo de unidades sedimentarias plásticas con vergencia hacia el cratón, imbricación de las fallas y zonas de dúplex (Rangin, 1978; Roldán-Quintana, 1988; Roldán-Quintana *et al*, 1992). Este evento conocido como fase mesocretácica es correlacionada por su edad con la fase compresiva Sevier definida en la Cordillera Norteamericana.

El vulcanismo del Cretácico tardío ha sido reportado en diferentes unidades estratigráficas presentes principalmente en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental, representado por el batolito Sonora y rocas volcánicas de la Formación Tarahumara. El arco magmático en la porción central de Sonora abarca desde el Cretácico tardío al Eoceno. Litológicamente la Formación Tarahumara consiste predominantemente en brechas volcánicas, tobas andesíticas-dacíticas alteradas propilíticamente y brechas volcánicas con componentes piroclásticos félsicos subordinados; algunos intervalos vulcanoclásticos están intercalados con calizas fosilíferas, y con horizontes conteniendo plantas fósiles del Cretácico (McDowell *et al.*, 2013). La firma geoquímica es calco-alcalina con dominancia de variedades intermedias: andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas y dacitas (McDowell *et al.*, 2013). Edades Ar-Ar y U-Pb en el Batolito de Sonora indican un desarrollo inusual del magmatismo de larga duración para el arco magmático Laramide, de 90 a 40 Ma, en el centro-este de Sonora, lo cual refleja un intervalo caracterizado por una intensidad desigual con arcos superpuestos y de larga vida, en lugar de un registro de la evolución transgresiva continua de la subducción de la placa de Farallón (McDowell *et al.*, 2013).

La deformación Laramide empezó al tiempo que terminó la deformación Sevier, hacia el Maastrichtiano (Roldán-Quintana *et al*, 1992), puesto que la geometría de subducción de la Placa Farallón cambió hacia un ángulo más somero debajo de la Placa de Norteamérica y a su vez aumentó la velocidad de subducción, produciéndose simultáneamente una migración del magmatismo calco-alcalino hacia el oriente de Sonora siguiendo la migración de la placa subductante (Calmus *et al.*, 2011). Los elementos estructurales principales de la deformación laramídica son levantamientos del basamento delimitados por fallas, que controlaron el desarrollo de cuencas intermontañas complementarias, cuyo relleno sedimentario no marino registra la historia de la deformación y la erosión de las partes levantadas adyacentes.

CENOZOICO

Los eventos magmáticos relacionados a la Orogenia Laramide que continuaron durante el Paleógeno están representados en Sonora por la Formación Tarahumara, Formación El Tuli, Complejo Volcánico El Charro y Complejo Volcánico Libertad (García-Huerta, 2015), así como por la intrusión del Batolito Laramide de Sonora (90-40 Ma).

La migración hacia el este del magmatismo calco-alcalino que inició en el Cretácico tardío continuó durante el Oligoceno con la formación de la Sierra Madre Occidental, antes de experimentar un retroceso progresivo a través de Sonora hasta alcanzar la posición del arco Comondú ubicada al oriente de Baja California Sur (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Gans, 1997; Calmus *et al.*, 2011).

Simultáneamente a la regresión del arco magmático hacia la trinchera se produjo una extensión regional entre el Oligoceno tardío y el Mioceno tardío; evento ampliamente conocido como *Basin and Range*, caracterizado por la formación de estructuras de *horst-graben* y semigrábenes en la parte superior de la corteza, y por la exhumación de niveles corticales más profundos a lo largo del cinturón de complejos de núcleo metamórfico (CNM), como el de Mazatán y el de Magdalena (Coney, 1980; Nourse, 1989; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Calmus *et al.*, 2011). Las edades de enfriamiento a temperaturas bajas en las zonas miloníticas de las fallas normales de bajo ángulo y las edades del volcanismo, indican que los dos estilos de deformación se desarrollaron en una misma etapa de extensión afectando diferentes niveles estructurales de la corteza (Wong y Gans, 2008; Miranda-Gasca y DeJong, año; Calmus *et al.*, 2011).

Contemporáneamente, entre los ~26 y ~10 Ma, los bajos topográficos o valles funcionaron como depocentros para la acumulación de areniscas y conglomerados sintectónicos continentales estratificados con flujos de rocas volcánicas de composición basáltica, andesítica y andesítica-riolítica dentro de la secuencia de la Formación Baúcarit (Bartolini *et al.*, 1994; Wong y Gans, 2008; McDowell *et al.*, 2013), donde la dirección de extensión principal fue WSW-ENE con tendencia E-W (Chaulot-Talmont, 1984) con la reactivación tectónica de antiguas fallas con dirección NE-SW.

Entre los 21 y 11 Ma, un sistema de fallas extensionales N-S y NW-SE de alto ángulo continuó extendiendo el lado suroeste de la Sierra Madre Occidental, con el simultáneo emplazamiento de domos riolíticos, cuerpos intrusivos someros y basaltos en menor proporción. El vulcanismo bimodal del Mioceno temprano a medio se produjo en cuencas

de rift asociado a fusión por descompresión del manto superior, que induce la fusión parcial de la corteza, a la vez que se producía el depósito de la Formación Báucarit y el desarrollo de la provincia *Basin and Range* (Ferrari *et al.*, 2013).

El contexto tectónico al final del Cenozoico implicó un cambio geodinámico que modificó el sentido de desplazamiento intraplaca, propiciando así la apertura del actual Golfo de California. La extensión cortical asociada al Proto-Golfo de California está representada por la Provincia Extensional del Golfo (Figura 8). Durante el Oligoceno tardío al Mioceno temprano se desarrolló un sistema de fallas normales con dirección preferencial N-S y NNW-SSE afectando las rocas de la porción sur de la Provincia Extensional de Golfo, actualmente la región norte de Nayarit y sur de Sinaloa (Ferrari *et al.*, 2013). El proceso extensional se concentró en la región del actual Golfo de California durante el Mioceno medio.

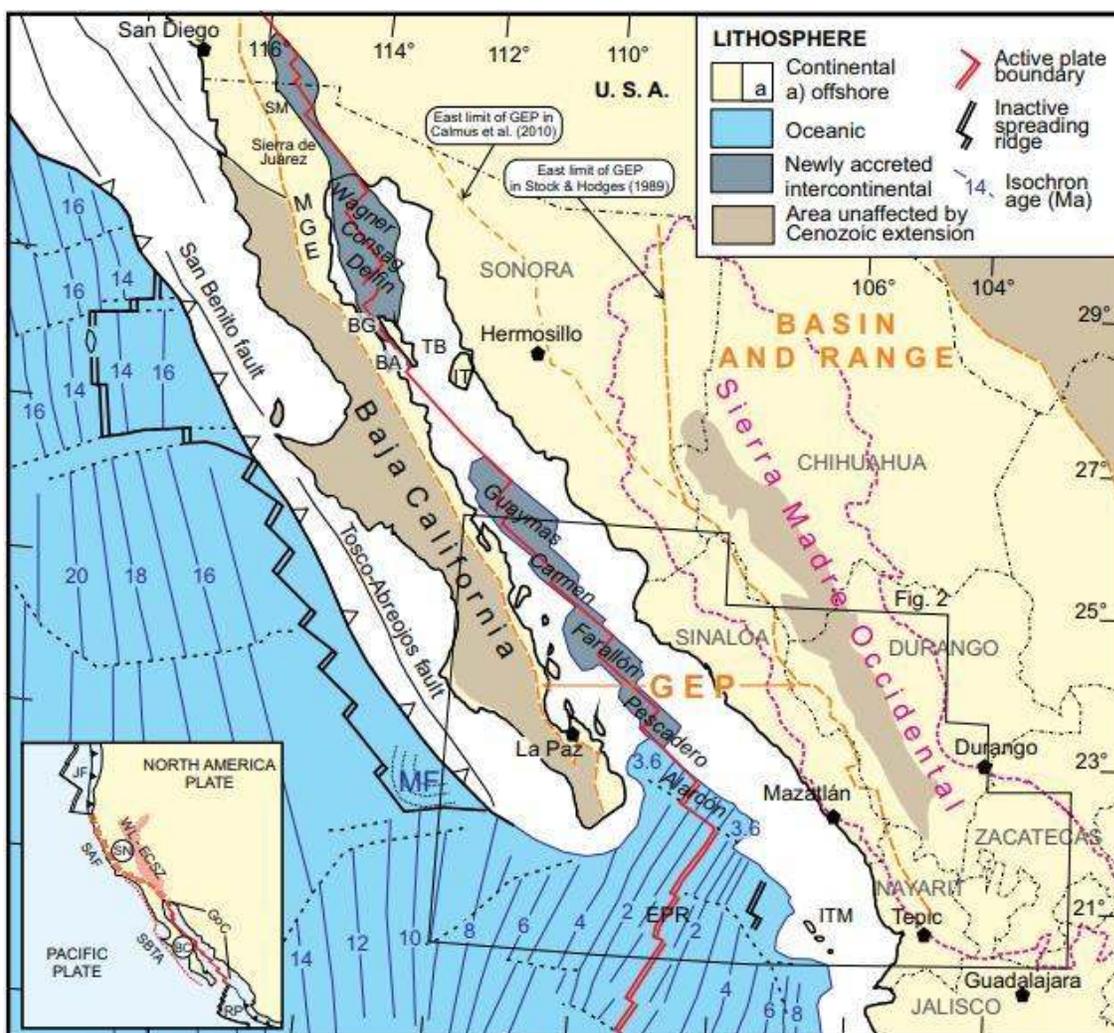


Figura 8. Mapa tectónico regional del Golfo de California señalando la Provincia Extensional del Golfo, la Provincia extensional del *Basin and Range* y la Sierra Madre Occidental. Tomado de: Ferrari *et al.*, 2013. Explicación: GEP: Provincia Extensional del Golfo (límites propuestos por Stock and Hodges, 1989 y Calmus *et al.*, 2010). MGE - Escarpe del Golfo Principal; BG - Bahía Guadalupe; BA - Bahía de Los Ángeles; IT - Isla Tiburón; TB - Cuenca del

Tiburón; ITM - Islas Tres Mariás; MF – Abanico Magdalena; EPR: Rift del Pacífico Este; SM — Sierra El Mayor; SAF, sistema de fallas de San Andrés; WL-ECSZ, Zona de cizalla Walker Lane – California Oriental; SBTA – Sistema de fallas San Benito–Tosco Abreojos. GoC - Sistema de fallas del Golfo de California; Microplaca Sierra Nevada (SN) y Baja California (BC) RP - Placa Rivera; JF - Placa Juan de Fuca. Los patrones de los límites de las placas oceánicas y los isócronas corticales son de Lonsdale (1991) y Tian *et al.* (2011).

Desde el Mioceno medio al Mioceno tardío, hace alrededor 10 Ma, continuó la sedimentación y rotación de unidades volcánicas, así como la prolongación de la fase extensional de la Provincia Extensional del Golfo, con mayor magnitud de extensión hacia la parte costera de Sonora (Gans, 1997; Wong y Gans, 2008; McDowell *et al.*, 2013) en consecuencia del movimiento de deslizamiento lateral derecho de las placas Pacífico – Norte América, (Gans *et al.*, 2003) responsable de la fisiografía actual del Golfo de California. La deformación posterior a 10 Ma implica una extensión ENE-WSW asociada a fallas normales con deslizamiento de alto ángulo, ampliamente espaciadas, con sustanciales cantidades de fallas laterales de naturaleza dextral con tendencias NW-SE. Esta extensión está representada por fallas normales que conforman un sistema de semigrábenes escalonados, con rumbo ~N-S y que buzan principalmente hacia el W, basculando las unidades volcánicas hasta 40° hacia el E (Mora-Álvarez, 1993; Vega-Granillo *et al.*, 2004). En la región costera de Sonora, como la cuenca San José de Guaymas, la orientación de las fallas laterales dextrales que limitan la fosa es de ~N50°W (Vega-Granillo *et al.*, 2004; Fragoso-Irineo *et al.*, 2018) asociadas con fallas de rumbo ~E-W en la región de San Carlos, las que probablemente acomodaron movimientos diferenciales de los bloques alargados N-S (Mora-Álvarez, 1993; McDowell, 2000). Este tipo de cuencas extensionales en las regiones costeras de Sonora y Sinaloa se formaron por la transferencia de movimiento entre fallas de deslizamiento lateral, asociadas al evento transtensivo previo a la apertura del Golfo de California (Fragoso-Irineo *et al.*, 2018). Una segunda fase de fallamiento afectó a las tobas y basaltos del Mioceno Tardío, produciendo un basculamiento no mayor a 5°, dando origen al graben de Empalme y el levantamiento de la Sierra de Santa Úrsula (Stewart y Roldán-Quintana, 1994). El desarrollo progresivo de fallas de deslizamiento a rumbo con componentes extensionales o transtensivas produjeron localmente cuencas de separación ‘*pull-apart basins*’ ligadas al Sistema San Andrés – Golfo de California (Stock y Hodges, 1989; Gans, 1997). A partir de 6 Ma hasta la fecha, Baja California se desplazó hacia el NW, en la misma dirección con la que se mueve la placa Pacífico.

IV. MINERALIZACIÓN

4.1 CINTURÓN DE ORO OROGÉNICO DE CABORCA

Según diversos autores, un amplio evento hidrotermal mineralizante ocurrió en el NW de Sonora (Damon *et al.*, 1964; Coney, 1976; Dickinson *et al.*, 1988), provocando una intensa alteración hidrotermal representada por silicificación, sericitización, cloritización, epidotización y piritización (Izaguirre *et al.*, 2012) en un cinturón de rocas metamórficas deformadas ubicadas entre los bloques Caborca y Norteamérica (Figura 9). Los depósitos auríferos de Sonora se alinean en dirección NW conformando el Cinturón de Oro Orogénico de Caborca – COOC (Figura 10) cuya geometría es de ~400-600 km de largo y ~60-80 km de ancho.



Figura 9. Delimitación del Cinturón de Oro Orogénico de Caborca en el NW de Sonora con la ubicación del yacimiento San Francisco. Modificado de Izaguirre et al. (2012).

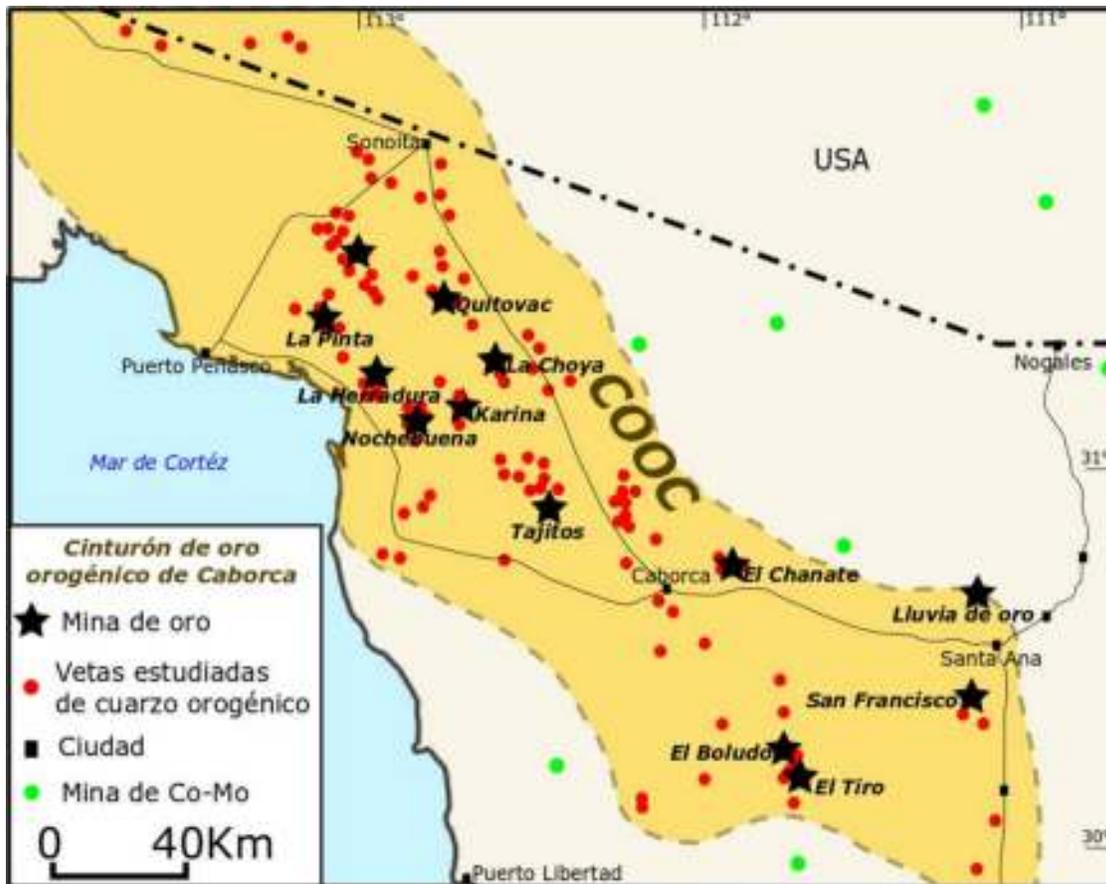


Figura 10. Localización de depósitos auríferos y vetas de cuarzo orogénico a lo largo del cinturón de oro orogénico de Caborca. Modificado de Izaguirre et al. (2012).

Análisis geocronológicos K-Ar y Ar-Ar en mica blanca y Re-Os en magnetita, determinaron que la edad de mineralización en los depósitos pertenecientes al COOC se produjo en el intervalo ~70 a 40 Ma, simultáneamente a la fase compresiva de la orogenia Laramide (Pérez-Segura, 1993; Pérez-Segura *et al*, 1996; Araux-Sánchez, 2000; Iriondo y Atkinson, 2000; Iriondo, 2001; Poulsen *et al*, 2008; Quintanar-Ruíz, 2008). Izaguirre *et al.* (2016) confirmaron que el intervalo de mineralización se da entre 69 y 36 Ma y determinan que el clímax de la mineralización se produjo entre los 63 y 56 Ma, seguido por una disminución gradual de los procesos mineralizantes entre 56 y 48 Ma con una etapa final de formación de vetas entre 45 y 36 Ma.

Entre los depósitos estudiados en el COOC se puede mencionar a San Francisco, Cerro Colorado (no demostrado), El Chanate, Karina, La Herradura, Nochebuena, La Choya, Sierra Pinta, Quitovac, Juárez-San Francisco y Tajitos (Figura 10). Estos depósitos poseen características metalogenéticas similares, donde el oro se encuentra asociado a sistemas de vetas de cuarzo como inclusiones en pirita o asociado a telururos con déficit en el contenido de sulfuros y carbonatos (Tabla 1). Asimismo, se formaron en contextos

geológicos y estructurales análogos que involucran en su mayoría zonas de foliación o a lo largo de ejes de pliegues en rocas metamórficas paleoproterozoicas con bajo grado de metamorfismo equivalente a facies de esquistos verdes a facies de anfibolita, en zonas de cizalla limitadas por fallas de movimiento inverso de alto a bajo ángulo que contienen estructuras de naturaleza frágil y frágil-dúctil como fallas normales y de desplazamiento lateral u oblicuo comunes de yacimientos en terrenos metamórficos (Figura 11) (Dowling y Morrison, 1989; Pérez-Segura *et al.*, 1996; Hubert, 1986). Todos estos elementos son consistentes con los presentes en el modelo general para yacimientos de oro orogénico propuestos por Groves *et al.* (1998) y Goldfarb *et al.* (2001, 2005, 2008).

Izaguirre *et al.* (2012) y anteriores autores (Montaño-Morales, 1985; Pérez-Segura *et al.*, 1996) analizaron diferentes vetas de cuarzo orogénico presentes a lo largo del Cinturón de Oro Orogénico de Caborca (COOC) y reportaron que dichos sistemas de vetas hidrotermales contienen inclusiones de oro nativo, telururos de oro y plata, galena, esfalerita, pirita, molibdenita, minerales de bismuto, scheelita, turmalina y minerales secundarios como wulfenita. Durante el evento de mineralización, las rocas encajonantes del COOC experimentaron un enriquecimiento en los compuestos y elementos: K₂O, W, Cu, Pb, Mo, Tl, Be, Zn, V, Sb, Ag, Sn, SiO₂, Se, Ni, Fe, así como un empobrecimiento en los elementos: Ca, Y, Na, Ho, Co, Sr, Yb, Mn, Dy, Er y Tb, sugiriendo un alto grado de homogeneidad de la alteración originada por los fluidos mineralizantes (Izaguirre *et al.*, 2012).

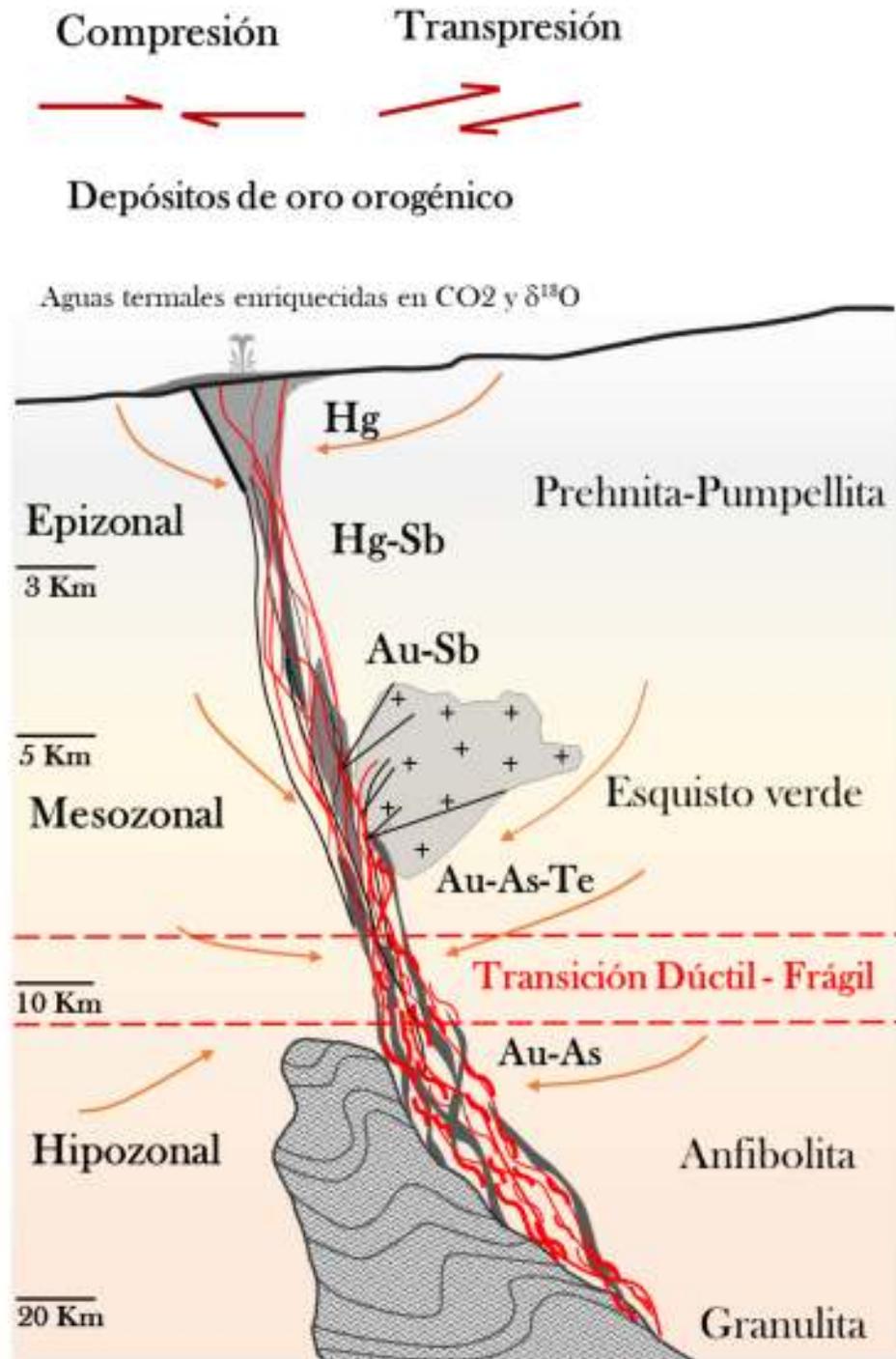


Figura 11. Modelo esquemático de los depósitos de oro orogénico y su variación a profundidad, desde poco profundos ~3 km hasta 20 km en etapas orogénicas tardías con cambios tectónicos de compresional a transpresional. Modificado de Goldfarb y Groves (2015).

Yacimiento	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL			ROCAS ENCAJONANTES			MINERALIZACIÓN			Referencia Bibliográfica
	Tipo de estructura	Orientación	Litología	Edad	Grado de metamorfismo	Orientación	Tipo de estructura	Edad (M.a)	Orientación	
San Francisco, Estación Llano	Falla de cabalgamiento	NW-SE	Meta riolita Gauna	Jurásico	Metamorfismo dinámico de bajo grado: facies de esquistos verde y facies anfibolita	NW-SE	Vetas Qtz	41 Ma [Ar-Ar]	N36°E	Pérez-Segura, et al., 1996; Poulsen, et al., 2008.
			Secuencia metasedimentarias: cuarcitas, meta-areniscas, metaconglomerados. Conjunto metamórfico: Anfibolitas, filitas, gneis cuarzo-feldespáticos y esquistos. Domos riolíticos Cuarcitas y dolomías Conjunto metamórfico: esquistos, gneis, gneis de granate, granito-gneis y anfibolitas.							
Cerro Colorado		N50°-60°W		1416.2 ± 7.4 Ma			Vetas Qtz en fracturas tipo <i>stockwork</i>	56 Ma [Ar-Ar]		Izaguirre, et al. (2016)
El Chanate	Falla de cabalgamiento	WNW-ESE		Cretácico			Vetas Qtz	52 Ma [Ar-Ar]		Izaguirre, et al. (2016)
Carina	Falla de cabalgamiento	N45°-60°W	Intrusivo de granodiorita – diorita	163.2 ± 1.2 Ma [U-Pb]			Vetas de Qtz lechoso tipo <i>echelón</i> emplazadas en zonas de	[Ar-Ar]	N75°W, buzando al NE 15°-30°	Iriondo, et al., 2001

La Choya	NW-SE	Granodiorita	Jurásico	Vetas Qtz	Bajo ángulo de buzamiento
Sierra Pinta	Falla de cabalgamiento N22–35°E	Granodiorita Conjunto metamórfico: Esquistos-anfibolitas y ortogneises. Granito Conjunto metamórfico: Esquistos verdes.	Precámbrico 65 Ma [Ar-Ar] 1780–1690 Ma [U-Pb]	Metamorfismo regional: Facies esquistoso verde y facies anfibolita NW-SE Vetas tabulares de cuarzo	54.8 ± 1.4 Ma [K-Ar] N35°E, buzando al SE 30°-70°
Quitovac	NW-SE			Vetas de cuarzo, network	49.6 ± 0.3 Ma [Ar-Ar] Izaguirre et al. (2016)
Juárez – San Francisco		Andesita y riolita	144 Ma [K-Ar] en Anfibolita	Vetas plegadas de Qtz color verdes	Noriega-Martínez (2006); Izaguirre et al. (2016) Damon, 1962; Anderson & Silver, 1981; Pérez-Segura & Calmus, 1991; 1993; Pérez-Segura, 1993; Noriega-Martínez, 2006
Tajitos	Falla de cabalgamiento SW-NE	Granito Aibó: Ortogneises, esquistos, pegmatitas, cuarcitas	1100 Ma [U-Pb] 1630 y 1675 Ma [U-Pb] 1750 Ma [K-Ar]	Metamorfismo regional: Facies esquistoso verde y facies anfibolita N 40°-60° W Vetas de Qtz lechoso post-deformación	49.2 ± 2 Ma [K-Ar]

Tabla 1. Características de los depósitos del Cinturón de oro orogénico de Caborca. Abreviaciones: Ar-Ar: Argón-Argón, K-Ar: Potasio-Argón, Qtz: Cuarzo, U-Pb: Uranio-Plomo, Ma: Millones de años. Modificado de Ochoa-Landín et al., 2011.

4.2 MINERALIZACIÓN DEL YACIMIENTO SAN FRANCISCO

Antecedentes

Flores (1927) reportó que vetas y placeres de oro en San Francisco y sus alrededores habían sido trabajados desde inicios del siglo XVII. Posteriormente, Salas (1968) mencionó la presencia de vetas mineralizadas en terrenos metamórficos precámbricos. Asimismo, Morales-Montaña (1984) reportó de manera formal la presencia de abundantes vetas de cuarzo-barita-especularita-manganeso en el cuadrángulo Estación Llano – Ímuris.

Pérez-Segura *et al.* (1996) estudiaron las características del depósito San Francisco respecto a la geología local, mineralización y alteración en su publicación “Geología, mineralización, alteración hidrotermal y edad del yacimiento de oro San Francisco, Sonora – Un depósito mesotermal en el noroeste de México” donde llegaron a las siguientes interpretaciones:

- La mineralización de oro de San Francisco está contenida en una intrusión cuasi-tabular de granito leucocrático intrusionando una serie de esquistos y anfibolitas de la facies de anfibolita, gneises bandeados de textura pórfidoblástica a cataclástica, con dominancia de cuarzo y sericita. La mineralización aurífera está contenida en vetas de cuarzo acompañado de turmalina (variedad chorlita-dravita) y en menor proporción albita, sericita (variedad fengita), clorita (variedad ripidiolita-brunsvugita) y calcita.
- La paragénesis metálica del depósito San Francisco es Au-Te con contenidos anómalos altos de Pb, Mo, Bi y W, representado por la mineralización de oro, petzita, hessita, silvanita, calaverita, telurio nativo y altaíta. El oro se presenta como placas intersticiales (0.2 - 0.6 mm) entre los cristales de cuarzo, así como en intersticios de cristales de pirita o como inclusiones puntuales de pirita.
- Se determinaron 2 tipos de inclusiones fluidas en vetas de cuarzo (Figura 12); las primarias con H₂O-CO₂ con temperaturas de homogenización entre 260° y 300°C, mientras que las secundarias con temperaturas de homogenización entre 150° y 180°C, temperaturas de fusión de hielo de -7°C y baja salinidad, relacionándose esta última con la etapa de mineralización penetrativa San Francisco.

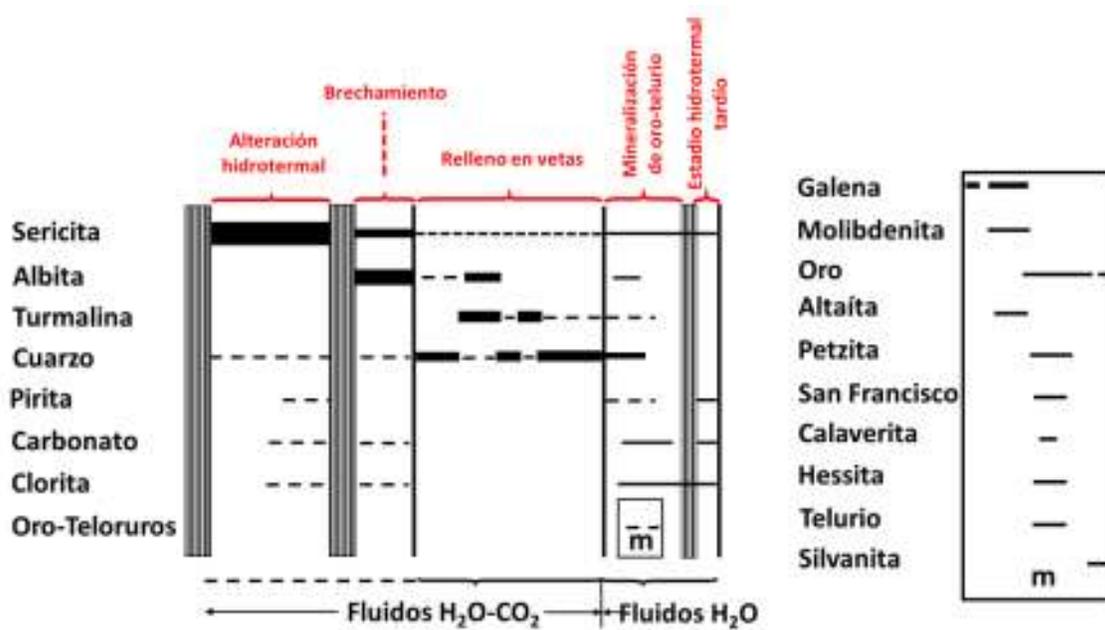


Figura 12. Secuencia paragenética para el yacimiento de Oro San Francisco. Las barras verticales representan un episodio de deformación. “m” indica la secuencia paragenética específica para los minerales de Au-Te y los sulfuros. Tomado de Pérez-Segura *et al.*, 1996.

Observaciones del presente trabajo

Aunque este trabajo no se enfocó directamente en el estudio de la mineralización del depósito San Francisco, ni a la evolución geológica de la región, pudo observarse que existen varias etapas y geometrías de la mineralización. La primera etapa, consistente de vetas de cuarzo con ocasional turmalina que se emplazaron a través de los planos de foliación del Litodema San Francisco, donde forman estructuras lenticulares o discontinuas que alcanzan un espesor de 70 cm hasta 1.50 m. Aunque Pérez-Segura *et al.* (1996) describen que la principal roca encajonante de la mineralización es un leucogranito de estructura tabular con decenas de metros de espesor, dicho cuerpo ha sido minado casi en su totalidad quedando sólo pequeños remanentes de él. Las vetas o clavos mineralizados de cuarzo se observan desde el Cerro Barajitas hasta el Cerro Gauna, incluyendo el tajo.



Figura 13. a) sistema de vetillas milimétricas de cuarzo hidrotermal cortando un cuerpo granítico; **b)** brecha hidrotermal de pirita limonitizada y feldespato alterando a minerales arcillosos. La escala es una moneda de 2.7 cm de diámetro.

Las vetas remanentes tienen una distribución errática, ya que los fluidos tuvieron muchos planos disponibles para circular y están formadas por cuarzo lechoso hospedado en estructuras de venas discontinuas que siguen la foliación de las rocas encajonantes, así como en vetas de tensión perpendiculares a los ejes de elongación que deforman a los cuerpos lenticulares de leucogranito y cortando a los planos de foliación, como también a través de planos de falla (Figura 13). Los espesores varían de milímetros hasta 10 cm. Estas vetas de cuarzo están mineralizadas y localmente aparecen acompañadas de turmalina y esporádicos cristales prismáticos radiales de epidota (Figura 14).



Figura 14. Vetas de cuarzo hidrotermal: **a)** muestra de mano de cuarzo lechoso con inclusiones de oro nativo, pirita y galena; **b)** veta de cuarzo masivo; la choya mide 5 cm; **c)** grieta de tensión rellena por cristales aciculares de epidota (Ep) en el centro y cuarzo (Qtz) en los bordes; **d)** veta de cuarzo (Qtz) y turmalina (Tr) en una falla limitando del Cerro Gauna.

Otra forma de emplazamiento es a lo largo de grietas de tensión, en las que también forman estructuras lentiformes de centímetros a decenas de centímetros de espesor. Estas grietas son casi perpendiculares a la foliación actual con buzamientos entre 15 o 24° hacia el SW cortando la foliación preexistente y se interpreta que pudieron formarse simultáneamente al evento que produjo la foliación.



Figura 15. Veta de sulfuros de 15 cm de espesor, del borde hacia el centro de la veta se observa una zona de oxidación de limonita, seguida de hematita, cuarzo y pirita.

Como era de esperarse, por su depósito en grietas de tensión, los minerales crecieron libremente, es decir, sin deformación, observándose a veces grandes cristales de turmalina y epidota perpendiculares a las paredes de las grietas. El sulfuro más común en las vetas es pirita, que en zonas de oxidación aparece parcialmente transformada a óxidos de hierro, principalmente hematita e hidróxidos, principalmente limonita (Figura 15). Una segunda etapa de mineralización, al parecer estéril, se produjo a lo largo de fallas normales en donde pueden verse vetas de calcita creciendo hacia el centro de las fallas en forma de drusas (Figura 16). También se menciona por parte de los geólogos de mina, la existencia de vetas de cuarzo sin mineralización que pueden corresponder a este segundo evento hidrotermal.

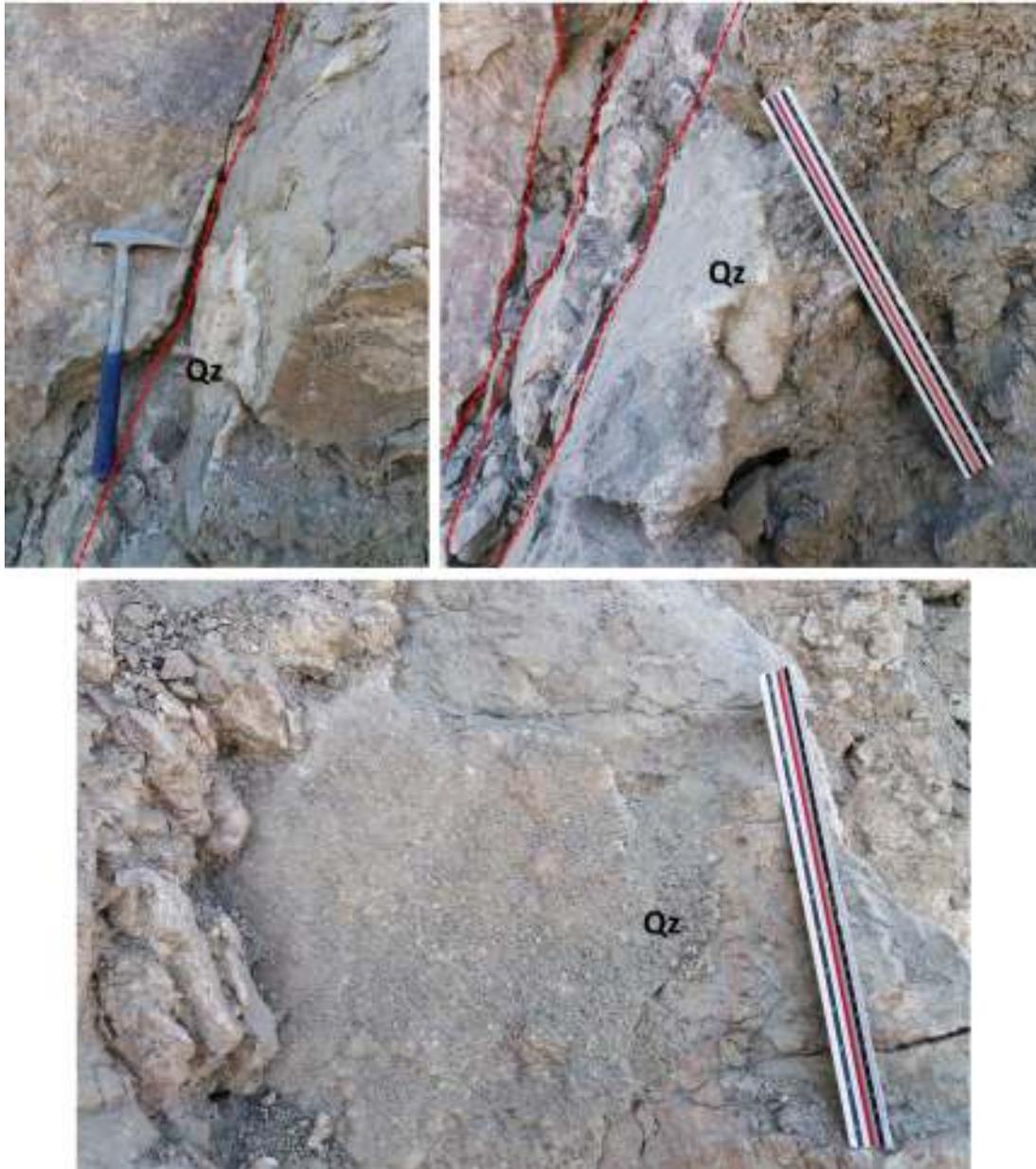


Figura 16. Arriba: vista de perfil de drusas de calcita y cuarzo (Qtz) que precipitó en paredes de falla o zonas de brecha de falla. **Abajo:** vista frontal de drusas de calcita.

Petrográficamente, una de las vetas de cuarzo emplazadas a lo largo de la foliación presenta textura granoblástica (estática), sin embargo, da la impresión de que estos depósitos fueron localmente deformados mediante plegamiento y quizás boudinados, por su forma lenticular y discontinua. La asociación mineralógica observada en las vetas sigue el orden: Qtz >> Tur > Ep + Ser + Chl + Bi + Py + Cp + Gn (Figura 17) (ver lista de abreviaturas en tabla 2). Los cristales de turmalina desarrollaron un hábito fibroso radial.

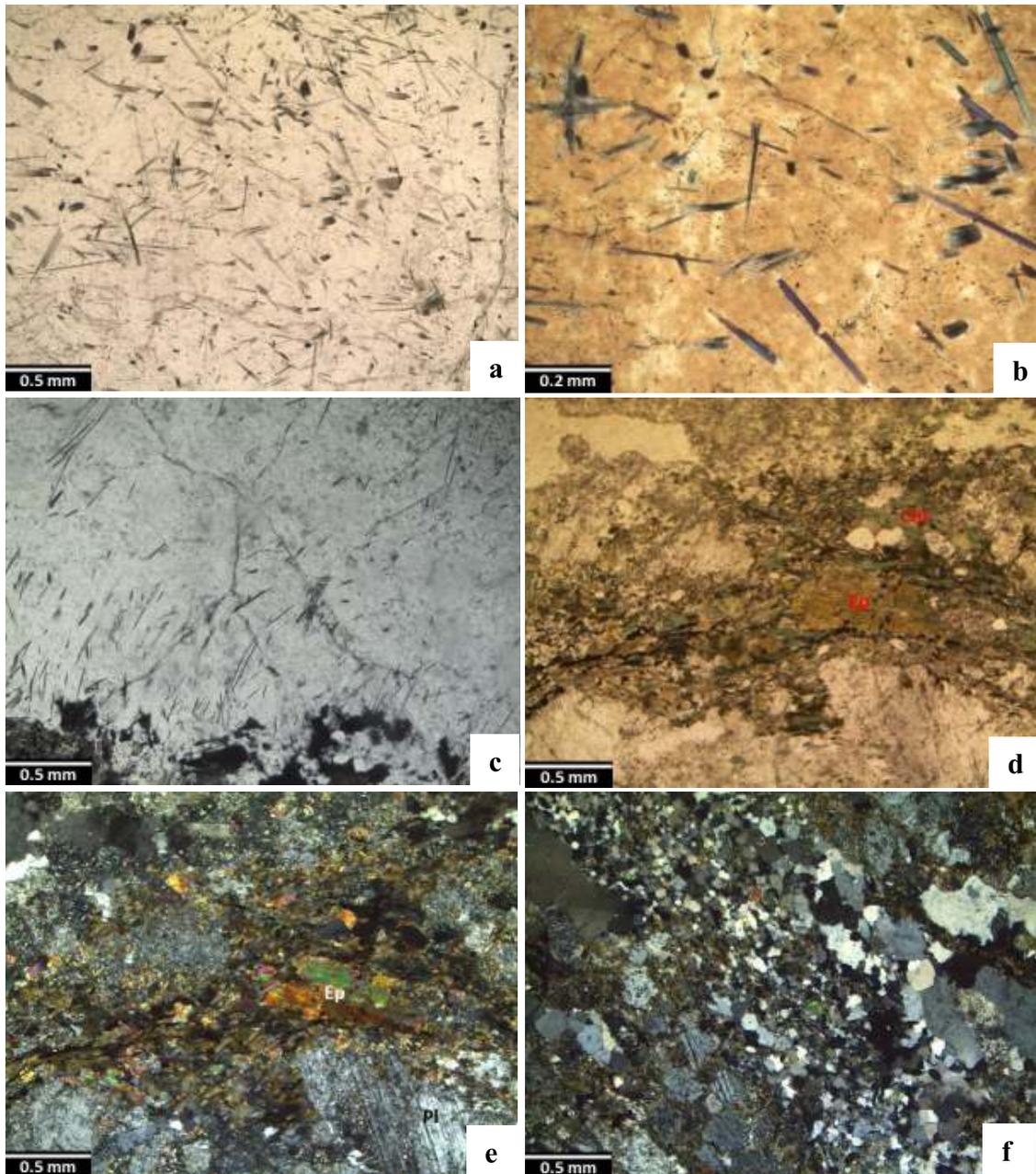


Figura 17. Microfotografías de vetas mineralizadas de cuarzo, turmalina y epidota; **a)** microfotografía en luz natural con matriz cristalina de cuarzo y cristales aciculares de turmalina con longitudes entre 0.15 y 0.75 mm; **b) y c)** microfotografías en luz polarizada de cuarzo y turmalina acicular; **d) y e)** contacto entre la roca encajonante y una vetilla mineralizada con cuarzo, epidota y clorita; generalmente las plagioclasas de la secuencia metamórfica se encuentran alterando a sericita; **f)** cuarzo con recristalización estática de la roca encajonante de aspecto gneisoso.

Aspectos estructurales de la mineralización

A nivel megascópico, se interpreta que la génesis del yacimiento de oro San Francisco, está relacionado con el ascenso de fluidos mineralizantes de origen metamórfico a través de una estructura regional de gran profundidad tipo *upthrust* o cabalgamiento de alto ángulo (Figura 18) que resultó de una dinámica compresiva.

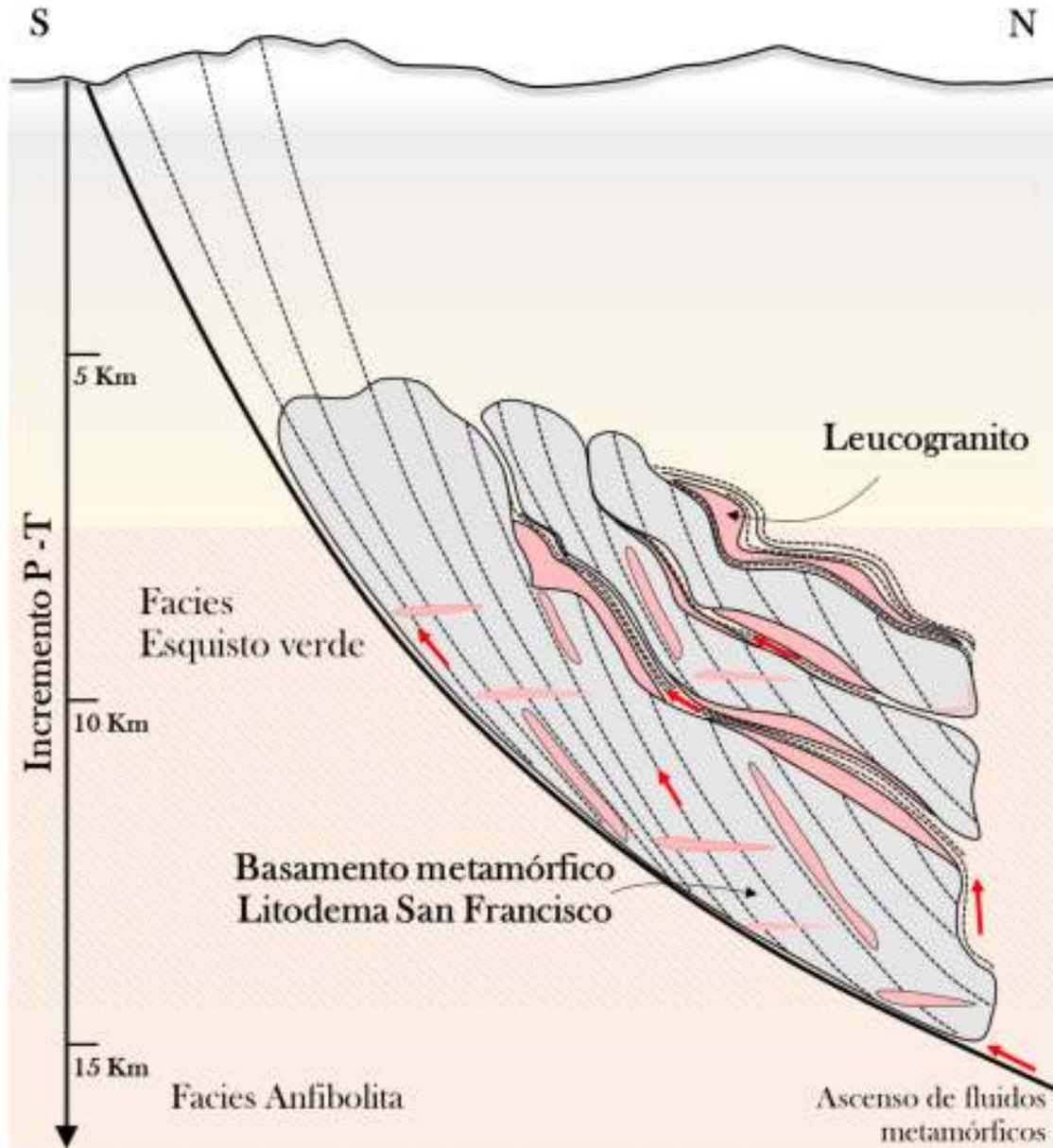


Figura 18. Interpretación del estilo de mineralización en el yacimiento San Francisco. Las flechas rojas indican la ruta de circulación de fluidos mineralizantes durante un evento hidrotermal, afectando las rocas del Litodema San Francisco y cuerpos de leucogranito, emplazándose a lo largo de la foliación (líneas negras punteadas), en grietas de tensión (cuerpos rosados horizontales) y en zonas de debilidad estructural (Figura 19).

Durante el evento hidrotermal asociado a la mineralización de oro, los fluidos circularon y penetraron el basamento metamórfico del Litodema San Francisco y los cuerpos de leucogranito siguiendo estructuras profundas de foliación. A partir de las observaciones de campo, las estructuras en orden de dominancia en relación al volumen y escala de emplazamiento (Figura 19), se pueden distinguir en 3 direcciones: 1) las vetas más alargadas, dispuestas paralelamente al rumbo de la foliación con variaciones en el buzamiento, según la cercanía a la estructura de cabalgamiento regional: cuanto más cerca, mayor se hace la inclinación de las vetas; además de limitarse a las superficies

foliadas, las vetas más voluminosas se ubican espacialmente en zonas de contacto entre bloques de rocas metamórficas con lentes, bolsas o boudines del leucogranito; 2) vetas o clavos mineralizados como estructuras secundarias que cortan en ángulo agudo a las anteriores estructuras formando estructuras de cizalla simple; 3) el tercer grupo, de longitudes más cortas y espesores no significativos, está representado por grietas de tensión dispuestas perpendicularmente a la foliación. La configuración de este grupo de estructuras forma un sistema de vetas y vetillas que van desde milimétricas hasta alcanzar decenas de metros.

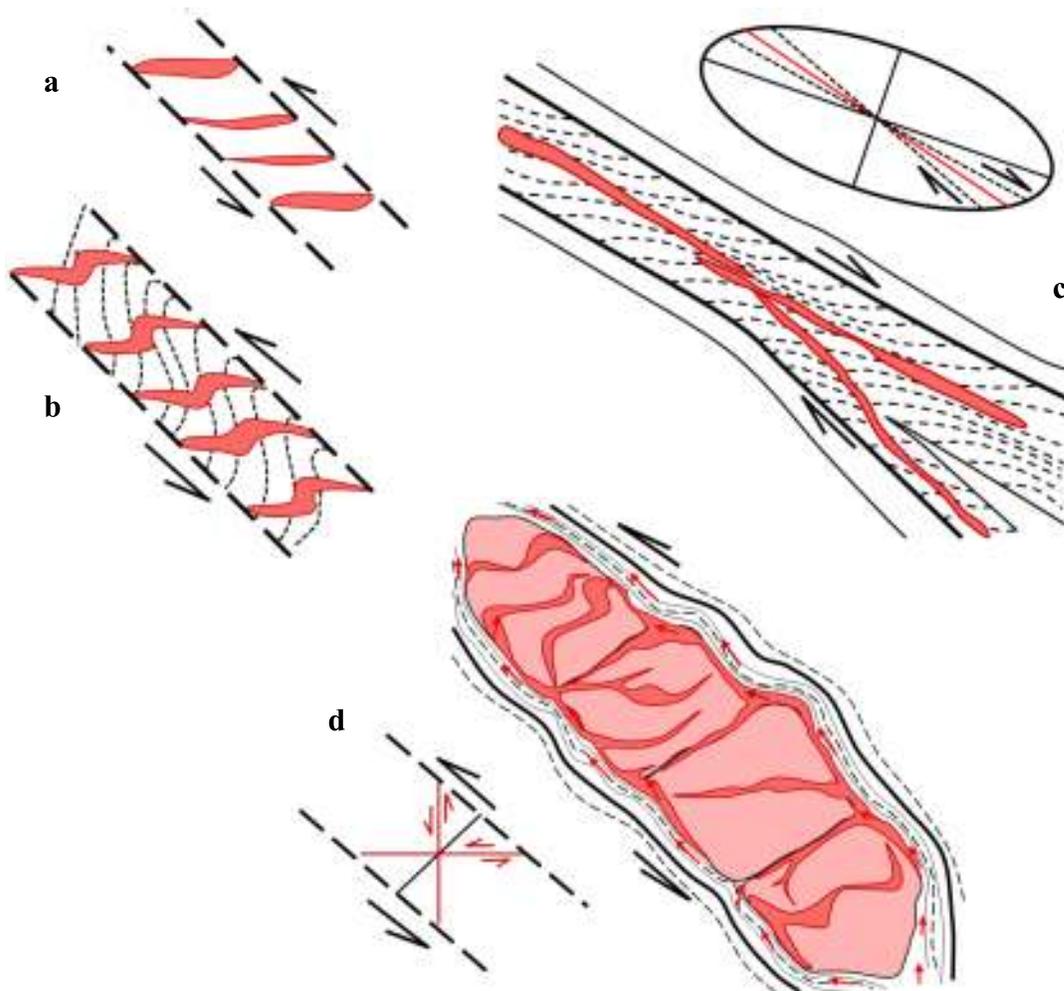


Figura 19. Estilos de mineralización en estructuras de cizalla: **a)** Vetas extensionales; **b)** vetas sigmoidales; **c)** vena central de cizalla con vena de segundo orden paralelo al plano de aplastamiento o elongación; **d)** vetas en estructuras aboudinadas asociadas a grietas de tensión.

V. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Múltiples evidencias estructurales y mineralógicas indican que la evolución geológica del área involucró episodios de deformación dúctil, metamorfismo, mineralización e hidrotermalismo (Capítulo IV) y fallamiento (Capítulo VII).

A partir del trabajo de cartografía en el Cerro La Barajita, Cerro San Francisco oeste, Tajo San Francisco y Cerro Gauna (Figura 20), se reconocieron cinco unidades geológicas, aunque no todas cartografiables a la escala del mapa 1:22,500 (Figura 21), como se muestran en las secciones esquemáticas A-A' (Figura 23) y B-B' (Figura 22). Cinco de las unidades son pre-mineralización y una post-mineralización, siguiendo el siguiente orden cronológico: 1) Litodema San Francisco, atribuido al Paleoproterozoico, 2) cuerpos intrusivos de leucogranito deformado, presuntamente Mesoproterozoico; 3) secuencia meta-sedimentaria denominada Grupo Coyotillo, asignada al Jurásico por correlación (Morales-Montaña *et al.*, 1984; Pérez-Segura *et al.*, 1996); 4) Metariolita Gauna fechada como del Jurásico (Poulsen *et al.*, 2008); 5) intrusivo de hornblenda y diques lamprofídicos atribuidos al Oligoceno-Mioceno por correlación (Pérez-Segura *et al.*, 1996; Orozco-Garza *et al.*, 2013). La interpretación cronológica de la geología local y las relaciones geológicas entre estas unidades, se han representado en la sección estratigráfica esquemática (Figura 24).



Figura 20. Imagen satelital, vista al W, indicando la ubicación de los cerros La Barajita, San Francisco y Gauna donde se realizaron las secciones geológicas. **Fuente:** Google Earth, 2019.

MAPA GEOLÓGICO DEL YACIMIENTO DE ORO SAN FRANCISCO

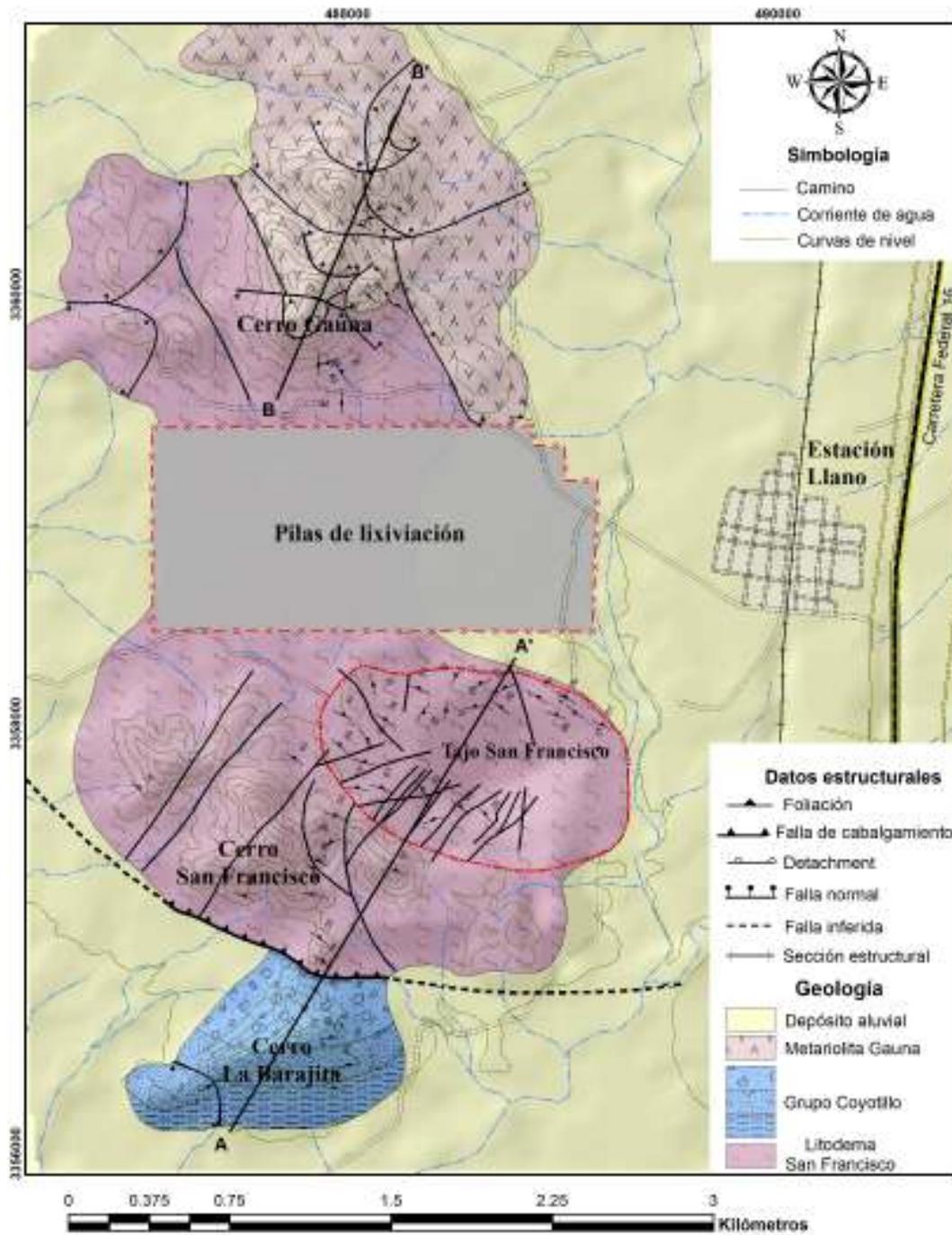


Figura 21. Mapa geológico del área de estudio. Fuente: Autor.

Sección estructural A - A'

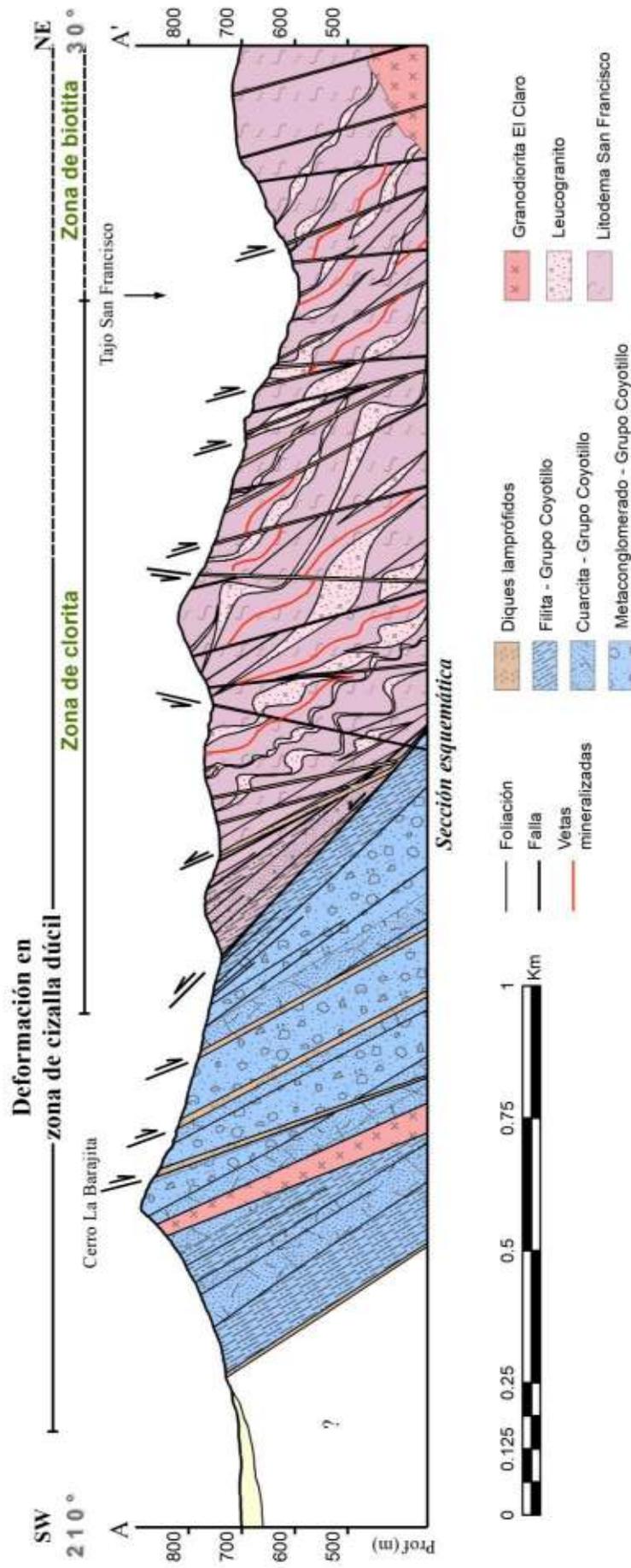


Figura 22. Perfil estructural A - A' del sur a norte: Cerro La Barajita – Tajo San Francisco.

