



UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

**MAGMATISMO CRETÁCICO TARDÍO-TERCIARIO
TEMPRANO Y CONDICIONES DE P-T DE
EMPLAZAMIENTO PARA INTRUSIONES
RELACIONADAS AL PÓRFIDO DE COBRE
SUAQUI VERDE, CENTRO-ESTE DE SONORA**

TESIS

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



PRESENTA:

ISIDRO IVÁN FLORES VÁSQUEZ

Hermosillo, Sonora, Octubre de 2006

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

Octubre 23, 2006.

DR. INOCENTE G. ESPINOZA MALDONADO

Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología
Universidad de Sonora
Presente

Por este conducto y de la manera más atenta, nos permitimos someter a su consideración, para su aprobación el siguiente tema de tesis, intitulado:

**“MAGMATISMO CRETACICO TARDIO-TERCIARIO
TEMPRANO Y CONDICIONES DE P-T DE
EMPLAZAMIENTO PARA INTRUSIONES
RELACIONADAS AL PORFIDO DE COBRE SUAQUI
VERDE, CENTRO-ESTE DE SONORA”**

Esto es con el fin de que el alumno: **ISIDRO IVAN FLORES VÁSQUEZ** pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado de la Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro en particular quedamos de Usted.

ATENTAMENTE


DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDIN
Director de Tesis


DR. MARTIN A. VALENCIA MORENO
Co-Director

C.c.p. Archivo



Octubre 25, 2006.

DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDIN

Director de Tesis

DR. MARTIN A. VALENCIA MORENO

Co-Director

Departamento de Geología

Universidad de Sonora

Presente

Por este conducto le comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Usted, intitulado:

**"MAGMATISMO CRETACICO TARDIO-TERCIARIO TEMPRANO Y
 CONDICIONES DE P-T DE EMPLAZAMIENTO PARA
 INTRUSIONES RELACIONADAS AL PORFIDO DE COBRE
 SUAQUI VERDE, CENTRO-ESTE DE SONORA"**

Esto es con el fin de que el alumno **ISIDRO IVAN FLORES**

VÁSQUEZ pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título

de Grado. Asimismo le comunico que han sido asignados los siguientes Sinodales:

DRA. DIANA MARIA MEZA FIGUEROA

C.Dr. EFREN PEREZ SEGURA

DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDIN

DR. MARTIN ANDRES VALENCIA MORENO

PRESIDENTE

SECRETARIO

VOCAL

VOCAL

Sin otro en particular, quedo de Usted.

ATENTAMENTE

DR. INOCENTE G. ESPINOZA MALDONADO

Coordinador de Programa
 Maestría en Ciencias-Geología



EL SABER DE MIS HIJOS
 HARÁ MI GRANDEZA
 MAESTRIA EN CIENCIAS
 GEOLOGIA
 DEPTO. DE GEOLOGIA

C.c.p. Archivo



NOMBRE DE LA TESIS:

**"MAGMATISMO CRETACICO TARDIO-TERCIARIO TEMPRANO Y
 CONDICIONES DE P-T DE EMPLAZAMIENTO PARA INTRUSIONES
 RELACIONADAS AL PORFIDO DE COBRE SUAQUI VERDE, CENTRO-ESTE
 DE SONORA"**

NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

ISIDRO IVAN FLORES VÁSQUEZ

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

G. DR. EFREN PEREZ SEGURA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

DR. MARTIN ANDRES VALENCIA MORENO

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

DRA. DIANA MA. MEZA FIGUEROA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDIN



ATENTAMENTE
 "EL SABER DE MIS HIJOS HARÁ MI GRANDEZA"

DR. INOCENTE G. ESPINOZA MALDONADO
 Coordinador de Programa
 Maestría en Ciencias Geología

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la ayuda otorgada por medio de la beca N° 163384 durante el período 2001-1 a 2002-2, y que sin su apoyo no hubiese sido posible realizar estos estudios.

Al Dr. Lucas Ochoa L por su gran apoyo y contribución en el desarrollo de este proyecto. Al Dr. Joaquín Ruiz por su colaboración y facilidades al acceso de la microsonda de barrido electrónico en el Departamento de Ciencias Planetarias de la Universidad de Arizona y al laboratorio "de Inclusiones Fluidas del USGS en el Departamento de Geociencias de dicha universidad. Nuestras más reconocidas gracias al Dr. Víctor Valencia por su incondicional apoyo brindado durante las largas sesiones de análisis de muestras llevadas acabo en la microsonda y en el uso de la platina para inclusiones fluidas.

De la misma manera aprovecho esta ocasión para agradecerle al prof. Carlos Duarte (Q.E.P.D.) por su invaluable ayuda en los análisis geoquímicos realizados en el laboratorio de geoquímica del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora.

Agradecemos el apoyo por parte del proyecto PAPIIT-DGAPA (UNAM) IN106603 otorgado al Dr. Martín Valencia y a la Estación Regional Noroeste (ERNO) por permitirnos el uso de las instalaciones para la preparación de nuestras muestras.

De igual manera agradezco a mis compañeros de grupo por su apoyo y afecto incondicional durante nuestros años de estudio.

ÍNDICE

I. RESUMEN	4
II. INTRODUCCIÓN	6
III. MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO REGIONAL	8
III.1. <i>Pre-Cretácico Tardío</i>	8
III.2. <i>Volcanismo Cretácico Tardío-Terciario temprano</i>	10
III.3. <i>Rocas intrusivas Cretácico Tardío-Terciario temprano</i>	12
III.4. <i>Eventos y Rocas Terciarias</i>	14
III.5. <i>Cuaternario</i>	16
IV. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	
IV.1. <i>Formación Tarahumara</i>	17
IV.2. <i>Granitoides</i>	22
IV.3. <i>Formación Báucarit</i>	26
IV.4. <i>Formación Lista Blanca</i>	26
IV.5. <i>Sedimentos no consolidados</i>	27
V. MÉTODOS ANALÍTICOS	28
VI. GEOQUÍMICA	
VI.1. <i>Rocas volcánicas de la Formación Tarahumara</i>	30
VI.1.1. <i>Elementos mayores</i>	30
VI.1.2. <i>Elementos traza</i>	35
VI.1.3. <i>Química mineral</i>	37
VI.2. <i>Granitoides</i>	38
VI.2.1. <i>Elementos mayores</i>	39
VI.2.2. <i>Elementos traza</i>	42
VI.2.3. <i>Química mineral</i>	45
VII. PÓRFIDO DE COBRE SUAQUI VERDE	
VII.1. <i>Geología</i>	50
VII.2. <i>Estructura</i>	53
VIII.3. <i>Alteración y mineralización</i>	54

VIII. TIPOS DE MINERALIZACIÓN

VIII.1. <i>Skarns y skarnoides</i>	59
VIII.2. <i>Brechas cuarzo-turmalina</i>	60
VIII.3. <i>Vetas de cuarzo</i>	62

IX. GEOTERMOMETRÍA

IX.1. <i>Geobarómetro de aluminio en anfíboles</i>	63
IX.2. <i>Geotermómetro plagioclasa-hornblenda</i>	69
IX.3. <i>Inclusiones fluidas</i>	71

X. DISCUSIÓN

78

REFERENCIAS CITADAS

82

FIGURAS

Fig. 1. Geología simplificada de la porción centro-sur del Estado de Sonora	9
Fig. 2. Mapa geológico del área de estudio	18
Fig. 3. Sección esquemática A-A'	21
Fig. 4. Clasificación de rocas intrusivas (Streckiesen, 1979)	25
Fig. 5. Diagrama de clasificación para rocas volcánicas TAS de LeBas et al (1986)	31
Fig. 6. Diagramas de variación SiO ₂ vs óxidos mayores (Harker) en rocas volcánicas	33
Fig. 7. Diagrama de discriminación para rocas volcánicas entre serie calcoalcalina y toleítica según Miyashiro (1974)	34
Fig. 8. Rocas volcánicas en diagrama AFM de Irvine y Barajar (1971)	34
Fig. 9. Rocas volcánicas en diagrama álcalis vs sílice (Pecc. y Taylor, 1979)	35
Fig. 10. Diagrama REE normalizados para rocas volcánicas	36
Fig. 11. Diagrama "spider" o normalizados para rocas volcánicas	37
Fig. 12. Clasificación de biotita analizadas en rocas volcánicas	38
Fig. 13. Diagramas de variación SiO ₂ vs óxidos mayores en rocas intrusivas	40
Fig. 14. Diagrama de clasificación química para rocas intrusivas	41
Fig. 15. Diagrama AFM en rocas intrusivas	42
Fig. 16. REE normalizadas para valores de rocas intrusivas	43
Fig. 17. Discriminación para granitoides de Pearce et al (1984)	44
Fig. 18. Diagrama de clasificación de feldespatos	45
Fig. 19. Clasificación de anfíboles según Leake et al (1997)	46
Fig. 20. Clasificación de micas analizadas en rocas intrusivas	47
Fig. 21. Variación del contenido de F% y Cl% en biotitas analizadas	48
Fig. 22. MgO versus FeO en cloritas analizadas	49
Fig. 23. Mapa geológico a semidetalle del sistema porfídico Suaqui Verde	52
Fig. 24. Mapa semidetalle de las principales zona de alteración en Suaqui Verde	56
Fig. 25. Mapa semidetalle del skarn de fierro "El Garabato"	61
Fig. 26. Secuencia paragenética de brechas de cuarzo-turmalina	62

Fig. 27. Sustituciones acopladas en anfíboles a) Edenita y b) Edenita, Pargasita, Hornblenda y Hastingsita	66
Fig. 28. Relación entre Al ^{IV} y Al ^T en anfíboles	67
Fig. 29. Diagrama P-T que muestra las condiciones de emplazamiento de granitoides en el área de Suaqui Verde	70
Fig. 30. Variación de Al ^{IV} con: a) temperatura y b) presión	70
Fig. 31. Variación de Al ^{IV} respecto a P (bars) + T (°C)	71
Fig. 32. Curva de calibración aplicada a las Th observadas en platina del Dpto. Geología, UNI-SON	72
Fig. 33. Histograma de frecuencia de Th en "ojos" de cuarzo en el <i>stock</i> mineralizado	73
Fig. 34. Histograma de frecuencia de Th en cuarzo de alteración potásica	74
Fig. 35. Histograma de frecuencia de Th en cuarzo de alt. cuarzo-sericita	76
Fig. 36. Histograma de frecuencia de Th en cuarzo cementate en brechas cuarzo-turmalina	77
Fig. 37. Mapa de dominio regional de basculamiento de rocas por Stewart y Roldán Quintana (1994) modificado por Gans (1997)	80

FOTOGRAFÍAS

Foto 1. Microfotografía de granodiorita de hornblenda ± biotita	24
Foto 2. Microfotografía de inclusiones fluidas en "ojos" de cuarzo en <i>stock</i> mineralizado	73
Foto 3. Microfotografía de inclusiones fluidas en cuarzo de alteración potásica	74
Foto 4. Inclusiones fluidas en cuarzo de alteración filica	75

TABLAS

Tabla 1. Resumen de geobarómetros empíricos y experimentales, basados en el contenido de aluminio total (p.u.f.) en anfíboles	65
Tabla 2. Aplicación de geobarómetros en anfíboles con mayor contenido de aluminio total	66
Tabla 3. Ejemplo de aplicación de geobarómetros en literatura	68
Tabla 4. Comparación con otros pórfidos de cobre en Sonora	81

APÉNDICE 1

Tabla 1. Elementos mayores y Norma CIPW	88
Tabla 2. Elementos traza	89
Tabla 3. Análisis de microsonda en biotita	90
Tabla 4. Análisis de microsonda en feldespato potásico y plagioclasa	93
Tabla 5. Análisis de microsonda en anfíboles y geotermobarometría	97
Tabla 6. Análisis de microsonda en titanita	100
Tabla 7. Análisis de microsonda en apatito	101
Tabla 8. Análisis de microsonda en epidota	102
Tabla 9. Análisis de microsonda en clorita	104
Tabla 10. Análisis de microsonda en ilmenita y turmalina	105
Tabla 11. Datos de inclusiones fluidas	106

I.- RESUMEN

La porción centro-sur del Estado de Sonora se caracteriza por contener sistemas de pórfidos de cobre controlados estructuralmente como es el caso de Suaqui Verde, el cual se encuentra limitado por estructuras principales NE60°SW a E-W y hospedado por rocas volcánicas calcoalcalinas correspondientes a la Formación Tarahumara del Cretácico Tardío-Terciario temprano. Esta formación, en esta región del estado, tiene espesores estimados de hasta 2,800 m, y edades que van de $\sim 89 \pm 0.8$ Ma a 70 ± 0.6 Ma (McDowell et al., 2001). Estas rocas han sido intrusionadas por rocas graníticas, pertenecientes al batolito de Sonora (Damon et al., 1983b) y fechadas en esta región en 58.8 ± 1.3 Ma por el método de K-Ar en hornblendas (Damon et al 1983a,b)

La intrusión de los granitoides laramídicos dentro de las rocas volcánicas, desarrolla una extensa alteración propilítica de proporciones regionales en todos los miembros de la Formación Tarahumara, así como el desarrollo de estructuras brechoides de cuarzo-turmalina en sus cúpulas, anterior al desarrollo del sistema porfídico Suaqui Verde, así como y zonas de skarn y vetas de Au hospedadas en esta secuencia.

En el depósito de Suaqui Verde, se tiene la presencia de un solitario *stock* cuarzo feldespático, con moderada a fuertemente silicificado, el cual intrusión a un plutón granodiorítico equigranular, y al cual se le asocia la mineralización de cobre y molibdeno en este depósito. La mineralización de Mo fue fechada por el método de Re/Os en molibdenitas dando una edad de ~ 57 Ma (Barra et al., 2005), la cual puede ser muy cercana al intrusivo productor. Considerando las edades de los cuerpos intrusivos, se estima que existe una diferencia de aproximadamente 1 Ma entre el intrusivo granodiorítico equigranular de grano medio con el *stock* porfídico responsable de la mineralización. Presiones de emplazamiento obtenidas por el geobarómetro de aluminio en anfíbol y geotermómetro de Hb-Pl en el intrusivo granodiorítico, arrojan valores del orden de 0.62-1.20 kbar que se traducen en profundidades de emplazamiento entre 2.0-3.2 km y 2.6 km en promedio, las cuales son consistente con el espesor estimado de las rocas volcánicas de cerca de hasta 2,800 m de la Formación Tarahumara y temperaturas 550-630°C. Por otro lado, evidencias petrográficas en el *stock* mineralizado de Suaqui Verde sugieren profundidades de emplazamiento del orden de ~ 2 km y profundidades hidrostáticas de $\sim 1,700$ m, las cuales son corroboradas a través del estudio de inclusiones fluidas en vetillas con cuarzo de la zona de alteración filica o sericítica.

Este escenario geológico-geoquímico-tectónico permite suponer que se tuvo una etapa de relajamiento en la región que permitió una rápida exhumación, probablemente del orden de ~0.04 cm por año, y el posterior emplazamiento del *stock* porfídico mineralizado, así como un evento posiblemente contemporáneo de diques mineralizados.

Los niveles de exposición del sistema de Suaqui Verde son más profundos que los sistemas porfídicos del norte, evidenciado por las altas temperaturas de homogenización, control estructural más fuerte, así como la fuerte distensión en esta parte del Estado de Sonora y poco espesor de rocas volcánicas entre la superficie y el *stock* porfídico mineralizado.

II.- INTRODUCCIÓN

Actualmente se conocen más de 35 áreas potenciales que contienen depósitos tipo pórfido de cobre en los Estados de Sonora, Sinaloa y Baja California (Pérez-Segura, 1985; Sillitoe, 1976; Barton et al., 1995). Generalmente estos depósitos se encuentran relacionados a cuerpos intrusivos que conforman sistemas magmáticos-hidrotermales ocasionalmente gigantescos que representan la continuación sur de la provincia de pórfidos cupríferos del suroeste de Norte América, que se prolonga por el Estado de Sonora y continúa por más de 2800 km hasta el Estado de Chiapas (Sillitoe, 1976; Barton et al., 1995).

El norte del Estado de Sonora está representado por depósitos tipo pórfidos de cobre bien definidos como Cananea y La Caridad, los cuales se encuentran en producción y con más de 38 Mt de Cu contenido (Valencia-Moreno et al., 2005). En la porción centro del Estado se encuentran Cuatro Hermanos, Suaqui Verde, y hacia el sur, se ubica un depósito llamado Piedras Verdes en la región de Álamos.

El sistema de pórfido de cobre Suaqui Verde, se emplazó en rocas volcánicas de la Formación Tarahumara y débilmente en granitoides. Este sistema y las rocas laramídicas en que se hospeda fueron emplazados en el basamento subyacente por rocas proterozoicas, de acuerdo a la presencia de circón heredado en la Formación Tarahumara, con una edad de 1448 ± 10 Ma obtenida por McDowell et al. (2001); cuya afinidad norteamericana fue sugerida por Valencia-Moreno et al. (2001). De acuerdo con su ubicación, el pórfido Suaqui Verde se emplazó en una sección del denominado Terreno Cortés (Valencia-Moreno et al., 1999), inicialmente descrito por Coney y Campa (1987).

En este trabajo se hace una caracterización petrográfica y geoquímica de los cuerpos intrusivos y rocas volcánicas de la Formación Tarahumara, así como una descripción detallada de las zonas de alteración-mineralización desarrolladas durante el emplazamiento de granitoides dentro de las rocas volcánicas del Cretácico Tardío-Terciario temprano, y principalmente durante desarrollo del sistema pórfido de cobre Suaqui Verde. Además se realizó un estudio de termometría basado en inclusiones fluidas en las distintas etapas evolutivas de pórfido de cobre y en las estructuras brechoideas previamente estudiadas en Flores-Vásquez (2001). También se estimaron profundidades y presiones de emplazamiento de los granitoides que preceden o forman parte del sistema pórfido de cobre desarrollado en

esta región del Estado de Sonora. Con el conocimiento de este escenario geológico-tectónico se hace una comparación con los depósitos mas conocidos del norte de Sonora.

III. MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO REGIONAL

En la Figura 1 se muestra la distribución general de los diferentes grupos de rocas que afloran en la región centro-sur del Estado de Sonora, donde se observa una mayor distribución de rocas volcánicas e intrusivas que constituyen parte del arco magmático del Cretácico Tardío-Terciario temprano, donde se incluye rocas intrusivas de composición granodiorítica-granítica y cuarzomonzonítica que componen al batolito sonorense y rocas volcánicas de la Formación Tarahumara. Hacia el norte-noreste del poblado de San Javier, en la Sierra El Aliso afloran rocas de edad paleozoica (Figura 1), distribuida en una dirección dominante este-oeste, junto con rocas correspondiente al Grupo Barranca, conformado por sedimentos clástico-continentales de las Formaciones Arrayanes, Santa Clara y Coyotes; hacia el sur del área de estudio solo aflora la Formación Arrayanes y en menor proporción rocas relacionadas con la Formación Santa Clara.

En el Estado de Sonora, particularmente en esta región es común encontrar rocas sedimentarias y volcánicas depositadas en cuencas producidas por eventos distensivos iniciados en el Oligoceno Tardío, que incluyen a la Formación Báucarit y Formación Lista Blanca, generalmente cubiertos por sedimentos poco consolidados conformando lomeríos dispuestos en estructuras de graben o medio graben, en espesores que alcanzan los 200 m.

A continuación se hace una breve descripción de las diferentes litologías presentes en la región centro-sur del Estado de Sonora, iniciando de las rocas más antiguas a la más reciente.

III.1. Rocas pre-Cretácico Tardío

Las rocas más antiguas localizadas en esta región del Estado de Sonora corresponden a secuencias paleozoicas representadas por lutita, limolita, cuarcita, conglomerado, y caliza con intercalaciones de pedernal. En las que se han obtenido edades en graptolitos, radiolarios, conodontos y fusilínidos correspondientes a los períodos Ordovícico, Devónico, Misisípico-Pensilvánico y Pérmico (Bartolini-Navarro, 1988). Estas rocas están sobreyacidas discordantemente por el Grupo Barranca cuya máxima edad puede ser de Triásico Medio, con espesor aproximado 3,000 m en la Sierra San Javier. Stewart y Roldán-Quintana (1991) atribuyen la formación de los depocentros a fallamiento transtensional y/o extensional activo durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano, el cual formó cuencas tipo rift, y provocó la

8



Figura 1. Geología regional.
El recuadro de la izquierda
corresponde al mapa de Sonora
con San Javier.

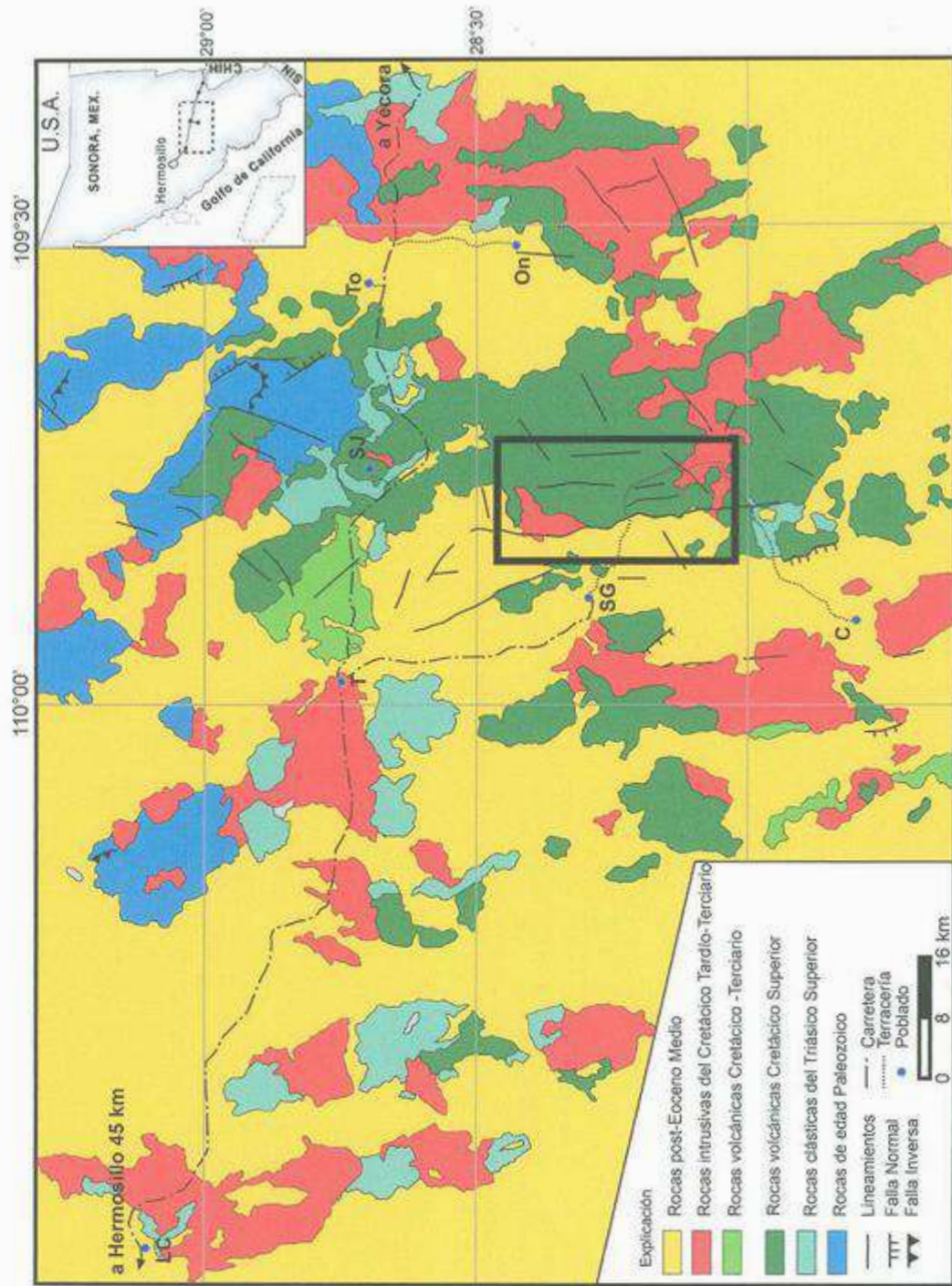


Figura 1. Geología simplificada de la porción central del Estado de Sonora (Carta Sonora 1: 500 000 modificada de COREMI). El recuadro de la parte superior derecha marca la parte tomada de dicha carta. El recuadro en la parte centro/derecha de la figura corresponde al área incluida en este estudio. Abreviaciones: LC: La Colorada; On: Onovas; T: Tecoripa; To: Tónichi; SG: Suaqui Grande; SJ: San Javier; C: Cumuripa.

deposición de sedimento tipo continental y marino somero correspondiente al Grupo Barranca. Estos autores muestran que los afloramientos que constituyen el Grupo Barranca se distribuyen en una tendencia este-oeste, depositados probablemente dentro de una cuenca tipo rift activa durante el Jurásico; sin embargo, no muestran una reconstrucción palinispática para tal afirmación, tomando en cuenta que el Estado de Sonora a sido afectado por grandes eventos compresivos y distensivos.

Los primeros indicios de vulcanismo regional están representados por estratos delgados de toba riolítica incluidos en la Formación Santa Clara, fechados en 240 Ma en circón por U-Pb (N. Riggs, en McDowell et al, 2001), indicando así una edad del inicio del Triásico Medio, al menos para la Formación Santa Clara y posiblemente extendiendo la edad del Grupo Barranca al Triásico Temprano, tomando en cuenta que se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las rocas paleozoicas.

III.2. Vulcanismo Cretácico Tardío-Terciario temprano

Este tipo de rocas es la más común en el área y una gran parte de este estudio se enfoca a su riología y relación con las rocas graníticas, aunque en este capítulo se hace un resumen de estudios previos por otros autores en diferentes localidades. La Formación Tarahumara sobreyace en forma discordante al Grupo Barranca, como lo reporta Wilson y Rocha (1946), o se encuentran en contacto por falla con estas mismas o con rocas terciarias. Esta Formación ha sido estudiada en un principio por Dumble (1901), Wilson y Rocha (1946), McDowell et al (1994) y McDowell et al (2001). La formación de estas rocas es atribuida a una antigua zona de subducción, debido al deslizamiento de la placa Farallón debajo de la placa Norte América, la cual produjo un arco magmático que permaneció activo gran parte del Cretácico y el inicio del Terciario. La secuencia volcanosedimentaria en la parte superior de la Formación Tarahumara, correspondería a facies proximales y distales de dicho arco con probables transiciones a ambientes lagunares o deltaicos, afectados por procesos transgresivos y regresivos (Franco-Martínez 1994).

Dumble (1901) en el arroyo El Obispo, describe una secuencia de edad Cretácico Tardío con un espesor de 500 m, en donde, posteriormente McDowell et al (2001) dividió a dicha secuencia en miembro inferior, medio y superior. El miembro inferior consta de aproximadamente 20 m de ignimbrita riolítica, 145 m de tobas andesíticas, líticas y en menor

proporción toba lítica riolítica, la cual es sobreyacida concordantemente por arenisca volcánica oscura y limolita café oscuro, seguidas por tobas andesíticas líticas. El miembro medio consiste de una secuencia de 60 m, compuesta de caliza con lentes de pedernal e interestratificaciones de litarenita volcánica. Además, dentro de la caliza se encuentran algas y fragmentos de raíces de palmas descritos por McDowell et al (2001). El miembro superior consta 60 m de ignimbrita riolítica rica en cristales, 70 m de flujos de andesita de grano fino, seguido por 125 m de ignimbrita lítica con abundante fragmento de pómez.

Wilson y Rocha (1946) realizaron una sección a través del arroyo Tarahumara, 19 km al suroeste del poblado de Tónichi, donde determinaron la localidad tipo y nombrando como Formación Tarahumara a una secuencia de flujos de lava, aglomerados y brechas de composición que varía de andesita a latita, con dominio de textura afanítica. La secuencia es de un espesor mínimo de 200 m ya que su base no estaba expuesta.

McDowell et al (1994) y Franco-Martínez (1994), dividen de modo semejante a la Formación Tarahumara en dos miembros. El miembro inferior cuyo espesor estimado es aproximadamente de 500 m, sin embargo, en la sierra de San Javier puede alcanzar los 900 m; consiste de flujos de lava andesítica a dacítica, aglomerado, brecha volcánica de derivación local y tobas en menor proporción. El miembro superior es dominado por unidades sedimentarias volcanoclásticas con horizontes piroclásticos esparcidos y lentes de caliza y arenisca tobácea, y el volcanismo tiende a ser más félsico. En este miembro ocurren intercalaciones de caliza de agua dulce con fósiles de edad Cretácico tardío (*Colomiella recta*, Dumble, 1901).

McDowell et al (2001), en una sección a través del arroyo Las Uvalamas-Cerro el Taraís estiman un espesor mínimo combinado de 2,500 m para la Formación Tarahumara, debido a que no está la base expuesta y el contacto superior es erosional. Se hizo una separación en tres miembros al igual que en el arroyo El Obispo. El miembro inferior consta de aproximadamente 1,400 m de flujos de lava dacítica (?), junto con capas delgadas de ignimbrita y toba riolítica. El miembro medio, que sobreyace concordantemente, está compuesto de al menos 500 metros de litarenita volcánica y limolitas, aglomerados y tobas andesíticas, junto con estratos delgados de calizas. El miembro superior consta de 1,000 m de toba riolítica rica en cristales interestratificada con delgados flujos (?) de riodacita.

Esta formación generalmente presenta diferentes grados de alteración propilítica y silicificación, desde selectiva a moderada y es común encontrar rocas propilitizadas con variaciones en clorita, epidota o silicificadas. Flores-Vásquez (2001) en una unidad de tobas pertenecientes a la Formación Tarahumara, presenta la alteración propilítica típica constituida por una asociación de epidota, clorita, \pm calcita y \pm arcillas en toba cristalina dacítica.

Dumble (1901) asigna una edad de Cretácico Tardío al encontrar *Colomiella recta* en caliza de agua dulce intercalada con horizontes volcanoclásticos en la parte superior del tercer miembro (McDowell et al, 2001). La asignación de una edad radiométrica es difícil de obtener por el método de K-Ar debido a la alteración. Sin embargo, por el método de U-Pb en circón, McDowell et al (2001) han fechado las proximidades a la base del miembro inferior y la cima del miembro medio, obteniendo edades de 89 ± 0.8 Ma y 70 ± 0.6 Ma respectivamente, en la sección Arroyo Las Uvalamas-Cerro el Tarais; en el Arroyo el Obispo, la parte media del miembro inferior y la base del miembro superior, aportan fecha con el mismo método en edades de 72.5 ± 0.5 Ma y.

Haciendo una correlación cronológica entre las secciones estudiadas por McDowell et al (2001), presentan un amplio rango de edad inicial del miembro inferior de 90 y 73 Ma, y el final del miembro medio en 70.6 Ma y el inicio del miembro superior en 70.3 Ma, por lo que tomando en cuenta este amplio rango en el inicio del miembro inferior y espesores relativamente pequeños la sección del arroyo el Obispo, probablemente indica que dicha sección corresponde a una parte segmentada de la Formación Tarahumara que puede ser correlacionada al final del miembro medio e inicio del miembro superior.

III.3. Rocas intrusivas Cretácico Tardío-Terciario temprano

En los Estados de Baja California, Sinaloa, Sonora y a lo largo del margen oeste de México, se han identificado cuerpos batolíticos de edades que oscilan desde el final del Cretácico Temprano, Cretácico Tardío y Paleoceno. Por ejemplo, El Batolito de Baja California (Silver y Chappel, 1988), El Batolito de Sinaloa (Henry y Fredikson, 1987) y El Batolito de Sonora (Damon et al, 1983b).

En el caso de Sonora, el batolito se caracteriza por la presencia de grandes a pequeños cuerpos intrusivos que forman desde grandes masas batolíticas, *stocks* y hasta pequeños cuerpos tabulares en forma de diques. Generalmente muestran textura equigranular

hipidiomórfica de grano medio a grueso-medio, y porfídica en pequeños cuerpos responsables de alteración y mineralización. Sus firmas geoquímicas las definen como rocas calcoalcalinas, con composición félsica a intermedia que van desde granito, cuarzomonzonita a granodiorita, y esporádicamente se tiene presencia de rocas tendiendo a ser básicas con ~ 55% de SiO₂ como lo reportan McDowell y Roldán-Quintana (1993).

Las rocas intrusivas presentan una asociación espacial respecto a las rocas de la Formación Tarahumara, pero no temporal, al menos en la región centro del Estado de Sonora, debido a que su contacto aunque es predominantemente intrusivo, las edades de las facies intrusivas varían desde 64.7 ± 2.0 y 64.1 ± 1.3 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977) para granitos y cuarzomonzonitas, y de 67.3 ± 1.4 a 49.3 ± 1.3 Ma en cuerpos intrusivos de grandes dimensiones (Damon et al, 1981; Gans, 1997; McDowell y Roldán-Quintana, 1993). Las edades obtenidas por estos autores en la parte centro de Sonora varían entre 63 y 49 Ma, con un lapso de tiempo de 14 Ma, que se puede deber a diferentes etapas de enfriamiento o intrusiones asociadas espacialmente, contemporáneas o posteriores al evento clásico Larámide de 67 ± 10 Ma (Damon et al, 1983b). Hacia el este del área de estudio, en la región de Santa Rosa de Yécora, Sonora, Gans (1997) realizó un estudio sobre la granodiorita San Nicolás en donde reporta dos o más intrusiones. La primera etapa de ellas está representada por rocas batolíticas tempranas que varían de granodiorita de biotita a granito de biotita y como etapa tardía diques, sills y *stocks* irregulares de aplita, granito de turmalina, brechas intrusivas, pórfido de granodiorita, y microdiorita. Para esta última etapa, Damon et al. (1981) y Damon et al. (1983 a) reportaron edades en cúpulas de 49.3-49.5, y 49.6 Ma para hornblenda y biotita respectivamente, reflejando un rápido enfriamiento de formación para las localidades donde se obtuvieron las muestras. En cambio, para la primera etapa, Mead et al. (1988) en el depósito de Piedras Negras cerca de Santa Rosa, reportó edades entre 63, 56.1 y 53, al fechar hornblenda, sericita y biotita respectivamente, donde el rango amplio de edad se le atribuyó al enfriamiento lento y/o recalentamiento de un plutón profundo. Con estas edades contradictorias es imposible determinar la causa de sus variaciones, aunque es importante mencionar que la granodiorita San Nicolás carece de una cartografía adecuada que impide un mayor conocimiento de su formación.

La roca intrusiva fechada más próxima al área de estudio corresponde a una granodiorita ubicada en las coordenadas $28^{\circ}21'16''$ N y $109^{\circ}57'31''$ E, que se localiza ~10

km hacia el noroeste del poblado de Suaqui Grande, donde Damon et al (1983a) por el método de K-Ar determinan edades de 58.8 ± 1.3 y 56.4 ± 1.2 Ma en hornblenda y biotita respectivamente. Además en el área de Suaqui Verde los mismos autores fechan sericita en intrusivo cuarzodiorítico en 56.7 ± 1.1 Ma. Recientemente Barra et al (2005) obtuvieron edades por el método Re-Os de 57 ± 0.3 Ma para molibdenita relacionada a la etapa de alteración potásica.

III.4. Eventos y rocas terciarias

En la región centro de Sonora, las rocas descritas líneas arriba son sobreyacidas en discordancia o en contacto por falla por unidades de rocas sedimentarias clásticas y volcánicas de edad Terciario. La Formación Tarahumara, además de haber sido correlacionada con el complejo volcánico inferior que aflora en los Estados de Chihuahua y Durango descritos por McDowell y Clabaugh (1979), en esta región es sobreyacida en discordancia o en contacto por falla con rocas sedimentarias y volcánicas terciarias que regularmente presentan en su base un conglomerado o derrame de andesita basáltica según la localidad, así como sedimentos sin consolidar dispuestos en estructuras de graben mas recientes relacionadas al régimen distensivo actual en la región.

El primer evento distensivo registrado en el Estado de Sonora, está representado por la creación de cuencas sintectónicas con sedimentos tipo Tubutama como la cuenca de Ures y Punta de Agua (Calles-Montijo, 1999), cuenca Magdalena (Nourse, 1994; Vidal-Torres, 1990; Miranda-Gasca y De Jong, 1992), Tubutama (Miranda-Gasca y De Jong, 1992), las cuales tienen un espesor según la localidad que puede variar de 600 a 1,500 m. Estas cuencas se desarrollaron durante la exhumación o desarrollo de los llamados *Metamorphic Core Complexes* (Calles-Montijo, 1999), los cuales, al igual que dichas cuencas parecen estar limitados hacia el sur del Estado de Sonora por la falla Agua Blanca-Mazatán (Radelli y Lucero-Bernal, 1996). Dentro de esta secuencia de sedimentos clásticos terrígenos, se localizan flujos de basalto interestratificados en los niveles estratigráficos medios que han sido fechados en 21.4-22.6 Ma (Aiken y Kistler, 1992).

Calles-Montijo (1999) señala que los sedimentos tipo Tubutama son cubiertos en discordancia angular por la Formación Báucarit, lo que marca una segunda etapa distensiva, la

cual se encuentra ampliamente representada en la porción centro-sur y el resto del Estado de Sonora.

King (1939), separó a la Formación Báucarit en miembro inferior y superior. El inferior consta de flujos y aglomerados basáltico, que contienen fenocristales de olivino alterados, augita y hornblenda; seguidos de conglomerdos polimícticos interestratificados con uno o más flujos basálticos; y el superior está conformado por capas gruesas de conglomerdos polimíctico con interestratificaciones de areniscas y en algunas localidades presenta horizontes arcillosos y tobáceos (composición félsica). Aunque en algunas localidades, esta formación presenta derrames de andesita y basalto, y toba riolítica en diferentes niveles de la secuencia. Esta formación ha sido fechada por técnicas radiométricas (Damon y Bikerman, 1964; Damon, 1975 y Damon et al., 1983; Morales-Montaña et al. 1990 y 1991; Cochemé y Demant, 1991; McDowell et al., 1997; Bartolini et al., 1994; Gans, 1997), datos paleontológicos (King, 1939; Menicucci, 1975; Roldán-Quintana, 1979) y palinológicos (Martínez-Hernández, 1984). En general, se tiene un rango de edad de 27 ± 0.9 Ma (McDowell et al., 1997) a 12.2 ± 0.3 Ma (McDowell et al., 1997), esta última corresponde a la base de la Formación Lista Blanca, sin embargo, la deposición en estas cuencas se generalizó en todo el Estado aproximadamente a los 24-23 Ma.