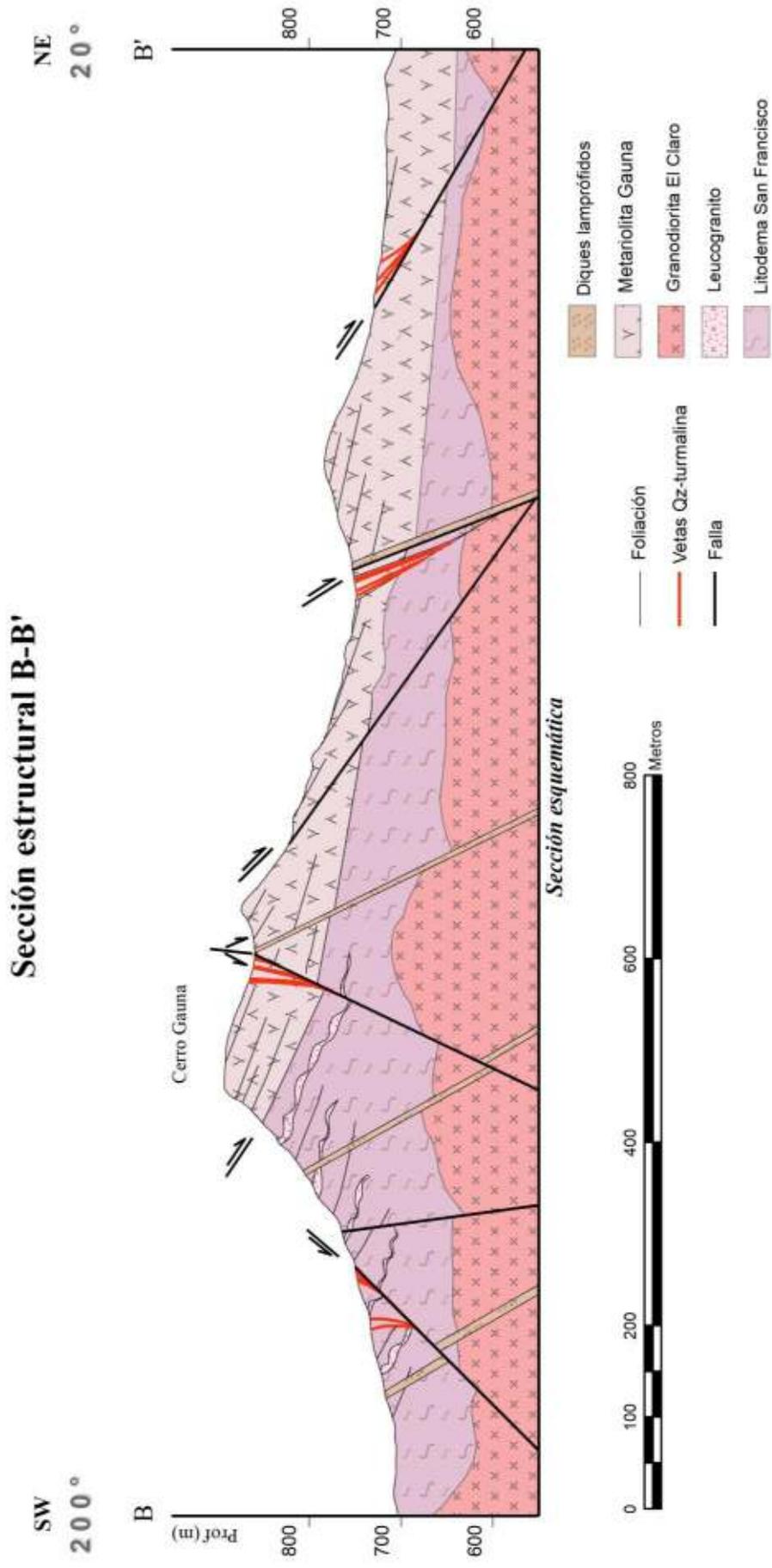


Figura 23. Perfil estructural B - B' al norte del área de estudio - Cerro Gauna.

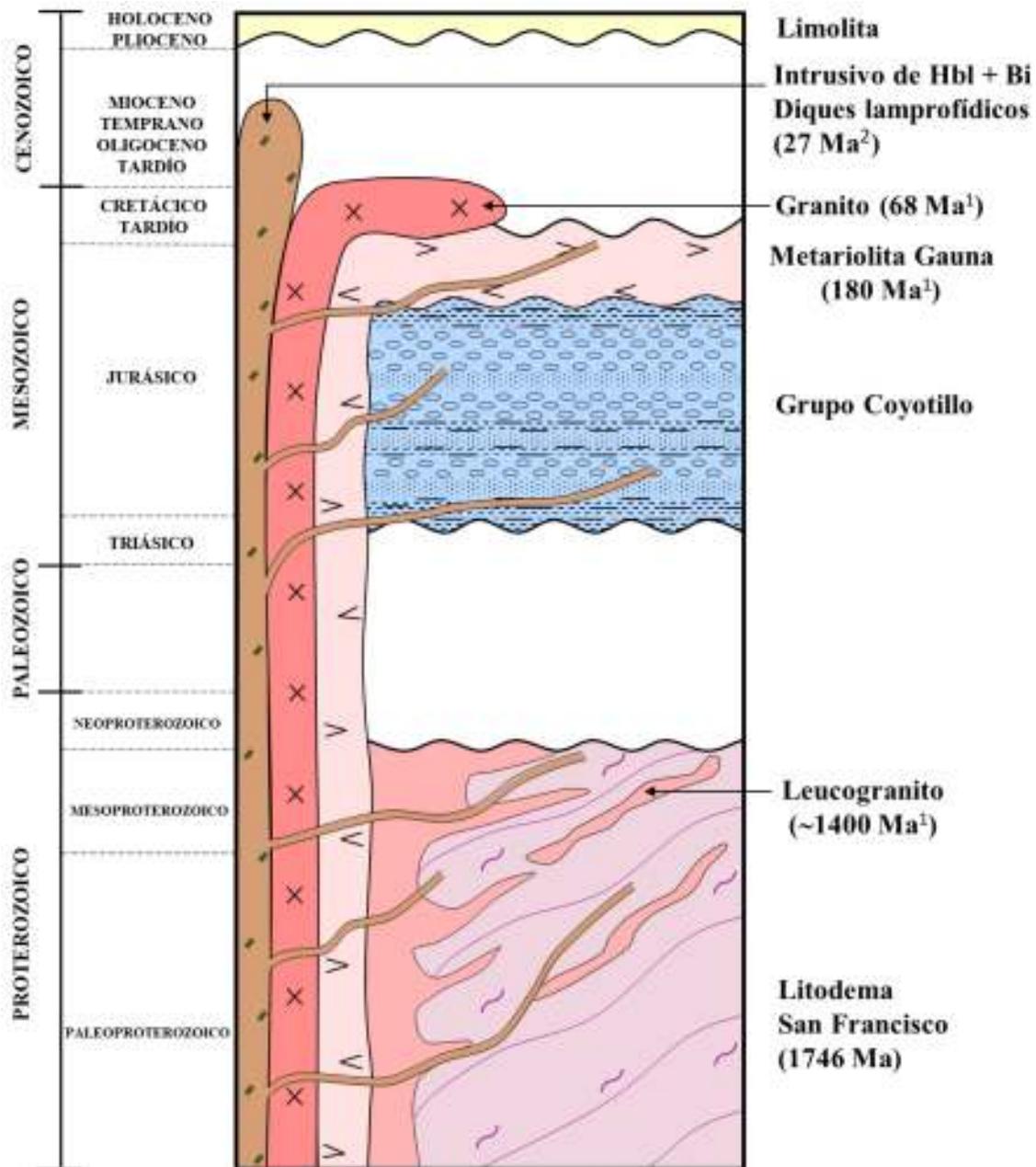


Figura 24. Sección estratigráfica esquemática del área de estudio. 1) Edades U/Pb reportadas por Poulsen et al. (2008); 2) Edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reportada por Pérez-Segura et al. (1996).

PROTEROZOICO: PALEOPROTEROZOICO

Litodema San Francisco

La sección tipo donde se define y caracteriza esta secuencia se ubica en el cerro San Francisco y ha sido denominada por otros autores (Morales-Montaña, 1984; Salas, *et al.*; 1986; Pérez-Segura, *et al.*, 1996; Poulsen, *et al.*, 2008) y por la compañía minera en concesión (Alío Gold Corp) como Unidad San Francisco. En este caso, por ser una unidad que incluye rocas intensamente deformadas y/o altamente metamorfoseadas, en el presente trabajo se nombró Litodema San Francisco, de acuerdo con el Código de Nomenclatura Estratigráfica (Servicio Geológico Mexicano, 2010).

El Litodema San Francisco está formado por un conjunto de rocas con metamorfismo orogénico, al cual se ha sobrepuesto un metamorfismo dinámico-retrógrado. Incluye principalmente gneises y esquistos cuarzo-feldespáticos con proporciones menores de anfibolitas. Los afloramientos de esta secuencia metamórfica manifiestan tonalidades en superficie de intemperismo que varían de verde grisáceo a café verdoso, y un grado moderado de fracturamiento (Figura 25).



Figura 25. Vista al W; afloramiento del Litodema San Francisco en el corte poniente del tajo.

Características geomorfológicas:

Esta unidad aflora localmente en una franja alargada de sur a norte, desde el Cerro San Francisco hasta la base del Cerro Gauna, incluyendo el tajo. Forma un relieve de colinas y lomeríos bajos, de longitud media, con laderas erosionales suaves. El relieve más prominente se observa en el cerro San Francisco donde alcanza una altura de 831 msnm, elevándose unos 135 m sobre el valle circundante.

Relaciones geológicas:

La relación del litodema San Francisco con las demás unidades en el área es de contacto tectónico en zona de cizalla. Este litodema es cortado de manera generalmente concordante y a veces discordante por *sills* y bolsas de leucogranito asignado al Mesoproterozoico (Poulsen *et al.*, 2008).

Cabalga por falla inversa de ángulo alto con buzamiento al NNE al Grupo Coyotillo (Morales-Montaño, 1984; Pérez-Segura *et al.*, 1996). El contacto fallado está evidenciado por una zona de escamas orientada E-W; dicha zona de escamas consiste en filitas y gneises cataclásticos en la incisión topográfica formada entre los cerros La Barajita y San Francisco. Actualmente, la estructura de cabalgamiento está cubierta por terreros de la mina. En el cerro Gauna, situado al norte del área, el litodema es sobrayacido por la Metariolita Gauna mediante una falla que buza al NNE interpretada como *detachment*. Además, el Litodema San Francisco es cortado por cuerpos tabulares lamprofídicos, donde algunos siguen la foliación en forma de *sills* o la cortan como diques a través de fallas (Sección esquemática A-A’).



Figura 26. Vista al E; afloramiento en la parte inferior del Litodema San Francisco, conformada por esquistos verdes con laminaciones cuarzo-feldespáticas formando pliegues cerrados.

Descripción litológica:

En la base estructural (actualmente cubierta por terreros de la mina) ha sido descrita una zona de escamas que consiste en una delgada zona de filitas de tonalidad gris oscuro a gris morado (Herrera-Urbina y Pérez-Segura, 1990). La parte inferior de la unidad está formada por rocas esquistosas de color verde (Figura 26) por la presencia de clorita, actinolita, sericita y epidota en menores proporciones. En algunos planos de foliación se observa claramente el desarrollo de una lineación de estiramiento o estrías dúctiles,

además de presentar localmente porfidoclastos asimétricos. De estas estructuras se interpreta que un metamorfismo dinámico se sobrepuso al metamorfismo orogénico paralelizando la foliación original (regional) a la foliación milonítica (dinámica) (Figura 27). Por las relaciones geométricas de los minerales como clorita, actinolita y epidota que se acomodan paralelamente a la foliación principal (Figura 28), se interpreta que una fase de metamorfismo retrógrado/hidrotermal afecta la unidad, con más intensidad en su parte inferior, y que la misma se produjo contemporáneamente con el metamorfismo dinámico.

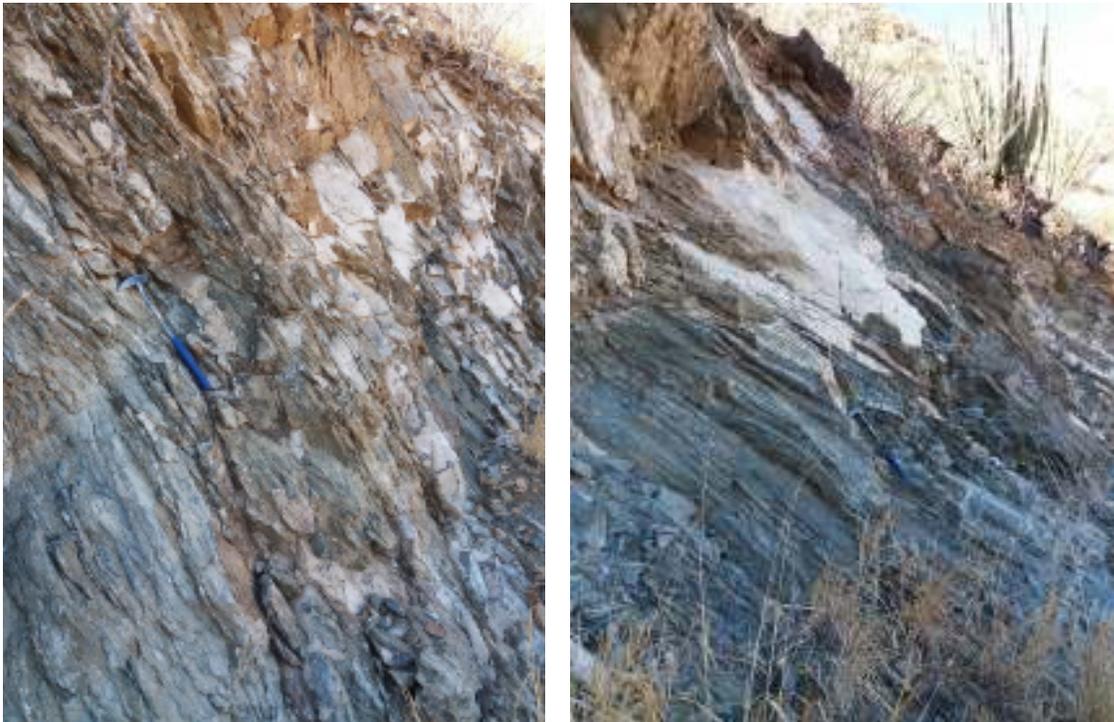


Figura 27. Vista al NW; afloramiento de filonitas foliadas con lineación perpendicular al rumbo de la foliación del Litodema San Francisco.

Desde el centro del tajo hacia el norte, se observa la desaparición gradual de la clorita y el predominio de biotita en los esquistos y gneises cuarzofeldespáticos, considerándose esta parte más representativa de la mineralogía original de las rocas metamórficas.

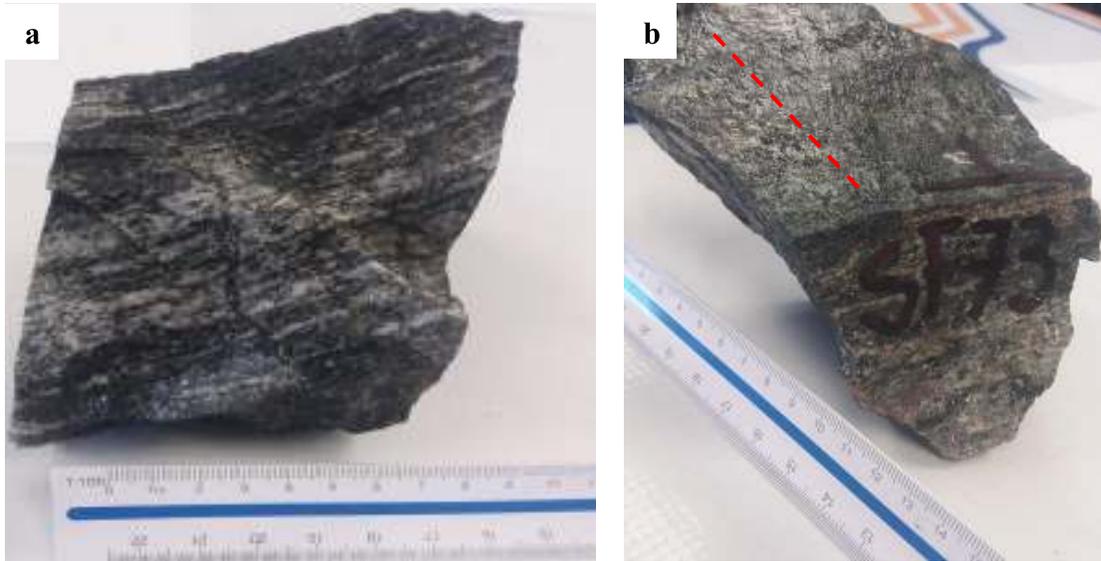


Figura 28. a) Muestra de mano de un esquistó milonítico cuarzo-feldespático proveniente del talud norte del tajo, **b)** misma muestra orientada apreciando la lineación (línea roja punteada) sobre el plano de foliación.

Lista de abreviaciones para minerales según la IUGS

(Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, 2007)

Nombre del mineral	Abreviación
Actinolita	Act
Anfibol	Am
Ankerita	Ank
Apatito	Ap
Biotita	Bt
Calcita	Cal
Calcopirita	Cp
Clorita	Chl
Cuarzo	Qtz
Epidota	Ep
Esfena	Shp
Feldespato	Fsp
Feldespato potásico	Kfs
Goetita	Gt
Galena	Gn
Hematita	Hem
Hornblenda	Hbl
Microclina	Mc
Muscovita	Ms
Flogopita	Phl
Plagioclasa	Pl
Pirita	Py
Piroxeno	Px

Rutilo	Rt
Sericita	Ser
Siderita	Sd
Turmalina	Tur
Tremolita	Tr
Zircón	Zrn
Zoicita	Zo

Tabla 2. Abreviaturas minerales usadas en la descripción petrográfica de este trabajo.

Petrográficamente, las rocas que conforman el Litodema San Francisco se clasifican como esquistos miloníticos cuarzo-feldespáticos de biotita, epidota y clorita, esquistos miloníticos cuarzo-feldespáticos con plagioclasa (Figura 29).

Las rocas verdes foliadas de grano muy fino se clasificaron como: filonitas de clorita y biotita, anfibolitas foliadas, filonitas de clorita y filonitas de sericita. Los minerales mayores que constituyen las milonitas son Qtz + Pl + Kfs + Bt (Abreviaturas en Tabla 2), con cristales de Ap + Zrn como accesorios; la biotita se encuentra alterada a Chl y las plagioclasas presentan una fuerte alteración a Ser + Ep. La geometría de los minerales metamórficos indica que corresponden a una paragénesis de mayor temperatura representada por los minerales mayores descritos anteriormente, la cual fue sobrepuesta por una paragénesis de menor temperatura formada por Chl + Ep + Act-Tre + Qtz ± Esf. Acompañando a los minerales secundarios se observan carbonatos dispersos y en vetillas (Cal + Ank + Sd) + Py, la cual se encuentra comúnmente oxidada y confirman la actividad de una fase hidrotermal sinmetamórfica. Los porfidoblastos, especialmente el cuarzo, presenta extinción ondulante, subgranos y desarrollo de grano fino resultantes de los mecanismos de deformación dúctil tales como: deformación intracristalina, recuperación y recristalización dinámica respectivamente. La orientación elongada de los cristales corresponde a los planos por los cuales se introdujeron los lentes cuarzo-feldespáticos formados durante el metamorfismo orogénico, que además permanecen paralelos a la foliación (Figura 29a, Figura 29f).

Es común observar a nivel afloramiento y microscópico, múltiples vetillas de Qtz y Cal que cortan la foliación, lo que sugiere, que un evento hidrotermal post-metamorfismo afectó al Litodema San Francisco.

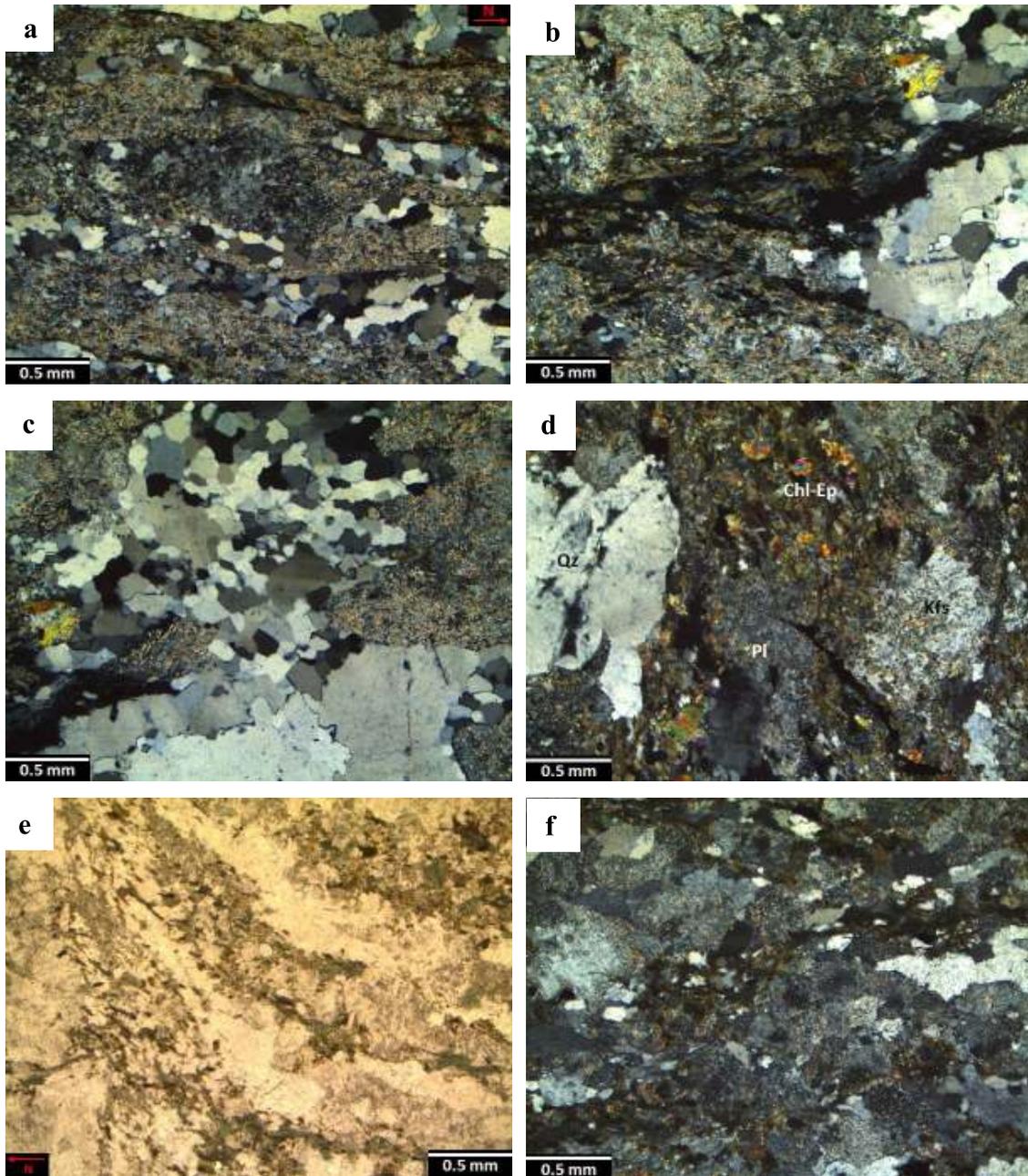


Figura 29. Fotomicrografías en nicules cruzados del Litodema San Francisco; **a)** Milonita con fragmentos de Kfs y Qtz elongados paralelamente a la foliación sobre una matriz de grano muy fino de Ser y Bt; **b)** foliación marcada por Chl y por la elongación de ojos policristalinos de Qtz; los Kfs están fuertemente alterados a Ser; **c)** Qtz con extinción ondulante y recristalización dinámica en una matriz de grano muy fino de Ser; **d)** Esquisto milonítico de Qtz + Kfs + Pl con minerales secundarios de alteración hidrotermal representada Chl + Ep con textura porfidoblástica; **e)** foliación marcada por la orientación de Chl y Ep en nicules paralelos; **f)** textura porfidoblástica de Kfs y Pl alteradas en una matriz de Qtz + Chl + Ep + Bt.

Edad y correlación

El complejo metamórfico o Litodema San Francisco es correlacionable con las rocas cristalinas precámbricas deformadas y metamorfoseadas definidas por Longoria *et al.*, (1978) como Complejo Metamórfico Bámori, también descritas por Anderson y Silver (1981) en las cercanías de Caborca, específicamente en los cerros Bámori, Ciénega, Cerro La Berruga y sus alrededores, porción occidental de la Sierra El Viejo, en la porción sur

de la Sierra La Víbora (Ver descripción del Complejo Bámori y edades en el Cap. III – Marco Geológico y Tectónica Regional).

Pérez-Segura *et al.*, (1996) asignaron tentativamente a esta unidad una edad neoproterozoica temprana con base en la edad de la meseta (>911 Ma) obtenida de un anfíbol proveniente de un gneis anfibolítico mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda parcialmente alterada a actinolita, biotita y clorita. Debido a que la edad se obtuvo de un paso de calentamiento, sólo puede tomarse como una edad de enfriamiento y no estrictamente como la edad de la secuencia o de su metamorfismo original.

Poulsen *et al.* (2008) obtuvieron 2 grupos de edades de una muestra de gneis cuarzofeldespático, la cual contenía un dique granítico boudinado muy estrecho y deformado, presumiblemente este dique correspondería al leucogranito; la muestra fue colectada de la zona central del tajo San Francisco. Se obtuvo una edad inicial de ~1411 Ma por el método ID-TIMS y una segunda edad reportada consiste en una fracción de 18 a 20 zircones, analizados por el método LA-ICP-MS con una edad promedio ponderada de 1416.2 ± 7.4 Ma, además, un zircón heredado reflejó una edad 1750 Ma. Poulsen *et al.* (2008) encontraron que el gneis fue claramente deformado y metamorfoseado previamente a la introducción del leucogranito, razón por la cual asumieron que la edad de 1416 Ma representa la edad de cristalización del leucogranito, en lugar de reflejar la edad del gneis en sí, y por ende se asume que la edad del gneis equivale a una fase más antigua que la obtenida en el análisis (Poulsen *et al.*, 2008). Sin embargo, en el presente trabajo se corrobora una edad paleoproterozoica para el Litodema San Francisco (Capítulo VI).

Leucogranito de muscovita

Es una roca ígnea intrusiva leucocrática de grano grueso a fino que se emplazó en forma de sills o lentes siguiendo la foliación original de las rocas con metamorfismo orogénico, aunque localmente se observan cuerpos como bolsas cortando la foliación.

Pérez-Segura *et al.* (1996) cartografiaron estas rocas, mencionando espesores de decenas de metros. En la actualidad, dichos cuerpos mayores fueron minados debido a que contenían valores altos de mena de Au-Te y altos contenidos de Pb, Mo, Bi y W. Los cuerpos remanentes quedaron como *sills* aislados con espesores de centímetros hasta 1.20 m aproximadamente (Figura 30), por lo que no son cartografiables a la escala del mapa (1: 22,500).

Los cuerpos y *sills* de leucogranito sólo se observan emplazados en el Litodema San Francisco y son localmente cortados por diques lamprofídicos. Se observó aflorando a un intrusivo correspondiente a un cuerpo granitoide leucocrático de composición félsica, en el banco 640 del talud W del tajo San Francisco, el tamaño del afloramiento es de 15 m de ancho x 6 m de alto aproximadamente (Figura 30b). Hacia los bordes del cuerpo granítico la textura gradúa a afanítico con desarrollo de una foliación incipiente. Los fenocristales son de $Qtz + Pl > Hbl > Bi$. Posiblemente, este intrusivo está relacionado con la fuente de los cuerpos lenticulares de leucogranito que se introducen en la secuencia metamórfica.

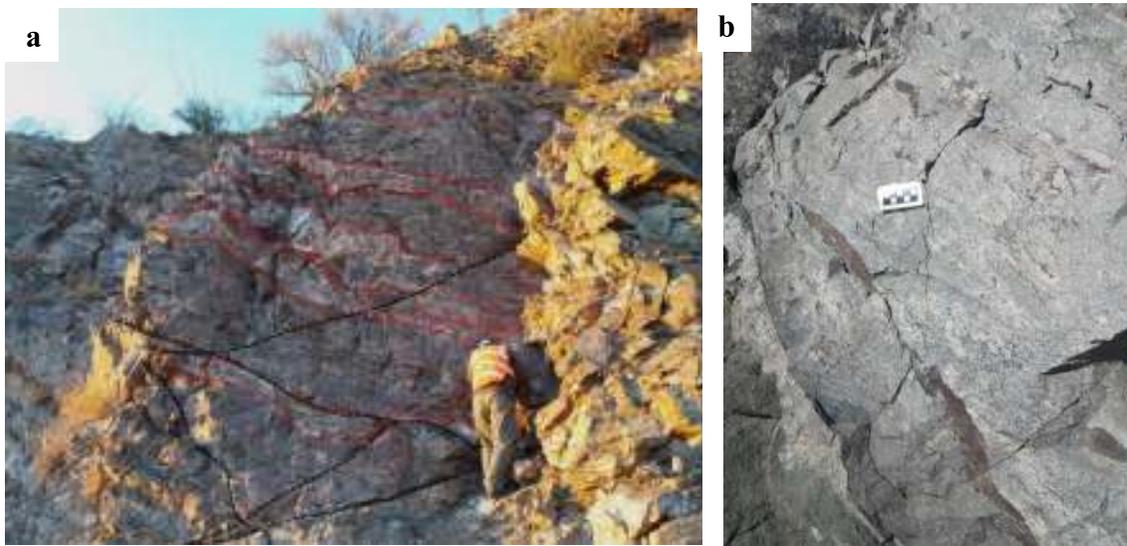


Figura 30. a) Sills del leucogranito deformado y fallado aflorando en la base del Cerro Gauna; **b)** Afloramiento del intrusivo félsico foliado, la escala en la foto es en centímetros.

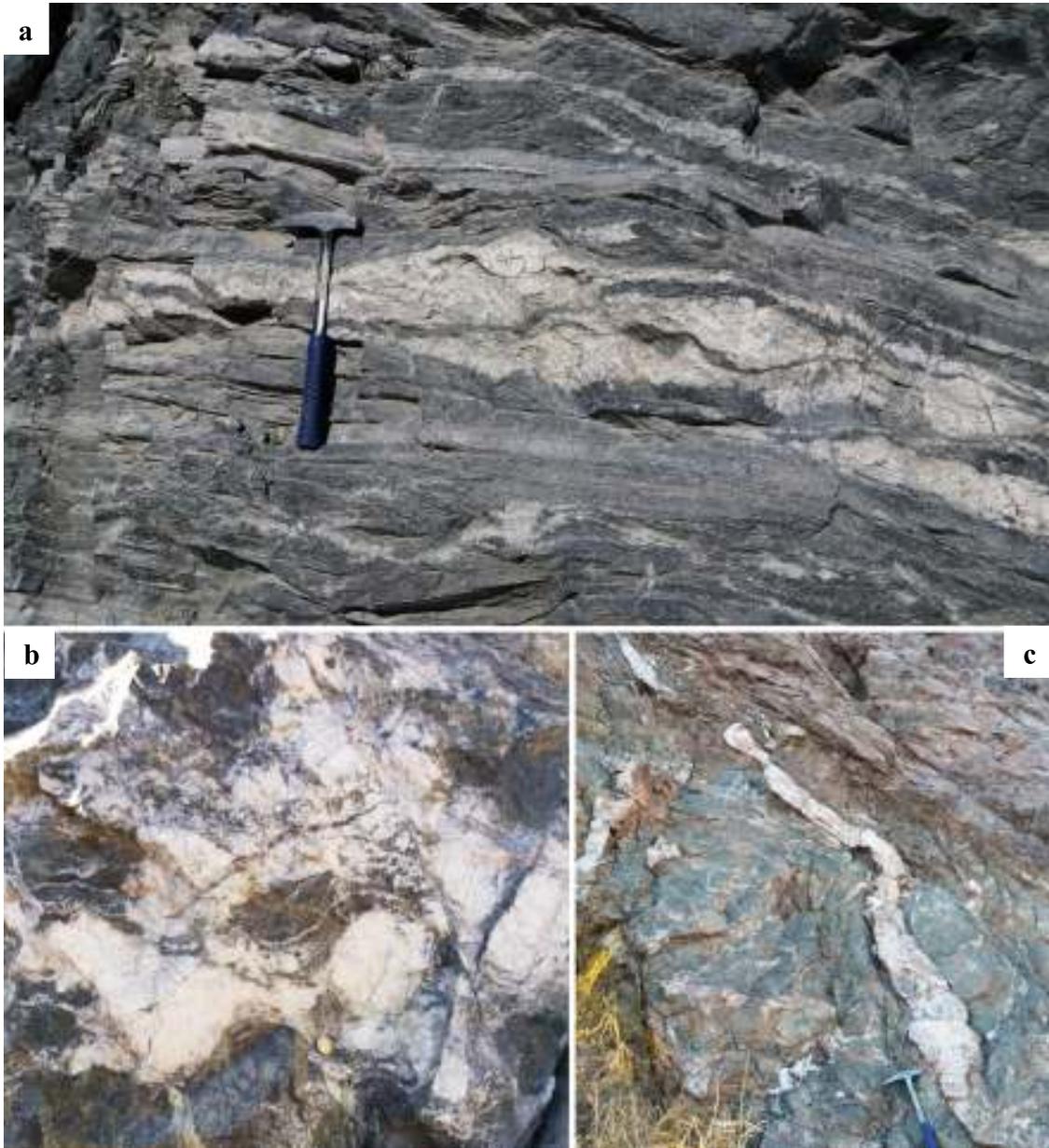


Figura 31. Leucogranito deformado; **a)** estructura abudizada, donde se aprecia una foliación paralela a sus contactos; **b)** *Sills* de leucogranito deformados presentando una estructura de boudines (lentes) de forma irregular; **c)** Dique de leucogranito plegado, afectado por falla que pone en contacto las zonas de esquistos clorítico y esquistos cuarzo-feldespático.

En los afloramientos, es evidente que los leucogranitos fueron deformados dúctilmente ya que presentan foliación milonítica en los centros o ejes de los sills acompañada de foliación incipiente hacia los bordes de los cuerpos (Figura 31). También se forman estructuras tipo “*boudinage*”, pliegues disarmónicos cerrados a isoclinales, así como grietas de tensión perpendiculares a los planos de foliación. Dichas estructuras indican la actuación de una deformación compresiva posterior al emplazamiento de los sills de leucogranito.

Tanto a nivel de afloramiento como en muestra de mano, en los leucogranitos se aprecian variaciones texturales desde porfídicas, faneríticas a masivas-criptocristalinas (Figura 32); en ocasiones se observan formando bandas de grano grueso y grano muy fino, así como parches pegmatíticos o de grano muy grueso alcanzando tamaños centimétricos, inmersos en los centros de cuerpos tabulares continuos. En general, exhiben tonalidades claras, de gris claro a blanquecino.

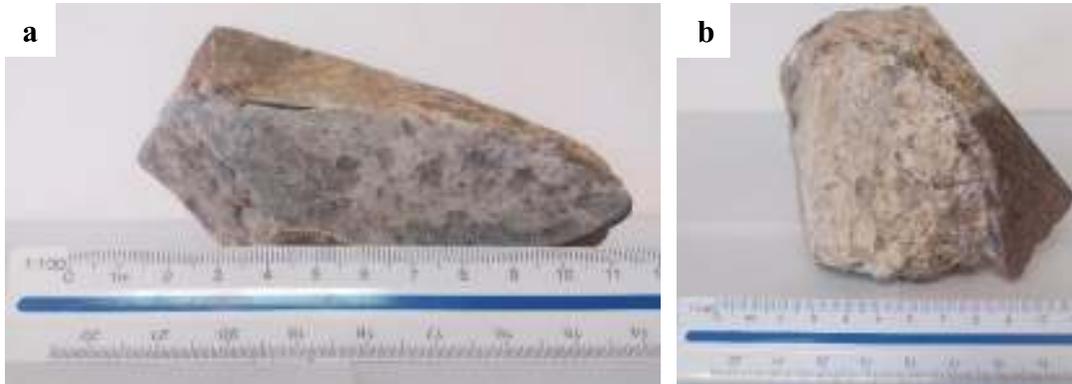
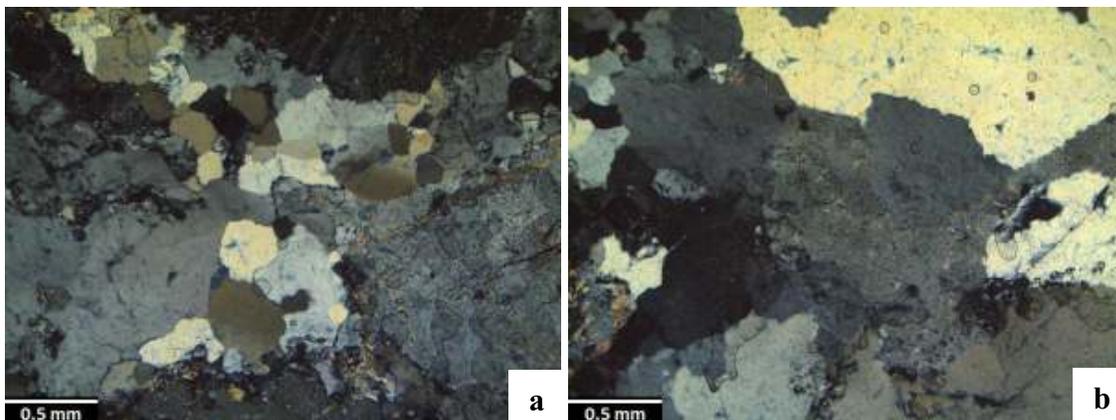


Figura 32. Muestra de mano de un leucogranito de textura pegmatítica a porfídica, brechado consolidado por cuarzo hidrotermal; **a)** vista longitudinal del corte para análisis de lámina delgada (Figura 33c, 33d), donde se observan cristales de cuarzo subhedrales de hasta 3.5 mm; **b)** vista transversal, perpendicular a la foliación. La escala es en centímetros.

Petrográficamente, estas rocas leucocráticas se componen en su mayoría por Qtz (35-40%), Kfs (20-40%) y Pl (15-30%). Los minerales secundarios son Ser + Chl + Bi + Ms + Ca. Los minerales accesorios son Zrn + Py (Figura 33). El cuarzo se presenta de dos maneras, una de morfología alotriomorfa con variaciones texturales de grano grueso a pegmatoides (Figura 33b) y la otra, de morfología anhedral con extinción ondulante y subgranos, originados por mecanismos de deformación dúctil como deformación intracristalina y recuperación respectivamente. La sericita aparece reemplazando casi en su totalidad a cristales de plagioclasas subhedral a anhedrales, como consecuencia de un evento hidrotermal tardío (Figura 33c y Figura 33d). La orientación elongada de los fenocristales corresponde a los planos de foliación.



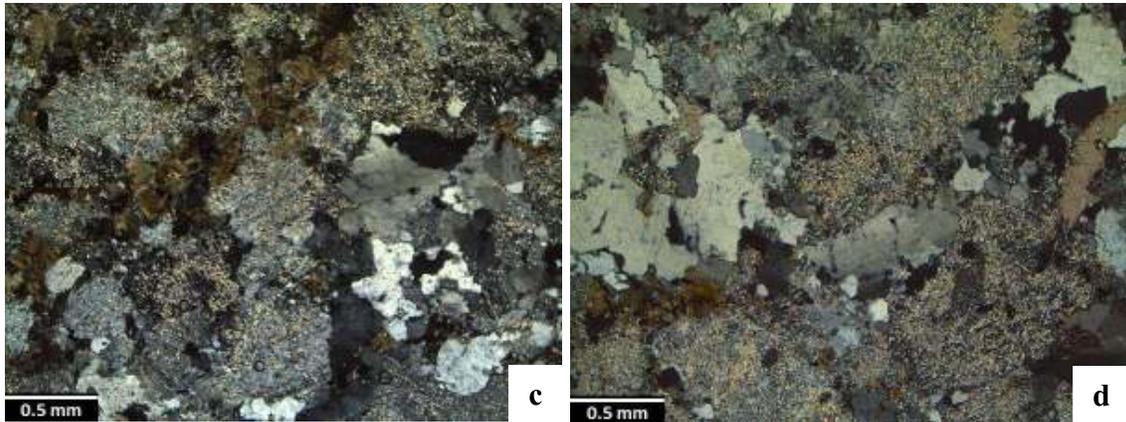


Figura 33. Fotomicrografías en nicols cruzados del leucogranito; **a)** cuarzo con desarrollo de subgranos acompañado de Pl y Kfs; **b)** textura pegmatóide de cristales anhedrales de Qtz y Kfs; **c)** cristales anhedrales de Pl alteradas a Ser con clorita intersticial; **d)** Qtz con extinción ondulante y recristalización dinámica con abundante Ser de alteración.

Edad y correlación

En el noroccidente de Sonora, particularmente en las proximidades de Caborca y Santa Ana, se han cartografiado y fechado numerosos cuerpos plutónicos graníticos que se emplazaron entre los 1410 y 1440 Ma, que probablemente estuvieron acompañados de episodios de deformación regional (Anderson y Silver, 1981; 2005).

Poulsen *et al.* (2008) fecharon zircones provenientes de dos cuerpos de leucogranito del talud sur del tajo (Figura 44, Cap. VI) obteniendo edades de ca. 1411 y 1427 Ma, indicando actividad magmática de naturaleza félsica durante el Mesoproterozoico que se manifestó con el emplazamiento de cuerpos de leucogranito que cortan la secuencia metamórfica San Francisco. Una muestra típica de la roca encajonante que contiene la mineralización de oro, proveniente del talud este del tajo San Francisco, cortada por vetas de cuarzo-turmalina y piritita diseminada, arrojó una edad (U-Pb) de 1404.2 ± 5.8 Ma basada en el promedio ponderado de 21 a 27 zircones analizados (Poulsen *et al.*, 2008). Edades similares a ésta se han reportado para un granito porfídico del bloque Caborca, dos cuarzo-monzonitas porfídicas del Cerro Colorado y Sierra Blanca con edades de 1416 ± 12 , 1425 ± 11 y 1438 ± 45 Ma, respectivamente (Anderson y Silver, 2005).

MESOZOICO: JURÁSICO

Secuencia meta-sedimentaria: Grupo Coyotillo

Nombre, sección tipo y descripción general de la unidad:

Esta unidad se distingue por la litología de origen sedimentario. Fue descrita por primera vez en el Cerro La Barajita, localizado al sur del área de estudio por Salas (1968), quien consideró a este conjunto meta-sedimentario como una subdivisión del Complejo

Igneo-metamórfico Santa Ana, constituido por filitas, cuarcitas, mica-esquistos, mármoles y meta-conglomerados de guijarros elongados, además de asignarle una facies de esquistos verde. Posteriormente, esta unidad fue incluida dentro del "Grupo Coyotillo" (Morales-Montaña, 1984). Aunque el Complejo Santa Ana fue asignado inicialmente al Precámbrico tardío (Salas, 1968) el Grupo Coyotillo fue posteriormente considerado como del Jurásico Medio – Tardío, por correlación con las rocas del arco Jurásico que afloran en la región de Caborca y Pitiquito (Morales-Montaña, 1984). La denominación de Grupo Coyotillo se ha conservado en artículos y reportes internos de la empresa minera (Salas, *et al.*; 1986; Pérez-Segura, *et al.*, 1996; Poulsen, *et al.*, 2004).

En el cerro La Barajita, la secuencia meta-sedimentaria está basculada hacia el NE. Las superficies de foliación son predominantemente lustrosas y se observa en ellas una lineación de estiramiento. La foliación es continua y penetrativa a lo largo de toda la secuencia con desarrollo de clivaje pizarroso y tiene un rumbo promedio N73°W y un buzamiento promedio de 60° al NE (Sección esquemática A-A').

Características geomorfológicas:

Desarrolla un relieve escarpado acorde con un cerro remanente o relicto, con cima aguda y alargada, de morfología alomada (**Figura 34**), con una altura máxima de 836 m.s.n.m. que sobresale unos 166 m de los valles circundantes.



Figura 34. Vista al S. Cerro remanente de morfología alomada a escarpada donde aflora parcialmente el Grupo Coyotillo.

Posición tectono-estratigráfica:

Es la base estructural de la sección geológica local. La base de la unidad está cubierta en discordancia por aluvión. En la actualidad, el grupo Coyotillo ha sido en gran parte cubierta por depósitos de tepetate procedente de la mina. A partir de mapas preexistentes se estima un espesor de al menos 740 m. En la parte media un pequeño cuerpo intrusivo denominado cuarzomonzonita La Barajita aparece como sill o dique-estrato (Poulsen *et*

al., 2008), seguida por una serie de esquistos, cuarcitas y meta-conglomerados. La parte superior es yuxtapuesta tectónicamente contra el Litodema San Francisco a lo largo de una estructura que se interpreta como una falla inversa de alto ángulo. Además, algunos cuerpos lamprofídicos se emplazan como *sills* siguiendo los planos de estratificación/foliación o como diques cortando a los mismos.

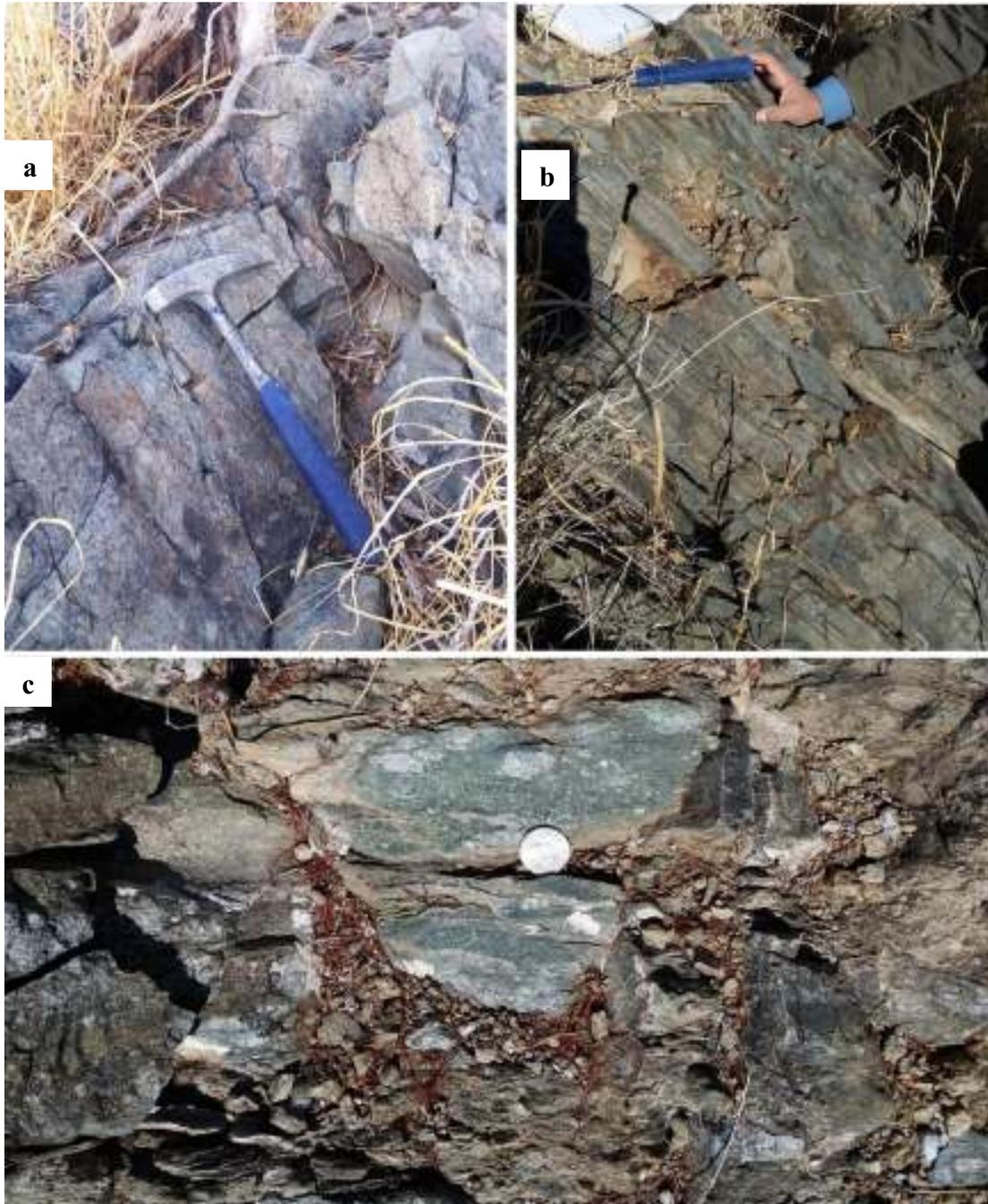


Figura 35. Afloramiento del Grupo Coyotillo en el Cerro La Barajita; **a)** cuarcita de grano fino a medio; **b)** filonita de clorita; **c)** esquistos miloníticos de clorita y biotita con fragmentos graníticos.

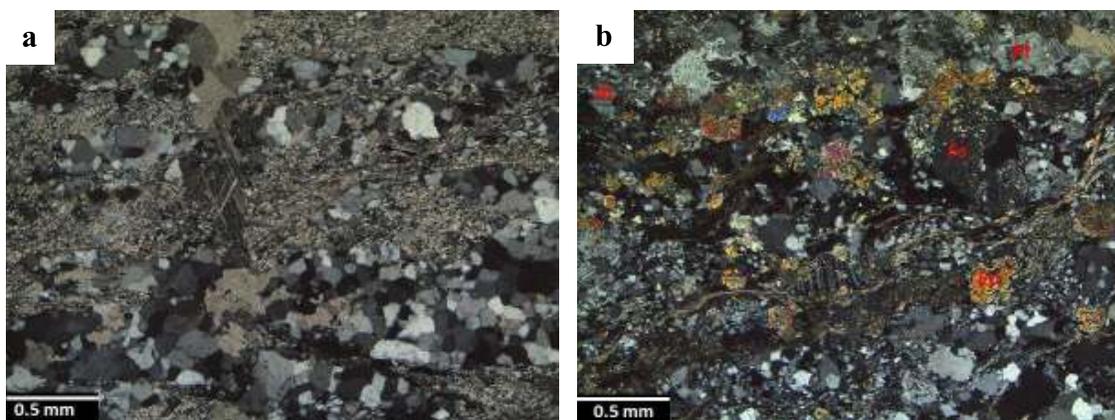
Descripción litológica:

La parte basal de esta unidad consiste en filitas oscuras (actualmente cubiertas por terreros de la mina) seguidas por intercalaciones de metareniscas tobáceas, cuarcitas,

metaconglomerados con clastos elongados de granito, filonitas y esquistos miloníticos cuarzo-feldespáticos de clorita y plagioclasa (Figura 35). Las cuarcitas exhiben una coloración gris claro a blanco y están básicamente formadas por cuarzo deformado. Las capas de cuarcita son de grano fino a medio, generalmente de tonalidad blanca, presentan clivaje continuo y textura granoblástica elongada. El metaconglomerado es de color gris verdoso, con clastos graníticos elongados.

Los esquistos se aprecian de tonalidades grisáceas a verdosas, indicando un proceso de cloritización. El clivaje pizarroso tiene una orientación preferencial de cristales de grano fino de Qtz + Pl + Kfs de forma subhedral en agregados tabulares (Figura 36), paralelos a las laminaciones de la clorita. Los cristales de plagioclasa presentan maclado polisintético y en parrilla, típico de la microclina, sin embargo, se observa un alto grado de alteración a sericita. Una red de vetillas de calcita corta la foliación a nivel mesoscópico y microscópico. Se observan ocasionales óxidos de hierro diseminados, en granos euhedrales, también dispuestos preferencialmente a lo largo de los planos de foliación. La matriz de los esquistos es de grano fino homogéneo (40%) consiste en Qtz + Kfs potásico alterado.

Los metaconglomerados están soportados por matriz y sus clastos consisten en fragmentos graníticos de Qtz > Pl + Kfs, alcanzando tamaños de guijas y guijarros. La matriz consiste en Ch + Ser + Ca y está cortada por vetillas de Ca + Ep + Ch + Sph. Los minerales accesorios son Act-Tr + Sph > Rt > Zrn y <5% de minerales opacos, evidenciados por óxidos de hierro, posiblemente de Hem + Gt y ferromagnesianos, que generalmente se presentan alterados a Chl + Ep + Cal.



d

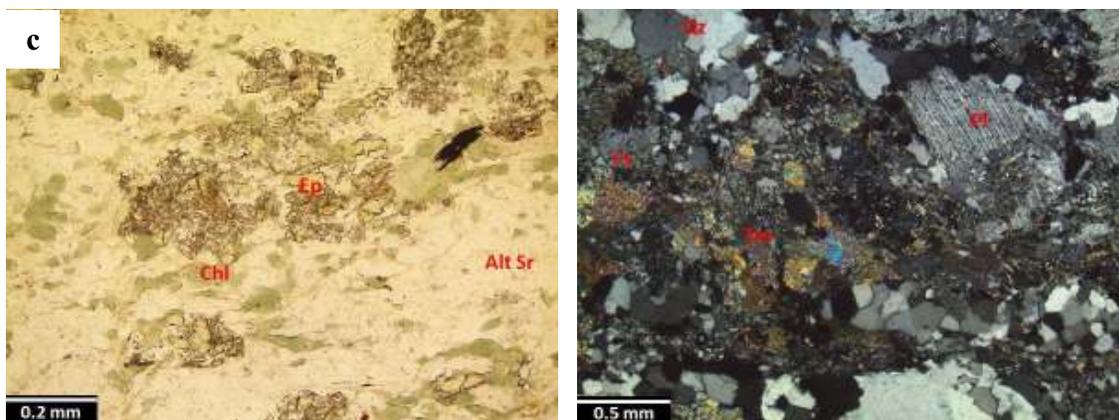


Figura 36. Fotomicrografías de la secuencia meta-sedimentaria Coyotillo; **a)** esquistos miloníticos que consisten en lentes de Qtz con desarrollo de subgranos deformados por cizallamiento en una matriz de grano fino de cuarzo cristaloblastico y sericita; **b)** fragmentos de Pl, Fs, Qtz, Ep y Bi orientados paralelamente a la foliación; los fenocristales de Qtz presentan recristalización dinámica, inmersos en una matriz muy fina de filosilicatos; **c)** minerales secundarios en luz paralela formando la matriz de grano muy fino de Qtz criptocristalino, Chl, Ep y Ser; **d)** metaconglomerado con fragmentos graníticos de Pl, Qtz, Kfs, Tr.

Extinción ondulante, desarrollo de subgranos y recristalización dinámica en cuarzo y feldespatos (Figura 36a), sumado al desarrollo de foliación, presencia de porfidoclastos asimétricos tipo sigma de hasta 2 cm de longitud, estructuras en bandas de clivaje tipo S/C y lineación de estiramiento, indica que las rocas fueron sometidas a un metamorfismo dinámico en una zona de cizalla dúctil y que por lo tanto corresponden estrictamente a milonitas (Passchier y Trouw, 2005).

A nivel general, la asociación de minerales metamórficos del Grupo Coyotillo está conformada por Chl + Act + Ep + Sph + Cal + Qtz, ubicando estas rocas en la facies de esquistos verdes (Adolphe, 2002; Best, 2003). Esta asociación mineralógica se acomoda preferencialmente a lo largo de los planos de foliación, por lo que se interpreta que una fase hidrotermal acompañó el evento de deformación que produjo el metamorfismo dinámico. Vetillas de Cal, Cal + Chl que cortan la foliación indican una fase de hidrotermalismo posterior al evento metamórfico.

Edad y correlación

La unidad ha sido atribuida tentativamente al Jurásico Medio-Tardío (Morales-Montaña, 1984) con base principalmente en sus características litológicas y relaciones estratigráficas. El Grupo Coyotillo se puede correlacionar litológicamente con rocas del arco jurásico y con el Conglomerado Glance, el cual consiste en guijas y cantos angulares a subangulares, pobremente clasificados, de rocas volcánicas, principalmente de riolita y en menor proporción, de clastos del Esquisto Pinal y escasos fragmentos de caliza y cuarcita paleozoicos (González-León, 1994a; 1994b; García y Barragán y Jacques-Ayala, 2011). El Conglomerado Glance ha sido asignado al Jurásico Superior por presentar

intercalaciones de tobas volcánicas fechadas en 147, 149, 151 Ma (Mauel *et al.*, 2011). En el sur de Arizona, el Conglomerado Glance descansa discordantemente sobre granito del Jurásico Medio (Hayes, 1970b; Hayes y Drewes, 1978), y en las montañas Empire se interdigita lateralmente con las Formaciones Willow Canyon y Apache Canyon (Finnell, 1970). La edad del Conglomerado Glance no ha sido bien definida, en las montañas Chiricahua, en el extremo sureste de Arizona, se ha determinado una edad del Calloviano y en las colinas Canelo, en el extremo sureste de Arizona, una edad del Jurásico tardío, sin embargo, se ha interpretado que pudiera ser tan antigua como del Jurásico Medio a tardío en ciertas áreas, o bien tan joven como del Albiano (Bilodeau y Lindberg, 1983; García y Barragán y Jacques-Ayala, 2011). Por análisis de geocronología en zircons detríticos (U-Pb zircon SHRIMP) se ha constreñido su edad entre 158 y 149 Ma, coherente con los resultados de tres muestras de tobas silíceas intercaladas en el Conglomerado Glance, determinando una edad entre 150 ± 1 y 152 ± 3 Ma (Mauel *et al.*, 2011). Estudios de bioestratigrafía han establecido a las amonitas presentes en esta unidad a edades del Oxfordiano, Kimmeridgiano y Titoniano temprano, en los alrededores del Rancho La Colgada (Rangin, 1977; Villaseñor *et al.*, 2005), asignada posteriormente a la Formación La Colgada (Rodríguez-Castañeda, 1991).

Por sus características litológicas, el Grupo Coyotillo también puede correlacionarse con la Formación Basomari, la cual está conformada en su parte inferior por limolitas con intercalaciones de conglomerados soportados por matriz con clastos de granito, clastos de rocas volcánicas intermedias, de gneis, granito, diorita y escasa cuarcita; en su parte media está formada por intercalaciones de areniscas y conglomerados y culmina con 50 de una arenisca masiva con lentes de conglomerado, intervalos de limolita masiva y tobas riolíticas (González-León *et al.*, 2009). Esta formación, aunque carente de fósiles, ha sido asignada al Jurásico inferior, puesto que en su parte superior presenta una toba dacítica fechada en 189 Ma (Legget *et al.*, 2007; 2009) y se ha reportado a 45 km al este del área de estudio (Mauel *et al.*, 2011). Basados en la litología y ausencia de fósiles, se ha interpretado que la Formación Basomari deriva de depósitos continentales fluviales aluviales, principalmente fluviales. La Formación Basomari fue originalmente considerada del Jurásico tardío, sin embargo, se obtuvo de la parte superior de una toba dacítica una edad de 189.2 ± 1.1 Ma (U-Pb zircon SHRIMP; Leggett *et al.*, 2007; Leggett, 2009), indicando que es parcialmente correlacionable con la Formación Sierra Santa Rosa.

Jurásico meta-volcánico: Metariolita Gauna

Nombre, sección tipo y descripción general de la unidad:

La sección tipo de esta unidad es el cerro Gauna y ha sido denominada por otros autores (Morales-Montaño, 1984; Salas, *et al.*; 1986; Pérez-Segura, *et al.*, 1996) y por la compañía minera en concesión (Alio Gold Corp) como Riolita Gauna; en el presente trabajo se añadió el sufijo meta- por la presencia de clivaje y minerales metamórficos. Esta unidad aflora solamente en el cerro Gauna, al norte del área de estudio, donde tiene un espesor aproximado de 30 m y está formada por rocas metavolcánicas de composición félsica.

Características geomorfológicas:

Desarrolla un relieve acolinado, compuesto con lomos denudados altos de longitud corta a media, con cimas redondeadas de morfología alomada y flancos suavizados (Figura 37); la altura máxima es de 868 m.s.n.m. que sobresale 142 m del nivel base local.



Figura 37. Vista al N. Morfología del cerro Gauna de lomos denudados de cimas redondeadas.

Relación geológica:

La Metariolita Gauna sobreyace al Litodema San Francisco mediante una estructura que se interpreta como una falla normal de bajo ángulo, o *detachment*. Poulsen *et al.* (2008) observaron que la Metariolita Gauna fue intrusionada por la Granodiorita El Claro atribuida por dichos autores al Cretácico tardío. Al igual que las unidades anteriormente descritas, la Metariolita Gauna es cortada por diques lamprofídicos y por vetas mineralizadas de cuarzo, turmalina y epidota, que al parecer siguen fallas normales de alto ángulo.



Figura 38. Vista al N. Afloramiento del nivel superior de la Metariolita ignimbrítica en el cerro Gauna.

Descripción litológica:

Las rocas presentan una foliación clara con zonas de aspecto pizarreño, generalmente paralela a la pseudo-estratificación volcánica (Figura 38), aunque localmente es oblicua (Figura 39c). Esporádicamente se puede apreciar una lineación de estiramiento sobre los planos de clivaje (Figura 39d). La actitud de la foliación varía entre los acimuts 250° y 326° (mediana: 300° , $n=11$) con buzamientos entre 8° y 32° (mediana: 26°) al NE.

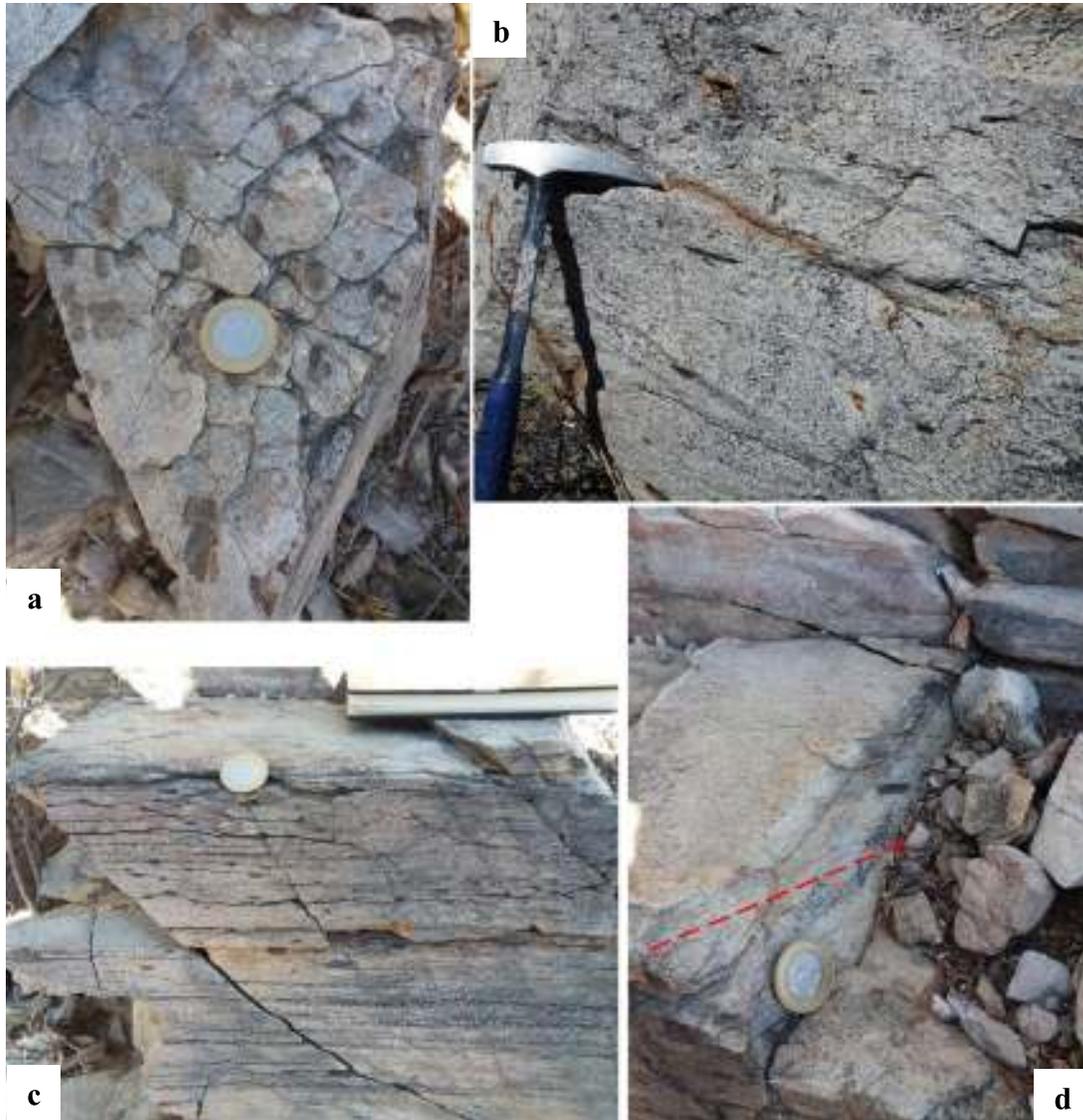


Figura 39. Afloramiento de la meta-riolita del Gauna; **a)** Toba ignimbrítica con cúmulos centimétricos de biotita orientados sobre los planos de clivaje; **b)** Toba de lapilli ignimbrítica; **c)** Vista de perfil de la toba ignimbrítica de la fotografía a; **d)** línea de intersección de la pseudoestratificación de la ignimbrita con un clivaje oblicuo (línea roja punteada).

Este depósito ignimbrítico está representado de la base estructural a la cima por meta-tobas de lapilli en la parte basal, seguidas de filitas y esquistos miloníticos cuarzo-feldespáticos con cúmulos de biotita oxidada sobre los planos de clivaje *C*; en la parte media y hacia la cima meta-ignimbritas riolíticas foliadas, de textura afanítica a porfídica con estructuras relictas de flamas de pómez; en estas últimas se puede apreciar localmente una estructura en bandas de cizalla S/C, lo que aunado al desarrollo de foliación y lineación indica la sobreposición de un metamorfismo dinámico.

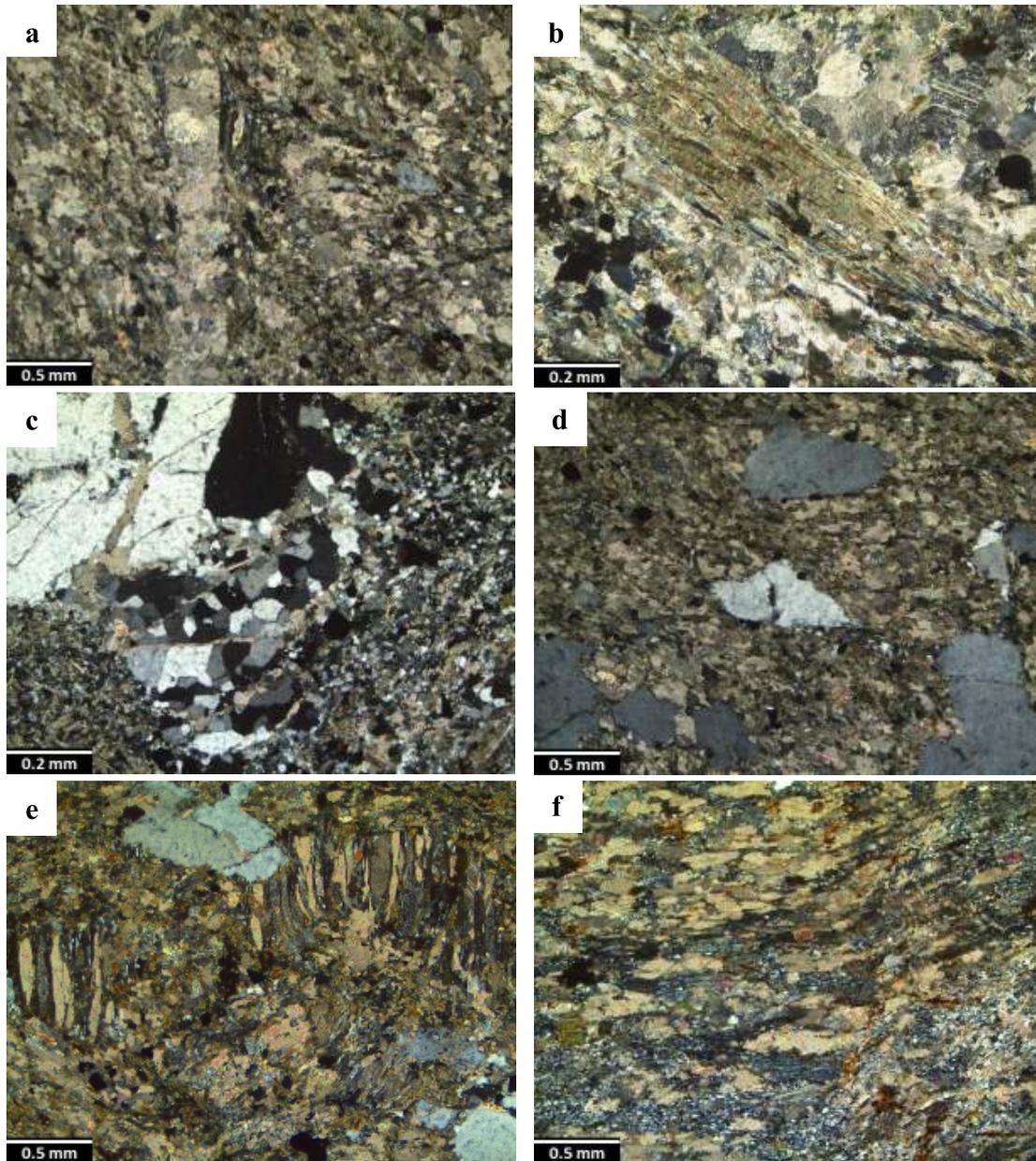


Figura 40. Fotomicrografías en nicols cruzados de la metariolita ignimbrítica; **a)** Vetilla de calcita cortando la meta-ignimbrita riolítica, puede observarse un remplazamiento intenso de la roca original por calcita. **b)** textura de lapilli de pómez reemplazada por biotita en proceso de cloritización; los minerales de la matriz están reemplazados por calcita. **c)** Proceso de recrystalización dinámica en cristal de cuarzo del cual se desarrollaron múltiples cristales más finos, se observan vetillas de calcita cortando un fenocristal de Qtz. **d)** Fenocristales de Qtz en una matriz de grano muy fino con abundante clorita y precipitación de calcita en una metariolita ignimbrítica de toba de lapilli de pómez. **e)** los minerales metamórficos aprovecharon la estructura relicta de lapilli de pómez para reemplazarse. **f)** textura de flujo en matriz de Qtz y tremolita.

A nivel de afloramiento y en muestra de mano, las rocas volcánicas exhiben una tonalidad blanquecina a gris clara a rosada, con bajo grado de meteorización y moderado grado de fracturamiento. La alteración hidrotermal es evidente en forma de sericitización, carbonatación y silicificación.

Petrográficamente, las rocas volcánicas de esta unidad se clasifican principalmente como meta-ignimbrita riolítica de toba de lapilli de pómez, meta-toba ignimbrítica de epidota y clorita, meta-toba de cristales, meta-toba de riolita ignimbrítica, meta-toba de

lapilli (Figura 40). Los minerales mayores consisten en Qtz + Pl + Bi ± relictos de anfíboles y clinopiroxenos reemplazados por minerales metamórficos. Los minerales metamórficos son Ser + Chl + Epi + Act + Ms + Ca >> Zo, esta asociación mineral indica un metamorfismo de bajo grado, correspondiente a la facies de esquistos verdes. El cuarzo porfídico se presenta subedral a anhedral, en proceso de deformación, con desarrollo de golfos de corrosión y recristalización dinámica localmente. Un mineral de reemplazamiento abundante en la unidad volcánica es la zoisita o clinozoisita, la cual se observa con morfología acicular, acompañada generalmente por cristales prismáticos de epidota. Es común observar los cristales de biotita en proceso de cloritización a la variedad penina (Figura 40b) reemplazando texturas de lapilli de pómez. Múltiples vetillas de calcita desde 0.25 mm hasta 1.5 mm de espesor se observaron cortando la foliación de la meta-ignimbrita riolítica o en vetas sub-paralelas a la misma (Figura 40a), como evidencia de un evento hidrotermal tardío. También se encuentra presente en la matriz en granos y lentes elongados paralelamente a la foliación indicando que una fase hidrotermal más temprana acompañó el proceso de deformación. Óxidos de hierro, zircón y esfena aparecen como minerales accesorios. Los cristales de pirita presentan sombras de presión con cristalización de cuarzo en las mismas, aunque los cristales presentan poca deformación-desplazamiento. La matriz de las tobas riolíticas es de textura muy fina y representa el 80% de la roca, formada por Qtz > Cal > Ep + Chl > Ms, orientados preferencialmente configurando la foliación de la metariolita. La microestructura dominante es una esquistosidad continua penetrativa de grano muy fino, con patrones texturales que varían de granoblástico a lepidoblástico inequigranular. La presencia de micropliegues de crenulación y microkinks que afectan a la foliación sugiere que hubo una compresión posterior de baja intensidad.

Edad y correlación

Poulsen *et al.* (2008) realizaron un análisis geocronológico en dos muestras de metariolita en las proximidades del Cerro Gauna. Una muestra de esquisto de cuarzo-sericita en el cerro El Socorro, al noroeste del Cerro Gauna cuya edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ es de 180.1 ± 1.5 Ma, la cual se interpreta como edad de cristalización para esta ignimbrita. Esta edad también proporciona una edad mínima de depósito de la meta-arenisca subyacente, la cual contiene magnetita, que forma la base del Grupo Coyotillo por encima de una disconformidad angular con basamento del complejo de San Francisco. La segunda muestra correspondiente a un esquisto de sericita descrita como metatoba amigdalalar con vesículas soldadas, muestreada al noreste del Cerro Gauna agrupó tres

fracciones sobre la línea concordia y muy cerca de ella, arrojando un análisis $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 186.3 ± 0.4 Ma, interpretada también como edad de cristalización. Una de las fracciones analizadas en la última muestra arrojó una edad de intercepto de 1,560 Ma, correspondiente a zircones heredados que derivaron de las rocas proterozoicas subyacentes (Poulsen et al., 2008). Así, ambas edades posicionan a la meta-riolita Gauna en el Jurásico Temprano (Pleinsbachiano).

En base a la litología, la Metariolita Gauna puede ser correlacionable con la Formación Fresnal Canyon al sur de Arizona, reconocida por presentar interestratificaciones de rocas volcánicas y sedimentarias, así como por segmentos de pórfidos de cuarzo intrusivos y extrusivos, con rocas andesíticas menos abundantes y semiesquistos cuarcíticos (Tosdal *et al.*, 1989). La edad de la Formación Fresnal Canyon está limitada entre los 205 a 170 Ma, registrando la transición Triásico-Jurásico hasta el Jurásico Medio (Tosdal *et al.*, 1989). Se reportó también al sur de Arizona en la Montañas Baboquivari, el Grupo Topawa de 8 km de espesor con edades del Jurásico Medio, entre 170 y 165 Ma. El Grupo Topawa comprende cuatro unidades litológicas: la primera, Formación Ali Molina, consiste principalmente en una riolita piroclástica intercalada con areniscas fluviales y eólicas, seguidas de conglomerados. La edad isotópica de la riolita de la Formación Ali Molina es de 170 ± 3 Ma. La segunda unidad es la Formación Pitoikam, compuesta por una secuencia de conglomerados, limolitas, areniscas y brechas sedimentarias. Suprayacida por la Formación Mulberry Wash, la cual está conformada por flujos de lava riolítica, brechas de flujo intercaladas con conglomerados, areniscas y brechas sedimentarias con escasos basaltos alcalinos intraplaca en la parte alta. Estas tres formaciones son cortadas por el intrusivo riolítico calcoalcalino Tinaja Spring Porphyry (Haxel *et al.*, 2005).

Esta unidad riolítica también es correlacionable litológica y cronológicamente con la Riolita El Pinito definida por Gilmont (1978) expuesta al noreste de Imuris y fechada en 174 Ma por Stewart *et al.* (1986). Otras rocas volcánicas félsicas fechadas del Jurásico Temprano se han reportado en la Formación Basomari donde una toba dacítica arrojó una edad de 189 Ma (U-Pb zircón, Legget *et al.*, 2007). Algunos niveles de tobas volcánicas presentes en la Formación Basomari pueden ser correlacionables con la Metariolita Gauna. La Formación Basomari está constituida en su parte inferior por limolitas con intercalaciones de conglomerados matriz soportado con clastos de granito, clastos de rocas volcánicas intermedias, de gneis, granito, diorita y escasa cuarcita, en su parte media está formada por intercalaciones de areniscas y conglomerados y culmina con 50 de una

arenisca masiva con lentes de conglomerado e intervalos de tobas riolíticas limolita masiva (González-León *et al.*, 2009). Otras unidades del Jurásico inferior-medio se han reportado en la Sierra de Caracahui y los cerros El Carrizal y La Estrella, a tan solo 15 km al sureste del área en donde afloran la Formación Caracahui (Palafox *et al.*, 1992; Mauel *et al.*, 2011). Se ha interpretado que estas secuencias vulcano-sedimentarias podrían estar en relación discordante o podrían ser el resultado de un cabalgamiento de la Formación Caracahui sobre la Formación Cucurpe (Palafox *et al.*, 1992). La Formación Caracahui consiste en calizas fosilíferas y derrames volcánicos de edad Jurásico Temprano, mientras que la Formación Cucurpe está conformada por grauvacas, lutitas y calizas fosilíferas de probable edad Jurásico Tardío (García y Barragán y Jacques-Ayala, 2011). La formación Caracahui ha sido correlacionada con la Formación Sierra de Santa Rosa (González-León *et al.*, 2009) de edad Jurásico Inferior.

CENOZOICO: OLIGOCENO TARDÍO – MIOCENO TEMPRANO

Intrusivo de hornblenda y diques lamprófidos

Consiste en un cuerpo ígneo mesocrático a melanocrático de morfología irregular que define un cuerpo intrusivo tipo apófisis que aflora en la base del Cerro Gauna y en el talud W del tajo. Estas apófisis, exhiben una textura fanerítica a porfídica, con fenocristales de biotita y anfíboles, principalmente de hornblenda, alcanzando hasta 3 mm de tamaño, plagioclasas y epidota. La tonalidad varía de verde oscura a café verdoso en superficie meteorizada (Figura 41).

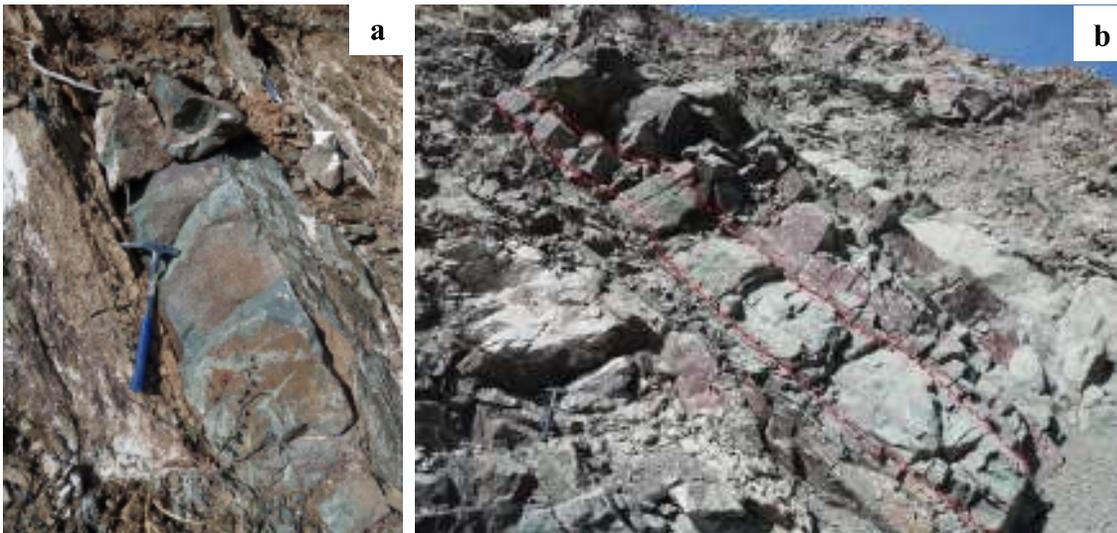


Figura 41. a) Sill de lamprófido dispuesto paralelamente a la foliación con actitud 283° buzando 63° al N; **b)** Dique lamprofídico emplazado a través de una falla normal con acimut 327° buzando 46° al N.

Asociado al cuerpo intrusivo, se observaron cuerpos ígneos de morfología tabular con espesores desde 30 cm hasta 5 m. Los cuerpos tabulares localmente siguen la foliación

del Litodema San Francisco y la del Grupo Coyotillo por lo que se consideran *sills* (Figura 41), pero también ocurren como diques cortando la foliación emplazados a lo largo de fallas normales. Por su escala, estos diques y cuerpos intrusivos no fueron cartografiados individualmente. En el afloramiento, los cuerpos tabulares se caracterizan por su color verde medio a oscuro y en superficie meteorizada por su tonalidad café marrón. Los diques presentan una variación textural, de fanerítica fina a media a porfídica y afanítica. En las rocas porfídicas, los fenocristales son de biotita, flogopita, hornblenda y/o plagioclasa, rodeados por una matriz afanítica a fina, formada por clorita, biotita y epidota (Figura 42). Los diques de mayor espesor tienden a desarrollar una textura fanerítica hacia el centro y una textura afanítica hacia los bordes.



Figura 42. Muestras de mano del intrusivo de hornblenda de textura porfídica (a) y de un dique lamprofídico de textura panidiomórfica (b).

Petrográficamente, estas rocas máficas se clasifican como lamprófidos de acuerdo con la clasificación de LeMaitre *et al.* (2002) debido a la presencia de minerales ferromagnesianos hidratados como micas y anfíboles. Específicamente pertenecen a la clasificación de espesartitas, dado el predominio de hornblenda, aunque localmente se presentan en menor proporción kersantitas, donde predomina la biotita. En ambos tipos de rocas la plagioclasa predomina sobre el feldespató potásico como es el caso de nuestras muestras que no contienen dicho feldespató al menos de manera visible. Tanto las espesartitas como las kersantitas presentan una variación textural de porfídica, hipidiomórfica granular y afanítica, siendo más común la textura porfídica. Los minerales mayores constituyentes de las espesartitas son anfíboles, representados en mayor medida por hornblenda, seguida de Pl + Bt + Sph con minerales accesorios de Ap +Zrn. Los cristales de hornblenda se caracterizan por su coloración café en nicols paralelos (Figura 43a, 43b y 43d) y presentan forma prismática euhedral (cortados por su sección basal,

mostrando las dos orientaciones típicas del clivaje en anfíboles). Localmente presentan desarrollo de coronas de reacción a actinolita (Figura 43a y 43b). Los minerales mayores que constituyen las kersantitas son: Bt + Phl, acompañados de cristales subhedrales de plagioclasa en la matriz. Los cristales de Bt + Phl tienen forma prismática tabular a subhedral alcanzando tamaños de hasta 3.5 mm de longitud, algunos cristales de biotita se observan zonados o parcialmente reemplazados a clorita. En general, estas rocas lamprófidas presentan una matriz de grano medio a fino conformada por Pl + Bt + Chl + Act + Ser + Ep + Cal y óxidos de hierro.

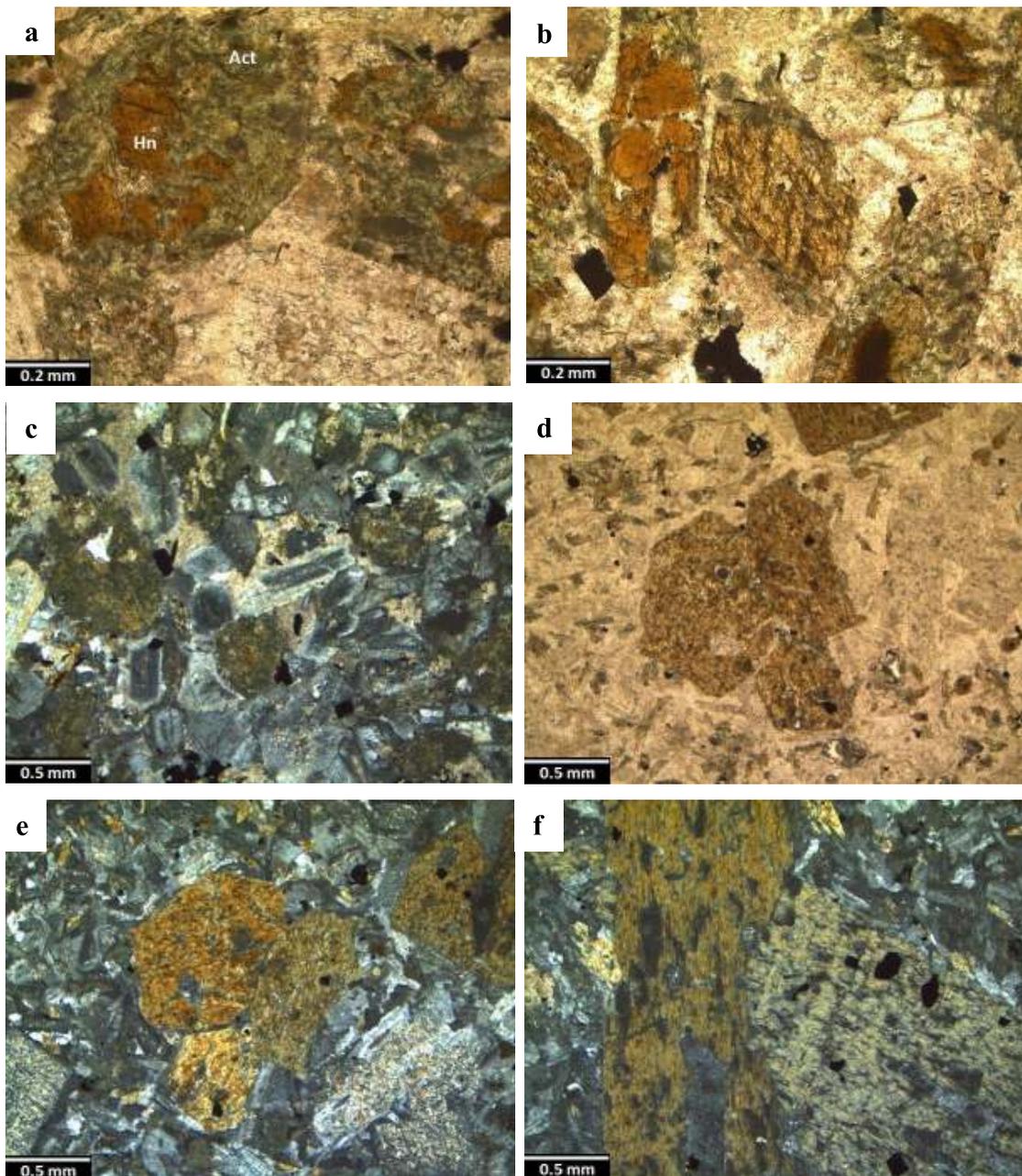


Figura 43. Fotomicrografías de un intrusivo de hornblenda y un dique lamprófido; **a)** hornblenda con desarrollo de corona de reacción de actinolita de textura fanerítica, rodeada por cristales de plagioclasa; **b)** fenocristales de anfíboles ligeramente alterados a actinolita, rodeados por una matriz fina formada por cristales de plagioclasa de textura porfídica; **c)** textura panidiomórfica compuesta por cristales euhedrales de plagioclasa, hornblenda, biotita y flogopita. **d y e)**

grupos de cristales hornblenda y plagioclasa inmersos en una matriz más fina formada por mica y plagioclasa, los cristales de plagioclasa se encuentran alteradas a arcillas y clorita. f) fenocristales de anfíbol rodeados por una matriz más fina cristalizada de plagioclasa-hornblenda.

Relaciones de corte observadas en campo indican que los diques lamprófidos se emplazaron posteriormente a la deformación del Litodema San Francisco, Grupo Coyotillo y vetas mineralizadas, puesto que la mayoría de ellos cortan indiferenciadamente las unidades anteriores al Eoceno. Este enjambre de diques se emplazó utilizando zonas de debilidad en la corteza y estructuras preexistentes, relacionadas espacialmente a fallas normales, lístricas y planos de foliación que sirvieron como conductos de inyección, con rumbos preferentes WNW-ESE y NNW-SSE, cortando al Litodema San Francisco y a la secuencia Coyotillo. Este evento está estrechamente relacionado con la fase distensiva en la región denominada *Basin and Range*.

Edad y correlación

En el área de estudio, Pérez-Segura *et al.* (1996) fecharon una biotita proveniente de un dique lamprofídico del tiro San Francisco, obteniendo una edad de plataforma o “plateau age” $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 27 Ma, interpretada como edad de cierre de la biotita. Bennet (1993) fechó biotitas de un dique lamprofídico por el método K-Ar en la región minera de Santa Gertrudis obteniendo edades entre 27 y 26 Ma. Orozco-Garza *et al.* (2013) fecharon flogopita y hornblenda por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obteniendo edades entre 25 y 21 Ma, que interpretaron como la edad de intrusión de los lamprófidos, la cual es coincidente además con el inicio de la fase extensional Basin and Range (Bartolini *et al.*, 1993; McDowell *et al.*, 2013). Razón por la cual se puede concluir que la edad de los diques lamprofídicos del área coincide con las halladas en otras regiones indicando que el evento intrusivo lamprofídico tuvo un carácter regional.

Orozco-Garza *et al.* (2013) a partir de análisis geoquímicos, identificaron dos tipos de lamprófidos de características calco-alcalinas en los enjambres de diques analizados alrededor de Hermosillo, siendo más dominantes los diques de espesartitas (~85%) porfídicas de flogopita, seguido de kersantitas (~25%) porfídicas de anfíboles, los cuales se introdujeron a través de fallas normales orientadas NNW y NNE respectivamente.

González-Becuar *et al.* (2017) reportaron en la Sierra Puerta del Sol, ~10 km al norte del complejo de núcleo metamórfico de la Sierra Mazatán, un intrusivo melanocrático de 20 km² de extensión, el cual consiste en un gabro de grano fino a medio, equigranular a porfídico de plagioclasa (labradorita-bitownita), hornblenda, minerales opacos (magnetita-ilmenita), biotita con alteración clorítica, ortopiroxenos (enstatita) con

cúmulos de minerales ferromagnesianos, xenolitos miloníticos de la granodiorita Puerta del Sol y enclaves de gabro y hornblendita. Este intrusivo máfico nombrado Gabro El Garambullo arrojó una edad isotópica U-Pb de 19.83 ± 0.18 Ma (González-Becuar *et al.*, 2017). Se ha interpretado que este gabro puede ser un cuerpo más profundo que los diques lamprofidicos y pudiera representar la fuente de los mismos.

VI. GEOCROLOGÍA

Se fecharon dos rocas metamórficas muestreadas en el talud NW (SF-72) y en el talud oeste (SF-65) del tajo San Francisco (Figura 44, Tabla 3), correspondientes a un esquisto milonítico cuarzo-feldespático y un leucogranito deformado, las cuales se asocian a un metamorfismo regional orogénico y de un evento magmático posterior respectivamente.

Localización de las muestras, clasificación, asociaciones minerales y edades de las rocas estudiadas en el yacimiento San Francisco

Muestra	Ubicación	N	E	Tipo de roca	Minerales primarios	Minerales secundarios	Minerales accesorios	Edad (Ma)
SF-72	Talud NW del tajo San Francisco	3358018	488446	Esquisto milonítico cuarzo feldespático de epidota y clorita	Qtz + Kfs + Pl + Bi	Ep + Chl + Sph + Zo + Py	Zn + Ap	1737 ± 6 Ma
SF-65	Talud W del tajo San Francisco	3357840	488043	Leucogranito deformado	Qtz + Kfs	Bi + Chl + Ca + Py	Zn + Ap	1732 ± 6 Ma

Tabla 3. Selección de muestras para análisis de geocronología. Nota: Abreviaturas: Ap: Apatito; Bi: Biotita; Ca: Calcita; Chl: Clorita; Ep: Epidota; Kfs: Feldespato potásico; Pl: Plagioclasa; Py: Pirita; Qtz: Cuarzo; Sph: Esfena.

EDAD DEL LITODEMA SAN FRANCISCO

La muestra SF-72 fue colectada en el talud NW del tajo San Francisco y corresponde a un esquisto milonítico cuarzofeldespático con biotita donde se han desarrollado posteriormente $Ep + Chl > Sph > Zo$ y representa el basamento metamórfico del área. En la imagen de catodoluminiscencia (Figura 45) se observan al menos tres poblaciones de zircones: 1) una pequeña población de zircones redondeados a sub-redondeados; 2) la población más numerosa de zircones, de tendencia automorfa, presentan una morfología euhedral a subhedral, con una de las caras subredondeadas; todos los zircones presentan una zonación de crecimiento concéntrica, típica de zircones magmáticos; 3) una minoría de zircones están representados por fragmentos de zircones que originalmente eran más grandes (superiores a 200 μm), pero se fragmentaron en el proceso de trituración, también presentan zonación y morfología subhedral. Algunos zircones presentan fragmentos de minerales heredados en su centro, los cuales no fueron analizados.

MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DEL YACIMIENTO DE ORO SAN FRANCISCO

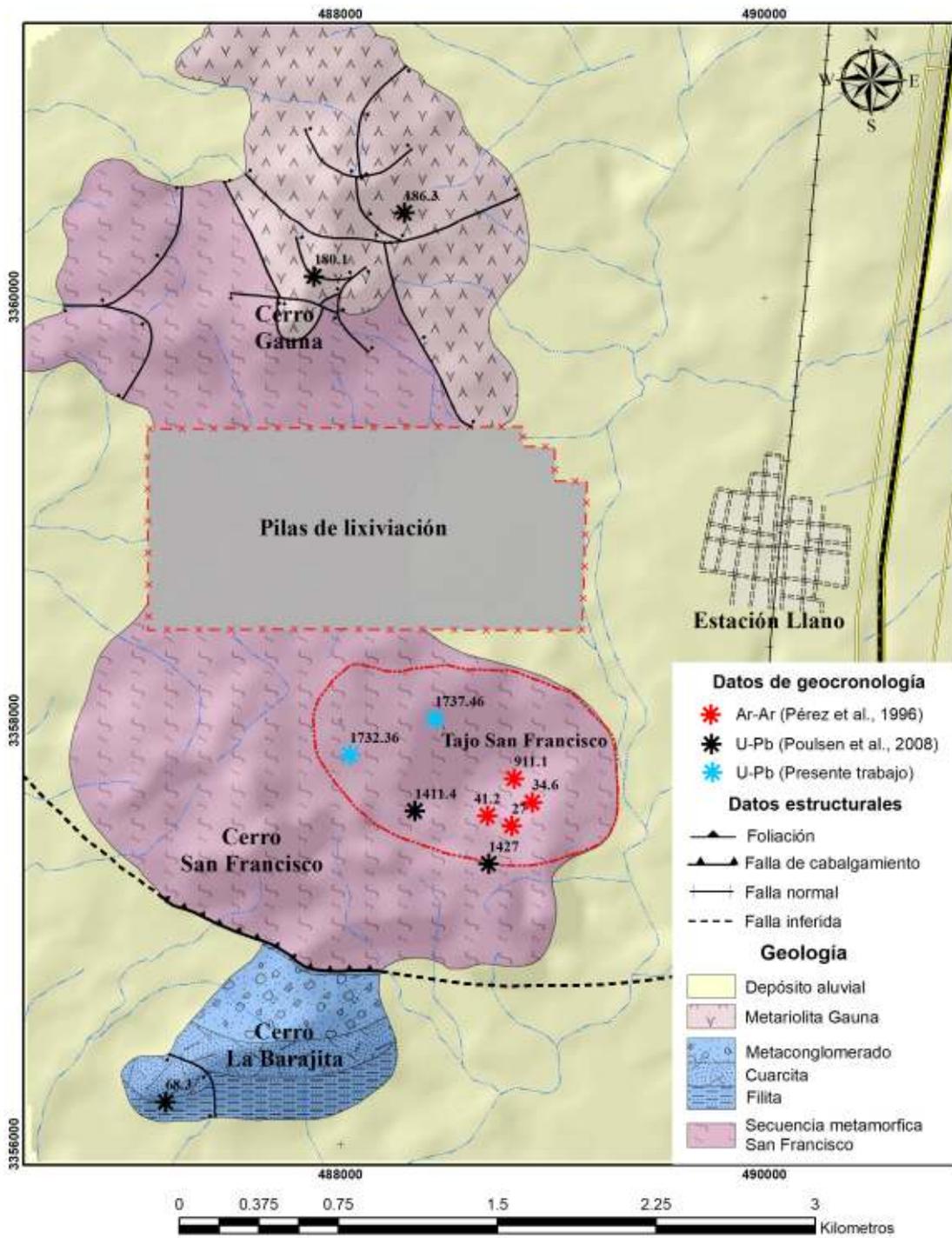


Figura 44. Ubicación de muestras de geocronología reportadas por diferentes autores en el área de la Mina San Francisco.

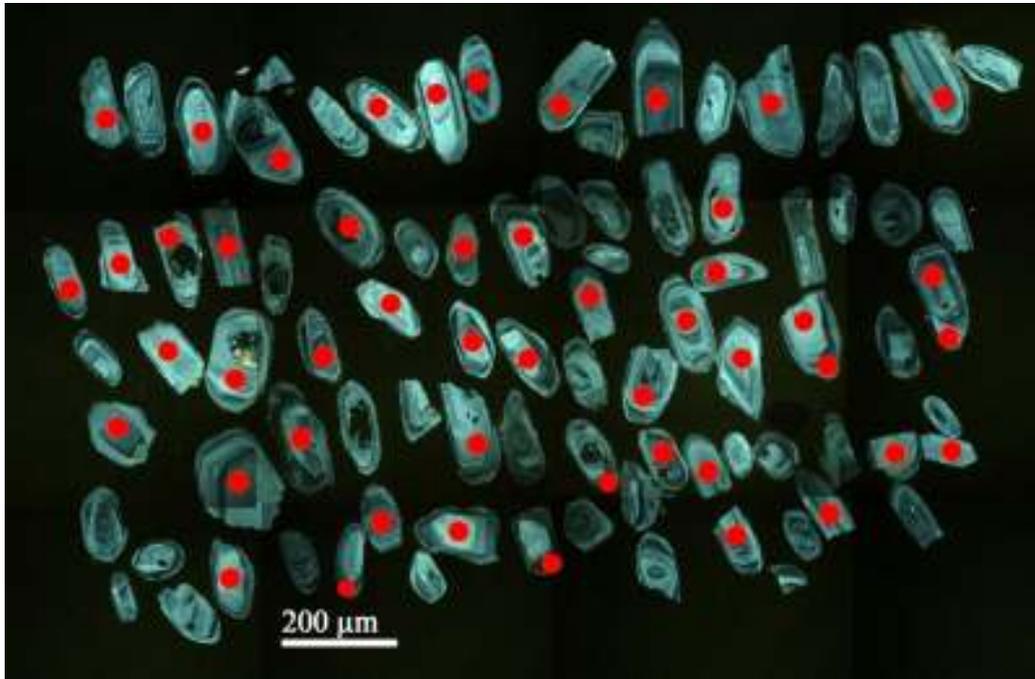


Figura 45. Imagen de catodoluminiscencia de baja resolución de la muestra SF-72 con los puntos de análisis radiométricos U-Pb utilizando LA-ICPMS.

En la muestra SF-72 se realizaron 50 puntos de análisis; 45 de ellos en núcleos y 5 en bordes (Figura 45). Los resultados se detallan en el Anexo 1, **Tabla 7**.

Los zircones analizados muestran un rango de edades de 1800 ± 17.6 Ma a 1474.9 ± 11.4 Ma, sin presentar significativas cantidades de zircones heredados. La gráfica concordia basada en las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Figura 46a) muestra que 41 análisis, representados en elipses de color rojo, son concordantes y 9 de ellos aparentemente experimentaron pérdida de isótopos de plomo (*Pb-loss*), por lo que se distribuyen fuera de la curva de concordia. La agrupación de los datos U-Pb establece un intercepto superior en la isócrona a 1757 ± 27 Ma (2-sigma), bastante coherente con el evento orogénico asociado a la Provincia Yavapai, y un intercepto inferior a 1038 ± 220 Ma (2-sigma) presuntamente relacionado con el evento tectono-termal grenvilliano, aunque con un error demasiado grande para considerarse significativo. El grupo principal constituido por una población de 46 zircones con edades bastante homogéneas forma un pico de ~ 1740 Ma, indicando que la edad de cristalización magmática del protolito del Litodema San Francisco es Paleoproterozoica, apoyada con el cálculo del algoritmo TuffZirc arroja una edad de $1737.46 \pm 5.23/- 8.86$ Ma con el 95% de confiabilidad, de un grupo coherente de 42 zircones (Figura 46c y 46b). Las 2 edades más antiguas descartadas en dicho cálculo reflejan la influencia de zircones heredados de edad 1800 Ma; mientras que los 6 zircones más recientes señalados en azul, también descartados en el cálculo, indican un evento térmico que produjo una pérdida de plomo, como se mencionó

anteriormente y que es consistente con la intercepta inferior de los datos visualizados en la gráfica de concordia y con los 3 sutiles picos formados por los análisis realizados en los bordes de los zircones que arrojaron edades entre 1400 Ma y 1600 Ma (Figura 46a, 46b, 46c). Cabe aclarar que las edades más jóvenes no son significativas ya que, como puede apreciarse en la Figura 46a, son discordantes, apoyando la idea de la pérdida de plomo.

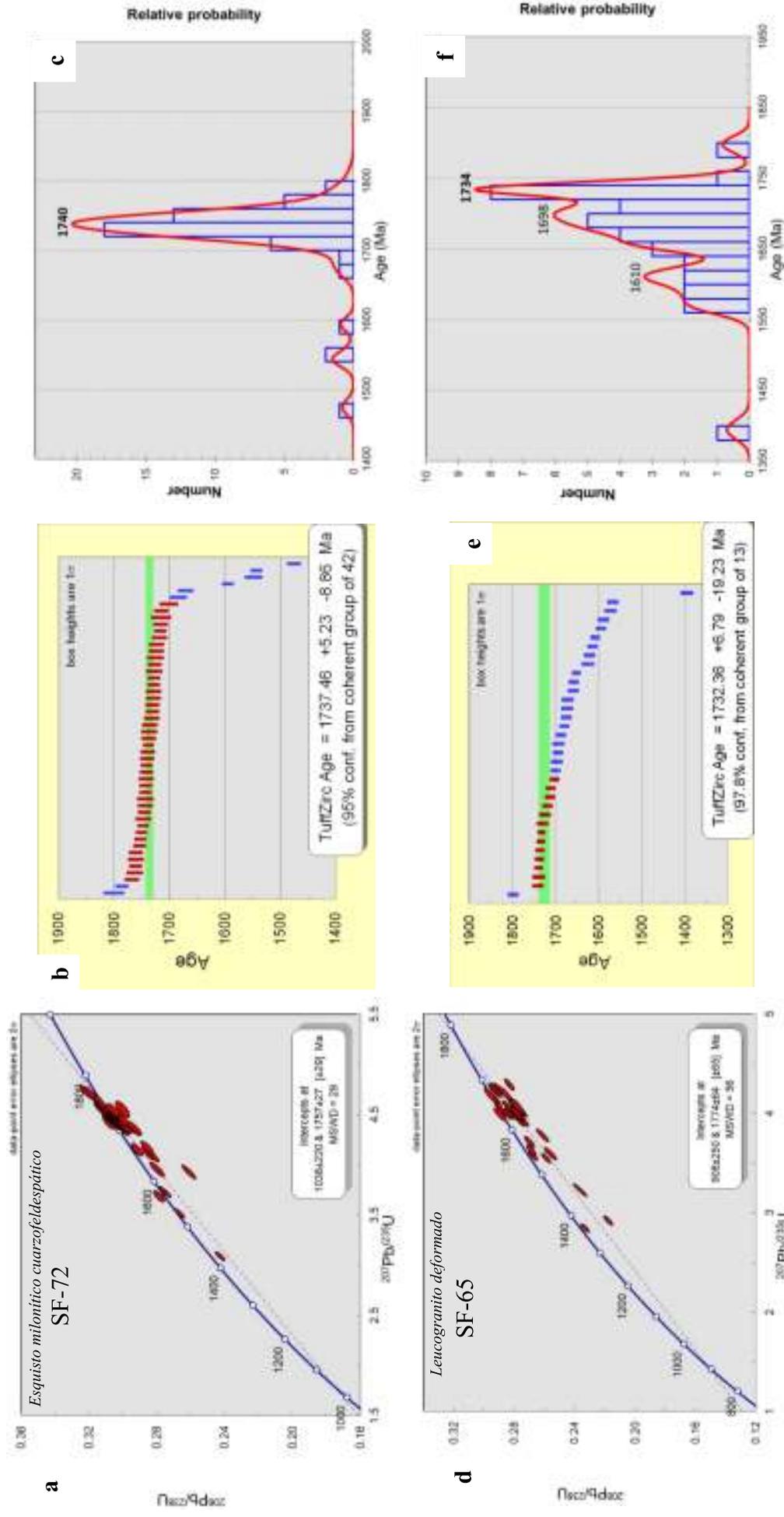


Figura 46. Datos U-Pb de zircones por LA-MC-ICMS de las rocas metamórficas paleoproterozoicas de la mina San Francisco. **a)** Gráfica de concordia del esquisto milonítico cuarzofeldespático, muestra SF-72, con el intercepto superior a 1757 ± 27 Ma, e intercepto inferior a 1038 ± 220 Ma. **b)** Edad TuffZirc del esquisto milonítico: 1737.46 ± 5.23 - 8.86 Ma (95% confiabilidad, solo las edades marcadas en barras rojas fueron utilizadas para el cálculo de la edad) **c)** Histograma de edades de zircones y diagrama de probabilidad relativa de la muestra SF-72. **d)** Gráfica de concordia del leucogranito deformado de Qtz, muestra SF-65, con el intercepto superior a 1774 ± 64 Ma, e intercepto inferior a $\sim 908 \pm 250$ Ma. **e)** Edad TuffZirc del leucogranito: 1732.36 ± 6.79 - 19.23 Ma (97.8% confiabilidad). **f)** Histograma de edades de zircones y diagrama de probabilidad relativa de la muestra SF-65.

EDAD DEL LEUCOGRANITO

Una segunda muestra SF-65 fue colectada en el talud W del tajo y proviene de un cuerpo tabular decimétrico plegado y fallado, de textura cristalina a granoblástica, con evidencia de cataclasis. Está compuesta esencialmente por abundante Qtz > Kfs con muy escasa Bi y como minerales secundarios Ser + Chl.

La imagen de catodoluminiscencia revela que los zircones están zonados de manera compleja, manifestando intenso daño en su estructura cristalina posiblemente debido a procesos magmáticos y/o hidrotermales deutéricos (Figura 47). Además, algunos de los zircones se encuentran en proceso metamórfico y, en general, presentan una morfología elongada - subhedral, ligeramente redondeados.

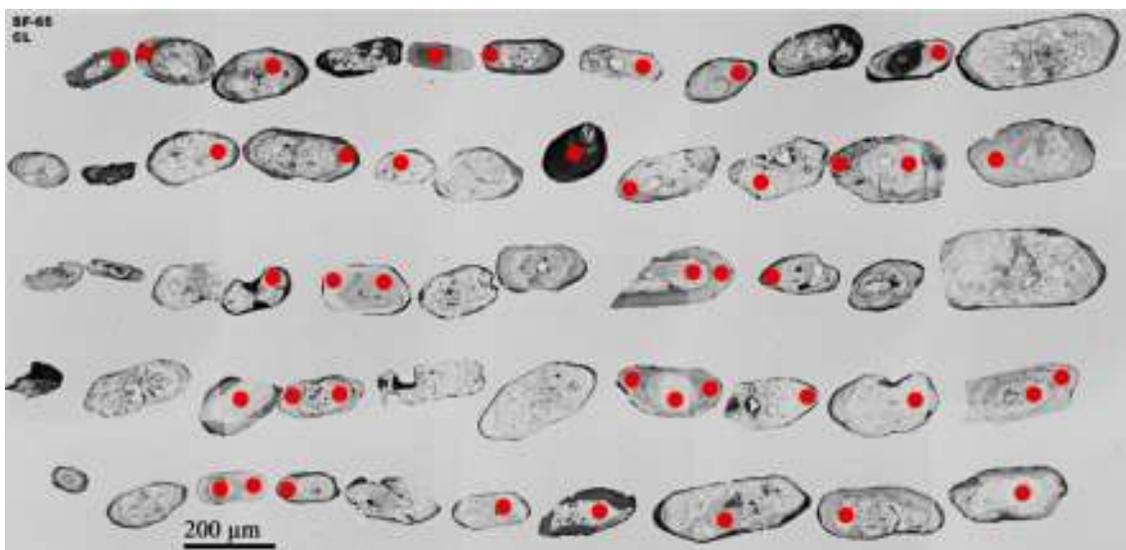


Figura 47. Imagen de catodoluminiscencia de baja resolución de la muestra SF-65 con los puntos de análisis radiométricos U-Pb utilizando LA-ICPMS.

En la muestra SF-65 se realizaron 35 puntos de análisis, 20 de ellos en los bordes de los zircones (Tabla 8. Resultados de edades isotópicas para la muestra SF65.). En general, las edades variaron desde 1798 hasta 1395 Ma. En la curva de concordia, se puede apreciar que la mayoría de los análisis son discordantes, con tan sólo 4 datos concordantes (Figura 46d). las líneas de intercepta superior e inferior calcularon edades en 1774 ± 65 y 908 ± 250 Ma. Debido a que los leucogranitos son magmas de poco volumen temperatura relativamente baja, se consideró que los mismos no alcanzaron a fundir completamente los zircones de la roca fuente por lo que se trató de fechar los sobrecrecimientos que se estimaba podrían arrojar la edad magmática del leucogranito (Figura 46). La edad TuffZirc calculada para la muestra SF-65 es de $1732.36 + 6.79 - 19.23$ Ma con 97.8% de confiabilidad de un grupo coherente de 13 zircones (Figura 46e). La coincidencia de esta edad con la obtenida en el gneis del Litodema San Francisco

evidencia que la roca fuente de dónde derivó el leucogranito, fueron las rocas metamórficas paleoproterozoicas del Litodema San Francisco. El resto de las edades comprendidas entre 1699 y 1394 Ma, se interpretan aquí como un proceso de pérdida de plomo causado por el evento de fusión parcial que generó los leucogranitos, que, en este caso no alcanzó a formar anillos de sobrecrecimiento suficientemente grandes para ser analizados y que pudieran arrojar la edad del evento magmático. Sin embargo, debido a que los leucogranitos del área fueron anteriormente fechados por Poulsen et al. (2008) en 1411 y 1427 Ma, la edad obtenida por estos autores puede atribuirse a un evento magmático del Mesoproterozoico temprano-medio. Este evento es evidenciado con la población de zircones que forman picos en ~1698 Ma, ~1610 Ma y un solo zircón de 1395 Ma (Figura 45f), los cuales están representados por los 21 datos azules descartados en el cálculo de edad Tuffzirc y por el intercepto inferior de la crona de error con tendencia al Grenvilliano, pobremente definido (Figura 45d, 45e).

La edad de los cuerpos de granito leucocrático no está claramente establecida en este análisis, sin embargo, se demuestra una fusión parcial de zircones equivalentes a los de la provincia Yavapai, los cuales no alcanzaron la temperatura suficiente para fundirse completamente, dejando un conjunto de edades entre 1790 Ma y 1390 Ma representativos de un evento de cristalización magmática y un posterior evento térmico de fusión parcial.

Estos resultados se deben a que más de la mitad de los puntos de análisis se realizaron en los sobrecrecimientos de los zircones, lo cual implica, que la interpretación está relacionada con la edad de un evento térmico que afectó y fundió parcialmente los zircones magmáticos del protolito ígneo paleoproterozoico durante la introducción y emplazamiento de cuerpos félsicos que metamorfoseó dicho basamento y por ende desencadenó el proceso de pérdida de plomo en la estructura cristalina de los zircones a finales del Paleoproterozoico y durante el Neoproterozoico, congruente con el magmatismo anorogénico de la Provincia Granito-Riolita ampliamente reportado en Arizona (Li *et al.*, 2007; Jour *et al.*, 2002) y localmente reportado en un granitoide de 1400 Ma (Anderson y Silver, 2005).

VII. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los datos presentados a continuación son el resultado de un levantamiento geológico-estructural sistemático, con énfasis en la geología estructural a detalle, sobre secciones NE-SW, cercanamente perpendiculares a la estructura regional de cabalgamiento, que comprende desde el cerro La Barajita al sur hasta el cerro Gauna al Norte (Figura 48). Este levantamiento, involucró el reconocimiento de estructuras y su respectiva clasificación, observación sobre la cara correcta y medición de los datos estructurales usando la regla de la mano derecha “*RHR*” con una declinación magnética de 10.6°.

En este capítulo se pretende describir las estructuras siguiendo un orden cronológico. Bajo esta premisa de temporalidad, se requiere una interpretación preliminar de los criterios que permitieron asignar dicho orden, por tal razón, se han propuesto en este trabajo tres fases de deformación denominadas D1, D2 y D3 (Figura 49). Cada una de ellas está sustentada en observaciones de campo, principalmente relaciones de corte, sobreposición de una estructura en otra e indicadores cinemáticos, así como en análisis de petrogénesis metamórfica-estructural y microtectónica.

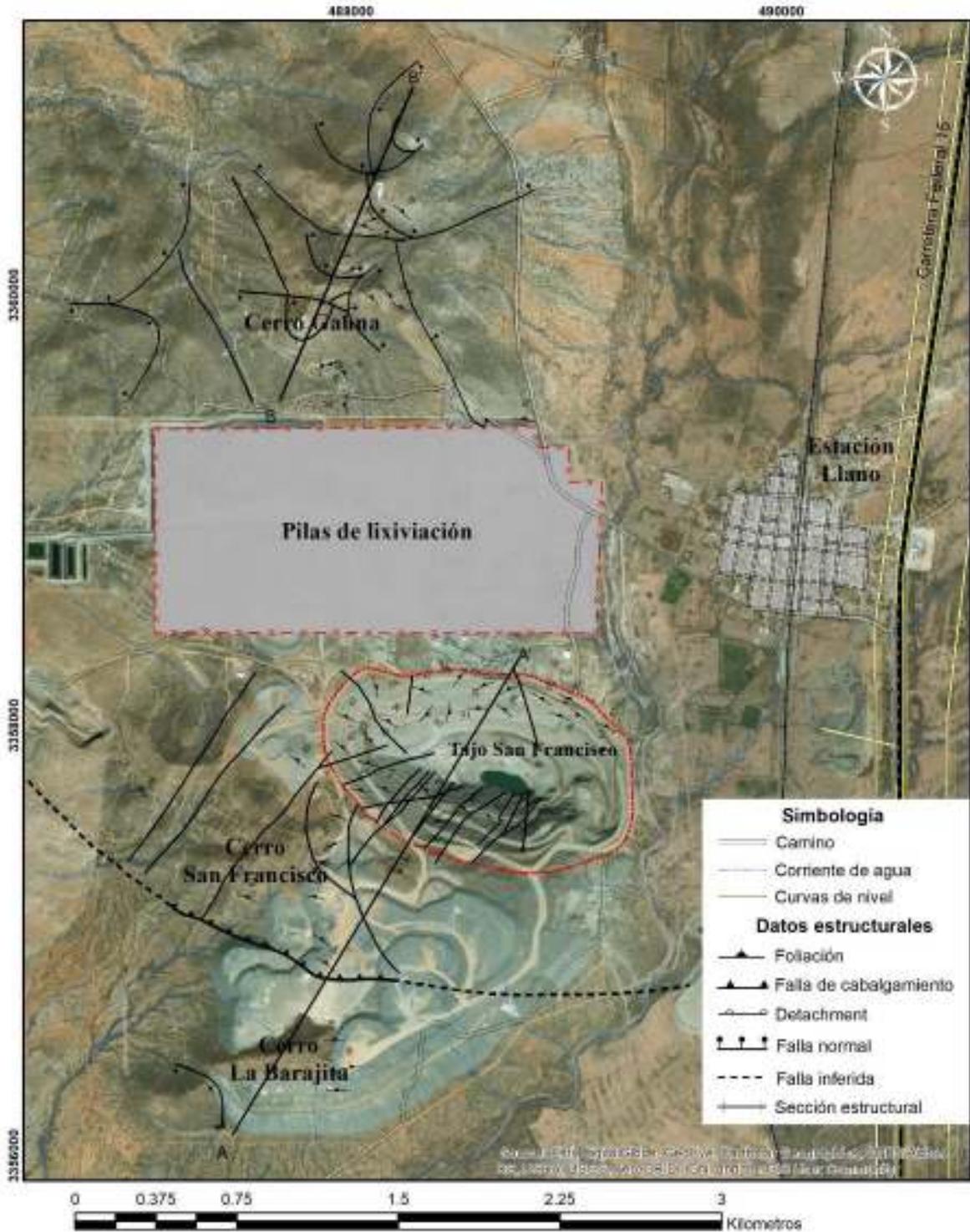


Figura 48. Mapa con las principales estructuras en el área de estudio, donde se incluyen algunas de las medidas de foliación. Imagen obtenida de: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, i-cubed, USDA FSA, USGS, AEX, Getmapping, Aerogrid, IGN, IGP, swisstopo, and the GIS User Community.

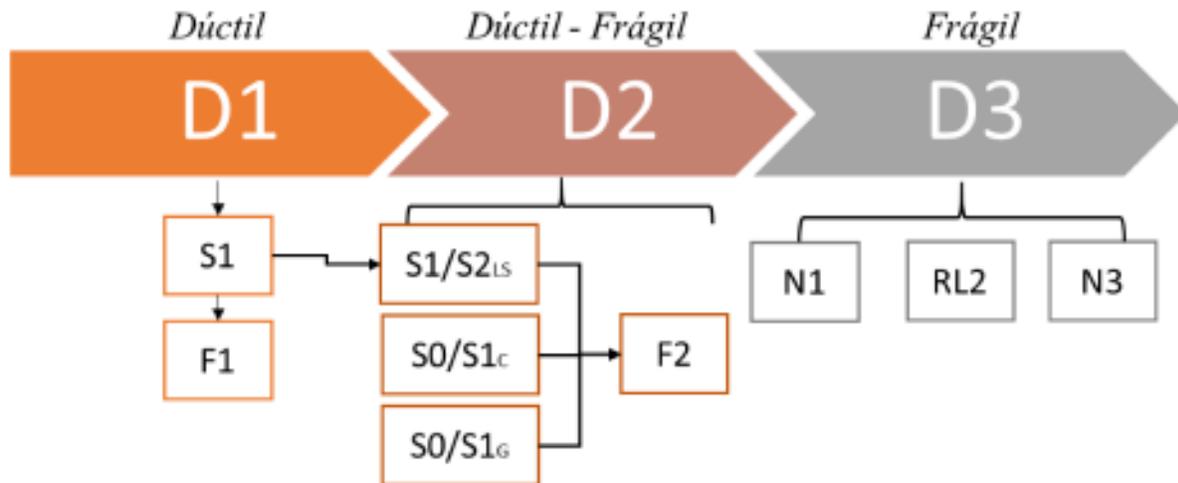


Figura 49. Evolución de estructuras en el área de estudio; D1: primera fase de deformación; S1: Foliación orogénica; F1: Plegamiento orogénico; D2: Segunda fase de deformación; S1/S2_{LS}: Foliación milonítica del Litodema San Francisco; S0/S1_C: Foliación milonítica del Grupo Coyotillo; S0/S1_G: Foliación milonítica de la Metariolita Gauna; F2: Plegamiento milonítico; D3: Tercera fase de deformación; Familias de fallas: N1: familia 1; RL2: familia 2; N3: familia 3.

PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN D1

Foliación S1

Es la primera fase de deformación y se manifiesta en campo por una foliación bien desarrollada, relictiva, preservada en esquistos miloníticos, filonitas y anfibolitas. Esta foliación, denominada S1, es la más antigua del Litodema San Francisco y corresponde al evento que dio origen a la esquistosidad de las rocas del protolito paleoproterozoico. Los esquistos y gneises miloníticos cuarzo-feldespáticos (Figura 52) se atribuyen en origen al evento orogénico de la Provincia Yavapai del Paleoproterozoico entre 1710 a 1680 Ma (Withmeyer y Karlstrom, 2007). Esta fase de deformación también es observable a nivel de láminas delgadas, presentándose en horizontes milimétricos de abundante cuarzo, sericita y clorita con los cristales de cuarzo elongados y por la orientación preferencial de los porfidoblastos de feldespatos, plagioclasas y biotita. Un evento de metamorfismo regional orogénico acompañó a esta fase de deformación.

Una fase de deformación posterior D2 se superpuso a la foliación S1 (Figura 50), razón por la cual las actitudes de la foliación S1 rotaron en concordancia a los esfuerzos ejercidos por D2, causando una paralelización de las estructuras preexistentes o foliación S1 con la foliación S2. A este proceso se le conoce como transposición.

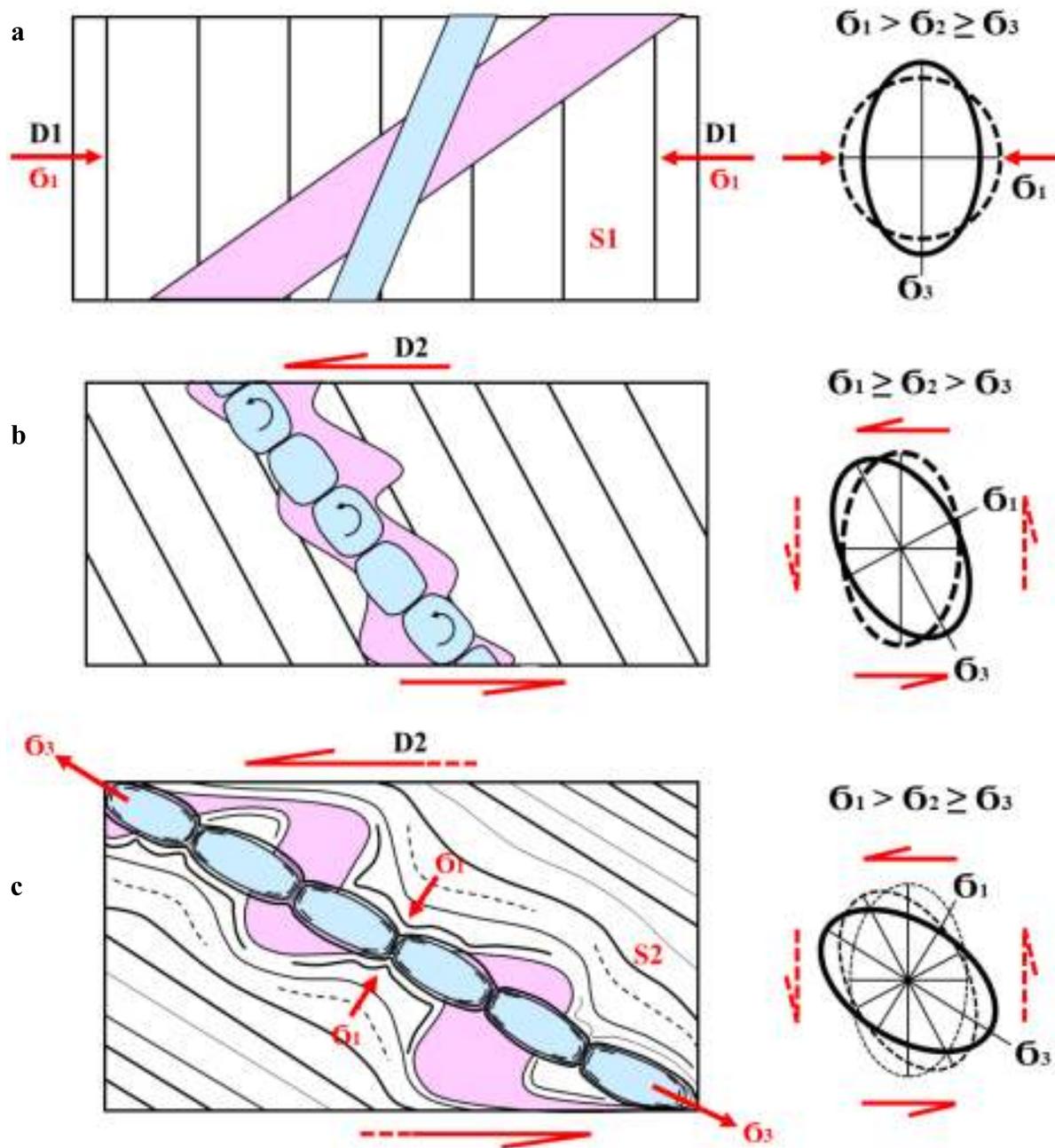


Figura 50. Interpretación del evento de transposición D2 sobre D1, paralelizando de estructuras preexistentes. A. Primera fase de deformación D1 generando estructuras de foliación S1. B. Segunda fase de deformación D2 produciendo una zona de cizalla dúctil. C. Milonitización regional generando deformación milonítica S2 y plegamiento.

SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN D2

Deformación milonítica S2

La estructura más conspicua en el Litodema San Francisco es la presencia de una foliación penetrativa. Esta foliación inicia con una rotación o *spin*, bajo el efecto de cizalla simple en

condiciones dúctiles generando una foliación milonítica. Este proceso de deformación culmina con una paralelización de todas las estructuras preexistentes a los planos de cizallamiento (Figura 50), entre ellas la foliación S1. Durante esta fase se producen estructuras abudinadas (Figura 51), plegamientos, grietas de tensión subhorizontales, desarrollo de indicadores cinemáticos como porfiroclastos sigma y delta, entre otros. Aunado al proceso de milonitización, se desarrolló una lineación de estriamiento y/o estrías dúctiles sobre los planos de foliación milonítica S2, por lo que se interpreta que dichas estructuras se produjeron en una zona de cizalla dúctil de cientos de metros de espesor.