La Formación Lista Blanca marca el inicio de otra etapa distensiva, ya que sobreyace en forma discordante a la Formación Báucarit, aunque McDowell et al. (1997) reporta contacto concordante, pero esto puede deberse seguramente a que hay zonas dentro de la Formación Báucarit que no alcanzaron a bascularse, lo cual permitió la deposición de la Formación Lista Blanca en forma horizontal mostrando esta relación de concordancia. La Formación Lista Blanca consiste de una secuencia de aproximadamente 48 m de espesor, compuesta por flujos de lava riolítica, toba, ignimbrita y arenisca tobácea (Amaya-Martínez et al, 1992). El límite superior de la Formación Lista Blanca fue obtenido por Morales-Montaña et al (1990), al fechar a un flujo latítico en la parte superior de esta formación, reportando una edad de 10.4 ± 0.2 Ma por el método K-Ar en roca total. Edades similares fueron obtenidas por Bartolini et al. (1994) y Gans (1997).

La Formación Lista Blanca es sobreyacida por flujos de composición basáltica y andesita basáltica, cuyo rango de edad oscila entre 10 y 6 Ma ó más jóvenes, y son

correlacionables con algunas rocas en la región de Guaymas, Sonora (Mora-Álvarez 1993; Paz-Moreno, 1992).

Algunos autores muestran su propia evidencia, ya sea estratigráfica, estructural y geocronológica en Sonora respecto a la tectónica distensiva, lo que a continuación se resume:

- Henry y Aranda-Gómez (1992) sugieren dos episodios distensivos principales que inician a los ~23 y ~13 Ma, respectivamente.
- Stewart y Roldán-Quintana (1994) infieren: (1) fallamiento “detachment” Oligoceno-Mioceno, (2) fallamiento normal poco espaciado (antes de ~10 Ma) y (3) fallamiento *basin and range* posterior a 10 Ma.
- Gans (1997) indica: (1) extensión principal orientada ~N50°E con fallas normales NW en el Oligoceno-Mioceno, respaldada por secuencias fechadas entre 26 y ~20 Ma; (2) extensión tendiendo NS a NNW entre ~20 y 17 Ma con fallas normales de alto ángulo ampliamente espaciadas, las cuales cortan a las rocas previamente falladas e inclinadas; (3) extensión bien marcada ocasionada por el protogolfo (~11 Ma).

III.5. Cuaternario

En la región centro-sur del Estado no se tiene registro de actividad magmática, solo sedimentación pleistocénica (?) que actualmente conforman terrazas de conglomerados mal clasificados con horizontes arenosos, dispuestos en estructuras de graben con tendencia N-S relacionadas al régimen distensivo actual en el Estado de Sonora, que en conjunto tienen espesores de aproximadamente 220 m, y se observan en contacto por falla o discordante sobre las rocas antes mencionadas.

IV. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio incluye una superficie de 349 km² con un 60% de afloramiento de rocas volcánicas de la Formación Tarahumara, y un 10% de rocas graníticas del batolito de Sonora definido por Damon et al (1983b). También están presentes rocas terciarias relacionadas a la Formación Báucarit y Lista Blanca en áreas próximas al 4 y 10% respectivamente, así como sedimentos no consolidados expuestos en un 15% del área de estudio. El recuadro de la parte centro-este de la Figura 1 corresponde al área de estudio, en donde el trabajo está enfocado al sistema porfídico Suaqui Verde, así como a rocas correspondientes a la Formación Tarahumara y granitoides. A continuación se hace una descripción de las unidades que afloran en el área, iniciando de la más antigua a la más reciente.

IV.1. Formación Tarahumara

Las rocas más antiguas que afloran el área de trabajo corresponden a rocas volcánicas de la Formación Tarahumara, la cual se dividió en miembro inferior, medio y superior, las cuales son unidades petrológicas distinguibles y cartografiables a escala 1:50 000 (Figura 2).

El miembro inferior ha sido definido en la parte central del área (Figura 2), extendiéndose interrumpidamente por más de 8 km de longitud. Su espesor estimado es de ~380 m y está compuesto en su base por flujos con textura microporfídica, afanítica, a veces traquítica y/o seriada de composición andesítica, andesita basáltica, andesita-dacita, variando hacia la parte media de este miembro con intercalaciones de lavas dacíticas porfídicas con 1-2 % de cuarzo modal en forma de "ojos". Este miembro en su parte superior está compuesto de rocas piroclásticas, principalmente tobas holocristalinas dacíticas y tobas cristalolíticas, que son sobreyacidas concordantemente por un estrato de calizas de aproximadamente 8 m de espesor. Estos horizontes calcáreos se observan parcialmente recristalizados formando cuerpos de skarn de fierro o skarnoides, con rumbo NE40°SW y echado 35-40°SW, y se prolongan hasta por ~400 m de longitud, por lo que se muestran como cuerpos de mena atractivos para ser minados. McDowell et al (2001) obtuvieron edades U-Pb en circones separados de una ignimbrita de composición dacítica (?) que sugieren 89 ± 0.8 Ma, la cual se ubica en la parte superior de este miembro como se muestra en la Figura 3, sección AA' de la Figura 2.

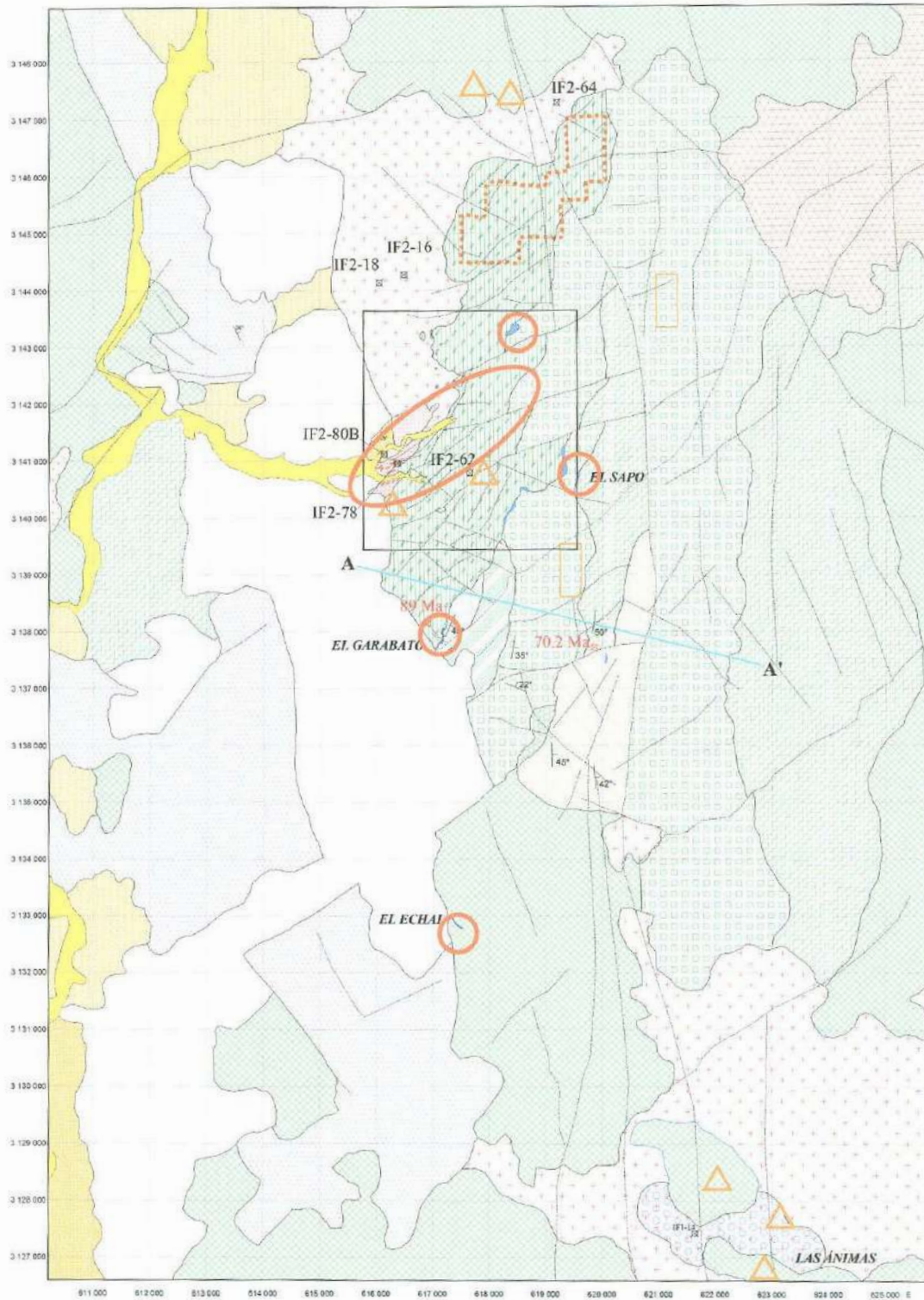



















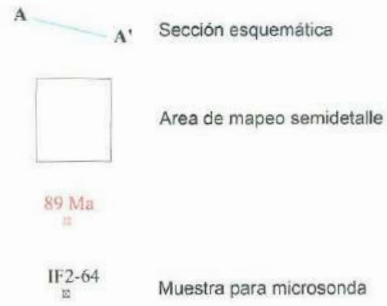


Figura 2. Mapa geológico del área incluida en este estudio (recuadro negro en Figura 1), leyenda en la siguiente página.




-  Aluvión
-  Conglomerado y arenisca de grano grueso no consolidadas, con intercalaciones de horizontes tobaceos ?
-  Fm. Lista Blanca
-  Fm. Baúcarit. Conglomerado y arenisca de grano grueso consolidados
-  Volcanismo Oligoceno
-  Intercalaciones de areniscas grano medio-fino, brechas sedimentarias locales, horizontes tobaceos y lentes de caliza
-  Flujos Riólítico-Riodacíticos
-  Aglomerados con clastos de lavas andesíticas
-  Flujos andesíticos-dacíticos, con intercalaciones de aglomerados y tobas de similar composición
-  Flujos dacíticos con intercalaciones de horizontes ignimbríficos
-  Tobas litocristalinas
-  Lavas andesíticas, flujos y menor tobas dacíticas
-  Caliza, caliza recristalizada o skarns
-  Formación Tarahumara no diferenciada
-  Pórfido cuarzo-monzonítico a monzo-granítico
-  Intrusivo facie granito de hornblenda + turmalina
-  Granodiorita de biotita + hornblenda
-  Rumbo y echado
-  Lineamientos y fallas inferidas

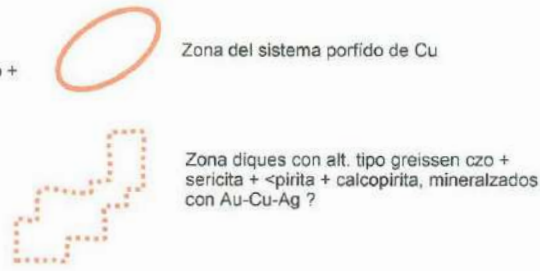


MIEMBRO SUPERIOR

MIEMBRO MEDIO

MIEMBRO INFERIOR

-  Zona de veta. czo + <sericita + <pirita, o czo + crisocola
-  Zona de brecha cuarzo + turmalina
-  Zona con skarn o skarnoide



En forma concordante se encuentra el miembro medio, y al igual que el miembro anterior se prolonga por varios kilómetros en la parte central del área (Figura 2), el cual puede ser diferenciado en tres unidades, divididas y fácilmente diferenciables por su carácter petrológico dominante. La primer unidad de este miembro tiene un espesor aproximado de 320 m y consta predominantemente de rocas piroclásticas, formadas de tobas líticas, cristalinas y menor cantidad flujos porfídicos de composición dacítica y andesítica; la segunda unidad consta de 600 m de espesor y está conformada por intercalaciones de flujos de composición dacita-andesita con presencia de tobas soldadas del tipo ignimbrita de hasta 60 m de espesor. Esta unidad puede incluir flujos porfídicos masivos de composición andesítica intercalados y al final se observan afloramientos de aproximadamente 50 m de espesor constituidos de autobrechas con fragmentos de flujos andesíticos porfídicos. La última unidad puede alcanzar 1,000 m de espesor con una fuerte presencia de flujos porfídicos masivos principalmente de composición andesita a dacita, tobas cristalinas y holocristalinas de composición andesítica-dacítica, y brechas de composición similar. Generalmente, se tienen brechas volcánicas aflorando de forma masiva de hasta 180 m de espesor y al final del miembro medio.

El miembro superior está constituido casi totalmente por 500 m de espesor máximo y está conformado por flujos de composición riodacítica a riolítica, con esporádicas intercalaciones de toba riolítica. Los flujos riolíticos son generalmente de textura porfídica a veces traquítica con microlitos de feldespato potásico y plagioclasa, en partes con cuarzo modal, con estructuras de flujo, en parte envoluta, a escala de afloramiento. McDowell et al (2001) fechó inicio de este miembro superior designado en este estudio (Figura 3), determinando una edad 70.2 ± 0.6 Ma de una toba riolítica utilizando también el método U-Pb en circón.

Generalmente al final de cada miembro se tiene la presencia de una secuencia compuesta de rocas epiclásticas-volcanoclásticas con espesores variables, una de ellas es en el miembro superior puede alcanzar hasta 400 m de espesor. Se sugiere que estas secuencias híbridas pudieron haberse depositado en depresiones topográficas ó cuencas de gran extensión y poco profundas del tipo lacustre donde se depositaron intercalaciones de pocos centímetros de arenisca de grano fino, grano grueso y menor limolita, así como esporádicos lentes de caliza menores a 2 m de espesor, sedimentos mal clasificado de grano grueso en la parte media

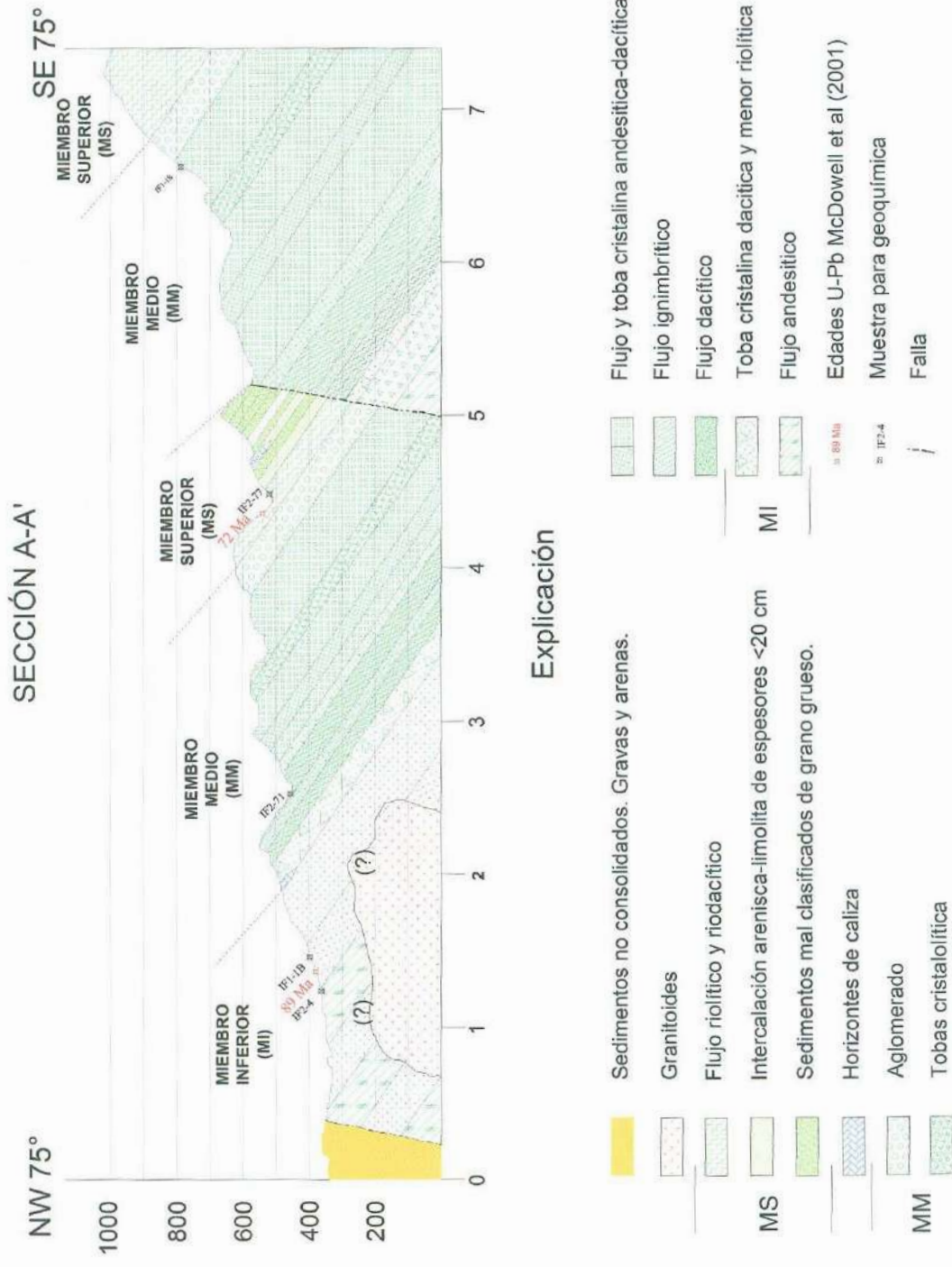


Figura 3. Sección esquemática obtenida en el arroyo El tarais-Las Uvalamas (ver Figura 2), mostrando los diferentes tipos de rocas presentes en el área, donde se observó repetición de unidades debidas a fallamiento producidos por la distensión en la región.

y superior de esta secuencia, con fragmentos de hasta 20 cm de diámetro promedio inmersos en matriz de grano grueso. Generalmente, se observan arenisca mal clasificada, inmadura, de grano grueso a medio, con abundante feldespato y menor contenido de líticos, y también rocas ricas en matriz de grano muy fino, del tipo arcosa lítica, litarenita feldespática, litarenita, wacka feldespática y menor limolita, con actitudes N-S y echados de 40-50° hacia el este. Hacia el este del área, el miembro superior se encuentra en contacto por falla con el miembro medio (Figura 2). Esta disposición de las unidades indica que no se conoce el espesor real del miembro superior y que muy probablemente se tenga una repetición de unidades a partir de fallamiento N-NW.

Todas las unidades que componen estos tres miembros han sido afectadas por procesos de alteración hidrotermal a partir de la intrusión de los cuerpos granitoides laramídicos, que en algunas zonas se encuentran intrusionando a la unidad inferior de la Formación Tarahumara descrita en este apartado ó en contacto por falla con dicha formación. La alteración es principalmente propilitica y está constituida por minerales típicos tales como clorita, epidota, cuarzo, sericita-muscovita, calcita y óxidos de fierro, ya sea en forma selectiva o pervasiva en diversas zonas. La plagioclasa y feldespato potásico se encuentran parcialmente a totalmente reemplazados por asociaciones de epidota-clorita, sericita, epidota ± calcita, sericita + epidota + arcillas y calcita ± sericita. La biotita y anfíboles son total a parcialmente reemplazados por clorita, epidota y cuarzo.

IV.2. Granitoides

Diferentes facies de granitoides afloran principalmente en la parte norte y sur del área (Figura 2), los cuales se observan como masas irregulares intrusionando principalmente el miembro inferior de la Formación Tarahumara, aunque sus mayores afloramientos en la región se encuentran aproximadamente a 15 km hacia el este del área incluida en este estudio. En todas las muestras, los granitoides mostraron en sección delgada que tienen un grado débil de propilitización, conformado por la asociación mineralógica de clorita, epidota y muy esporádica presencia de sericita.

En la porción norte de este trabajo la facie predominante observada corresponde a una granodiorita de biotita y <anfíbol de grano medio, textura equigranular, compuesta principalmente de cristales subhedrales y ehedrales de plagioclasa ($An_{18.5-21.86}$, $Or_{0.83-1.54}$) de

0.7-0.4 mm de largo con cantidades en el rango de 40-60% del volumen total de la roca; se observa feldespato potásico en cantidades próximas al 20%, que corresponde a cristales subhedrales y ehedrales de ortoclasa de 0.4-1.0 mm en tamaño y de composición $Or_{87.84-95.23} Ab_{4.73-11.84} An_{0.05-0.31}$. De manera importante es la presencia de cuarzo modal, el cual se observa en cristales anhedrales como fase residual y en cantidades de hasta el 15-20% en volumen.

Los principales minerales accesorios observados corresponden a biotita y anfíboles, trazas de titanita, ilmenita, apatito y circón en menor proporción. La abundancia relativa de biotita-anfíbol está presente en proporciones variables de 5-7:2-1 marcado por predominio de biotita, y por lo general en conjunto conforman el 5-10% de la roca. La biotita se observa en forma subhedral y anhedral de 0.1-2.0 mm de largo; en cambio el anfíbol fue observado generalmente de 2.0-3.0 mm de largo, subhedral y a veces ehedral, a veces en forma “esquelética” y en contacto con cristales de plagioclasa, feldespato potásico o cuarzo (Foto 1).

En la parte norte del área de estudio se observó una facie débilmente porfídica de composición monzogranítica con trazas de pirita \pm calcopirita, presentando variación en sus texturas, las cuales van desde granular de grano medio-fino, a veces porfídica, y textura gráfica poco desarrollada. Generalmente estas rocas subporfídicas consisten de plagioclasa (~50%), anortoclasa y menor microclina, cuarzo, y como accesorio biotita (5%) y menor anfíbol, así como parches de pirita y calcopirita distribuidas en espacios intersticiales, espacialmente asociados con minerales ferromagnesianos.

En la porción sur de esta área de trabajo, se observaron como facies dominantes rocas de composición cuarzomonzonita a menor monzogranito de grano medio de textura equigranular y glomeroporfídica, además incipientes texturas de exolución de plagioclasa en feldespato potásico. En estos intrusivos la relación feldespato potásico-plagioclasa varía de 1-1.5:1 y constituyen hasta el 80% de la roca. Además sus minerales accesorios principales, hornblenda y biotita, llegan a formar el 10-12% del volumen total de la roca. También se observa facie de cuarzo-monzonita de hornblenda con turmalina, conteniendo ortoclasa y menor microclina, cuarzo en contacto intergranular (residual), cristales subhedrales de turmalina diseminada (1-2%), con el desarrollo de estructuras brechoides de cuarzo-turmalina en la cúpula de estos intrusivos (Flores-Vásquez, 2001).

En el área del pórfido de cobre Suaqui Verde (ver Figura 2 y 23) se observa un

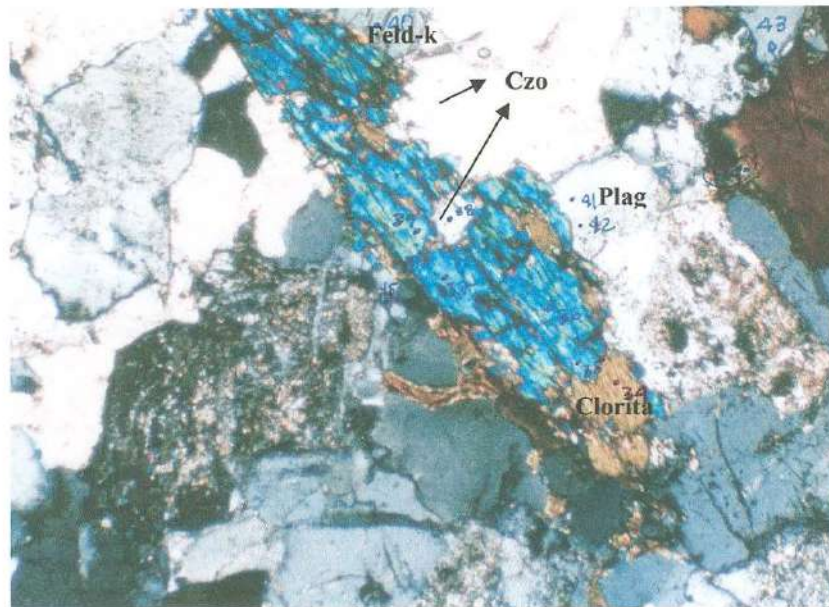


Foto 1. Microfotografía de la muestra IF2-18 que corresponde a una Granodiorita de hornblenda + turmalina, los puntos marcados con números corresponde a análisis de microsonda, la hornblenda se observa en contacto con plagioclasa, cuarzo o feldespato potásico.

intrusivo porfídico cuarzo-feldespático de composición cuarzomonzonítica a monzogranito que intrusiona al granitoide regional. También se cuenta con la presencia de diques discontinuos con alto contenido en cuarzo (30%) de composición sienogranito que intrusionan a al granitoide y a la Formación Tarahumara hasta la parte media del miembro inferior.

En la Figura 4 se muestra la nomenclatura de las rocas intrusivas descritas en este apartado, que se basa en una clasificación modal cualitativa utilizando la clasificación de Streckisen (1979).

La intrusión de estos cuerpos a las rocas de la Formación Tarahumara ha producido una moderada a fuerte propilitización, la cual en parte se oblitera o es “borrada” con alteración metasomática relacionada al intrusivo mineralizado de Suaqui Verde. Muy probablemente la intrusión del cuerpo batolítico es responsable de la formación de los cuerpos de skarn de hierro y polimetálicos en esta región, desarrollados en cuerpos calcáreos asociados a sedimentos lacustrinos en la parte superior del miembro inferior y medio de la Formación Tarahumara, y de la presencia de brechas cuarzo-turmalina formados como cuerpos

brechoides de cúpulas intrusivas, distribuidas en el sur y norte del área como se observa en la Figura 2.

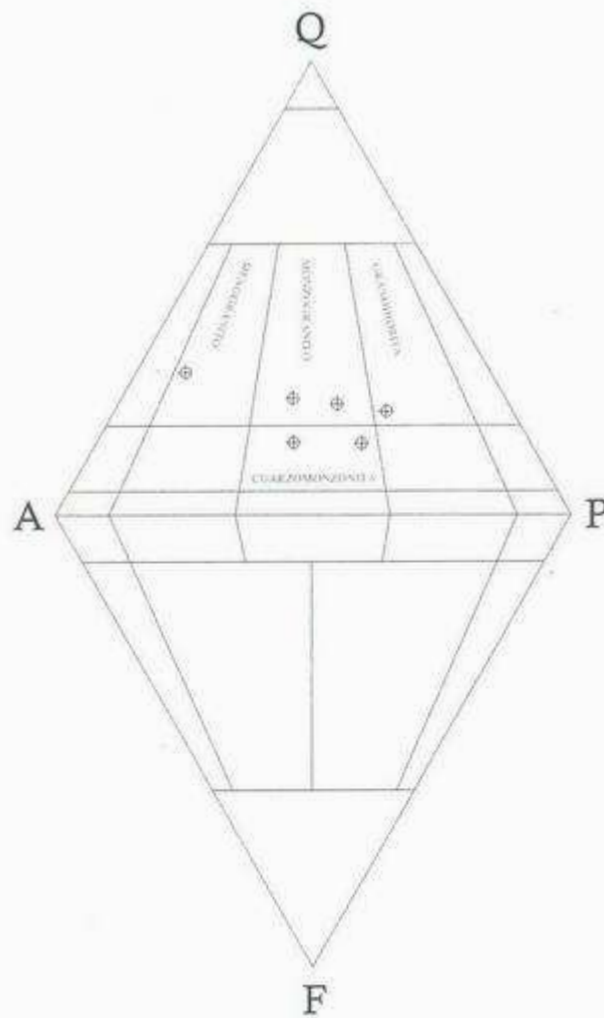


Figura 4. Diagrama de clasificación modal de Strekeisen (1979), donde se tiene una clasificación cualitativa de las rocas intrusivas presentes en el área de estudio. La muestra con mayor contenido de feldespato alcalino corresponde a diques aplíticos.

IV.3. Formación Báucarit

Este grupo de roca tiene una mayor presencia hacia la parte norte-oeste y sur-oeste de la Figura 2 y en menor proporción en las cercanías al pórfido de Suaqui Verde. Se observa en discordancia o en contacto por falla con rocas volcánicas de Formación Tarahumara o rocas intrusivas del batolito de Sonora descrito por Damon et al (1983b), y está conformado por sedimentos consolidados dispuestos en cuencas definidas por estructuras N10-20°W relacionadas al basin and range. De manera general incluyen conglomerados con fragmentos redondeados soportados por matriz de grano grueso o menos común sustentados entre los mismo fragmentos, intercaladas con areniscas de grano medio y grueso, así como esporádicos horizontes tobáceos, que lo hace correlacionable con el miembro superior de la Formación Báucarit descrita por King (1939).

En las proximidades al pórfido de cobre Suaqui Verde se observaron sedimentos consolidados tipo Báucarit pero mal clasificados con fragmentos que van de angulosos a muy angulosos que indican una derivación local, conformados de rocas volcánicas alteradas de la Formación Tarahumara. Esto sedimentos hospedan cobre exótico en la zona de contacto por discordancia con el *stock* cuarzo-feldespató mineralizado.

IV.4. Formación Lista Blanca

La Formación Lista Blanca aflora en la parte oeste de la Figura 2 en una superficie aproximada al 15% del área de estudio previamente cartografiada por González-Carlos (sin publicar), la cual no fue objeto de estudio detallado en el presente trabajo, visitándose solo esporádicos afloramientos los cuales fueron pobremente descritos.

La Formación Lista Blanca aflora en forma discordante encima de la Formación Báucarit, y en contacto discordante o por falla con rocas de la Formación Tarahumara o con los granitoides. La Formación Lista Blanca se observa controlada por estructuras o fallamiento N20-30°W a N-S como lo marca la tendencia regional y se muestra en la Figura 2 y al parecer se encuentra espacialmente relacionada a la Formación Báucarit, provocando una aparente inversión de relieve en diversas áreas. Los tipos de roca que conforman esta formación son similares a los descritos por Amaya-Martínez et al (1992) que en el cerro Lista Blanca reportó flujos de lava riolítica, toba riolítica, ignimbrita y localmente vulcano-sedimentos como arenisca tobácea, con espesores de 50 m. Por otra parte, McDowell et al (1997) hacia el oeste

del pórfido de cobre Suaqui Verde describe la predominancia de flujos de lava riolíticos e ignimbritas riolíticas de esta misma Formación, las cuales se presentan dentro del área de estudio.

IV.5. Sedimentos no consolidados

En forma discordante sobre las rocas mencionadas anteriormente, se tiene la depositación de sedimentos con espesores de hasta 250 m o mas, los cuales son moderadamente a bien clasificados e incluyen fragmentos subredondeados y redondeados de las rocas volcánicas y graníticas presentes en esta región, intercaladas con gravas, arenas gruesas y finas, con esporádica presencia de posibles horizontes tobáceos. Estos sedimentos son controlados por estructuras de graben o medio graben (half-graben) orientadas N-NW a N25°W posiblemente relacionadas a la apertura del Golfo de California, generalmente están dispuestos en forma casi horizontal y muy localmente se pudieron observar bloques que tienen rumbo y echado NW 60°/NE 25° respectivamente.

V. MÉTODOS ANALÍTICOS

En este estudio se tomaron 13 muestras de roca para determinar concentraciones de elementos trazas, de las cuales solo 12 de ellas se analizaron por elementos mayores. Cinco de estas corresponden a granitoides, una a dique, dos a pórfido cuarzo-feldespático y cinco a rocas volcánicas de la Formación Tarahumara. Para la elaboración de las “pulpas”, la Estación Regional Noroeste (ERNO) facilitó una quebradora de quijada con la que se trituraron 13 muestras, las cuales posteriormente fueron pulverizadas en el Departamento de Geología de esta Universidad, utilizándose una pulverizadora con mortero de ágata. Tanto durante el proceso de trituración como en el de pulverización se lavaron y precontaminaron los contenedores (quebradora o mortero) previo al proceso final de pulverización.

Los análisis de elementos mayores se realizaron por medio de fluorescencia de rayos “X” en el laboratorio de geoquímica del Departamento de Geología de esta Universidad, con la colaboración directa del profesor Carlos Duarte (Q.E.P.D.). En estos análisis no fue posible la determinación del estado de oxidación del hierro, por lo que la concentración de hierro se midió como Fe_2O_3 total (Apéndice, Tabla 1).

Para la determinación de las concentraciones de REE (elementos de tierras raras) y otros elementos trazas, las muestras previamente pulverizadas fueron enviadas en “pulpas” y analizadas en Chemex Labs S.A. de C.V. por medio de ICP-MS (Inductively coupled plasma mass spectrometer) y digeridas por fusión total con metaborato de litio. El paquete incluyó un grupo de 38 elementos, cuyos límites de detección fueron adecuados para la mayoría de los elementos, excepto por los valores de Ag, Tl y Ni (Apéndice, Tabla 2).

La composición química en óxidos mayores de las fases minerales que conforman a granitoides (IF2-64, IF2-16, IF2-18, IF1-14), pórfido mineralizado (IF2-80B), dique aplítico (IF2-78) y una muestra de roca volcánica (IF2-62), se obtuvo a partir de estudio de microsonda de barrido electrónico, ver Apéndice, que se calibró con un paquete de minerales estándares mas adecuado en granitoides y para la medición se emitió un haz de electrones de $2\mu m$ con 15 kv y 20 nA en muestras de secciones delgadas pulidas al alto brillo, cubiertas por una capa delgada de carbón adecuada para elevar la conductividad en la emisión de electrones. Se realizaron un total de 259 análisis puntuales y se llevaron a cabo a través de dos sesiones de microsonda de barrido electrónico en el Departamento de Ciencias Planetarias de la

VI. GEOQUÍMICA

VI.1. Rocas volcánicas de la Formación Tarahumara

Las muestras de rocas volcánicas para análisis de elementos mayores y trazas fueron seleccionadas considerando su ubicación en la columna estratigráfica local y con el menor grado de alteración posible, con la finalidad de verificar su variación a lo largo de la columna estratigráfica local. Se escogieron dos muestras (IF1-1B, IF2-04) localizadas en el miembro inferior, dos más (IF1-18, IF1-71) en el miembro medio y las muestra IF2-77 ubicada en el miembro superior (Figura 3).

VI.1.1. Elementos mayores

En la Figura 5 se muestra el diagrama de clasificación TAS de LeBas et al (1986), donde se puede observar que las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara analizadas se localizan en los campos de traquiandesita basáltica (IF2-04), entre el límite de traquiandesita-andesita (IF1-18), traquidacita (IF1-18), dacita (IF2-71) y riolita (IF2-77), las cuales corresponden a rocas intermedias y ácidas. Aunque todas las rocas muestran débil grado de alteración selectiva de plagioclasa y feldespato a biotita y/o sericita, que pudo aumentar el contenido de K_2O en proporciones de 0.4-0.8 % y haber influido en la clasificación, lo que indicaría eliminar el prefijo traqui para la clasificación química en la Figura 5, sin embargo no hay aporte de sodio ó sílice en cantidades que puedan influir en esta clasificación.

Las muestras dentro del campo de traquiandesita basáltica, entre el límite de traquiandesita y andesita, y dacita, están localizadas en los miembros inferior y medio considerados en este estudio, en donde se observa el predominio de términos intermedios y ácidos. En cambio en el campo de riolita se observa una muestra que corresponde a la unidad superior, donde dominan rocas de composición ácida con mayor abundancia de flujos riolíticos a riódacíticos, lo que indicaría una variación a roca más ácida hacia la parte superior de la Formación Tarahumara.

Las rocas volcánicas son metaluminosas y el índice de A/CNK (molar) varía de 0.89-1.09 (Apéndice, Tabla 1), excepto la muestra IF2-71 tiene un índice de 1.21 debido a que presenta moderada alteración selectiva de plagioclasa y feldespato potásico a sericita ± clorita ± cuarzo ± minerales opacos.

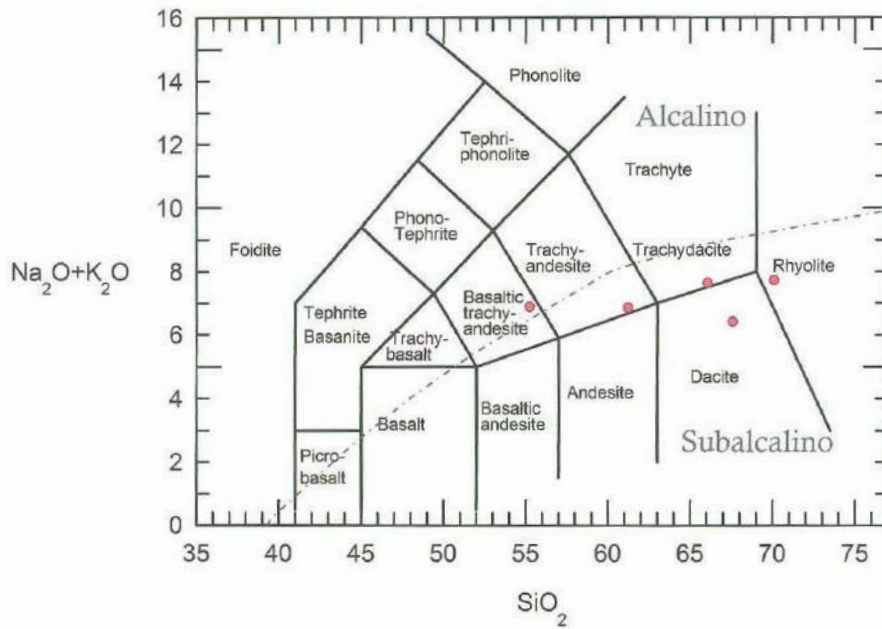


Figura 5. Diagrama de clasificación TAS de LeBas et al. 1986, que muestra los diferentes tipos de roca que conforman las diferentes unidades de la Formación Tarahumara. El límite entre los campos de rocas alcalinas y subalcalinas definido es de acuerdo a Irvine y Baragar (1971).