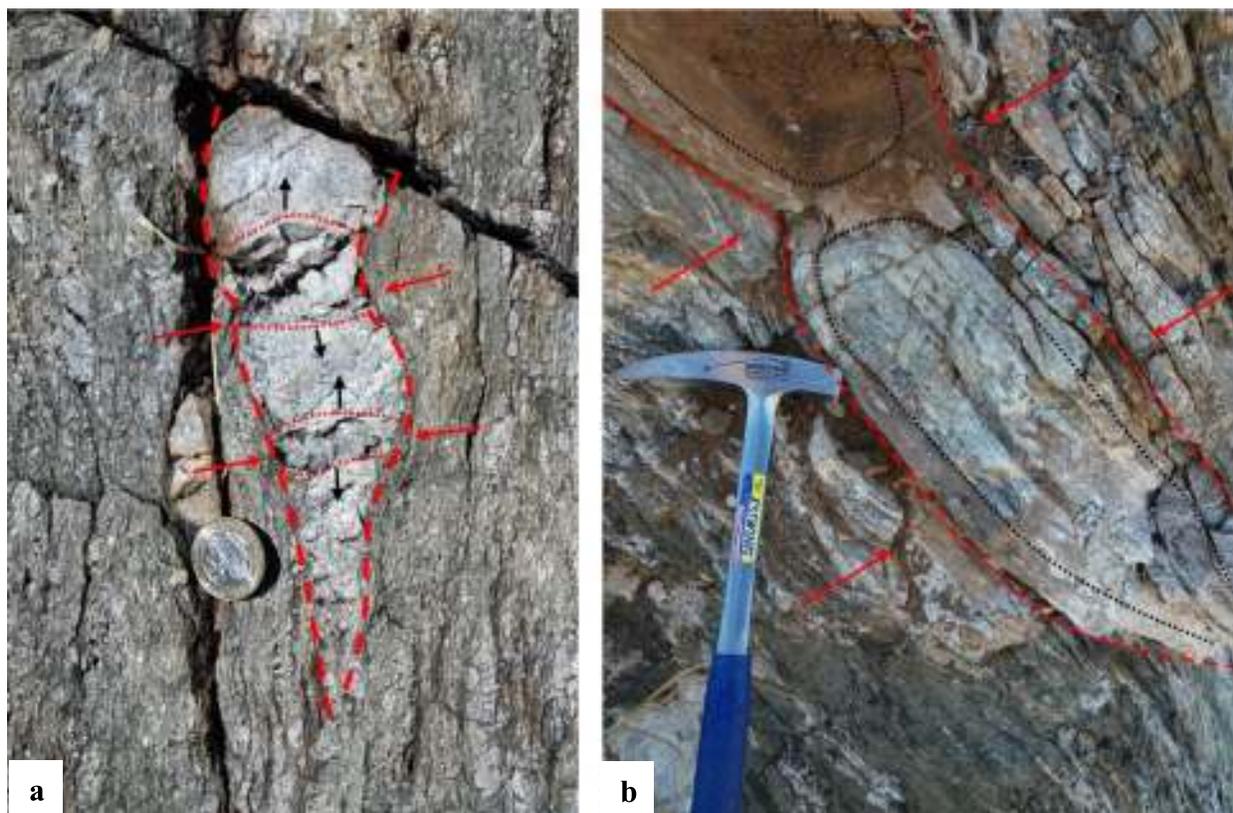


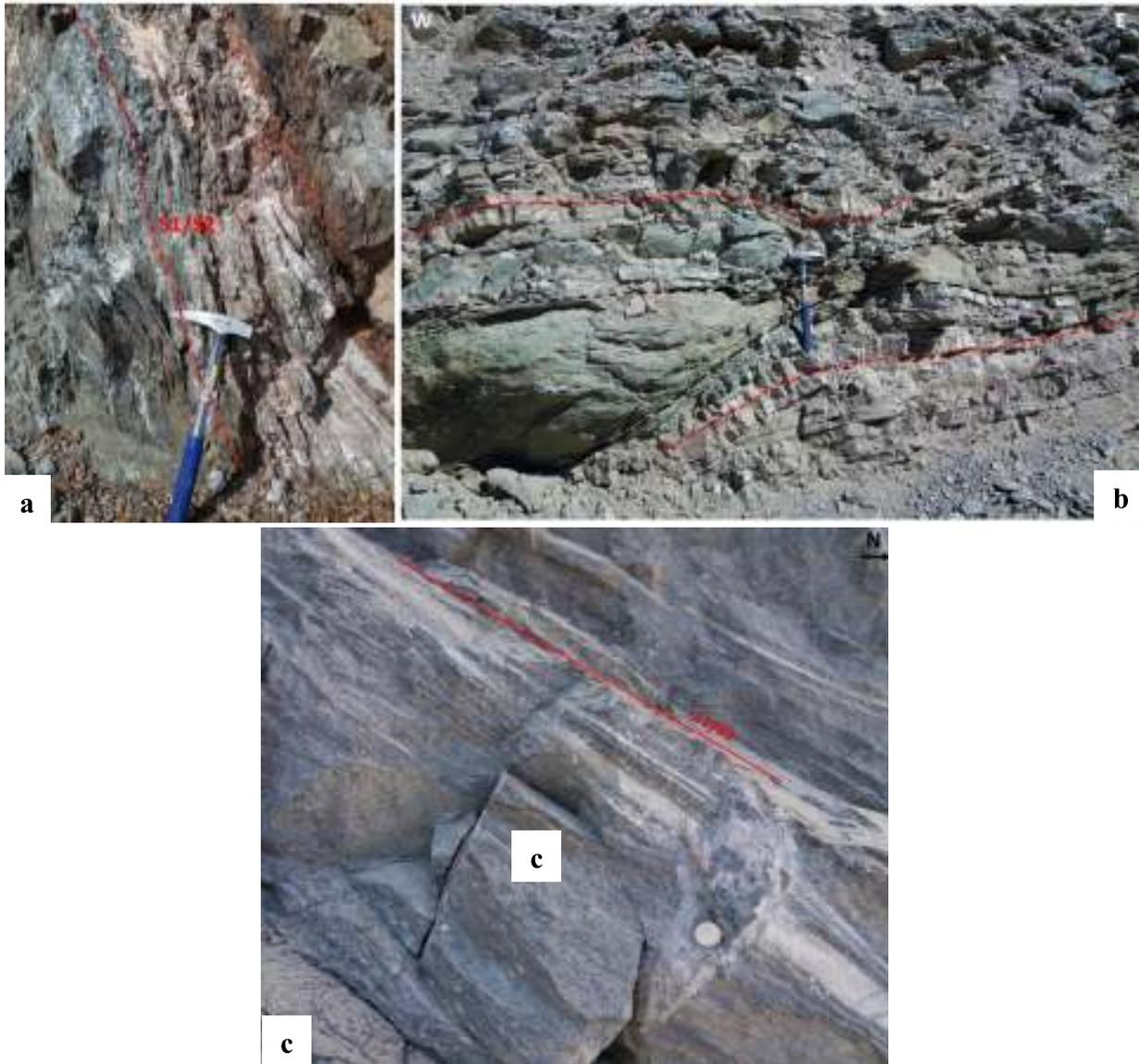
Figura 51. Estructuras abudinadas; **a)** clasto granítico elongado y abudinado con venas de extensión perpendiculares a la dirección de estiramiento rellenas de cuarzo hidrotermal en el nivel conglomerático del Grupo Coyotillo; **b)** leucogranito abudinado en la base del Litodema San Francisco.

Foliación milonítica del Litodema San Francisco: S2_{Ls}

A escala mesoscópica la deformación del Litodema San Francisco S2_{Ls} se caracteriza una amplia zona de milonitización de escala decimétrica. A nivel afloramiento, las milonitas cuarzo-feldespáticas están compuestas por porfiroclastos de fragmentos de cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespatos, probablemente de rocas graníticas o líticas de rocas sedimentarias, rodeados por una matriz microcristalina orientada preferencialmente a lo largo de S2_{Ls} y está conformada

principalmente por filosilicatos, agregados muy finos de cuarzo-feldespatos y óxidos de hierro, probablemente de rocas volcánicas. La foliación milonítica $S2_{Ls}$ es penetrativa (Figura 53). Dicha foliación $S2_{Ls}$ también es observable a nivel microscópico y está representado por un clivaje pizarroso conspicuo, definido por la orientación dimensional preferente de cuarzo y filosilicatos (Figura 54). Los indicadores cinemáticos observados en el Litodema San Francisco consisten en porfiroclastos de fragmentos de cristales de plagioclasa tipo σ , bandas de cizalla con estructuras de tipo S-C' sombras de presión de cristales de pirita bordeados por material micáceo de grano muy fino (Passchier and Trouw, 2005).

Sobre los planos de foliación $S2_{Ls}$ del Litodema San Francisco se desarrolló una lineación de estiramiento $L1$ que se muestra en la Figura 54.



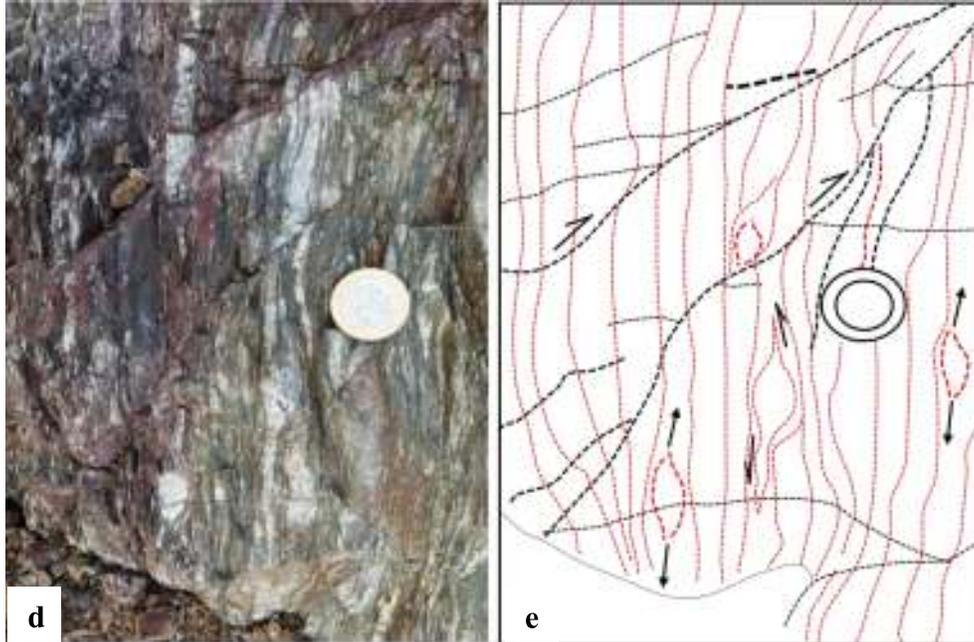
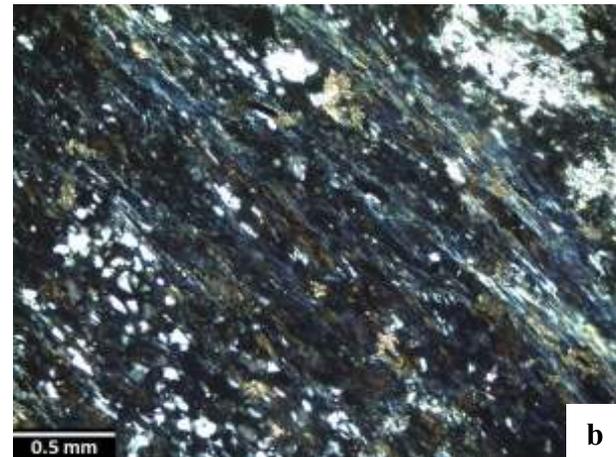


Figura 52. a) Anfibolitas foliadas de la base estructural del Litodema San Francisco, S1/S2_{Ls} indicadas por la línea roja punteada; b) Anfibolitas foliadas con lentes de leucogranito cortadas por fallas de naturaleza inversa; láminaciones cuarzo-feldespáticas sobre los planos de S1/S2_{Ls}; c) la foliación S1/S2 definida por delgadas capas continuas de material melanocrático: Bi + Anf y minerales cuarzo-feldespáticos; d) e) Esquema de interpretación de estructuras S1/S2_{Ls} con elongación y deformación de porfiroclastos afectadas por microfallas antitéticas a la cizalla.



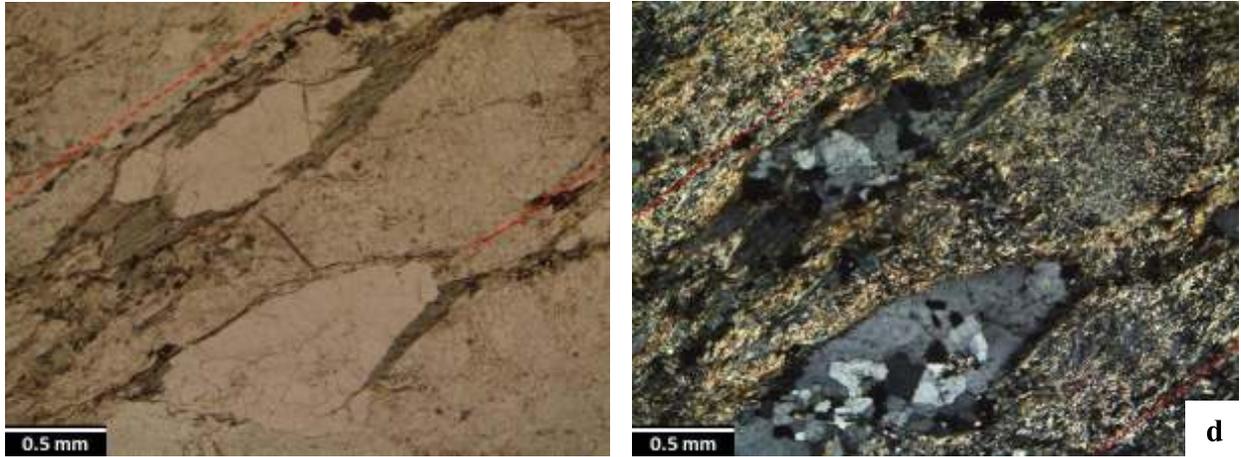


Figura 53. Fotomicrografías mostrando la foliación milonítica S_{2Ls} (línea roja punteada) en las rocas metamórficas; **a)** En luz natural; Filita milonítica cuarzofeldespática de clorita y plagioclasa, los cristales de plagioclasa se presentan alterando a sericita en una matriz de clorita con birrefringencia anómala; **b)** muestra a en luz polarizada; **c)** En luz natural; Esquisto milonítico cuarzofeldespático de clorita y sericita exhibiendo la deformación de los cristales de Qtz por efectos del cizallamiento; **d)** muestra c en luz polarizada.

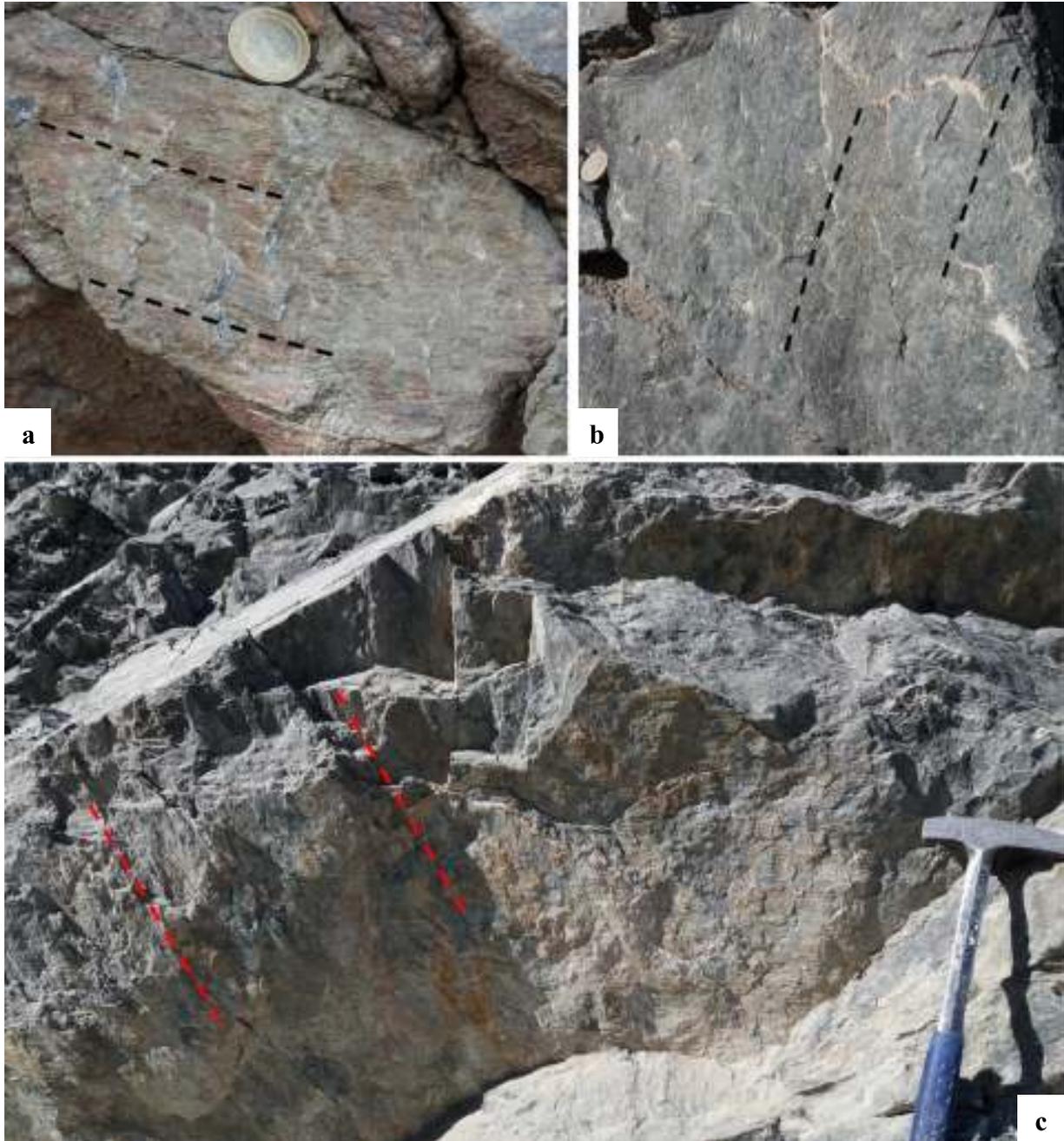


Figura 54. Elementos lineales L1 (línea roja punteada) sobre la foliación milonítica S_{2Ls} ; **a)** estrías dúctiles afectadas por una zona de brecha de falla de naturaleza lateral con desarrollo de tectoglifos; **b)** estrías dúctiles oblicuas sobre planos de S_1/S_{2Ls} en filonitas; **c)** lineación dúctil penetrativa en el volumen de rocas miloníticas.

La foliación milonítica S_{2Ls} en el Litodema San Francisco tiene un rumbo y buzamiento promedio de $285^\circ, 49^\circ$; los rumbos principales de la foliación S_{2Ls} oscilan entre los acimuts 218° y 360° ($n=107$) con esporádicas actitudes al NE y SE ($n=5$ y $n=3$, respectivamente) (Figura 55). El buzamiento de la foliación en estas rocas va de 19° a 86° hacia el NE en su mayoría (Figura 55b). Los cambios abruptos en las fluctuaciones del buzamiento pueden atribuirse a un

plegamiento asimétrico volcado con vergencia al SW, el cual pudo observarse en el talud norte del tajo y que se describirá en el apartado de plegamiento. Además de este plegamiento, existe un plegamiento cerrado a isoclinal el cual no es detectado en los diagramas ya que ambos flancos tienen casi el mismo rumbo y buzamiento, pero sí se observó en los afloramientos.

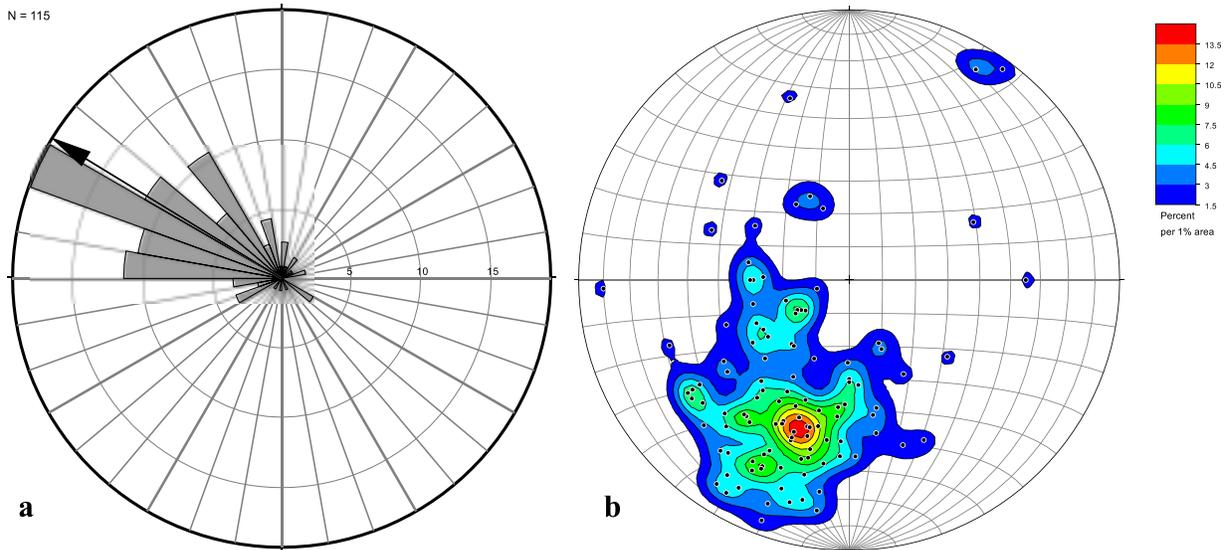


Figura 55. Datos de la foliación S1/S2_{LS} del Litodema San Francisco (n=115); **a)** Diagrama de rosas y vector promedio de foliación milonítica (acimut 302°); **b)** polos y contornos de polos de la foliación milonítica S1/S2_{LS}.

Los datos de esta lineación de estiramiento L1 y/o estrías dúctiles medidos sobre los planos de foliación milonítica S2 del Litodema San Francisco se incluyen en la Figura 56 e indican una dirección (*trend*) e inclinación (*plunge*) promedio de 45° y 44°.

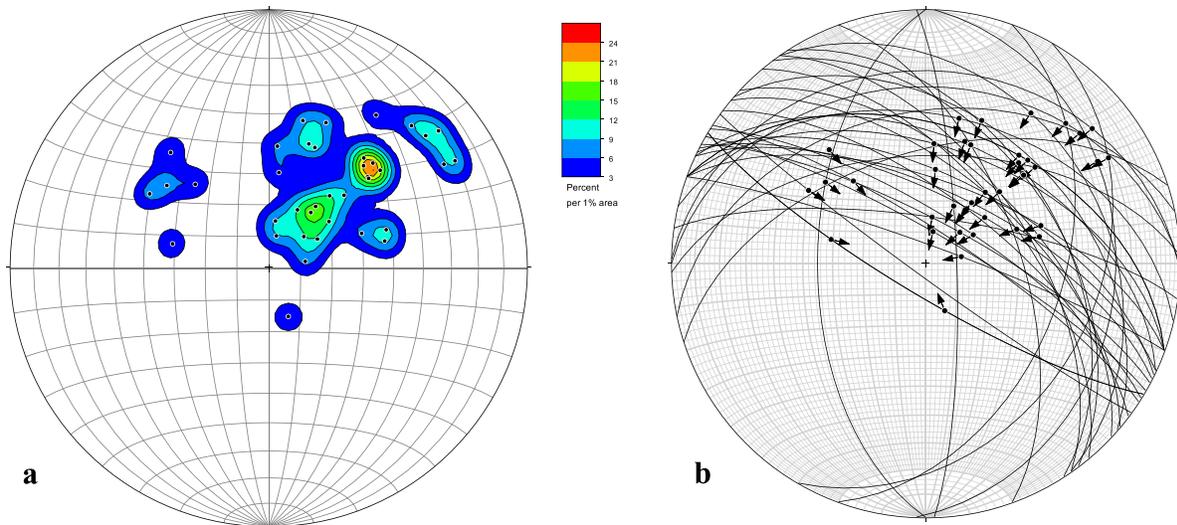


Figura 56. Análisis dinámico de L1 en el Litodema San Francisco; **a)** lineaciones de estiramiento y contorno de las lineaciones (n=38); **b)** planos de foliación milonítica S2_{LS} con sus respectivas lineaciones de estiramiento L1; las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo.

Foliación milonítica del Grupo Coyotillo: S0/S1C0

El Grupo Coyotillo aflorante en el cerro La Barajita presenta una foliación cercanamente paralela a la estratificación S0 (Figura 57a). Sobre algunos de los planos de foliación se observa localmente una lineación de estiramiento L1C0. También se observan indicadores de sentido de cizalla como son porfidoclastos asimétricos y estructuras en bandas de cizalla S/C. Todo lo anterior permite interpretar esta estructura como una foliación milonítica.

Se interpreta que dicha foliación se desarrolló como consecuencia del cabalgamiento del Litodema San Francisco sobre esta unidad meta-sedimentaria generando el desarrollo de una foliación tectónica S1C0 y, que, durante el desarrollo de ésta, los planos de estratificación de la unidad rotaron hasta paralelizarse al plano de cizalla por lo que esta foliación se le asignan las siglas S0/S1C0.

La deformación milonítica S0/S1C0 es evidente en campo por el desarrollo de porfidoclastos en los niveles conglomeráticos, donde la proporción de clastos (75%) supera la proporción de matriz (Figura 57b). En dichas rocas los cristales más grandes, la matriz y los minerales metamórficos se orientan preferencialmente para producir la foliación; así como en el nivel de filonitas y esquistos miloníticos, donde los fenocristales y la matriz de cuarzo cristaloblástico y minerales metamórficos se ordenan siguiendo un patrón textural de esquistosidad que definen la foliación S0/S1C0 (Figura 58).

El acimut de la foliación milonítica del Grupo Coyotillo S0/S1C0 oscila entre 273° y 334° (n=16) con un rumbo y buzamiento promedio de 286° y 59°, respectivamente. Los rumbos principales de S0/S1C0 oscilan entre los acimuts (Figura 59a). A diferencia del Litodema San Francisco, la foliación S0/S1C0 del Grupo Coyotillo no refleja grandes fluctuaciones en el buzamiento (Figura 59b). Por la naturaleza textural de los niveles carentes de clastos como las cuarcitas, filonitas y protomilonitas no se observó el desarrollo una lineación clara en estas capas; sólo fue posible medir 2 datos de lineación de estiramiento L2 (Figura 59c) indicando una dirección (*trend*) e inclinación (*plunge*) de 53° y 46°, respectivamente.



Figura 57. Foliación milonítica del Grupo Coyotillo S_0/S_{1Co} en el Cerro La Barajita; **a)** S_0/S_{1Co} en las cuarcitas; **b)** S_0/S_{1Co} en el nivel metaconglomerático.

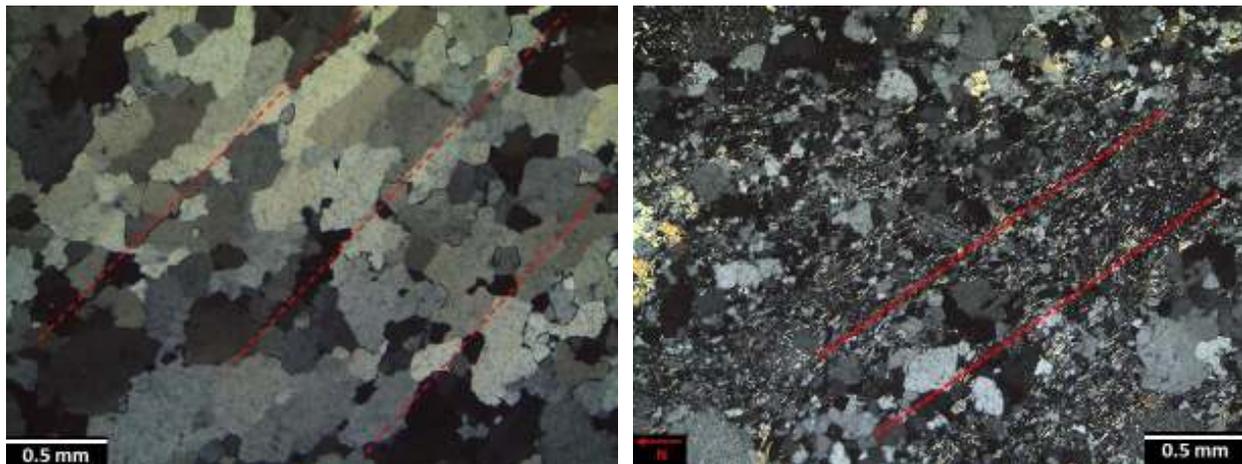


Figura 58. Fotomicrografías de la foliación milonítica S_0/S_{1Co} (línea roja punteada) a escala microscópica; **a)** cuarcita de textura granoblástica elongada equigranular; las líneas punteadas indican la orientación preferencial de los cristales paralela a la foliación; **b)** cuarzo cristaloblástico deformado por cizallamiento con extinción ondulante y desarrollo de subgranos orientados sobre S_0/S_{1Co} .

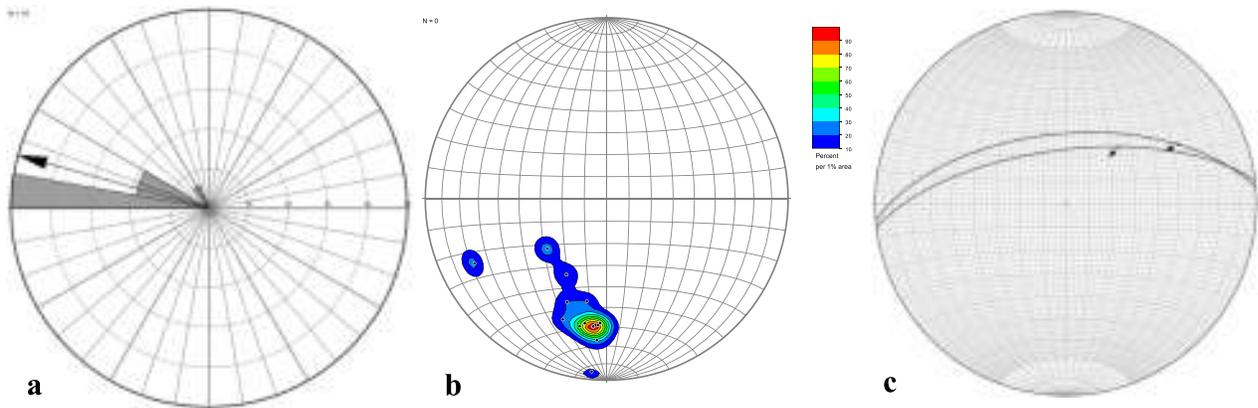


Figura 59. Proyecciones de igual área de la foliación milonítica del Grupo Coyotillo (n=16); **a)** Diagrama de rosas y vector promedio de los planos de foliación; **b)** Polos de los planos de foliación y contornos de polos con el polo del vector promedio; **c)** análisis dinámico: planos de foliación milonítica con sus respectivas lineaciones de estiramiento.

Foliación milonítica de la Metariolita Gauna: S₀/S_{1G}

La foliación S₀/S_{1G} de la Metariolita Gauna está representada por planos paralelos o subparalelos a la estratificación de las ignimbritas (Figura 61). El desarrollo incipiente de la foliación y los minerales metamórficos que se desarrollan como clorita, sericita, epidota, indican un grado bajo a muy bajo de deformación/metamorfismo lo cual se puede atribuir a su posición en la parte superior del bloque cabalgante original formado por el Litodema San Francisco. La foliación milonítica S₀/S_{1G} también es observable a nivel microscópico, definida por la orientación preferencial de Qtz, filosilicatos, minerales metamórficos y óxidos de hierro (Figura 60). En esta unidad ignimbrítica también se evidenciaron estructuras lineales correspondientes a lineación de estiramiento L_{1G} y/o estrías dúctiles.

La foliación/estratificación de la unidad Gauna S₀/S_{1G} tiene un rumbo y buzamiento promedio de 291° y 25° (Figura 63). Los rumbos de la foliación oscilan entre los acimuts 230° y 326° (Figura 63a). El buzamiento de la foliación S₀/S_{1G} de la Metariolita Gauna es de menor inclinación comparado con las dos unidades anteriormente descritas y oscilan entre 8° y 36°, principalmente hacia al NE (Figura 63b). Paralelamente a los planos de clivaje C, se disponen cúmulos de biotita oxidada (Figura 62). Los datos de L_{1G} medidos sobre los planos de foliación milonítica S₀/S_{1G} de la Metariolita Gauna (Figura 63c-d) indican una dirección (*trend*) e inclinación (*plunge*) promedio de 95° y 19° respectivamente.

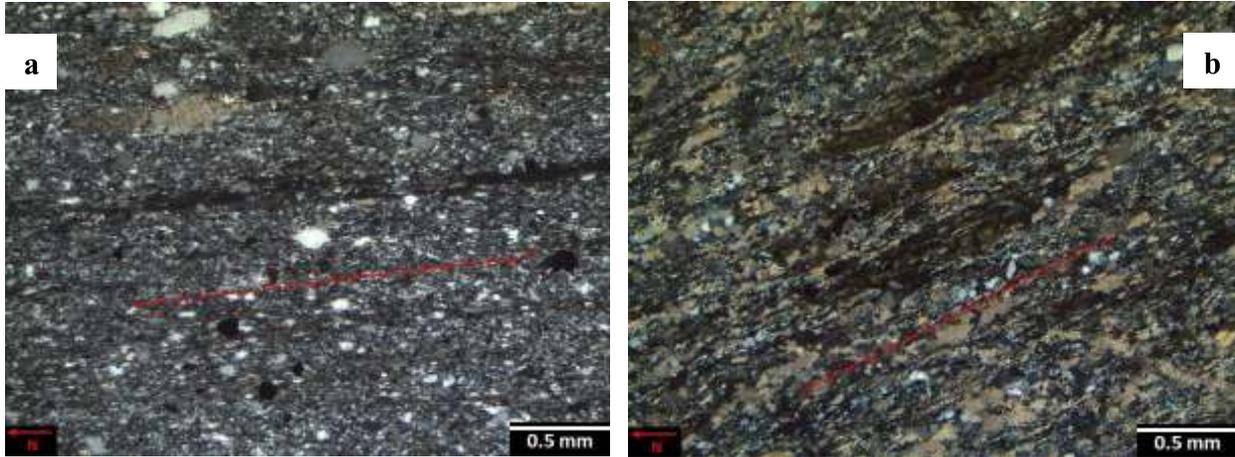


Figura 60. Fotomicrografías en luz polarizada de la foliación milonítica S_0/S_{1G} (línea roja punteada) en muestras de metatoba de lapilli; **a)** porfiroclastos de cuarzo y pirita orientados a través de S_0/S_{1G} en una matriz de grano muy fino; **b)** S_0/S_{1G} está marcada por la orientación preferencial de minerales ferromagnesianos hidratados sobre una textura de flujo.



Figura 61. Vista al SE. Flanco oriental del Cerro Gauna, indicando que la foliación milonítica F2 es buzante al NE y que está basculada por fallas lístricas D3 subparalelas a la foliación S_0/S_{1G} .

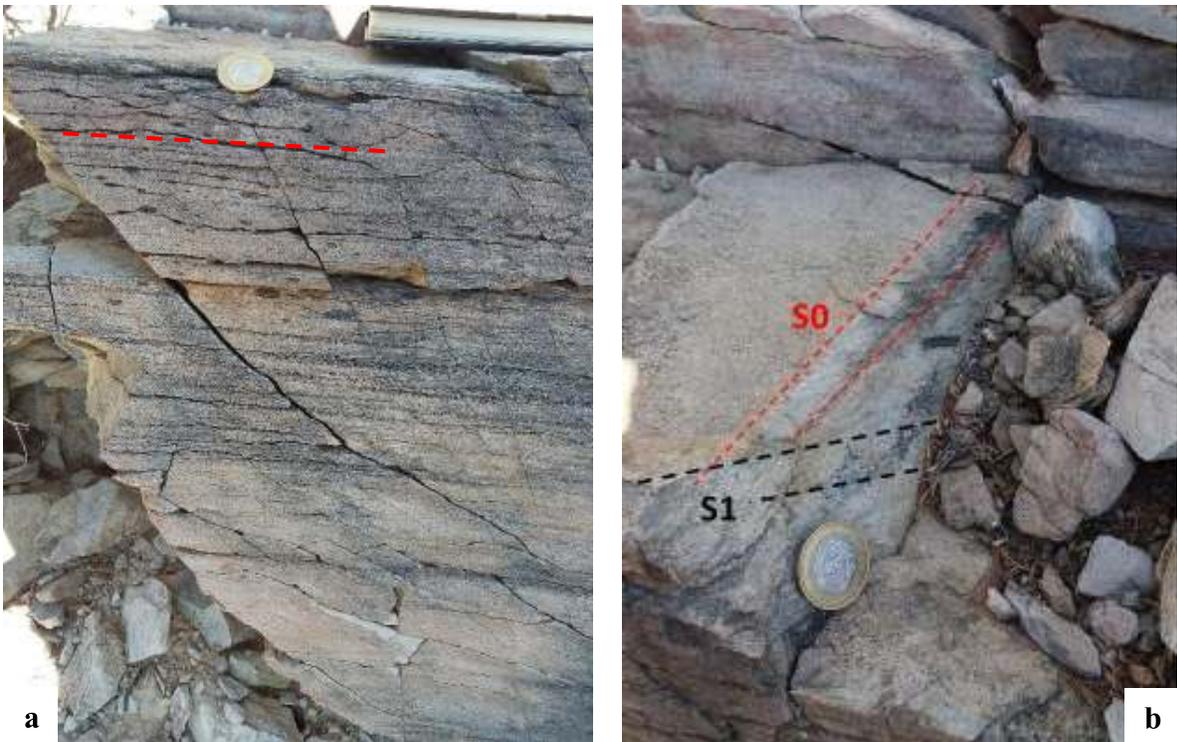
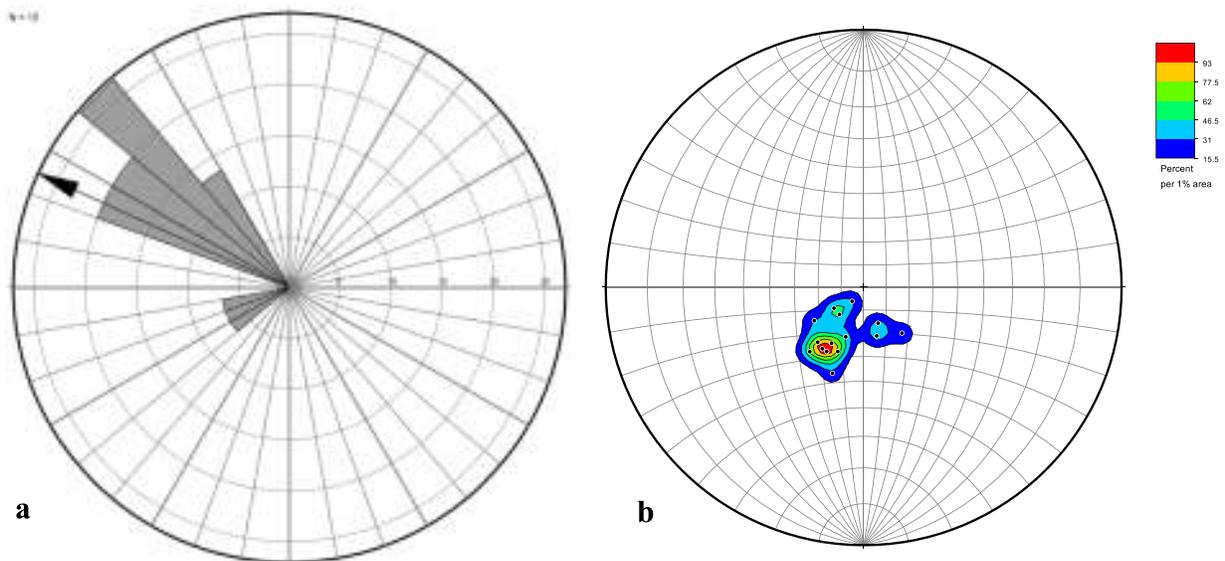


Figura 62. Deformación milonítica en la metariolita Gauna; **a)** planos de clivaje C; **b)** plano S0 de pseudoestratificación de flujo la rolita y planos de foliación S1.



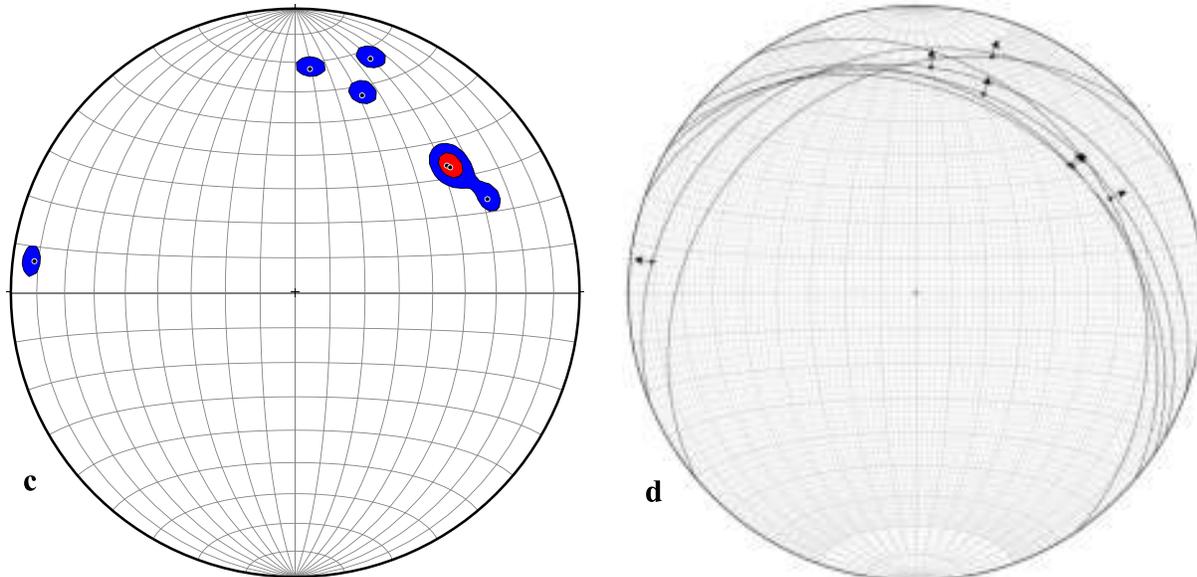


Figura 63. Proyecciones de igual área de la foliación milonítica de la Metariolita Gauna (n=12); **a)** Diagrama de rosas y vector promedio de los planos de foliación; **b)** Polos de los planos de foliación y contornos de polos con el polo del vector promedio; **c)** lineaciones de estiramiento y estrías dúctiles y sus contornos; **d)** análisis dinámico: planos de foliación milonítica con sus respectivas lineaciones de estiramiento.

Plegamiento F1/F2

Por la complejidad en la transposición de las estructuras preexistentes con el plano de cizalla dúctil, sumado a la cronología de las unidades afectadas, no es posible establecer con precisión las etapas de plegamiento ni la temporalidad en la que se desarrollaron. Sin embargo, por las evidencias de campo se puede inferir que estas estructuras plegadas se desarrollaron bajo condiciones de deformación dúctil resultantes de un campo de esfuerzos compresivo y de cizalla pura desarrolló una foliación y plegamiento del basamento metamórfico, con un significativo acortamiento cortical y aplastamiento de los cuerpos preexistentes generando pliegues isoclinales a subisoclinales en el Litodema San Francisco (Figura 63). Se interpreta que durante las etapas de cizallamiento los pliegues isoclinales fueron budinados generándose pliegues sin-raíz (*rootless folds*). Asimismo, se interpreta que los pliegues volcados con vergencia al SW y que afectan a la foliación del Litodema San Francisco y del Grupo Coyotillo, pudieron formarse durante la segunda etapa de deformación D2. Estos pliegues afectan también al leucogranito del Mesoproterozoico que originalmente no debió estar plegado.



Figura 64. Pliegue cerrado a abierto con el plano axial volcado y el eje del pliegue paralelo a la foliación en gneises cuarzo-feldespáticos en el talud N del tajo.

Ángulo de interflanco	Tipo de pliegue
0° a <5°	Isoclinal
>5° a 30°	Apretado
30° a 70°	Cerrado
70° a 120°	Abierto
120° a 180°	Gentil

Tabla 4. Clasificación de pliegues en base al ángulo de interflanco.

Plegamiento del Litodema San Francisco

La deformación plástica del Litodema San Francisco y del leucogranito de muscovita está representada por estructuras plegadas de forma heterogénea a escalas microscópicas y mesoscópicas. Según la simetría e inclinación del plano axial de los pliegues en el Litodema San

Francisco, estas estructuras plegadas se clasifican, en su mayoría, como pliegues asimétricos con planos axiales volcados a recumbentes (Figura 64, Figura 65).

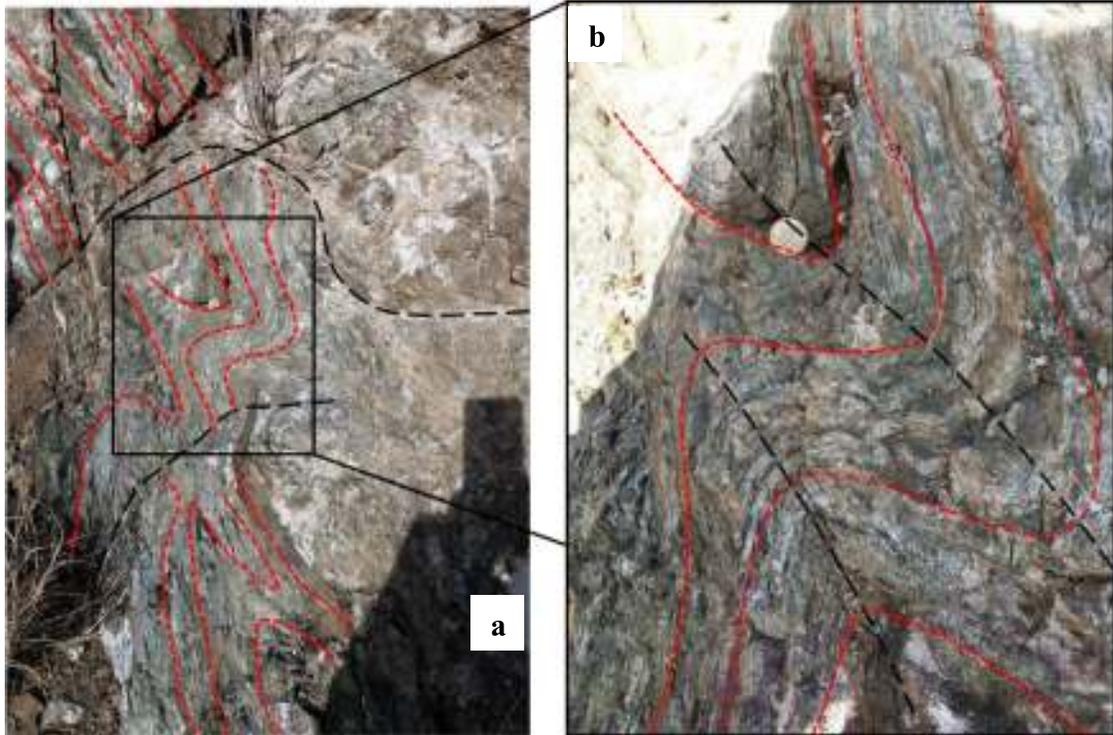


Figura 65. Afloramiento de anfibolitas miloníticas plegadas en el Cerro San Francisco foliación milonítica S2 del litodema San Francisco.

Por la variación en el espesor de los lentes de leucogranitos, estos pliegues se clasifican como anisópacos. Según el ángulo de interflanco (Tabla 4) se clasifican como: pliegues isoclinales, entre 0° y $<5^\circ$ (Figura 66); pliegues apretados, entre $>5^\circ$ y 30° (Figura 67a); pliegues cerrados, entre 30° y 70° (Figura 67) y pliegues abiertos, entre 70° y 120° (Figura 64).



Figura 66. Pliegues isoclinales en el Litodema San Francisco en el talud W del tajo. La escala es en centímetros.

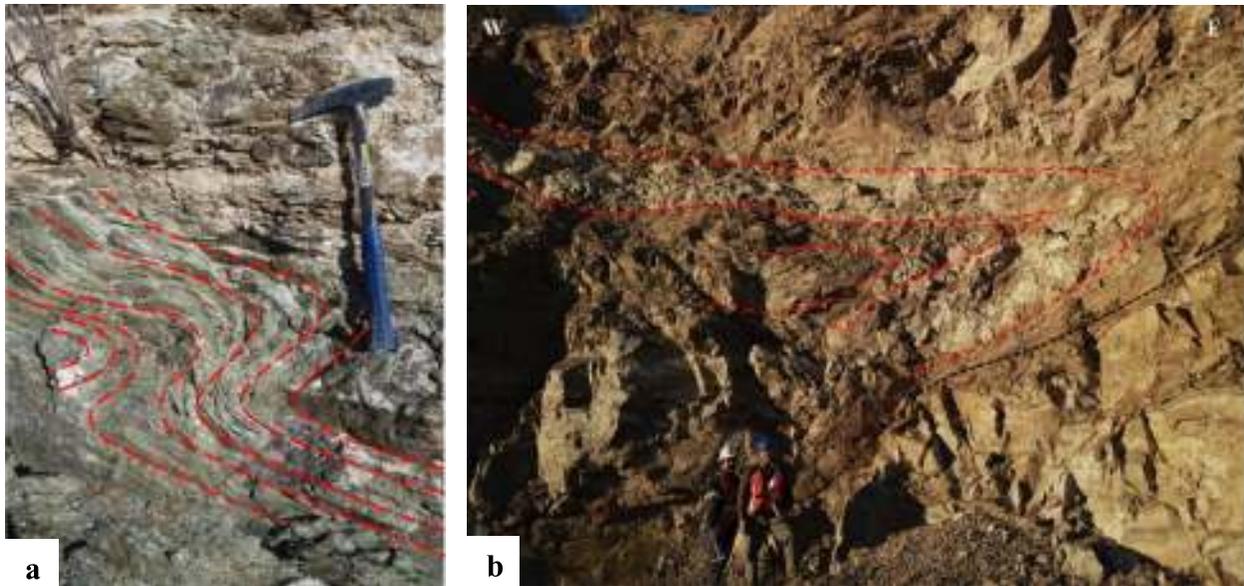


Figura 67. Plegamiento en el Litodema San Francisco; **a)** Pliegue cerrado en anfibolitas foliadas; **b)** pliegue apretado en leucogranito por efectos de fallamiento.

La apertura en los ángulos interflanco se hace de mayor magnitud cuanto más lejano se encuentra del cabalgamiento o de la base estructural del litodema. Los tamaños de los pliegues observados y medidos en el litodema van desde 15 cm hasta 8 m. Las anfibolitas, filonitas y esquistos miloníticos suelen desarrollar pliegues isoclinales y cerrados de tamaño centimétrico entre 15 y 120 cm (Figura 64, Figura 66, Figura 68). Los pliegues isoclinales y cerrados generalmente no se diferencian en actitud a la foliación milonítica, ya que ambos flancos son subparalelos a $S2_{Ls}$ (Figura 26).



Figura 68. Pliegue isoclinal boudinado.

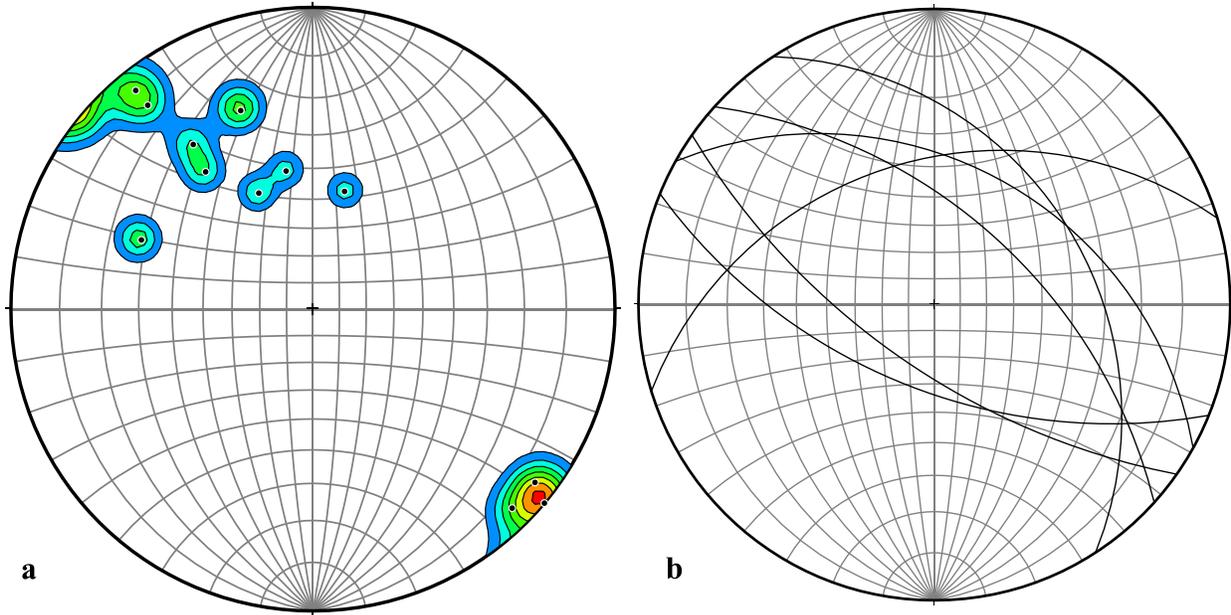


Figura 69. Proyecciones de igual área de elementos de pliegues; **a)** Ejes de pliegues (n=13); **b)** planos axiales (n=6).

Los ejes de los pliegues isoclinales a abiertos presentaron direcciones NW-SE con fluctuaciones en la inclinación de 4° a 46° debido a que la mayoría de los ejes de pliegues son buzantes (Figura 69a). La mayoría de los planos axiales del plegamiento isoclinal se observa paralelo a los planos de foliación milonítica $S2_{Ls}$ (Figura 69b). Según la clasificación de la geometría de las isógonas (Ramsey, 1967) los pliegues del Litodema San Francisco se clasifican en: Clase 1: Isógonas convergentes – *1B* (Pliegues paralelos) y *1C*; Clase 2: Isógonas paralelas (pliegues similares); Clase 3: Isógonas divergentes (Figura 70).

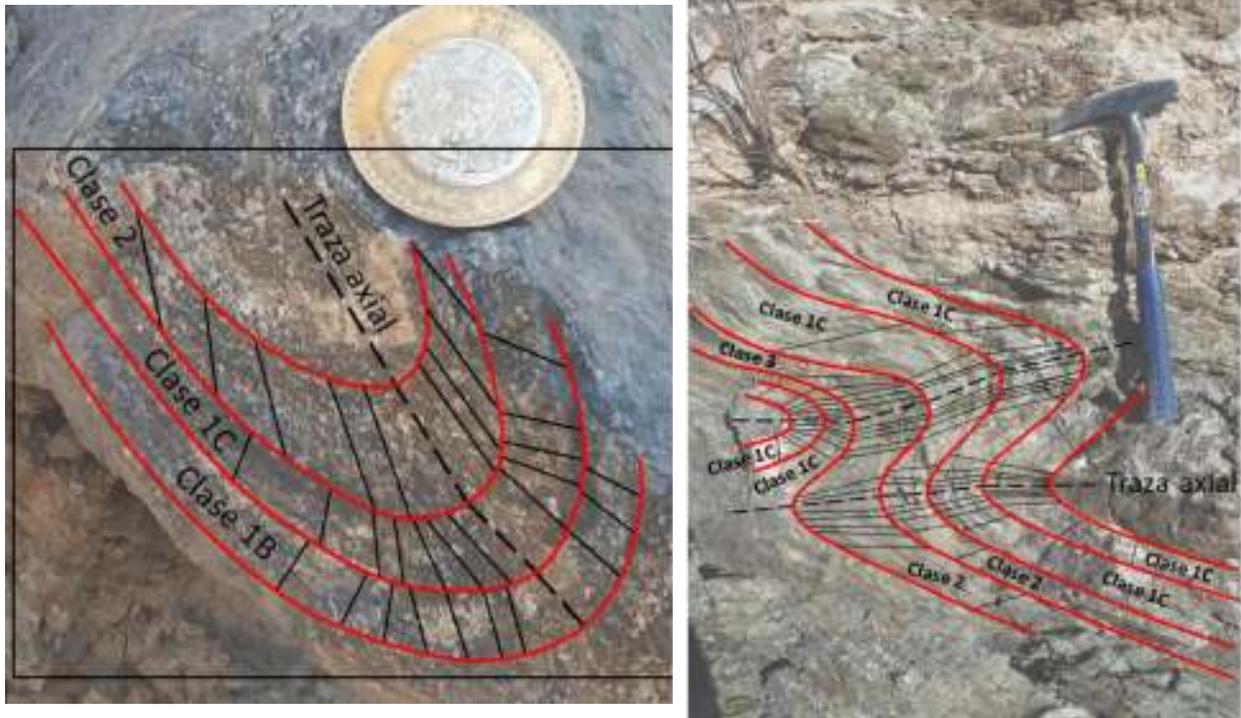


Figura 70. Líneas isógonas en pliegues isoclinales, cerrados y apretados.

Según la curvatura de la charnela de los pliegues se clasifican como no cilíndricos. Según la morfología de las crestas, se observaron algunos de los pliegues con forma angular, clasificándose como pliegues tipo *chevron* (Figura 71). Con base en la forma en su sección transversal se clasifican como pliegues armónicos en mínima proporción (Figura 70) y disarmónicos en su mayoría (Figura 72b). Dado el efecto de *boudinage* en estructuras plegadas, resultan adelgazamiento de los flancos y por ende variación de sus espesores; el aumento progresivo de esfuerzos involucrados en el proceso de *boudinage* produce el acuñaamiento completo de uno o ambos flancos generando pliegues sin-raíz o *rootless folds* (Figura 72, Figura 73).

A nivel microscópico se observó que los niveles de anfibolitas, filonitas y esquistos miloníticos dispuestos en la base estructural del Litodema, se encuentran afectados por un microplegamiento de la estructura dominante S_{2Ls} generando una esquistosidad de crenulación definida por la ondulación de la matriz de grano fino de minerales metamórficos $Chl + Ser + Ep + Act$, circundando los porfidoclastos de $Qtz + Fs$ (Figura 75).



Figura 71. a) pliegue tipo *chevron* de la secuencia metamórfica involucrando el leucogranito. Fuente: Timins Gold;
 b) pliegue tipo *chevron* en la base estructural del Litodema San Francisco.

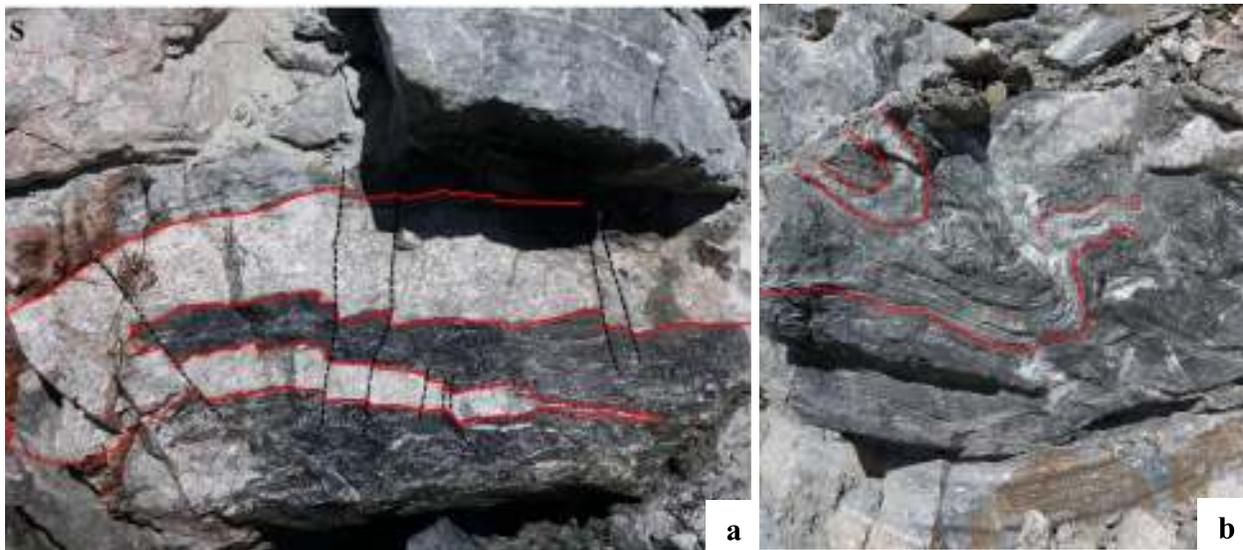


Figura 72. Evidencias de plegamiento isoclinal; a) Pliegue isoclinal sin-raíz de leucogranito afectado por microfallas; b) plegamiento disarmónico de isoclinal a abierto.



Figura 73. Evidencia de deformación dúctil en cuerpos de leucogranito; **a)** variación en el espesor de un sill de leucogranito por efectos de boudinage; **b)** relaciones de corte: pliegue abierto a gentil de un dique leucogranito que se introdujo a través de una zona de anfibolitas foliadas del Litodema San Francisco, cortados por una falla normal buzante al NE; **c)** pliegues isoclinales a cerrados sin raíz con variaciones en el espesor de sus flancos.

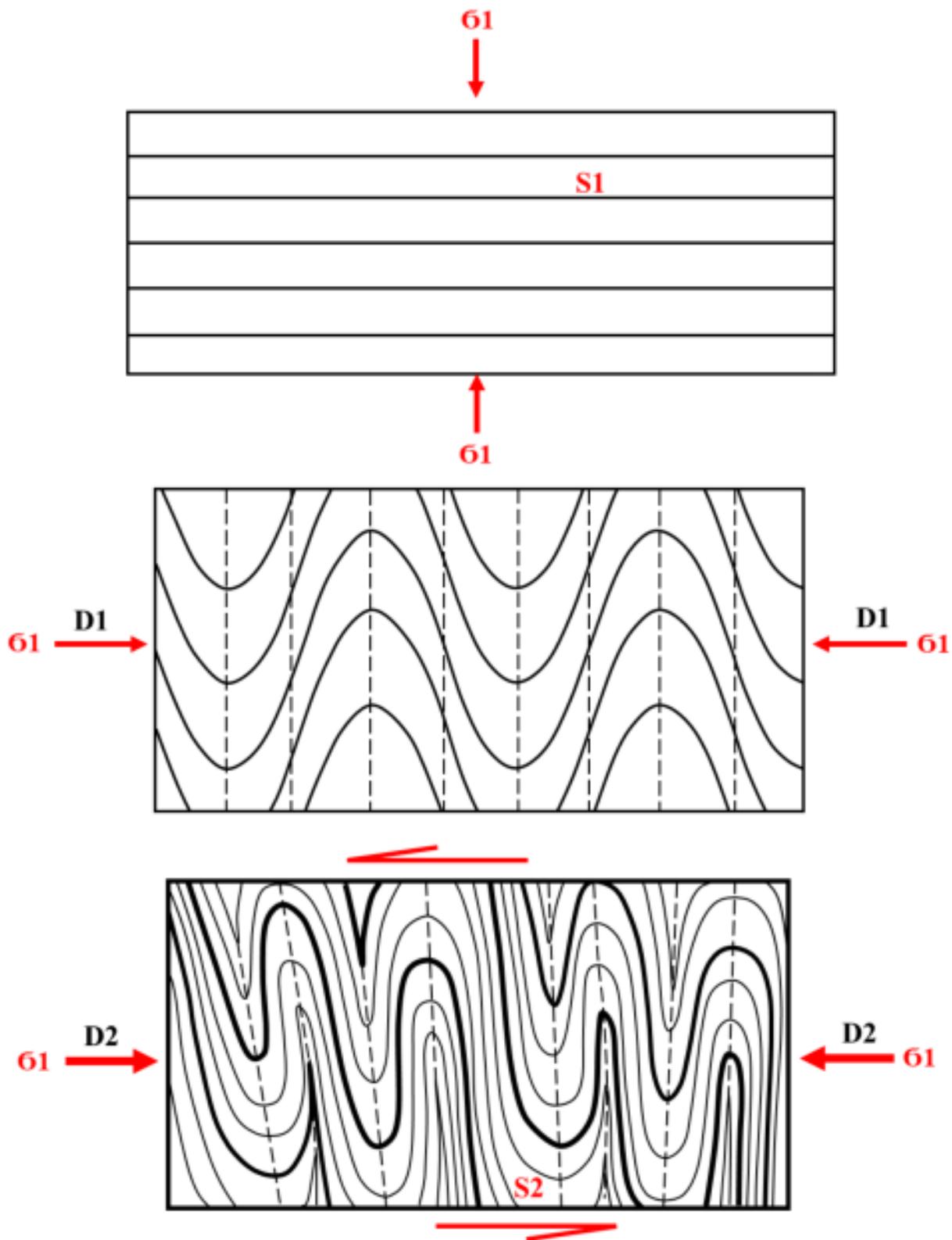


Figura 74. Interpretación de evolución de plegamiento isoclinal.

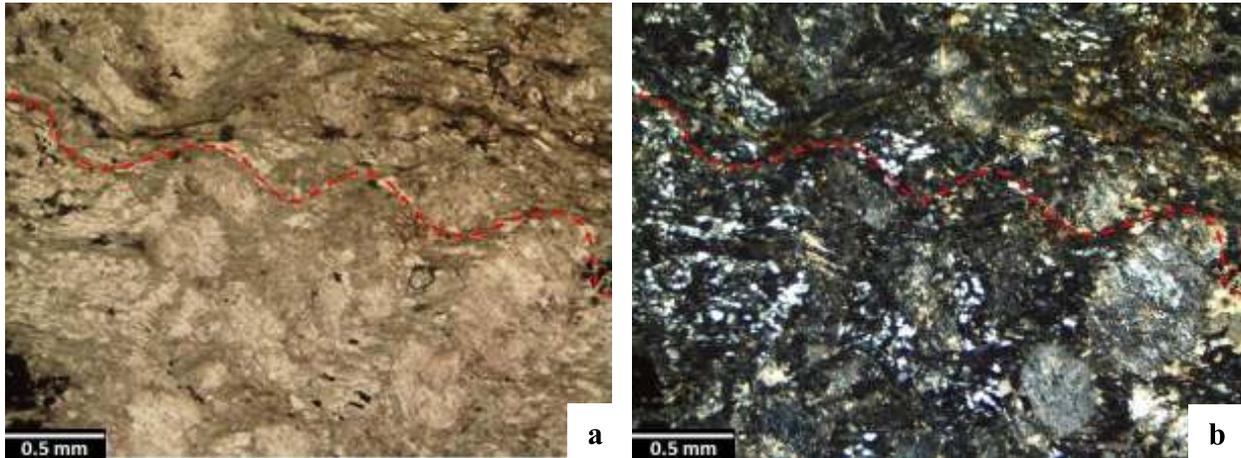


Figura 75. Fotomicrografías de esquistosidad de crenulación (línea roja punteada) en filonitas del Litodema San Francisco; la matriz de grano muy fino de Chl + Ser que forma sutiles ondulaciones circundando los porfidoclastos de Qtz + Fs, plegando microscópicamente a $S1/S2_{Ls}$ con textura lepidoblástica; **a)** luz natural; **b)** luz polarizada.

Plegamiento del Grupo Coyotillo

Se considera la hipótesis de que el plegamiento del Grupo Coyotillo, dispuesto en el Cerro La Barajita, está representado por una deformación megascópica de estructuras antiformes y sinformes generadas por el cabalgamiento de alto ángulo (Figura 76). Según la simetría y orientación del plano axial, las estructuras plegadas del Grupo Coyotillo teniendo en cuenta esta hipótesis, se clasifican como pliegues simétricos de planos axiales volcados con vergencia al SW.

En el nivel conglomerático del Grupo Coyotillo, se evidenciaron pliegues milimétricos de tipo *kink* o pliegues de crenulación, con crestas redondeadas y amplitud de onda de 0.25 a 0.5 mm (Figura 78), los cuales son subparalelos a la foliación milonítica $S0/S1_{Co}$, buzantes al NE.

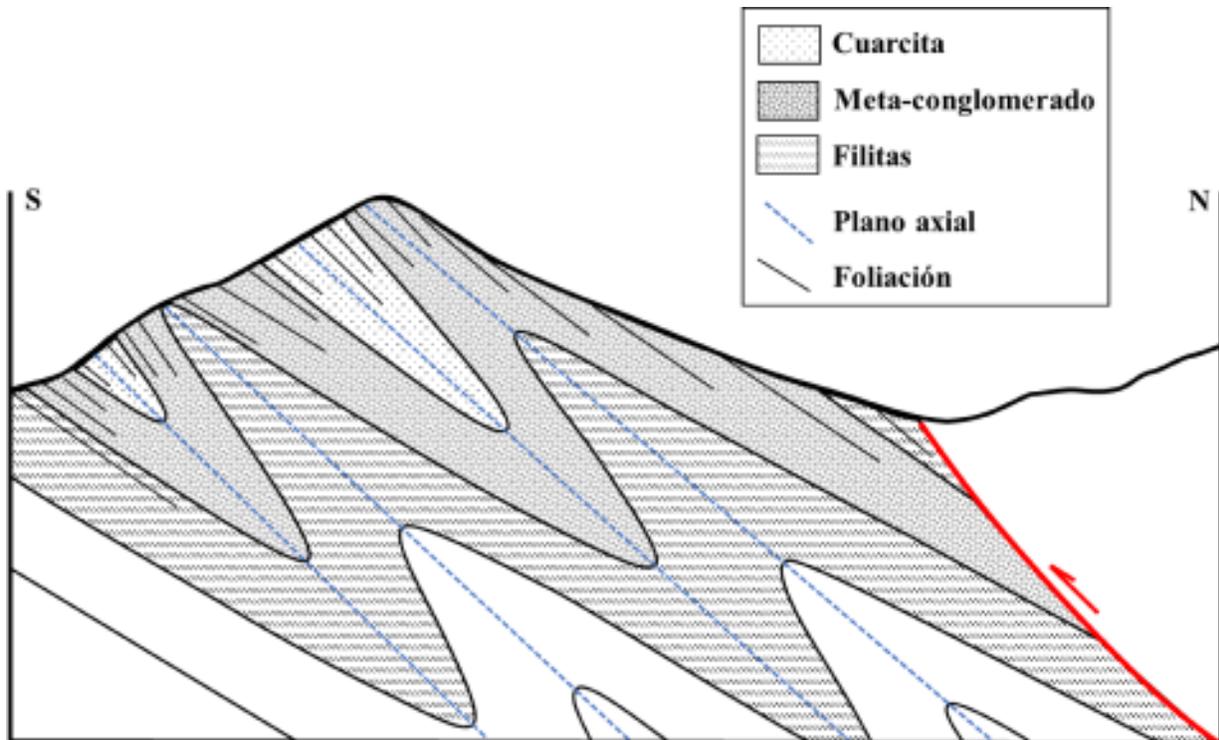


Figura 77. Vista al W. Sección esquemática del Grupo Coyotillo en el Cerro La Barajita (sin escala). Interpretación de plegamiento en el Grupo Coyotillo con base en la repetición litológica y los datos de S_0/S_{1Co} . Asociación de pliegues anticlinal-sinclinal volcados, con los planos axiales (línea azul punteada) buzantes al N-NE.

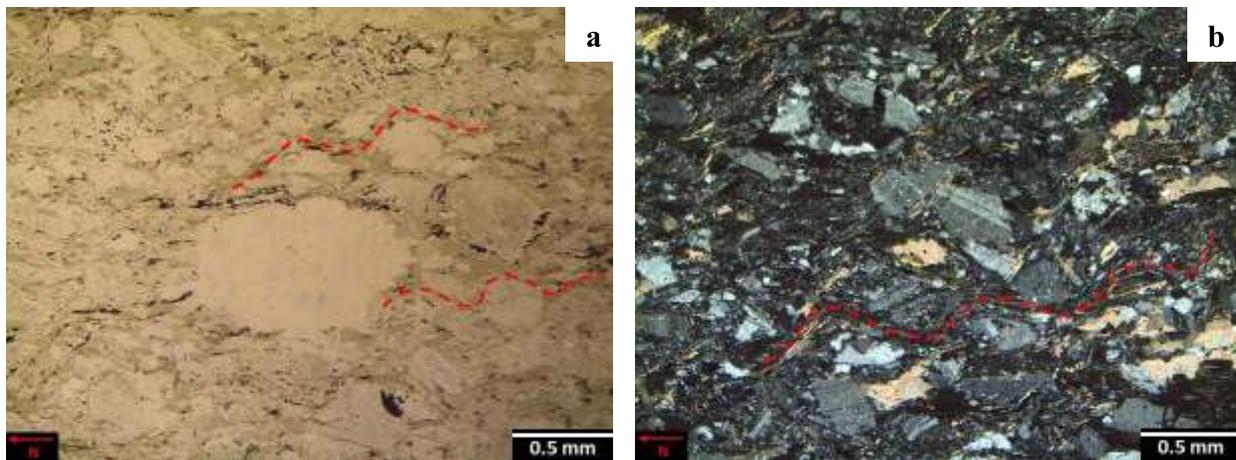


Figura 78. Micropliegues de la foliación S_0/S_{1Co} denominados pliegues de crenulación en el nivel conglomerático del Grupo Coyotillo (línea roja punteada); **a)** crenulación marcada por la matriz de Chl y Ser en luz natural; **b)** proceso de rotación de porfidoclastos de Pl y Fs por efectos de la deformación milonítica que generó un plegamiento de crenulación.

Plegamiento en la metariolita Gauna

El plegamiento en la metariolita Gauna está representado por estructuras microscópicas clasificadas como micropliegues tipo *kink* y pliegues de crenulación, ambos locales. Estos pliegues se caracterizan por presentar crestas redondeadas, y una altura entre crestas y valles entre 0.3 mm hasta 2.5 cm (Figura 81). Las actitudes de los planos axiales medidos sobre los pliegues de

crenulación en la metariolita Gauna tienen un rumbo y un buzamiento promedio de 123° y 60° respectivamente (**Figura 79**). Los planos axiales de los pliegues de crenulación son buzantes al SW, y aunque mantienen una actitud similar al rumbo de la foliación milonítica S_0/S_{1G} ésta última es buzante al NE. Las charnelas de los pliegues de crenulación producen una lineación en la unidad ignimbrítica denominada lineación de crenulación, con un trend y plunge de 128° , 44° (Figura 79a). La lineación de crenulación es perpendicular a la dirección de acortamiento.

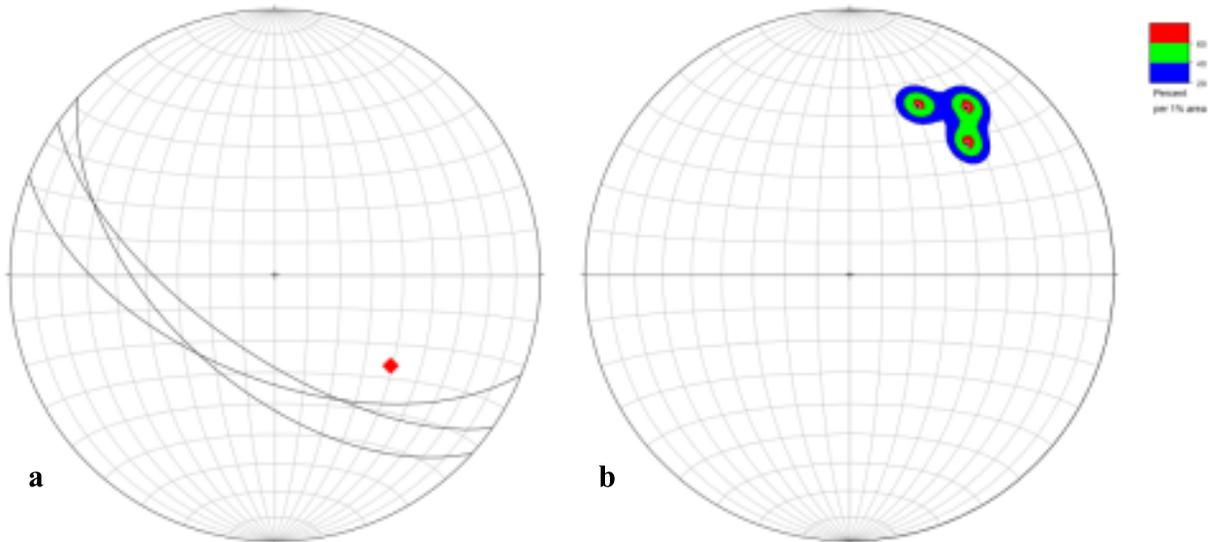


Figura 79. Proyecciones de igual área de planos axiales en la metariolita Gauna; **a)** Planos axiales ($n=3$) indicando con un rombo rojo la lineación de crenulación ($n=1$); **b)** polos de los planos axiales ($n=3$).



Figura 80. Pliegues de crenulación de la metaignimbrita riolítica, los ejes de los pliegues de crenulación se presentan cercanos a la dirección del rumbo de la foliación milonítica S_0/S_{1G} .

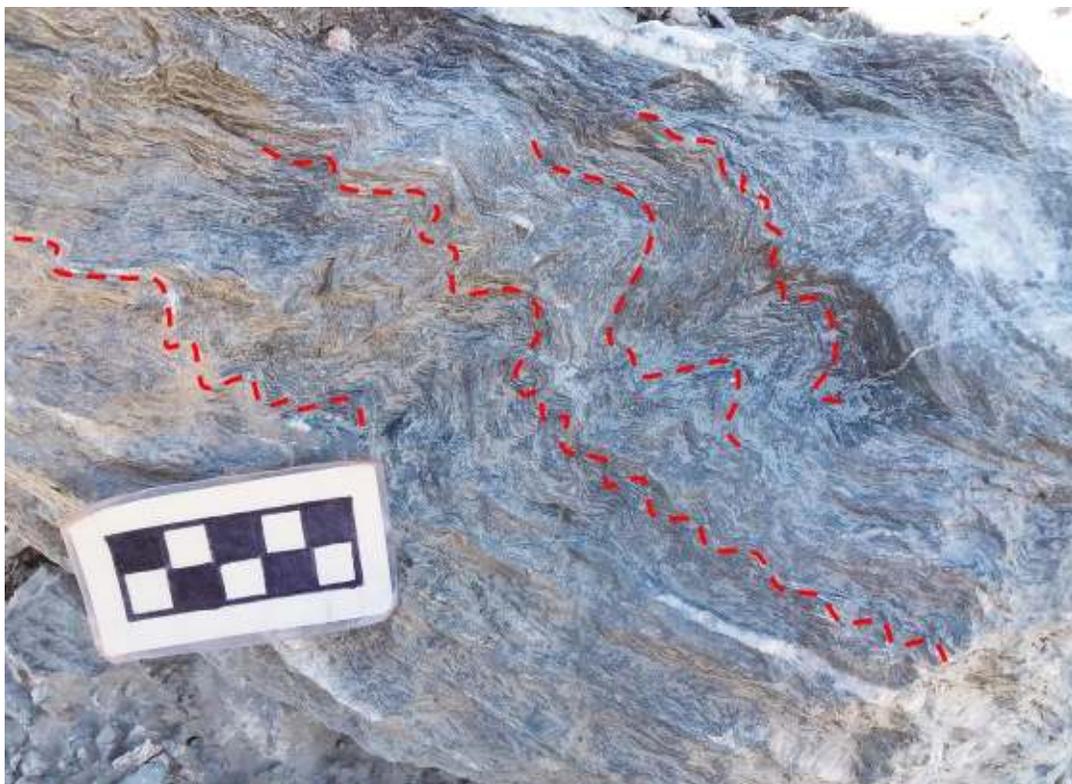


Figura 81. Pliegues de crenulación asimétricos disarmónicos de la metaignimbrita riolítica. La escala en la foto es en centímetros.

Según la simetría e inclinación del plano axial, los micropliegues son asimétricos inclinados y volcados. Según la curvatura de la charnela de los pliegues se clasifican como no cilíndricos. Con base en la forma en su sección transversal se clasifican como pliegues disarmónicos.



Figura 82. Pliegues de crenulación o tipo *kink* en la Metariolita Gauna; **a)** laminaciones delgadas onduladas disarmónicas, discontinuas de 5 mm de amplitud formando *microkinks* en el nivel de metatoba de ceniza; **b)** kinks de 3 cm de amplitud en el nivel de metatoba de lapilli.

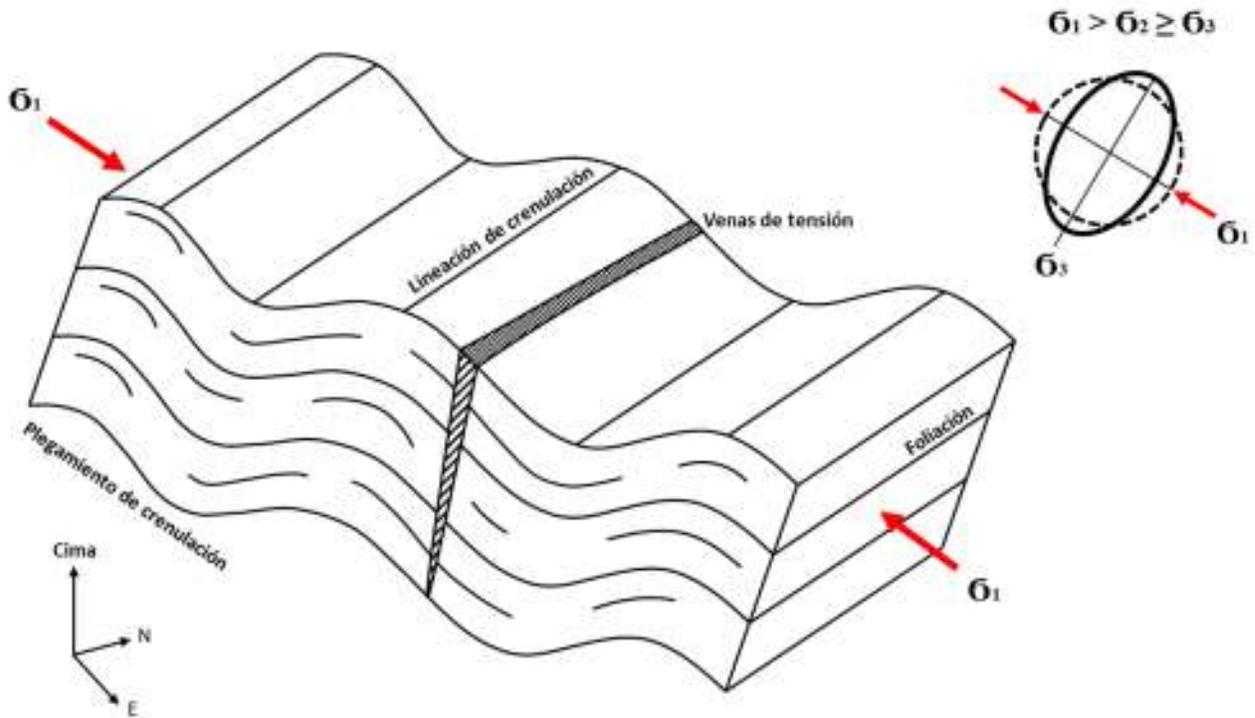


Figura 83. Esquema de pliegues de crenulación en la metariolita Gauna.

Indicadores cinemáticos de la deformación dúctil

La foliación tectónica (S_0/S_{1C} , S_1/S_{2Ls}) se presentan acompañadas por indicadores cinemáticos de comportamiento dúctil, como porfiroclastos σ y δ , y estructuras S/C o S/C', los cuales se observaron tanto a nivel de afloramiento como en lámina delgada.

Indicadores cinemáticos del Litodema San Francisco

La lineación de estiramiento y estrías dúctiles en el Litodema San Francisco con una dirección e inclinación promedio de 46° y 44° indica una dirección de movimiento NE-SW durante el evento milonítico. Los procesos de cizallamiento produjeron indicadores cinemáticos del sentido de movimiento como porfiroclastos σ y δ , así como bandas de cizalla S/C o S/C', donde la deformación es absorbida por los porfiroclastos de cuarzo, feldespato, plagioclasa y los cuerpos de leucogranito, indicando un sentido de cizalla dominante *Top to SW*, aunque localmente se observan algunos indicadores en sentido contrario o *Top to NE*, como se muestra en las figuras Figura 84, Figura 85, Figura 86 y Figura 87.

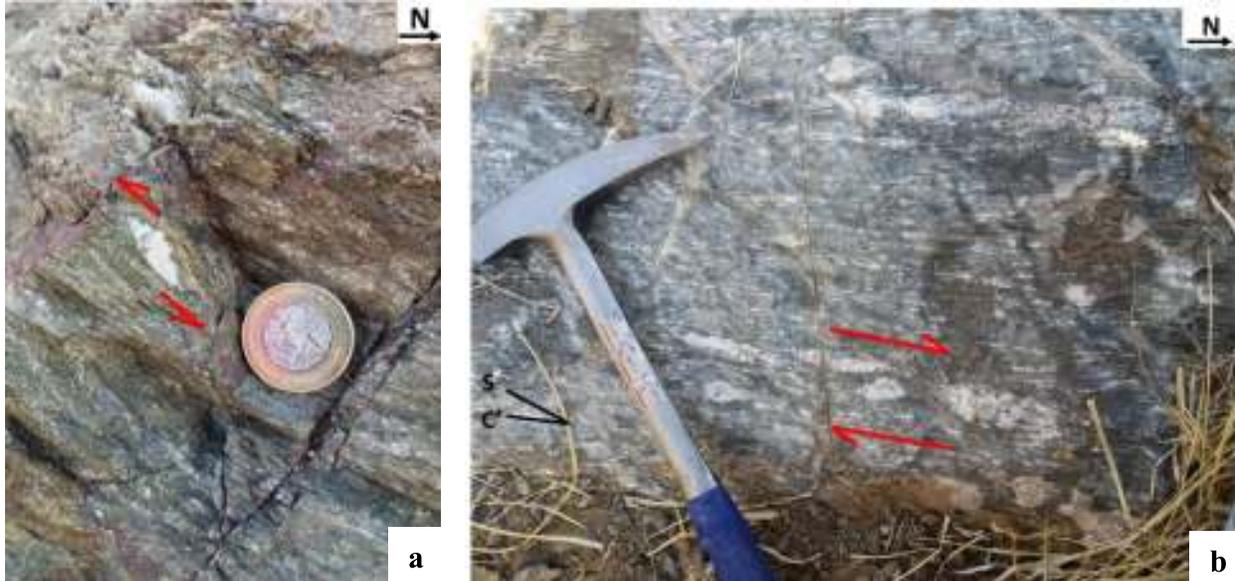


Figura 84. Porfiroclastos asimétricos de feldespato con los planos de elongación paralelos a la foliación; **a)** sentido de movimiento *Top to SW* (cabalgadura); **b)** estructura S/C' indicando un sentido de movimiento *Top to SW*, mientras que los porfiroclastos asimétricos señalan un movimiento *Top to NE*.

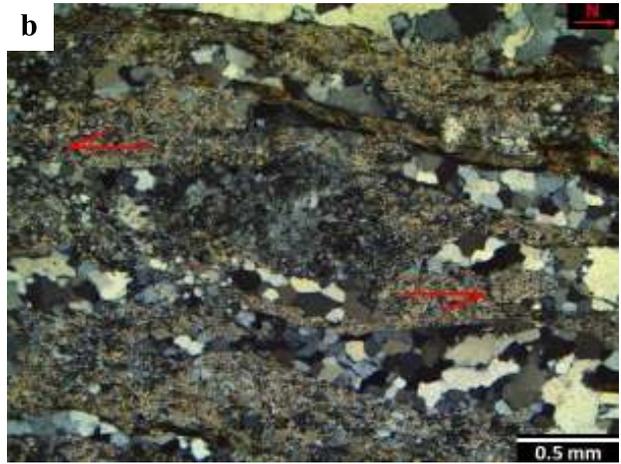


Figura 85. Porfiroclastos asimétricos tipo sigma con los planos de elongación paralelos a la foliación, indicando un sentido de movimiento *Top to SW*.

Cuerpos métricos de leucogranito (actualmente minados por la compañía) registran el sentido de movimiento de la zona de cizalla que afectó el complejo metamórfico, indicando un sentido de cizalla *Top to SW* (Figura 86). Considerando la geometría de la foliación y la lineación, dichos indicadores apuntan a un movimiento de falla inversa de ángulo medio causado por un proceso compresivo.



Figura 86. Lente de leucogranito deformado, el indicador de sentido de movimiento es *Top to SW*, este cuerpo fue minado por la Compañía Timmins Gold Corp.



d

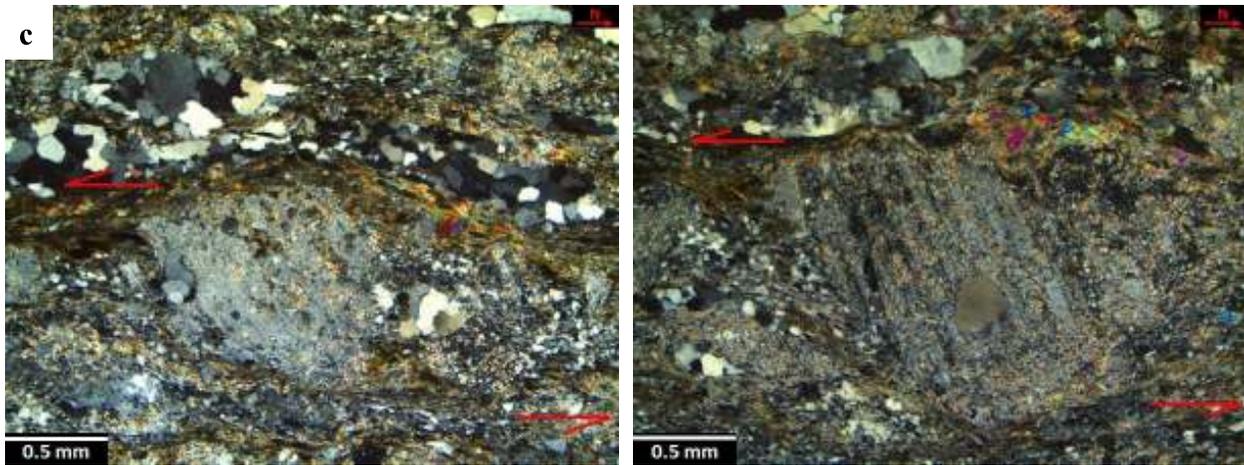


Figura 87. Fotomicrografías de bandas de cizalla S/C' y porfiroclastos asimétricos en el Litodema San Francisco; **a)** banda de cizalla S-C' indicando un sentido de movimiento *Top to SW*; **b)** porfiroclasto tipo σ de feldespato indicando un sentido de movimiento *Top to SW*; **c)** porfiroclasto tipo σ de feldespato potásico, indicando un sentido de movimiento *Top to SW*; **d)** porfiroclasto tipo σ de plagioclasa en proceso de alteración, indicando un sentido de movimiento *Top to SW*.

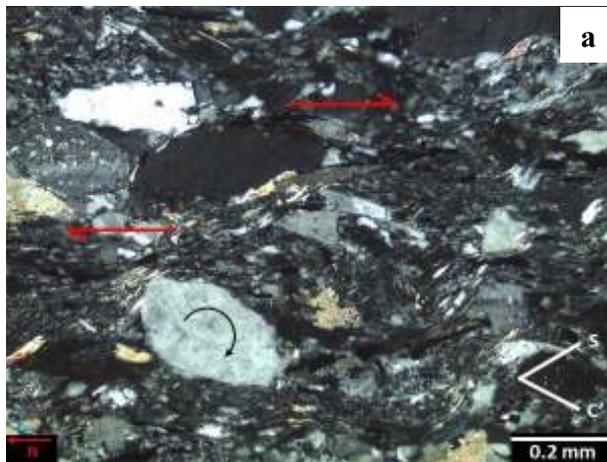
Indicadores cinemáticos del Grupo Coyotillo

Los indicadores cinemáticos del Grupo Coyotillo se restringieron al desarrollo de porfiroclastos tipo σ y δ de cuarzo, feldespato, plagioclasa y fragmentos de roca granítica (Figura 88a), y al desarrollo de planos de elongación bien definidos, ubicando al esfuerzo principal mínimo (σ_3) paralelamente a la foliación S0/S1_{C0} (Figura 88b). El sentido de movimiento en el nivel conglomerático de la secuencia meta-sedimentaria es *Top to SW* (Figura 89).





Figura 88. Indicadores cinemáticos en el nivel conglomerático del Grupo Coyotillo; **a)** desarrollo de porfidoclastos con mantos tipo sigma y bandas de cizalla S/C' localmente, indicando un sentido de cizalla *Top to SW* (siniestral en la imagen); **b)** porfidoclasto indicando una cizalla derecha en la imagen *Top to NE*.



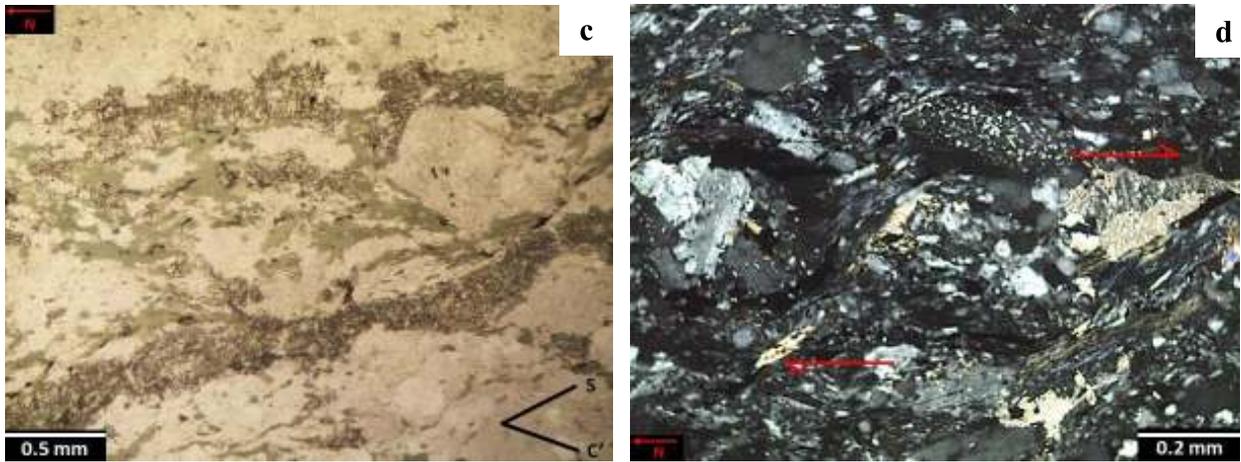
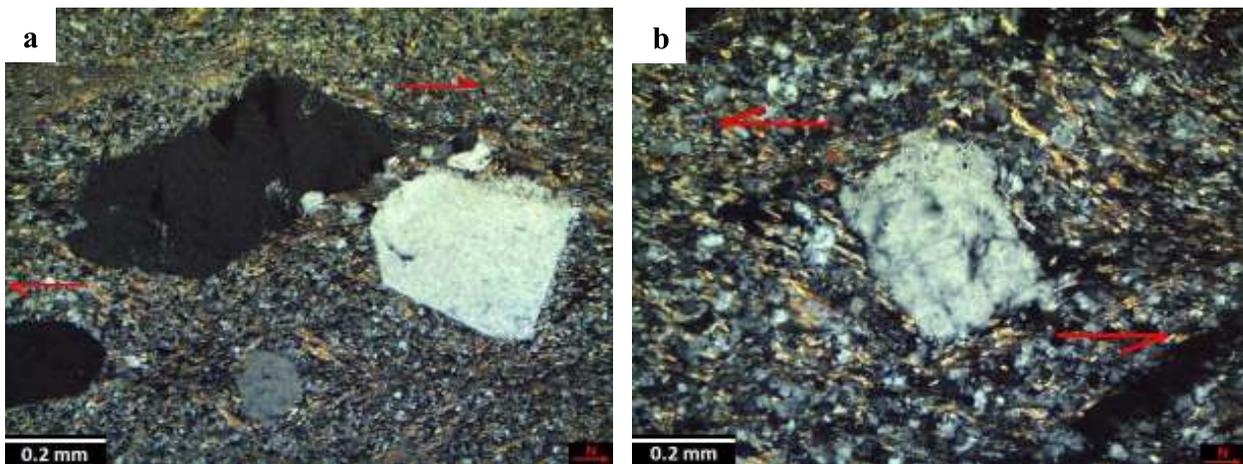


Figura 89. Fotomicrografías de bandas de cizalla S/C' y porfidoclastos asimétricos en el Grupo Coyotillo; **a)** banda de cizalla S-C' indicando un sentido de movimiento *Top to SW*; **b)** banda de cizalla S-C' espaciada, definida por horizontes de matriz de Ser + Bi + Ep de grano fino y horizontes de grano grueso de cuarzo, indicando un sentido de movimiento *Top to SW*; **c)** banda de cizalla S-C' en luz natural, marcada por los minerales metamórficos, indicando un sentido de movimiento *Top to SW*; **d)** rotación de fragmentos de roca granítica Qtz + Pl + Fs en sentido horario (dextral en la imagen), indicando un sentido de movimiento *Top to SW*.

Indicadores cinemáticos de la Metariolita Gauna

Los indicadores cinemáticos de la Metariolita Gauna, a diferencia de las demás unidades, exhibe sutiles mantos de deformación en proceso de formación de porfidoclastos asimétricos, resultando en mantos pobremente desarrollados debido al bajo grado de deformación dúctil y a un metamorfismo incipiente, apenas observable a escala microscópica. Los porfidoclastos de cuarzo principalmente, no alcanzaron las características de deformación para definirlos como tipo σ ó δ , sin embargo, el proceso de rotación de porfidoclastos (Figura 90) sugiere indirectamente 2 sentidos de movimiento: *Top to NE* y *Top to SW*.



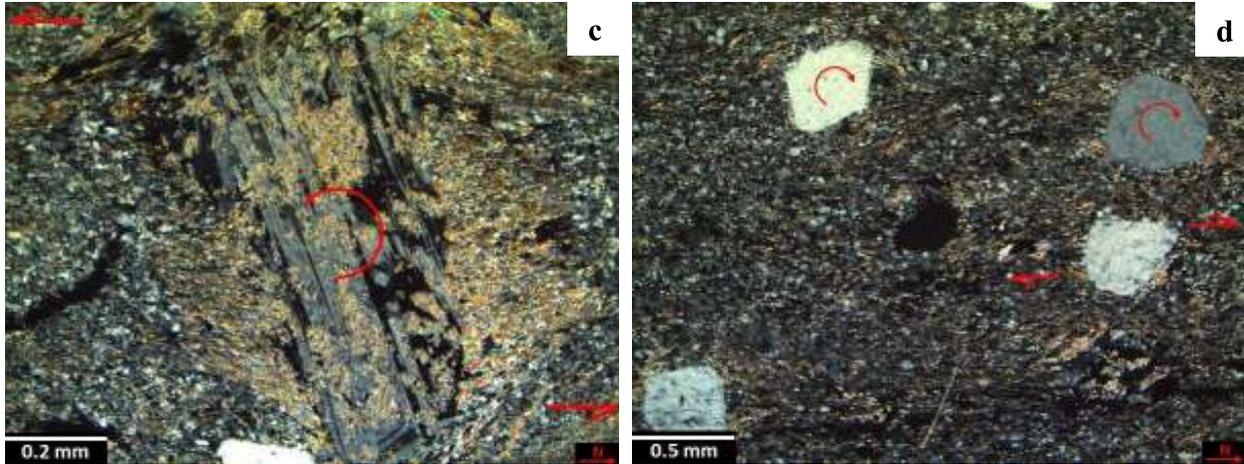


Figura 90. Fotomicrografías de indicadores cinemáticos de la metariolita Gauna; **a)** porfidoclasto de cuarzo indicando un sentido de movimiento *Top to NE*; **b)** porfidoclasto de cuarzo indicando un sentido de movimiento *Top to NE*; **c)** rotación de un fenocristal de plagioclasa en proceso de alteración indicando un sentido de movimiento *Top to SW*; **d)** rotación de fenocristales de cuarzo y feldspatos sugiriendo un sentido de movimiento *Top to NE*.

TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN D3

Deformación frágil y fallamiento

Las estructuras más abundantes en el tajo principal (Figura 91) son fallas oblicuas de naturaleza normal y en menor medida, fallas de deslizamiento a rumbo.



Figura 91. Estructuras mayores en el tajo San Francisco. La estabilidad del talud S es afectada directamente por la intersección de los planos de estructuras mayores, foliación y actitud del talud.

Se midió una población de 353 fallas, de las cuales 266 planos contenían elementos lineales, principalmente estrías de falla. El sentido de movimiento se definió por la presencia de tectoglifos, desplazamiento de horizontes marcadores y en menor grado por fracturas Riedel y pliegues de arrastre. El diagrama de rosas de la población de fallas muestra una alta dispersión en las orientaciones de la población y resalta tres concentraciones (Figura 92a). El diagrama de contornos de polos (Figura 92b) permite observar la variación de actitudes de la población de fallas, delimitando dispersiones y agrupación de datos. Especialmente se definieron 3 grupos con orientaciones ~E-W; ~NE-SW y ~N-S. Las agrupaciones de fallas con rumbos NE-SW y N-S, presentan una alta dispersión y densidad de datos, mientras que el grupo con rumbos E-W representa una familia más concentrada.

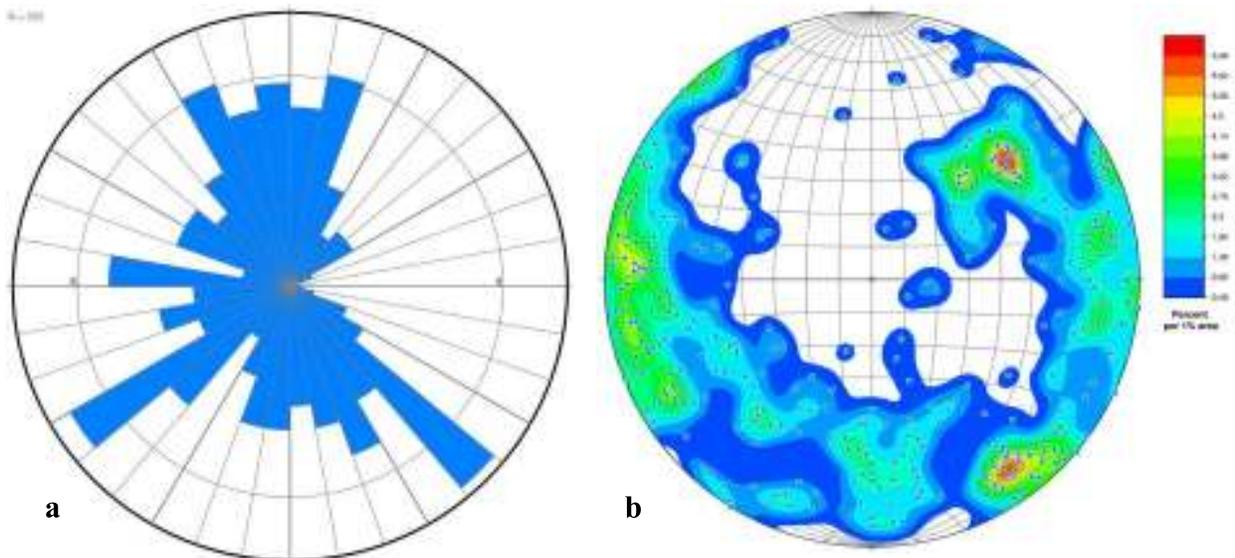


Figura 92. Proyecciones de igual área del total de fallas medidas en el área de estudio (n=353); **a)** Diagrama de rosas de los planos de falla; **b)** polos y contornos de polos de los planos de falla.

Con el propósito de definir las familias de fallas y calcular con precisión los límites entre estas, se implementó el análisis estadístico: densidad de probabilidad, el cual estima la distribución de densidad de la población de fallas. Este algoritmo permite la visualización de campanas o gaussianas resultantes, obteniendo tres grandes grupos de densidad de diferente varianza (Figura 93). Así mismo, la densidad de probabilidad definió tres agrupaciones de fallas: entre los acimuts 65° y 145° , seguido de los acimuts 145° y 215° , y un último grupo con acimuts entre 215° y 245° . Aunado con la interpretación geológica las tres grandes familias de fallas se denominaron N1, RL2 y N3 (N: normal; RL: Lateral derecha - *right lateral*).

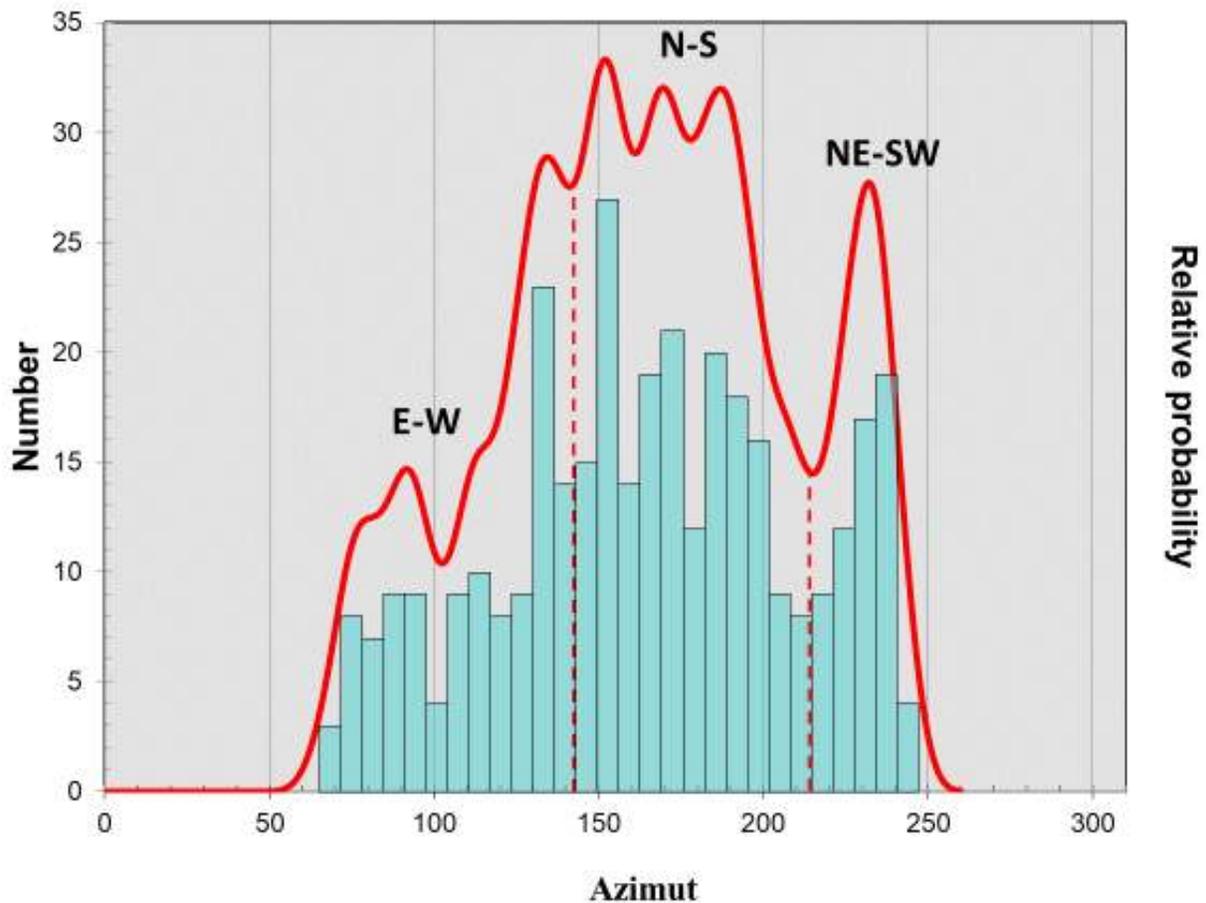


Figura 93. Cálculo de la densidad de distribución para obtener límites entre familias de fallas (líneas rojas punteadas). Eje de las abscisas: Acimut de los planos de fallas. Eje de las coordenadas: densidad de fallas.

El orden propuesto para las familias de fallas obedece a una interpretación preliminar teniendo en cuenta los criterios: 1) configuración de los campos de esfuerzos y 2) rotación que experimentaron los esfuerzos principales. A continuación, se describen las familias de fallas en el orden cronológico interpretado.

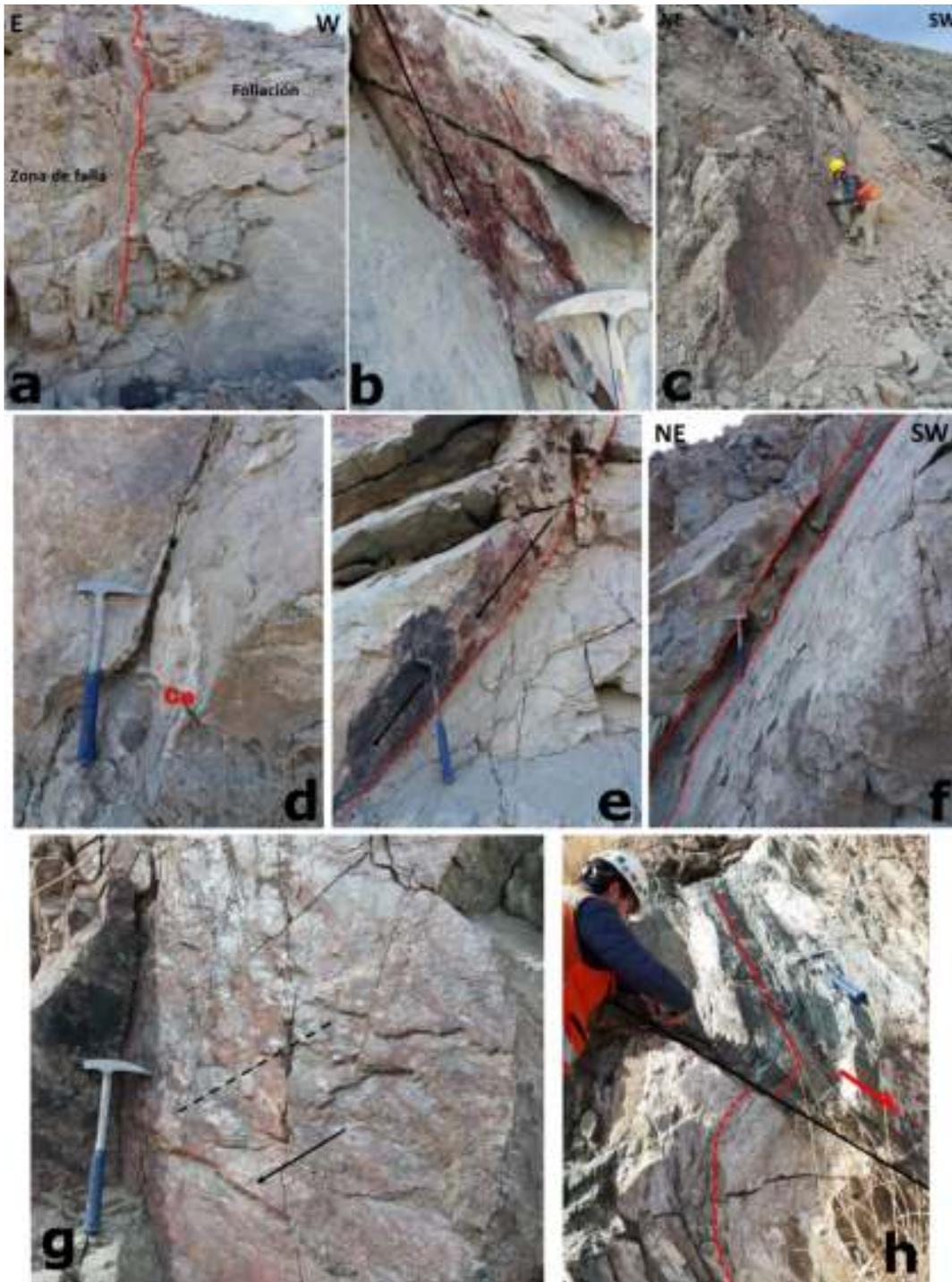


Figura 94. Elementos asociados a deformación frágil; **a)** línea de intersección entre un plano de falla y los planos de foliación; **b, e, g)** Estrías de falla oblicua, de naturaleza normal; **c)** Espejo de falla; **d)** Drusa formada a lo largo de una falla frágil, con relleno de calcita; **f)** falla no cohesiva con relleno tipo gauge; **h)** pliegue de arrastre indicando un movimiento de falla normal.

Familia 1: N1

N1 está conformada por un sistema conjugado de 83 fallas de rumbo SE; los rangos de acimut oscilan entre 65° y 145° para las fallas que buzanan al SW y al S, mientras que el rango de acimuts de su sistema conjugado oscilan entre 245° y 325° , con buzamientos al N y al NE (Figura 95). El buzamiento de las fallas de N1 varían de 34° a 90° . Esta familia de fallas conjugadas es de naturaleza normal con comportamientos dinámicos oblicuos y ángulos de deslizamiento que oscilan entre abruptos y escarpados (Figura 96a). Las estrías de falla se presentan subparalelas al buzamiento, o indican movimientos oblicuos relativamente cercanos al mismo (Figura 96b). Algunas fallas con estrías cercanas al rumbo también se detectan en este grupo.

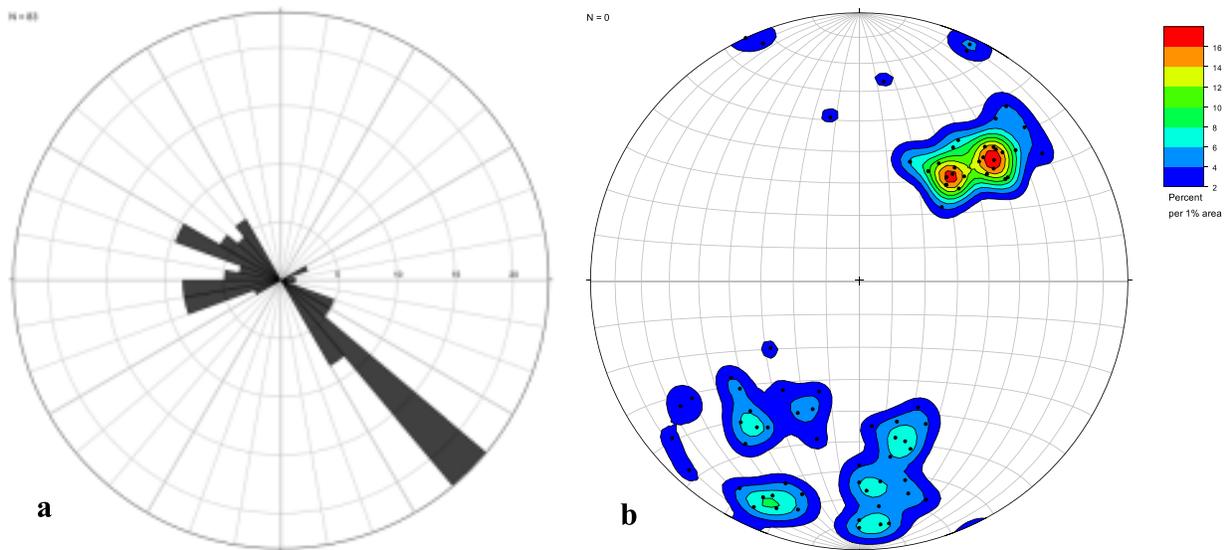


Figura 95. Proyecciones de igual área de la familia 1 (n=83); **a)** Diagrama de rosas y vector promedio de la familia 1; **b)** polos y contornos de polos de la familia 1.

A partir del análisis dinámico se reconocieron dos movimientos preferenciales: una dinámica de deslizamiento hacia el E y N, definido por las estrías oblicuas con sentido de movimiento al NE, y la segunda dinámica definida por las estrías con deslizamiento del bloque de techo casi a rumbo con orientación aproximada al W y al E (Figura 96). El análisis dinámico y las evidencias de campo demuestran que este tipo de fallas eran paralelas o cercanamente paralelas a los planos de foliación milonítica, por lo que se interpreta que debieron producirse una vez que cesó la compresión que generó la foliación milonítica.

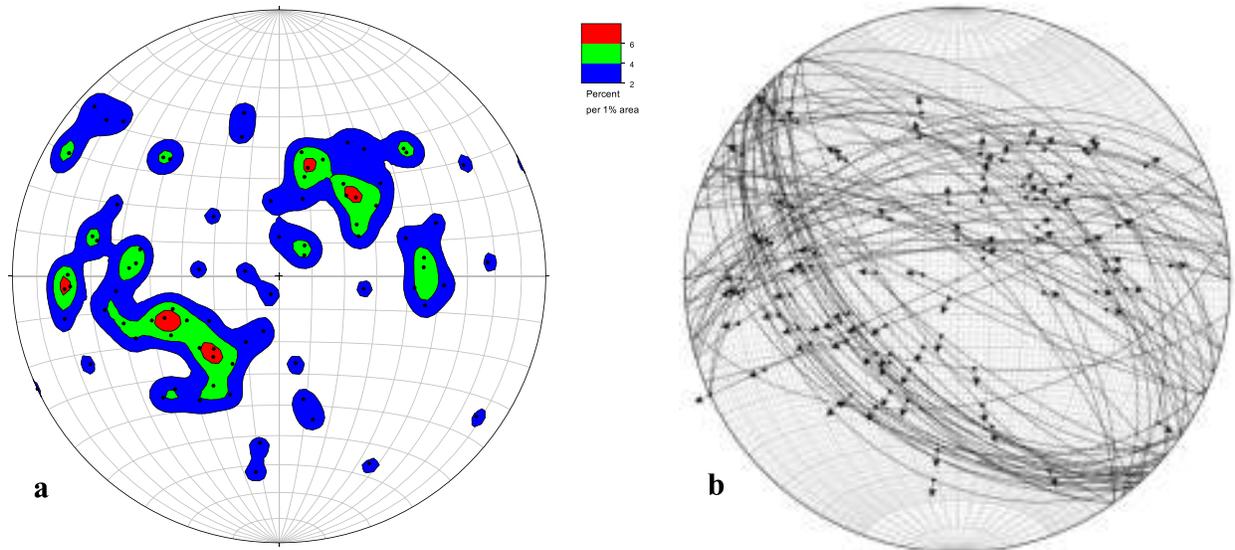


Figura 96. Análisis dinámico de la familia 1 (n=83); **a)** estrías de falla y contorno de estrías de N1; **b)** planos de falla de la familia 1 con sus respectivas estrías; las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo.

Familia 2: RL2

Esta familia está conformada por 51 fallas en su mayoría de alto ángulo, orientadas NE-SW con acimuts entre 035° y 065°; 215° y 245° buzando casi verticalmente hacia el NW y en menor proporción al SE, como se puede visualizar en los contornos de polos (Figura 97). El vector promedio calculado para las 51 fallas de RL2 posee un *trend* de 232°. El buzamiento promedio de RL2 es 76°. Las estrías de falla permiten clasificar esta familia como de movimiento oblicuo con componentes de deslizamiento a rumbo. A partir del análisis dinámico, se corroboró que las estrías se orientan cercanamente al rumbo de las fallas o cerca de este, con un mínimo grupo de fallas de comportamiento normal. Los dos sentidos de movimiento: hacia el SW y al NE, indicando en su mayoría fallas laterales dextrales (Figura 98).

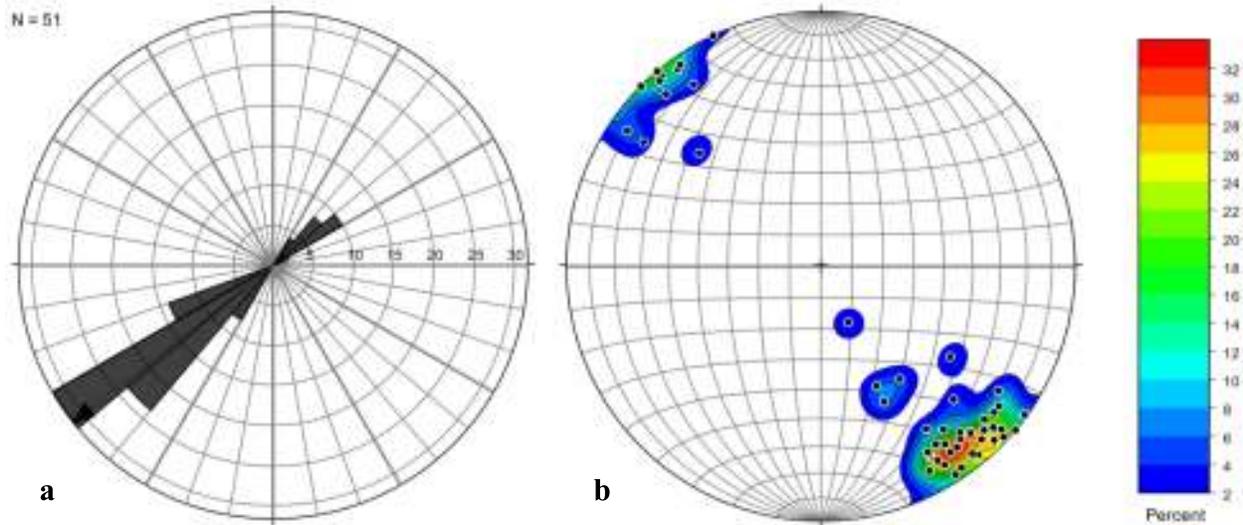


Figura 97. Proyecciones de igual área de la familia 2 (n=51); **a)** Diagrama de rosas y vector promedio de la familia RL2; **b)** polos y contornos de polos de la familia 2.

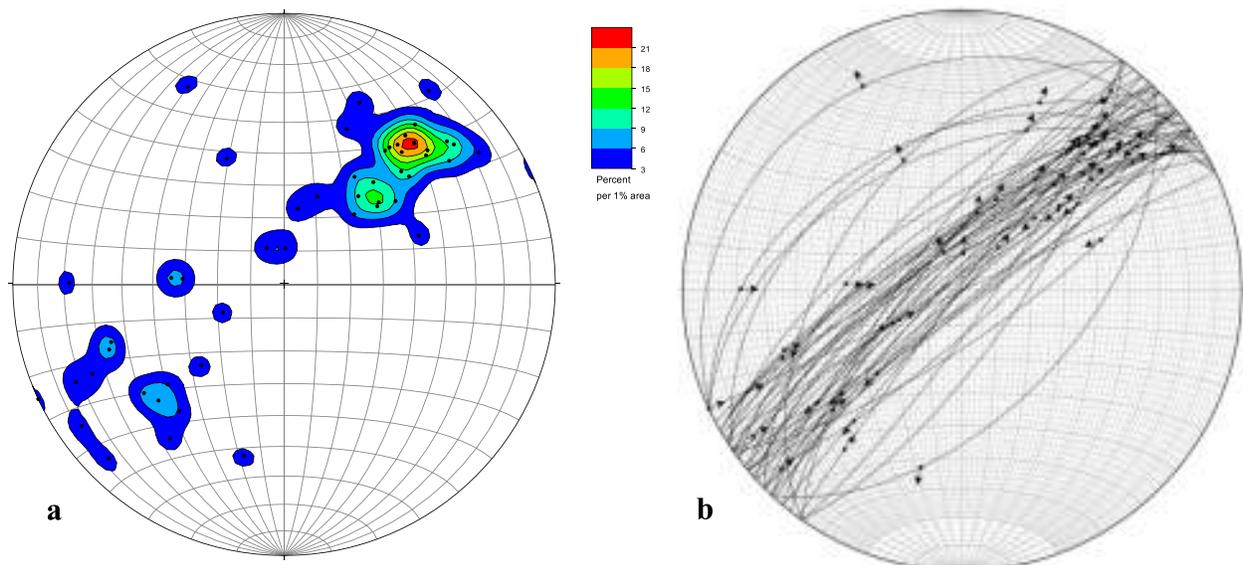


Figura 98. Análisis dinámico de la familia de fallas laterales o familia 2 (n=51); **a)** estrías de falla y contorno de estrías de RL2; **b)** planos de falla de la familia 3 con sus respectivas estrías; las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo.

Familia 3: N3

Corresponde a la familia más densa y reciente del área de estudio. N3 está constituida por un sistema conjugado de 132 fallas, que cortan y rotan todas las estructuras preexistentes. Las fallas contenidas en N3 son de naturaleza normal y se caracterizan por poseer rumbos orientados entre 320 - 035° de comportamiento general N-S con buzamientos abruptos hacia el E y W, indicando el carácter conjugado de este fallamiento (Figura 99). El vector promedio calculado para una población de 132 fallas de N3 posee un *trend* de 356°. Mediante el análisis de densidad de

frecuencia, se identificó que esta gran familia de fallas N3 se subdivide en 3 subfamilias, delimitadas así: 315° - 345° y sus conjugadas 135°-160°; 345° - 360° y sus conjugadas 160°-180°; 0° - 035° y sus conjugadas 180° - 205°.

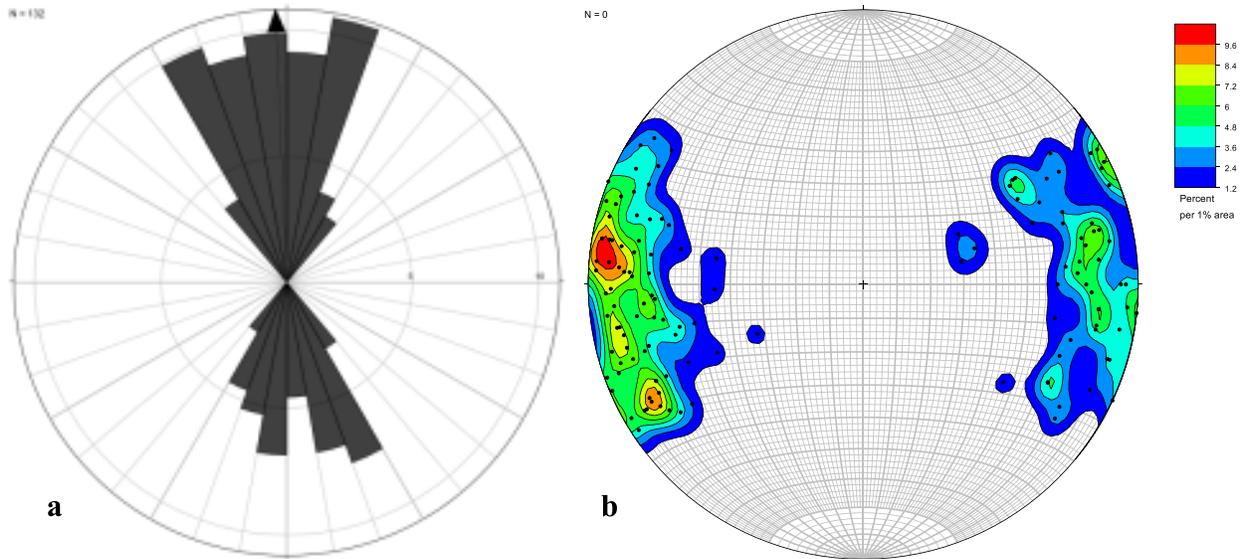


Figura 99. Análisis dinámico del sistema conjugado de fallas de la familia 3 (n=132); **a)** estrías de falla y contorno de estrías; **b)** planos de falla de la familia 3 con sus respectivas estrías; las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo.

En el análisis dinámico se evidencia que las estrías de falla permanecen subparalelas al buzamiento, o indican movimientos oblicuos relativamente cercanos al mismo (Figura 100). Es usual encontrar diques lamprófidos emplazados sobre fallas normales de RL2 y N3, alcanzando espesores de hasta 5 m. De observaciones en campo aunado al análisis estructural, se demuestra que esta familia de fallas afecta de forma considerable la estabilidad del talud sur en el tajo principal; y que, en la intersección con los planos de foliación, se generan estructuras en cuña con vectores de deslizamiento al N (Capítulo VIII).

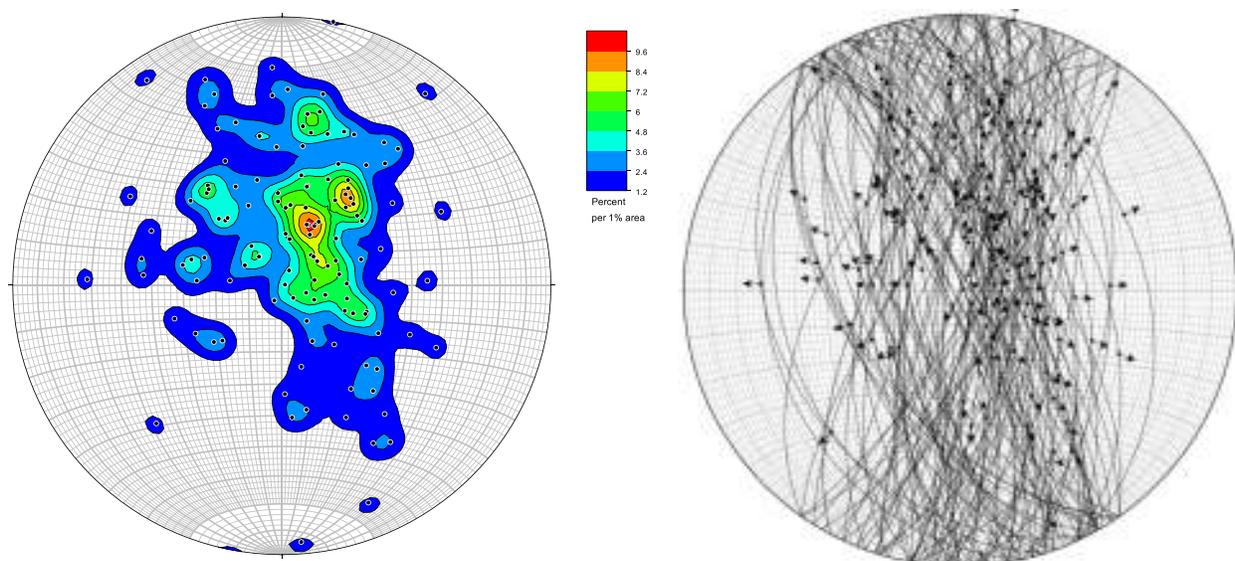


Figura 100. Análisis dinámico de la familia 3 (n=132); **a)** estrías de falla y contorno de estrías de N3; **b)** planos de falla de la familia 3 con sus respectivas estrías; las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo.