En base a que se tiene un grado de alteración propilítica débil y relativamente similar, la proporción del contenido de óxidos mayores respecto a cada muestra se mantienen, esto se ve marcado en los diagramas de variación tipo Harker (Figura 6), los cuales muestran la variación de los óxidos mayores respecto al incremento en sílice. Se observan pendientes negativas marcadas por decremento en los óxidos mayores de aluminio, magnesio, fierro, titanio, calcio y fósforo, y con pendiente positiva en potasio y sin tendencia marcada en el contenido de sodio, con el aumento de sílice. Estas tendencias pueden ser indicador de que el principal proceso de evolución de la Formación Tarahumara pudo haber sido por diferenciación magmática, con excepción de la variación de sodio puede ser consecuencia de procesos de alteración. Aunque el alto contenido de magnesio y fierro en la muestra con menor cantidad de sílice puede ser atribuido a la presencia de minerales de alteración como clorita y magnetita, que aumentan la abundancia de MgO y Fe_2O_3 en cantidades aproximadas al 0.7% y 1% respectivamente. Se analizaron cloritas utilizando una microsonda electrónica de la Universidad de Arizona, en rocas con alteración similar y cuyo contenido de MgO es 15% en promedio; por lo que puede apreciarse que el grado de alteración no cambia la tendencia de las rocas seleccionadas en este estudio, ya que la clorita está presente en cantidades <5% que representa ~0.7% de MgO del total de la roca, además que el magnesio puede ser reacomodo a partir de biotita alterada a sericita.

En la Figura 7 se observa que 4 de las 5 muestras de rocas volcánicas analizadas por elementos mayores están dentro del área correspondiente a rocas de la serie calcoalcalina, con excepción de la muestra IF2-71, de la cual se piensa que la alteración produjo movilidad en el magnesio (decremento), lo que es mostrado en los diagramas Harker (Figura 6), y por consecuencia esta muestra es graficada dentro del campo de la serie magmática toleítica. Es importante mencionar que el contenido de FeO total es calculado a partir de Fe_2O_3 total obtenido por el método analítico antes mencionado.

En el diagrama AFM (Figura 8) se observa la tendencia de las rocas calcoalcalinas, aunque se graficó tomando en cuenta Fe_2O_3 total y en un cálculo de FeO total no modifica la tendencia y se conserva dentro de las rocas calcoalcalinas

Las rocas volcánicas son de la serie calcoalcalina con alto contenido de potasio (Figura 9), aunque las muestras contienen una débil alteración con aporte de K_2O , el incremento de este óxido en el sistema no es mayor al 1%.

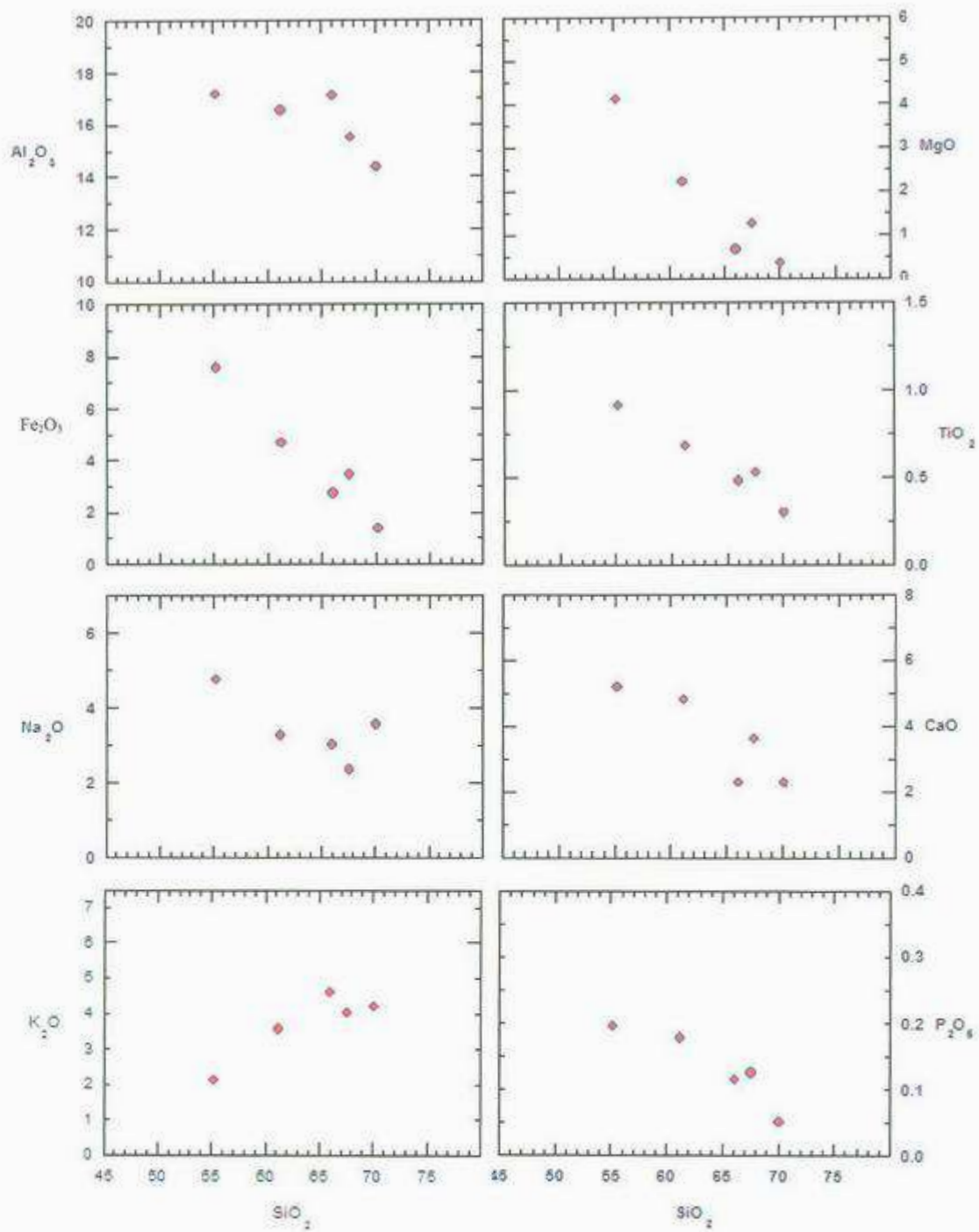


Figura 6. Diagrama de variación de sílice versus óxidos de elementos mayores (Harker).

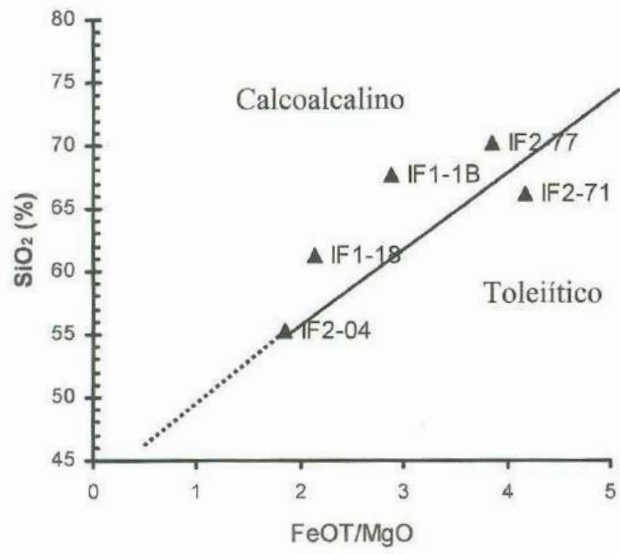


Figura 7. Diagrama de discriminación entre serie calcoalcalina y toleítica, según Miyashiro (1974)

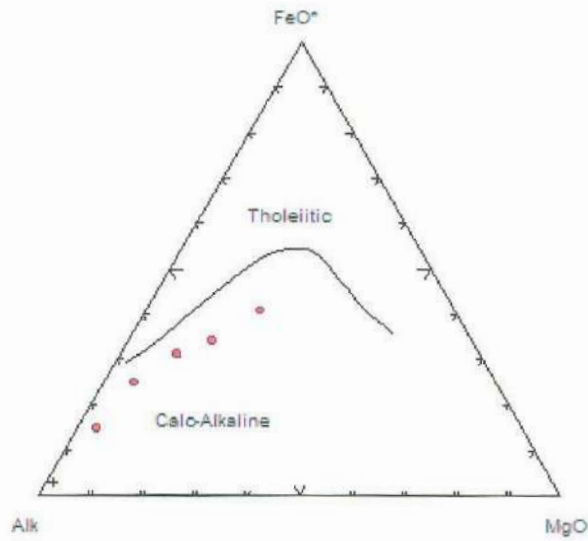


Figura 8. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). FeO corresponde al valor de Fe total

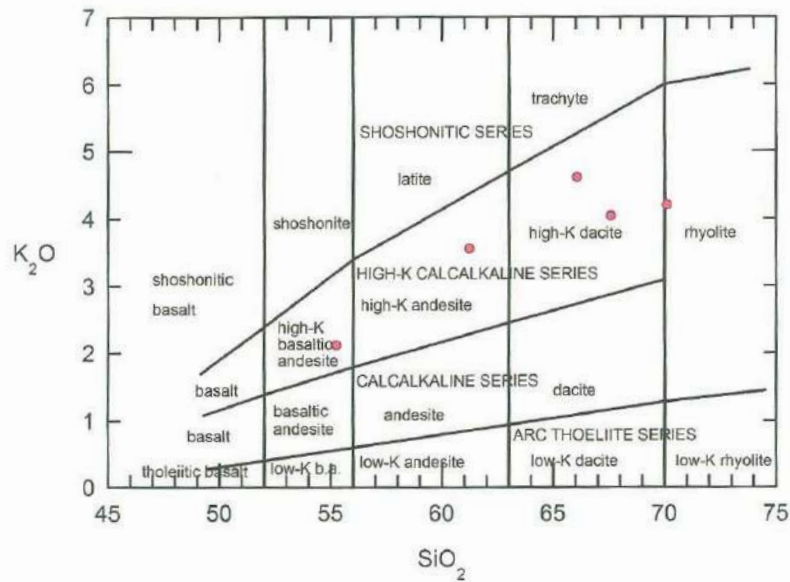


Figura 9. Diagrama de alcali versus sílice (Peccarillo y Taylor, 1979) para rocas relacionadas a arcos volcánicos.

VI.1.2. Elementos traza

El contenido total de REE analizadas para las rocas volcánicas varía de 108-149 ppm, correspondiendo los valores más altos a las muestras localizadas en los miembros medio y superior. Las REE fueron normalizadas con los valores de condrita propuesta por Sun y McDonough (1989), con los que se obtuvieron los espectros de la Figura 10, en donde se puede observar enriquecimiento de LREE (tierras raras ligeras) con valores normalizados de 100 hasta 160 veces y una anomalía negativa de europio (Eu) bien desarrollada.

Las rocas volcánicas muestran espectros de REE comunes para rocas de la serie calcoalcalina con débil anomalía de europio, moderado fraccionamiento con índice de La/Yb en el rango de 14.5-18.75 y consecuentemente enriquecimiento de LREE, y patrones menos marcados para las HREE con valores de 10-20 veces la condrita (Figura 10). Sin embargo, la muestra IF2-01B presenta comportamiento errático en los valores de HREE, muy probablemente debido a la alteración de sus ferromagnesianos.

En la Figura 11a y 11b se muestran diagramas de multielementos normalizados con valores propuestos por Sun y McDonough (1989) para condrita y manto primitivo respectivamente. En ambos diagramas se puede observar una fuerte anomalía negativa de niobio, tanto para rocas volcánicas como intrusivas, que indica magmatismo relacionado a

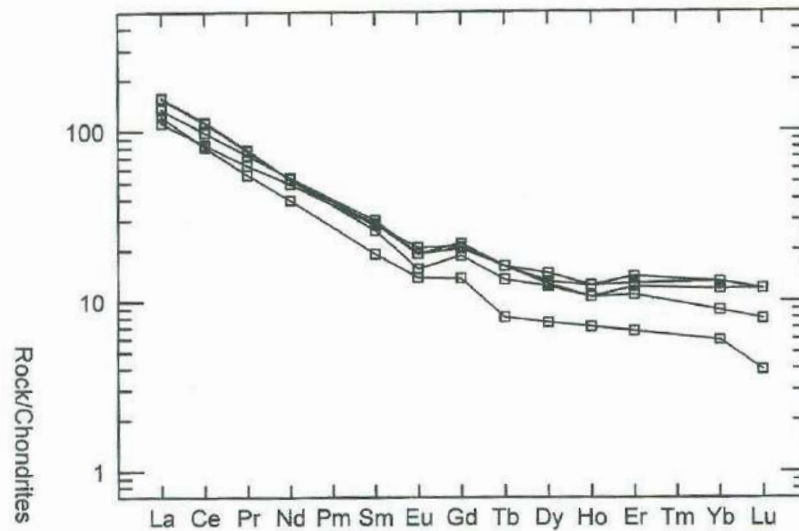


Figura 10. Diagrama de REE normalizado con valores de Sun y McDonough (1989), que muestra espectros de rocas volcánicas de la Formación Tarahumara.

zonas de subducción. En la Figura 11a las rocas volcánicas muestran líneas o patrones de comportamiento similares y semejanzas con los espectros de las rocas intrusivas, pero la muestra IF1-14 presenta valores más bajos de elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) Rb, Ba y La. En la Figura 11b también se observa semejanza en los espectros de las rocas analizadas, pero se notan valores Cs y Pb más altos en las rocas volcánicas respecto a las rocas intrusivas, donde la biotita, circón y plagioclasa son los principales minerales que fraccionan Cs, y el feldespato, plagioclasa y biotita el Pb, lo que puede indicar mayor aportación de la corteza para magmas de las rocas volcánicas (?). Aunque el mayor contenido de Zr en las rocas volcánicas comparado con su abundancia en las rocas intrusivas puede ser indicador de que la discrepancia en Cs y Pb se deba a mayor proceso de diferenciación en las rocas volcánicas.

El contenido de Zn generalmente varía de 65-95 ppm, aunque dos muestras, una del miembro inferior y otra al final del miembro medio, reportan valores de 240 y 130 ppm respectivamente.

Universidad de Arizona con colaboración directa del Departamento de Geociencias de dicha universidad.

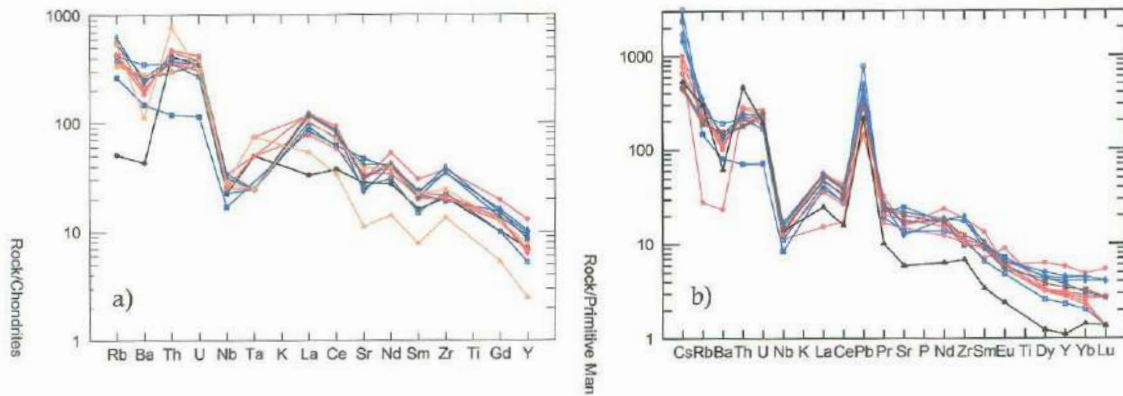


Figura 11. a) Diagrama multielementos de elementos traza normalizados con valores condriticos (Sun, 1980), y b) manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Los colores rojo y naranja corresponde a rocas intrusivas, excepto muestra con menor contenido de Rb y Ba que corresponde al dique aplítico, y el resto (color azul) corresponde a rocas volcánicas.

VI.1.3. Química Mineral

Solo la muestra IF2-62 fue posible analizar con microsonda, la cual está ubicada dentro de la parte inferior a media del miembro inferior de la Formación Tarahumara, y en los bordes del área de fuerte a moderada alteración del sistema porfídico Suaqui Verde. Esta muestra corresponde a una andesita microporfídica poco fluidal con moderada alteración de cuarzo + biotita + magnetita ± clorita ± epodita ± apatito. La plagioclasa se observa como cristales subhedrales y chuedrales en cantidades próximas al 30% principalmente de composición andesina ($An_{31.5-42.7}$, $Or_{0.8-0.95}$) y en menor abundancia de composición oligoclasa ($An_{20.5}$, $Or_{1.05}$). Feldespato potásico está presente cantidades no mayores al 5% y de composición $Or_{90.7}$ $Ab_{9.3}$. La biotita se observa como mineral de alteración, ya sea diseminada o en vetillas, analizándose varios cristales de este mineral en diferentes puntos de la muestra, donde se observó poca variación respecto al contenido de óxidos mayores con contenido promedio de SiO_2 36.780%, TiO_2 2.647%, Al_2O_3 15.822%, FeO_T 17.550%, MgO 11.832%, K_2O 8.367%, Cl 0.325% (Apéndice, Tabla 3), además la variación de la composición se muestra en la Figura 12, que indica que las biotitas tienen mayor contenido de magnesio respecto al fierro y bajo contenido de aluminio, aunque, en los análisis de microsonda no se reconoce el estado de oxidación del Fe y se optó por recalcular el contenido de Fe^{2+} y Fe^{3+} tomando en cuenta la relación de Irvine and Baragar (1971) $\%Fe_2O_3 = \%TiO_2 + 1.5$, el contenido real de los

diferentes estados de oxidación del hierro puede variar muy poco en la clasificación mostrada en la Figura 12.

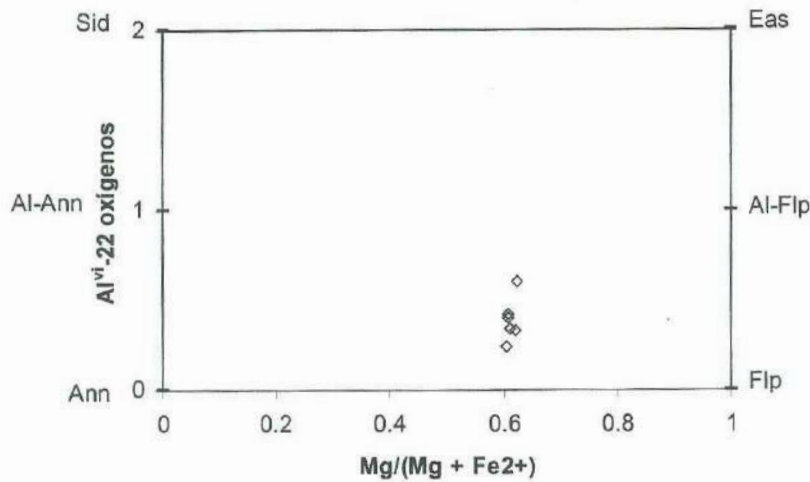


Figura 12. Diagrama de clasificación de micas trioctahédricas (Guidotti, 1984) de Al^{VI} vs $Mg/(Mg+Fe^{2+})$

Pocos cristales de apatito fueron analizados, cuyo contenido de fluor y cloro varían de 0.0-0.62% y 0.11-0.24% respectivamente, además probable alto contenido de OH es inferido, lo que indica la presencia de hidroxil-apatito dentro de la asociación de alteración arriba mencionada.

VI.2. Granitoides

La selección de las muestras de los intrusivos para el análisis de elementos mayores y trazas, así como para estudio de microsonda, se realizó en base al tipo de textura, cambio de facie o composición, así como por el menor grado de alteración. En total se tomaron 8 muestras, 5 de estas corresponden a facies de intrusiones regionales, que incluyen cuarzo-monzonita de hornblenda \pm turmalina (IF1-14), cuarzo-monzonita de hornblenda-biotita (IF1-20), monzogranito porfídico de plagioclasa-cuarzo (IF2-16), cuarzo-monzonita de biotita-hornblenda de grano medio-fino (IF2-18) y granodiorita de Biotita-Hornblenda (IF2-64). Dos muestras correspondientes al *stock* porfídico Suaqui Verde (IF2-80a y IF2-80b), aunque la IF2-80a no se analizó por elementos traza y microsonda. La muestra IF2-78 corresponde a dique aplítico de composición sienogranito.

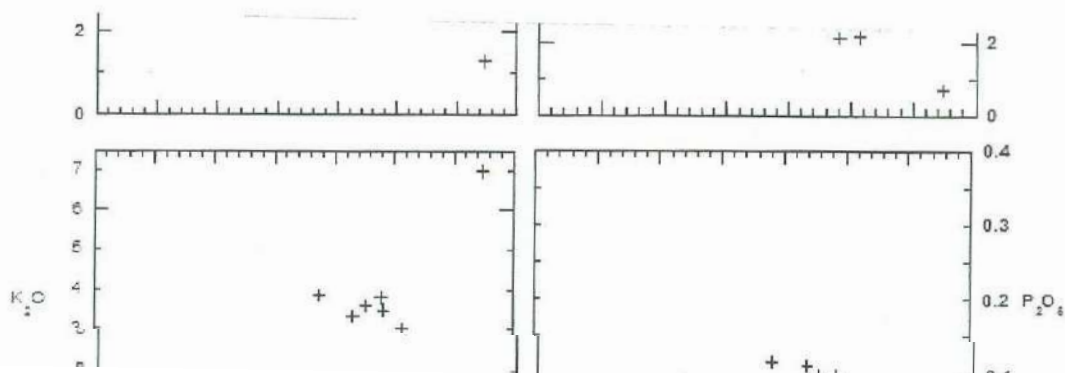
VI.2.1. Elementos Mayores

Las muestras correspondientes a los intrusivos laramídicos de dimensiones regionales contienen SiO_2 en el rango de 63.75-68.90%, composición casi homogénea de Al_2O_3 que varía de 15.07-15.65% (Apéndice, Tabla 1); en cambio, el *stock* mineralizado contiene de 69-70% SiO_2 . Seguramente debido al cambio de biotita a sericita los valores en Fe_2O_3 total en estas muestras son bajos (1.4-1.5%), aunque el dique aplítico tiene 0.3% Fe_2O_3 total que muy probablemente se deba al bajo contenido de biotita, la cual se observa parcialmente alterada a sericita.

Las variaciones en óxidos mayores es marcado en los diagramas Harker (Figura 13), donde se observa poca variación en el contenido de aluminio y potasio, excepto por la muestra IF2-78 que corresponde a dique aplítico conformado de 60% de feldespato potásico, 30% de cuarzo modal, 9% de plagioclasa y biotita 1%, por lo que el bajo contenido de aluminio y alto de potasio es debido a la diferencia en abundancia de plagioclasa y feldespato potásico, ya que la mayoría de los intrusivos están conformados por cantidades >30% de plagioclasa y <35% de feldespato. En la Figura 13 también se observan fuertes pendientes negativas en MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 total y CaO , así como un débil decremento de P_2O_5 al incremental el contenido de SiO_2 , y débil pendiente positiva en sodio, lo que es indicador que la presencia de las diferentes facies fue causada por diferenciación magmática. También se observa poca movilidad de Fe y Ti.

El pórfido cuarzo-feldespático es más diferenciado que los intrusivos regionales, el cual aparentemente parece ser la continuación de los intrusivos laramídicos; sin embargo, en afloramiento se observa que es posterior y con una relación cortante con estos últimos. La muestra con mayor contenido de sílice (IF2-78) aflora en forma de diques que intrusionan tanto a las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara como al intrusivo laramídico, a veces se observa estéril o fuertemente alterado a sericita + sulfuros (ya oxidados), aunque aparentan tener una conexión química mas fuerte con el pórfido cuarzo-feldespático que con las rocas laramídicas. En el campo no se observó una relación estos diques respecto al *stock* porfídico mineralizado.

Es importante señalar que los granitoides son de carácter metaluminoso a débilmente peraluminoso, con valores de A/CNK 0.87-1.06, pero las muestras del dique y pórfido mineralizado que presenta alteración sericítica, tiene valores de rocas peraluminosas con



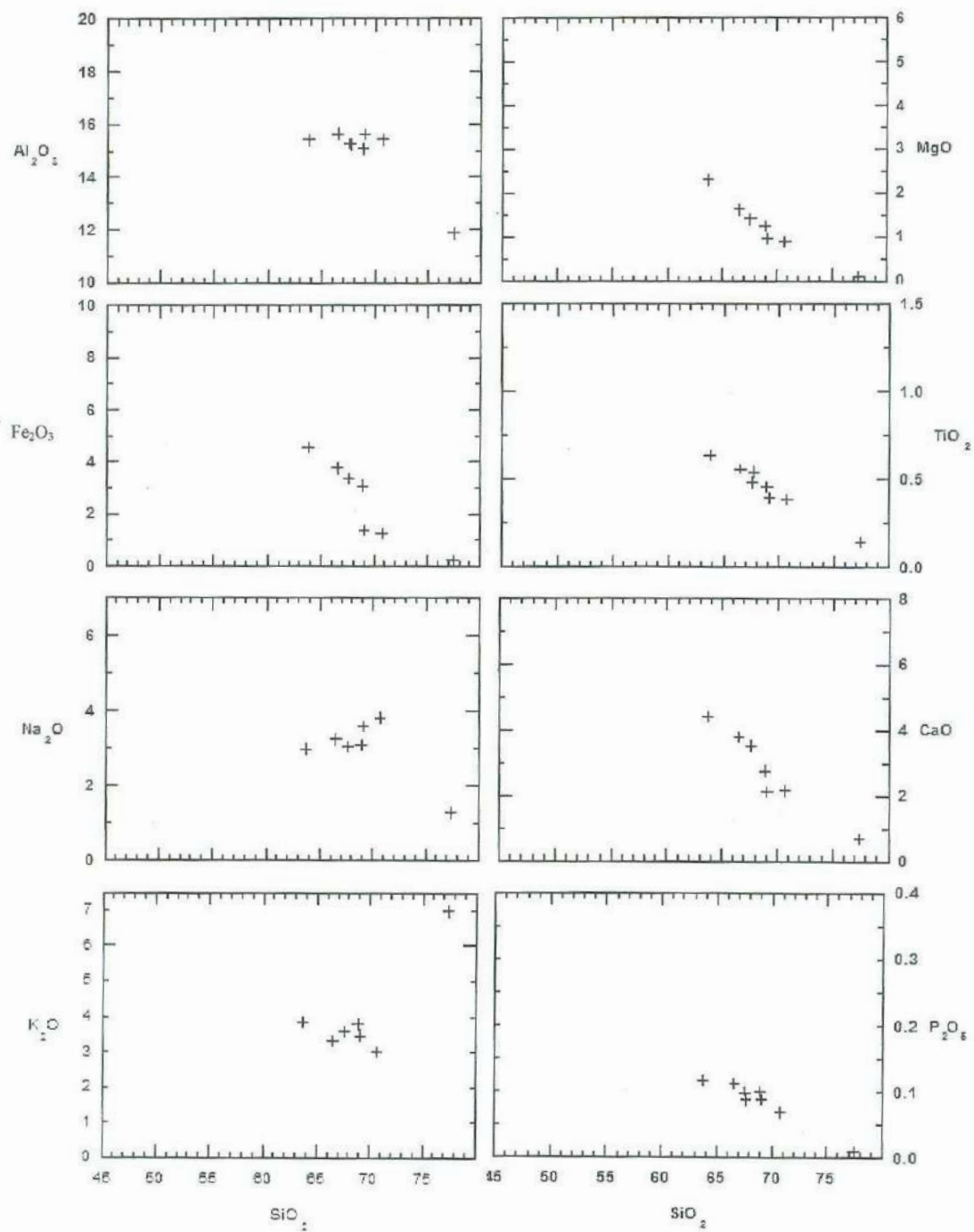


Figura 13. Variaciones de óxidos mayores con respecto SiO₂ (Diagramas Harker) en rocas intrusivas.

valores A/CNK de 1.09 y 1.15 respectivamente, donde el alto valor muy probablemente se debe a la presencia de dicha alteración cuarzo-sericita.

Las rocas intrusivas fueron clasificadas químicamente con el diagrama de álcalis total versus sílice de Cox *et al.* (1979) y tomada en cuenta la adaptación realizada por Wilson (1989) (Figura 14), en donde las rocas intrusivas de mayor dimensión (batolíticas) se ubican dentro de los campos de cuarzodiorita-granodiorita y en el campo de granito para facie porfídica poco mineralizada. Las muestras correspondientes al pórfido cuarzo-feldespático mineralizado y el dique aplítico son de composición granítica. Aunque una clasificación modal cualitativa utilizando el diagrama de Streckeisen (1979) ubica a las rocas intrusivas dentro de los campos de granodiorita, cuarzomonzonita y monzogranito. En la Figura 14 también se puede observar que todas las rocas intrusivas están catalogadas como rocas subalcalinas.

En el diagrama AFM (Figura 15), se observa que las rocas intrusivas muestran tendencias de serie calcoalcalina al igual que las rocas volcánicas, donde las rocas intrusivas se observan ligeramente debajo de la línea de las rocas volcánicas, indicando mayor contenido de MgO y menor FeO respecto a las rocas volcánicas.

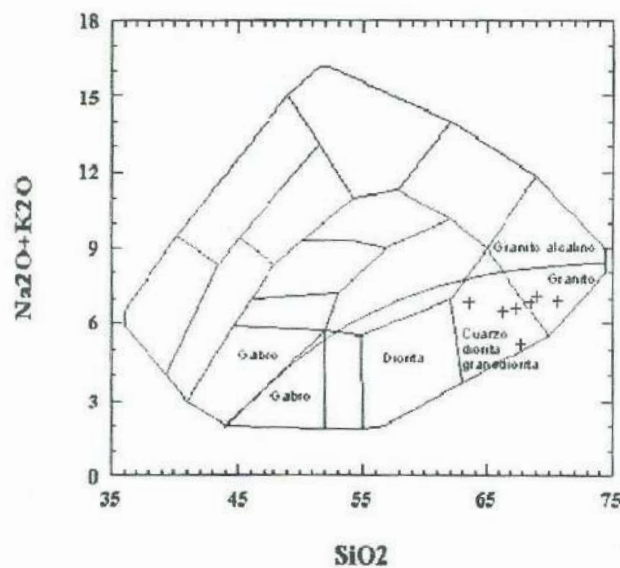


Figura 14. Diagrama de álcalis total versus sílice de Cox *et al.* (1979) adaptado por Wilson (1989) para rocas intrusivas, donde la línea curva que atraviesa a varios campos señala el límite entre alcalino y subalcalino.

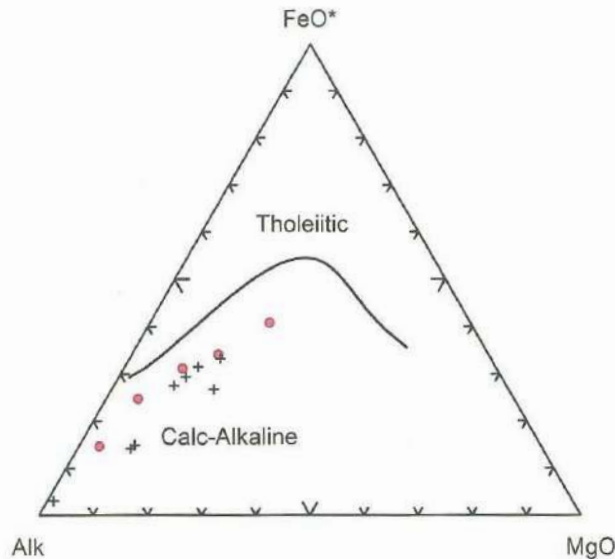


Figura 15. Diagrama AFM, donde el contenido de FeO fue graficado tomando en cuenta el Fe total como FeO, los círculos corresponden a las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara y las cruces a las rocas intrusivas.

VI.2.2. Elementos traza

Los intrusivos laramídicos contienen 107.1-171.1 ppm de elementos de tierras (REE) e índices de La/Yb= 16-35.9 que es mayor a las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara; sin embargo la muestra correspondiente a cuarzomonzonita de hornblenda ± turmalina tiene 71.5 ppm de REE y un índice de La/Yb= 5 que indica menor factor de fraccionamiento de REE y además menor contenido de Ba (Apéndice, Tabla 2). Por otra parte el *stock* porfídico mineralizado contiene 130.2 ppm de REE e índice de La/Yb= 20.6, y bajo contenido de REE en el dique aplítico (biotita <1%) con 59.3 ppm de REE e índice de La/Yb= 24.

Las REE fueron normalizadas con los valores de condrita propuesta por Sun y McDonough (1989), que se muestra en la Figura 16, en donde se puede observar enriquecimiento de LREE (tierras raras ligeras) con valores normalizados de 71 hasta 166 veces y anomalía negativa de europio (Eu) débil, con excepción de la muestra IF1-20 moderada anomalía negativa de Eu, además la muestra IF1-14 que presenta enriquecimiento máximo de LREE de 45 y además anomalía positiva de Eu que puede ser causada por la presencia de turmalina. El patrón que corresponde al pórfido cuarzo-feldespático (IF2-80B) muestra similitud con los espectros de las rocas intrusivas laramídicas, pero con anomalía de

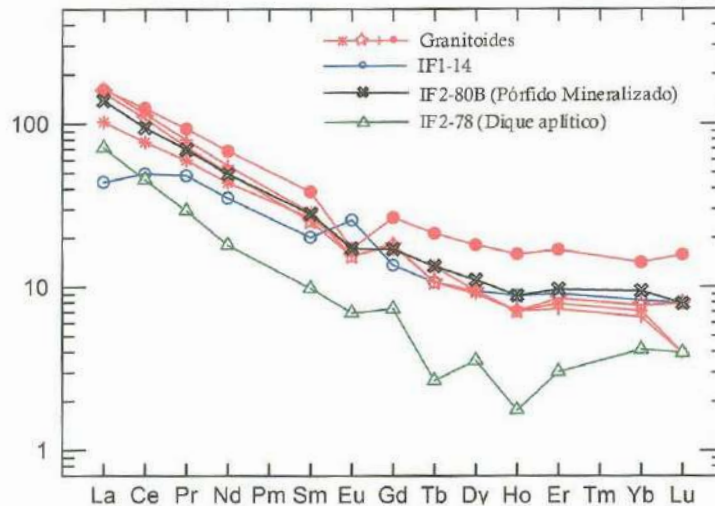


Figura 16. Diagrama de REE normalizado de rocas intrusivas en el área de estudio con valores de Sun y McDonough (1989), la muestra con menor contenido de REE (dique) tiene patrones erráticos en HREE y el pórfido mineralizado con patrones similares a los granitoides.

Eu muy pequeña. El dique aplítico rico en cuarzo (IF2-78), muestra un espectro paralelo en los LREE respecto a los otros intrusivos, con índice de La/Yb de 24.28, con menor abundancia de REE; y variación en los valores de terbio (Tb) y erbio (Er) probablemente ocasionada por errores analíticos. Estas variaciones y espectros de REE muestran patrones comunes de rocas de serie calcoalcalina, al igual que las rocas volcánicas incluidas en este estudio.

Diagramas *spider* o multielementos normalizados con manto primitivo y condrita, fueron trazados para rocas intrusivas y volcánicas (Figura 11a y 11b), previamente discutidos en la geoquímica de rocas volcánicas, donde se observan patrones similares entre ambos grupos de rocas, marcado por la anomalía negativa en niobio (Nb) relacionada con zonas de subducción, así como enriquecimiento en elementos litófilos. También la muestra IF1-14 muestra valores menores en Ba, Rb y La.

El contenido de Cu en los intrusivos laramídicos varía de 15-60 ppm en la facies de grano medio, 165 ppm en muestra de facie porfídica y 15 ppm en granitoide con de hornblenda con turmalina. En cambio, en el pórfido mineralizado se tienen valores de Cu 1530 ppm y Mo 18 ppm, y el dique rico en cuarzo presenta valores de Cu 70 ppm y Mo 4 ppm.

Otros elementos de transición como V, Co y Zn se encuentran en cantidades de rangos de 70-115 ppm, 5.5-12.5 ppm y 50-65 ppm en los granitoides laramídicos; 50, 2 y 20 ppm en el pórfido mineralizado, y 5,0.5,5 ppm en el dique aplítico respectivamente.

Pearce *et al.* (1984) hace una discriminación para los granitoides basándose la abundancia de Rb (eje "y"), Yb+Ta e Y+Nb (eje "x"), donde cataloga a los granitoides como sin-colisionales (syn-COLG), intraplaca (WPG), de arco volcánico (VAG) y como granitoides de dorsales oceánicas (ORG). Las muestras analizadas de granitoides, incluyendo el pórfido mineralizado, se observan dentro de la clasificación de VAG y muy cercano a los límites con syn-COLG (Figura 17a), aunque las muestras IF1-20 e IF2-78 correspondientes a granitoide y dique aplítico respectivamente se ubican dentro del campo de clasificación syn-COLG. En cambio en la Figura 17b solo la muestra que corresponde al dique aplítico se encuentra dentro del la clasificación syn-COLG y el resto de las muestras son catalogadas como VAG, que es sustentado por la mineralogía, así como los espectros de elementos traza. Por otra parte, la muestra IF1-14 que corresponde a cuarzo-monzonita de hornblenda + turmalina tiene relación espacial en la parte sur del área de estudio (Figura 2) con las estructuras brechoides de cuarzo-turmalina contiene valores más bajos de Rb y se encuentra fuera de los rangos de la mayoría de los demás granitoides, aunque también dentro del campo de VAG.

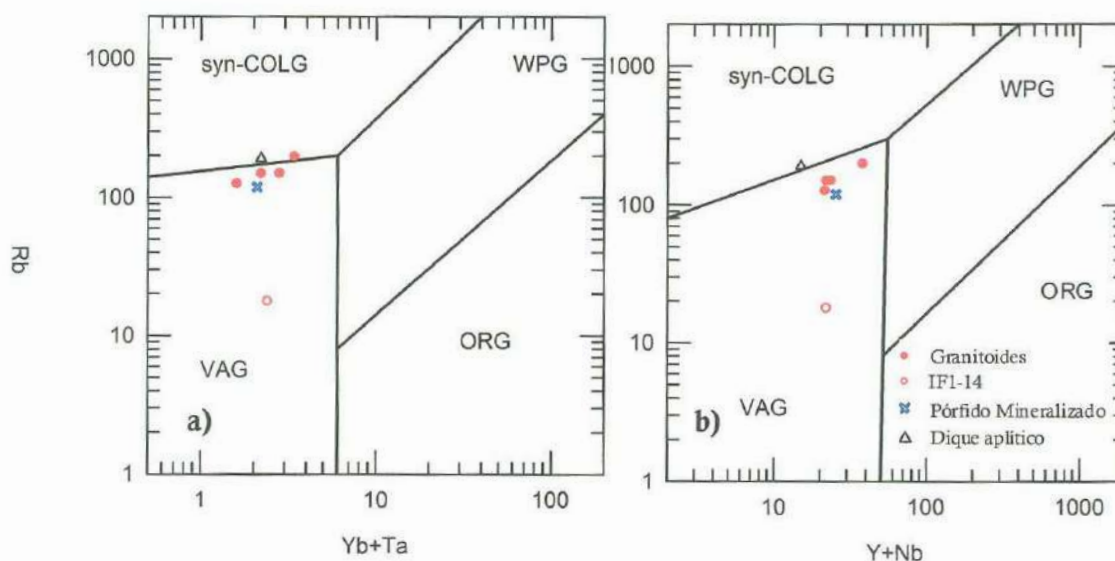


Figura 17. Diagrama de discriminación para granitoides (Pearce *et al.*, 1984), a) Rb vs Yb+Ta y b) Rb vs Y+Nb.

VI.2.3. Química mineral

Los análisis de microsonda realizados en feldespatos, corresponden a plagioclasa de composición $An_{18.5-46.3}$ (oligoclasa y andesina) y feldespato potásico con $Or_{95.3-84.4}$ (Figura 18). La facie mas común en los granitoides laramídicos está representada por la muestra IF2-64, que corresponde a granodiorita de biotita y hornblenda de grano medio, está conformada por plagioclasa de composición oligoclasa (An_{18-22} $Or_{0.8-1.5}$) y feldespato potásico constituido por ortoclasa ($Or_{87.9-95.3}$ $Ab_{4.7-11.8}$). En cambio la facie porfídica de granitoides laramídicos (IF2-16) presenta fenocristales de plagioclasa zoneada con $An_{46.4-35.2}$ $Or_{1.2-1.6}$ y feldespato de composición promedio $Or_{94.2}$ $Ab_{5.8}$ en la matriz. El pórfido mineralizado también presenta plagioclasa zoneada cuya composición varía de $An_{40.5-20.5}$ $Or_{0.8-1.1}$ y feldespato con $Or_{87.8}$ $Ab_{12.2}$. La cuarzomonzonita de anfíbol \pm turmalina (IF1-14) está conformada por plagioclasa de composición que varía de $An_{35.7}$ $Or_{0.6}$ hasta $An_{22.3}$ $Or_{1.3}$ (Apéndice Tabla 4).

En las muestras IF2-64, IF2-18 y IF1-14 que corresponden a granitoides batolíticos se realizaron en total 50 análisis puntuales (Apéndice, Tabla 5), correspondientes a 15 cristales de anfíbol cuyos valores de Al^T generalmente >0.5 y <1.2 , y algunos parcialmente alterados con $Al^T <0.5$, considerando el límite $Al^T > 0.50$ para un anfíbol ígneo propuesto por Leake 1971. En esta fase mineral las concentraciones de CaO varían 11.1-12.8% y son clasificados

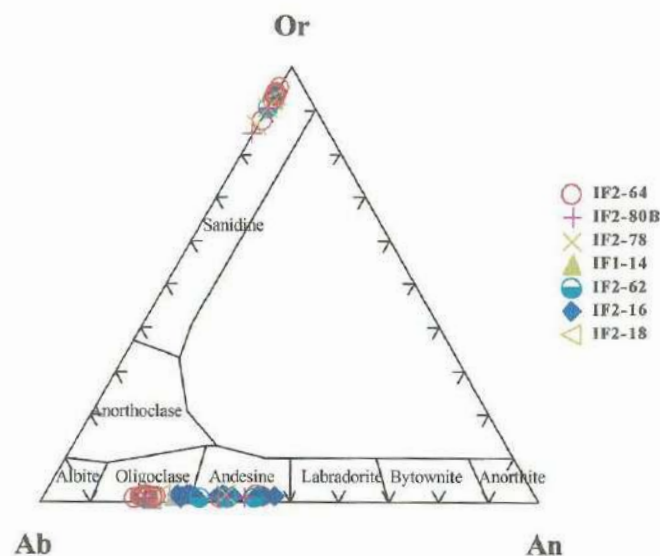


Figura 18. Diagrama de clasificación de feldespatos, solo una muestra (IF2-62) no corresponde a granitoides.

como anfíboles cálcicos que varían de magnesiohornblenda a actinolita (Figura 19). Esta variación en composición es observada dentro de un mismo cristal en cada una de las muestras analizadas y es causada por alteración que permite el reemplazamiento marcado por aumento de Mg, Si y poco Ca, así como liberación de Fe, Al, Ti y Mn, posiblemente asociada a procesos deutéricos, tomando en cuenta que petrográficamente no se observan eventos fuertes de alteración hidrotermal en los feldespatos.

Diferentes autores como Deer *et al.* (1966, 1992), Leake *et al.* (1997), Droop (1987), J. Schumacher (1991, 1997), y Holland y Blundy (1994), proponen métodos para la estimación del hierro férrico en anfíboles y otros minerales con hierro, por medio de balance estequiométrico en la ocupación de los diferentes sitios cristalográficos. En este estudio la determinación de Fe^{3+} en los anfíboles es obtenido a partir del factores mínimos de normalización para la estimación hierro férrico, tales como $8/Si$, $16/\Sigma$ de todos los cationes, $15/\Sigma$ de cationes excepto Na y K, y 1.00 (todo se considera como hierro ferroso), ya que al utilizar factores de máximo hierro férrico posiblemente el sitio A queda vacío.

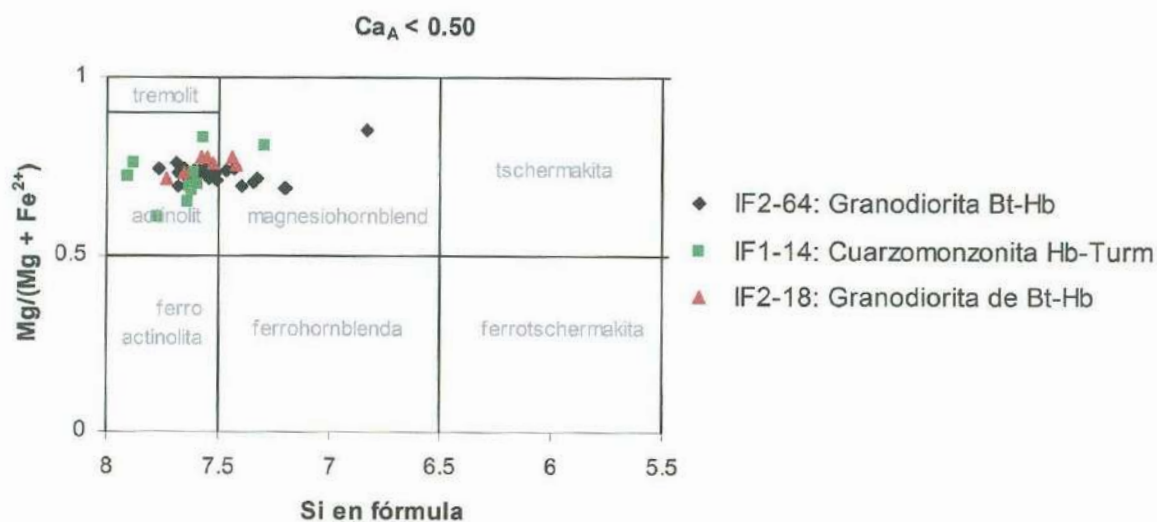


Figura 19. Clasificación de anfíboles según Leake *et al* (1997). Donde probablemente la magnesiohornblenda se ha alterado a actinolita debido a la sustitución principal de Mg y Si por Fe y Al en condiciones magmáticas.

Otro mineral ferromagnesiano analizado corresponde a biotita de afinidad magmática e hidrotermal, que se midió en granitoides (IF2-64, IF2-16, IF2-18), pórfido mineralizado (IF2-80b), dique aplítico (IF2-78) y en flujo andesítico-dacítico con alteración potásica (IF2-62). En Apéndice (Tabla 3) se muestran los resultados de análisis realizados en biotitas, donde se puede observar que las biotitas hidrotermales en el pórfido mineralizado están parcialmente cloritizadas y contienen altos índices de Mg/Fe respecto a las biotitas magmáticas, así como bajos valores de Ti y Fe, altos valores de Mg y Al, con valores de Cr ligeramente mas alto. En la Figura 20 se muestra la clasificación de micas según Guidotti (1984), se observa composición de la biotita presente en cada muestra es relativamente homogénea; la relación de $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ es similar en biotita magmática de IF2-64 y IF2-16, y para biotita hidrotermal IF2-62, aunque la biotita de esta última muestra una diferencia con mas contenido de Al; la biotita del dique aplítico (IF2-78) tiene mayor contenido de magnesio y aluminio; y la biotita correspondiente al *stock* mineralizado (IF2-80B) se observa parcial a totalmente alterada a sericita y se caracteriza por mayor contenido de Mg y Al, la cual se aproxima a la de composición de alumino-flogopita.

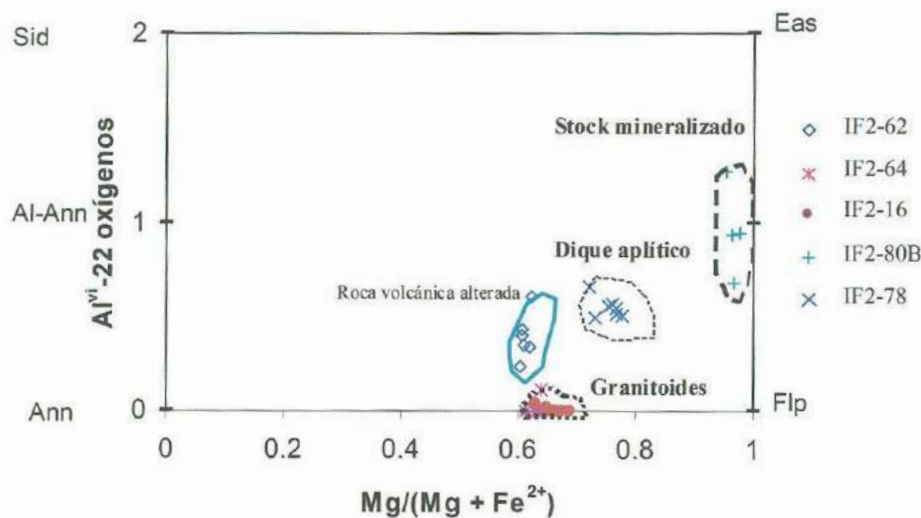


Figura 20. clasificación de micas según Guidotti (1984), el contenido de Fe^{2+} y Fe^{3+} fue recalculado tomando en cuenta la relación de Irvine y Baragar (1971) $\%Fe_2O_3 = \%TiO_2 + 1.5$.

El contenido de cloro y flúor en las biotitas también se comporta relativamente homogéneo en cada muestra, excepto para el *stock* mineralizado (IF2-80B) que tiene valores mas bajos en Cl y mas altos en F, y la biotita de la alteración (biotita + cuarzo + magnetita) contiene los valores mas altos en Cl y mas bajos en F, por otra parte el dique aplítico (IF2-78) tiene valores mayormente similares en F y más altos en Cl respecto *stock* mineralizado (Figura 21).

La clorita se observó como producto de alteración hidrotermal, la cual presenta variaciones poco significativas de SiO₂ y Al₂O₃ (Apéndice, Tabla 9); sin embargo, en los pocos análisis realizados en muestras correspondientes al *stock* mineralizado y al dique aplítico se obtuvo un contenido menor de FeO total y mayor MgO (Figura 22). En cambio para el resto de las rocas intrusivas y en la muestra de roca volcánica con alteración de biotita + magnetita + cuarzo + clorita, no hay variación significativa en la composición de la clorita, por lo que se pueden separar de las cloritas relacionadas al *stock* mineralizado y dique aplítico.

Cristales de esfena o titanita e hidroxil-apatito fueron identificados y analizados en las muestras IF2-16, IF2-18, IF2-64 y IF2-80b (Apéndice, Tabla 6), donde el análisis de titanita (?) en IF2-80b correspondiente al *stock* mineralizado presenta valores mas altos en TiO₂, Al₂O₃ y K₂O, y valores muy bajos en el contenido de CaO.

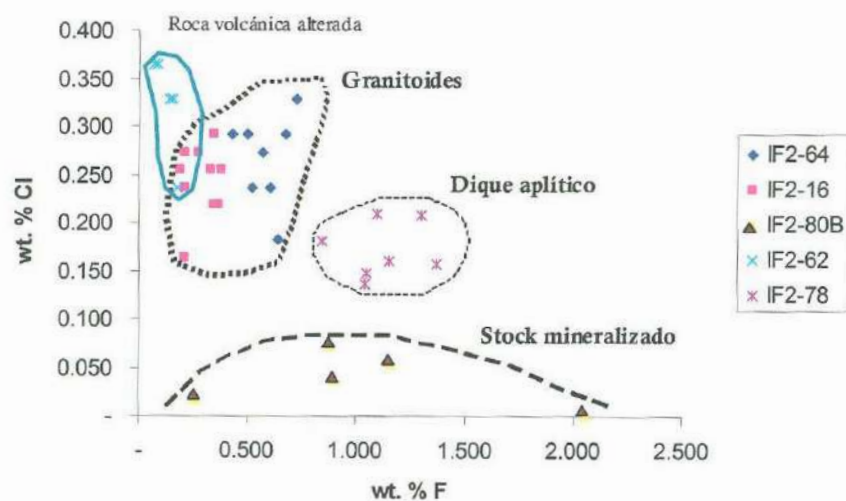


Figura 21. Diagrama de contenido de biotita respecto al % peso de F versus % peso de Cl. La muestra correspondiente al *stock* mineralizado (IF2-80B) contiene menos Cl y más F que los intrusivos de grandes dimensiones.

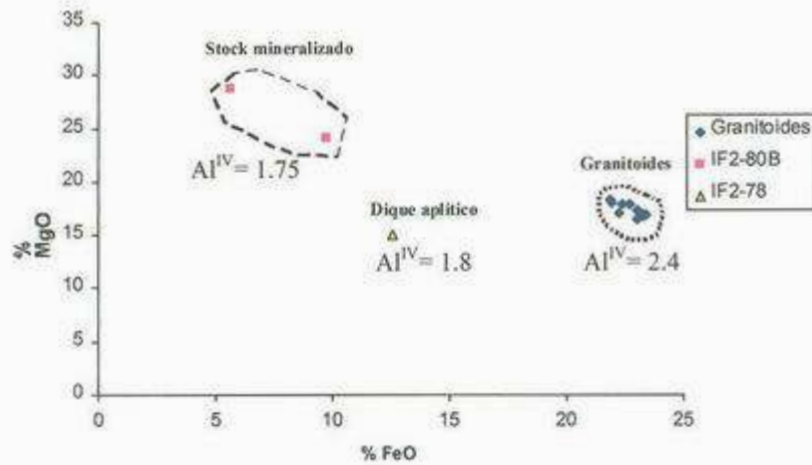


Figura 22. Principal variación del contenido de cloritas respecto MgO y FeO total, y también se indica el contenido promedio de Al^{IV} de los diferentes tipos de intrusivos presentes en el área de estudio.

La turmalina contenida en la muestra IF1-14 (cuarzo-monzonita de hornblenda ± turmalina), tiene características químicas que la clasifican en el límite de turmalina calcita o alcalina y se asemeja al miembro terminal hidroxi-feruvite (Apéndice, Tabla 10).

VII. PÓRFIDO DE Cu SUAQUI VERDE

Dentro del marco geológico-tectónico descrito en párrafos anteriores en lo que concierne a la parte centro de Sonora, una descripción petrográfica y de alteración mineralización fue dedicada al pórfido de cobre conocido como Suaqui Verde (recuadro Figura 2 y 23). De la misma forma que en otros sistemas porfídicos de cobre, en esta región se tienen otros tipos de mineralización como son brechas de cuarzo-turmalina en la porción norte y sur del área (Figura 2) y zona de skarn de Fe y polimetálicos asociados a unidades volcanosedimentarias en la parte superior del miembro inferior y medio de la Formación Tarahumara. Todos ellos aparentan guardar una relación genética y espacial durante la evolución magmática en esta región la cual parece haberse registrado en varias etapas, iniciando con el emplazamiento de los cuerpos batolíticos y culminando con la introducción del pórfido cuarzo-feldespático que dio origen al sistema de pórfido de cobre, el cual se observa desarrollado en la unidad inferior hasta el inicio de la unidad media de la Formación Tarahumara e imprimiendo una débil alteración hidrotermal a los granitoides laramídicos.

VII.1. Geología

En la zona del depósito de Suaqui Verde es difícil distinguir la composición mineralógica y texturas primarias, tanto en muestra de mano como sección delgada, debida a la intensa alteración hidrotermal presente en esta zona. En la Figura 23 se muestra la cartografía superficial de los distintos tipos de rocas observadas en mapeo a semidetalle 1:10 000, en la que no se hace énfasis en limitar los tipos de eventos de rocas volcánicas, sino solo se sigue la descripción de las unidades previamente mencionadas en el capítulo IV donde se habla de la Formación Tarahumara. A continuación se mencionan la cronología de eventos considerando el más antiguo al más reciente dentro del depósito Suaqui Verde.

Depositación de rocas volcánicas correspondientes a la Formación Tarahumara, constituidas por flujos y en menor proporción tobas de composición andesítica a dacítica, regularmente presentando relictos de textura fluidal o piroclástica rica en cristales. Los afloramientos de las rocas pertenecientes al miembro inferior de la Formación Tarahumara se observan mayormente sin rumbos definidos ya que la alteración borró todo tipo de estructuras primarias. En cambio el inicio del miembro medio presenta un rumbo preferencial NE 25° SW

y 60° al SE de echado, el cual es marcado por horizontes de caliza mas próximas al deposito. Por otro lado, tanto en la parte sur del área estudiada como hacia el norte del sistema porfídico Suaqui Verde, los afloramientos de las rocas volcánicas se observan como “techos colgantes” encima de los cuerpos intrusivos laramídicos (Figura 2).

Las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara son cortadas por el evento intrusivo regional de rocas de composición granodiorita de biotita-hornblenda y cuarzo-monzonita de hornblenda-biotita, con textura equigranular, grano medio, y compuestas por mayor contenido de plagioclasa, menor ortoclasa, cuarzo y biotita-hornblenda como principales minerales accesorios, permitió el desarrollo de estructuras brechoides con desarrollo de alteración cuarzo + sericita y cuarzo-turmalina como cementante. Estas brechas o cuerpos brechoides se distribuyen principalmente en la parte sur y norte del área de estudio, en la cúpula de estos intrusivos de extensión batolítica.

Posteriormente las rocas intrusivas son cortadas por la intrusión del pórfido cuarzo-feldespato mineralizado que en superficie muestra dimensiones mínimas de 1.2 x 0.5 km y burdamente una forma elíptica, con su eje mayor orientado NE 52° y el eje menor una dirección NW 38°. Generalmente su composición es de cuarzo-monzonita a monzo-granito, conformada por fenocristales de plagioclasa ($Ab_{58.3-78.4} An_{40.5-20.6} Or_{0.9-1.1}$) 20-25% de 0.5-4 mm, a veces zoneada y muy esporádicamente fenocristales de hasta 4 cm de largo, con cristales de cuarzo en forma bipiramidal que varían de 0.2-2.0 mm de largo y en cantidades de 10-12%, así como 5-7% de ortoclasa ($Or_{84.8-90.7} Ab_{15.2-9.3}$) de 0.5-1.5 mm de longitud, y como minerales accesorios se observan cristales subhedrales aislados o aglomerados de biotita 2% y trazas de circón.

En relación no muy clara con el *stock* mineralizado, ya que no se observa si lo corta o no, se tienen una serie de diques <3m de ancho, discontinuos, de textura aplítica a ligeramente pegmatíticos y desarrollando en parte una textura gráfica observada en sección delgada, los cuales se observan intrusionando al granitoide laramídico y a las rocas volcánicas del miembro inferior de la Formación Tarahumara, los dikes están predominantemente orientados NE 70-80°, NE 40° y NW 40°, y con echados de 40-50° SE y >80° NE, y su composición es principalmente sieno-granito y monzo-granito, se observan en apariencia leucocráticos y están conformados por cristales de 0.5-1.2 mm de ortoclasa ~60%, alrededor de 30% de cuarzo (0.1-1.0 mm de largo), 7% de plagioclasa (0.9-1.6 mm en tamaño), y ~1-3% de biotita como

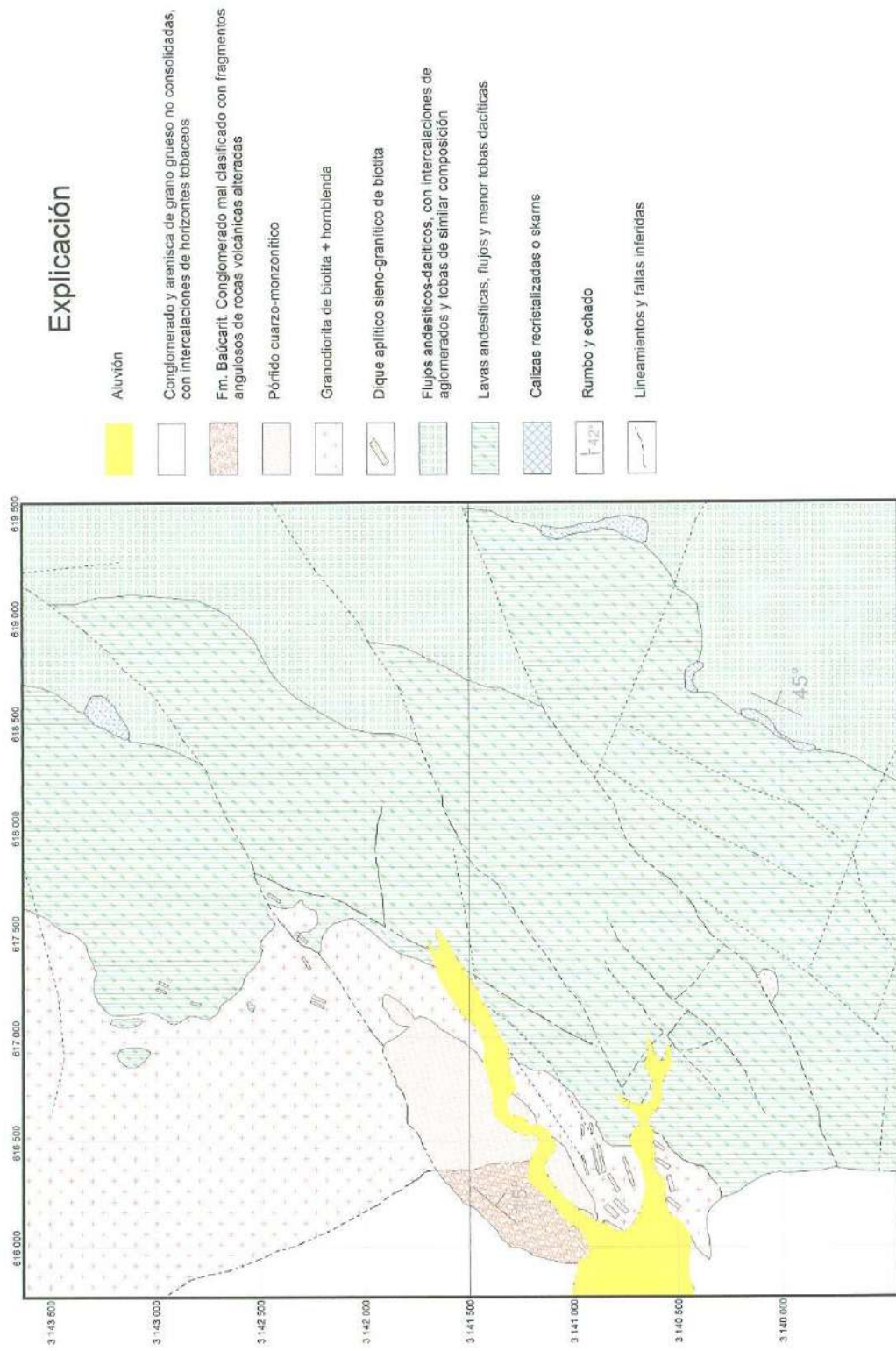


Figura 23. Mapeo semidetalle a escala 1:10 000 del área del sistema porfídico Suaqui Verde, mostrando la geología y estructura mas sobresaliente del área. La localización regional se puede ver en la Figura 2 y corresponde al recuadro ubicado en el centro-norte del área de estudio.

cristales <0.4 mm, también se observa textura de intercrecimiento (?) de cuarzo con feldespatos potásicos intersticiales.

En forma discordante sobreyaciendo al intrusivo cuarzo-feldespatítico, se observan sedimentos consolidados, justo en la parte oeste de la Figura 23, que consisten de fragmentos angulosos y mal clasificados, conteniendo mayormente (>95%) rocas volcánicas alteradas de la Formación Tarahumara, y los cuales pueden ser correlacionados con la Formación Báucarit pero de derivación local.

El evento geológico más reciente lo conforman estructuras de graben orientadas N-NW 20° y limitadas por fallamiento de alto ángulo (>80°), en donde se depositaron sedimentos con moderada a buena clasificación que incluyen fragmentos subredondeados a redondeados de gravas, arenas, y escasos horizontes tobáceos (?) orientados N-NW, mayormente casi horizontales, aunque es posible observar grandes bloques mostrando rumbo y echado NW 60°/NE 25° de manera local.

VII.2. Estructura

En la Figura 2 se muestran los principales lineamientos inferidos a partir de imagen de satélite y fotografía aérea, que indican la complejidad estructural presente en la región y en el área del pórfido Suaqui Verde.

Aunque no se realizó un estudio detallado de la geología estructural del área se puede interpretar las estructuras pre-, sin-, y post-mineralización considerando aspectos de orientación regionales y locales de los grupos de rocas presentes.

La presencia de indicadores de fallamiento pre-mineral están ausentes en el área, ya que las rocas Triásico-Jurásico que afloran tanto al norte como sur fuera de los límites del área de estudio fueron atribuidas a estructuras posiblemente E-W que llegaron a formar cuencas tipo rift de sedimentación de hasta 3,000 m, donde dichas estructuras tipo rift pudieron afectar al basamento del arco magmático del Cretácico Tardío-Terciario temprano, por lo que estructuras regionales relacionadas a este evento pueden estar registradas en el basamento mencionado. Por otra parte la intrusión de los cuerpos batolíticos debió provocar levantamiento y a la vez deformación de las rocas pre-existentes en el área como la Formación Tarahumara en donde se formaron cuerpos brechoideos en la cúpula de los granitoides

controladas por estructuras principalmente N40-60E, por lo que dichas estructuras son pre- y sin-mineral.

En la Figura 23 se puede observar que la orientación principal de *stock* porfídico mineralizante que corta al intrusivo laramídico, muestra un fuerte control estructural con rumbo N~60°E, así como importante fallamiento E-W que se puede señalar como fallamiento sin-mineral, al igual que la presencia de diques fuertemente alterados y orientados principalmente N60-80°E, N40°E y N40°W que cortan a los granitoides laramídicos y a las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara en la zona de contacto.

El fallamiento post-mineral está muy presente en el área de estudio, marcado por la presencia de sedimentos depositados en cuencas limitadas por estructuras N-S a N30°W que incluye fallamiento relacionado al evento distensivo *basing and range*, y a la apertura del Golfo de California.

La orientación actual de las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara en los alrededores del pórfido de cobre Suaqui Verde es de N30°E como consecuencia de los eventos distensivos terciarios presentes en el área y centro del Estado de Sonora.

VII.3. Alteración y mineralización

Las principales zonas de alteración observadas en este depósito fueron cartografiadas a semidetalle en escala 1: 10 000 (Figura 24), observándose una fuerte relación de su distribución con la orientación y deposición del pórfido cuarzo-feldespato de biotita mineralizado.

La primera alteración que afectó a las rocas de la Formación Tarahumara es una marcada propilitización regional con zonas de alteración potásica local conformada por biotita + magnetita + cuarzo ± clorita que seguramente preceden al sistema pórfido de cobre Suaqui Verde. La intrusión del pórfido cuarzo-feldespato permitió el desarrollo de zonas de alteración potásica, propilitica, sericitica, silicificación, argílica, y posteriormente el desarrollo de procesos supergénicos.

La intrusión de los granitoides laramídicos permitió, en forma general, el desarrollo de una débil a moderada alteración propilitica regional observada como asociaciones minerales de clorita + epidota + cuarzo + minerales opacos (FeOx, magnetita?); epidota + sericita + calcita ± clorita o sericita + epidota, producto de alteración de plagioclasa, feldespatos potásicos,

biotita y anfíboles, que se observan en todas las rocas de la Formación Tarahumara (Figura 24). En el miembro inferior y medio de dicha formación los minerales de alteración con mayor presencia son clorita, cuarzo, epidota y sericita, y en el miembro superior es más fuerte el contenido de calcita y en menor proporción epidota + sericita ± cuarzo. En los intrusivos laramídicos se observó débil propilitización, donde la biotita está moderada o fuertemente reemplazada por clorita + titanita + epidota, y esporádicamente débil sericita desarrollada en feldespatos. Además en estos intrusivos laramídicos, en base a análisis de microsonda en anfíboles, se pudo determinar que este mineral está alterado por sustitución principal de Mg y Si por Fe y Al durante procesos magmáticos tardíos (deutéricos) que cambió la composición del anfíbol de magnesio-hornblenda a actinolita.

Otro tipo de alteración probablemente asociada a la intrusión de los granitoides, corresponde a zonas aisladas y reducidas de biotita + cuarzo + magnetita + clorita ± pirita ± titanita, en forma diseminada y en vetillas, con una intensidad que varía de moderada a fuerte en rocas volcánicas y débilmente desarrollada en rocas intrusivas laramídicas. Por otra parte, la semejanza en composición química de la biotita y clorita en granitoides y en alteración de rocas volcánicas intrusionadas, puede ser fuerte indicador que los granitoides para asumir una fuerte conexión de estos intrusivos con este tipo de alteración (Figura 24).

En el stock porfídico cuarzo-feldespático se tiene un halo de aproximadamente 150 m de diámetro cargado hacia el S-SE donde se tiene la presencia de alteración potásica consistente en una serie de vetillas formando una especie de "stockwork", con vetillas de menos de 10 cm de ancho, formadas de cuarzo + feldespato potásico + biotita (bajo contenido de hierro) ± <molibdenita (trazas) ± <calcopirita (trazas) ± <pirita. Parte de la zona de stockwork es cortada por una etapa pegmatítica tardía de cuarzo + <<feldespato potásico. La mineralización de molibdeno en esta zona de stockwork asociada a la alteración potásica fue fechada por Re-Os en 57 ± 0.3 Ma (Barra et al, 2005). Por otro lado, en la parte norte del sistema, se observaron esporádicas vetillas de adularia (?) + malaquita (supergénico) + <<covelita (?) desarrolladas en el intrusivo laramídico; en cambio hacia el centro este y en los bordes de la Figura 24, fueron observadas esporádicas vetillas compuestas de pirita + calcopirita ± molibdenita.

La alteración cuarzo-sericita se encuentra ampliamente distribuida dentro de lo que se conoce como el pórfido de cobre Suaqui Verde (Figura 24). Regularmente se encuentra fuera

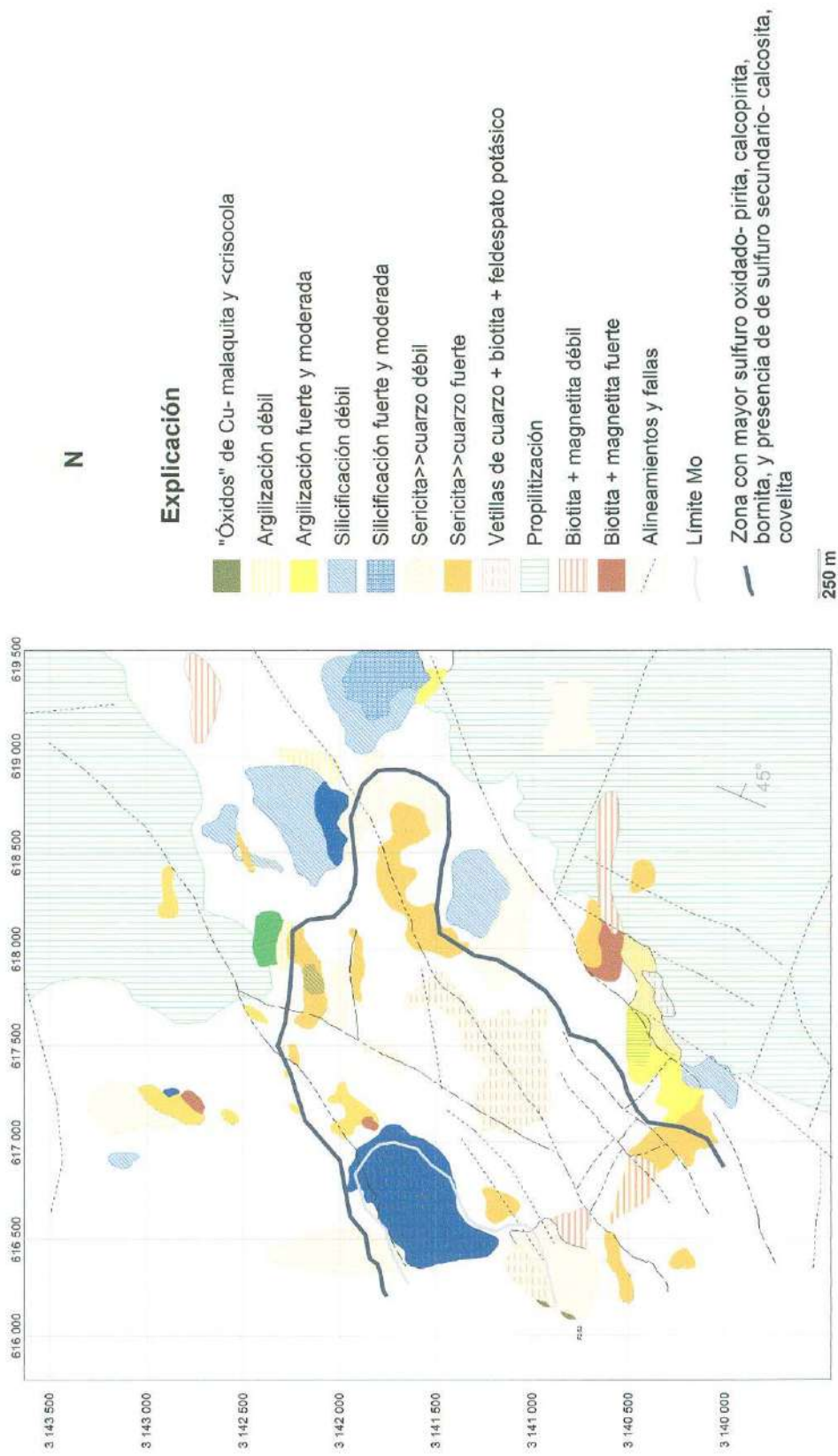


Figura 24. Asociaciones de alteración presentes en el sistema porfídico Suaqui Verde, que muestra un fuerte control estructural

de la alteración potásica, como zonas irregulares y variando en intensidad de alteración definiéndolas como sericita >> cuarzo + sulfuro oxidado fuerte y sericita >> cuarzo ± sulfuro oxidado débil (Figura 24). Generalmente se extienden al NE y parecen entremezclarse con áreas moderada-fuertemente silicificadas. Esta alteración filica es atribuida al emplazamiento de *stock* porfídico cuarzo-feldespató mineralizado, ya que este mismo desarrolla una débil a moderada cuarzo + sericita en la matriz o en vetillas, acompañada de 10-12% de pirita + calcopirita con valores de Cu ~0.15%. Otras veces se presenta en forma de zonas de stockwork con sericita + cuarzo + sulfuro oxidado (hematita y menor limonita) o cuarzo + sericita + sulfuro oxidado (<1%), con intensidades que van de moderada a débil. Un punto muy importante es que este tipo de alteración parece haberse formado posterior a la alteración potásica compuesta de biotita + cuarzo + magnetita y después de las brechas de cuarzo turmalina localizadas al norte, sur y esporádicamente en la parte central del área de estudio en las cercanías al pórfido de cobre Suaqui Verde. Esto hace suponer que dentro de este distrito se tienen al menos dos etapas de producción de alteración cuarzo-sericita. La primera desarrollada en relación a la formación de las brechas cuarzo-turmalina, descrita por Flores-Vásquez (2001) y la segunda relacionada a la intrusión del cuerpo cuarzo-feldespático. Aunque no es conclusivo se tiene la presencia de una tercera etapa de alteración filica, pero esta última asociada a los diques leucocráticos monzo-graníticos y sienó-graníticos, en forma de sericita gruesa tipo greissen, conformada por sericita + cuarzo ± sulfuros ± turmalina. Este último tipo de alteración aparece como grandes halos de alteración, registrados dentro de los granitoides laramídicos y rocas volcánicas, así como en pequeños diques en el *stock* porfídico. Estos diques en la parte norte del área de estudio muestran mayor contenido de turmalina y llegan a estar mineralizados con Au y menor Cu.

Dentro de esta zona de alteración, también se incluyen áreas con una fuerte silicificación en rocas volcánicas y en el *stock* porfídico mineralizado. A veces, se presenta como variación de cuarzo con trazas sericita, o simplemente moderada a fuerte reemplazamiento, probablemente relacionada a la alteración filica atribuida al *stock* cuarzo-feldespático.

La alteración propilitica en esta zona y relacionada al pórfido mineralizado fue observada en la parte centro-norte de la Figura 24, conformada por fuerte clorita ± pirita oxidada ± epidota, la cual es sobreimpuesta por moderada argilización. Por otro lado, los

afloramientos de roca con moderada a fuerte argilización son pocos y dispersos, y las zonas con fuerte argilización están restringidas a estructuras E-W o NW 50°, consisten de arcillas color blanco (mayor kaolinita?) y pequeños relictos en cantidades traza de posible sulfuro oxidado.

La presencia de sulfuros sin oxidar observados en superficie fue principalmente en las cercanías o en el *stock* porfídico. En cambio, óxidos de hierro a partir de sulfuros están presentes en las rocas volcánicas con alteración filica que muestran moderada a baja oxidación, sin embargo, la zona de oxidación está restringida y probablemente a profundidades menores a 100 metros, reportadas por los trabajos de exploración realizados en este lugar, como se ve en la Figura 24 donde la zona con mas alto contenido de cobre (~0.3% promedio) incluye el pórfido cuarzo-feldespático y zonas de alteración potásica y filica, aunque la presencia de óxidos de cobre más económica es restringida a estructuras casi verticales con malaquita y menor crisocola.