ANÁLISIS CINEMÁTICO

Los elementos considerados para el análisis cinemático son: **a)** actitud del plano de falla usando la regla de la mano derecha (*Acimut y buzamiento - RHR*); **b)** rake de los indicadores cinemáticos contenidos en los planos de falla (ángulo entre el rumbo y el elemento lineal, medido desde el rumbo); o en su lugar, *pitch* y *plunge* definidos como la dirección e inclinación de una línea contenida en el plano de análisis; **c)** otros indicadores de sentido de movimiento como deslizamiento de horizontes marcadores, tectoglifos, fracturas Riedel, pliegues de arrastre o grietas de tensión.

Una población de foliación o de fallas guarda la naturaleza cinemática del evento de deformación que les dio origen, esto reflejado en los ejes de extensión y acortamiento; por lo que es posible caracterizar el campo de esfuerzos de dicha población de foliación o de fallas. Una población de estructuras, por ejemplo, una familia de fallas es cinemáticamente compatible con otra si el contorno promedio de uno de los ejes cinemáticos ya sea de extensión o de acortamiento, coincide en ambas familias. Así mismo, dos familias de fallas cinemáticamente compatibles, permite establecer, pero no obliga, que ambas familias pudieran haberse formado simultáneamente por un mismo campo de esfuerzos. Otras evidencias, como relaciones de corte consistentes, permiten separar temporalmente dos familias que sean cinemáticamente compatibles.

El análisis cinemático presentado a continuación se realizó calculando los algoritmos estadísticos ejes de extensión y acortamiento (*P&T axes*) seguido del cálculo del campo de

esfuerzos cinemáticos (*Kinematic tensors: Linked Bringham Analysis*) del software FaultKin - de uso libre con fines académicos (Allmendinger *et al.*, 2012).

Análisis cinemático de la foliación milonítica

Cinemática de la foliación milonítica del Litodema San Francisco S2_{Ls}

La foliación milonítica del Litodema San Francisco con acimut promedio de 285°, presenta una la lineación dúctil promedio con *trend* N46°E. Los ejes y contornos cinemáticos de S2_{Ls} (Figura 101) indican una distribución de los ejes de acortamiento con dirección NE-SW cerca de la horizontal, paralelamente al esfuerzo principal mayor con $\sigma_1=38^\circ, 4^\circ$ ($\sigma = \textit{trend, plunge}$); con σ_3 vertical $\sigma_3=175^\circ, 84^\circ$; mientras que σ_2 se observa sub-paralela a los planos de foliación: $\sigma_2=307^\circ, 4^\circ$.

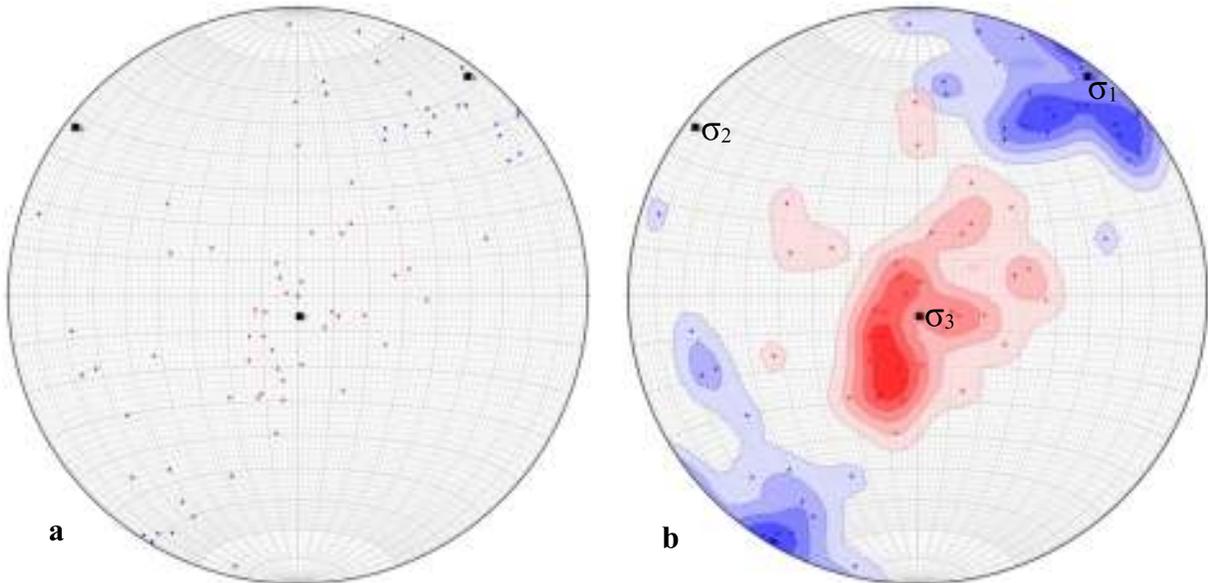


Figura 101. Cálculo del campo de esfuerzos del Litodema San Francisco (n=38); **a)** ejes de extensión (rojo) – acortamiento (azul); **b)** diagrama de contornos extensión (rojo) – acortamiento (azul); σ_1 = esfuerzo de mayor magnitud, σ_3 = esfuerzo de menor magnitud.

Cinemática de la foliación milonítica del Grupo Coyotillo

El Grupo Coyotillo con acimut y buzamiento promedio de 286°, 59° buzando al N posee dos datos de lineación milonítica de dirección N53°E e inclinación 46°, indicando una configuración para el campo de esfuerzos así ($\sigma = \textit{trend, plunge}$): $\sigma_1=24^\circ, 15^\circ$; $\sigma_2= 288^\circ, 25^\circ$ y $\sigma_3= 143^\circ, 61^\circ$ (Figura 102). Esta distribución indica que los ejes de acortamiento de la foliación milonítica del Grupo Coyotillo son cinemáticamente compatibles con la del Litodema San Francisco.

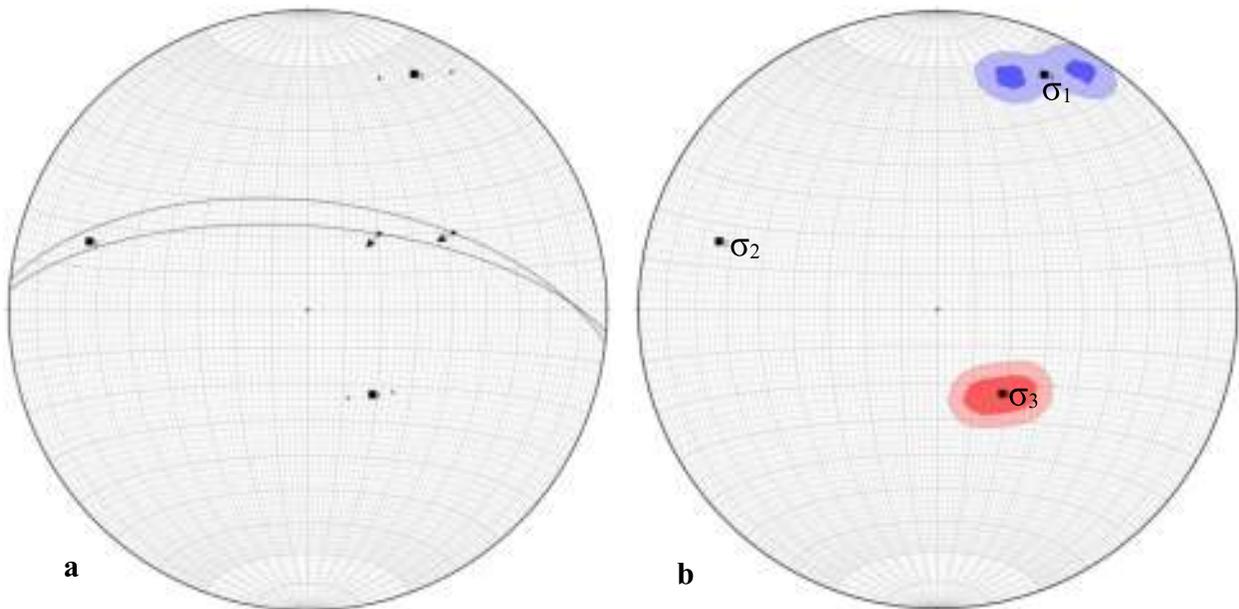


Figura 102. Cálculo del campo de esfuerzos del Grupo Coyotillo (n=2); **a)** ejes de extensión (rojo) – acortamiento (azul); **b)** diagrama de contornos extensión (rojo) – acortamiento (azul); σ_1 = esfuerzo de mayor magnitud, σ_3 = esfuerzo de menor magnitud.

Cinemática de la foliación milonítica de la Metariolita Gauna

La foliación de la metariolita Gauna posee un acimut y buzamiento promedio de 291° , 25° buzando al NE, con una lineación milonítica de dirección 95° e inclinación 19° , estableciendo una configuración para el campo de esfuerzos de la siguiente manera ($\sigma = \text{trend, plunge}$): $\sigma_1 = 14^\circ, 72^\circ$; $\sigma_2 = 116^\circ, 4^\circ$ y $\sigma_3 = 207^\circ, 17^\circ$ (Figura 102).

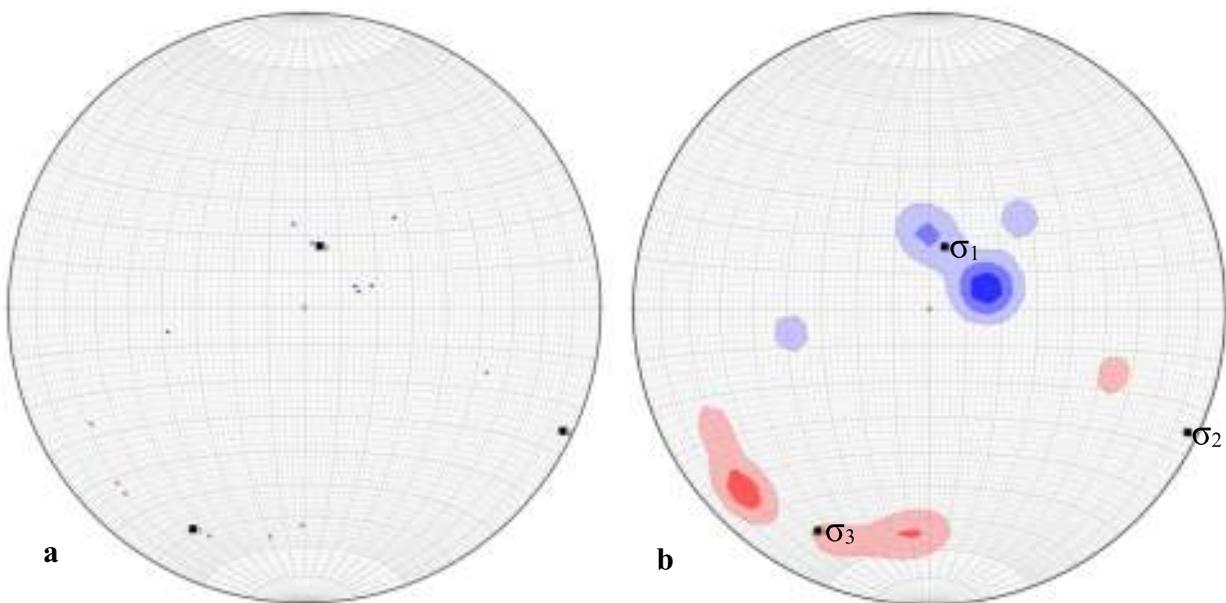


Figura 103. Cálculo del campo de esfuerzos de la metariolita Gauna (n=7); **a)** ejes de extensión (rojo) – acortamiento (azul); **b)** diagrama de contornos extensión (rojo) – acortamiento (azul).

Análisis cinemático del fallamiento

Existen cuatro aproximaciones para explicar la relación entre poblaciones de fallas y sistemas de esfuerzos o deformación: 1) modelo de fallas conjugadas de Anderson; 2) modelos geométrico-cinemáticos, basados en relaciones simples de compatibilidad entre fallas de orientaciones aleatorias y ejes de esfuerzo o deformación; 3) modelos dinámicos, basados en la ecuación de Bott; y 4) modelo de Reches, que define la geometría óptima de la fracturación suponiendo que ésta se produce bajo unas condiciones límite determinadas por los ejes de deformación (Casas-Sainz *et al.*, 1990). El presente análisis combina los modelos de fallas conjugadas de Anderson y los modelos geométrico-cinemáticos, basados en relaciones simples de compatibilidad entre fallas con orientaciones aleatorias y ejes de esfuerzo aleatorios.

En el análisis cinemático de la población de fallas (n=353) se aprecia una extensión general con los ejes de extensión orientados cerca del círculo primitivo, y una concentración de los ejes de acortamiento hacia el centro del estereograma. El cálculo del tensor de esfuerzos para el total de la población de fallas es: $\sigma_1=226^\circ, 84^\circ$ (vertical), $\sigma_2= 334^\circ, 2^\circ$ y $\sigma_3= 64^\circ, 6^\circ$ (sub-horizontales). Esta disposición indica que la población total de fallas fue generada por esfuerzos extensionales (Rowlands *et al.*, 2002). Aunque esta distribución espacial pudiera indicar que las familias de fallas son cinemáticamente compatibles, algunos de los ejes de extensión se traslapan sobre los ejes de acortamiento, como se puede visualizar en el contorno de extensión hacia el E sobrepuesta al contorno de acortamiento (Figura 104). Por relaciones de corte y resultados del análisis dinámico-cinemático se tomó la decisión de estudiar las familias de fallas por separado.

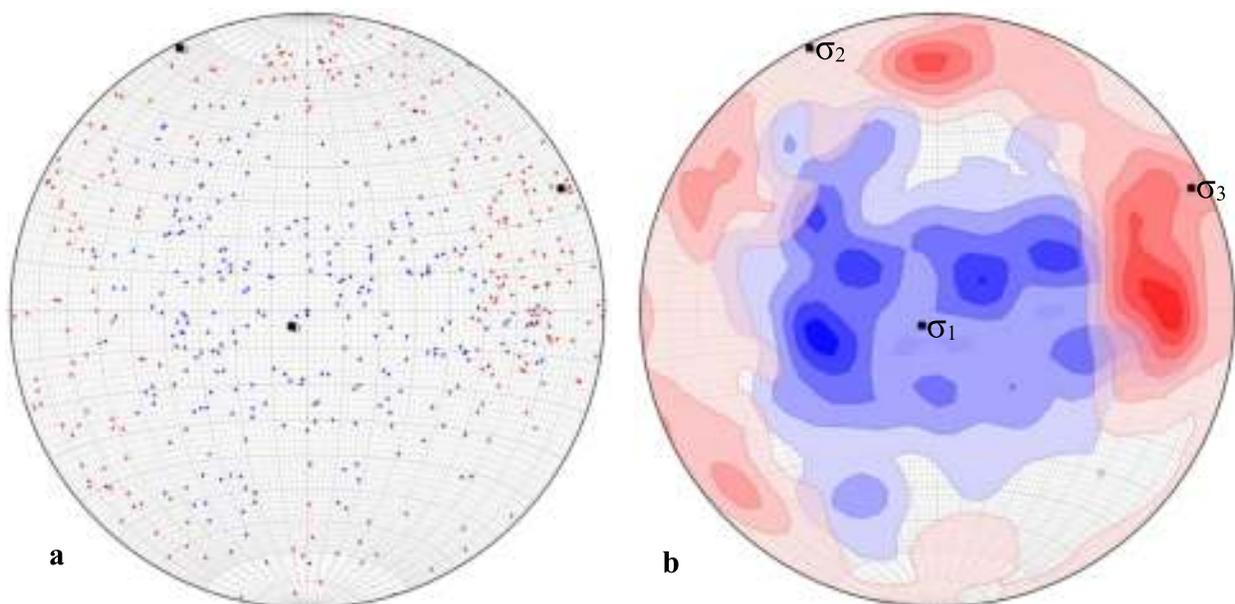


Figura 104. Análisis de la población de fallas (n=353) en el depósito San Francisco; **a)** Ejes de extensión (rojo) y acortamiento (azul); **b)** Diagrama de contornos de los ejes de extensión/acortamiento.

Cinemática de la familia 1

Los ejes cinemáticos calculados para 83 fallas de la familia 1 de orientación NW-SE y E-W, determinan una extensión NE-SW y NNE-SSW como se puede apreciar en la distribución de contornos cinemáticos, con ejes de acortamiento dispuestos alrededor del centro del diagrama (Figura 105) indicando la siguiente configuración de esfuerzos principales (*trend, plunge*): $\sigma_1=195^\circ, 87^\circ$ (actúa verticalmente); $\sigma_2=302^\circ, 1^\circ$ y $\sigma_3=32^\circ, 3^\circ$.

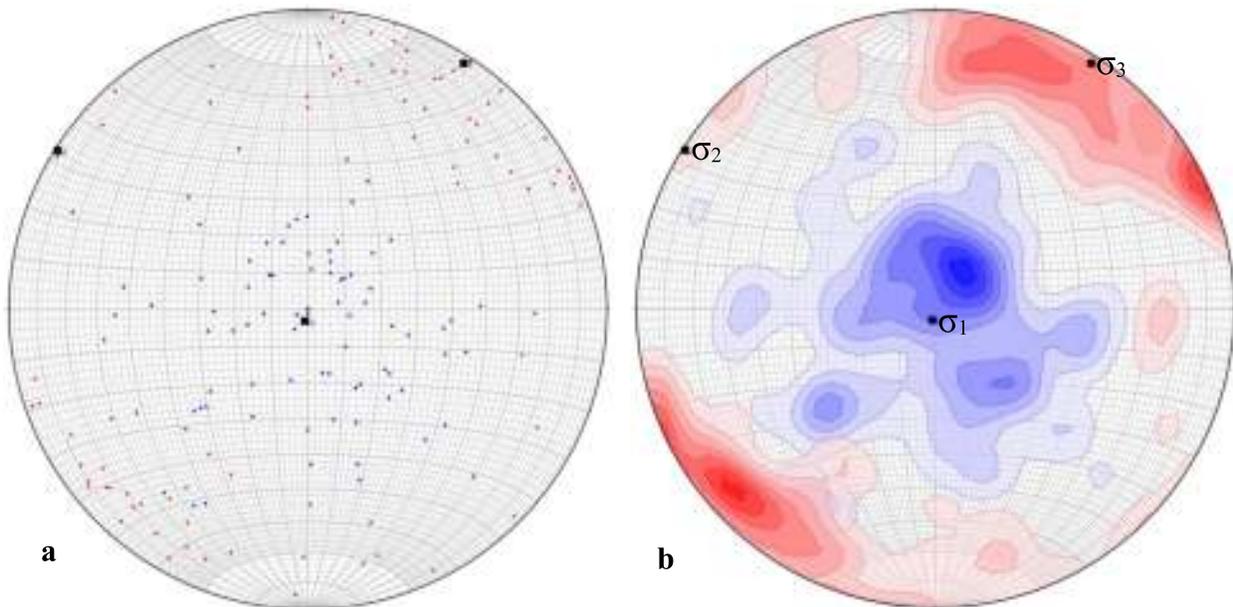


Figura 105. Cálculo del tensor de esfuerzos principales de la familia 1 (n=83); **a)** Ejes de extensión (rojo) y acortamiento (azul); **b)** contornos de extensión (rojo) y acortamiento (azul).

Cinemática de la familia 2

Los ejes cinemáticos calculados para 51 fallas de la familia 2 con acimut promedio de 50° , configuran el campo de esfuerzos de la siguiente manera ($\sigma = trend, plunge$): $\sigma_1=94^\circ, 21^\circ$ (sub-horizontal); $\sigma_2=262^\circ, 69^\circ$ y $\sigma_3= 2^\circ, 4^\circ$ (Figura 106). Esta distribución indica una extensión N-S y es cinemáticamente compatible con las familias de fallas N1, ya que sus ejes de extensión coinciden parcialmente, sin embargo, los ejes y contornos de extensión al E de esta familia se traslapan con los de la familia 3, siendo también cinemáticamente compatible con ésta última.

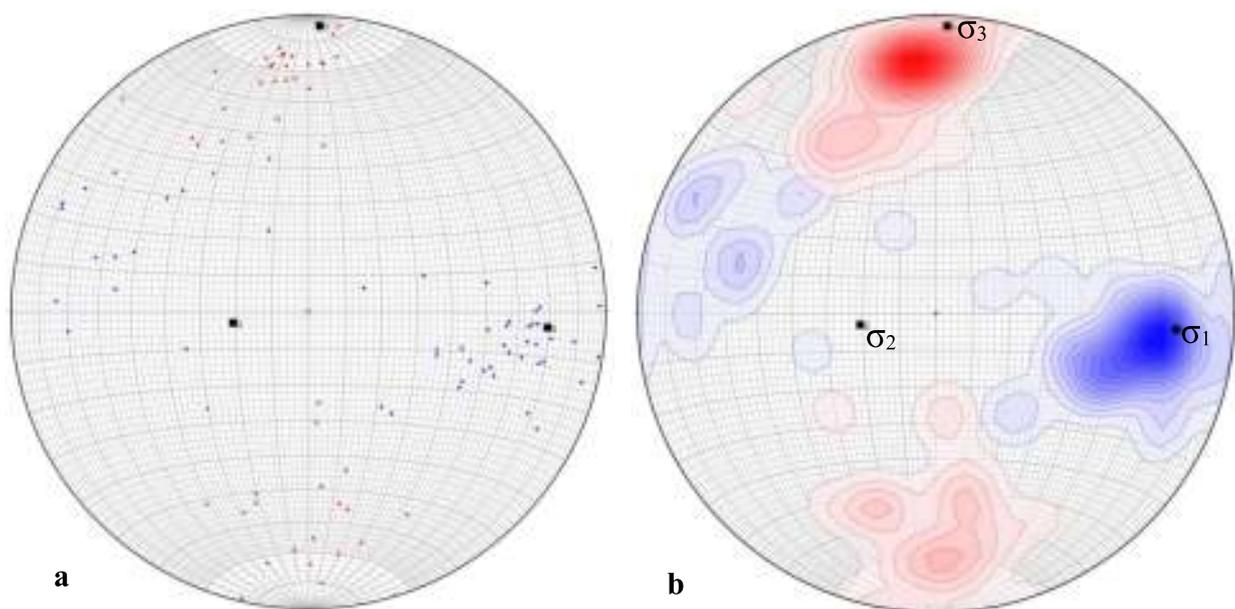


Figura 106. Cálculo del tensor de esfuerzos principales de la familia 3 (n=51); **a)** Ejes de extensión (rojo) y acortamiento (azul); **b)** contornos de extensión y acortamiento.

Cinemática de la familia 3

Los ejes cinemáticos calculados para 132 fallas de comportamiento conjugado, correspondiente a la familia 3, conformada por 3 subfamilias de acimut promedio N-S buzantes al E y al W, determinan el siguiente campo de esfuerzos ($\sigma = trend, plunge$): $\sigma_1=287^\circ, 79^\circ$ (subvertical); $\sigma_2=183^\circ, 3^\circ$ y $\sigma_3=93^\circ, 11^\circ$ (Figura 107). Esta distribución indica una extensión general E-W. N3 es cinemáticamente compatible con las familias 1 y 2 puesto a que sus ejes de acortamiento coinciden espacialmente; N3 es cinemáticamente compatible con la familia de fallas 2, ya que sus ejes de extensión concuerdan (Rowlands *et al.*, 2002).

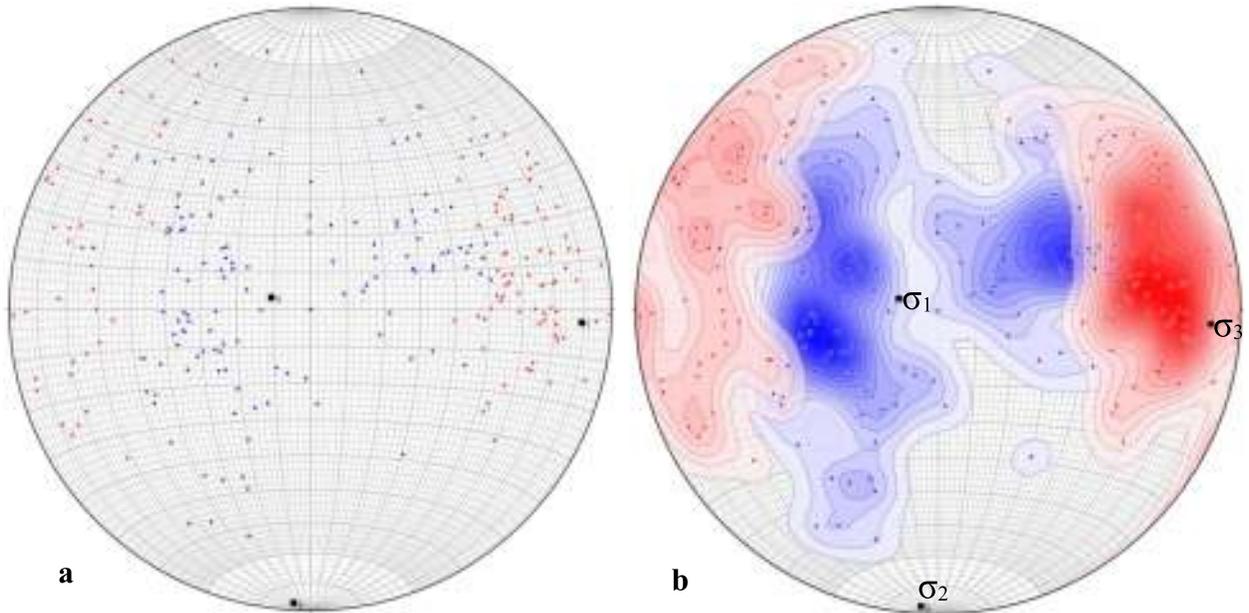


Figura 107. Cálculo del tensor de esfuerzos principales de la familia 4 (n=132); **a)** Ejes de extensión (rojo) y acortamiento (azul); **b)** contornos de extensión y acortamiento.

VIII. ANÁLISIS NUMÉRICO DEL TALUD SUR

GENERALIDADES Y DEFINICIONES

Las estructuras geológicas tienen un impacto directo en la estabilidad de taludes y en este caso, en excavaciones a cielo abierto. Para el diseño de un talud, no sólo es necesario determinar la resistencia de la roca intacta sino también la resistencia al corte de las estructuras, su frecuencia y su condición geométrica. El mecanismo de falla del talud también dependerá de la escala de afectación y por ende de la escala de análisis. Para una escala menor, por ejemplo, un talud a nivel banco con alturas máximas de 20 m o 30 m, es suficiente definir la estabilidad mediante un análisis cinemático y un cálculo del factor de seguridad por un método determinístico tradicional. En este tipo de análisis se consideran los siguientes modos de falla:

- Deslizamiento simple sobre un plano
- Deslizamiento por cuña
- Volteo de bloques

Para escalas mayores donde el tamaño de los bloques es pequeño con respecto a la altura del talud como es el caso de un talud inter-rampa o en taludes excavados en roca alterada o meteorizada, se asume que el comportamiento de la masa rocosa es homogéneo e isotrópico y el mecanismo de falla esperado es circular, como el observado en suelos. En taludes de gran altura como es el caso del talud general o inter-rampa bajo ciertas condiciones (Figura 108), el mecanismo de falla es complejo (Hoek *et al.*, 2000), ya que involucra el deslizamiento sobre estructuras geológicas mayores, la interconexión de estructuras geológicas menores y la falla de la roca intacta. Por lo tanto, los métodos tradicionales de evaluación para estabilidad de taludes resultan ser inadecuados dada sus limitaciones para recrear las condiciones reales de falla, por lo que se recurre a los métodos numéricos.

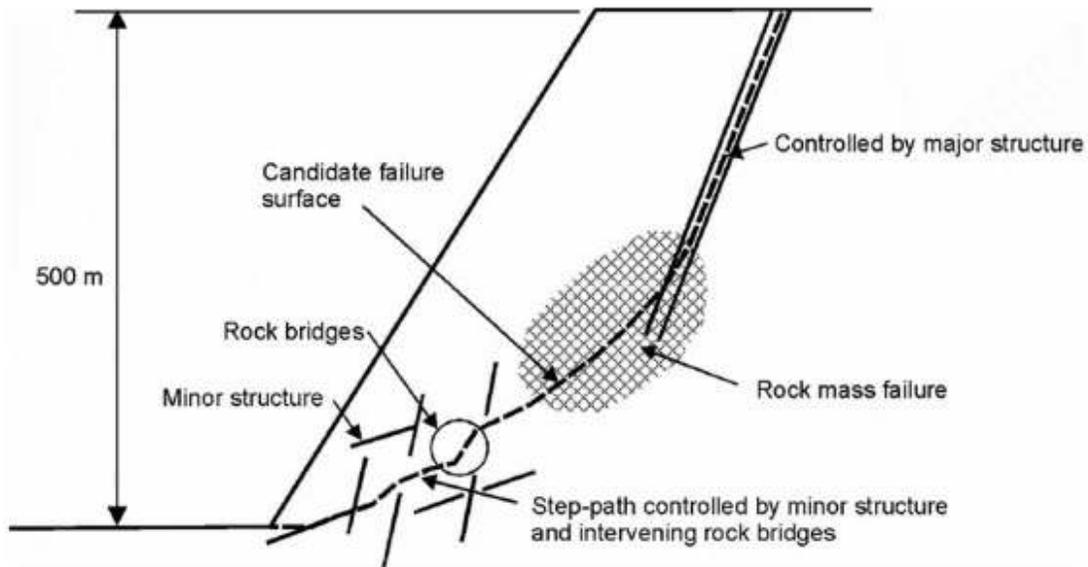


Figura 108. Mecanismo de falla compleja para un talud minero de gran escala. **Fuente:** (Hoek *et al*, 2000).



Figura 109. Formación de cuñas en el talud sur.

La alta densidad de fallas por unidad de área en el tajo San Francisco provoca la intersección entre sistemas conjugados de fallas y planos de foliación, desarrollando mecanismos de falla de

tipo cuña, cuyas líneas de intersección se presentan a favor de la pendiente del talud sur, lo que implica una constante inestabilidad en este talud (Figura 109). El objetivo del presente capítulo es entender el mecanismo complejo de debilitamiento y falla del talud sur, debido a la presencia de estructuras mayores y menores en el tajo San Francisco.

Geometría del talud

Las características geométricas del talud dependen de la altura de los bancos, inter-rampa y talud general, lo que configura distintos ángulos de talud (Figura 110). El tajo San Francisco posee el siguiente diseño:

Diseño del talud nivel banco

La geometría de los bancos en el tajo San Francisco poseen 6 m de altura.

Diseño del talud nivel inter-rampa

Un talud inter-rampa está constituido por un conjunto de 4 bancos, en su segmento más corto y de 10 bancos en su segmento más largo.

Diseño del talud general

Representa el talud final, desde el fondo del tajo hasta la máxima elevación del tajo y está dividido por tres taludes inter-rampa. El fondo del tajo tiene una altura de 452 m.s.n.m y la elevación del talud final es de 740 m.s.n.m, el relieve relativo del tajo es 288 metros.

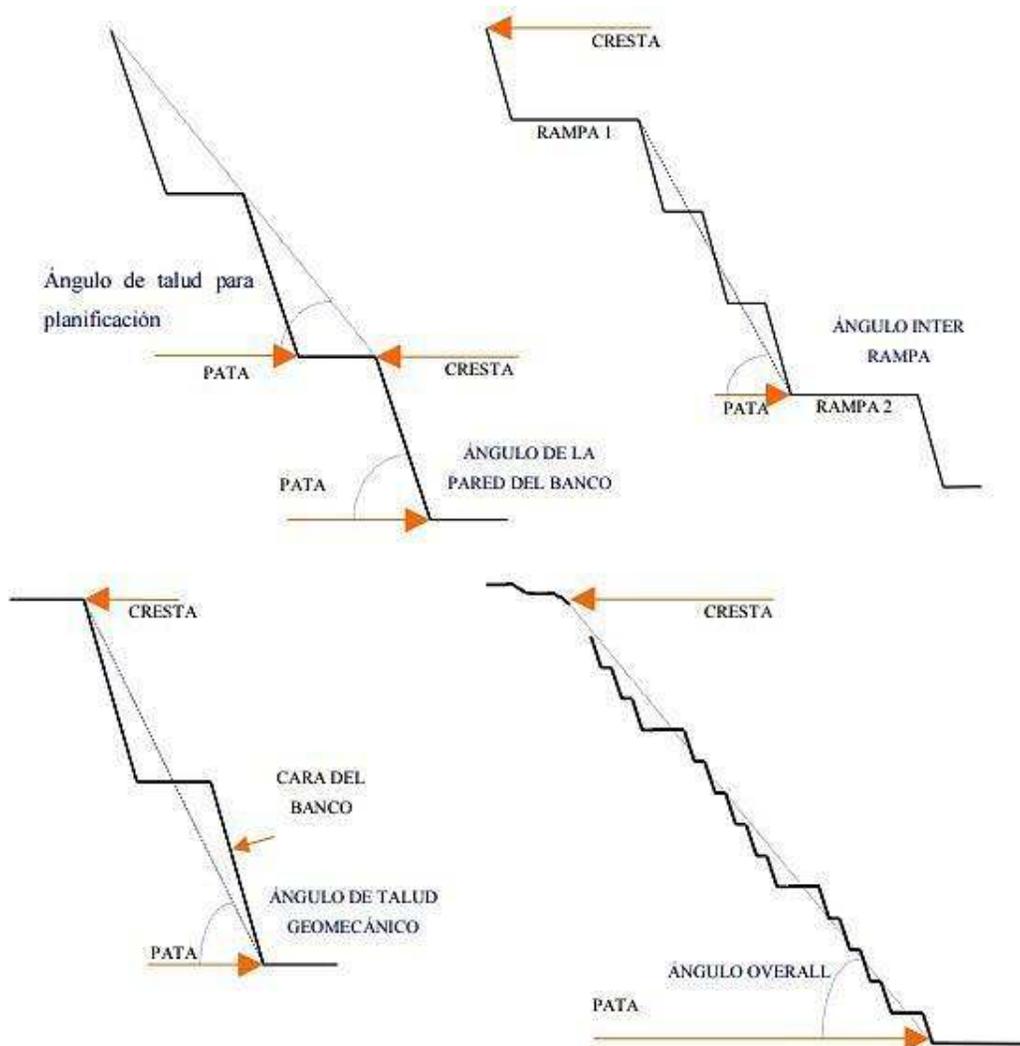


Figura 110. Esquema de definición de ángulos según el talud de análisis. **Fuente:** Diseño de Minas a cielo abierto, Universidad de Chile.

PROPIEDADES GEOTECNICAS

Pruebas de laboratorio de mecánica de rocas

En un estudio previo realizado por Call & Nicholas Inc. (Hernandez y Cicchini, 2012), se definieron sectores geotécnicos y los parámetros de diseño del talud final de Tajo San Francisco.

El laboratorio CNI (Call & Nicholas, Inc.) realizaron pruebas convencionales de resistencia sobre tres tipos de roca, provenientes de barrenos geotécnicos orientados en el tajo. Los ensayos realizados se describen a continuación y los resultados están simplificados en la tabla 5.

- Ensayo de compresión uniaxial y determinación de la densidad
- Ensayo de compresión triaxial
- Ensayo de tracción indirecta o Ensayo Brasileño

- Módulo de Young y Coeficiente de Poisson
- Ensayo de corte directo

De este reporte se obtuvieron los parámetros de resistencia y deformabilidad para la roca intacta usada en los análisis del presente estudio (**Tabla 5**).

Los valores de resistencia a la compresión uniaxial (σ_c) mostrados en la tabla, corresponden a rocas resistentes de grado D-4 según la clasificación del ISRM de 1978. Por otro lado, los valores de resistencia a la tensión indirecta (σ_t) son valores altos dentro de los rangos típicos para las rocas mostradas en la tabla.

Roca	ρ (Kg/m³)	σ_c (MPa)	σ_t (MPa)	ϕ (°)	C (MPa)	Ei (GPa)	ν
Gneis ácido	2706	79.3	16.7	35	15.27	84.98	0.22
Gneis básico	2724	82.4	14.5	38	14.50	—	
Gabro	2730	87.4	12.8	41	13.75	81.63	0.32

Tabla 5. Parámetros mecánicos para la roca intacta. **Fuente:** Hernandez y Cicchini, 2012.

Debido a la dificultad de escala, las propiedades mecánicas en un macizo rocoso no se pueden medir directamente, éstas se estiman utilizando métodos empíricos que degradan las propiedades de la roca intacta. Se siguió el procedimiento de reducción de resistencia propuesto por Hoek y Brown (2018), el cual utiliza la clasificación GSI (*Geological Strength Index*) para la estimación de los parámetros mecánicos para macizos rocosos. El cálculo se llevó a cabo por medio del software RocLab versión 1.032 (Rocscience, 2011) y el resultado se resume en la **Tabla 6**. El valor del GSI, que se ingresó en el software, se obtuvo en campo para el talud Sur Sector 1A (Figura 111), donde se presentaron valores que varían de 40 a 65.

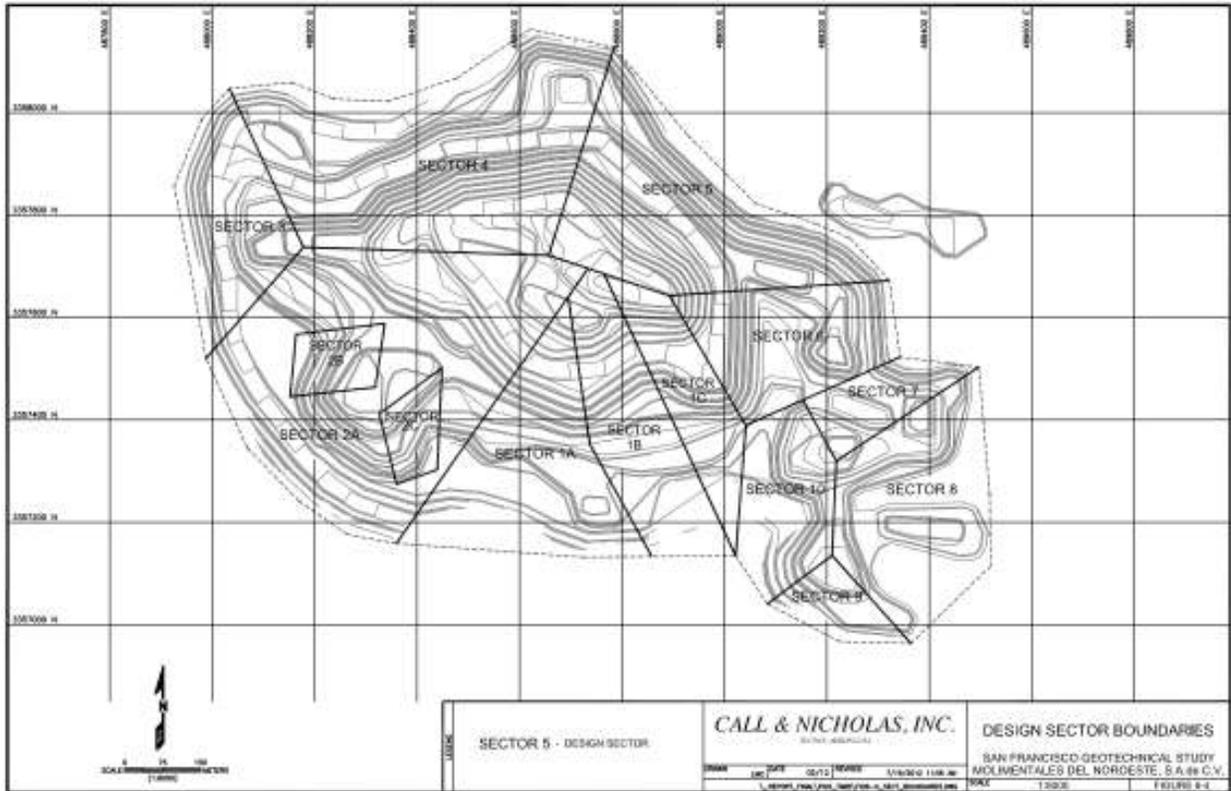


Figura 111. Sectores geotécnicos de diseño. **Fuente:** Hernandez y Cicchini, 2012.

GSI	C (MPa)	ϕ (°)	σ_t (MPa)	E_m (MPa)	C_R (MPa)	ϕ_R (°)	E_{mR} (MPa)
40	0.65	20.5	0.05	3,274	0.43	15.3	2,314
65	1.74	34	0.51	13,415	0.43	15.3	2,314

Tabla 6. Parámetros mecánicos estimados para la masa rocosa.

Pruebas de laboratorio de mecánica de suelos

En el proceso de caracterización geotécnica, las zonas de fallas con apertura superior a 10 cm y relleno de material triturado o molido “*gouge*”, se deben estudiar por separado con el fin de obtener las propiedades geotécnicas de este material. La metodología de las pruebas realizadas en el laboratorio de geotécnica del departamento de suelos de la Universidad de Sonora se detallan en el Anexo II y los resultados de resumen en las figuras Figura 112 y Figura 113.

Cohesión = 71.97 KPa

Ángulo de fricción interna = 31.27°

$S_s = 2.7$

Probeta	ω %	ρ_d kg/cm ³	e	G_{ω} %	Compact. %	σ_{III} KPa	$\sigma_{desv.}$ KPa	σ_I KPa
1	10.89	1670	0.6169	47.6		49.05	334.3	383.3
2	11.11	1746	0.5466	54.9		98.10	492.4	590.5
3	11.76	1725	0.5651	56.2		196.2	653.3	849.5

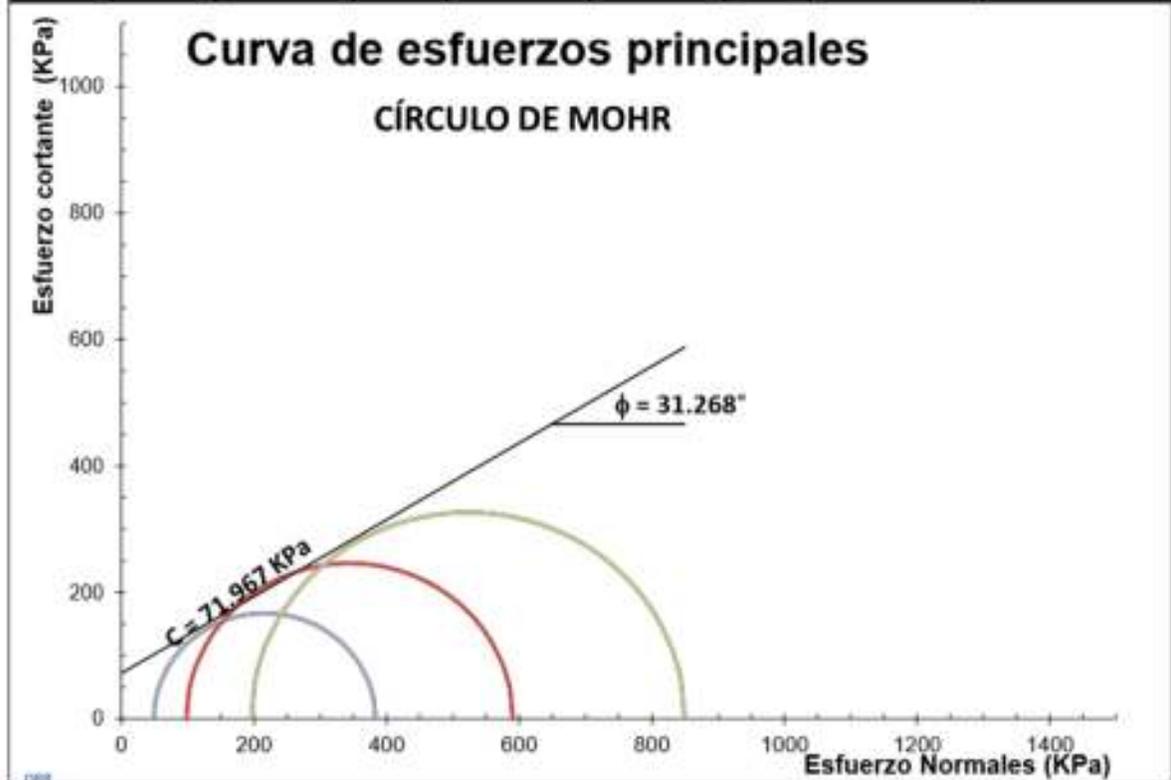


Figura 112. Resultados de prueba triaxial rápida para la obtención de parámetros geotécnicos (C y ϕ) para el material de relleno de falla en condiciones secas.

Cohesión = 30 KPa

Ángulo de fricción interna = 17.38°

S_a = 2.7

Probeta	ω %	ρ _d kg/cm ³	e	G _ω %	Compact. %	σ _{III} KPa	σ _{desv.} KPa	σ _I KPa
1	21.42	1656	0.6306	91.7		49.05	122.1	171.1
2	21.20	1656	0.6308	90.8		98.10	168.7	266.8
3	21.00	1657	0.6296	90.1		196.2	248.2	444.4

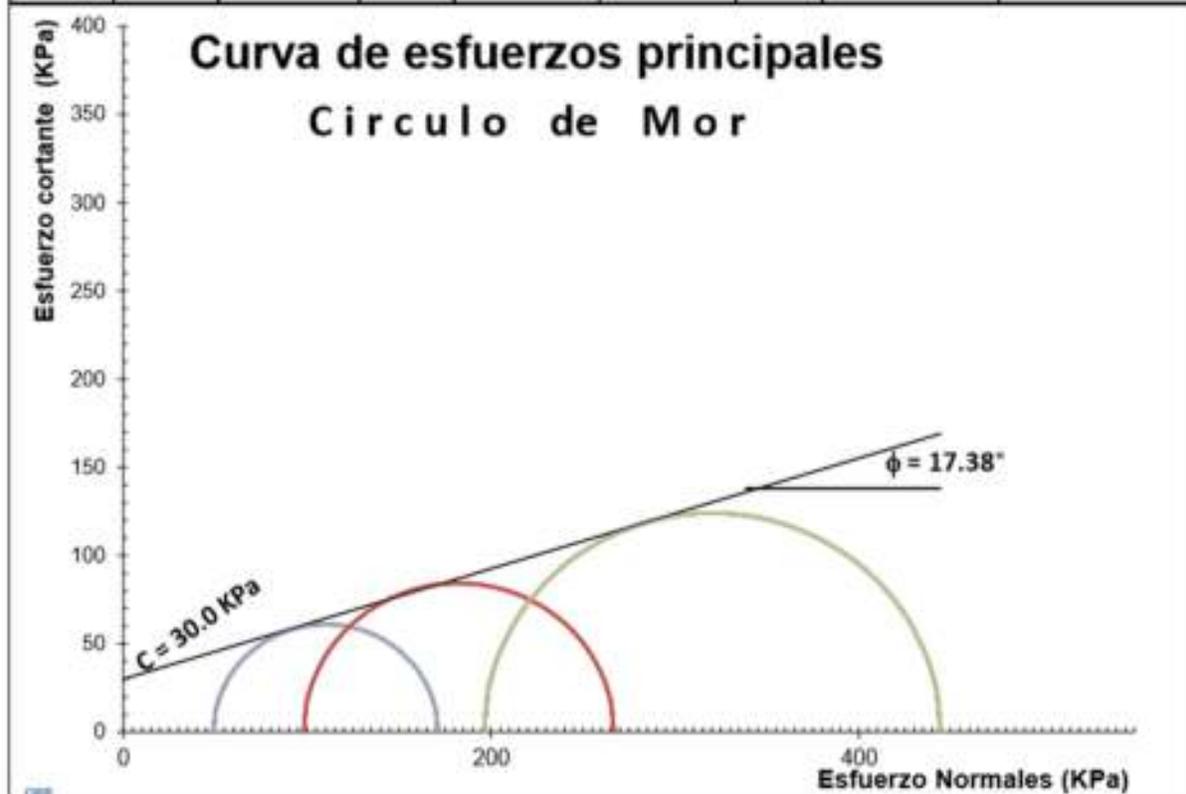


Figura 113. Resultados de prueba triaxial rápida para la obtención de parámetros geotécnicos (C y ϕ) para el material de relleno de falla en condiciones saturadas.

ANÁLISIS NUMÉRICO

Para el análisis numérico se consideraron dos métodos de análisis diferentes: 1) elementos finitos con el software RS3 (Rocscience, 2019); 2) elementos discretos con el software 3DEC (ITASCA, 2010). El sector de análisis 1A se encuentra afectado por dos estructuras mayores o fallas de dinámica normal, las cuales controlan la inestabilidad. Del análisis estructural se obtuvo que los vectores de deslizamiento de las fallas involucradas, pertenecientes a la familia N3, poseen un *plunge* paralelo al buzamiento. Para la asignación de esfuerzos principales se implementaron los resultados obtenidos del análisis estructural (Capítulo VII) con las siguientes características:

$$\sigma_1 = \rho g z \text{ (vertical)}$$

$$\sigma_2 = 0.5 \sigma_1 \text{ (horizontal N-S)}$$

$$\sigma_3 = 0.5 \sigma_1 \text{ (horizontal E-W)}$$

donde:

ρ = densidad de la roca (kg/m^3)

g = gravedad (9.81 m/seg^2)

z = profundidad (m)

Método de elementos discretos

El método de elementos discretos se basa en la teoría de los medios discontinuos, donde las cuñas formadas por las discontinuidades se pueden trasladar y rotar de manera independiente. Las herramientas del software 3DEC permiten que las cuñas se deformen y fallen siguiendo la teoría de los medios continuos, por lo que es clasificado como un método híbrido.

La Figura 114 muestra el modelo generado en 3DEC. La masa rocosa que forma la cuña, indicada en color magenta en el modelo, tiene una calidad menor al resto del talud, indicado en azul. En la cuña, las estructuras menores son las más abundantes y este efecto se ve reflejado en el valor del GSI = 50, mientras que fuera de la cuña se estimó un valor de 65 (Figura 115).

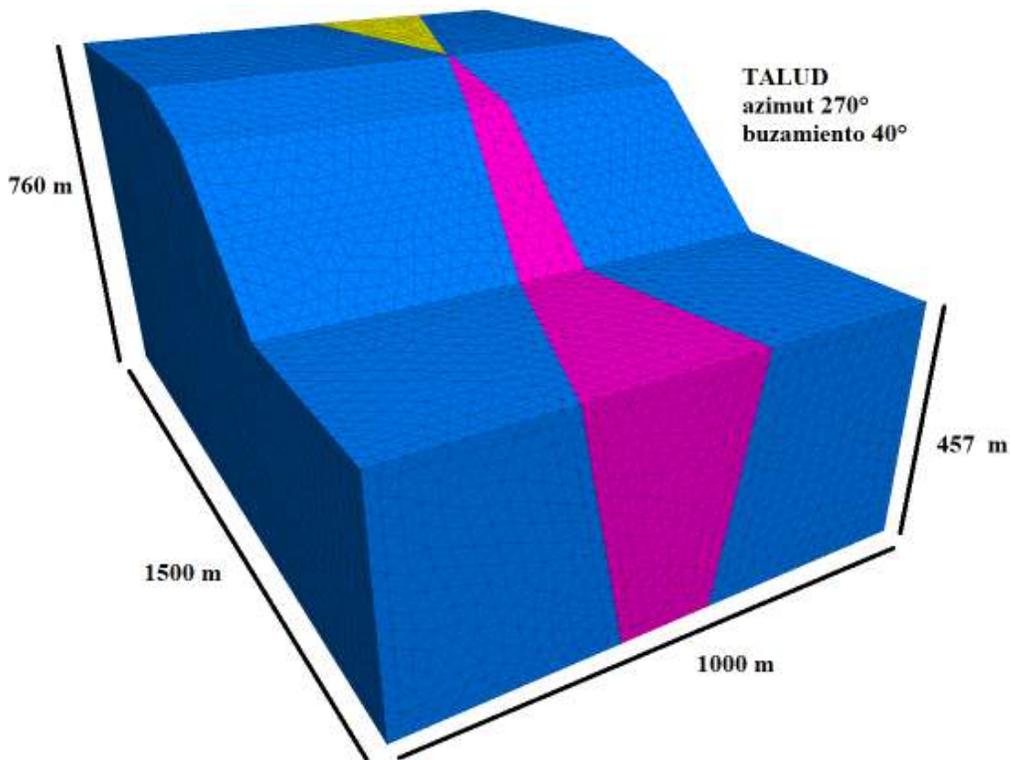


Figura 114. Modelo numérico en 3DEC.

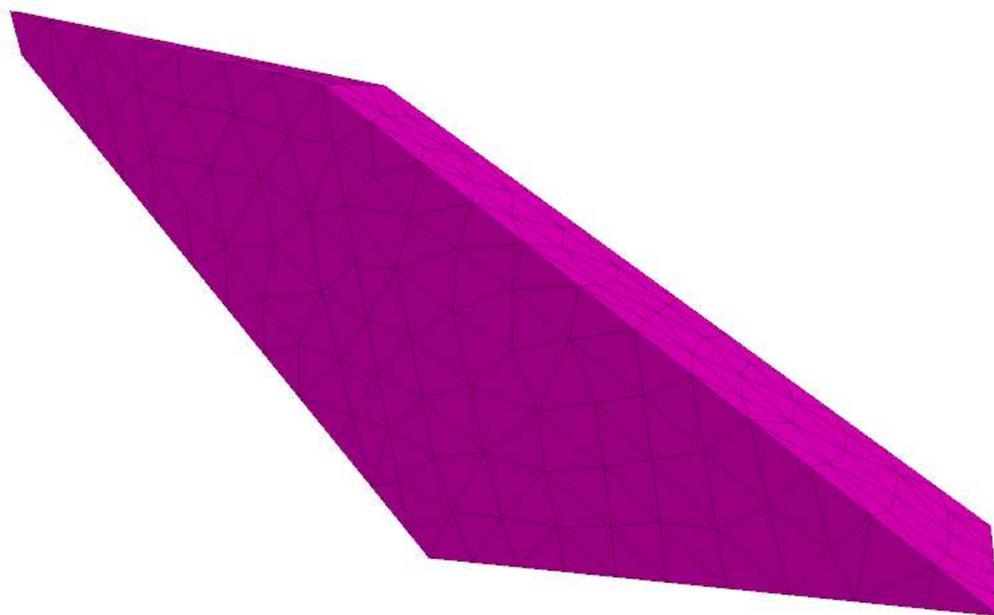


Figura 115. Geometría de la cuña.

Método de elementos finitos

El software RS2 (Rocscience, 2019) es un programa desarrollado para el análisis geotécnico de elementos finitos en dos dimensiones. Este método numérico se basa en la teoría de los medios continuos, de modo que no es posible separar la cuña de la masa rocosa, ni permite abrir la malla de análisis en zonas de falla. La sección de análisis contiene la línea de intersección de las fallas de la familia 3, las cuales generan la cuña y por ende están relacionadas con la inestabilidad del talud sur en el sector 1A (indicada en naranja, Figura 116). Debido a las limitaciones en el análisis de elementos finitos en 2D, es necesario complementarlo con modelación numérica 3D para generar resultados más precisos para esta cuña.

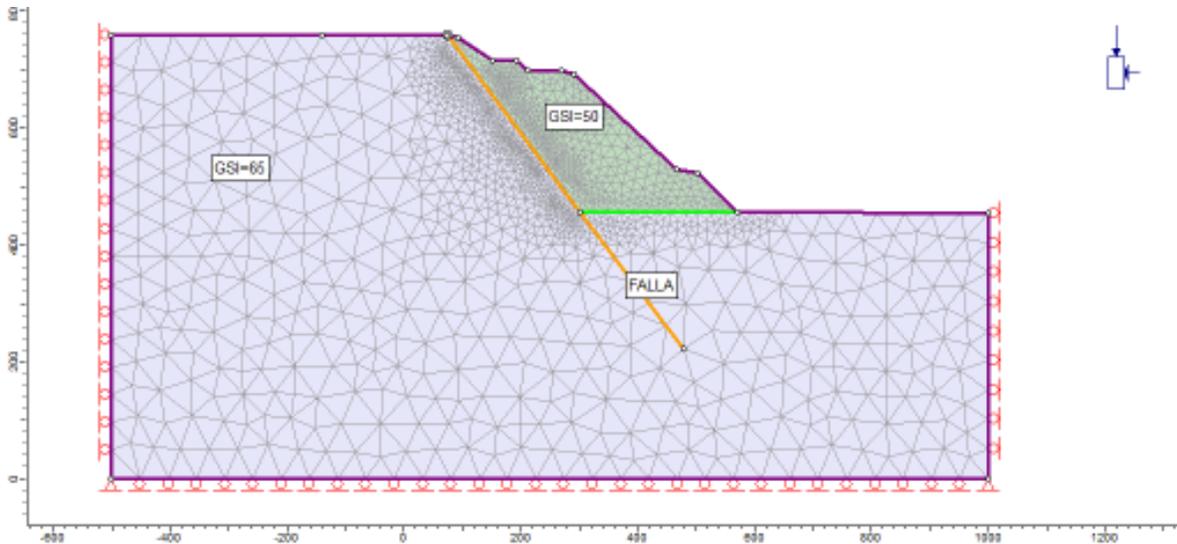


Figura 116. Modelo de elementos finitos en 2D.

Interpretación de la modelación numérica y resultados

En el primer modelo, realizado en 3DEC, se examina el estado de los elementos finitos como se muestra en la Figura 117, donde se puede observar que sólo los elementos dentro de la cuña se encuentran en estado de deformación cortante – *shear state* (color magenta) durante el cálculo. Además, se observa una franja de elementos en la corona del talud (color verde), que en algún momento (pasado) de las iteraciones llegaron a experimentar estado de deformación cortante generando grietas de tensión, sin embargo, en la actualidad se encuentran estables.

El contorno de la velocidad de deformación desviadora ó *Deviatoric Strain Rate* muestra la forma de la superficie de falla en el modelo. La superficie de falla no es plana, sino que forma un arco, el cual alcanza la profundidad de la línea de intersección de las fallas de la familia 3, pero se dispone paralelo a ésta como se observa en la Figura 118. De igual forma, el contorno del desplazamiento total ó *Displacement magnitude* (Figura 119) muestra una superficie de falla similar. El desplazamiento máximo indicado en el modelo es de 10 m en el centro de la cara superior del talud en la cuña.

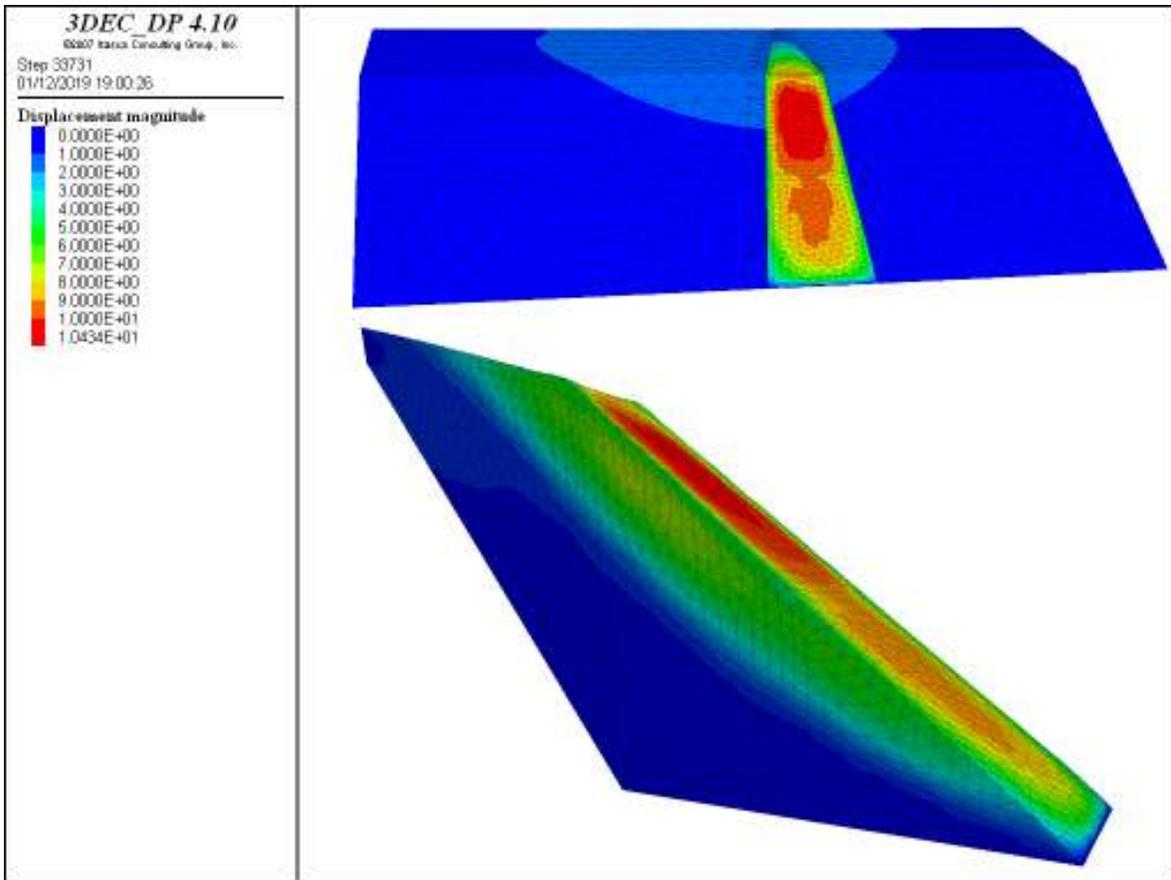


Figura 119. Contorno del desplazamiento total en 3DEC.

El indicador de deformación cortante máxima en el modelo de elementos finitos (Figura 120) muestra una superficie de falla con forma de arco similar al modelo en 3DEC, sin embargo, la superficie del mecanismo de falla coincide espacialmente con la línea de intersección de las fallas de la familia 3 en la parte superior. Otra diferencia encontrada en los modelos se presenta en la Figura 121, donde se indica que el desplazamiento máximo es de 4.2 m en la pata de la cuña.

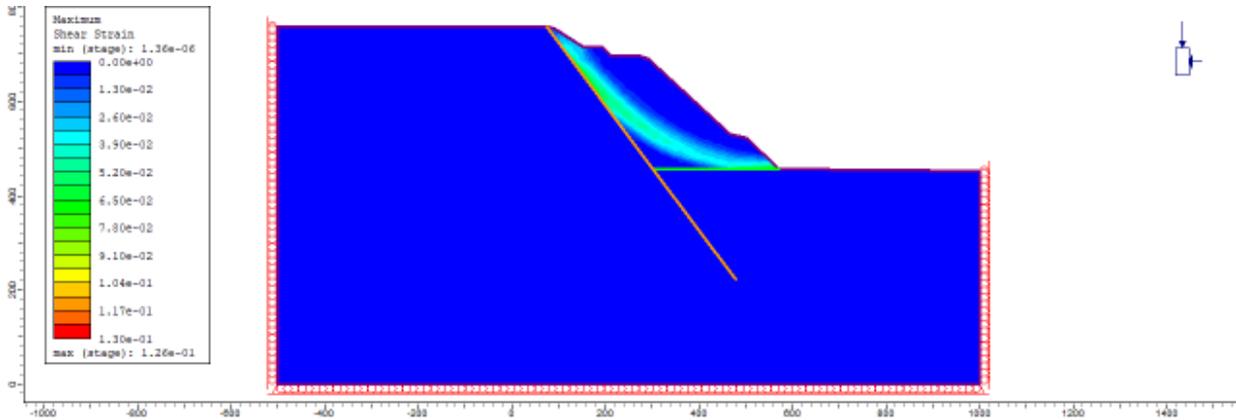


Figura 120. Contorno de la deformación cortante máxima en RS2.