Hacia la parte centro-oeste de la Figura 24 se tienen pequeños afloramientos de óxidos de Cu restringidos a la zona de contacto entre sedimentos consolidados tipo Báucarit y el *stock* porfídico mineralizado. Además, los óxidos verdes de cobre se encuentran entre los intersticios de los fragmentos de roca de estos sedimentos, dando la apariencia de depósitos tipo exótico, reportados en las cercanías de estos depósitos como sucede en Chile, Arizona y el norte de Sonora.

VIII. TIPOS DE MINERALIZACIÓN

En el área de Suaqui Verde afloran al menos tres tipos de mineralización, no solo asociada al depósito de pórfido de cobre, sino se encuentran distribuidos dentro de la evolución magmática desarrollada en esta región. Sus características son completamente disimilares, pero por sus relaciones de campo pueden ser perfectamente separados en tiempo y espacio (ver Figura 2).

VIII.1. Skarns y skarnoides

Aunque delgados y económicamente poco atractivos por su potencial, en esta región se tienen depósitos de skarn de Fe y polimetálicos, los cuales se disponen principalmente dentro de los horizontes calcáreos de la secuencia depositada al final del miembro inferior y medio de la Formación Tarahumara (Figura 2). Se tiene una aparente preferencia a desarrollarse mineralización de Fe (Au) o Fe (Cu-Ag) en el miembro inferior, y mineralización de Cu-Zn en el miembro medio ya cerca del depósito de Cu Suaqui Verde.

Los cuerpos de skarn por lo general son acompañados por skarnoides fuertemente desarrollados; zona recristalizada y silicificada como áreas irregulares dentro de ellos. Su disposición es en forma alargada siguiendo los cuerpos calcáreos de caliza, los cuales pueden alargarse por cientos de metros. En ninguno de los casos se observa en contacto con la roca intrusiva, pero su cercanía con las rocas granodioríticas-graníticas sugieren una conexión genética con ellos.

En la parte norte del área de estudio y en las proximidades al sistema porfidico Suaqui Verde afloran skarns y skarnoides polimetálicos en un depósito denominado “El Sapo” con desarrollo de piroxeno + <granate ± <calcopirita ± esfalerita ± galena, y calcita recristalizada.

En el caso del skarn de Fe “El Garabato”, localizado a 4 km al sur del pórfido de cobre Suaqui Verde, por el arroyo Las Uvalamas se tiene un skarn formado por magnetita + <hematita (50-70% Fe) + granate (almandino) + <piroxeno y calcita fuertemente recristalizada (Figura 25); además, se tienen valores de Au de hasta 1.2 gr/ton, con presencia de zonas de alteración retrógrada a actinolita y silicificación.

Hacia en sur del área de estudio está localizado un skarn con orientación NW30-40° denominado “El Hechal”, el cual está compuesto de piroxeno + <granate + malaquita +

bornita (?) \pm trazas de sulfosales y valores anómalos en Ag, desarrolló zonas con gran contenido de magnetita (80-90%), cercano este skarn se observaron brechas estrechas con fragmentos de cuarzo y piroxeno + anfíbol + muscovita cementados por 20% de especularita \pm muscovita, lo que pudiera indicar el previo (?) desarrollo de depósitos de skarns a la formación de las brechas de cuarzo turmalina.

VIII.2. Brechas cuarzo-turmalina

Este tipo de estructuras fueron previamente estudiadas por Flores-Vásquez (2001), en la que se señala una conexión fuerte a las cúpulas de los intrusivos laramídicos. Se localizan principalmente en la parte sur y norte del área de estudio, así como afloramientos esporádicos en las cercanías al pórfido de Cu Suaqui Verde (Figura 2), y su disposición en general es en contacto o muy cercano a los cuerpos intrusivos que conforman el batolito de Sonora definido por Damon et al (1983b).

Estos cuerpos brechoides son de forma elíptica tabular con orientaciones preferenciales NE 40-70°, desarrollándose en las zonas de contacto entre los intrusivos y la Formación Tarahumara o en el caso de la brecha la Ventana la cual está hospedada en rocas sedimentarias del Grupo Barranca (Flores-Vásquez 2001). Por lo que las brechas pueden contener fragmentos de roca intrusiva, volcánica o sedimentaria cementados por cuarzo + turmalina, pero sin mezcla de estos diferentes tipos de roca. Como dato adicional e importante se conoce que estas estructuras brechoides de poco espesor fueron observadas solo en rocas que componen la parte inferior del miembro medio de la Formación Tarahumara.

Una secuencia paragenética para la brecha La Ventana es mostrada en la Figura 26 tomada de Flores-Vásquez (2001), y la cual puede ser extrapolada a las otras zonas de brecha la secuencia paragenética para las existentes en esta región, pero la etapa tardía de cuarzo y sulfuros puede o no, estar presente en varias estructuras. Algunas de estas estructuras brechoides en esta región centro de Sonora, han sido reportadas con interesantes valores de Au, sin embargo descripciones y observaciones de campo, señalan que aparenta haber sido introducido como etapas posteriores a la formación de estas estructuras, como sucede en la brecha La Ventana, y algunas estructuras en las cercanías al poblado El Realito en las orillas del río Yaqui, las cuales que se localizan al SE del pórfido de Cu Suaqui Verde y fuera del área de estudio.

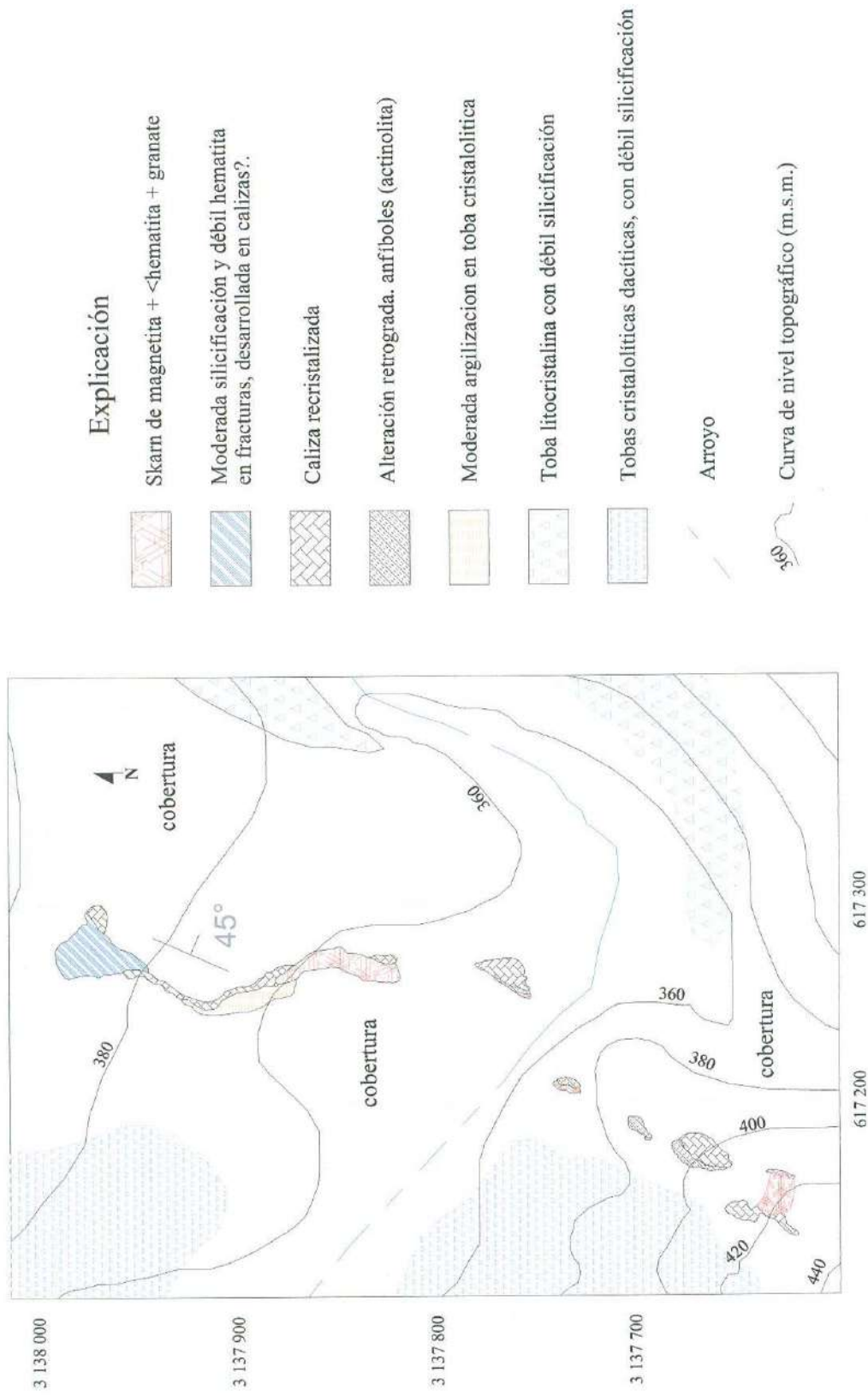


Figura 25. Skarn de Fe El Garabato con leyes de 50-70% Fe y conformado por magnetita, hematita, granate y menor piroxeno, y valores anómalos en Au.

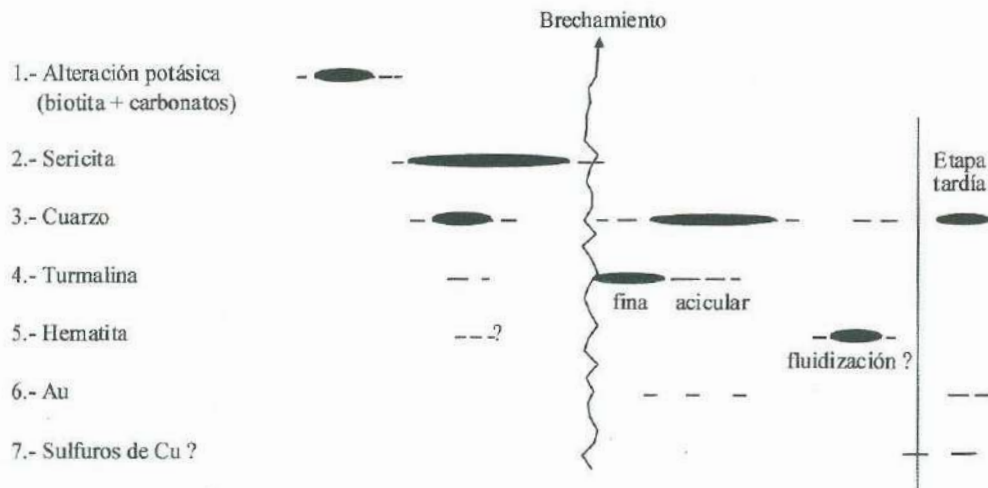


Figura 26. Secuencia paragenética de las diferentes etapas de alteración y mineralización observadas en la brecha La Ventana, la etapas tardías de cuarzo o sulfuros de Cu ? no está presente en todas las estructuras brechoides de la región .

VIII.3. Vetas de cuarzo

En la Figura 2 se señalan las diferentes zonas donde se observaron afloramientos de vetas de cuarzo localizadas al NE del pórfido Suaqui Verde, y las cuales están desarrolladas dentro de lo que en este estudio se distinguió como miembro medio de la Formación Tarahumara. Se localizan a lo largo de un sistema de vetas orientadas NE 70° a E-W y consisten de 0.2-1.5 metros de ancho, compuestas de cuarzo + <sericita ± pirita (parcialmente oxidada) con halos de moderada silicificación de 2-3 metros y seguidos por 1-5 metros de moderada a débil argilización, con zonas de mayor mineral con hasta 10 gr/ton de Au. Regularmente estas estructuras son desplazadas por fallamiento post-mineral orientado NW 40-50° SE.

En la parte centro-sur del área de estudio están presentes estrechas vetas compuestas de cuarzo + crisocola, las cuales son claramente posteriores a la mineralización primaria del pórfido de cobre Suaqui Verde, y que han sido reportadas con valores de Au, sugiriendo que se trata de un evento tardío y que probablemente puede estar relacionado con la etapa de mineralización de Au tardía encontrada en las brechas de cuarzo-turmalina.

este método de goebarometría, consiste en que la presión de consolidación final estimada en un plutón corresponde al contenido de aluminio total (Al^T) por unidad de fórmula (p.u.f.) en anfíbol, al menos para los bordes de anfíbol en equilibrio con cuarzo (Hammarstrom and Zen, 1986). Estos autores muestran que entre los factores como la presión, temperatura, la fugacidad de oxígeno y la composición de la roca son factores que pueden influir en el contenido de aluminio en los anfíboles, la presión a la que se forma un anfíbol es el factor principal que determina el contenido de aluminio en los anfíboles.

negativas. La segunda ecuación falla en presiones intermedias y la ecuación 3 solo se ajusta a presiones bajas. Hollister et al (1987) redefine la calibración de Hammarstrom y Zen (1986) añadiendo datos de intrusivos a presiones medias, obteniendo la ecuación $P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Al}^{\text{T}}$ con $r^2 = 0.97$, y restringida a la misma asociación mineralógica que Hammarstrom y Zen (1986). Johnson y Rutherford (1989) realizaron calibraciones experimentales en el rango de 2 a 8 kbar y de 740-780°C, y obtuvieron $P (\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{ Al}^{\text{T}}$ con $r^2 = 0.99$. Johnson y Rutherford (1989) y Hollister et al (1987) sugieren que el vector de intercambio sensible a la presión es ${}^{[4]}\text{Al}{}^{[6]}\text{Al}{}^{[4]}\text{Si}_1{}^{[6]}\text{Mg}_1$ (Vyhnal et al, 1991). Blundy y Holland (1990) determinan un geobarómetro en base a temperatura relacionada al solidus de rocas graníticas de $\sim 700^\circ\text{C} \pm 20^\circ\text{C}$ y tomando en cuenta la relación de Al^{T} y Al^{IV} de Hammarstrom y Zen (1986) obtienen la ecuación $P = 5.03 \text{ Al}^{\text{T}} - 3.53 \text{ kbar}$ (a 700°C). Schmidt (1992) realizó una calibración en los rangos de 655-700°C y 2.5-13 kbar, y obtiene la ecuación $P = 4.76 \text{ Al}^{\text{T}} - 3.01$. La variación de la temperatura en 100°C puede tener un efecto de 1.3-2 kbars, por lo que Anderson y Smith (1995) obtienen una calibración con variación en temperatura a partir de un promedio de Schmidt (1992) y Johnson y Rutherford (1989), y muestran la expresión $P (\pm 0.7) = 4.76 \text{ Al} - 3.01 - \{[T(^{\circ}\text{C}) - 675]/85\} \times \{0.530 \text{ Al} + 0.005294[T(^{\circ}\text{C}) - 675]\}$, donde la temperatura debe de ser $>675^\circ\text{C}$ y $<800^\circ\text{C}$, y valores de temperatura $<675^\circ\text{C}$ aumentarían la presión estimada. En la Tabla 1 se muestra un resumen de las diferentes ecuaciones utilizadas en el geobarómetro de aluminio en anfíbol.

En las muestras IF1-14, IF2-18 e IF2-64 se realizó en total de 50 análisis puntuales distribuidos en 15 cristales de anfíboles (Apéndice, Tabla 5), realizados principalmente en los bordes cerca de contacto con cuarzo o plagioclasa, y esporádicamente en el centro de los cristales. El contenido de Al^{T} p.u.f. en los cristales de anfíboles varía de 0.51-1.00, aunque 15 análisis de diferentes cristales con variaciones de 0.37-0.49, uno con 0.1, y un análisis en centro del cristal da un valor de 1.25.

Leake (1971) propuso como límite de $\text{Si} \leq 7.5$ p.u.f y $\text{Ca} \geq 1.6$ p.u.f para anfíboles "ígneos" o $\text{Al}^{\text{T}} > 0.5$. En este estudio 11 análisis están dentro de esos límites, y la mayoría de los cristales de anfíbol contienen Ca 1.73-1.99 p.u.f., y gran parte con Si 7.5-7.7 p.u.f. y con mediciones de cierre del 95-98%. El anfíbol se observó mayormente alterado de magnesio-hornblenda a actinolita (Figura 19) por procesos deutéricos o alteración por oxidación de etapa tardía (probablemente cerca al subsolidus) da como resultado formación de anfíboles mas

Autor	Ecuación	Estudio	Condiciones de estudio
Hammarstrom y Zen (1986) ec. 1	$P (\pm 2-3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03Al^T$ $r^2 = 0.8$	Empírico	Análisis microsonda y geobarómetros de metamorfismo de contacto
Hammarstrom y Zen (1986) ec. 2	$P = 1.27Al^{T(2.01)}$ $r^2 = 0.77$	Empírico	
Hammarstrom y Zen (1986) ec. 3	$P = 0.26e^{(1.48Al^T)}$ $r^2 = 0.76$	Empírico	
Hollister et al (1987)	$P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 Al^T$ $r^2 = 0.97$	Empírico	Complementación de Hamm. Y Zen (1986), añade análisis de anfíboles de presiones medias
Johnson y Rutherford (1989)	$P (\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 Al^T$ $r^2 = 0.99$	Experimental	2 a 8 kbar y de 740-780°C
Blundy y Holland (1990)	$P = 5.03 Al^T - 3.53 \text{ kbar}$	Empírico	700 ± 20°C
Schmidt (1992)	$P = 4.76 Al^T - 3.01$	Experimental	655-700°C y 2.5-13 kbar
Anderson y Smith (1995)	$P (\pm 0.7) = 4.76Al - 3.01 - \{[T(^{\circ}C) - 675]/85\} \times \{0.530Al + 0.005294[T(^{\circ}C) - 675]\}$	Promedio de Schmidt (1992) y J. y Rutherford (1989)	

Tabla 1. Resumen de geobarómetros empíricos y experimentales, en base al aluminio total en anfíboles.

magnesianos y menos aluminosos, aunque el contenido de $Fe_{total} / (Fe_{total} + Mg)$ varía de 0.24-0.35, independientemente del contenido de aluminio. La alteración puede ser indicada por esporádicos cristales de anfíbol parcialmente alterados a epidota o clorita y poca presencia de minerales opacos. La variación en la composición de los anfíboles indica aumento de magnesio, sílice y en menor proporción calcio, y decremento de fierro, aluminio, titanio y manganeso (Apéndice, Tabla 5), aunque en la Figura 27a se observa que las sustituciones simultáneas de cationes en el sitio A son acoplados por sustituciones de Al^{IV} equivalente a sustitución de edenita indicada por fuerte correlación del sitio A y Al^{IV} , y en 27b una pendiente de casi 1 confirma que la variación de los anfíboles aún es dominado por las sustituciones de edenita, pargasita, hornblenda y hastingsita como lo muestra indirectamente Blundy y Holland (1990), por lo que el bajo contenido de aluminio y $Fe_{total} / (Fe_{total} + Mg)$ que varía de 0.24-0.35 (alto contenido de magnesio) puede ser ocasionado por condiciones magmáticas de alta fugacidad de oxígeno.

Considerando que Hammarstrom y Zen (1986) concluyeron que en intrusiones poco profundas predomina $Al^T \leq 2.0$ p.u.f. y para intrusiones a niveles profundos con epidota

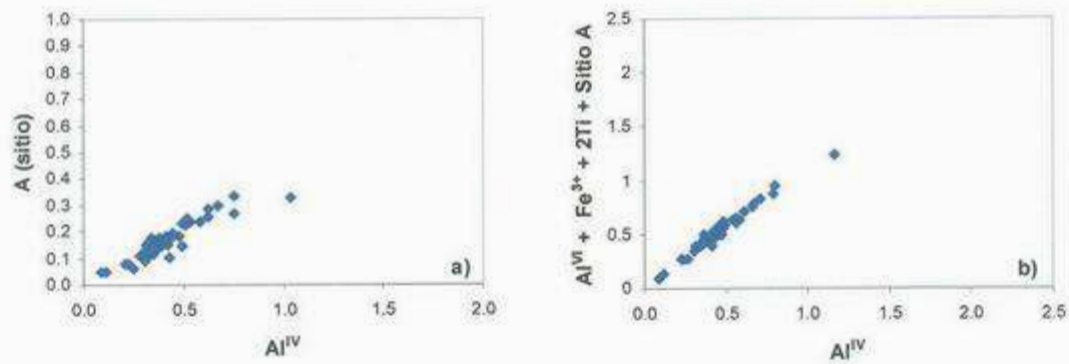


Figura 27. a) Equivalente a sustituciones acopladas de Edenita. b) Posible variación en la composición del anfíbol debida a sustituciones de Edenita, Pargasita, Hornblenda y Hastingsita (Blundy y Holland, 1990).

magmática con $Al^T \geq 2.0$ p.u.f. y además que solo 7 análisis de 4 cristales de anfíbol arrojan valores positivos de presión (Tabla 2) en la mayoría de los geobarómetros de la Tabla 1. Por otra parte, si suponemos que el anfíbol preserva su composición magmática, y que la relación obtenida entre el Al^{IV} y A^{IT} por esos autores y en los anfíboles estudiados en el área de Suaqui Verde (Figura 28), y que la ecuación 3 de Hammarstrom y Zen (1968) se ajusta mejor a anfíboles con bajo contenido de aluminio, esto indicaría que dicha ecuación es más apropiada para la obtención de presiones en base al contenido bajo de aluminio en los anfíboles de los granitoides del área de Suaqui Verde. Aunque condiciones de alta fugacidad pueden ser factor en su composición, ya que los anfíboles tienden a ser más ricos en Mg conforme la fugacidad de oxígeno incrementa. La ecuación 3 de Hammarstrom y Zen (1986) indica valores de presión en el rango de 0.55-1.14 kbars (Apéndice, Tabla 5) y para los anfíboles menos magnésicos indica presiones de 0.84-1.14 kbars, y 1.61 kbar para centro de cristales.

Si p.u.f.	7.34	7.39	7.33	7.50	7.20	7.21	6.84	7.29
Al total (p.u.f.)	0.79	0.80	0.80	0.81	0.99	1.00	1.23	0.84
Ham. & Zen ('86) Ec. 1	0.05	0.08	0.09	0.15	1.08	1.10	2.29	0.32
Ham. & Zen ('86) Ec. 2	0.79	0.80	0.81	0.83	1.26	1.26	1.94	0.90
Ham. & Zen ('86) Ec. 3	0.84	0.84	0.85	0.86	1.13	1.14	1.61	0.91
Hollister (1987)	-	-	-	-	0.85	0.87	2.20	-
Blundy & Holland (1990)	0.44	0.47	0.48	0.54	1.47	1.49	2.68	0.71
Johnson & Rutherford (1988)	-	-	-	-	0.72	0.73	1.74	0.07
Schmidt, 1992	0.75	0.78	0.79	0.84	1.72	1.74	2.86	1.00

Tabla 2. Aplicación de diferentes geobarómetros en los anfíboles con mayor contenido de aluminio total p.u.f.

Los granitoides en el área de Suaqui Verde cumplen en gran medida con las composiciones químicas y mineralógicas propuestas por Hammarstrom and Zen (1986) para la aplicación del contenido de aluminio en anfíbol para geobarometría. Los intrusivos del área de estudio son rocas calcoalcalinas con índices de A/CNK de 0.87-1.06 molar y son sobresaturadas en sílice, señalado por la gran presencia de cuarzo normativo (Apéndice, Tabla 1). Sin embargo, las condiciones de fugacidad de oxígeno pueden ser mayores, debido a que la mayoría de los geobarómetros están calibrados con anfíboles en el rango de 0.40-0.65 para $Fe/(Fe+Mg)$ y en este estudio tienen volares menores al límite inferior.

Los intrusivos del área de estudio contienen la asociación mineral de plagioclasa (andesina-oligoclasa) + feldespato potásico + cuarzo + hornblenda + biotita + titanita + magnetita (o ilmenita), que es similar a la composición total de la roca (bulk rock composition) aplicada en las calibraciones de Hammarstrom and Zen (1986). En la Tabla 3 se muestra un resumen de ejemplos donde se ha aplicado este tipo de geobarometría.

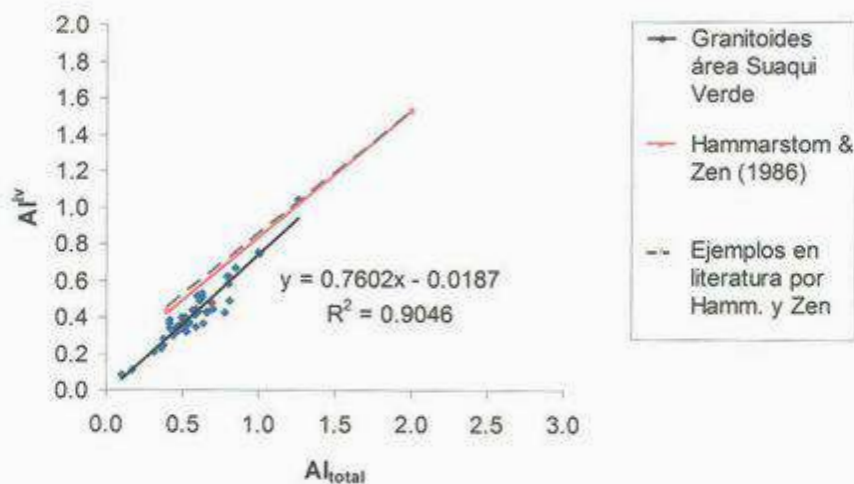


Figura 28. Comparación entre la relación de Al^{IV} y Al^T base para la obtención de geobarómetros y los anfíboles del área de Suaqui Verde, Sonora centro-este.

Este estado de oxidación del hierro no es diferenciado en microsonda, y el hierro fue medido como FeO y recalculado de hierro férrico y ferroso a partir de balance estequiométrico. En este estudio se tomó el promedio de máximo y mínimo de hierro férrico estimado por el método indicado por Holland y Blundy (1994), que es similar a los métodos de recálculo realizados por Spear and Kimball (1984) y Robinson et al (1982).

	Batolito Mount Princeton	Batolito Pioneer	Granitoides Sonora Central
Localización	Sawatch Range, Colorado.	Pioneer Mountains, SW de Montana.	Cercanías al Porfido Suaqui Verde
Tipo de roca dominante	Cuarzomonzonita, (Granito)	(Gabro), Cuarzo diorita, Tonalita, Granodiorita Granito	Granodiorita, Cuarzomonzonita
SiO ₂ (%)	61-69	50-70	63-69
A/CNK**	0.86-1.01	0.82-1.02	0.87-1.06
Anfibol	x	x	x
Biotita	x	x	x
Plagioclasa (An)	x(50-20)	x(70-20)	x(46-18)
Feldespató Potásico	x	x	x
Cuarzo	x	x	x
Esfena	x	x	x
Magnetita	x	x	x
Ilmenita			
P estimamda	1 kbar	~2 kbar	~0.7-1 kbar
Base para estimación	Rocas volcánicas contemperaneas Asociación de mineral de metamorfismo de contacto Contexto regional	Reconstrucción estratigráfica Aureolas de contacto, historia de enfriamiento, cavidades miarolíticas	
Al ^T	0.41-1.95	0.88-1.78† 0.74-2.62‡	0.37-1.23†
Al ^{VI}	0-0.38	0.11-0.52† 0.04-0.93‡	0.07-0.21†
Ti	0.01-0.29	0.04-0.32† 0.03-0.41‡	0.01-0.12†
	$Al^{IV} = 0.04 + 0.79Al^T ; r^2=0.97, n=168$		
No. de analisis	123	45 175	50
Referencias (Geología)	Crawford, 1913; Dings y Robinson, 1957; Toulmin, 1976; Toulmin y Ham- marstrom (in prep.)	Zen et al., 1975, 1980; Zen, 1987; Snee, 1982.	
Referencias (mineralogía)	Hammarstrom, 1984	Hammarstrom, 1982, 1984	Este estudio

Tabla 3. Ejemplo de aplicaciones de geobarómetros tomados de Hammarstrom and Zen (1986) comparado con granitoides del centro-sur del Estado de Sonora en las proximidades al Suaqui Verde.

Por otra parte, según Blundy y Holland (1990) las correlaciones empíricas aparentes entre Al total y presión puede estar revelando información acerca variaciones de las temperaturas de sólidos con la presión.

IX.2. Geotermómetro plagioclasa-hornblenda

Blundy y Holland (1990) hacen una evaluación termodinámica semi-empírica con datos experimentales de asociaciones anfíbol-plagioclasa en rocas saturadas en sílice en base al contenido de Al^{IV} en anfíboles, y a la reacción de equilibrio edenita + 4 cuarzo = tremolita + albita. Sin embargo, Poli y Schmidt (1992) concluyen que la calibración de Blundy y Holland (1990) no corresponde a una calibración de la reacción edenita + 4 cuarzo = tremolita + albita debido a que el Al^{IV} en anfíboles es una combinación del resultado de las sustituciones tschermarkita (ts), edenita (ed) y plagioclasa (pl).

Posteriormente Holland y Blundy (1994) derivan los geotermómetros A y B que consideran las interacciones no ideales en anfíboles cálcicos, donde A es aplicable a rocas sobre- y sub-saturadas en sílice, y considera la reacción edenita + 4 cuarzo = tremolita + albita para la determinación de la ecuación. En este estudio se tomó en cuenta el geotermómetro A, el cual está restringido a temperaturas en el rango de 400-900°C, anfíboles de composición NaA > 0.02 p.u.f., Al^{VI} < 1.8 p.u.f. y Si 6.0-7.7 p.u.f., y plagioclasa con X_{an} < 0.9. La composición los anfíboles y plagioclasa del presente estudio están dentro de los rangos de composición señalados para el geotermómetro A.

La aplicación de este geobarómetro indica temperaturas en el rango de 530-670°C, y los anfíboles con menor alteración y en aparente equilibrio con plagioclasa indican rangos entre 590-670°C y con errores de ±40°C, y el análisis del centro del anfíbol relacionado al promedio de la composición de la plagioclasa indica 739°C. En la Figura 29 se muestra el diagrama P versus T, donde el área en que delimita el elipse pueden ser las condiciones de P-T de emplazamiento, aunque la alta fugacidad de oxígeno y procesos magmáticos tardíos de alteración pueden haber influenciado en la composición final del anfíbol analizado en este estudio.

Según Blundy y Holland (1990) el Al^{IV} es fuertemente dependiente de la temperatura debido a la sustitución edenita, pero el Al^{VI} es dependiente de la presión. En la Figura 30a se puede observar la correlación del Al^{IV} respecto a la temperatura según el geotermómetro

aplicado en este estudio, también hay buena correlación de Al^{IV} respecto a la presión a partir de ecuación 3 de Hammarstrom and Zen (1986),

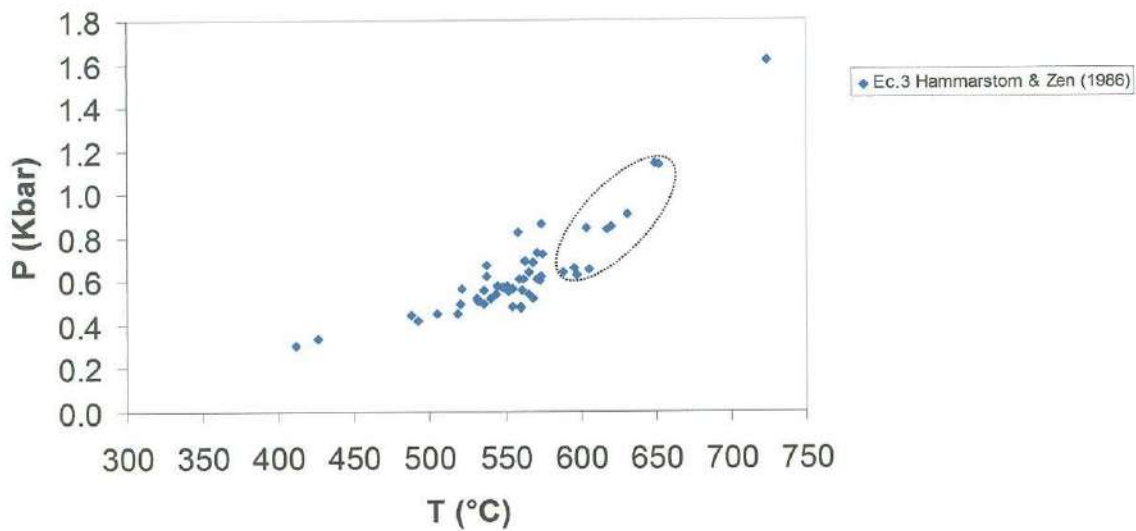


Figura 29. Diagrama de P-T, el área que delimita el elipse corresponden ser las condiciones más cercana de emplazamiento para los granitoides en el área de Suaqui Verde.

aunque la relación de Al^{IV}/Al^T varía 0.7-0.94 y se espera una fuerte correlación como lo muestra la Figura 30b. Sin embargo en la Figura 31 se puede observar como el Al^{IV} es dependiente tanto de la presión como temperatura. Relaciones como estas, así como variables de fugacidad y otras sustituciones acopladas en el anfíbol, indica que mejores calibraciones pueden ser requeridas, al menos para anfíboles que cristalizan a bajos valores de presión.

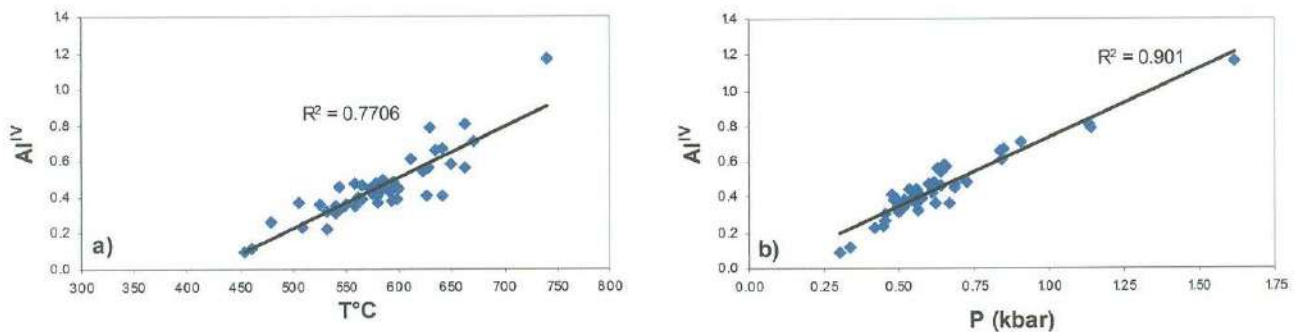


Figura 30. a) correlación Al^{IV} respecto a temperatura obtenida de Holland y Blundy (1994). b) correlación de Al^{IV} respecto a la presión obtenida de ecuación 3 Hamm. Y Zen (1986).

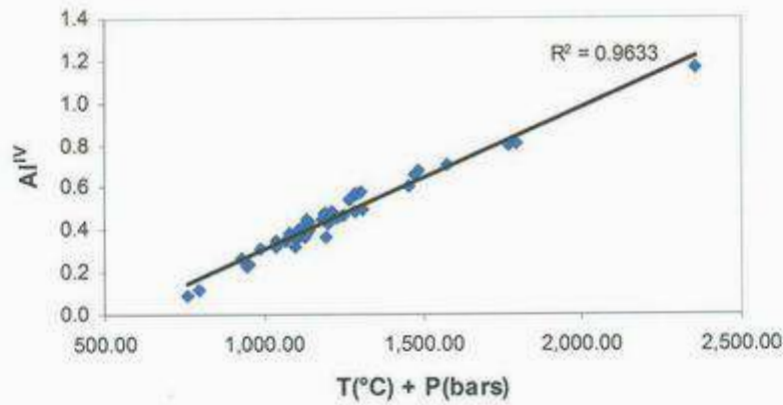


Figura 31. Muestra la fuerte dependencia de aluminio respecto a presión y temperatura.

IX.3. Inclusiones fluidas

Una cuantificación importante a establecer dentro del estudio de los depósitos minerales corresponde a la determinación de las condiciones físicas y químicas de los fluidos hidrotermales. En esta ocasión se llevó a cabo un estudio general de inclusiones fluidas, a partir del cual se obtuvieron temperaturas de homogenización (T_h), en menor proporción temperaturas de fusión total de hielo o *melting* (T_m) y esporádicamente se obtuvieron temperaturas de fusión de sólidos (T_{ms}) o minerales “hijas” en inclusiones fluidas desarrolladas en cristales de cuarzo (Apéndice, Tabla 11), así como una descripción minuciosa de las características petrográficas de cada una de las muestras estudiadas. Para este estudio se recolectaron muestras en zonas estratégicamente ubicadas, correspondientes a cristales de cuarzo primario del pórfido Suaqui verde, vetillas de cuarzo + biotita + feldespato potásico \pm molibdenita \pm calcopirita, zona de alteración cuarzo-sericita, y en cuarzo proveniente de las brechas de cuarzo-turmalina de la brecha La Ventana y Las Ánimas 3, localizadas en la cúpula del intrusivo batolítico laramídico.

La medición de la temperatura de homogenización de la mayoría inclusiones fluidas se realizó en el laboratorio de petrografía del departamento de Geología de la Universidad de Sonora, con una platina que se calibró en el rango de 122.36-398°C a partir de estándares de inclusiones sintéticas (374.1°C) y sustancias químicas, tales como ácido benzoico, fenolftalenina, dicromato de potasio con temperatura de fusión de 122.36°C, 263°C y 398°C respectivamente. La temperatura de homogenización o fusión de los estándares siempre fue

debajo su temperatura nominal, por tal razón en la curva de calibración (Figura 32) la temperatura real se calibró a valores más altos. Mediciones de T_m , T_h y T_{ms} fueron realizadas en las instalaciones de la universidad de Arizona, para ello las inclusiones eran congeladas con nitrógeno y seguida por calentamiento hasta T_h o T_{ms} .

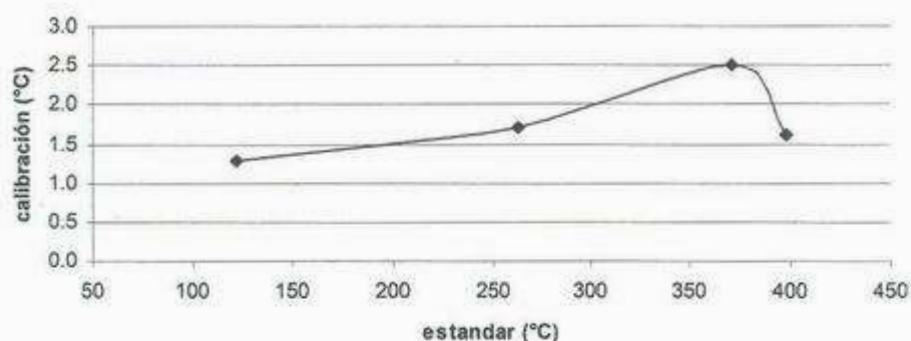


Figura 32. Curva de calibración a partir de temperaturas de fusión estándares conocidas de sustancias químicas e inclusiones fluidas sintéticas con T_h conocidas.

Las inclusiones en los “ojos” de cuarzo del pórfido cuarzo-feldespató, generalmente fueron del tipo trifásica (líquido + vapor + S_{NaCl}) o multifásicas con minerales opacos, e inclusiones secundarias bifásicas con (L + V), como se observa en la Foto 2, donde se muestran algunas inclusiones primarias y secundarias. La homogenización de la inclusión fue de vapor a líquido, y se obtuvieron rangos de temperatura de homogenización (T_h) del orden de 405.2-442.2°C con una media de 419.7°C y desviación estándar de 16.2°C para inclusiones primarias, aunque dos inclusiones muy negativas alcanzaron temperaturas de homogenización del orden de los 477°C. También se distinguieron dos generaciones de inclusiones secundarias (Figura 33), la primera varía de temperaturas de homogenización del orden de los 283.0-343.1°C con una media de 312°C y desviación estándar de 20.5°C. La otra corresponde a inclusiones de L+V con temperatura de homogenización del orden de 213.7-231.2°C.

Para la zona de alteración potásica se estudió una muestra representada por vetilla de cuarzo + biotita ± feldespató potásico ± molibdenita ± calcopirita, en donde se observaron inclusiones primarias de L+V+S y L+V (Foto 3) que homogenizaron en el rango de 351.3-391.3°C con una media de 369.9°C y desviación estándar de 14.3°C, y una medición de T_h 431.1°C, además dos datos de temperatura de total del hielo denominada como T_m dando

valores de -3.2°C y -6.1°C con presencia de NaCl. Se distinguieron dos etapas de inclusiones secundarias de L+V (Figura 34), una en el rango de Th de $278.0-334.6^{\circ}\text{C}$ y Tm -2.3°C a -2.7°C , otra con Th $229.6-241.7^{\circ}\text{C}$ y Tm -2.7°C a -3.1°C . En inclusiones con sólidos se pudieron observar Tms de NaCl de 295°C y otros sólidos con Tms de 392°C .

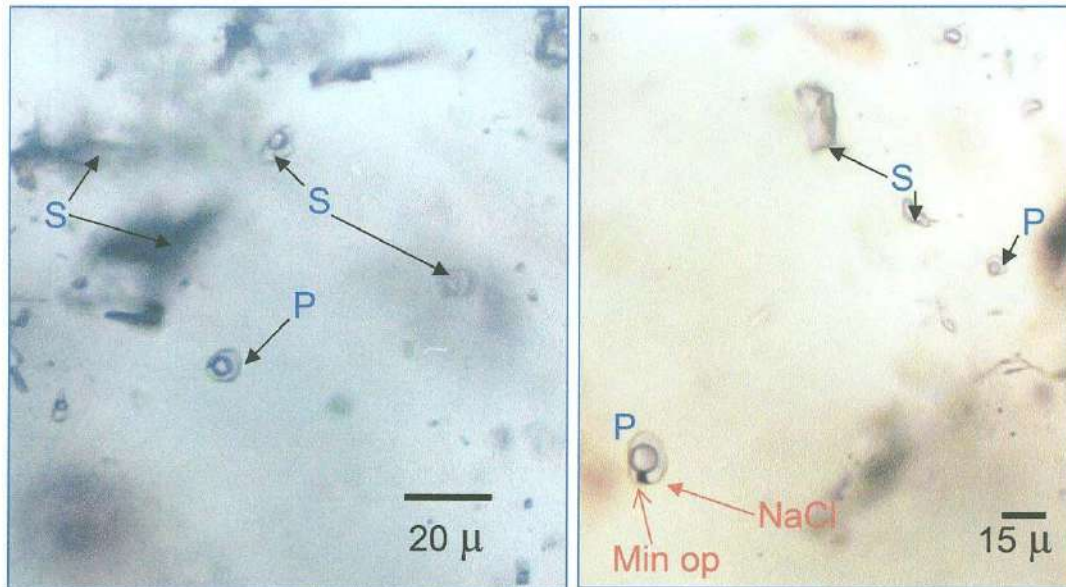


Foto 2. Microfotografía de inclusiones primarias (p) y secundarias (s) en ojos de cuarzo, la mayoría de las inclusiones son menores a 20 micras.

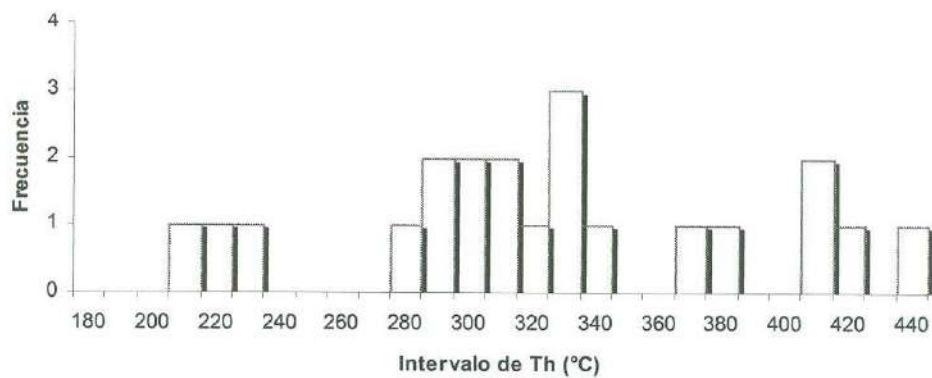


Figura 33. Histograma de frecuencia de Th en "ojos" de cuarzo correspondientes al pórfido cuarzo-monzonítico Suaqui Verde

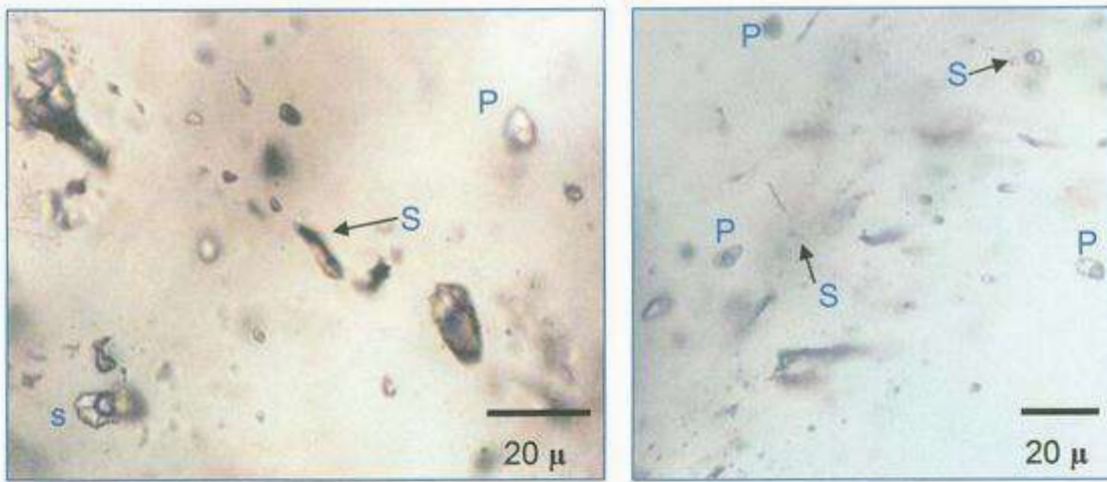


Foto 3. Microfotografía de inclusiones fluidas primarias y secundarias en cuarzo correspondiente a alteración potásica.

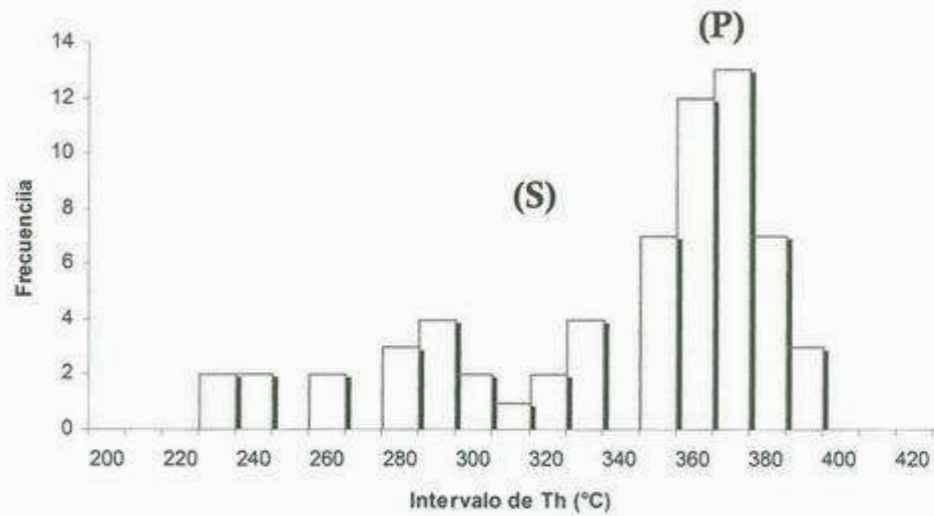


Figura 34. Histograma de Th de inclusiones fluidas primarias y secundarias medidas en la zona de alteración potásica

Por otro lado vetillas de cuarzo \pm sericita \pm pirita (oxidada) presentaron inclusiones primarias de L+V, L+V+S y esporádicamente V + L (Foto 4) que homogenizaron a temperaturas que varían de 335.4-383.6°C con media de 354.0°C y desviación estándar de 12.7°C, así como Tm de -2.3°C a -2.6°C y menos común -3.2°C a -4.2°C. También se

midieron dos etapas de inclusiones secundarias del orden de $305.0 \pm 13.6^{\circ}\text{C}$ con pocas mediciones de T_m entre -2.2°C a -3.4°C y -0.3°C a 0.4°C . Otro grupo de inclusiones secundarias, dentro de esta misma alteración, están en el rango de $227.6\text{-}250.9^{\circ}\text{C}$ 7.4°C desviación estándar y algunas mediciones de T_m entre -2.3°C a -2.5°C , aunque se obtuvieron dos datos de -3.8°C y -4.5°C , todos estos datos de temperatura de homogenización fueron graficados en la Figura 35 donde se muestra el histogramas de la distribución de las distintas temperaturas registradas en estas inclusiones. En una de estas inclusiones se detectó presencia de KCl con T_{ms} de 161°C , otra inclusión con $T_{ms_{\text{NaCl}}}$ de 300°C y T_h de 330°C . También se observaron sólidos con T_{ms} mayores a 430°C .

Se estima que probablemente se tenga la presencia de “boiling”, ya que las T_m y consecuentemente salinidades están dentro de los mismo rangos tanto para las inclusiones de baja y alta temperatura, dando como consecuencia fluidos heterogéneos baja salinidad durante la alteración cuarzo-sericita, para los cuales se estima en cantidades entre 3.5-7.5 % NaCl equivalente considerando la grafica de Clyne y Potter (1977). Tomando en cuenta la salinidad y promedio de T_h en inclusiones primarias, se utilizó la gráfica de Hass (1971), para estimar profundidades, la cual indica profundidades de formación del orden de ~ 1700 m debajo de la superficie bajo condiciones hidrostáticas

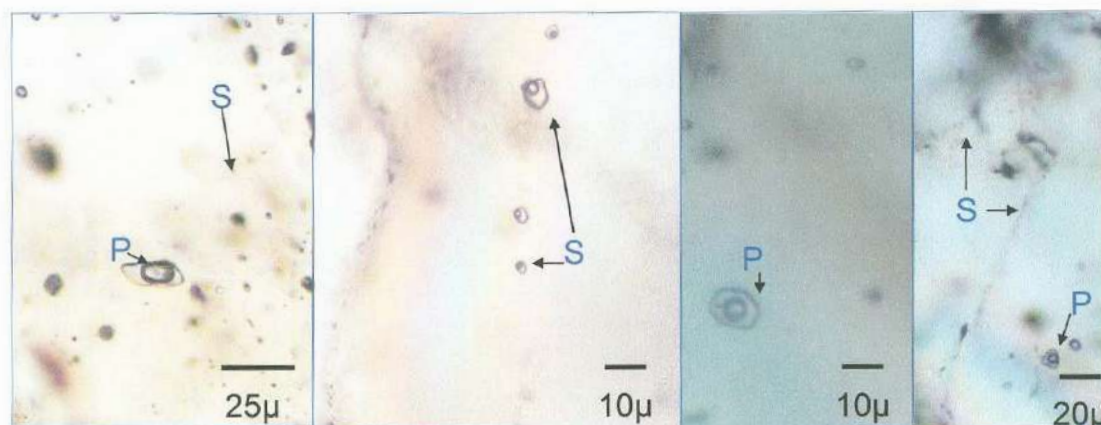


Foto 4. Microfotografía de inclusiones primarias (p) y secundarias (s) observadas en vetillas de alteración cuarzo-sericita.

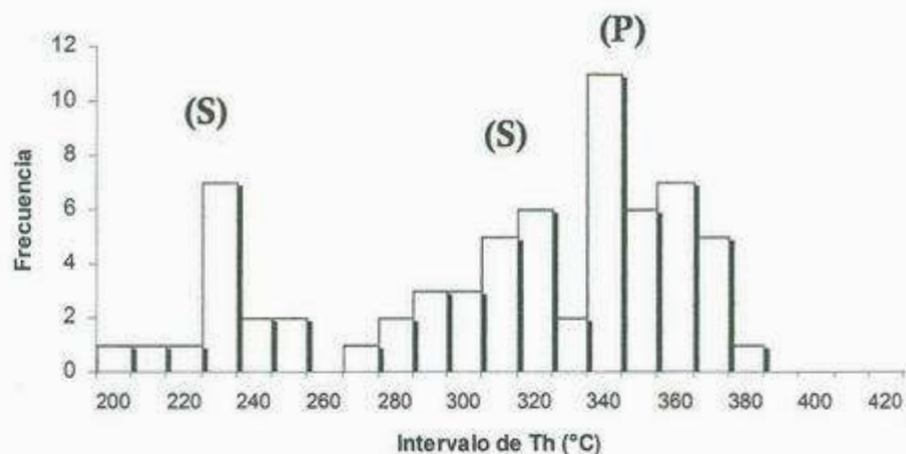


Figura 35. Histograma de distribución de Th determinadas en la zona de cuarzo-sericita.

En las brechas de cuarzo-turmalina localizadas en el norte y sur del pórfido de Suaqui Verde, en su gran mayoría presentan inclusiones secundarias en cuarzo que cementa a estas estructuras. Solo en ocasiones como sucede en las muestras I-07 (brecha la ventana) y IF2-66 (brecha Las Animas 3), Figura 2, se pudieron observar inclusiones primarias. La Th en este tipo de inclusiones no se pudo determinar con precisión, dado que el límite superior de medición de temperatura en la platina usada en el laboratorio de inclusiones fluidas del departamento de Geología de la Universidad de Sonora es como máximo 550°C, observándose solo un pequeño decremento en el contenido de vapor y estimándose solo Th relativas mayores a 500°C

Por otra parte, las inclusiones secundarias de la muestra I-07 mostraron rangos de 289.3-329.4°C y 177.0-214.8°C. En la muestra I0-3 (brecha La Ventana) las inclusiones secundarias de L+V+S y L+V, arrojaron temperaturas en el rango de 323.9-353.4°C y 243.9-285.1°C respectivamente (Figura 36).

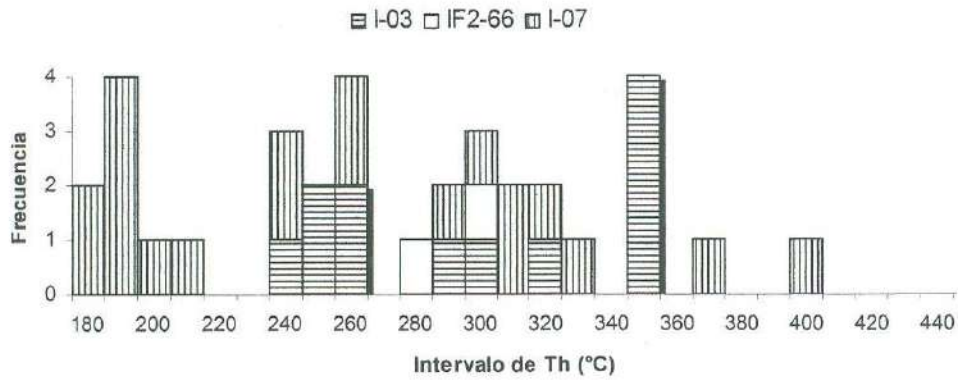


Figura 36. Histograma de distribución de inclusiones fluidas secundarias en las brechas de cuarzo-turmalina La Ventana (I-03 e I-07) y brecha Las Ánimas 3 (IF2-66). Solo una inclusión posiblemente primaria homogenizó a 401.10°C

X. DISCUSIÓN

El escenario geológico-estructural del centro-sur de Sonora, donde se incluye el depósito Suaqui Verde, señala evidencias de una historia geológico-tectónica compleja en esta región antes, durante y después de la formación de este depósito tipo pórfido de cobre.

El fechamiento en circones por U-Pb realizadas por McDowell et al (2001) en la parte media del miembro inferior de la Formación Tarahumara en 89 ± 0.8 Ma y el inicio del miembro superior en 70.2 ± 0.6 Ma señalados en el presente estudio, es indicador de un mayor rango de edad para el volcanismo en el área, además que solo se observó intrusión por granitoides laramídicos y el final no se observó debido a repetición de unidades, por lo tanto la base o el final del volcanismo no está expuesta en el área, por lo que sugiere que la Formación Tarahumara debe tener un límite inferior mayor a 89 Ma.

Las presiones de emplazamiento de las rocas intrusivas que componen el batolito de Sonora descrito por Damon et al (1983b) en esta región basados en su contenido de aluminio en anfíboles que indican presiones de emplazamiento someras en el rango de 0.6-1.2 kbar y profundidades entre 2.4-3.2 km, las cuales son consistentes con el espesor estimado de la Fm. Tarahumara en 2,800 m, así como temperaturas de 550-630°C calculados por el geotermómetro plagioclasa-hornblenda. Además, la estructura, mineralogía y los parámetros intensivos como la temperatura de las brechas de cuarzo-turmalina en la parte sur y norte del pórfido Suaqui Verde, indican partes profundas del sistema, seguramente asociada a la cúpula de estos cuerpos intrusivos como fue señalado por Flores-Vásquez (2001). Esto indicaría formación de brechas de este tipo a profundidades del orden de 2.5-3.0 km y temperaturas mayores a 500°C. Como es indicativo en estas brechas y respaldado por lo anteriormente señalado, estas estructuras brechoides son hospedadas en rocas del miembro inferior de las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara y en algunas localidades dentro de la parte inferior a media de rocas del Grupo Barranca.

Por otro lado rasgos texturales como la presencia de cristales de cuarzo bipiramidal, y temperaturas de homogenización en conjunto con salinidades estimadas, permite suponer que el *stock* porfídico mineralizante en el depósito de Suaqui Verde fue emplazado a profundidad no mayor a 2 km. Su disposición espacial con respecto a los intrusivos que componen el batolito

de Sonora en esta región, señalan que el *stock* mineralizado los corta y les imprime una alteración propia que en parte oblitera o cubre la alteración previa del batolito sonorense.

La edad de cierre para hornblenda en rocas batolíticas en la región obtenida por Damon et al (1983a) por el método de K-Ar en 58 ± 1.3 Ma y la mineralización de molibdeno para el *stock* mineralizado por el método Re-Os obtenida por Barra et al (2005) en 57 ± 0.3 Ma, obliga a pensar que las rocas graníticas que componen el batolito en esta región debieron moverse o levantarse a un nivel mas cercano a la superficie en un lapso ~ 1 Ma para ser interceptado o cortado por el *stock* mineralizado a profundidades menores a 2 km de la superficie. Con esta observación, se estima que el *stock* mineralizado es un evento posterior al granitoide laramídico y previo a un levantamiento que debió haber alcanzado 300-400 m en 1 Ma con un índice de denudación del orden de 0.03-0.04 cm por año, el cual es similar al obtenido por Zürcher (2002) para el depósito de cobre Cuatro Hermanos localizado 30 km hacia el este del pórfido Suaqui Verde, donde se propone un levantamiento entre 1-2 km del granito batolítico al momento del emplazamiento de las rocas porfídicas mineralizantes.

De la misma manera, condiciones de formación fueron señaladas por Zürcher (2002) para el área de Cuatro Hermanos, aunque con condiciones de P-T mayores que los del área de Suaqui Verde, ya que Zürcher (2002) utiliza el geobarómetro de aluminio en anfíbol de Anderson y Smith (1995) y el geotermómetro de Blundy y Holland (1990), que le dan presiones en el rango de $1.4-2.3 \pm 0.6$ kbar y temperatura promedio de $703 \pm 75^\circ\text{C}$ para batolito de fase granítica, y $1.1-2.0 \pm 0.6$ kbar para granodiorita porfídica mineralizante, donde al igual que en Suaqui Verde, se tiene la fase porfídica mineralizante en condiciones más somera.

Gran parte de esta denudación es observada en la zona de graben al oeste del pórfido Suaqui Verde (Figura 2), donde en la base se tienen conglomerados mal clasificados y clastos angulosos compuestos exclusivamente de rocas volcánicas de la Formación Tarahumara, sugiriendo una etapa de no exposición de cuerpos intrusivos laramídicos aflorando. En discordancia se tiene un grueso paquete de conglomerado mal clasificado con fragmentos tanto de roca volcánica como intrusiva, que indica la exposición en superficie de los granitoides en la región.

Las estructuras que delimitan la zona de alteración y mineralización en este depósito, no continúan a través de las capas de gravas, lo que sugeriría un evento muy temprano,

suponiendo que las estructuras controlaron a la intrusión del cuerpo mineralizante en Suaqui Verde, por lo que seguramente el régimen de enriquecimiento supergénico debió empezar a actuar relativamente temprano, y aunque no se conoce con precisión, si se puede estimar que debió estar activo desde mediados del Terciario, muy similar en tiempo respecto a los pórfidos del norte.

Un poco de esto se puede entender al ver la disposición espacial en la que se encuentran estos depósitos en el centro-sur del Estado con respecto a los del norte, donde los primeros se encuentran en el extremo sur de la región de fuerte extensión (Figura 37) definida por Stewart y Roldán-Quintana (1994) y como dominio de rocas basculadas documentadas por Nourse (1994) y Gans (1997) y otros. Además, pareciera que la presencia de la tectónica de la apertura del Golfo de California (Protogolfo) desde 12 Ma podría haber influenciado el avanzado estado en que se encuentra o nivel profundo de exposición en superficie, en que se observan estos pórfidos en el sur del Estado de Sonora, así como en la probable preservación de parte de los sistemas porfídicos y de las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara por estructuras de graben con gran presencia en esta región del Estado.

Con estos datos se puede establecer una comparación importante entre los depósitos del norte, centro y sur del Estado de Sonora, como se indica en la Tabla 4.

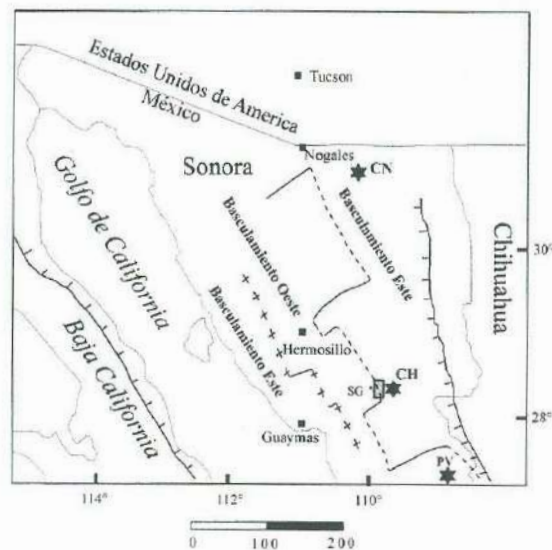


Figura 37. Mapa de Sonora y área adyacentes que muestra los dominios regionales de basculamiento y límites de la provincia extensional del golfo, modificado por Gans (1997) después de Stewart y Roldán-Quintana (1994). El rectángulo en el centro-sur de Sonora corresponde al área incluida en el presente estudio. Abreviaciones: CN- Cananea, CH- Cuatro Hermanos, PV- Piedras Verdes.

REFERENCIAS CITADAS

- Anderson L.J., Smith R. D., 1995, The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, v. 80, pp. 549-559.
- Aiken, J. L. y Kistler, R. B., 1992, Geology of the Magdalena Basin, Sonora, México, in Clark K. F., et al., *Geology and Mineral Resources of Northern Sierra Madre Occidental, México. Guide Book for the 1992 field trip*. El Paso Geological Society.
- Amaya-Martínez, R., Franco, R., González, C., M., Rodríguez V., D. y Zamora, A., G., 1992, Estudio de geología superficial de semidetalle Prospecto "Ónavas", Estado de Sonora. (reporte para Petróleos Mexicanos, sin publicar).
- Spear F.S., y Kimball C., 1984, RECAMP- a Fortran IV program for estimating Fe^{3+} content in amphiboles. *Comp. Geosc.*, v. 10, pp. 317-325.
- Bartolini-Navarro, C, 1988, Regional structure and stratigraphy of the Sierra El Aliso, central Sonora, Mexico. MS thesis, University of Arizona, Tucson, 189 p.
- Bartolini-Navarro, C., Damon, P., Shafiqullah, M. and Morales-Montaño, M., 1994, Geochronologic contributions to the Tertiary sedimentary volcanic sequences ("Baucarit Formation") in Sonora, Mexico. *Geofísica Internacional*, v. 33., pp. 67-77.
- Barra F., Ruiz J., Valencia V., Ochoa-Landín L., Chesley J.T., Zürcher L., 2005, Laramide porphyry mineralization in northern Mexico: Age constraints from Re-Os Geochronology in Molybdenite. *Economic Geology*, v. 100, pp. 1605-1616.
- Barton, M.D., Staude, J.M.G., Zürcher, L., and Megaw, P. K. M., 1995, Porphyry copper and other intrusion-related mineralization in Mexico, in Pierce, F. W., and Bolm, J., eds., *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*. Arizona Geological Society Digest 20, Tucson AZ, USA, pp 487-524.
- Blundy J. D., Holland T. J. B., 1990, Calcic Amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, pp. 208-224.
- Calles-Montijo, R., 1999, Evolución tectonosedimentaria de las cuencas terciarias: porción sur cuenca de Ures y Punta de Agua, Sonora central, México. Tesis M.C., Universidad de Sonora, Hermosillo, México, 67 p.
- Clynne, M.A., and Potter, R.W. II, 1977, Freezing point depression of syntetic electrolit brines (abstract), *Geol. Soc. Am. Abstrac programs*. P. 930.
- Coney, P.J., and Campa, M.F., 1987, Lithotectonic terrane map of Mexico. US Geological Survey Miscellaneous Field Studies map, MF-1874-D.
- Cochemé, J. J. and Demant, A., 1991, Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, Mexico, in *Studies of Sonoran Geology*. Geological Society of America Special Paper, n. 254, pp. 81-94.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979, *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London.
- Damon, P. E. and Bikerman, 1964, Potassium argon dating post-Laramide plutonic and volcanic rocks with in the Basin and Range Province of the Southeastern Arizona and adjacent areas. XXVIII Inst. Geol. Congr. New Delhi.
- Bahía Kino. Geological Society of America Bulletin, v. 88, pp. 189-198.
- González-Carlos, M., Carta Geológica Suaqui Grande 1: 50 000. sin publicar.
- Guidotti, C.V., 1984, Micas in metamorphic rocks. *Review Min.*, v. 13, pp. 357-467.
- Hammarstrom, J.M., and Zen E-An, 1986, Aluminium in hornblende: An empirical igneous barometer, *American Mineralogist*, v. 71, pp. 1297-1313.
- Hass, Jr., J.L., 1971, The effect of salinity on maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, v. 66, pp. 940-946.

- Damon, P. E., 1975, Dating of Mesozoic-Cenozoic metallogenetic provinces with in the Republic of Mexico. Laboratory of Isotope Geochemistry Department of Geosciences, University of Arizona and Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Archivo C.R.N.N.R.; Dirección General.
- Damon, P. E., Clark, K. F., Roldán-Quintana, J., and Islas, L. J., 1981, Geology and mineral deposits of southern Sonora and the Sonoran Sierra Madre Occidental, in *Geology of North-Western Mexico and Southern Arizona*. Geological Society of America, Cordilleran Fieldguide and Papers, In Ortilieb, L., and Roldán-Quintana, J., Eds., Hermosillo, Sonora, Instituto de Geología, Mexico, pp. 369-426.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., and Clark, K. F., 1983a, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, pp. 1052-1071.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J. y Cochemé, J. J., 1983b, El Batolito Larámide (90-40 Ma); memoria de la XV Convención Nacional, AIMMGM, A.C., Guadalajara, Mexico, pp. 65-95.
- Deer, W.A., Howie, R.A., y Zussman, L., 1966, *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman, London. 528 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., y Zussman, J., 1992, *An introduction to the rock-forming minerals*. 2 ed: Longman Scientific Technical, Harlow, United Kingdom, 696 p.
- Drier, J.E., and Braun, E.R., 1995, Piedras Verdes, Sonora, Mexico: A structurally controlled porphyry copper deposit, in Pierce, F.W. and Bolm, J.G., Eds., *Arizona Geological Society Digest*, v. 20, p. 535-543.
- Droop GTR., 1987, A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria, *Mineral Magazine* 51, pp. 431-437.
- Dumble, E. T., 1901, Cretaceous of Obispo canyon, Sonora, Mexico. *Texas Academy of Sciences of Transactions*, v. 4, 81p.
- Espinoza-Perea, V.J., 1999, Magmatic evolution and geochemistry of Piedras Verdes deposit, Sonora, Mexico, MS. Thesis dissertation, The University of Arizona, Arizona, 114 p.
- Flores-Vásquez Isidro I., 2001, Brechas de cuarzo-turmalina en la porción centro sur del Estado de Sonora, con énfasis en la geología, alteración, mineralización y origen de la brecha La Ventana, municipio de Cajeme Sonora: tesis licenciatura, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, 60p.
- Franco-Martínez, R., 1994, Geología del área de Cumuripa, Sonora. Tesis licenciatura, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, 59 p
- Gans, P.B., 1997, Large-Magnitude Oligo-Miocene in Southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, v. 16, pp. 388-408.
- Gastil, R. G. and Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, pp. 189-198.
- González-Carlos, M., Carta Geológica Suaqui Grande 1: 50 000. sin publicar.
- Guidotti, C.V., 1984, Micas in metamorphic rocks. *Review Min.*, v. 13, pp. 357-467.
- Hammarstrom, J.M., and Zen E-An, 1986, Aluminium in hornblende: An empirical igneous barometer, *American Mineralogist*, v. 71, pp. 1297-1313.
- Hass, Jr., J.L., 1971, The effect of salinity on maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, v. 66, pp. 940-946.

- Henry, D. C. and Aranda-Gómez, J. J., 1992, The real southern Basing and Range: Mid to late extension in México. *Geology*, v. 20, pp. 701-704
- Henry, C. D., y Fredikson, G., 1987, Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California. Geological Society of America Map and Chart Series, MCH067, 1 sheet, scale 1: 250 000, 14 p.
- Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* v. 116, pp. 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineral.*, v. 72, pp. 231-239.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre*, v. 8, pp 523-548.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989, Experimentally determined conditions in the Fish Canyon Tuff, Colorado, Magma Chamber. *Journal of Petrology*, v. 30, pp. 711-737.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 50, pp. 1625-1722.
- Leake, B.E., 1971, On aluminous and edenitic hornblende. *Mineralogical Magazine*, v. 38, pp. 389-407.
- Leake B.E., Woolley A.R., Schumacher C.J., Hawthorne F.C. et al., 1997, Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, v. 35, pp. 219-246.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., et Zanettin, B., 1986, A Chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-Silica diagram. *Journal Petrology*, v. 27, pp. 745-750.
- Martínez-Hernández, E., 1984, Palinoestratigrafía de sedimentos en el Estado de Sonora, México, in Celis-Gutiérrez, Malpica-Cruz, R., and Ortlieb, L., Eds., Symposium on Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, Abstracts volume, pp. 43-44.
- McDowell, P. E. and Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, in Chapin, C. E., and Elston, W. E., Eds., Ash-flow tuffs. *GSA special paper*, v. 180, pp. 113-124.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana J., 1993, Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in south-central Sonora. A progress report: III Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes, libro de resúmenes, pp. 77-80.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana J. and Connelly, J. N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatismo. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, No., 4, pp. 521-531.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R. and González-Carlos, M., 1994, The Tarahumara Formation: A neglected component of the Laramide Magmatic Arc. II International Symposium on the cenozoic tectonics and volcanism in Mexico Abstract. UGM Annual Meeting Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico. November 7-11.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana J. and Amaya-Martínez R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, n. 10, pp. 1349-1360.

- Mead, R. D., Kesler, S. E., Foland, K. A. and Jones, L. M., 1988, Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenetic evolution of Mexico. *Economic Geology*, v. 83, pp. 1943-1965.
- Menicucci, S., 1975, Reconnaissance géologique et minière de la région entre Hermosillo et le Rio Yaqui (Sonora Central Mexique). Thèse de Doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, Francia.
- Miranda-Gasca, M., De Jong, K.A., 1992, The Magdalena mid-Tertiary extensional basin. In Clark, K.F., Roldán-Quintana, J., Schmidt, R.H., Eds., *Geology and Mineral Resources of the Sierra Madre Occidental, Mexico*, Guidebook for the 1992 field conference, El Paso Geological Society, pp. 377-384.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rocks series in Island arcs and active continental margins. *American Journal Sci.*, v. 274, pp. 321-355.
- Mora-Álvarez, G., 1993, Relaciones estratigráficas y geocronológicas entre las unidades volcánicas de la Sierra Santa Ursula, en Sonora, y el magmatismo de la región del Golfo de California, In Delgado, L. A., and Martín-Barajas, A., Eds., *contribuciones a la tectónica del occidente de México: Unión Geofísica Mexicana Monografía*, n. 1, pp. 123-145.
- Morales-Montaño, M., Bartolini-Navarro, C., Damon, P. E., and Shafiqullah, M., 1990, K-Ar dating, stratigraphy, and extensional deformation of Sierra Lista Blanca, Central Sonora, Mexico. *Geological Society of America Abstracts with programs*, v. 22, n. 7, pp. A364.
- Morales-Montaño, M., Bartolini-Navarro, C., Damon, P. E. and Shafiqullah, M., 1991, Geology and geochronology of the Sierra Lista Blanca, central Sonora, México. Progress report, *Boletín Depto. Geología, Universidad de Sonora*, v.8, n.1, pp. 1-5.
- Nourse, J.A., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics* 13, pp. 1161-1182.
- Paz-Moreno, F., A., 1992, Le Volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de L'état de Sonora (Nord-Ouest du Mexique): Evolution Spatiale et Chronologique; Implications Pétrogénétiques. Thèse Docteur en Sciences, Marseille, Université Aix-Marseille III, Marsella, Francia de Droit, A139, 212p.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984, Trace elements discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, pp. 956-983.
- Peccarillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, pp 63-81.
- Pérez-Segura, E., 1985, Carta Metalogenética de Sonora 1: 250,000 , Una interpretación de la metalogenia de Sonora. Gobierno del Estado de Sonora y Energéticos, Publicación 7, 64 p.
- Poli, S., and Schmidt, M.W., 1992, A comment on "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer" by J.D. Blundy and T.J.B. Holland (*Contribut. Mineral Petrology* (1990), v.104, pp. 208-224). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 111, pp. 273-282.
- Radelli, L., y Lucero-Bernal, V., 1996, Granitoids and mineralization of the Eocene (\pm 50-40 Ma) continental volcanic arc of Sonora, Mexico. *Boletín del Departamento de Geología Universidad de Sonora*, v. 13, n. 1, pp. 117-128.
- Robinson, P., Apear, F.S., Schumacher, J.C, Laird, J., Kein, C., Evans B.W., y Doolan, B.L., 1982, Phase relation of metamorphic amphiboles: Natural occurrences and theory. *Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy*, 9B, 227 p.
- Schmidt M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, pp. 304-310.

- Schumacher, J.C., 1991, Empirical ferric iron corrections: necessity, assumptions and effects on selected geothermobarometers. *Mineral Mag.*, v. 55, pp. 3-18.
- Schumacher, J.C., 1997, Appendix 2: the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Can Mineral*, v. 35, pp. 238-246.
- Silver, L.T., Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the cordilleran batholiths of southwestern North America. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, v. 79, pp. 105-121.
- Sillitoe, R. H., 1976, A reconnaissance of the Mexican porphyry copper belt. Department of Mining Geology, Royal School of Mines of London, pp. B170-B189.
- Stewart J. H. and Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Trassic Barranca Group; Nonmarine and shallow-marine rift-basin of northwestern Mexico, In: studies of Sonoran Geology. Special Paper 254, GSA, pp. 19-36.
- Steward, J.H., and Roldan-Quintana, J., 1994, Map showing late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent areas, Mexico. Miscellaneous Field Studies Map MF-2238, U.S. Geological Survey, Reston, VA, United States, 1 sheet.
- Strecheisen, A.L., 1976, To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Review*, v. 12, n. 1, pp. 1-33
- Sun, S.S., 1980, Lead isotopic study of young volcanics from mid-ocean ridges, ocean islands and islands arcs. *Phil. Trans. Of the Royal Society of London*, v. A297, pp. 409-445.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. Saunders, A.D. and Norry, M.J. Eds., Geological Society of London, London, pp. 313-345.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Roldán-Quintana, J., 1999, Geochemistry of Laramide granitic rocks across the southern margin of the Paleozoic North American continent, Central Sonora, Mexico. *International Geology Review*, v. 41, pp. 845-857.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J., Zürcher, L., Hodkinson, D., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, pp. 1409-1422.
- Vidal-Torres, M.F., 1990, Geología de la porción sur de la cuenca terciaria de Magdalena de Kino y áreas adyacentes. Tesis licenciatura universidad de Sonora.
- Vyhnal R.H., McSween, H.Y. Jr., Speer J.A., 1991, Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implication for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, v. 76, pp. 176-188.
- Wilson, I. F. y Rocha, V. S., 1946, Los yacimientos de carbón de la región de Santa Clara municipio de San Javier, Estado de Sonora. Comité Directivo para la investigación de recursos minerales México, Boletín n. 9, 108 p.
- Wilson M, 1989, *Igneous Petrogenesis*. Londres: Unwin Hyman. 466 p
- Wodzicki, W.A., 1995, The evolution of laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea District, Sonora, Mexico. Ph.D.dissertation, The University of Arizona, Arizona, 181p.
- Zürcher, L., 2002, Regional Setting and Magmatic Evolution of Laramide Porphyry Copper Systems in Western Mexico: Ph.D. thesis, The University of Arizona, Tucson, Arizona, 427 p.