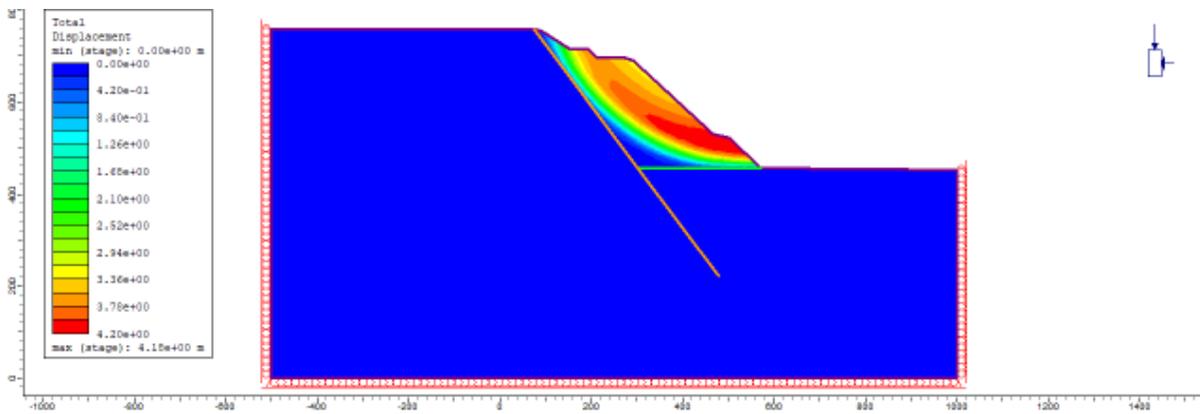


Figura 121. Contorno del desplazamiento total en RS2.

Se generó un modelo adicional en 3DEC sin estructuras mayores (Figura 122) con la finalidad de comparar su impacto en la estabilidad. En la figura se presenta el desplazamiento total en el talud, el cual muestra condición general de estabilidad sin estados de deformación cortante en el material de la cuña.

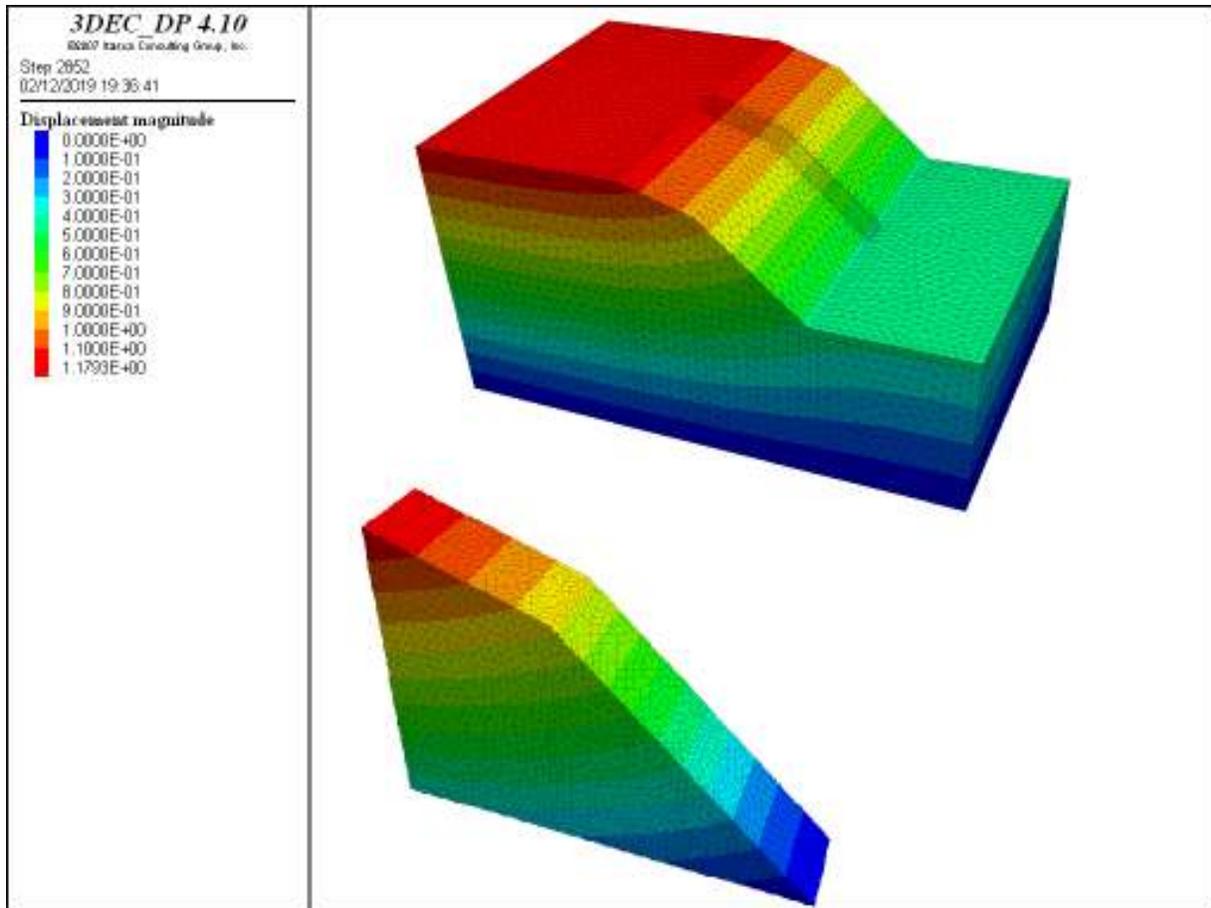


Figura 122. Contorno de desplazamiento en el talud sin la presencia de estructuras mayores.

IX. DISCUSIÓN

GEOCRONOLOGÍA

La edad de 1737 ± 6 Ma obtenida de la muestra SF-72 proveniente de un gneis cuarzo-feldespático del Litodema San Francisco muestreada en el tajo, representa la edad más antigua de las rocas del depósito, por lo que se correlacionan con las rocas metamórficas orogénicas del Complejo Metamórfico Bámori (Longoria *et al.*, 1978; Anderson y Silver, 1981; 2005) y por ende con las provincias paleoproterozoicas del SW de Laurencia asociadas a la orogenia Yavapai (Whitmeyer y Karlstrom, 2007; Arvizu *et al.*, 2009; Iriondo y Premo, 2003; 2011). Estas rocas experimentaron un proceso de deformación regional durante la Orogenia Yavapai (1.71-1.68 Ga; Whitmeyer y Karlstrom, 2007) que se interpreta que ocurrió durante la colisión de la provincia contra los bloques Arqueanos de Norteamérica, como la provincia Mojave y la provincia Wyoming.

La edad obtenida para la muestra SF65 correspondiente al leucogranito que ocurre como sills boudinados siguiendo la foliación milonítica del Litodema San Francisco, no es concluyente debido a la variación de edades obtenidas. Esta variación se preveía a partir del análisis de las fotografías de catodoluminiscencia, que mostraban una estructura punteada sin las bandas de crecimiento típicas de los zircones normales. La edad de 1732 ± 6 Ma obtenida de 50 puntos de análisis en zircones mediante el algoritmo Tuffzirc en dicha muestra, es indistinguible en el error de la edad obtenida de los gneises cuarzofeldespáticos del Litodema San Francisco por lo que se puede interpretar que el leucogranito se formó por la fusión parcial del basamento paleoproterozoico. Desafortunadamente, dada la poca cantidad de zircones extraídos de la muestra, no pudo definirse un grupo con edades más jóvenes, sino lo que parece una evolución de pérdida de plomo progresiva. Este fenómeno es evidenciado con la población de zircones cuyas edades varían de ~1698 Ma y 1395 Ma, lo que se puede interpretar como la edad de un evento térmico que afectó y fundió parcialmente los zircones magmáticos del protolito ígneo paleoproterozoico durante la introducción y emplazamiento de cuerpos félsicos que metamorfoseó dicho basamento y por ende desencadenó el proceso de pérdida de plomo en la estructura cristalina de los zircones a finales del Paleoproterozoico y durante el Mesoproterozoico, congruente con el magmatismo anorogénico contemporáneo al magmatismo de la provincia Granito-Riolita el cual ha sido ampliamente reportado en Arizona (Li *et al.*, 2007; Jour *et al.*, 2002) y localmente reportado en un granitoide de 1400 Ma (Anderson y Silver, 2005).

Poulsen et al. (2008) reportaron 2 edades provenientes del gneis cuarzo-feldespático del Litodema San Francisco muestreados en el tajo, con edades entre ~1411 y 1416.2 ± 7.4 Ma. El basamento metamórfico que contiene el gneis fue claramente deformado y metamorfoseado previamente a la introducción del leucogranito, razón por la cual asumieron que la edad de 1416 Ma representa la edad de cristalización del leucogranito, en lugar de reflejar la edad del gneis en sí, asumiendo que la edad del gneis equivale a una fase más antigua que la obtenida en el análisis (Poulsen *et al.*, 2008).

La edad reportada por Poulsen et al. (2008) para el leucogranito hiperaluminoso es de 1404.2 ± 5.8 Ma, la cual precede el evento de deformación compresivo y se asocia con la extensa Provincia Granito-Riolita, representada por un magmatismo intracratónico anorogénico que provocó el emplazamiento de rocas plutónicas y volcánicas fechadas entre 1550 y 1350 Ma, reportadas en una franja NE-SW desde el suroeste de Estados Unidos y noroeste de México hasta el Bloque Elzevir y el Terreno Pinware al este de Canadá (Thompson y Barnes, 1999; Karlstrom y Humphreys, 1998; Barnes *et al.*, 2002; Anderson y Silver, 2005; Whitmeyer y Karlstrom, 2007).

Las interceptas inferiores calculadas para las muestras SF-72 y SF-65 colectadas en el tajo, estiman edades de 1038 y 908 Ma respectivamente, lo que sugiere la existencia de un segundo evento magmático relacionada a la orogenia Grenvilliana, la cual también ha sido reportado en Sonora a partir de afloramientos aislados de cuerpos graníticos anorogénicos, como el Granito Aibó (Anderson y Silver, 1981; 2005; Herrera-López *et al.*, 2005; Noguez-Alcántara, 2008). Este evento térmico grenvilliano sugerido por las edades de la intercepta inferior de las dos muestras estudiadas, es también reflejado en la edad de enfriamiento de 911 Ma obtenida de una anfíbolita del Litodema San Francisco ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, hornblenda; Pérez-Segura *et al.*, 1996).

Aunque varios autores han asignado por correlación una edad Jurásica al Grupo Coyotillo, aún permanece incierta la edad máxima de depósito de esta secuencia meta-sedimentaria sustentada con un método de análisis geocronológico de precisión.

Una muestra analizada por Poulsen et al. (2008) proveniente de la esquina sureste del Cerro La Barajita, correspondiente a un dique de cuarzo-monzonita porfídica de hornblenda y plagioclasa emplazado en el Grupo Coyotillo, arrojó dos fracciones de zircones discordantes: el intercepto inferior calculado a una edad de 68.3 ± 3.2 Ma, interpretado como la edad aproximada de cristalización para el emplazamiento de un dique en la etapa final de una deformación dúctil acompañada de metamorfismo sobre las rocas mesozoicas circundantes (Poulsen *et al.*, 2008);

mientras que el intercepto superior calculado a ~1750 Ma, interpretada como la edad promedio de un componente de zircones heredados proveniente del Litodema San Francisco (Poulsen *et al.*, 2008).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

La evolución estructural y tectónica del área de estudio es compleja debido a la sobreposición de eventos y la dificultad para acotar sus edades. Pese a estas limitantes se realizó una interpretación basada en observaciones de campo y análisis estadísticos de datos estructurales.

La primera fase de deformación D1 ocurre simultáneamente al evento orogénico de la Provincia paleoproterozoica Yavapai (Withmeyer y Karlstrom, 2007) y corresponde al evento que dio origen a la esquistosidad y gneissosidad, por efectos de cizalla pura, de las rocas del protolito paleoproterozoico, denominado en este trabajo Litodema San Francisco. La deformación orogénica del Litodema San Francisco está representada por una foliación S1 bien desarrollada, relictiva, preservada en esquistos miloníticos, filonitas y anfibolitas. Un metamorfismo prógrado M1, acompañó a la fase de deformación D1 y se extendió hasta finales de la Orogenia Yavapai, entre 1710 y 1680 Ma (Withmeyer y Karlstrom, 2007; (Karlstrom *et al.*, 2002; 2004; 2005).

Durante el Mesoproterozoico, asociado a un extenso evento de magmatismo anorogénico intracratónico de la Provincia Granito-Riolita en el SW de Laurencia, entre 1500 y 1300 Ma (Withmeyer y Karlstrom, 2007; Barnes *et al.*, 2002; Anderson y Silver, 2005), se produjo la fusión parcial del protolito ígneo-metamórfico de edad paleoproterozoica, generando la introducción y emplazamiento de cuerpos de leucogranito hiperaluminosos paralelamente a los planos de S1 del Litodema San Francisco. Posteriormente, durante un episodio de acreción de corteza juvenil contra el E y SE de Laurencia entre 1300 y 1100 Ma, correspondiente a la Orogenia Grenvilliana (Withmeyer y Karlstrom, 2007; Rivers, 2015; Mulder *et al.*, 2017), se deformaron dúctilmente las rocas metamórficas proterozoicas produciendo el plegamiento F1 (Figura 123). Simultáneamente a la Orogenia Grenvilliana, el SW de Laurencia, experimentó una dinámica extensional asociado a un magmatismo de rifting en la cuenca antepais representada por un enjambre de diques máficos y granitos anorogénicos ampliamente reportados en el Suroeste de los EUA y NW de México (Withmeyer y Karlstrom, 2007; Vega-Granillo *et al.*, 2019).

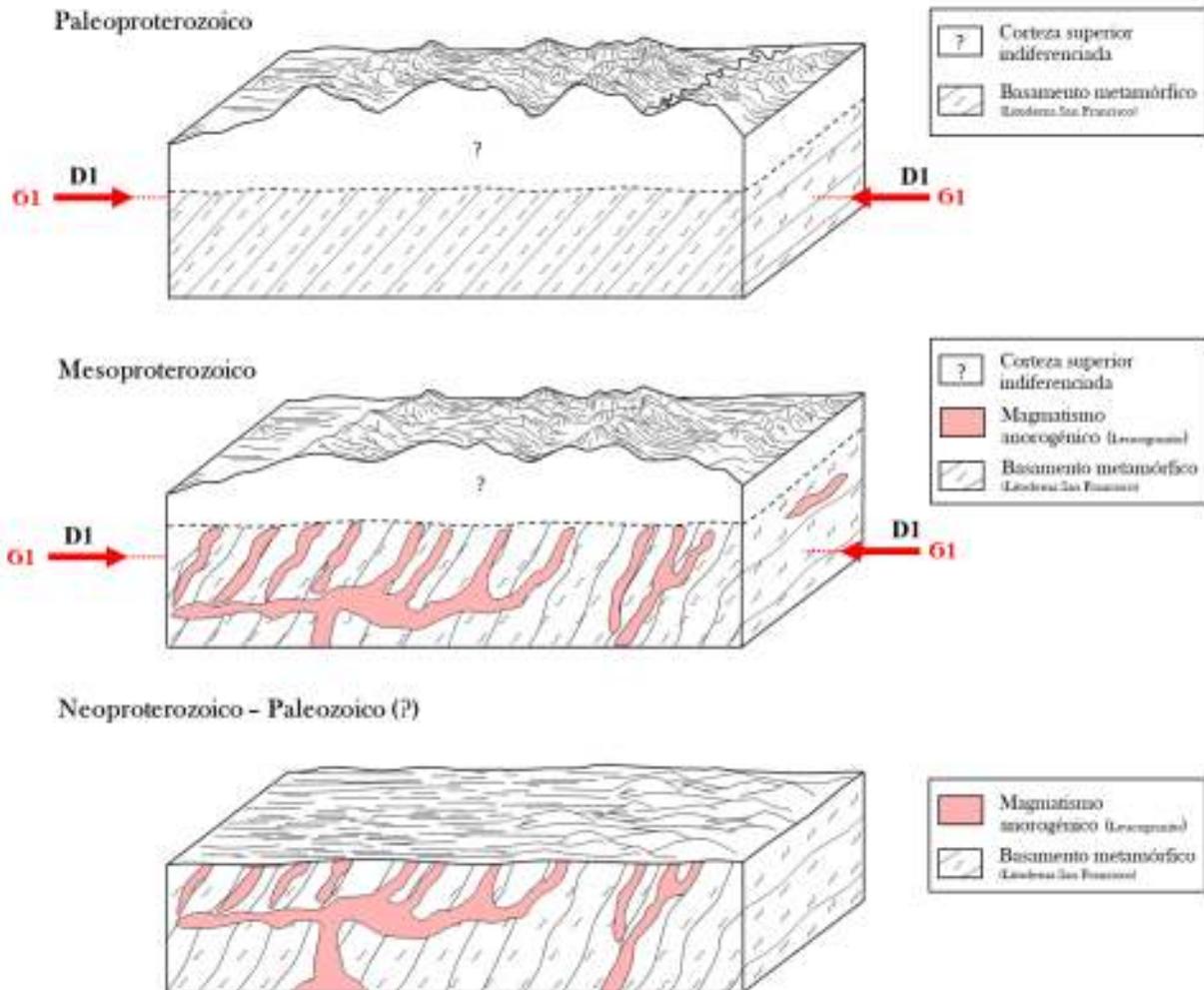


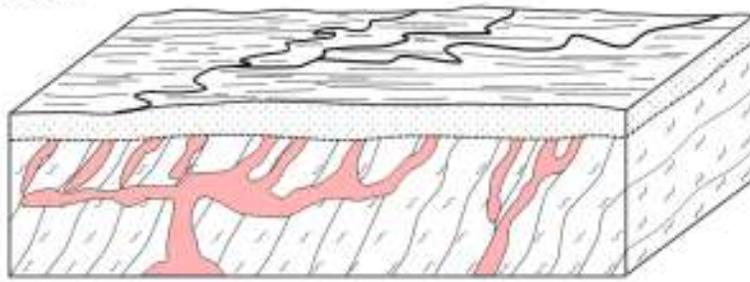
Figura 123. Interpretación esquemática de la evolución geológica; **Paleoproterozoico:** Primera fase de deformación D1 acompañada de un metamorfismo prógrado que generó la foliación del basamento (Litodema San Francisco); **Mesoproterozoico:** Introducción de cuerpos de leucogranito hiperaluminosos asociado a un magmatismo anorogénico; **Neoproterozoico - Paleozoico (?):** exhumación y erosión del Basamento (Litodema San Francisco).

Sobre el basamento igneo-metamórfico del Bloque Caborca se depositó una potente secuencia marina de plataforma que abarca desde el Neoproterozoico hasta el Pérmico Inferior (Stewart *et al.*, 1984; Stewart y Poole, 2002). En el área de estudio no se han encontrado registro de esta cobertura. Probablemente la región fue levantada, ocasionando su denudación ya sea por erosión o tectónica. Este proceso culminó con la exhumación del basamento. En ese sentido, Vega-Granillo *et al.* (1991) proponen que la cobertura sedimentaria neoproterozoica – paleozoica se deslizó encima de rocas jurásicas y que posteriormente ambas secuencias se deslizaron sobre el basamento a través de mantos de corrimiento.

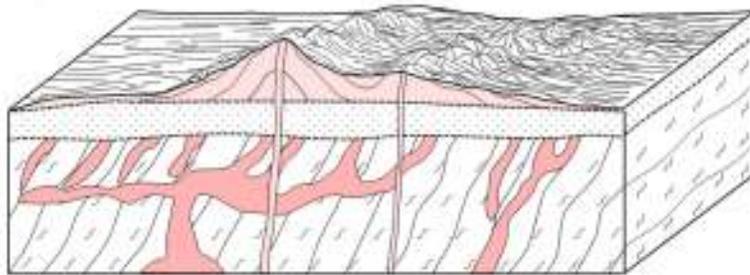
A finales del Mesozoico, un evento compresivo D2 relacionado con la Orogenia Laramide entre 80 y 40 Ma (González-León *et al.*, 1992; Roldán-Quintana *et al.*, 2009; Valencia-Moreno y

Ortega-Rivera, 2011; Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2017) levantó y cabalgó las rocas del basamento paleoproterozoico sobre las rocas sedimentarias y vulcano-sedimentarias del Grupo Coyotillo atribuidas al Jurásico Inferior (Salas, 1968; Morales-Montaña, 1984; Herrera-Urbina y Pérez-Segura, 1990; Pérez-Segura *et al.*, 1996). Durante esta fase de deformación D2, la foliación orogénica precámbrica se paralelizó al plano de cizalla en un fenómeno conocido como transposición, razón por la cual S1 y S2 son indistinguibles en actitud. La foliación milonítica S2 del Litodema San Francisco posee un rumbo y buzamiento promedio de 285° y 49° (n=115); la actitud de S2 permanece paralela a la estructura de cabalgamiento. El cabalgamiento produjo el enterramiento de la secuencia sedimentaria, lo que impulsó un calentamiento progresivo y, por ende, el incremento del gradiente geotérmico local. Las evidencias de la deformación milonítica de D2 representada por el desarrollo de porfidoclastos asimétricos, lineación de estiramiento, foliación milonítica y a escala microscópica por deformación intracrystalina, desarrollo de subgranos y recristalización dinámica de los minerales, incluyendo los feldespatos, indican que este proceso de cabalgamiento ocurrió en un régimen dúctil, el cual milonitizó las rocas tanto del bloque de piso del Grupo Coyotillo y del bloque de techo del Litodema San Francisco. Para que minerales como el cuarzo y el feldespato puedan experimentar recristalización dinámica es necesario que la temperatura alcance un rango entre 400 a 500°C, o mayor (Passchier y Trouw, 1998). Así, el cabalgamiento de Litodema San Francisco sobre El Grupo Coyotillo, pudo provocar su calentamiento y deformación. El calor transmitido por la placa superior pudo incrementarse por ajuste de las isotermas una vez cesado el evento deformacional. Se interpreta de los indicadores cinemáticos del Litodema San Francisco y el Grupo Coyotillo, que el movimiento se produjo en dirección NE38°SW, con el bloque de techo moviéndose hacia el SW, consistentes con el análisis de microtectónica que señalan un sentido de movimiento cercanamente paralelo al buzamiento de la foliación milonítica *Top to SW*. Es probable que, simultáneamente al evento D2, los sills de leucogranito se sometieron a un intenso plegamiento y proceso de *boudinage* generando pliegues isoclinales y sin-raíz, con numerosas venas de tensión debido al carácter reológico más resistente del leucogranito con respecto a los esquistos y gneises encajonantes.

Jurásico Inferior



Jurásico Temprano - Tardío



Cretácico Tardío

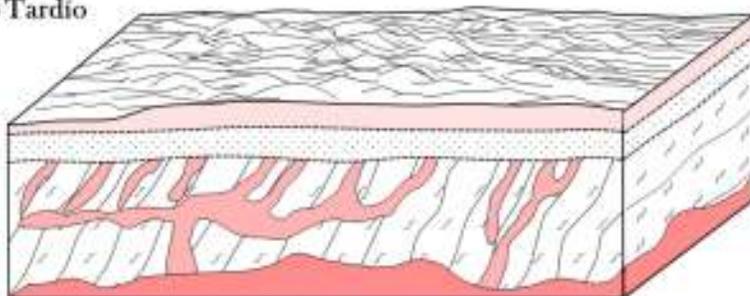


Figura 124. Interpretación esquemática de la evolución geológica: **Jurásico:** deposición de sedimentos fluviales y deltáicos; **Jurásico Tardío:** vulcanismo riolítico ignimbrítico asociado al magnetismo del arco Jurásico; Cretácico Tardío: Magnetismo félsico relacionado representado por intrusivos cuarzo-monzoníticos.

Estructuras de cabalgamiento de bloques paleoproterozoicos sobre rocas del arco Jurásico han sido reportadas en el yacimiento de oro orogénico La Herradura, con el bloque de techo cabalgando hacia el SW (Caddey *et al.*, 2002; Quintanar *et al.*, 2008). En otras regiones de Sonora se han reportado cabalgamientos dirigidos hacia el NE (Haxel *et al.*, 1984; Nourse, 2001). Esta zona deformada miloníticamente forma un cinturón que se extiende desde el área de estudio hacia el NW incluyendo los cerros Batamote, Altar, El Carnero y La Gloria entre otros (Nourse, 1995; Jacobson *et al.*, 2016), el cual fue denominado “*Mojave-Sonora Domain*” por Anderson *et al.* (2005) o como Cinturón El Batamote por Jacobson *et al.* (2016). Según Anderson *et al.* (2005) el cinturón está compuesto por rocas sedimentarias y volcánicas del Jurásico medio-tardío afectadas por una o varias de las siguientes estructuras: 1) foliación y microestructuras miloníticas que

muestran un sentido de cizalla lateral izquierdo en algunos dominios de fallas de buzamiento abrupto, 2) fallas de cabalgadura frágiles y dúctiles transpresionales; 3) masas alóctonas de cuarcita, granito, rocas carbonatadas y metamórficas. Inicialmente, Nourse (2001) atribuyó el Conglomerado Altar con deformación milonítica al Jurásico Tardío por correlación con el Conglomerado Glance, sin embargo, Jacobson et al. (2016) obtuvieron una edad máxima de depósito de ca. 77 Ma, descartando dicha atribución y correlacionándolo en cambio con el Grupo El Chanate del Cretácico Tardío. Es probable que la deformación y metamorfismo en el cinturón milonítico se asocie a una compresión de orientación NE-SW asociada con la orogenia Laramide del Cretácico Tardío – Paleógeno (Damon *et al.*, 1962; Hayama *et al.*, 1984; Jacques-Ayala *et al.*, 1990, 2009; Jacques-Ayala and DeJong, 1996; García y Barragán *et al.*, 1998; Nourse, 2001; Nourse *et al.*, 2007). Se ha mencionado la existencia de un estilo de deformación similar a través del norte de Sonora, sur de Arizona y suroeste de Nuevo México (Haxel *et al.*, 1984, 2008; Nourse, 1995; González-León *et al.*, 2000, 2017; Iriondo *et al.*, 2005; Clinkscales and Lawton, 2015; Jacobson *et al.*, 2016). El evento de deformación es posterior al Grupo El Charro fechado en ca. 72 Ma (Jaques-Ayala, 1993; 1999; Nourse, 2001) y es anterior al depósito de la unidad volcánica San Jacinto (Jaques-Ayala, 1999, 2000). En este contexto, se puede resumir del análisis estructural de las rocas miloníticas del depósito San Francisco, que no se encontró ningún carácter estructural que apoye la existencia de una falla de deslizamiento lateral izquierdo tipo megacizalla Sonora-Mojave, tan sólo se evidencia un evento compresional dirigido NE36°SW con el bloque de techo cabalgando hacia el SW. Esta idea es coherente con las edades jurásicas reportadas para por Poulsen et al. (2008) en las rocas deformadas del depósito San Francisco y por un intrusivo cretácico reportado por los mismos autores 15 km al norte del depósito San Francisco denominado Granodiorita El Claro.

El calentamiento inducido por la deformación asociada al cabalgamiento y al desarrollo de estructuras compresivas produjo un evento metamórfico representado por la asociación mineral Chl + Ser + Bi + Ep + Act + Tre, equivalente a la facies metamórfica de esquistos verdes, interpretado como una fase de metamorfismo retrógrado/hidrotermal que afectó con intensidad la placa inferior del cabalgamiento evidenciado en el Grupo Coyotillo y la base estructural del Litodema San Francisco. Se interpreta que el reajuste de isotermas provocado por el engrosamiento tectónico, calentó la corteza del bloque cabalgado produciendo una fase hidrotermal. Dicha fase probablemente ocurrió de manera post-tectónica, dado que el proceso de reajuste generalmente

toma varios millones de años (England y Thompson, 1984). Los fluidos probablemente generados a partir de reacciones metamórficas de deshidratación-descarbonatación, circularon por la zona de cizalla principal provocando la transformación de los minerales de temperatura media (Bi + Hbl + Pl) en minerales de la facies de esquisto verde (Chl + Ep + Act + Ab) en el Grupo Coyotillo, con una fuerte invasión en la parte estructural inferior del Litodema San Francisco que constituye la zona mineralizada más explotada en el depósito. Hacia el Eoceno, los fluidos precipitaron las vetas hidrotermales mineralizadas que se emplazaron por los numerosos planos de foliación, así como por las grietas de tensión, subparalelas a la superficie, generadas durante la fase compresiva. Las edades de 42.2 Ma y 38.7 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - isócrona) reportadas de muestras de mica blanca hidrotermal de vetas de cuarzo con oro, indican la edad Eocénica de la mineralización (Izaguirre *et al.*, 2016) y confirman la edad de 41 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sericita) obtenida previamente por Pérez-Segura *et al.* (1996).

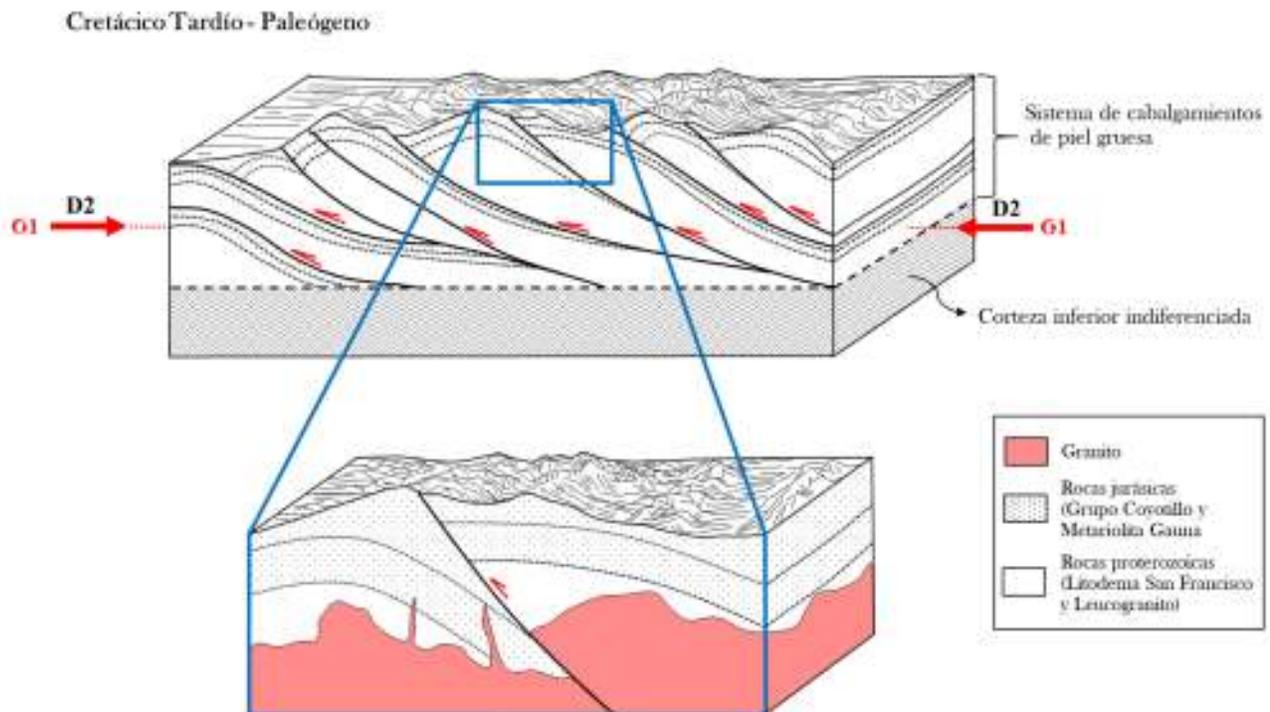


Figura 125. Cretácico Tardío – Paleógeno: evento compresivo durante la Orogenia Laramide D2 (interpretación a escala regional); Abajo: cabalgamiento a escala local.

Una vez culminado el periodo compresional laramídico, la corteza sobre-engrosada experimentó un estado de relajación que condujo al colapso gravitatorio-tectónico del cordón orogénico. Los esfuerzos extensionales que actuaron en el colapso gravitatorio provocaron la reactivación tectónica de las fallas inversas asociadas al cabalgamiento y sirvieron como

superficies de deslizamiento, dando origen a un sistema de fallas conjugadas denominadas familia N1, cuyo rumbo promedio es similar a la foliación milonítica, indicando una dirección de extensión paralela a la de la compresión original. Es probable que, durante esta primera etapa ciertas partes de la zona de cizalla dúctil se hayan reactivado con un sentido de cizalla invertido indicando un movimiento normal de la cima hacia el NE; esto es sugerido por algunos indicadores cinemáticos observados en el nivel conglomerático del Grupo Coyotillo y en el Litodema San Francisco. También durante esta etapa, la Metariolita Gauna pudo deslizarse a lo largo de una falla normal de bajo ángulo o *detachment* sobre el Litodema San Francisco, como sugieren los escasos y mal definidos indicadores cinemáticos como estructuras S-C' y porfidoclastos sigma encontrados en el nivel ignimbrítico. Fallas de *detachment* de bajo ángulo han sido reportadas al norte en el denominado Complejo de Núcleo Metamórfico (CNM) de Magdalena-Madera, donde la dirección de extensión predominante es NE30°-50°SW (Nourse *et al.*, 1994). La fase de extensión principal en el CNM de Mazatán fue constreñida por Wong y Gans (2008) entre 26 y 16 Ma. En la base de la secuencia sedimentaria al CNM de Magdalena se han fechado rocas volcánicas de 27 Ma, e intercaladas con los sedimentos rocas de 22 Ma (Miranda-Gasca y De Jong, 1992). Con base en estas edades y en las obtenidas en las cuencas típicas donde se depositó la Formación Báucarit (Mc Dowell *et al.*, 2013; Bartolini *et al.*, 1993), se llegó a la conclusión que la extensión asociada a los CNM y la extensión de Sierras y Valles paralelos o *Basin and Range* fue contemporánea (Calmus *et al.*, 2011). Probablemente, la familia 1 se desarrolló en un episodio temprano de extensión, asociado a la reactivación del magmatismo desde fines del Oligoceno al Mioceno temprano, lo que generó debilitamiento térmico de la corteza con una fase inicial de extensión asociada a intrusión de numerosos diques y cuerpos de lamprófido (Gans *et al.*, 1989; Aranda *et al.*, 1989); este periodo de extensión también ha sido conocido como *Pre-Basin and Range* (Gans *et al.*, 1997; Stewart *et al.*, 1994; Nourse *et al.*, 1994).

El emplazamiento de plutones máficos hidratados indica que fueron formados durante un proceso de exhumación y extensión regional. Dichos diques se encuentran alojados principalmente en cuerpos intrusivos granodioríticos del Terciario y mármoles paleozoicos y ocurrieron simultáneamente con la extensión que desarrolló fallas normales asociadas a la Provincia *Basin and Range* y complejos de núcleo metamórfico con vergencia WSW. Esta extensión se produjo inmediatamente después del retroceso de la zona de Benioff, acompañada de la migración del arco

magmático de Este a Oeste y el emplazamiento de enjambres de diques lamprofídicos detrás del arco contemporáneo.

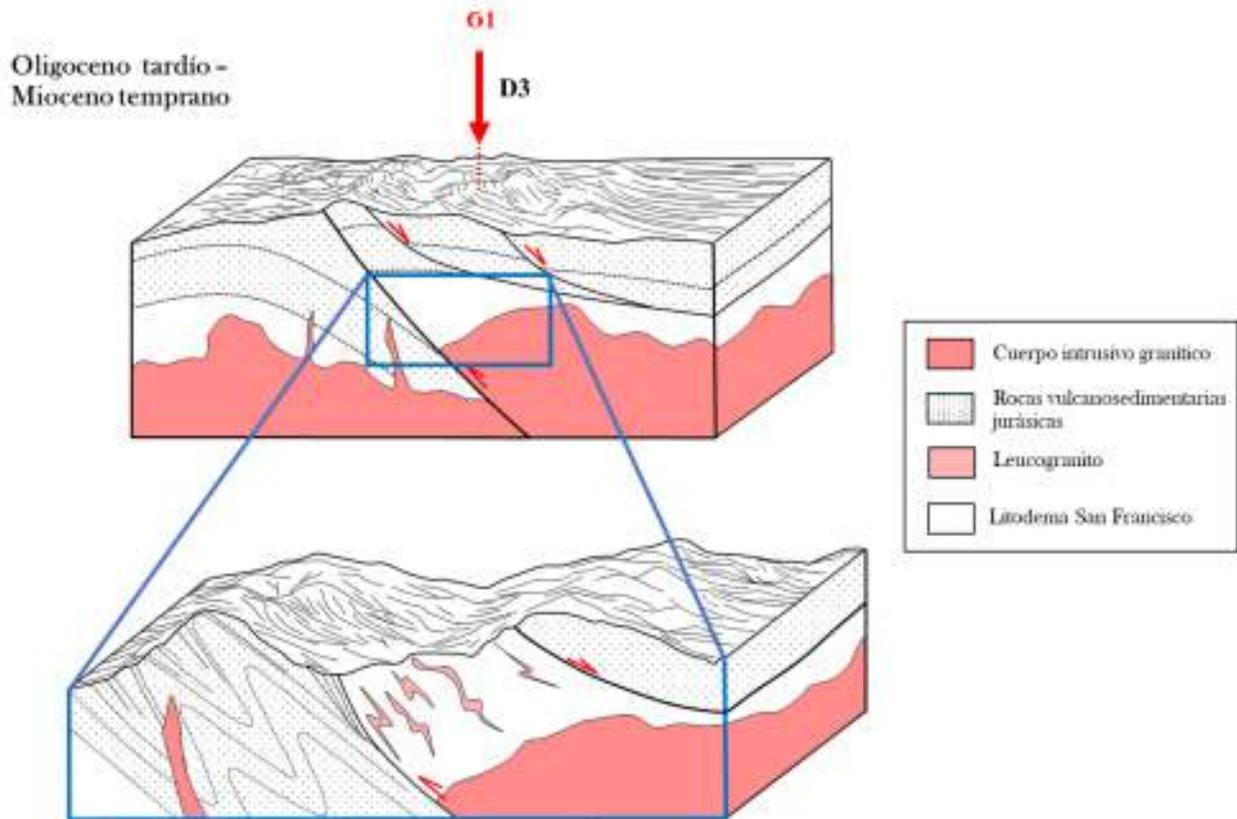


Figura 126. Interpretación esquemática de la evolución geológica: Erosión sobre la estructura de cabalgamiento y desarrollo de la falla *detachment* que desliza la Metariolita Gauna sobre el Litodema San Francisco.

La fase extensional se desarrolló progresivamente con tasas de extensión heterogéneas; una leve rotación antihoraria del esfuerzo σ_3 generó las familias N2 y que consisten en fallas a rumbo NE-SW. La interpretación es de fallas de acomodamiento o desgarré que separan zonas con distintas tasas de extensión, tal como fue propuesto por Gans (1991), quien reportó fallas de acomodamiento izquierdas de alto ángulo con rumbo NE-SW en el área de Suaqui Grande – Onabas, región Santa Rosa. Las familias de fallas 1 y 2 son cinemáticamente compatibles. Una dirección de extensión ~N-S también ha sido reportada para la primera etapa de fallamiento en el depósito aurífero La Colorada (Vega-Granillo *et al.*, 2015), cuyas fallas normales son huéspedes principales de la mineralización en dicho distrito.

La última etapa extensional en el área de estudio produjo una alta densidad de fallamiento representado por la familia de fallas N3. Esta familia es un sistema conjugado de fallas normales con buzamiento al E y al W. Estrías casi a rumbo en fallas previas, como en la familia 1 de rumbos ~E-W, pueden indicar reactivaciones de dichas fallas durante este evento. Conjuntos de fallas con

orientación similar también se han reportado en la región de Santa Rosa (Gans, 1998), La Colorada (Vega-Granillo *et al.*, 2015) y en la mina La India (Bustamante-Pablos, 2019). Este fallamiento, al afectar a rocas relativamente jóvenes como la Ignimbrita Hermosillo fechada en 12.5 Ma (Vidal-Solano *et al.*, 2014) y facilitar la salida de basaltos fechados en alrededor de 10 Ma como en el Graben de Empalme (Fragoso-Irineo *et al.*, 2018) se atribuyen a la Fase Extensional del Golfo que antecede la apertura del Golfo de California (Calmus *et al.*, 2011).

ESTABILIDAD DEL TALUD SUR

En el talud sur del tajo San Francisco, se reconoció una situación de inestabilidad relacionada a estructuras mayores en el Sector 1A, dada la complejidad de condiciones estructurales adversas. A nivel de talud general e inter-rampa, varias estructuras mayores se intersectan y en dichas intersecciones aumenta la densidad de estructuras menores que reducen la resistencia general de la masa rocosa, a pesar de que la roca intacta refleje una resistencia alta. Las líneas de intersección de las cuñas formadas por las fallas mayores tienen una alta inclinación, por lo que no aflora en el talud. Las cuñas, tienen mayor libertad de movimiento al no tener confinamiento lateral que le restan los contactos en las fallas, de tal manera que éstas se comportan como pilares que reducen su área en la base del pilar a medida que se profundiza, aumentando la presión en una zona donde la masa rocosa es débil. Los diseños del talud fallaron en esta zona debido a que los análisis cinemáticos no detectaron las líneas de intersección de las cuñas, las cuales poseen condición geométrica favorable a desarrollar mecanismos de falla de naturaleza estructural.

Los modelos numéricos indican que las superficies de falla son complejas ya que involucran en un inicio, el plano de las fallas de la familia N3 para después cortar en forma de arco la masa rocosa cerca de la base de la cuña.

La diferencia en la profundidad de las fallas involucradas en los análisis realizados, modelo de elementos finitos 2D y el de elementos discretos 3D, está relacionada a la restricción de movimiento que se tiene con la tercera dimensión. En el modelo tridimensional las paredes de la cuña que corresponden a los planos de las fallas de N3 están sujetas a fuerzas de reacción, producto del desplazamiento y la fricción. Un elemento no considerado en el análisis fue la saturación de la roca en época de lluvia. La presencia de agua en las fallas, además de tener un efecto lubricante en las superficies de la cuña, reduce la fuerza resistente de fricción al disminuir la presión confinante sobre los planos de falla, por lo que se esperan deslizamientos contundentes ante condiciones de saturación en para el Sector 1A del talud sur en el tajo San Francisco.

X. CONCLUSIONES

El yacimiento de oro orogénico San Francisco está constituido por cinco unidades geológicas, con el siguiente orden cronológico (del antiguo al reciente): Litodema San Francisco, leucogranito de moscovita, Grupo Coyotillo, Metariolita Gauna y diques lamprófidos.

Las rocas más antiguas del yacimiento San Francisco corresponden a un basamento metamórfico denominado Litodema San Francisco, el cual consiste en milonitas cuarzo-feldespáticas. La edad U-Pb en circones obtenida para el Litodema San Francisco es de 1736.42 ± 6 Ma, lo que se interpreta como la edad de cristalización del protolito.

Cuerpos de leucogranito hiperaluminoso se encuentran emplazados siguiendo la foliación del Litodema San Francisco formando sills, diques, bolsas, lentes y boudines. Se obtuvo un rango de edades U-Pb en circones entre 1739 y 1390 Ma, lo que se interpreta como la edad del metamorfismo dinámico y un proceso de fusión parcial que dio origen a los cuerpos de leucogranitos.

El Grupo Coyotillo es una secuencia metasedimentaria asignada por diversos autores al Jurásico, constituida por una alternancia de filitas, metatobas, esquistos, cuarcitas y metaconglomerados afectado por un cabalgamiento de ángulo alto o *upthrust*.

Los análisis mesoscópicos y microscópicos en las rocas del Litodema San Francisco, permitieron definir una zona de cizalla en las que se desarrollaron milonitas y en menor proporción protomilonitas.

El yacimiento San Francisco hace parte de una zona de cizalla de dimensión regional que alcanza decenas de kilómetros de ancho y cientos de kilómetros de largo, con un *trend* local de N53°W. Esta zona de cizalla regional involucra un volumen de rocas metamórficas paleoproterozoicas pertenecientes al Bloque Caborca deformadas ductilmente y afectadas por un metamorfismo de la facies de esquistos verdes y de la facies de anfibolitas.

La orientación de la zona de cizalla en el depósito San Francisco posee rumbos que varían entre NW-SE y WNW-ESE con buzamientos altos a intermedios hacia el NE, similares a los reportados en otros depósitos del Cinturón de oro orogénico de Caborca (Sierra Pinta, La Herradura, El Chanate, Tajitos y Quitovac).

En el yacimiento San Francisco, la zona de cizalla posee condiciones cinemáticas y de deformación dúctil en un ambiente compresivo con desarrollo de una zona de deformación milonítica penetrativa, derivada de un cabalgamiento.

El evento compresivo que produjo el cabalgamiento provocó un metamorfismo dinámico de la facies de esquistos verdes representado por la asociación mineral Chl + Ep + Ser + Bi + Act + Tre.

Se sugiere una edad laramídica para la zona milonítica del Litodema San Francisco, lo que es consistente con las edades de deformación de otras zonas miloníticas del Cinturón de oro orogénico de Caborca como se ha reportado en La Herradura y El Carnero (Quintanar *et al.*, 2008; Jacobson *et al.*, 2019).

El acortamiento cortical de magnitud desconocida tiene una orientación N37°E. Se plantea que estos fenómenos fueron el resultado de la colisión oblicua de la Placa Farallón contra el SE de Laurencia durante el Cretácico Tardío - Paleógeno.

El campo de esfuerzos que generó la foliación milonítica y la familia de fallas 1 poseen la misma orientación de σ_2 , sin embargo, los esfuerzos principales mayor y menor se observan invertidos, lo cual representa una reactivación tectónica, de un régimen compresivo a uno distensivo por colapso gravitacional de bloques, aprovechando superficies de cabalgamiento y fallas inversas como planos de deslizamiento.

La familia de fallas 2 es producto de un fallamiento provocado en zonas de debilidad cortical por tasas diferenciales en la velocidad de desplazamiento, que generó un sistema de fallas de desgarre o acomodamiento de naturaleza lateral derecho con ausencia de sus equivalentes conjugados.

La familia de fallas 3 está caracterizada por un denso sistema de fallas normales conjugadas de orientación N-S, que denudaron tectónicamente la corteza superior mediante una intensa extensión E-W.

Las familias 2 y 3 obedecen a un proceso extensional desarrollado gradualmente desde el Mioceno que configuró la Provincia *Basin and Range*.

La integración del análisis estructural y la modelación numérica permitieron determinar la geometría de las estructuras mayores y estructuras de intersección en el talud sur del Tajo San Francisco. La intersección entre la familia de fallas 3 y la foliación, así como N1 y N3, son estructuras desfavorables para la estabilidad de los taludes sur y este. El mecanismo de falla que desarrollan es de tipo cuña, buzantes al norte, en sentido de la pendiente.

A partir del análisis de elementos finitos se comprobó que los elementos dentro de la cuña se encuentran en estado de deformación cortante.

El indicador de deformación de cortante máximo en el modelo de elementos finitos, así como el modelo en 3DEC, muestran una superficie de falla con forma de arco correspondiente a un movimiento rotacional.

La superficie de falla está restringida hasta la línea de intersección entre las fallas de la familia 3 en la parte superior de la cuña, con un desplazamiento máximo es de 4.2 m en la pata de la cuña.

XI. BIBLIOGRAFÍA

- Albinson, T.F. (1989). Vetas mesotermales auríferas del Sector Norte del Estado de Sonora. Asociación de Ingenieros de Minas y Metalurgistas y Geólogos de México.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. and Fisher, D. (2012). Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. Cambridge University Press 2012.
- Anderson, T. H. and Silver, L. T. (1978). Jurassic Magmatism in Sonora, México. Geological Society of America Abstracts and Programs. v. 10, p. 359 (resumen).
- Anderson, T. H. and Silver, L. T. (1979). The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, in Anderson T.H. y Roldán-Q., J., eds., Geology of northern Sonora: Annual Meeting of the Geological Society of America, Guidebook-Field Trip No. 27, p. 59–68.
- Anderson, T. H. y Silver, L. T. (1981). An Overview of Precambrian Rocks in sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, no. 2, p. 131-139.
- Anderson, T.H., and Silver, L.T. (2005). The Sonora-Mojave megashear—field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, in Anderson, T.H.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 97–122.
- Anderson, T. H. and Nourse, J. A. (1998). Releasing bends of the sinistral Late Jurassic Late Jurassic Mojave-Sonora fault system; principal structures within the southwestern borderland of North America: Geological Society of America, Rocky Mountain Section, 50th annual meeting, Abstracts with Programs, 30, 6.
- Araux-Sánchez, E. (2000). Geología y yacimientos minerales de la Sierra Pinta, Municipio de Puerto Peñasco, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 121 p. (inérita).
- Araux, E., Vega-Granillo, R., Enríquez, E. (2001). Características geológicas de un yacimiento mesotermal asociado a zonas de cizalla en el Noroeste de Sonora. Universidad de Sonora.
- Arvizu, Harim E., Iriondo, Alexander, Izaguirre, Aldo, Chávez-Cabello, Gabriel, Kamenov, George D., Solís-Pichardo, Gabriela, Foster, David A., & Lozano-Santa Cruz, Rufino. (2009). Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica. Revista mexicana de ciencias geológicas, 26(3), 709-728.
- Barnes, M. A., Williams, I. and Asquith, G. B. (2002). Architecture of a 1.38–1.34 Ga granite–rhyolite complex as revealed by geochronology and isotopic and elemental geochemistry of subsurface samples from west Texas, USA. Precambrian Research, Elsevier.

- Bickford, M.E.; Van Schmus, W. R., and Zietz, I. (1986). Proterozoic history of the miscontinent region of North America: *Geology*, v. 14, p. 492-496.
- Bickford, M.E.; Soegaard, K.; Nielsen, K.C.; y McLelland, J.M., (2000). Geology and geochronology of Grenville age rocks in the Van Horn and Franklin Mountains area, west Texas—implications for the tectonic evolution of Laurentia during the Grenville: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, núm. 7, p. 1134–1148.
- Bond, G.C.; Christie-Blick, N.; Kominz, M.A.; y Devlin, W.J. (1985). An Early Cambrian rift to post-rift transition in the Cordillera of western North America: *Nature*, v. 316, p. 742–745.
- Campa-Uranga, M. F. and Coney, P. J. (1983). Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.20, p. 1040-1051.
- Campbell, P. A. and Anderson, T. H. (1998). Structure and kinematics along a Jurassic Plate Boundary Transform, the Mojave-Sonora Megashear, en: Clark, K.F. (Ed.) *Gold Deposits of northern Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists, Guidebook Series, Fort Collins*.
- Campbell, P. A. and Anderson, T. H. (2003). Structure and kinematics along a segment of the Mojave-Sonora megashear: A strike-slip fault that truncates the Jurassic continental magmatic arc of southwestern North America.
- Cardozo, N. and Allmendinger, R.W. (2013). Spherical projections with OSXStereonet: *Computers & Geosciences*, v. 51, p. 193 – 205.
- Caudillo-Sosa, G. y Oviedo-Lucero, L. F. (1990). *Geología del área Quitovac, Mpio. de Puerto Peñasco, Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Tesis de Licenciatura, 120 p. (inédita)*
- Caudillo-Sosa, G., Oviedo-Lucero, L. F. and Rodríguez-Castañeda, J. L. (1996). Falla Quitovac – Resultado de un evento de transpresión del “Mojava-Sonora megashear”, noroeste de Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.
- Coney, P. J. and Campa, M. F. (1987). Lithotectonic Terrane Map of México (west of the 91st meridian): U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map and Report MF-1874-D, scale: 1:10,000,000, 1 sheet.
- Conway, C. M. y Silver, L. T. (1989). Early Proterozoic rocks (1710– 1615 Ma) in central to southeastern Arizona, in Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geological evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 165–186.
- Chávez-Cabello G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I. R. and González-Naranjo, G. (2005). La Falla San Marcos: Una estructura jurásica de basamento multireactivada del noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*.

- Damon, P.E., Livinston, D.E., y Giletti, B.J. (1962). Extension of the older Precambrian of the Southwest into Sonora, México. Geological Society of America.
- Dalziel, I.W.D. (1991). Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair—evidence and implications for an Eocambrian supercontinent: *Geology*, v. 19, p. 589–601.
- De la Garza, V., Noguez, B., y Mayor, J. (1998). Geology of La Herradura gold deposit, Caborca, Sonora, Mexico, in Clark, K.F., ed., *Gold deposits of northern Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists, Guidebook Series, núm. 30*, p. 133–147.
- De la Torre, J. (2004). *Geología del yacimiento La Herradura. Minera Penmont S. de R. L. de C.V. Peñoles*.
- Eells, J.L. (1972). *Geology of the Sierra La Berruga, northwestern Sonora, Mexico: San Diego, California State University, M.S. thesis, 77p*.
- England, P. C. and Thompson, A. B. (1984). Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust. *Journal of Petrology*, Volume 25, Issue 4, Pages 894–928.
- Enríquez-Castillo, M.A.; Iriondo, Alexander; Chávez-Cabello, Gabriel; y Kunk, M.J., 2009, Interacción termal entre magmas graníticos laramídicos y rocas encajonantes mesoproterozoicas—termocronología de intrusivos de la Sierrita Blanca, NW Sonora: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 61, núm. 3, p. 451-483.
- Gans, P. (1997). Large-magnitud Oligocene-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*.
- García y Barragán, J. C. y Jacques-Ayala, C. (2011). Estratigrafía del Cretácico de Sonora, México, in Calmus, Thierry. Ed. *Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Boletín 118*.
- Goldfarb, R. J., Groves, D. I. y Gardoll, S. (2001). Orogenic gold and geologic time—a global synthesis: *Ore Geology Reviews*, v. 18, p. 1–75.
- Goldfarb, R. J., Baker, T., Dube, B., Groves, D. I., Hart, C. J. R., & Gosselin, P. (2005). Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes*, , 407-450.
- González-Becuar, E., Pérez-Segura, E., Vega-Granillo, R., Solari, L., González-León, C. M., Solé, J. and López Martínez, M. (2017). Laramide to Miocene syn-extensional plutonism in the Puerta del Sol area, central Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 34, núm. 1, p. 45-61.

- Gross, E., Stewart, J. and Gehrels, G. (1998). Detrital zircon geochronology of Neoproterozoic to Middle Cambrian miogeoclinal and platformal strata: Northwest Sonora, Mexico. Department of Geosciences, University of Arizona. Tucson, Arizona, USA. United States Geological Survey, Menlo Park. California, USA.
- Groves, D. I. y Foster, R. P. (1991). Archaean lode gold deposits, in Foster, R. P., ed., *Gold metallogeny and exploration*: Londres, Blackie, p. 63–103.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G. y Robert, F. (1998). Orogenic gold deposit—a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 7–27.
- Heaman, L.M., y Grotzinger, J.P., 1992, 1.08 Ga diabase sills in the Pahrump Group, California—implications for the development of the Cordilleran miogeocline: *Geology*, v. 20, p. 637–640.
- Herrera-Urbina, S. y Pérez-Segura, E. (1990). Facies de metamorfismo en las secuencias de las inmediaciones del poblado de Estación Llano, Sonora. Departamento de Geología, Universidad de Sonora.
- Herrera-López, P., Rodríguez-Castañeda, J. L. e Iriondo, A. (2005). Preliminary time constraints and geochemistry of the Proterozoic basement from Sierra Los Ajos and Cerro Mesteñas, NE Sonora, Mexico: *GEOS, Unión Geofísica Mexicana*, v. 25, núm. 1, p. 17 (resumen).
- Iriondo, A. and Atkinson, W.W. Jr. (2000). Orogenic gold mineralization along the proposed trace of the Mojave-Sonora megashear; evidence for the Laramide Orogeny in NW Sonora, Mexico [abs.]: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 32, no. 7, p. 393.
- Iriondo, A. (2001). Proterozoic basements and their laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico; tectonic constraints on the SW margin of Laurentia: Boulder, Colorado, University of Colorado, unpublished Ph.D. thesis, 3 pls., 222 p.
- Iriondo, Alexander; Premo, W.R.; Martínez-Torres, L.M.; Budahn, J.R.; Atkinson, W.W., Jr.; Siems, D.F.; y Guarás-González, B. (2004). Isotopic, geochemical and temporal characterization of Precambrian basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico—its implications for the tectonic reconstruction of southwestern North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, núms. 1 y 2, p. 154–170.
- Iriondo, A. y Premo, W. R. (2011). Las rocas cristalinas proterozoicas de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurentia—La pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia, in Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Izaguirre-Pompa, A., e Iriondo, Alexander. (2007) Mesoproterozoic (~1.2 Ga) quartzite and intruding anorthosite (~1.08 Ga) from Sierra Prieta, NW Sonora—Mexican additions to the

- Precambrian history of SW Laurentia: Symposium Ores & Orogenesis, Circum-Pacific Tectonics, Geologic Evolution and Ore Deposits, Tucson, Arizona, Arizona Geological Society, p. 147–148 (resumen).
- Izaguirre, A.; Iriondo, Alexander; Wooden, J.L.; Budahn, J.R.; y Schaaf, Peter. (2008) Paleoproterozoic orthogneisses from the Cerro Prieto area—a new addition to the Mexican Yavapai province in NW Sonora: Joint Annual Meeting, Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 40, núm. 6, p. 143–144.
- Izaguirre, A., Iriondo, A., Caballero–Martínez, J. A., Moreira-Rivera, F. and Espinosa–Arámburu, E. (2011). Geochemical homogeneity of hydrothermal alteration in the orogenic gold belt of NW Sonora, Mexico: study of mass balance in host rocks in the mineralized áreas. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla. Department of Geological Sciences, Jackson School of Geosciences. University of Texas at Austin, Texas, USA. Servicio Geológico Mexicano.
- Izaguirre, A., Iriondo, A., Caballero-Martínez, J. A., Moreira-Rivera, F. and Espinosa-Arámburu, E. (2012). Geochemical homogeneity of hydrothermal alteration of the orogenic gold belt in NW Sonora, Mexico; study of mass balance in host rocks of mineralization: Bulletin of the Mexican Geological Society, v. 64, p. 119–153.
- Izaguirre, A., Kunk, M. J., Iriondo, A., McAleer, R., Caballero-Martínez, J.A, and Espinosa Arámburu, E. (2016). The Laramide Caborca orogenic gold belt of northwestern Sonora, Mexico; white mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology from gold-rich quartz veins: U.S. Geological Survey.
- Karlstrom, K. E., Bowring, S. A. y Conway, C. M. (1987). Tectonic significance of an Early Proterozoic two-province boundary in central Arizona: Geological Society of America Bulletin, v. 99, p. 529–538.
- Karlstrom, K. E. y Bowring, S. A. (1988). Early Proterozoic assembly of tectonostratigraphic terranes in southwestern North America: Journal of Geology, v. 96, p. 561–576.
- Karlstrom, K.E., y Humphreys, E.D., 1998, Persistent influence of Proterozoic accretionary boundaries in the tectonic evolution of southwestern North America—interaction of cratonic grain and mantle modification events: Rocky Mountain Geology, v. 33, p. 161–179.
- Li, Y.; Barnes, M.A.; Barnes, C.G.; y Frost, C.D. (2007). Grenville-age A-type and related magmatism in southern Laurentia, Texas and New Mexico, U.S.A.: Lithos, v. 97, p. 58–87.
- Li, Z-X.; Bogdanova, S.V.; Collins, A.S.; Davison, A.; De Waele, B.; Ernst, R.E.; Fitzsimons, I.C.W.; Fuck, R.A.; Gladkochub, D.P.; Jacobs, J.; Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V.; Pisarevsky, S.A.; Thrane, K.; y Vernikovsky, V., 2008, Assembly,

- configuration, and break-up history of Rodinia—a synthesis: *Precambrian Research*, v. 160, p. 179–210.
- Lidiak, E. G., Marvin, R. F., Thomas, H. H. and Bass, M. N. (1966). Geochronology of the mid-continent región, United States, Part 4, Eastern area. *J. Geophys. Res.*, 71: 5427-5438.
- Longoria, J. F., Gonzalez, M. A., Mendoza, J. J. y Perez, V. A. (1978). Consideraciones estructurales en el Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora: *Univ. Sonora, Dept. Geología, Bol.*, v. 1, p. 61-67.
- Longoria, J.F., y Pérez-Venzor, J.A., 1979, Bosquejo geológico de los cerros Chino y Rajón, cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NW de Sonora): *Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología*, v. 1, p. 119–144.
- Longoria, J. F. (1981). Geologic of northwest Sonora: in Longoria, Jose, ed., *Regional geology of northwest Sonora*. Hermosillo, Sonora, Geol. Soc. America, Cordilleran Section Ann. Meeting, Proc., p. 1-48.
- Marrett, R. A. and Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 973-986.
- Meza-Figueroa, D. (1993). Estudio metalogenético de los yacimientos de oro de Tajitos, Sonora, México. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, México.
- Molina-Garza, R. e Iriando, A. (2005). La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro.
- Moore, E.M., 1991, Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection—a hypothesis: *Geology*, v. 19, p. 425–428.
- Mulder, J. A., Karlstrom, K. E., Fletcher, K., Heizler, M. T., Timmons J. M., Crossey, L. J., Gehrels, G. E. and Pecha, M. (2017). The syn-orogenic sedimentary record of the Grenville Orogeny in southwest Laurentia.
- Noguez-Alcántara, B. (2008). Reconstrucción del modelo genético y evolución tectónica del yacimiento tipo pórfido cuprífero Milpillas, distrito de Cananea, Sonora, México: Hermosillo, Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, ERNO, disertación doctoral, 390 p. (inédita).
- Noriega-Martínez, O. (2006). Evidencias de dos etapas de mineralización de oro mesotermal en las áreas de Tajitos, Juárez-San Francisco en la región de Caborca, Sonora, México. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, México.
- Nourse, J. A., Anderson, T. H. y Silver, L. T. (1994). Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: *Tectonics*, v. 13, núm. 5, p. 1162–1184.

- Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., Del Río-Salas, R. y Valencia-Moreno, M. (2011). Depósitos minerales de Sonora, México, in Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118*, cap. 9, p. 299–331, 6 figs., 5 tablas.
- Ornelas-Macías, A. y Verdugo-Noriega, G. (2009). Caracterización geológica, estructural y de mineralización en el área Carina, Municipio de Caborca, Sonora, México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura (inédita).
- Pallister, J. S. and Aleinikoff, J. N. (1987). Gabbroic plutons south of the Cheyenne belt; Underpinnings of an Early Proterozoic continental margin arc: *Geological Society of American Abstracts with Programs*, v. 19, p. 325.
- Pérez-Segura, E. (1993). Los yacimientos de oro y plata de Sonora, México y sus relaciones con la geología regional, in Delgado-Argote, Luis, y Martín-Barajas, Arturo, eds., *Contribuciones a la tectónica del Occidente de México: Unión Geofísica Mexicana, Monografía 1*, p. 147–174.
- Pérez-Segura, E., Cheilletz, A., Herrera-Urbina, S. y Hanes, Y. J. (1996). Geología, mineralización, alteración y edad del yacimiento de oro de San Francisco, Sonora – Un depósito mesotermal en el noroeste de México. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, México. Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Vandoeuvre-les-Nancy, France. Department of Geological Sciences, Queen's University, Kingston, Canada.
- Pérez-Segura, E., Romero-Valle, J. M., Orozco-Rivera, G., Rosales-Suárez, D. y Martínez-Peñuñuri, R. (2019). Ensayo geometalúrgico para la recuperación de oro de la zona de sulfuros primarios de la mina La Herradura, Sonora, México. Departamento de Geología, Universidad de Sonora, México. Gerencia de Proyectos Mineros, Zona Noroeste, Fresnillo, PLC., Caborca, Sonora, México. Centro de Investigación y Desarrollo Tecnológico Servicios Especializados Peñoles S.A. de C.V, Torreón, Coahuila, México. Laboratorio Tecnológico de Metalurgia LTM, S.A. de C.V. Hermosillo, Sonora, México.
- Poole, F.G., Perry, W.J., Jr., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate tectonic model: *Geological Society of America Special Paper 393*, 543-596.
- Poulsen, K. H., Mortensen J. K., and Walford, P. C. (2008). San Francisco gold deposit, Santa Ana region, Sonora, Mexico; Laramide orogenic, intrusion-related mineralization? In Spencer, J.E., and Tittley, S.R., eds., *Ores and orogenesis; CircumPacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits: Arizona Geological Society Digest 22*, 547–559.
- Quintanar, F. (2008). La Herradura Ore Deposit: An orogenic gold deposit in northwestern Mexico. Department of Geosciences. University of Arizona.

- Ridley, J. Mikucki, E. J. y Groves, D. I. (1996). Archean lode-gold deposits—fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems: *Ore Geology Review*, v. 10, p. 279–293.
- Rivers, T. (2015). *Tectonic Setting and Evolution of the Grenville Orogen: An Assessment of Progress Over the Last 40 Years*. Department of Earth Sciences, Memorial University, Canada.
- Sarmiento-Villagrana, Alicia. Vega-Granillo, Ricardo. Talavera-Mendoza, Oscar and Jesús Roberto Vidal-Solano. (2016). New age constraints on magmatism and metamorphism of the Western Sonobari Complex and their implications for anearliest Late Cretaceous orogeny on northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(2), p. 170-182.
- Silberman, M. L., Giles, D. A. y Graubard, C. (1988). Characteristics of gold deposits in northern Sonora—a preliminary report: *Economic Geology*, v. 83, p. 1966–1974.
- Snyder, G. L. (1980). *Geologic map of the northernmost Park Range and southernmost Sierra Madre, Jackson and Routt Counties, Colorado*: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series I-1113, scale 1:48,000.
- Stanton Caddey W. (2002). *Structural Setting, Tectonic Deformation La Herradura Gold Deposits, Northern Sonora, México*.
- Stewart, J.H.; McMenamin, M.A.S.; y Morales-Ramírez, J.M. (1984). Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico: Physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations: U.S. Geological Survey Professional Paper 1309, 36 p.
- Stewart J.H.; Amaya-Martínez, Ricardo; y Palmer, A.R. (2002). Neoproterozoic and Cambrian strata of Sonora, Mexico—Rodinian supercontinent to Laurentian Cordilleran margin, in Barth, A., ed., *Contributions to crustal evolution of the southwestern United States*: Geological Society of America Special Paper 365, p. 5–48.
- Stewart, J.H., 2005, Evidence for Mojave-Sonora megashear-Systematic left-lateral offset of Neoproterozoic to Lower Jurassic strata and facies, western United States and northwestern México: *Geological Society of America Special Paper* 393, 209-231.
- Tosdal, R.M.; Haxel, G.B.; y Wright, J.E. (1989). Jurassic geology of the Sonoran Desert region, southern Arizona, southeastern California, and northernmost Sonora—construction of a continental-margin magmatic arc, in Jenny, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona*: Arizona Geological Society Digest, v. 17, p. 397–434.
- Tosdal, R.M.; Haxel, G.B.; Anderson, T.H.; Connors, C.D.; May, D.J.; y Wright, J.E. (1990). Highlights of Jurassic, Late Cretaceous to early Tertiary tectonics, southcentral Arizona and north-central Sonora, in Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., *Geologic excursions*

through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora. Arizona Geological Survey Special Paper 7, p. 76–88.

Thoms, J. A. (1998). Exploration and geology of the Choya Sur gold deposit, Sonora, Mexico, in Clark, K.F., ed., Gold deposits of northern Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists Guidebook 30, p. 157–176.

Vega-Granillo, R., Bourjac-de-Anda, A., Vidal-Solano, J. R. and Araux-Sánchez, E. (2019). The Alamos Metamorphic Complex, evidence of late Paleozoic collision between Laurentia and Gondwanan blocks in northwestern Mexico.

Whitmeyer, S. J. & Karlstrom, K. E. (2007). Tectonic model for the Proterozoic growth of North America.

ANEXO 1

GEOCROLOGÍA

El procedimiento utilizado para el estudio de geocronología inicia con la etapa de preparación de la roca para obtener una concentración de zircones, seguida por la determinación de los puntos de análisis según la morfología y tamaño de los zircones, definidos sobre una fotografía de catodoluminiscencia; finalizando con el análisis U-Th-Pb mediante espectrometría de masas con ablación láser del centro de investigación del departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona *Laserchron Center*. La metodología desarrollada se detalla a continuación:

Técnica de separación de minerales

Tiene como objetivo concentrar zircones de un tamaño específico. La fracción tamizada ideal para obtener zircones, monacitas y apatitos es la fracción concentrada entre las mallas 100 y 200. Este proceso inicia con la trituración de la muestra, evitando el riesgo de contaminación con otras muestras o materiales. Se debe realizar el descoste de la muestra, lo cual consiste en eliminar las zonas superficiales alteradas de los bloques colectados, posteriormente, se introducen los fragmentos al molino de quijadas (Figura 5) y el producto se pasa por los tamices 20, 40, 50, 60, 80,100 respectivamente hasta obtener un cribado homogéneo.

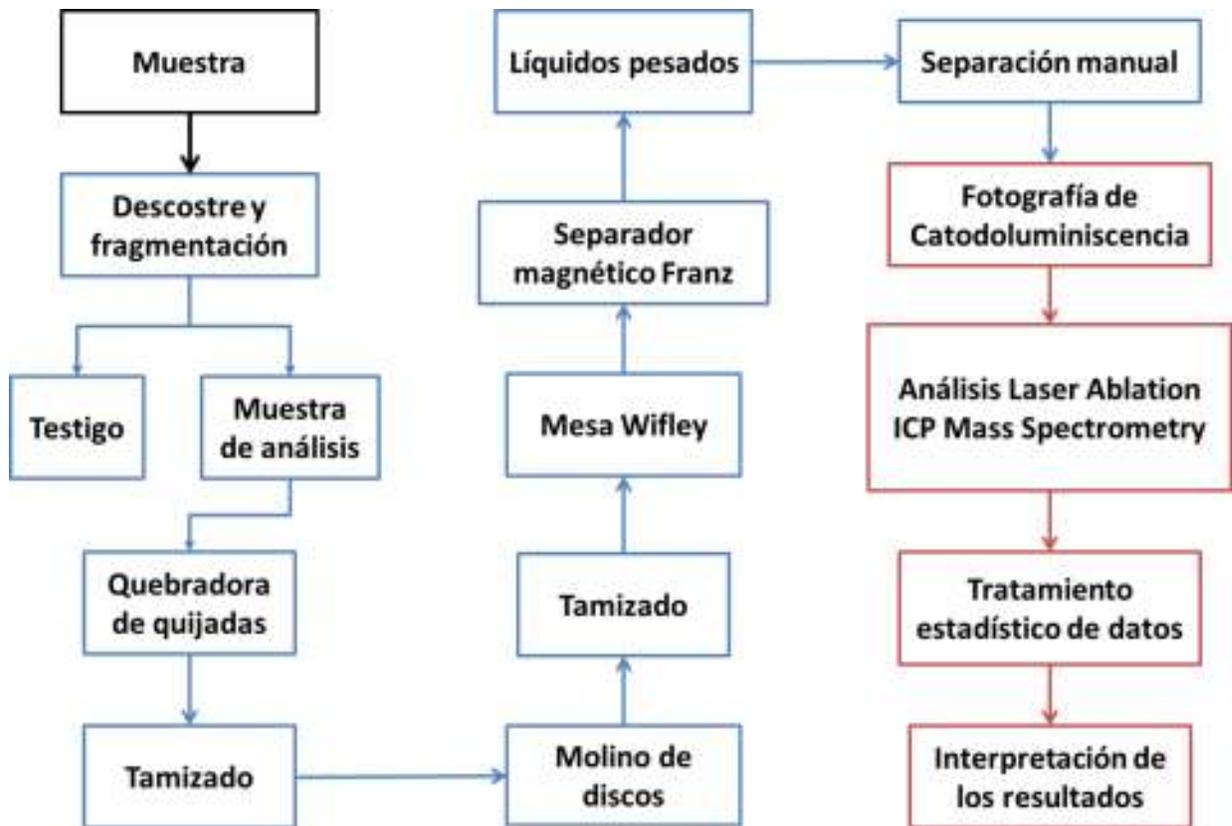


Figura 127. Procedimiento utilizado para la separación de minerales.

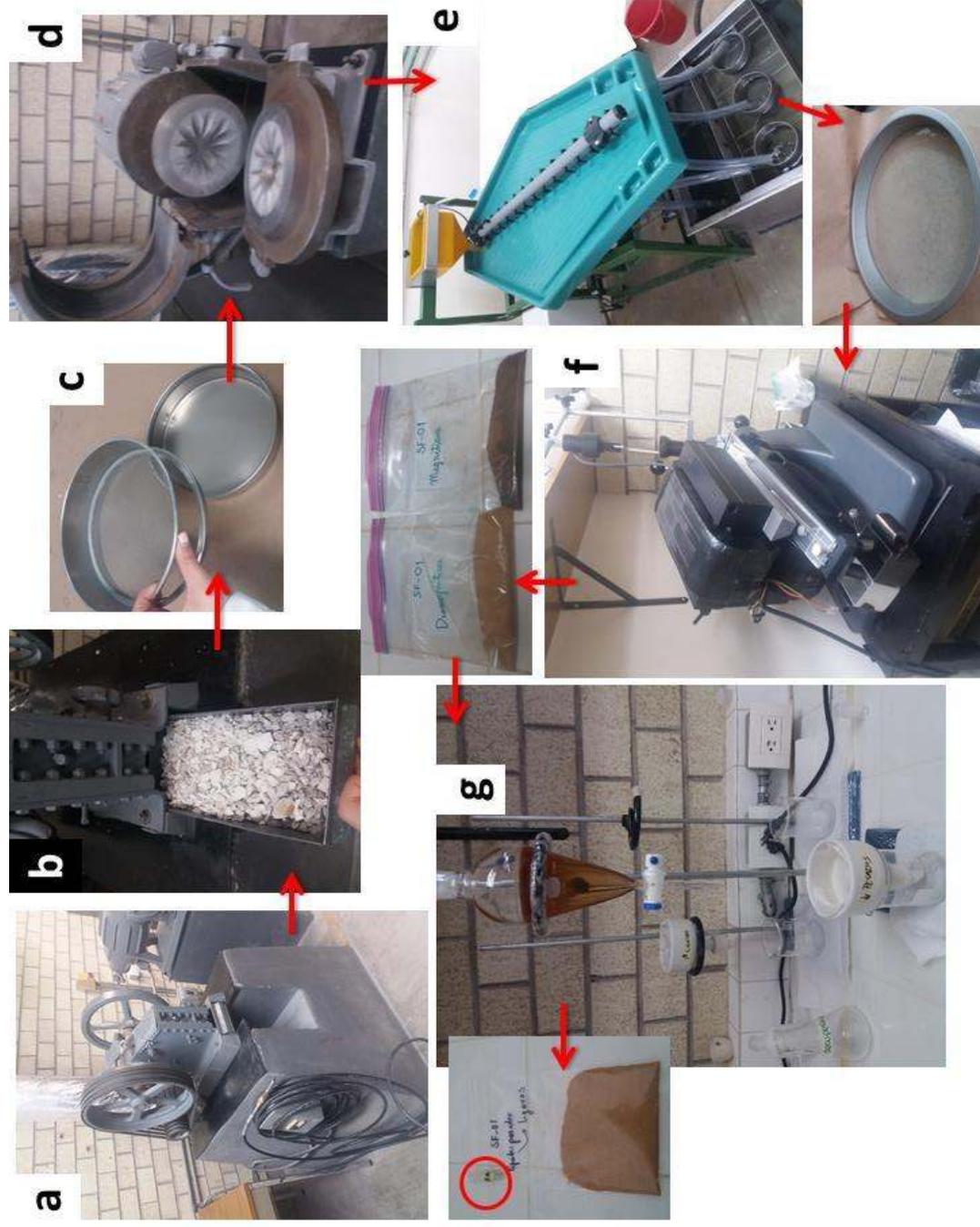


Figura 128. A) Proceso de trituración en la quebradora de quijadas Brawn Chipmunk; b) fragmentos inferiores a 1 cm; c) tamizado para la obtención de zircones; d) Pulverizadora Retsch; e) Mesa Wifley utilizada en la separación por densidad; f) Electroimán Frantz isodinámico empleado en la separación magnética de minerales y sus respectivas fracciones resultantes de la separación magnética en minerales diamagnéticos y magnéticos; g) Separación de minerales por densidad utilizando líquidos pesados para la concentración de zircones.

Separación de minerales por densidad en la mesa Wifley

Por medio de un alimentador de vibración variable se traspasa lenta y progresivamente la muestra a la mesa Wifley. A través del flujo de agua en la mesa Wifley con un comportamiento laminar, se produce un movimiento horizontal de las partículas, paralelo al flujo de agua, separándose así las partículas ligeras con una trayectoria perpendicular al eje de la mesa. Estos movimientos de agua son contrarrestados por cambios repentinos, contrarios al flujo del agua, el cual provoca que los minerales más pesados se separen del resto. Los minerales con densidades intermedias, al golpear la mesa, flotan siguiendo una trayectoria oblicua y muy cercana a los rizos longitudinales de la mesa. Los minerales pesados se arrastran con el movimiento de la mesa, en dirección del flujo del agua, describiendo una trayectoria casi paralela al eje mayor de la mesa, para así obtener un concentrado de minerales pesados.

Separación magnética de minerales

El separador magnético Frantz emite un campo magnético variable, controlado por un amperímetro, el cual se ajusta en 0.2 A, 0.6 A, 1.0 A y 1.6 A respectivamente (A: amperes) para aprovechar la susceptibilidad magnética de las partículas y separar minerales magnéticos de los diamagnéticos. El equipo está compuesto por un riel inclinado con dos canales; en un canal circulan los minerales no magnéticos o de menor susceptibilidad magnética y en el otro los minerales con mayor susceptibilidad magnética.

Separación de minerales por líquidos pesados

Con este fin se utilizó la substancia politungstato de sodio + agua, en relación 2:8, tiene una densidad promedio de 2.7 g/cm^3 de tal forma que los minerales con densidad mayor se sumerjan y los minerales de menor densidad floten, separando efectivamente agregados de cuarzo y feldespato de los zircones, monacitas y apatitos. En un embudo de separación de 250 ml, se vacía el líquido preparado. El embudo se coloca en un soporte universal, debajo otro embudo con papel filtro y un matraz de 500 ml. En el papel filtro se recuperarán los minerales pesados. Se introducen aproximadamente 100 g de la muestra en el embudo de separación y se revuelve con un agitador de vidrio. Se deja reposar el líquido 10 minutos de modo que los minerales más pesados se alojen en el fondo del embudo y los más ligeros floten. Los minerales pesados concentrados en el fondo del embudo se recuperan abriendo la llave del embudo y dejándolos caer en el papel filtro. Los minerales que se quedaron flotando no son de interés. Se eliminan los residuos de politungstato de los minerales enjuagándolos con agua destilada.

Separación de poblaciones de zircones

Se identifica las diferentes poblaciones de zircones según características de morfología, color, forma cristalina y tamaño; posteriormente se realiza el montaje de las poblaciones identificadas, teniendo en cuenta de todas las poblaciones de zircones deben ser estadísticamente representativas, para no sesgar los resultados del análisis.

Cátodoluminiscencia (CL)

Un microscopio electrónico de barrido bombardea la superficie de los zircones montados y pulidos con un haz acelerado de electrones. Posteriormente se recolectan los fotones emitidos desviándolos mediante un espejo hacia un sistema de colección, obteniendo así una imagen CL en la cual es posible identificar la estructura interna de los zircones, morfología, zonación y otros rasgos texturales.

Análisis geocronológico U-Pb

A través del análisis isotópico U-Pb realizado en el laboratorio ALC (Arizona Laserchron Center) del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona se determinó la edad de 2 rocas metamórficas muestreadas en el tajo de la mina San Francisco, utilizando el equipo LA-ICP-MS (Espectrometría de masas de plasma por acoplamiento inductivo de ablación láser), el cual consta de un láser enfocado en la superficie de la muestra para generar partículas finas con diámetro de 35 micrones, proceso conocido como ablación láser. Las partículas extraídas luego se transportan a la fuente de excitación secundaria del instrumento ICP-MS para la digestión y la ionización de la masa muestreada. Los iones excitados en la antorcha de plasma se introducen posteriormente en un espectrómetro de masas para el análisis elemental e isotópico.

RESULTADOS DE LA MUESTRAS ANALIZADAS

Datos analíticos U-Pb por LA-ICPMS de zircones de la muestra SF72 del yacimiento de oro orogénico San Francisco, Sonora, México

Punto de análisis	U (ppm)	206Pb / 204Pb	U/Th	Isotope ratios				Apparent ages (Ma)											
				206Pb* (%)	207Pb* (%)	235U* (%)	238U (%)	206Pb* (%)	error corr.	238U* (Ma)	235U (Ma)	207Pb* (Ma)	206Pb* (Ma)						
-SF72 Spot 44r	886	437308	42,1	10,8218	0,6	3,0920	1,2	0,2428	1,0	0,86	1401,2	12,7	1430,7	9,0	1474,9	11,4	1474,9	11,4	95,0
-SF72 Spot 0	259	72512	2,3	10,4405	0,5	3,5209	1,0	0,2667	0,9	0,87	1524,1	12,4	1531,9	8,3	1542,6	9,6	1542,6	9,6	98,8
-SF72 Spot 6	238	45287	3,1	10,4121	0,8	3,6896	1,2	0,2787	0,9	0,76	1585,0	13,2	1569,1	9,9	1547,8	15,0	1547,8	15,0	102,4
-SF72 Spot 11	174	86198	3,4	10,1576	0,5	3,7340	1,2	0,2752	1,0	0,89	1567,2	14,3	1578,7	9,3	1594,1	9,8	1594,1	9,8	98,3
-SF72 Spot 36	394	96410	1,7	9,7494	0,7	3,9576	1,5	0,2800	1,3	0,88	1591,2	18,1	1625,6	11,9	1670,3	13,1	1670,3	13,1	95,3
-SF72 Spot 4	196	107915	3,1	9,6781	0,8	4,1558	1,2	0,2918	0,9	0,76	1650,7	13,5	1665,4	10,0	1683,9	14,6	1683,9	14,6	98,0
-SF72 Spot 42	64	7145	2,1	9,5891	0,9	4,4304	1,3	0,3083	1,0	0,75	1732,1	14,7	1718,0	10,7	1700,9	15,9	1700,9	15,9	101,8
-SF72 Spot 19	193	44840	3,7	9,5186	0,6	4,4846	1,1	0,3097	0,8	0,80	1739,4	12,9	1728,1	8,8	1714,5	11,8	1714,5	11,8	101,5
-SF72 Spot 30r	596	194170	19,0	9,5165	0,9	4,1248	1,5	0,2848	1,2	0,79	1615,6	17,0	1659,2	12,3	1714,9	17,0	1714,9	17,0	94,2
-SF72 Spot 3	94	134037	2,5	9,5113	0,7	4,4752	1,0	0,3088	0,7	0,75	1735,0	11,4	1726,4	8,3	1715,9	12,2	1715,9	12,2	101,1
-SF72 Spot 41r	1147	112267	25,5	9,5087	0,6	4,0914	1,2	0,2823	1,1	0,88	1602,8	14,9	1652,6	9,7	1716,4	10,4	1716,4	10,4	93,4
-SF72 Spot 33	210	56231	1,8	9,5039	0,7	4,4187	1,5	0,3047	1,3	0,89	1714,6	19,9	1715,9	12,3	1717,3	12,6	1717,3	12,6	99,8
-SF72 Spot 40	233	74295	2,4	9,4760	0,7	4,4549	1,3	0,3063	1,0	0,84	1722,5	15,9	1722,6	10,4	1722,8	12,5	1722,8	12,5	100,0
-SF72 Spot 45	234	114604	3,0	9,4731	0,7	4,3604	1,1	0,2997	0,9	0,81	1689,9	13,6	1704,9	9,4	1723,3	12,3	1723,3	12,3	98,1
-SF72 Spot 21	176	847803	2,2	9,4637	0,8	4,4110	1,4	0,3029	1,2	0,84	1705,6	17,7	1714,4	11,6	1725,1	13,8	1725,1	13,8	98,9
-SF72 Spot 15	317	288315	2,7	9,4576	0,6	4,3790	1,0	0,3005	0,8	0,78	1693,8	11,5	1708,4	8,2	1726,3	11,3	1726,3	11,3	98,1
-SF72 Spot 8	434	61926	2,9	9,4526	0,8	4,4753	1,4	0,3069	1,1	0,83	1725,7	17,0	1726,4	11,2	1727,3	13,8	1727,3	13,8	99,9
-SF72 Spot 29c	177	50747	2,0	9,4500	0,6	4,5167	1,3	0,3097	1,2	0,90	1739,2	18,0	1734,0	10,9	1727,8	10,5	1727,8	10,5	100,7
-SF72 Spot 16	284	39833	1,4	9,4485	0,6	4,4005	1,1	0,3017	0,9	0,86	1699,7	14,0	1712,4	9,1	1728,1	10,4	1728,1	10,4	98,4
-SF72 Spot 25	445	60653	2,7	9,4461	0,7	4,5624	1,4	0,3127	1,2	0,86	1754,0	17,9	1742,4	11,3	1728,5	12,9	1728,5	12,9	101,5
-SF72 Spot 10	85	25291	2,7	9,4459	0,7	4,4635	1,3	0,3059	1,1	0,84	1720,6	16,0	1724,2	10,5	1728,6	12,6	1728,6	12,6	99,5
-SF72 Spot 37	258	32871	2,0	9,4374	0,6	4,3806	1,2	0,3000	1,0	0,85	1691,1	15,0	1708,7	9,8	1730,2	11,4	1730,2	11,4	97,7
-SF72 Spot 2	304	121824	2,4	9,4368	0,6	4,4940	1,1	0,3077	0,9	0,84	1729,4	14,2	1729,9	9,3	1730,4	11,3	1730,4	11,3	99,9
-SF72 Spot 32r	551	320836	6,9	9,4305	0,7	4,1739	1,3	0,2856	1,1	0,84	1619,5	15,7	1668,9	10,7	1731,6	13,0	1731,6	13,0	93,5
-SF72 Spot 24	263	387852	2,8	9,4119	0,7	4,5836	1,3	0,3130	1,0	0,83	1755,5	16,0	1746,3	10,5	1735,2	13,0	1735,2	13,0	101,2
-SF72 Spot 22	209	212417	2,8	9,4064	0,7	4,4491	1,1	0,3037	0,8	0,74	1709,4	12,4	1721,5	9,2	1736,3	13,7	1736,3	13,7	98,5
-SF72 Spot 50	318	198145	4,6	9,4014	0,7	4,5749	1,2	0,3121	1,1	0,85	1750,9	16,2	1744,7	10,4	1737,3	12,1	1737,3	12,1	100,8
-SF72 Spot 35	397	62976	1,9	9,3993	0,5	4,4236	1,2	0,3017	1,1	0,91	1699,7	16,3	1716,8	9,9	1737,7	9,1	1737,7	9,1	97,8

-SF-65 Spot 6	233	67428	2.7	11.2874	0.7	2.8471	1.2	0.2332	1.0	0.81	1351.1	12.0	1368.1	9.1	1394.5	13.6	1394.5	13.6	96.9
-SF-65 Spot 40	822	1930686	39.1	10.3071	0.6	3.5777	1.1	0.2676	1.0	0.84	1528.4	12.9	1544.6	9.0	1566.8	11.5	1566.8	11.5	97.6
-SF-65 Spot 3	2552	1112893	142.5	10.2769	0.7	2.9230	1.3	0.2180	1.1	0.86	1271.1	13.2	1387.9	10.1	1572.3	12.9	1572.3	12.9	80.8
-SF-65 Spot 31	730	241326	15.5	10.1907	0.7	3.6333	1.2	0.2687	1.0	0.82	1534.0	13.3	1556.8	9.4	1588.0	12.6	1588.0	12.6	96.6
-SF-65 Spot 2	9476	69814	187.8	10.1564	0.6	1.3564	1.1	0.1000	0.9	0.84	614.2	5.5	870.3	6.5	1594.3	11.0	1594.3	11.0	38.5
-SF-65 Spot 32	1977	82590	86.0	10.0849	0.5	3.2307	1.7	0.2364	1.6	0.95	1368.0	19.5	1464.5	12.9	1607.5	9.4	1607.5	9.4	85.1
-SF-65 Spot 27	1018	2491817	16.1	10.0508	0.6	3.5529	1.1	0.2591	1.0	0.86	1485.3	12.8	1539.1	8.9	1613.8	10.5	1613.8	10.5	92.0
-SF-65 Spot 24	1105	395854	14.1	10.0144	0.6	3.7159	1.2	0.2700	1.0	0.85	1540.8	14.2	1574.8	9.7	1620.6	11.7	1620.6	11.7	95.1
-SF-65 Spot 37	516	841497	2.3	9.9930	0.7	3.9926	1.4	0.2895	1.2	0.86	1639.0	17.3	1632.7	11.3	1624.5	13.3	1624.5	13.3	100.9
-SF-65 Spot 38	534	5734391	2.3	9.8486	0.5	4.0407	1.3	0.2887	1.2	0.93	1635.2	17.4	1642.4	10.5	1651.6	8.8	1651.6	8.8	99.0
-SF-65 Spot 20	990	157416	40.9	9.8158	0.6	3.9965	1.1	0.2846	1.0	0.86	1614.7	13.7	1633.5	9.0	1657.8	10.4	1657.8	10.4	97.4
-SF-65 Spot 25	1014	91249	64.5	9.8116	0.6	3.5996	1.5	0.2563	1.3	0.90	1470.7	17.3	1549.4	11.6	1658.6	11.9	1658.6	11.9	88.7
-SF-65 Spot 23	717	604946	10.5	9.7420	0.7	4.1520	1.5	0.2935	1.3	0.89	1658.9	19.6	1664.6	12.3	1671.7	12.7	1671.7	12.7	99.2
-SF-65 Spot 26	560	264888	3.1	9.7360	0.7	4.1841	1.4	0.2956	1.2	0.87	1669.4	18.1	1670.9	11.6	1672.9	12.7	1672.9	12.7	99.8
-SF-65 Spot 5	1083	340990	7.8	9.7241	0.6	4.0072	1.2	0.2827	1.0	0.86	1605.1	14.4	1635.7	9.6	1675.1	11.3	1675.1	11.3	95.8
-SF-65 Spot 17	1458	479007	15.7	9.7018	0.6	3.9261	1.1	0.2764	0.9	0.86	1573.1	13.2	1619.1	8.9	1679.4	10.4	1679.4	10.4	93.7
-SF-65 Spot 22	1069	479616	33.5	9.6576	0.6	4.0041	1.3	0.2806	1.1	0.90	1594.3	16.1	1635.0	10.3	1687.8	10.5	1687.8	10.5	94.5
-SF-65 Spot 18	2029	500285	111.9	9.6309	0.7	4.0499	1.2	0.2830	1.0	0.82	1606.5	14.3	1644.3	10.0	1692.9	12.9	1692.9	12.9	94.9
-SF-65 Spot 19	1189	1808906	8.1	9.6258	0.6	4.0723	1.2	0.2844	1.1	0.88	1613.6	15.4	1648.8	10.0	1693.9	10.6	1693.9	10.6	95.3
-SF-65 Spot 35	1070	78488	25.3	9.6074	0.7	3.9366	1.3	0.2744	1.1	0.85	1563.2	14.8	1621.2	10.2	1697.4	12.2	1697.4	12.2	92.1
-SF-65 Spot 16	1469	2093549	8.5	9.5970	0.6	3.9924	1.3	0.2780	1.1	0.89	1581.3	16.0	1632.6	10.4	1699.4	10.7	1699.4	10.7	93.1
-SF-65 Spot 12	1330	689410	31.2	9.5816	0.5	4.0008	1.2	0.2781	1.0	0.89	1582.0	14.5	1634.4	9.4	1702.4	9.7	1702.4	9.7	92.9
-SF-65 Spot 1	803	2777123	2.3	9.5354	0.6	4.2360	1.3	0.2931	1.2	0.91	1656.9	17.8	1681.0	11.0	1711.3	10.1	1711.3	10.1	96.8
-SF-65 Spot 10	1948	255279	77.3	9.5257	0.6	3.7812	1.4	0.2613	1.3	0.91	1496.7	17.1	1588.8	11.3	1713.1	10.7	1713.1	10.7	87.4
-SF-65 Spot 34	930	2290085	2.3	9.4957	0.6	4.2443	1.2	0.2924	1.0	0.86	1653.7	14.6	1682.6	9.6	1718.9	10.8	1718.9	10.8	96.2
-SF-65 Spot 0	1475	469114	91.4	9.4652	0.6	4.0472	1.5	0.2780	1.3	0.90	1581.1	18.5	1643.7	11.9	1724.8	11.7	1724.8	11.7	91.7
-SF-65 Spot 39	1426	1125319	13.3	9.4356	0.7	4.1091	1.2	0.2813	1.0	0.84	1598.0	14.4	1656.1	9.9	1730.6	11.9	1730.6	11.9	92.3
-SF-65 Spot 11	2308	2376667	128.5	9.4265	0.4	4.0114	0.9	0.2744	0.8	0.89	1562.9	10.9	1636.5	7.2	1732.4	7.5	1732.4	7.5	90.2
-SF-65 Spot 33	2944	3682354	25.2	9.4171	0.5	4.2574	1.0	0.2909	0.9	0.88	1646.0	12.4	1685.2	7.9	1734.2	8.4	1734.2	8.4	94.9
-SF-65 Spot 9	2453	1321016	28.7	9.4061	0.5	4.0435	1.1	0.2760	1.0	0.90	1571.0	14.1	1643.0	9.2	1736.3	9.1	1736.3	9.1	90.5
-SF-65 Spot 14	1219	1775849	8.9	9.4012	0.5	4.2400	1.0	0.2892	0.9	0.86	1637.7	12.4	1681.8	8.2	1737.3	9.5	1737.3	9.5	94.3
-SF-65 Spot 28	2534	2073108	102.5	9.3917	0.5	4.1602	0.9	0.2835	0.8	0.85	1609.0	10.9	1666.2	7.4	1739.1	8.6	1739.1	8.6	92.5
-SF-65 Spot 29	1534	46357	26.4	9.3904	0.7	4.0834	1.3	0.2782	1.0	0.82	1582.4	14.7	1651.0	10.4	1739.4	13.2	1739.4	13.2	91.0
-SF-65 Spot 8	1348	65718	9.8	9.3808	0.6	4.2044	1.2	0.2862	1.0	0.85	1622.4	14.8	1674.9	10.0	1741.3	11.8	1741.3	11.8	93.2
-SF-65 Spot 36	2505	19783	341.9	9.0941	0.6	4.2937	1.1	0.2833	0.9	0.83	1608.1	13.5	1692.2	9.3	1798.0	11.3	1798.0	11.3	89.4

Tabla 8. Resultados de edades isotópicas para la muestra SF65.

ANEXO 2

ENSAYO TRIAXIAL DE SUELOS

Este ensayo también denominado ensayo consolidado rápido (R), consta de tres etapas (saturación, consolidación y compresión). Inicialmente, la probeta es saturada completamente de agua, luego incrementando la presión de cámara es consolidada, esta etapa lleva al suelo a un estado prescrito de volumen y de presión de poros, a partir del cual se pueden medir con exactitud los siguientes cambios de volumen o de presión de poros que ocurrirán durante el ensayo. Finalmente, cuando se ha disipado el exceso de presión de poros al valor de la contrapresión original σ_3 se cierran las válvulas de drenaje para empezar la compresión, donde la probeta llegará al punto cedente sin drenado. Cuanto mayor sea la presión de cámara s_3 mayor será el esfuerzo desviador necesario para producir la falla.

La duración de la etapa de consolidación depende al tipo de suelo y al tamaño de la probeta, en algunos casos esta etapa puede durar hasta 48 horas; mientras que la etapa de compresión puede durar de 10 minutos hasta 2 horas.

El objetivo del ensayo es determinar los parámetros efectivos c' y Φ' , ya que estos gobiernan la resistencia al corte del suelo y determinar también algunas características respecto al cambio de volumen y rigidez del suelo. Para dibujar el círculo de esfuerzos de Mohr que condicionará la envolvente de falla deben determinarse los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 , para lo cual se recolectan periódicamente los valores de los deformímetros que controlan el anillo de carga y la deformación vertical (DL) de la probeta durante la compresión y también la presión poros en la probeta.

Con el área corregida \bar{A} de la probeta puede determinarse el esfuerzo desviador que actúa en la probeta. Midiendo el exceso de presión de poros Δu durante la etapa de compresión, se puede determinar el parámetro A de Skempton que será:

$$\bar{A} = \frac{\Delta u}{\sigma_d} \quad [6.39]$$

Donde:

\bar{A} = Parámetro de Skempton.

Δu = Exceso de presión de poros durante la compresión.

σ_d = Esfuerzo desviador.

Se grafica el esfuerzo desviador s_d en función a la deformación vertical e , también el exceso de presión de poros y el parámetro A de Skempton. La curva que corresponde al esfuerzo desviador de falla (σ_d) f tendrá un valor pico o crítico según al Tipo de suelo donde alguno de estos se

considerará el instante de falla, para este instante de falla se tendrá un valor del exceso de presión de poros y del coeficiente A.

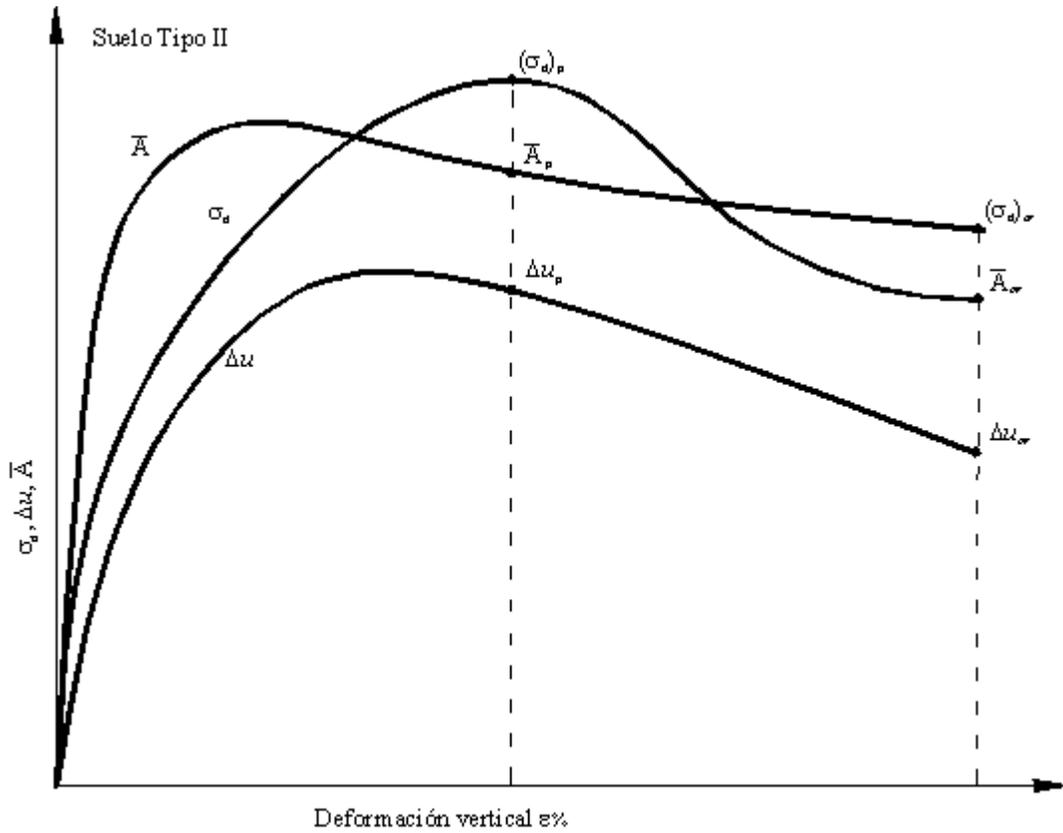


Figura 129. Deformación vertical en función a sd, Du y A en un triaxial CU en suelo Tipo II.

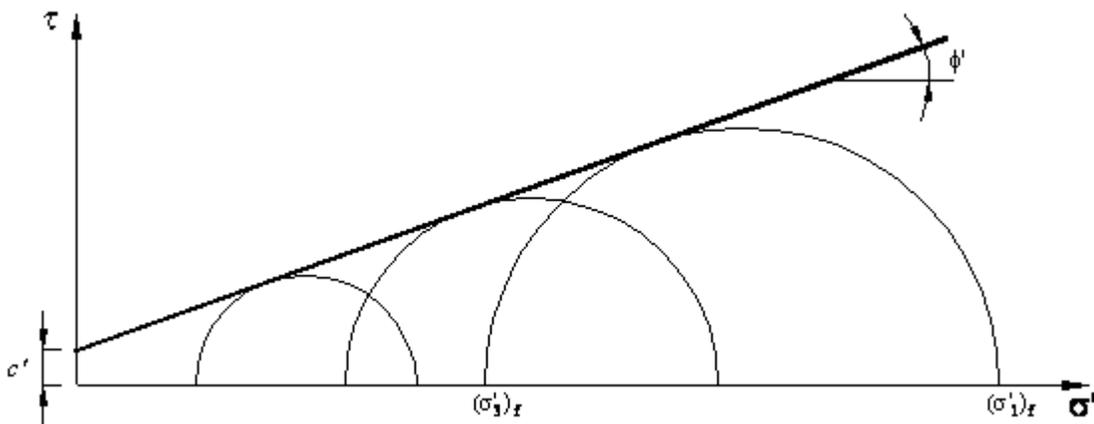


Figura 130. Envolvente de falla para un suelo Tipo II en un ensayo triaxial CU.

La presión que se aplicó en la celda para consolidación será el esfuerzo principal menor σ_3 , por lo cual el esfuerzo efectivo principal menor y mayor en la falla será:

$$(\sigma'_3)_f = \sigma_3 - (\Delta u)_f$$

$$(\sigma'_1)_f = (\sigma_3 + \sigma_1)_f - (\Delta u)_f$$

Teniendo los esfuerzos principales puede entonces graficarse el círculo de esfuerzo de Mohr, se realizan como mínimo tres ensayos para trazar una adecuada envolvente de falla.

En este ensayo la resistencia al corte permanece prácticamente constante para un intervalo grande de los valores de presión de menores que la presión de sobreconsolidación. Las arcillas NC muestran una resistencia adicional con respecto a la obtenida, esta es atribuible a los mismos efectos de sobreconsolidación, estos efectos son comparativamente mayores a los del ensayo drenado debido a que se impide el drenaje. En los casos de obras que están sobre depósitos de arcilla en las cuales el tiempo de construcción se extiende por tiempo razonablemente largo, puede suponerse que al final de la construcción se habrá producido algún grado de consolidación. Si en ese momento las sollicitaciones de corte que se generan tienen magnitud suficiente para producir la falla, ésta se producirá rápidamente sin drenaje adicional. Este comportamiento se modela en el ensayo consolidado no drenado, en el cual la muestra se consolida bajo la presión de cámara y luego se lleva a la ruptura aumentando el esfuerzo desviador sin permitir el drenaje. Este ensayo es aplicado en muestras alteradas e inalteradas de arcilla y también en arena y grava.

Si se permitiera el drenaje, una muestra de arena suelta experimentaría una disminución de volumen, pero como el drenaje está impedido no puede ocurrir cambio de volumen y la presión de poros aumenta. Para el caso de arenas densas el drenaje implicaría un aumento de volumen luego de una pequeña compresión inicial, pero como no se permite el drenaje el aumento de volumen es imposible y se desarrolla una presión de poros negativa.

A continuación, se muestran los resultados de los ensayos realizados en las muestras de material triturado de falla, cuyos valores se utilizaron en la modelación numérica:

UNIVERSIDAD DE SONORA
 DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL Y MINAS
Laboratorio Experimental de Ingeniería
PRUEBA DE COMPRESION TRIAXIAL RAPIDA

Formato: UNI-LEI-TX-0
 Fecha: 01-01-2016
 Revisión: 0

Proyecto: **Mina San Francisco, Sonora Central**
 Ubicación: **Estacion Llano, Santa Ana**
 Localización: **Santa Ana, Sonora**
 Pozo: 488597 E 3357399 N Muestra: **Alterada** Fecha: **22-sep-18**
 Prof.: **Altura 622 m**

Información probeta	1		Esfuerzo de confinamiento =	49.05 KPa	
Diametro=	3.61	cm	Testigo de humedad	ρ Húmedo=	1852 kg/cm ³
Altura=	8.23	cm	Masa _(tara) =	28.9	g
Masa probeta=	156.053	g	Masa _(h + t) =	184.8	g
Area=	10.247	cm ²	Masa _(s + t) =	169.5	g
Volumen=	84.279	cm ³	ω % =	10.89	%
				ρ_d =	1670 kg/cm ³
				ρ_d max. =	--- kg/cm ³
				ω_{opt} % =	--- %
				% Comp. =	%

DEFORMACION 0.01 mm	CARGA (N)	DEFORMACION LINEAL (mm)	DEFORMACION UNITARIA (%)	AREA CORREGIDA (cm ²)	ESFUERZO DESVIADOR (KPa)
0.000	2.5	0.00	0.00	10.247	2.39
0.000	51.5	0.00	0.00	10.247	50.21
0.762	71.1	0.01	0.01	10.248	69.33
5.334	90.7	0.05	0.06	10.253	88.41
13.462	129.9	0.13	0.16	10.264	126.52
19.812	169.1	0.20	0.24	10.271	164.58
24.384	188.7	0.24	0.30	10.277	183.56
30.480	208.3	0.30	0.37	10.285	202.48
36.068	237.7	0.36	0.44	10.292	230.91
40.894	247.5	0.41	0.50	10.298	240.29
45.466	267.1	0.45	0.55	10.304	259.18
48.514	286.7	0.49	0.59	10.308	278.10
54.610	306.3	0.55	0.66	10.315	296.89
61.976	325.9	0.62	0.75	10.325	315.61
65.532	335.7	0.66	0.80	10.329	324.96
69.342	345.5	0.69	0.84	10.334	334.29
75.946	355.3	0.76	0.92	10.342	343.49
81.534	352.8	0.82	0.99	10.349	340.89
94.234	347.9	0.94	1.15	10.365	335.63
114.554	343.0	1.15	1.39	10.391	330.08
132.334	333.2	1.32	1.61	10.414	319.95

Falla de probeta

MODULO DE REACCION = K_s = N/cm³

MODULO DE ELASTICIDAD - E - KPa

ORR

UNIVERSIDAD DE SONORA
 DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL Y MINAS
Laboratorio Experimental de Ingeniería
PRUEBA DE COMPRESION TRIAXIAL RAPIDA

Formato: UNI-LEI-TX-0
 Fecha: 01-01-2016
 Revisión: 0

Proyecto: **Mina San Francisco, Sonora Central**
 Ubicación: **Estacion Llano, Santa Ana**
 Localización: **Santa Ana, Sonora**
 Pozo: **488597 E 3357399 N**

Fecha: **22-sep-18**
 Prof.: **Altura 622 m 0**

Informacion probeta	2		Esfuerzo de confinamiento =	98.1 KPa	
Diametro=	3.61	cm	Testigo de humedad	ρ Húmedo=	1940 kg/cm ³
Altura=	8.10	cm	Masa _(tara) =	31.0	g
Masa probeta=	161	g	Masa _(h + t) =	231.0	g
Area=	10.25	cm ²	Masa _(s + t) =	211.0	g
Volumen=	83.00	cm ³	ω % =	11.11	%
				ρ_d =	1746 kg/cm ³
				ρ_d max. =	--- kg/cm ³
				ω_{opt} % =	--- %
				% Comp. =	%

DEFORMACION 0.01 mm	CARGA (N)	DEFORMACION LINEAL (mm)	DEFORMACION UNITARIA (%)	AREA CORREGIDA (cm ²)	ESFUERZO DESVIADOR (KPa)
0.000	4.9	0.00	0.00	10.247	4.78
0.508	98.0	0.01	0.01	10.247	95.63
4.064	176.4	0.04	0.05	10.252	172.07
10.160	254.8	0.10	0.12	10.259	248.36
17.780	313.6	0.18	0.22	10.269	305.39
24.384	352.8	0.24	0.30	10.277	343.28
35.306	392.0	0.35	0.43	10.291	380.92
39.878	411.6	0.40	0.48	10.297	399.74
43.942	431.2	0.44	0.53	10.302	418.57
46.990	441.0	0.47	0.57	10.306	427.92
56.134	450.8	0.56	0.68	10.317	436.94
58.166	460.6	0.58	0.71	10.320	446.33
63.500	470.4	0.64	0.77	10.326	455.53
69.088	480.2	0.69	0.84	10.334	464.70
78.232	499.8	0.78	0.95	10.345	483.13
82.042	509.6	0.82	1.00	10.350	492.37
86.614	519.4	0.87	1.05	10.356	501.56
94.742	529.2	0.95	1.15	10.366	510.51
99.822	539.0	1.00	1.21	10.373	519.64
114.300	543.9	1.14	1.39	10.391	523.43
139.446	548.8	1.39	1.70	10.423	526.51

Falla de probeta

MODULO DE REACCION - Ks - N/cm³

MODULO DE ELASTICIDAD - E - KPa

ORR

UNIVERSIDAD DE SONORA

DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL Y MINAS

Laboratorio Experimental de Ingeniería

PRUEBA DE COMPRESION TRIAXIAL RAPIDA

Formato: UNI-LEI-TX-01

Fecha: 01-01-2016

Revisión: 0

Proyecto: Mina San Francisco, Sonora Central

Ubicación: Estacion Llano, Santa Ana

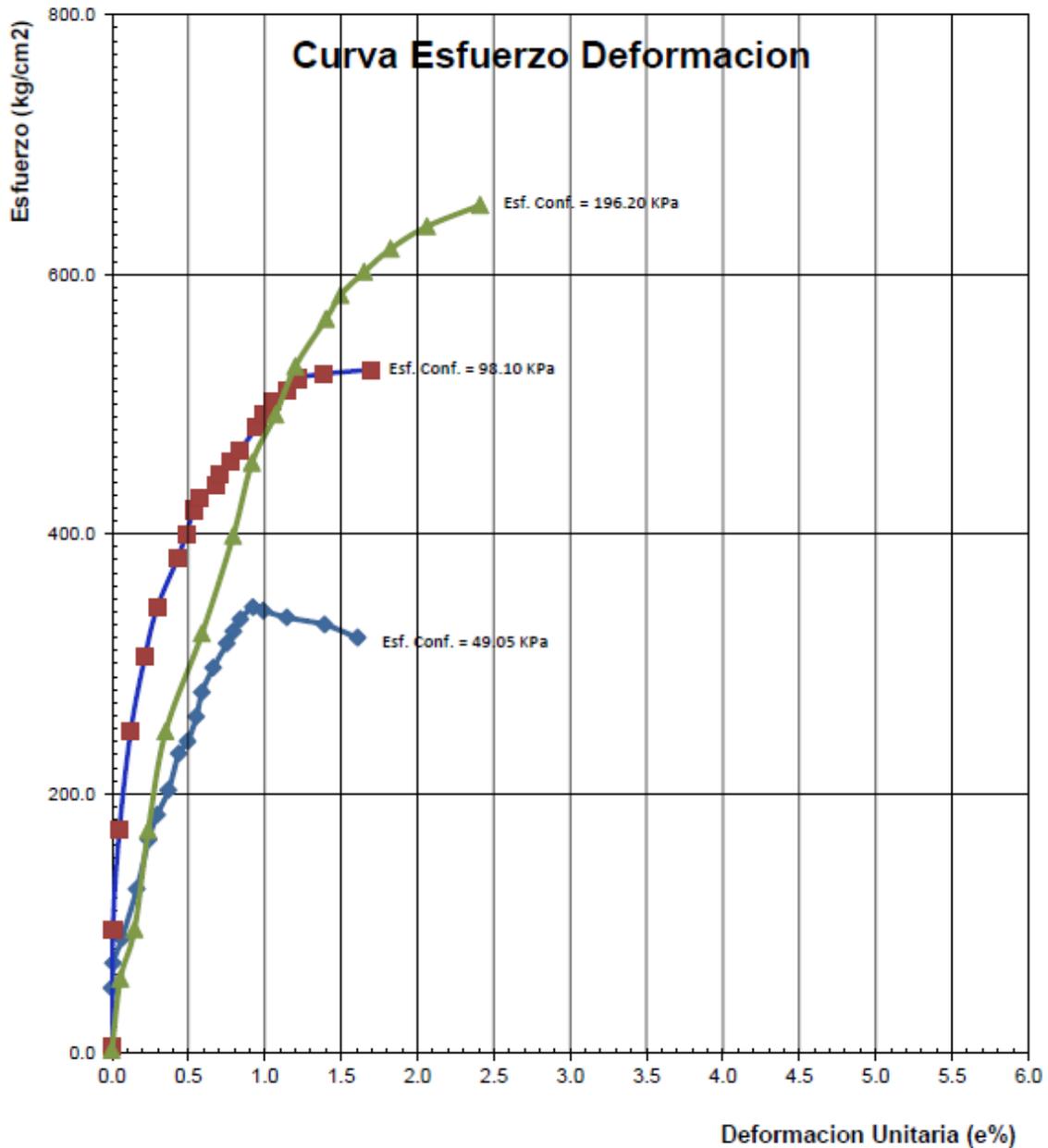
Localización: Santa Ana, Sonora

Pozo: 488597 E 3357399 N

Muestra: Alterada

Fecha: 22-sep-18

Prof.: Altura 622 m



ORR

UNIVERSIDAD DE SONORA

DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL Y MINAS

Formato: UNI-LEI-TX-03

Laboratorio Experimental de Ingeniería

Fecha: 01-01-2016

PRUEBA DE COMPRESION TRIAXIAL RAPIDA

Revisión: 0

Proyecto: **Mina San Francisco, Sonora Central**

Ubicación: **Estacion Llano, Santa Ana**

Localización: **Santa Ana, Sonora**

Pozo: **488597 E 3357399 N**

Muestra: **Alterada**

Fecha: **22-sep-18**

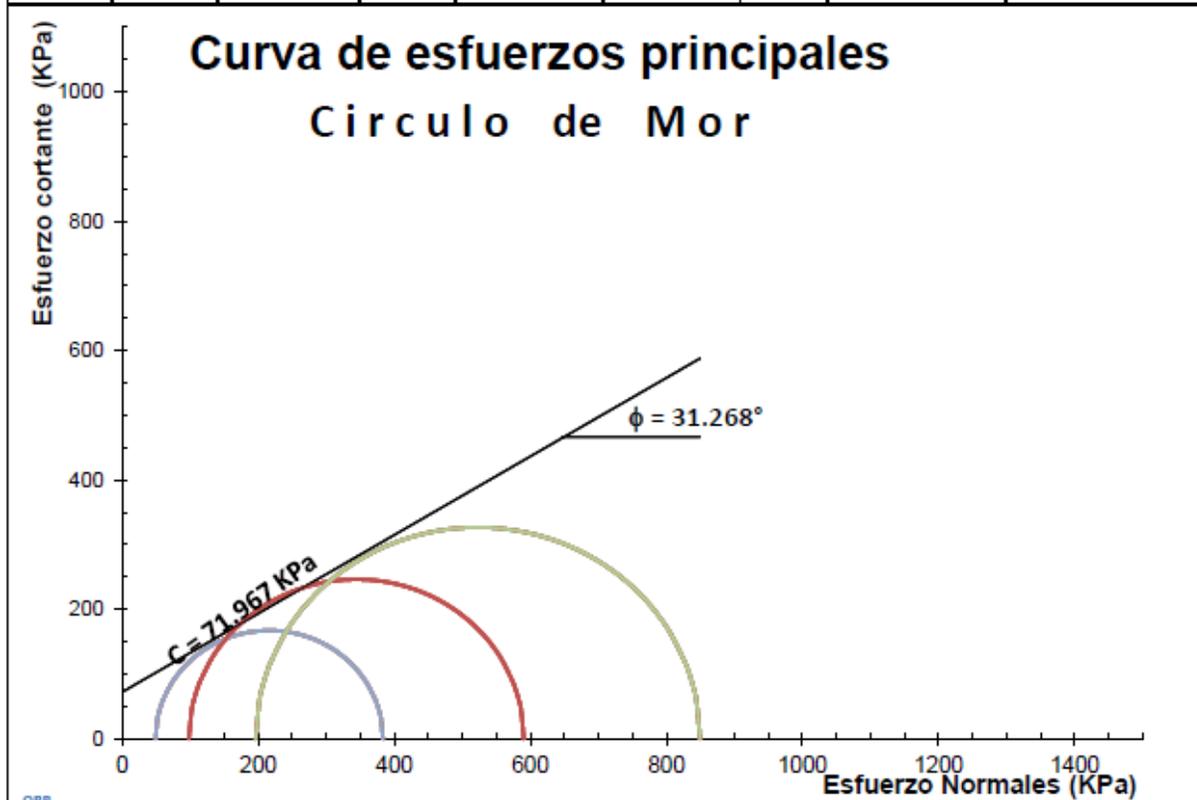
Prof.: **Altura 622 m 0**

Cohesion "C" = **71.97 KPa**

Angulo de Friccion Interna " ϕ " = **31.27 °**

Ss = 2.7

Probeta	ω %	ρ_d kg/cm3	e	G_{ω} %	Compact. %	σ_{III} KPa	σ_{dmax} KPa	σ_I KPa
1	10.89	1670	0.6169	47.6		49.05	334.3	383.3
2	11.11	1746	0.5466	54.9		98.10	492.4	590.5
3	11.76	1725	0.5651	56.2		196.2	653.3	849.5



UNIVERSIDAD DE SONORA
 DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL Y MINAS
Laboratorio Experimental de Ingeniería
PRUEBA DE COMPRESION TRIAXIAL RAPIDA

Formato: UNI-LEI-TX-0
 Fecha: 01-01-2016
 Revisión: 0

Proyecto: **Mina San Francisco, Sonora Central**
 Ubicación: **Estacion Llano, Santa Ana**
 Localización: **Santa Ana, Sonora**
 Pozo: **488507 E 3357309 N**

Fecha: **22-sep-18**
 Prof.: **Altura 622 m**

Información probeta 2 Esfuerzo de confinamiento = 98.1 KPa

Diametro=	3.61	cm	Testigo de humedad	ρ Húmedo=	2007	kg/cm ³
Altura=	8.11	cm	Masa _(tara) =	28.5	g	ρ_d = 1656 kg/cm ³
Masa probeta=	166.71	g	Masa _(h + t) =	194.5	g	ρ_d max. = --- kg/cm ³
Area=	10.25	cm ²	Masa _(s + t) =	165.5	g	ω_{opt} % = --- %
Volumen=	83.08	cm ³	ω % =	21.20	%	% Comp. = %

DEFORMACION 0.01 mm	CARGA (N)	DEFORMACION LINEAL (mm)	DEFORMACION UNITARIA (%)	AREA CORREGIDA (cm ²)	ESFUERZO DESVIADOR (KPa)
0.000	9.8	0.00	0.00	10.247	9.56
5.588	29.4	0.06	0.07	10.254	28.67
48.514	49.0	0.49	0.60	10.309	47.53
67.818	68.6	0.68	0.84	10.334	66.38
89.154	88.2	0.89	1.11	10.361	85.12
119.380	107.8	1.19	1.48	10.401	103.64
191.008	127.4	1.91	2.37	10.496	121.38
278.384	147.0	2.78	3.46	10.614	138.50
451.612	166.6	4.52	5.61	10.856	153.47
640.334	176.4	6.40	7.95	11.132	158.46
761.746	186.2	7.62	9.46	11.318	164.52
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69
950.722	196.0	9.51	11.81	11.619	168.69

Falla de probeta

MODULO DE REACCION = Ks = N/cm³

MODULO DE ELASTICIDAD = E = KPa

ORR

UNIVERSIDAD DE SONORA
 DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL Y MINAS
Laboratorio Experimental de Ingeniería
PRUEBA DE COMPRESION TRIAXIAL RAPIDA

Formato: UNI-LEI-TX-0
 Fecha: 01-01-2016
 Revisión: 0

Proyecto: **Mina San Francisco, Sonora Central**
 Ubicación: **Estacion Llano, Santa Ana**
 Localización: **Santa Ana, Sonora**

Pozo: **488597 E 3357399 N** Muestra: **Alterada saturada** Fecha: **22-sep-18**
 Prof.: **Altura 622 m**

Informacion probeta	3	Esfuerzo de confinamiento =	196.2	KPa				
Diametro=	3.61	cm	Testigo de humedad	ρ Húmedo=	2005	kg/cm ³		
Altura=	8.07	cm	Masa _(tara) =	28.71	g	ρ_d =	1657	kg/cm ³
Masa probeta=	165.82	g	Masa _(h + t) =	194.34	g	ρ_d max.=	---	kg/cm ³
Area=	10.25	cm ²	Masa _(s + t) =	165.592	g	$w_{opt.}$ % =	---	%
Volumen=	82.71	cm ³	w % =	21.00	%	% Comp.=		%

DEFORMACION .01 mm	CARGA (N)	DEFORMACION LINEAL (mm)	DEFORMACION UNITARIA (%)	AREA CORREGIDA (cm ²)	ESFUERZO DESVIADOR (KPa)
0.000	19.6	0.00	0.00	10.247	19.13
16.002	39.2	0.16	0.20	10.267	38.18
46.228	58.8	0.46	0.57	10.306	57.05
55.372	78.4	0.55	0.69	10.318	75.99
66.548	98.0	0.67	0.83	10.332	94.85
77.978	117.6	0.78	0.97	10.347	113.66
90.170	137.2	0.90	1.12	10.363	132.40
103.378	156.8	1.03	1.28	10.380	151.06
119.634	176.4	1.20	1.49	10.401	169.59
137.414	196.0	1.37	1.71	10.425	188.02
164.084	215.6	1.64	2.04	10.460	206.12
181.356	225.4	1.81	2.25	10.483	215.02
199.898	235.2	2.00	2.48	10.508	223.84
223.520	245.0	2.24	2.78	10.539	232.46
254.762	254.8	2.55	3.16	10.582	240.80
312.928	264.6	3.13	3.89	10.661	248.19
373.634	274.4	3.74	4.64	10.745	255.36
453.644	284.2	4.54	5.64	10.859	261.73
545.338	294.0	5.45	6.77	10.991	267.48
714.502	303.8	7.15	8.88	11.245	270.17
809.244	308.7	8.09	10.05	11.392	270.98

Falla de probeta

MODULO DE REACCION = K_s = N/cm^3

MODULO DE ELASTICIDAD = E = KPa

ORR

UNIVERSIDAD DE SONORA

DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL Y MINAS

Laboratorio Experimental de Ingeniería

PRUEBA DE COMPRESION TRIAXIAL RAPIDA

Formato: UNI-LEI-TX-0:

Fecha: 01-01-2016

Revisión: 0

Proyecto: **Mina San Francisco, Sonora Central**

Ubicación: **Estacion Llano, Santa Ana**

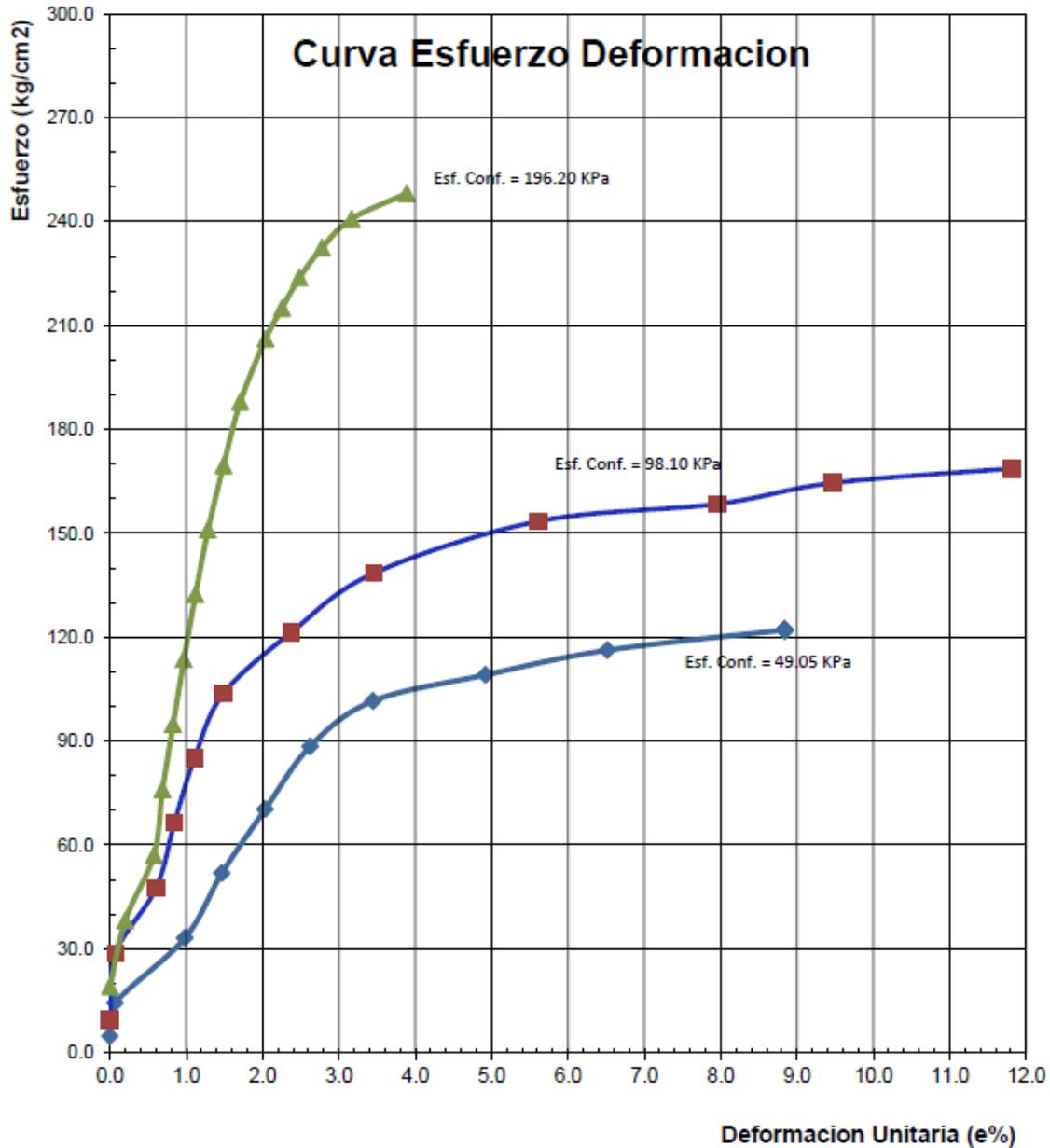
Localización: **Santa Ana, Sonora**

Pozo: **488597 E 3357399 N**

Muestra: **Alterada saturada**

Fecha: **22-sep-18**

Prof.: **Altura 622 m**



UNIVERSIDAD DE SONORA
 DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL Y MINAS
Laboratorio Experimental de Ingeniería
PRUEBA DE COMPRESION TRIAXIAL RAPIDA

Formato: UNI-LEI-TX-03
 Fecha: 01-01-2016
 Revisión: 0

Proyecto: **Mina San Francisco, Sonora Central**
 Ubicación: **Estacion Llano, Santa Ana**
 Localización: **Santa Ana, Sonora**
 Pozo: 488597 E 3357399 N

Muestra: **Alterada saturada**

Fecha: **22-sep-18**
 Prof.: **Altura 622 m** 0

Cohesion "C" = 30.00 KPa

Angulo de Friccion Interna " ϕ " = 17.38 °

$S_s = 2.7$

Probeta	ω %	ρ_d kg/cm3	e	G_ω %	Compact. %	σ_{III} KPa	$\sigma_{\text{intermedio}}$ KPa	σ_I KPa
1	21.42	1656	0.6306	91.7		49.05	122.1	171.1
2	21.20	1656	0.6308	90.8		98.10	168.7	266.8
3	21.00	1657	0.6296	90.1		196.2	248.2	444.4