APÉNDICE 1

Tabla 1. Elementos Mayores y Norma CIPW.

Oxido (Si)	Granitoides						Rocas volcánicas de Fm. Tarahumara						
	IF1-14	IF1-20	IF2-18	IF2-64	IF2-16	IF2-80A	IF2-80B	Dique	IF1-18	IF1-1B	IF2-04	IF2-71	IF2-77
SiO ₂	67.689	63.750	66.532	67.609	68.901	70.732	69.086	77.424	61.239	67.593	55.241	66.063	70.110
TiO ₂	0.541	0.636	0.558	0.481	0.457	0.387	0.396	0.142	0.683	0.525	0.915	0.481	0.300
Al ₂ O ₃	15.249	15.424	15.647	15.269	15.068	15.438	15.632	11.863	16.550	15.418	17.160	17.110	14.396
Fe ₂ O ₃ (T)	2.854	5.072	4.174	3.723	3.432	1.406	1.558	0.290	5.222	3.840	8.449	3.029	1.546
MnO	0.093	0.095	0.061	0.060	0.059	0.010	0.013	0.007	0.143	0.076	0.222	0.070	0.062
MgO	1.814	2.306	1.622	1.410	1.251	0.879	0.958	0.105	2.204	1.201	4.113	0.652	0.361
CaO	5.078	4.421	3.805	3.532	2.767	2.155	2.142	0.692	4.796	3.596	5.192	2.279	2.287
Na ₂ O	4.699	2.988	3.237	3.059	3.087	3.813	3.583	1.283	3.289	2.370	4.762	3.026	3.526
K ₂ O	0.530	3.859	3.306	3.586	3.792	3.000	3.467	6.975	3.558	4.039	2.121	4.607	4.199
P ₂ O ₅	0.090	0.117	0.113	0.099	0.100	0.069	0.089	0.010	0.178	0.126	0.196	0.115	0.051
CO ₂	1.170	0.670	0.820	0.940	1.010	1.490	1.660	0.670	1.770	0.790	1.020	1.940	2.820
Total	99.807	99.338	99.875	99.768	99.924	99.369	98.584	99.461	99.632	99.574	99.391	99.372	99.658
A/CNK	1.479	1.369	1.512	1.500	1.562	1.720	1.701	1.325	1.421	1.541	1.421	1.726	1.438
*A/CNK	0.870	0.900	0.989	0.996	1.060	1.148	1.154	1.087	0.920	1.041	0.877	1.213	0.993

*Concentración molar

Q	26.600	19.163	24.632	26.806	29.199	32.016	30.135	42.163	15.323	29.344	0.748	25.992	29.155
or	3.178	23.183	19.766	21.482	22.690	18.113	21.139	41.725	21.553	24.208	12.821	27.974	25.625
ab	40.345	25.702	27.712	26.238	26.448	32.964	31.281	10.989	28.528	20.339	41.216	26.309	30.811
an	19.230	17.564	18.351	17.106	13.237	10.462	10.364	3.409	20.386	17.258	19.623	10.845	11.373
lc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ne	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
kal	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C	0.000	0.000	0.098	0.173	1.108	2.202	2.377	0.981	0.000	0.924	0.000	3.368	0.015
di	4.464	3.181	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.267	0.000	4.422	0.000	0.000
hy	2.514	6.558	5.086	4.126	3.332	2.236	2.461	0.265	6.948	3.642	15.350	1.668	0.928
wo	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ol	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ac	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
mit	1.109	3.148	3.019	2.911	2.873	0.000	0.000	0.000	3.244	2.978	3.582	1.925	0.000
il	1.043	1.228	1.072	0.926	0.879	0.022	0.029	0.015	1.330	1.011	1.778	0.939	0.137
herm	1.306	0.000	0.000	0.000	0.000	1.436	1.607	0.294	0.000	0.000	0.000	0.708	1.596
ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ap	0.212	0.276	0.265	0.233	0.235	0.163	0.213	0.023	0.423	0.296	0.464	0.274	0.122
cc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
pero	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
vius	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ru	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.384	0.393	0.136	0.000	0.000	0.000	0.000	0.238
KMS	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NMS	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
COS	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Tabla 2. Composición de algunos elementos traza

Elemento	Muestra	IF1-14	IF1-20	IF2-16	IF2-18	IF2-64	IF2-80B	IF2-78	IF1-18	IF2-1B	IF2-04	IF2-71	IF2-77
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	164	731	929	707	808	1075	1075	28	975	1325	563	915	1005
Ce	30.5	76.5	71	47.5	66.5	58	58	28	60	49.5	51	68.5	69.5
Co	4	12.5	5.5	7	7.5	2	2	0.5	11.5	8.5	22	5	1.5
Cr	10	30	10	10	10	<10	<10	10	10	40	20	10	<10
Cs	6.2	8	3.4	7	5.2	3.6	3.6	4.2	3.7	24.6	18.7	13.5	11.5
Cu	15	20	165	60	15	1530	1530	70	25	5	5	<5	5
Dy	2.4	4.6	2.3	2.4	2.4	2.8	2.8	0.9	3.7	1.9	3.2	3.3	3.1
Er	1.5	2.8	1.2	1.3	1.4	1.6	1.6	0.5	2.3	1.1	1.8	2.1	2
Eu	1.5	1	0.9	1	0.9	1	1	0.4	1.1	0.8	1.2	1.1	0.9
Ga	17	18	18	19	18	20	20	12	18	19	20	20	16
Gd	2.8	5.5	3.8	3.5	3.7	3.5	3.5	1.5	4.5	2.8	4.3	4.2	3.8
Hf	4	7	4	4	4	4	4	4	6	4	3	7	6
Ho	0.5	0.9	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.1	0.7	0.4	0.6	0.7	0.6
La	10.5	38.5	39.5	24.5	37	33	33	17	32	29	26.5	37	37.5
Lu	0.2	0.4	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.3	0.1	0.2	0.3	0.3
Mo	2	4	2	4	4	18	18	4	2	2	2	2	4
Nb	8	12	9	9	10	10	10	10	10	8	6	12	11
Nd	16.5	32	26	20.5	23.5	23	23	8.5	25	18.5	23	24.5	24.5
Ni	<5	15	5	5	5	<5	<5	5	5	15	10	25	5
Pb	25	20	15	10	10	20	20	15	35	55	25	20	30
Pr	4.6	8.9	7.6	5.7	6.9	6.6	6.6	2.8	6.9	5.3	6	7.3	7.4
Rb	17.8	199	127	150	150.5	119	119	191	135	148.5	92.6	221	193
Sm	3.1	5.9	4.4	4.1	3.9	4.3	4.3	1.5	4.6	2.9	4.3	4.4	4
Sr	8	5	4	4	4	7	7	4	4	4	4	5	4
Sr	312	331	334	383	360	427	427	124.5	459	286	522	354	261
Ta	1	1	0.5	1	1.5	0.5	0.5	1.5	0.5	0.5	<0.5	0.5	0.5
Tb	0.4	0.8	0.4	0.5	0.4	0.5	0.5	0.1	0.6	0.3	0.6	0.6	0.5
Th	21	23	18	24	19	15	15	39	15	18	6	19	20
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	0.5	<0.5	<0.5	0.5	0.5
Tm	0.2	0.4	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	<0.1	0.3	0.1	0.3	0.3	0.3
U	4.5	5	4	5.5	4	5	5	4	4.5	3.5	1.5	4.5	5
V	90	115	70	85	75	50	50	5	110	75	170	55	15
W	3	3	5	5	13	30	30	8	3	2	3	4	4
Y	14	26	12.5	13	13.5	15.5	15.5	5	20.5	10.5	17	19.5	18.5
Yb	1.4	2.4	1.1	1.2	1.3	1.6	1.6	0.7	2.2	1	1.5	2.2	2
Zn	65	60	55	50	50	20	20	5	130	95	240	65	70
Zr	115	208	122	111.5	115.5	138	138	76	194.5	127.5	107.5	219	198
Total	982.6	2034.1	2076.7	1786.8	1851.3	3646.4	3646.4	1089.3	2321.9	2390.3	1982.8	2153	2040.9

Rocas volcánicas

Rocas Intrusivas

*ppm

Tabla 3. Analisis puntuales de biotita por microsonda

Muestra Mineral	IF2-64															IF2-16														
	bt #62	bt #63	bt #64	bt #66	bt #68	bt #69	bt #70	bt #71	bt-1 #2	bt-2 #7	bt-2 #8	bt-2 #9	bt-2 #11	bt-2 #12	bt-1 #13	bt-1 #14	bt-1 #15													
SiO ₂	36.200	35.160	35.930	36.160	36.500	36.020	36.990	36.230	35.730	35.990	36.640	36.770	35.760	34.880	35.940	36.430	35.900													
TiO ₂	4.320	3.950	4.180	4.150	4.140	4.100	4.100	5.500	4.180	4.470	4.680	4.390	4.090	3.810	3.990	4.260	4.260													
Al ₂ O ₃	13.970	14.630	13.570	13.910	13.940	13.720	14.770	13.110	14.300	13.890	13.660	13.790	14.190	14.000	13.830	13.960	13.970													
Cr ₂ O ₃	0.040	-	-	-	-	0.020	-	0.020	-	-	0.020	-	0.020	-	-	-	-													
*Fe ₂ O ₃	5.820	5.450	5.680	5.650	5.640	5.600	5.600	7.000	5.680	5.970	6.180	5.890	5.590	5.310	5.490	5.620	5.760													
FeO	12.350	13.420	12.260	12.800	12.820	13.330	12.410	10.430	12.160	11.360	10.660	11.260	12.060	12.880	12.210	11.860	11.890													
MnO	0.420	0.410	0.310	0.360	0.330	0.420	0.360	0.310	0.440	0.380	0.390	0.440	0.470	0.440	0.420	0.380	0.340													
MgO	12.070	13.400	12.200	12.340	12.030	11.860	12.340	11.220	13.350	12.830	13.150	12.700	12.590	12.230	12.840	13.320	13.160													
CaO	0.070	0.210	0.040	0.090	0.020	0.080	0.130	2.100	0.100	0.030	0.020	0.030	0.110	0.300	0.090	0.070	0.090													
Nb ₂ O ₅	0.130	0.130	0.130	0.150	0.110	0.140	0.140	0.130	0.100	0.140	0.160	0.160	0.110	0.140	0.130	0.120	0.110													
K ₂ O	8.640	7.130	8.970	8.420	9.120	8.630	8.220	8.090	7.760	8.970	9.190	9.020	8.130	6.850	8.470	8.340	8.100													
BaO	0.710	0.550	0.880	0.930	0.810	0.770	0.920	0.710	0.620	0.370	0.590	0.580	0.500	0.280	0.750	0.600	0.650													
P ₂ O ₅	0.010	0.010	0.030	-	0.010	-	-	-	0.020	-	0.020	-	0.010	0.010	-	0.010	0.020													
F	0.432	0.518	0.639	0.605	0.674	0.501	0.725	0.570	0.190	0.207	0.328	0.276	0.363	0.207	0.345	0.207	0.345													
Cl	0.292	0.237	0.182	0.237	0.292	0.292	0.328	0.273	0.255	0.237	0.255	0.273	0.219	0.164	0.292	0.273	0.219													
**H ₂ O	4.527	4.815	4.999	4.199	3.365	4.517	2.966	4.307	5.115	5.156	4.057	4.420	5.789	8.499	5.203	4.689	5.186													
Total	95.473	95.185	95.001	95.801	96.435	95.483	97.034	95.693	94.885	94.844	95.943	95.580	94.211	91.501	94.797	95.311	94.814													
*Fe ₂ O ₃ = %TiO ₂ + 1.5 (Irvine and baragar, 1971); **H ₂ O: estimada																														
Si	6.5376	6.3520	6.5611	6.5401	6.5838	6.5502	6.5823	6.5313	5.4092	5.4614	5.4975	5.5385	5.4645	5.4591	5.4850	5.4916	5.4499													
Al(IV)	1.4624	1.6480	1.4389	1.4599	1.4162	1.4498	1.4177	1.4687	2.5513	2.4840	2.4154	2.4479	2.5355	2.5823	2.4874	2.4800	2.4993													
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0395	0.0546	0.0871	0.0136	-	0.0414	0.0275	0.0283	0.0508													
Zr	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000													
Al	1.5108	1.4668	1.4813	1.5050	1.5472	1.4905	1.6798	1.3166	0.4365	0.4555	0.4411	0.4837	0.4701	0.4899	0.4305	0.4388	0.4356													
Ti	0.5868	0.5367	0.5741	0.5645	0.5617	0.5608	0.5487	0.7457	0.6470	0.6817	0.6977	0.6676	0.6428	0.6253	0.6305	0.6375	0.6580													
Fe ³⁺	0.7909	0.7409	0.7805	0.7689	0.7655	-	-	-	-	-	0.0024	-	0.0024	-	-	-	-													
Cr	0.0057	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
Fe ²⁺	1.8650	2.0273	1.8720	1.9358	1.9336	2.0269	1.8466	1.5722	1.5393	1.4415	1.3374	1.4182	1.5410	1.6856	1.5582	1.4950	1.5093													
Mn	0.0642	0.0627	0.0479	0.0551	0.0504	0.0647	0.0543	0.0473	0.0564	0.0488	0.0496	0.0361	0.0608	0.0583	0.0543	0.0485	0.0437													
Mg	3.2497	3.6090	3.3212	3.3273	3.2350	3.2153	3.2737	3.0154	3.0130	2.9025	2.9415	2.8518	2.8682	2.8536	2.9214	2.9934	2.9783													
Y	8.0731	8.4435	8.0771	8.1567	8.0934	7.3581	7.4030	6.6973	5.6923	5.5300	5.4696	5.4775	5.6032	5.7128	5.5948	5.6132	5.6249													
Ca	0.0135	0.0406	0.0078	0.0174	0.0039	0.0156	0.0248	0.4056	0.0162	0.0049	0.0032	0.0048	0.0180	0.0503	0.0147	0.0113	0.0146													
Na	0.0455	0.0385	0.0460	0.0526	0.0385	0.0494	0.0483	0.0454	0.0293	0.0412	0.0465	0.0467	0.0326	0.0425	0.0385	0.0351	0.0324													
K	1.9904	1.6431	2.0894	1.9426	2.0984	2.0018	1.8658	1.8603	1.4985	1.7363	1.7589	1.7331	1.5847	1.3676	1.6489	1.6037	1.5685													
Ba	0.0502	0.0389	0.0630	0.0659	0.0572	0.0549	0.0641	0.0502	0.0368	0.0220	0.0347	0.0342	0.0299	0.0172	0.0449	0.0354	0.0387													
P	0.0015	0.0015	0.0046	-	0.0015	-	-	-	0.0026	-	0.0025	-	0.0013	0.0013	-	0.0013	0.0026													
X	2.1012	1.7627	2.2108	2.0785	2.1995	2.1216	2.0031	2.3615	1.5835	1.8043	1.8459	1.8189	1.6666	1.4788	1.7469	1.6868	1.6568													
F	0.2466	0.2960	0.3690	0.3457	0.3842	0.2880	0.4082	0.3249	0.0910	0.0995	0.1557	0.1316	0.1753	0.1026	0.1667	0.0988	0.1658													
Cl	0.0893	0.0725	0.0564	0.0726	0.0891	0.0899	0.0989	0.0835	0.0655	0.0609	0.0649	0.0698	0.0566	0.0435	0.0754	0.0698	0.0563													
OH (ident)	3.6641	3.6314	3.5746	3.5816	3.5266	3.6221	3.4929	3.5915	3.8436	3.8396	3.7794	3.7986	3.7681	3.8539	3.7579	3.8314	3.7779													
Xf	0.0616	0.0740	0.0923	0.0864	0.0961	0.0720	0.1021	0.0812	0.0227	0.0249	0.0389	0.0329	0.0438	0.0256	0.0417	0.0247	0.0415													
Xc	0.0223	0.0181	0.0141	0.0182	0.0223	0.0225	0.0247	0.0209	0.0164	0.0152	0.0162	0.0174	0.0142	0.0109	0.0189	0.0175	0.0141													
Xoh	0.9160	0.9079	0.8936	0.8954	0.8817	0.9045	0.8732	0.8979	0.9609	0.9599	0.9449	0.9496	0.9420	0.9635	0.9395	0.9578	0.9459													
Xf/Xoh	0.0673	0.0815	0.1032	0.0965	0.1090	0.0795	0.1169	0.0905	0.0237	0.0259	0.0412	0.0347	0.0465	0.0266	0.0444	0.0258	0.0439													
Log(X _{Mg} /X _{Fe})	0.2412	0.2505	0.2490	0.2352	0.2235	0.2004	0.2487	0.2828	0.2917	0.3040	0.3423	0.3034	0.2698	0.2286	0.2730	0.3015	0.2952													

Tabla 3. Continuación

Muestra Mineral	IF2-16			IF2-18			IF2-80B			IF2-78									
	#16	#44	#52	#53	#54	#55	#1	#2a	muscovita #13	#2b	#4	#19	#20	bt-1 #21	bt-2 #24	bt-2 #25	bt-2 #28	bt-2 #29	bt-5 #29
SiO ₂	35.890	37.249	36.710	36.364	35.829	35.680	38.220	35.680	47.400	39.690	36.780	39.868	38.997	38.852	38.118	37.688	38.946	38.368	38.368
TiO ₂	4.490	4.934	4.665	4.360	4.073	0.440	0.570	0.440	0.310	1.150	1.350	2.739	2.826	2.987	3.141	2.862	3.084	3.218	3.218
Al ₂ O ₃	14.210	14.072	14.192	13.853	14.176	23.010	20.010	23.010	34.300	18.270	21.690	16.816	17.475	16.990	16.914	19.168	17.445	17.158	17.158
Cr ₂ O ₃	0.010	0.051	0.019	0.037	-	0.040	0.040	0.030	-	0.070	0.100	-	0.026	0.010	0.059	0.004	-	0.019	0.019
*Fe ₂ O ₃	5.990	6.434	6.165	5.860	5.573	2.070	2.070	1.940	1.810	2.650	2.850	4.239	4.326	4.487	4.641	4.362	4.584	4.718	4.718
FeO	11.600	11.216	11.216	11.291	12.844	1.450	1.450	1.610	0.940	1.260	0.810	7.994	8.218	8.092	7.801	9.518	8.294	9.133	9.133
MnO	0.370	0.376	0.369	0.407	0.372	0.030	0.030	0.050	0.010	0.010	-	0.195	0.216	0.211	0.269	0.275	0.275	0.222	0.222
MgO	13.470	12.180	12.600	12.888	12.074	20.770	20.770	18.360	3.570	20.960	19.750	15.611	15.060	14.367	14.304	13.847	14.291	13.943	13.943
CaO	0.070	0.013	0.013	0.057	0.041	0.020	0.020	0.050	0.060	0.030	0.120	0.028	0.036	0.155	0.158	0.200	0.169	0.185	0.185
Ni ₂ O	0.140	0.090	0.170	0.309	0.204	0.310	0.310	0.210	0.260	0.300	0.230	0.214	0.189	0.157	0.189	0.200	0.181	0.209	0.209
K ₂ O	7.820	8.212	9.137	8.984	8.519	7.070	7.070	7.760	7.890	9.510	8.830	8.992	8.972	8.598	8.890	8.820	8.851	9.040	9.040
BaO	0.560	0.334	-	0.041	0.471	0.040	0.040	0.070	0.290	0.080	0.080	-	-	0.198	-	-	0.354	0.098	0.098
P ₂ O ₅	-	0.002	-	-	0.007	0.050	0.050	0.030	0.040	0.040	0.010	-	-	0.014	-	-	-	-	-
F	0.380	0.293	0.317	0.391	0.222	0.881	0.881	0.898	0.259	2.055	1.157	1.047	1.368	1.151	1.301	1.036	0.845	1.098	1.098
Cl	0.255	0.264	0.189	0.224	0.251	0.073	0.073	0.036	0.018	-	0.055	0.148	0.157	0.161	0.207	0.137	0.181	0.209	0.209
**H ₂ O	4.745	4.296	4.238	4.934	5.344	8.396	8.396	9.885	3.963	3.765	6.188	2.109	2.135	4.125	4.041	2.082	2.674	2.591	2.591
Total	95.255	95.704	95.762	95.066	94.656	91.604	91.604	90.115	96.037	96.235	93.812	97.891	97.865	95.875	95.959	97.918	97.326	97.409	97.409
Si	5.4104	5.5584	5.4945	5.4968	5.4714	5.5243	5.5243	5.2697	6.1789	5.6231	5.2740	5.6784	5.5892	5.6528	5.5865	5.4138	5.6010	5.588	5.588
Al(IV)	2.5245	2.4416	2.5055	2.5032	2.5286	2.4757	2.4757	2.7503	1.8211	2.3769	2.7260	2.3216	2.4108	2.3472	2.4135	2.5862	2.3990	2.4412	2.4412
Ti	0.0651	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.9200	8.9200
Al	0.0331	-	0.0023	-	0.0353	0.0227	0.9327	1.2748	3.4483	0.6736	0.9393	0.5010	0.5408	0.5659	0.5080	0.6588	0.578	0.4883	0.4883
Ti	0.4439	0.5538	0.5252	0.4957	0.4678	0.0620	0.0489	0.0304	0.1225	0.1456	0.1456	0.2934	0.3046	0.3269	0.3462	0.3093	0.3336	0.3506	0.3506
Fe ³⁺	0.6795	0.7224	0.6944	0.6666	0.6404	0.2251	0.2156	0.2825	0.3075	0.2825	0.3075	0.4543	0.4665	0.4913	0.5118	0.4715	0.4961	0.5143	0.5143
Cr	0.0012	0.0060	0.0022	0.0044	-	0.0046	0.0046	0.0035	-	0.0078	0.0113	-	0.0030	0.0012	0.0068	0.0005	-	0.0022	0.0022
Fe ²⁺	1.4622	1.3991	1.4038	1.4272	1.6401	0.1752	0.1988	0.0044	0.1493	0.0971	0.0971	0.9521	0.9848	0.9845	0.9560	1.1432	0.9974	1.1064	1.1064
Mn	0.0472	0.0475	0.0468	0.0521	0.0481	0.0037	0.0063	0.0011	0.0011	-	-	0.0235	0.0262	0.0259	0.0284	0.0327	0.0335	0.0273	0.0273
Mg	3.0272	2.7096	2.8114	2.9044	2.7488	4.4755	4.4755	4.0426	6.938	4.4270	4.2220	3.3147	3.2179	3.1164	3.1254	2.9653	3.0640	3.0115	3.0115
Y	5.6613	5.4715	5.4815	5.5150	5.5680	5.8788	5.7904	4.3554	5.6628	5.7229	5.7229	5.5590	5.5438	5.5121	5.4825	5.3813	5.4823	5.5005	5.5005
Ca	0.0113	-	0.0020	0.0003	0.0066	0.0031	0.0079	0.0084	0.0046	0.0184	0.0184	0.0043	0.0056	0.0056	-	0.0013	0.0013	0.0004	0.0004
Na	0.0409	0.0261	0.0493	0.0905	0.0602	0.0869	0.0601	0.0657	0.0824	0.0639	0.0639	0.0592	0.0524	0.0437	0.0448	0.0556	0.0470	0.0515	0.0515
K	1.5037	1.5630	1.7444	1.7323	1.6594	1.3055	1.4620	1.3120	1.7186	1.6151	1.6151	1.6337	1.6402	1.5587	1.6619	1.6161	1.6238	1.6707	1.6707
Ba	0.0331	0.0195	-	0.0024	0.0282	0.0023	0.0006	0.0036	0.0161	0.0045	0.0045	-	-	0.0113	-	0.0199	0.0056	0.0056	0.0056
P	-	0.0003	-	-	0.0009	0.0061	0.0061	0.0038	0.0044	0.0044	0.0044	-	-	0.0017	-	-	-	-	-
X	1.5890	1.6090	1.7957	1.8345	1.7554	1.4018	1.5343	1.3940	1.8217	1.7032	1.7032	1.6972	1.6982	1.6041	1.7181	1.6730	1.6920	1.7282	1.7282
F	0.1811	0.1382	0.1500	0.1869	0.1072	0.4026	0.4195	0.1068	0.9208	0.5247	0.5247	0.4715	0.6200	0.5295	0.6029	0.4706	0.3843	0.5030	0.5030
Cl	0.0652	0.0667	0.0480	0.0573	0.0650	0.0179	0.0091	0.0040	0.0040	0.0133	0.0133	0.0358	0.0381	0.0397	0.0515	0.0333	0.0440	0.0513	0.0513
OH (ideal)	3.7537	3.7950	3.8020	3.7556	3.8278	3.5795	3.5714	3.8892	3.0792	3.4620	3.4620	1.4927	1.3419	1.4308	1.3456	1.4961	1.5717	1.4457	1.4457
Xf	0.0453	0.0346	0.0375	0.0467	0.0268	0.1007	0.1049	0.0267	0.2302	0.1312	0.1312	0.2358	0.3100	0.2647	0.3015	0.2353	0.1921	0.2515	0.2515
Xcl	0.0163	0.0167	0.0120	0.0144	0.0163	0.0045	0.0023	0.0010	0.0010	0.0033	0.0033	0.0179	0.0190	0.0198	0.0258	0.0167	0.0220	0.0256	0.0256
Xoh	0.9384	0.9488	0.9505	0.9389	0.9570	0.8949	0.8929	0.9723	0.7698	0.8655	0.8655	0.7464	0.6710	0.7154	0.6728	0.7480	0.7859	0.7228	0.7228
Xp/Xoh	0.0483	0.0364	0.0395	0.0498	0.0280	0.1125	0.1175	0.0275	0.2991	0.1516	0.1516	0.3159	0.4620	0.3701	0.4481	0.3146	0.2445	0.3480	0.3480
Log(X _{Mg} /X _{Fe})	0.3160	0.2871	0.3016	0.3086	0.2243	1.4072	1.3082	2.2017	1.4721	1.6582	1.6582	0.5418	0.5142	0.5004	0.5145	0.4139	0.4874	0.4349	0.4349

Tabla 3. Continuación

Muestra Mineral	IF2-62					
	bc-1 punto #3	bc-2 #5	bc-2 #8	bc-3 #10	bc-4 #12	bc-5 #19
SiO ₂	35.800	36.840	36.860	37.920	36.720	36.540
TiO ₂	3.240	2.540	2.940	2.940	2.900	1.670
Al ₂ O ₃	14.610	15.450	15.870	15.000	15.530	18.470
Cr ₂ O ₃	0.010	-	0.020	-	0.060	-
*Fe ₂ O ₃	4.740	4.040	4.440	4.090	4.400	3.170
FeO	13.110	13.480	13.090	13.410	13.290	14.040
MnO	0.460	0.490	0.450	0.450	0.440	0.530
MgO	11.110	12.330	11.260	11.590	11.650	13.050
CaO	0.040	0.040	0.040	0.030	0.030	0.230
Ni ₂ O	0.200	0.190	0.190	0.230	0.180	0.290
K ₂ O	8.700	8.550	8.250	8.440	8.670	7.590
BaO	0.380	0.360	0.440	0.410	0.300	0.170
P ₂ O ₅	0.020	-	0.030	0.010	-	0.040
F	0.138	0.138	0.069	0.086	0.155	0.173
Cl	0.328	0.328	0.365	0.365	0.328	0.237
**H ₂ O	7.114	5.224	5.686	5.399	5.346	3.800
Total	92.886	94.776	94.314	94.601	94.654	96.200
Si	5.5639	5.5794	5.5899	5.7320	5.5713	5.3957
Al(IV)	2.4361	2.4206	2.4101	2.2680	2.4287	2.6043
Ti	-	-	-	-	-	-
Zr	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Al	0.2399	0.3370	0.4262	0.4042	0.3482	0.6100
Ti	0.3787	0.2893	0.3353	0.2945	0.3309	0.1855
Fe ³⁺	0.5543	0.4604	0.5067	0.4652	0.5023	0.3522
Cr	0.0012	-	0.0024	-	0.0072	-
Fe ²⁺	1.7037	1.7071	1.6599	1.6950	1.6861	1.7336
Mn	0.0605	0.0628	0.0578	0.0576	0.0565	0.0663
Mg	2.5742	2.7839	2.5457	2.6119	2.6351	2.8729
Y	5.5127	5.6406	5.5340	5.5283	5.5664	5.8205
Ca	0.0067	0.0065	0.0065	0.0016	0.0049	0.0364
Na	0.0603	0.0558	0.0559	0.0674	0.0529	0.0830
K	1.7248	1.6518	1.5959	1.6274	1.6780	1.4297
Ba	0.0231	0.0214	0.0261	0.0243	0.0178	0.0098
P	0.0026	-	0.0039	0.0013	-	0.0050
X	1.8175	1.7354	1.6883	1.7220	1.7536	1.5639
F	0.0679	0.0662	0.0331	0.0413	0.0746	0.0807
Cl	0.0864	0.0842	0.0937	0.0934	0.0844	0.0593
OH (ideal)	3.8457	3.8496	3.8732	3.8653	3.8411	3.8600
X _F	0.0170	0.0165	0.0083	0.0103	0.0186	0.0202
X _{Cl}	0.0216	0.0211	0.0234	0.0233	0.0211	0.0148
X _{OH}	0.9614	0.9624	0.9683	0.9663	0.9603	0.9650
X _{F/XOH}	0.0177	0.0172	0.0086	0.0107	0.0194	0.0209
Log(X _{Mg} /X _{Fe})	0.1792	0.2124	0.1857	0.1878	0.1939	0.2194

Tabla 4. Analisis puntuales de plagioclasa y feldespato pétrico por microsonda

Muestra Mineral punto	IF2-64																
	#6	#7	#8	#9	#10	#12	#13	#14	#15	#16	#17	#18	#19	#20	#21	#22	#23
SiO ₂	64.480	65.450	65.420	65.270	65.690	64.510	64.110	63.850	64.680	63.570	65.880	65.730	65.540	65.910	65.680	64.640	
TiO ₂	0.040	0.020	-	-	-	-	0.010	-	-	0.020	0.020	-	0.010	-	-	-	
Al ₂ O ₃	24.550	23.810	24.180	24.660	24.170	24.060	23.480	23.980	23.860	24.060	19.180	19.060	18.720	18.740	19.220	18.880	
Cr ₂ O ₃	-	0.010	-	0.030	0.070	0.030	-	0.030	-	0.000	0.030	0.060	-	-	-	-	
*Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.000	-	-	-	-	-	-	
FeO	0.230	0.140	0.120	0.140	0.140	0.170	0.160	0.080	0.080	0.120	0.090	0.130	0.100	0.070	0.060	0.110	
MnO	0.010	0.010	-	0.010	0.020	0.010	0.020	-	0.020	0.000	0.010	0.020	0.020	0.070	-	0.030	
MgO	-	-	0.010	-	-	0.010	-	-	-	0.000	-	-	0.010	-	-	-	
CaO	4.240	3.690	4.200	4.510	3.970	4.160	4.110	4.590	4.000	4.670	0.060	0.020	-	0.010	0.020	0.010	
Na ₂ O	8.590	8.870	9.180	8.770	8.960	8.670	8.620	8.920	8.870	8.760	1.260	0.790	0.510	0.620	0.680	0.710	
K ₂ O	0.210	0.140	0.240	0.250	0.200	0.210	0.260	0.220	0.210	0.220	14.200	15.180	15.610	15.250	15.380	15.440	
BaO	0.080	-	-	0.010	-	0.020	-	0.030	0.040	0.040	0.440	0.170	0.190	0.350	0.460	0.740	
P ₂ O ₅	-	-	0.030	-	0.010	0.010	-	-	0.000	-	-	-	-	-	-	-	
Total	102.430	102.140	103.380	103.650	103.230	101.860	100.770	101.670	101.750	101.460	101.170	101.160	100.710	101.020	101.500	100.560	
Si	11.140	11.274	11.1761	11.1222	11.2164	11.1719	11.2217	11.1105	11.2090	11.0886	11.9558	11.9587	11.9963	12.0150	11.9380	11.9146	
Ti	0.0052	0.0026	-	-	-	-	0.0013	-	-	0.0026	0.0027	-	0.0014	-	-	-	
Al	4.9869	4.8328	4.8682	4.9522	4.8636	4.9105	4.8435	4.9176	4.8730	4.9460	4.1021	4.0867	4.0381	4.0260	4.1170	4.1012	
Cr	16.1061	16.1078	16.0443	16.0744	16.0801	16.0825	16.0665	16.0281	16.0820	16.0372	16.0606	16.0454	16.0357	16.0410	16.0550	16.0158	
Fe ³⁺	-	0.0014	-	0.0040	0.0094	0.0041	-	0.0041	-	-	0.0043	0.0086	-	-	-	-	
Fe ²⁺	0.0331	0.0202	0.0171	0.0199	0.0200	0.0246	0.0234	0.0116	0.0116	0.0175	0.0137	0.0198	0.0153	0.0107	0.0091	0.0170	
Mn	0.0015	0.0015	-	0.0014	0.0029	0.0015	0.0030	-	0.0029	-	0.0015	0.0031	0.0031	0.0108	-	0.0047	
Mg	-	-	0.0025	-	-	0.0026	-	-	-	-	-	-	0.0027	-	-	-	
Ca	0.7830	0.6809	0.7687	0.8233	0.7262	0.7718	0.7707	0.8557	0.7426	0.8727	0.0117	0.0039	-	0.0020	0.0039	0.0020	
Na	2.8704	2.9617	3.0404	2.8972	2.9660	2.9109	2.9252	3.0092	2.9801	2.9624	0.4433	0.2786	0.1810	0.2191	0.2396	0.2537	
K	0.0462	0.0308	0.0523	0.0543	0.0436	0.0464	0.0581	0.0488	0.0464	0.0490	3.2872	3.5229	3.6446	3.5461	3.5659	3.6302	
Ba	0.0054	-	-	0.0007	-	0.0014	-	-	0.0020	0.0027	0.0313	0.0121	0.0136	0.0250	0.0328	0.0534	
P	-	-	0.0043	-	0.0014	0.0015	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Σ	3.7396	3.6963	3.8854	3.8010	3.7696	3.7647	3.7803	3.9295	3.7857	3.9042	3.7929	3.8491	3.8604	3.8136	3.8512	3.9610	
Ab	77.589	80.627	78.739	76.750	79.394	78.059	77.923	76.889	79.065	76.271	11.846	7.322	4.731	5.816	6.290	6.529	
An	21.163	18.535	19.907	21.811	19.440	20.697	20.531	21.864	19.703	22.469	0.312	0.102	-	0.052	0.102	0.051	
Or	1.25	0.837	1.354	1.440	1.166	1.244	1.546	1.248	1.232	1.260	87.842	92.575	95.269	94.132	93.608	93.420	
100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	

Tabla 4. Continuación

Muestra	IF2-64				IF2-16																			
	#59	#82	#83	#82	Zonamiento Ptg-1																			
Mineral	#3	#1	#2	#3	punto #18	punto #19	punto #20	punto #21	punto #22	punto #23	punto #24	punto #25	punto #26	punto #27	punto #28	punto #29	punto #30	punto #31	punto #32	punto #33	punto #34	punto #35	punto #36	
Sr	64.720	65.750	65.660	61.960	61.840	61.620	61.360	62.520	59.070	59.210	56.730	55.980	57.320	57.150	56.610									
Ti	-	0.000	0.050	0.010	0.020	-	0.030	-	-	-	-	0.040	0.030	-	0.020									
Al	19.180	19.080	18.650	24.960	24.760	25.020	25.310	25.050	26.000	26.620	27.180	27.650	27.240	27.150	27.410									
Cr	0.070	0.030	0.020	0.010	-	0.040	0.050	0.010	0.040	-	0.030	-	0.030	-	0.010									
Fe ²⁺	-	0	0.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-									
Fe ³⁺	0.060	0.130	0.030	0.120	0.130	0.150	0.140	0.160	0.130	0.130	0.150	0.180	0.250	0.210	0.250									
Mn	-	0.030	0.000	0.010	0.040	-	-	0.030	0.010	0.030	-	0.050	-	-	0.050									
Mg	-	0.000	0.000	-	-	-	0.010	-	-	0.010	-	0.010	-	-	0.010									
Ca	0.050	0.010	0.000	6.090	5.610	5.920	6.230	5.950	7.590	7.540	9.090	9.550	8.830	8.840	9.140									
Na ₂ O	0.780	0.690	0.680	7.880	8.280	7.970	8.220	7.790	8.470	7.130	7.250	6.280	5.960	6.440	6.200									
K ₂ O	14.930	15.400	15.640	0.270	0.280	0.290	0.210	0.230	0.150	0.220	0.290	0.230	0.220	0.280	0.240									
BaO	1.140	0.240	0.230	0.060	0.070	0.050	0.040	0.040	0.040	0.040	0.050	0.020	0.030	0.080	0.050									
P ₂ O ₅	-	0.000	0.000	-	0.020	-	0.020	0.010	0.010	0.010	0.020	0.010	0.010	0.030	0.020									
Total	100.930	101.360	100.960	100.700	101.170	101.050	101.260	101.140	102.360	100.250	101.140	99.840	100.660	100.150	99.950									
Sr	11.8850	11.9550	11.9970	10.8240	10.8853	10.8761	10.8232	10.7876	10.8600	10.5310	10.4710	10.2137	10.1057	10.2506	10.1804									
Ti	-	-	0.0069	0.0013	0.0026	-	0.0040	-	-	-	-	-	0.0054	0.0040	0.0027									
Al	4.1509	4.0885	4.0159	5.1948	5.1264	5.1382	5.1791	5.2440	5.1280	5.4627	5.5480	5.7670	5.8824	5.7409	5.8091									
Cr	16.0358	16.0434	16.0198	16.0202	16.0143	16.0143	16.0062	16.0316	15.9881	15.9937	16.0190	15.9807	15.9935	15.9955	15.9922									
Fe ²⁺	0.0102	0.0043	0.0029	0.0014	-	0.0056	0.0069	0.0014	0.0055	-	0.0042	-	-	0.0042	0.0014									
Fe ³⁺	0.0092	0.0198	0.0046	0.0177	0.0191	0.0221	0.0206	0.0235	0.0189	0.0268	0.0222	0.0376	0.0272	0.0374	0.0376									
Mn	-	0.0046	-	0.0015	0.0060	-	-	-	0.0044	-	-	-	0.0076	-	-									
Mg	-	-	-	-	-	-	0.0026	-	0.0026	-	-	-	0.0027	-	-									
Ca	0.0098	0.0019	-	1.1522	1.0559	1.1154	1.1102	1.1734	1.1073	1.4497	1.4285	1.7533	1.8470	1.6917	1.6988									
Na	0.2777	0.2432	0.2409	2.6979	2.8201	2.7175	2.7991	2.6551	2.8524	2.4643	2.4857	2.1920	2.0859	2.2085	2.1616									
K	3.4973	3.5718	3.6452	0.0608	0.0627	0.0651	0.0471	0.0516	0.0332	0.0500	0.0654	0.0528	0.0507	0.0525	0.0641									
Ba	0.0820	0.0171	0.0165	0.0042	0.0048	0.0034	0.0028	0.0028	0.0015	0.0028	0.0035	0.0049	0.0014	0.0021	0.0035									
P	-	-	-	-	0.0030	-	0.0030	0.0015	0.0015	0.0030	0.0015	0.0015	-	0.0045	0.0030									
Σ	3.8862	3.8627	3.9100	3.9358	3.9716	3.9291	3.9922	3.9093	4.0257	3.9967	4.0094	4.0422	4.0224	4.0009	4.0231									
Ab	7.337	6.372	6.198	68.984	71.599	69.715	70.749	68.429	71.436	62.168	62.460	54.826	52.363	55.873	54.344									
An	0.260	0.051	-	29.461	26.807	28.616	28.062	30.242	27.731	36.570	35.896	43.853	46.365	42.799	44.271									
Or	92.403	93.577	93.802	1.56	1.593	1.669	1.189	1.329	0.832	1.262	1.644	1.321	1.272	1.327	1.601									
Total	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000									

Tabla 4. Continuación

Muestra	IF2-16			IF2-18			IF2-14			IF2-80B						
	punto #57	pto #9 borde punto #58	punto #59	fk-1 punto #17	fk-2 punto #38	pk-1 #38	pk-2 #41	pk-2 #42	fk-1 #40	fk-2 #50	pk-1 #8	pk-1 #9	pk-2 #12	pk-3 #14	fk-1 #4	fk-1 #5
SiO ₂	58.620	58.250	60.000	65.150	63.780	62.827	63.757	63.066	65.086	65.223	60.653	63.070	65.5648	65.871	66.376	61.720
TiO ₂	0.020	0.020	0.020	0.020	0.000	0.020	-	0.013	0.013	0.012	-	-	0.0050	0.017	0.040	
Al ₂ O ₃	26.440	26.290	26.010	18.960	18.600	23.756	24.549	24.308	19.057	19.102	27.042	25.197	25.3126	25.082	19.527	24.690
Cr ₂ O ₃	-	0.010	-	0.030	0.010	0.022	0.045	0.012	0.007	0.021	0.050	0.009	-	0.007	0.003	0.080
*Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0.220	0.170	0.170	0.160	0.070	0.273	0.192	0.163	0.126	0.100	0.281	0.234	0.1608	0.156	0.052	0.020
MnO	-	0.040	-	0.020	0.040	0.045	-	-	0.019	-	0.008	-	-	0.007	0.016	-
MgO	-	-	-	-	-	0.008	-	0.007	0.005	-	0.0050	-	0.0083	0.027	0.003	-
CaO	7.790	7.750	6.960	-	0.010	4.591	4.619	4.721	0.007	-	7.761	5.552	4.5837	4.540	0.010	5.500
Na ₂ O	6.930	6.860	6.940	0.610	0.670	8.945	8.917	8.348	0.821	0.754	7.619	8.453	8.7523	6.752	0.681	8.060
K ₂ O	0.260	0.260	0.220	15.690	15.760	0.193	0.199	0.261	15.555	15.295	0.147	0.239	0.1205	0.178	15.437	0.150
BaO	0.030	0.030	-	0.470	0.340	0.026	0.026	0.017	0.103	0.163	-	-	0.0346	0.009	0.513	-
P ₂ O ₅	-	-	0.020	-	0.000	-	0.002	-	0.005	-	0.009	-	-	-	-	0.040
Total	100.310	99.680	100.340	101.110	99.280	100.705	102.306	100.916	100.799	100.673	103.573	102.754	104.543	102.642	102.632	100.300
Si	10.4542	10.4530	10.6361	11.9257	11.9083	11.0644	11.0367	11.0518	11.9163	11.9334	10.4783	10.8987	11.0707	11.2234	11.9276	10.9032
Ti	0.0027	0.0027	0.0027	0.0028	-	0.0026	-	0.0018	0.0018	0.0016	-	-	0.0006	0.0017	0.0023	0.0053
Al	5.5569	5.5599	5.4338	4.0901	4.0927	4.9304	5.0082	5.0200	4.1118	4.1189	5.5056	5.1314	5.0370	5.0364	4.1354	5.1402
Cr	16.0138	16.0156	16.0725	16.0186	16.0010	15.9975	16.0449	16.0736	16.0299	16.0539	15.9839	16.0300	16.1084	16.2615	16.0652	16.0487
Fe ³⁺	-	0.0014	-	0.0043	0.0015	0.0030	0.0062	0.0016	0.0011	0.0030	0.0068	0.0012	-	0.0010	0.0004	0.0112
Fe ²⁺	0.0328	0.0255	0.0252	0.0245	0.0109	0.0402	0.0277	0.0239	0.0193	0.0153	0.0405	0.0338	0.0227	0.0222	0.0077	0.0030
Mn	-	0.0061	-	0.0031	0.0063	0.0067	-	-	0.0030	-	0.0011	-	-	0.0009	0.0024	-
Mg	-	-	-	-	-	0.0022	-	0.0017	0.0014	-	0.0013	-	0.0021	0.0067	0.0009	-
Ca	1.4883	1.4899	1.3218	-	0.0020	0.8661	0.8565	0.8863	0.0014	-	1.4365	1.0278	0.8292	0.8288	0.0019	1.0409
Na	2.3960	2.3866	2.3851	0.2165	0.2425	3.0540	2.9924	2.8361	0.2914	0.2673	2.5517	2.8318	2.8651	2.2303	0.2371	2.7604
K	0.0591	0.0595	0.0497	3.6636	3.7535	0.0433	0.0439	0.0584	3.6327	3.5695	0.0324	0.0526	0.0260	0.0388	3.5384	0.0338
Ba	0.0021	0.0021	-	0.0337	0.0249	0.0018	0.0017	0.0011	0.0074	0.0117	-	-	-	0.0006	0.0361	-
P	-	-	0.0030	-	-	-	0.0003	-	-	0.0007	0.0013	-	-	-	-	0.0060
Σ	3.9784	3.9712	3.7848	3.9457	4.0416	4.0174	3.9289	3.8093	3.9575	3.8675	4.0716	3.9472	3.7473	3.1293	3.8249	3.8552
Ab	60.758	60.634	63.490	5.579	6.066	77.055	76.869	75.013	7.423	6.966	63.466	72.384	77.014	71.996	6.278	71.977
An	37.742	37.854	35.186	-	0.050	21.853	22.003	23.442	0.035	-	35.728	26.272	22.288	26.753	0.050	27.142
Or	1.500	1.512	1.324	94.421	93.884	1.09	1.128	1.545	92.542	93.034	0.81	1.344	0.698	1.251	93.672	0.881
Σ	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000

Tabla 4. Continuación

Muestra Mineral punto	IF2-80B					IF2-78					IF2-62							
	#8	#10	#11	#5	#9	#1	#9	#32	#33	#15	#20	#21	#22	#15	#15	#15	#15	#15
SiO ₂	59.600	60.810	58.920	62.710	66.220	64.450	60.9376	64.887	64.7070	58.000	60.030	49.760	58.925	58.000	62.710	64.450		
TiO ₂	-	-	0.140	-	0.040	0.020	-	-	0.0117	0.030	-	-	0.082	0.030	-	0.020		
Al ₂ O ₃	27.080	26.880	26.800	23.960	18.970	19.150	26.5672	19.433	19.8673	26.510	25.320	35.830	26.799	26.510	23.960	19.150		
Cr ₂ O ₃	0.080	0.030	-	-	0.070	-	-	-	0.0117	-	0.020	-	-	-	-	-		
*Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
FeO	0.150	0.090	0.100	0.060	-	0.020	0.0502	-	0.0270	0.240	0.160	0.330	0.099	0.240	0.060	0.020		
MnO	0.080	0.120	0.190	-	0.120	0.020	-	-	0.0090	0.030	-	0.020	0.198	0.030	-	0.020		
MgO	0.050	-	-	0.010	0.080	0.010	0.0066	-	-	-	-	0.060	-	-	0.010	0.010		
CaO	7.480	7.470	7.420	4.190	-	-	7.2114	-	0.0196	7.470	6.330	6.970	7.422	7.470	4.190	-		
Na ₂ O	5.950	7.420	6.840	8.820	1.600	0.960	6.7330	1.457	0.9840	6.950	7.530	5.100	6.839	6.950	8.820	0.960		
K ₂ O	0.180	0.160	0.160	0.180	13.610	14.240	0.2566	14.478	14.8645	0.160	0.140	0.110	0.161	0.160	0.180	14.240		
BaO	0.280	-	0.050	-	0.560	0.450	-	0.308	0.6331	0.010	-	0.010	-	0.010	-	0.450		
P ₂ O ₅	0.070	0.090	-	-	-	0.040	0.0137	-	-	0.030	0.220	-	-	0.010	-	0.040		
Total	101.000	103.070	100.620	99.930	101.270	99.360	101.776	100.563	101.135	99.400	99.560	98.410	100.525	99.400	99.930	99.360		
Si	10.5029	10.5277	10.4531	11.0872	11.9863	11.9142	10.6362	11.8723	11.8119	10.4281	10.7190	9.0374	10.4593	10.4281	11.0872	11.9142		
Ti	-	-	0.0187	-	0.0054	0.0028	-	-	0.0016	0.0041	-	-	0.0109	0.0041	-	0.0028		
Al	5.6240	5.4843	5.6033	4.9923	4.0466	4.1720	5.4648	4.1903	4.2740	5.6172	5.3282	7.6691	5.6059	5.6172	4.9923	4.1720		
Cr	16.1269	16.0120	16.0751	16.0796	16.0383	16.0889	16.1011	16.0625	16.0876	16.0494	16.0472	16.7065	16.0761	16.0494	16.0796	16.0889		
Fe ³⁺	0.0111	0.0041	-	-	0.0100	-	-	-	0.0017	-	0.0028	-	-	-	-	-		
Fe ²⁺	0.0221	0.0130	0.0148	0.0089	-	0.0031	0.0073	-	0.0041	0.0361	0.0239	0.0501	0.0147	0.0361	0.0089	0.0031		
Mn	0.0119	0.0176	0.0285	-	0.0184	0.0031	0.0017	-	0.0014	0.0046	-	0.0031	0.0297	0.0046	-	0.0031		
Mg	0.0131	-	-	0.0026	0.0216	0.0028	0.0017	-	-	-	-	0.0162	-	-	0.0026	0.0028		
Ca	1.4122	1.3855	1.4103	0.7936	-	1.3485	1.3485	-	0.0038	1.4389	1.2109	1.3562	1.4114	1.4389	0.7936	-		
Na	2.0328	2.4904	2.3526	3.0232	0.5615	0.3440	2.2783	0.5169	0.3482	2.4225	2.6067	1.7957	2.3534	2.4225	3.0232	0.3440		
K	0.0405	0.0353	0.0362	0.0406	3.1424	3.3578	0.0571	3.3790	3.4612	0.0367	0.0319	0.0255	0.0365	0.0367	0.0406	3.3578		
Ba	0.0193	-	0.0035	-	0.0397	0.0026	-	0.0221	0.0453	0.0007	-	0.0007	-	0.0007	-	0.0326		
P	0.0104	0.0132	-	-	-	0.0063	0.0020	-	-	0.0045	0.0338	-	-	0.0045	-	0.0063		
Σ	3.5735	3.9592	3.8459	3.8689	3.7936	3.7497	3.6950	3.9180	3.8658	3.9395	3.8807	3.2814	3.8457	3.9395	3.8689	3.7497		
Ab	58.322	63.673	61.925	78.373	15.159	9.294	61.845	13.267	9.132	62.147	67.715	56.516	61.910	62.147	78.373	9.294		
An	40.517	35.423	37.122	20.574	-	-	36.604	-	0.101	36.912	31.456	42.682	37.129	36.912	20.574	-		
Or	1.161	0.903	0.953	1.052	84.84	90.706	1.55	86.733	90.767	0.94	0.828	0.802	0.961	0.941	1.052	90.706		
100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000		

Tabla 5. Continuación...

Muestra		IF2-64															
Mineral	Punto	#36	#37	#38	#39	#44	#45	#46	#47	#49	#70	#71	#74	#79	#60	#61	#62
Óxido																	
SiO ₂		51.600	50.210	50.330	49.570	50.530	51.590	50.910	52.640	52.130	52.480	48.430	48.530	47.150	53.110	54.020	53.000
TiO ₂		0.420	0.920	0.830	0.690	0.470	0.480	0.590	0.340	0.300	0.330	0.940	0.980	0.720	0.290	0.180	0.310
Al ₂ O ₃		3.410	4.580	4.600	4.580	3.610	3.520	3.530	3.050	3.090	3.150	5.680	5.700	7.220	2.760	2.150	3.020
Cr ₂ O ₃		-	0.030	-	0.010	-	-	-	-	-	-	0.010	0.000	-	0.010	0.040	-
*Fe ₂ O ₃		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO		12.240	12.910	12.800	13.010	12.210	12.110	12.290	11.990	12.110	11.940	13.670	13.450	11.910	11.690	10.680	11.530
MnO		0.620	0.800	0.840	0.730	0.630	0.660	0.650	0.620	0.590	0.560	0.660	0.740	0.710	0.620	0.590	0.620
MgO		15.660	14.750	14.580	14.550	15.460	15.390	15.440	15.330	15.470	15.800	13.740	13.890	16.330	16.110	16.810	16.020
CaO		11.640	11.310	11.070	11.280	11.620	11.480	11.570	11.620	11.770	11.800	10.880	11.010	10.710	11.930	11.910	11.900
Na ₂ O		0.530	0.740	0.770	0.750	0.610	0.610	0.630	0.500	0.470	0.470	1.030	0.650	0.890	0.430	0.380	0.490
K ₂ O		0.250	0.390	0.410	0.370	0.280	0.280	0.260	0.190	0.190	0.190	0.450	0.450	0.380	0.160	0.110	0.200
BaO		0.010	0.070	0.020	0.030	0.020	0.010	-	-	-	0.070	0.010	0.000	0.020	-	0.030	0.010
P ₂ O ₅		-	0.010	-	-	0.010	0.010	-	-	-	-	0.010	0.020	0.080	0.020	0.020	0.010
Total		96.380	96.720	96.250	95.570	95.450	96.140	95.870	96.280	96.120	96.790	95.510	95.420	96.120	97.130	96.920	97.110
Fe ^b estimado		0.2496	0.2455	0.1568	0.3227	0.3449	0.1477	0.2900	0.0071	0.1460	0.1483	0.3099	0.2713	0.8219	0.1238	0.0303	0.0986
Nuevo Fe ^b		1.2406	1.3322	1.4152	1.2851	1.1569	1.3325	1.2159	1.4554	1.3323	1.2978	1.3883	1.3991	0.6220	1.2846	1.2534	1.2910
Si ⁱ		7.5128	7.3383	7.3920	7.3260	7.4328	7.5408	7.4603	7.6789	7.6103	7.6012	7.1952	7.2078	6.8358	7.6520	7.7650	7.6391
Al ^{iv}		0.4872	0.6617	0.6080	0.6740	0.5672	0.4592	0.5397	0.3211	0.3897	0.3988	0.8048	0.7922	1.1642	0.3480	0.2350	0.3609
T		8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Al ^{vi}		0.0979	0.1272	0.1882	0.1237	0.0586	0.1472	0.0699	0.2033	0.1419	0.1389	0.1897	0.2055	0.0694	0.1206	0.1292	0.1521
Fe ³⁺		0.2496	0.2455	0.1568	0.3227	0.3449	0.1477	0.2900	0.0071	0.1460	0.1483	0.3099	0.2713	0.8219	0.1238	0.0303	0.0986
Ti		0.0460	0.1011	0.0917	0.0767	0.0520	0.0528	0.0650	0.0373	0.0329	0.0359	0.1050	0.1095	0.0785	0.0314	0.0195	0.0336
Cr		-	0.0035	-	0.0012	-	-	-	-	-	-	0.0012	-	-	0.0011	0.0045	-
Mg		3.3991	3.2138	3.1924	3.2058	3.3903	3.3537	3.3731	3.3339	3.3669	3.4117	3.0433	3.0755	3.5296	3.4603	3.6023	3.4424
Fe ²⁺		1.2074	1.3088	1.3709	1.2699	1.1542	1.2987	1.2019	1.4184	1.3123	1.2651	1.3508	1.3382	1.2627	1.2142	1.2733	-
Mn		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
C		5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Mg		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺		0.0332	0.0234	0.0443	0.0151	0.0027	0.0338	0.0140	0.0370	0.0200	0.0326	0.0375	0.0608	0.1214	0.0219	0.0393	0.0177
Mn		0.0765	0.0990	0.1045	0.0914	0.0785	0.0817	0.0807	0.0766	0.0729	0.0687	0.0830	0.0931	0.0872	0.0757	0.0718	0.0757
Ca		1.8156	1.7709	1.7418	1.7860	1.8312	1.7977	1.8164	1.8160	1.8408	1.8310	1.7317	1.7519	1.6635	1.8414	1.8341	1.8375
Na		0.0747	0.1067	0.1094	0.1075	0.0868	0.0890	0.0704	0.0662	0.0677	0.0677	0.1478	0.0942	0.1280	0.0610	0.0548	0.0690
B		2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Nb		0.0749	0.1030	0.1099	0.1074	0.0863	0.0860	0.0900	0.0710	0.0668	0.0643	0.1489	0.0929	0.1222	0.0591	0.0511	0.0679
K		0.0464	0.0727	0.0768	0.0698	0.0525	0.0522	0.0486	0.0354	0.0354	0.0351	0.0853	0.0853	0.0703	0.0294	0.0202	0.0368
A		0.1213	0.1757	0.1867	0.1771	0.1388	0.1382	0.1064	0.1064	0.1022	0.0994	0.2342	0.1782	0.1925	0.0883	0.0713	0.1047
Geobarómetro																	
P (kbar)																	
Hammarstrom y Zen (1896): Ec. 1		0.07	0.10	0.12	-	-	-	-	-	-	-	1.12	1.13	2.40	-	-	-
Hammarstrom y Zen (1896): Ec. 2		0.43	0.79	0.80	0.81	0.50	0.46	0.47	0.35	0.36	0.36	1.26	1.26	1.94	0.28	0.17	0.33
Hammarstrom y Zen (1896): Ec. 3		0.62	0.84	0.84	0.85	0.66	0.64	0.64	0.56	0.57	0.58	1.13	1.14	1.61	0.52	0.45	0.56
Anderson y Smith (1995)		-	0.84	0.84	0.88	0.02	-	-	-	-	-	1.79	1.89	2.10	-	-	-
Schmidt (1992)		-	0.75	0.78	0.79	-	-	-	-	-	-	1.72	1.74	2.86	-	-	-
T °C, Holland y Blundy (1994)		595	634	611	641	629	584	624	631	562	562	662	629	740	548	509	551
ERROR		±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C

Tabla 5. Continuación...

Muestra	IPZ-18															
	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1					
Óxido	#2	#3	#5	#6	#7	#11	#13	#15	#16	#35	#36	#37	#39	#48	#49	#51
Mineral	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1	bb1
SiO ₂	53.989	52.725	55.461	52.421	52.911	51.867	53.155	53.086	54.436	51.933	51.396	52.107	51.157	53.076	53.653	51.681
TiO ₂	0.641	0.190	0.043	0.302	0.365	1.101	0.220	0.088	0.090	0.405	0.574	0.505	0.669	0.050	0.090	0.247
Al ₂ O ₃	3.488	3.749	1.022	2.449	2.761	5.086	2.466	1.838	0.597	2.837	3.501	3.322	3.637	2.564	2.209	2.381
Cr ₂ O ₃	0.009	-	0.026	-	0.035	0.048	0.002	0.041	0.059	-	0.009	-	-	-	-	-
*Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	7.543	13.705	10.484	13.482	13.810	9.282	12.629	15.851	11.631	10.709	10.911	11.141	11.668	12.313	11.993	10.278
MnO	0.245	0.287	0.110	0.271	0.307	0.212	0.256	0.576	0.341	0.500	0.422	0.553	0.567	0.470	0.621	0.498
MgO	18.796	14.714	17.690	15.531	15.011	17.347	16.073	13.059	16.354	16.579	16.722	16.272	16.007	15.669	15.674	17.138
CaO	12.216	11.305	12.472	12.262	12.146	12.388	12.467	12.713	12.611	12.086	12.011	12.057	11.994	12.689	12.723	12.303
Na ₂ O	0.771	0.557	0.245	0.462	0.528	1.068	0.464	0.240	0.167	0.491	0.709	0.524	0.640	0.291	0.179	0.391
K ₂ O	0.254	0.382	0.002	0.167	0.216	0.316	0.154	0.069	0.034	0.160	0.265	0.242	0.289	0.069	0.054	0.184
B ₂ O ₃	0.026	-	-	-	0.058	-	-	0.066	0.050	-	-	-	0.041	0.008	0.101	-
P ₂ O ₅	-	-	0.016	0.012	0.016	0.002	0.002	0.009	0.002	0.018	0.025	0.023	0.023	0.002	0.014	0.002
Total	97.977	97.629	97.581	97.360	98.165	98.717	97.888	97.606	96.372	95.738	96.544	96.746	96.692	97.201	97.310	95.103
Fe ³⁺ estimado	0.0961	0.0313	0.0420	0.2095	0.1626	0.2357	0.2625	0.0923	0.0308	0.2748	0.2636	0.2198	0.2940	0.2387	0.1169	0.1923
Nuevo Fe ²⁺	0.7884	1.6909	1.2037	1.4241	1.4999	0.8555	1.2502	1.8491	1.3818	1.0276	1.0545	1.1255	1.1211	1.2454	1.3284	1.0679
Si	7.5715	7.6355	7.8809	7.5962	7.6172	7.2922	7.6141	7.7757	7.9067	7.5537	7.4366	7.5243	7.4195	7.6503	7.7330	7.5786
Al ^{IV}	0.4285	0.3645	0.1191	0.4038	0.3828	0.7078	0.3859	0.2243	0.0953	0.4463	0.5634	0.4757	0.5805	0.3497	0.2670	0.4114
T	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	7.9900
Al ^{VI}	0.1479	0.2752	0.0521	0.0144	0.0856	0.1350	0.0303	0.0931	0.0089	0.0434	0.0336	0.0896	0.0412	0.0858	0.1081	-
Fe ²⁺	0.0961	0.0313	0.0420	0.2095	0.1626	0.2357	0.2625	0.0923	0.0308	0.2748	0.2636	0.2198	0.2940	0.2387	0.1169	0.1923
Ti	0.0676	0.0207	0.0046	0.0329	0.0396	0.1164	0.0237	0.0064	0.0098	0.0443	0.0624	0.0549	0.0730	0.0054	0.0098	0.0272
Cr	0.0010	-	0.0030	-	0.0040	0.0054	0.0002	0.0047	0.0067	-	-	-	-	-	-	-
Mg	3.9297	3.1766	3.7475	3.3552	3.2216	3.6359	3.4325	2.8516	3.5411	3.5950	3.6070	3.5031	3.4611	3.3670	3.3678	3.7466
Fe ³⁺	0.7577	1.5588	1.1508	1.3880	1.4866	0.8555	1.2502	1.8491	1.3818	1.0276	1.0304	1.1255	1.1211	1.2454	1.3284	1.0338
Mn	-	-	-	-	0.0162	0.0006	0.0714	0.0208	-	0.0148	-	0.0072	0.0097	0.0574	0.0690	-
C	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	4.9687	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	4.9996	5.0000	5.0000
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0241	-	-	-	-	0.0341
Fe ²⁺	0.0307	0.1321	0.0529	0.0362	0.0132	-	-	-	-	0.0467	0.0517	0.0604	0.0599	-	0.0068	0.0619
Mn	0.0291	0.0352	0.0132	0.0333	0.0375	0.0090	0.0304	-	0.0211	1.8833	1.8618	1.8652	1.8656	1.9594	1.9645	1.9328
Ca	1.8354	1.7540	1.8987	1.9037	1.8733	1.8660	1.9131	1.9949	1.9623	0.0700	0.0524	0.0744	0.0765	0.0406	0.0287	-
Na	0.1048	0.0787	0.0552	0.0269	0.0760	0.1250	0.0564	0.0051	0.0166	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0288
B	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	0.0684	0.1364	0.0724	0.1036	0.0408	0.0214	0.1111
Na	0.1048	0.0776	0.0324	0.1030	0.0715	0.1660	0.0723	0.0630	0.0305	0.0297	0.0489	0.0446	0.0446	0.0535	0.0126	0.0345
K	0.0455	0.0705	0.0004	0.0309	0.0396	0.0566	0.0282	0.0128	0.0062	0.0981	0.1854	0.1170	0.1571	0.0535	0.0314	0.1456
A	0.1503	0.1481	0.0528	0.1339	0.1111	0.2226	0.1005	0.0759	0.0567	-	-	-	-	-	-	-
Geobarómetro																
P (kbar)																
Hammarstrom y Zen (1896); Ec. 1	-	-	-	-	-	0.34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hammarstrom y Zen (1896); Ec. 2	0.42	0.52	0.04	0.22	0.28	0.90	0.22	0.13	0.01	0.30	0.45	0.40	0.49	0.24	0.18	0.21
Hammarstrom y Zen (1896); Ec. 3	0.61	0.67	0.33	0.48	0.52	0.91	0.48	0.42	0.30	0.54	0.63	0.60	0.65	0.50	0.45	0.48
Anderson y Smith (1995)	-	-	-	-	-	1.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Schmidt (1992)	-	-	0.04	-	-	1.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T °C, Holland y Blundy (1994)	591	524	460	627	593	670	499	532	455	600	663	595	649	541	478	642
ERROR	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C	±35-40°C

Tabla 6. Composición de titanita (esfena)

Muestra	IF2-64										IF2-16						IF2-18			IF2-80B
	esfena #16	esfena #17	esfena #18	esfena #19	esfena #20	esfena #40	esfena #6	esfena #44	esfena #45	esfena #46	esfena #47	esfena #48	esfena #45	esfena #48	esfena #45	esfena #3				
SiO ₂	29.650	29.730	29.630	30.360	30.020	30.550	30.700	30.530	30.720	30.620	30.330	30.370	29.8559	30.370	29.8559	33.990				
TiO ₂	32.810	34.190	33.170	32.990	32.500	27.310	34.870	35.580	35.340	35.310	33.740	34.220	33.9642	34.220	33.9642	40.400				
Al ₂ O ₃	0.750	0.770	1.080	1.040	1.110	5.050	2.750	1.760	1.060	1.490	1.520	1.820	3.2706	1.820	3.2706	9.980				
Cr ₂ O ₃	-	0.010	-	0.010	0.030	0.060	-	-	0.020	0.050	-	0.020	0.0263	0.020	0.0263	0.030				
Fe ₂ O ₃	0.900	0.880	1.470	1.410	1.610	1.040	1.500	1.080	0.430	0.550	0.770	0.720	1.4563	0.720	1.4563	0.210				
MnO	0.110	0.050	0.130	0.080	0.060	0.060	0.010	0.050	0.030	0.030	0.010	0.050	-	0.050	-	-				
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.020				
CaO	26.730	27.060	27.250	27.130	27.380	27.950	28.680	28.520	28.410	28.440	28.410	28.380	28.7811	28.380	28.7811	5.410				
Na ₂ O	0.020	0.020	-	0.010	0.010	0.010	0.020	-	0.020	0.010	0.010	0.020	-	0.020	-	0.300				
K ₂ O	-	-	0.010	-	-	0.030	0.010	-	-	-	-	0.010	-	0.010	0.0205	6.700				
BaO	0.180	0.230	0.150	0.120	0.230	0.170	0.130	0.050	0.090	0.090	0.140	0.120	-	0.120	-	0.400				
P ₂ O ₅	0.070	0.060	0.040	0.050	0.010	0.070	0.040	0.040	0.030	0.080	0.050	0.070	0.0229	0.070	0.0229	0.180				
F	0.190	0.155	0.155	0.017	0.121	1.175	0.380	0.415	0.345	0.328	0.242	0.518	0.6159	0.518	0.6159	0.501				
Cl	-	0.018	-	0.018	-	-	-	-	0.018	0.018	-	-	0.0015	-	0.0015	0.018				
*H ₂ O	8.590	6.826	6.915	6.765	6.919	6.525	0.910	1.915	3.388	3.286	4.778	3.682	-	3.682	-	1.861				
Total	91.4100	93.174	93.085	93.235	93.081	93.475	99.090	98.085	96.612	97.016	95.222	96.318	98.0152	96.318	98.0152	98.139				
*H ₂ O estimada																				
Si	3.5099	3.5915	3.5850	3.6730	3.6336	3.6420	3.959	3.894	3.814	3.846	3.743	3.781	3.9629	3.781	3.9629	4.1112				
Al	0.1046	0.1096	0.1540	0.1483	0.1583	0.7095	0.4179	0.2640	0.2326	0.2205	0.2211	0.2670	0.5116	0.2670	0.5116	1.4226				
Ti	2.9213	3.1065	3.0185	3.0019	2.9587	2.4488	3.382	3.407	3.265	3.328	3.132	3.204	3.3907	3.204	3.3907	3.6753				
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Cr	-	0.0010	-	0.0010	0.0029	0.0057	-	-	0.002	0.005	-	0.002	0.0028	0.002	0.0028	0.0029				
Fe ²⁺	0.0891	0.0889	0.1487	0.1426	0.1630	0.1037	0.162	0.115	0.052	0.045	0.079	0.075	0.1616	0.075	0.1616	0.0212				
Mn	0.0110	0.0051	0.0133	0.0082	0.0062	0.0061	0.001	0.005	0.005	0.003	0.001	0.005	-	0.005	-	-				
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0036				
Ca	3.3900	3.5021	3.5322	3.5163	3.5505	3.5697	3.962	3.889	3.802	3.827	3.752	-	4.0927	-	4.0927	0.7010				
Na	0.0046	0.0047	-	0.0023	0.0023	0.0023	0.005	-	0.005	0.007	0.002	0.005	-	0.005	-	0.0703				
K	-	-	0.0015	-	-	0.0046	0.002	-	-	-	-	0.002	-	0.002	-	1.0337				
Ba	0.0083	0.0109	0.0071	0.0057	0.0109	0.0079	0.007	0.002	0.010	0.004	0.007	0.006	-	0.006	-	0.0190				
P	0.0070	0.0061	0.0041	0.0051	0.0010	0.0071	0.004	0.004	0.004	0.003	0.005	0.007	0.0026	0.007	0.0026	0.0184				
F	0.0711	0.0594	0.0595	0.0066	0.0463	0.4428	0.155	0.167	0.191	0.137	0.094	0.204	0.2585	0.204	0.2585	0.1916				
Cl	-	0.0037	-	0.0037	-	-	-	-	0.004	0.004	0.004	-	0.0003	-	0.0003	0.0037				
OH	6.7825	5.5004	5.5802	5.4586	5.5860	5.1888	0.783	1.626	2.823	2.745	2.500	3.057	-	3.057	-	1.5013				
	6.8537	5.5635	5.6396	5.4689	5.6323	5.6316	0.938	1.793	3.018	2.885	2.634	3.261	0.2588	3.261	0.2588	1.6966				

Tabla 7. Composición de apatito

Muestra	IF2-64			IF2-16			IF2-80B			IF2-62		
	apatito #75	apatito #76	apatito #77	apatito punto #26	apatito punto #27	apatito punto #28	apatito #15	apatito #16	apatito #9	apatito #7	apatito #9	
SiO ₂	0.350	0.290	0.480	0.150	0.150	0.130	0.060	0.080	0.700	2.290	0.270	
TiO ₂	-	0.030	0.070	0.020	0.030	0.080	-	-	-	0.020	-	
Al ₂ O ₃	0.020	0.020	0.020	0.010	0.090	0.040	0.030	0.080	0.010	0.120	0.020	
Cr ₂ O ₃	0.010	0.020	-	0.020	0.080	-	-	0.020	-	-	-	
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
FeO	0.160	0.160	0.200	0.090	0.040	0.030	0.040	0.110	0.020	0.130	0.190	
MnO	0.070	0.070	0.120	0.070	0.040	0.050	0.160	0.080	0.160	0.150	0.180	
MgO	-	-	-	-	-	-	0.010	0.030	0.010	-	-	
CrO	54.900	54.990	54.920	56.590	56.150	56.520	51.040	50.370	52.180	50.610	49.750	
Na ₂ O	0.140	0.170	0.050	0.020	0.040	-	0.130	0.130	0.140	0.110	0.120	
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0.020	0.040	0.090	0.010	0.050	
BaO	-	0.010	0.050	-	-	0.010	-	-	0.170	-	0.020	
P ₂ O ₅	40.950	40.650	40.750	39.690	39.920	40.710	39.750	39.430	43.080	40.760	38.620	
F	0.415	0.207	-	2.021	1.365	2.245	2.263	1.727	1.796	-	1.036	
Cl	0.091	0.091	0.055	0.055	0.055	0.091	0.237	0.237	0.601	0.437	0.766	
*H ₂ O	2.894	3.292	3.285	1.264	2.041	0.093	6.260	7.666	1.042	5.363	8.978	
Total	97.1057	96.708	96.715	98.7356	97.959	99.907	93.7397	92.354	98.958	94.6374	91.022	
	*H ₂ O estimada											
P	5.7430	5.6708	5.6923	5.7244	5.6123	5.7885	5.7975	5.8012	6.0882	5.4734	6.2468	
Si	0.0580	0.0478	0.0792	0.0256	0.0249	0.0218	0.0103	0.0139	0.1169	0.3632	0.0516	
Al	0.0039	0.0039	0.0039	0.0020	0.0176	0.0079	0.0061	0.0164	0.0020	0.0224	0.0045	
Ti	-	0.0037	0.0087	0.0026	0.0037	0.0101	-	-	-	0.0024	-	
Cr	0.0013	0.0026	-	0.0027	0.0105	-	-	0.0027	-	-	-	
Fe ²⁺	0.0222	0.0220	0.0276	0.0128	0.0056	0.0042	0.0058	0.0160	0.0028	0.0172	0.0304	
Mn	0.0098	0.0098	0.0168	0.0101	0.0036	0.0071	0.0233	0.0118	0.0226	0.0202	0.0291	
Mg	-	-	-	-	-	-	0.0026	0.0078	0.0025	-	-	
Ca	9.7437	9.7081	9.7087	10.3289	9.9900	10.1702	9.4207	9.3785	9.3322	8.6006	10.1837	
Na	0.0450	0.0543	0.0160	0.0066	0.0129	-	0.0434	0.0438	0.0453	0.0338	0.0445	
K	-	-	-	-	-	-	0.0044	0.0089	0.0192	0.0020	0.0122	
Ba	-	0.0006	0.0032	-	-	0.0007	-	-	0.0111	-	0.0015	
	9.8839	9.8529	9.8641	10.3912	10.0708	10.2221	9.5167	9.4997	9.5545	9.0619	10.3574	
F	0.2172	0.1080	-	1.0887	0.7166	1.1926	1.2327	0.9492	0.9483	-	0.6262	
Cl	0.0256	0.0255	0.0153	0.0158	0.0154	0.0259	0.0692	0.0698	0.1702	0.1176	0.2479	
OH	1.7573	1.8665	1.9847	0.8955	1.2680	0.7815	0.6981	0.9810	0.8816	1.8824	1.1260	
XF	0.11	0.05	-	0.54	0.36	0.60	0.62	0.47	0.47	-	0.31	
XCl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.09	0.06	0.12	
XOH	0.88	0.93	0.99	0.45	0.63	0.39	0.35	0.49	0.44	0.94	0.56	

Tabla 8. Composición de epidota

Muestra	IF2-64										IF2-16									
	epidota #11	epidota #12	epidota #13	epidota #14	epidota #15	epidota #42	epidota #29	epidota #30	epidota #31	epidota #32	epidota #33	epidota #34	epidota #35	epidota #36	epidota #37	epidota #39				
SiO ₂	37.260	37.650	37.280	37.910	37.640	37.110	37.3800	37.1200	37.3700	37.3800	37.4300	36.8600	37.5300	37.3800	37.6800	36.4500				
TiO ₂	0.510	0.430	1.460	1.240	0.020	0.330	0.3300	0.1800	0.1200	0.0700	0.0200	0.0700	0.1300	0.0500	-	0.0900				
Al ₂ O ₃	24.050	24.220	21.700	25.210	25.480	23.200	22.1900	22.9600	23.2300	24.4100	22.2600	22.0500	23.8000	23.1400	24.8200	23.6000				
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0.030	-	0.0500	0.0200	-	-	0.0100	0.0100	-	0.0300	0.0500	-				
*Fe ₂ O ₃	11.635	11.480	13.213	9.290	10.824	12.858	12.4688	13.1578	13.4245	11.1463	13.7690	14.0468	12.5910	13.1133	11.2908	12.8022				
FeO	-	-	-	-	-	-	0.2800	0.5300	0.2500	0.6400	0.1700	0.2500	0.3000	0.3800	0.4000	0.3900				
MnO	0.170	0.960	0.160	0.120	1.150	0.190	0.0100	-	-	0.0200	-	0.0200	-	-	-	-				
MgO	0.030	0.020	0.190	0.050	0.050	0.010	22.9300	22.7200	23.3200	22.6000	22.8400	22.0400	23.0300	23.0200	23.0100	22.4200				
CaO	22.940	22.060	22.950	23.120	21.670	22.650	-	0.0300	0.0100	0.0100	0.0200	0.0300	-	0.0300	0.0100	-				
Na ₂ O	0.010	0.010	-	0.010	0.010	0.020	-	-	-	-	-	-	0.0100	-	0.0100	0.0700				
K ₂ O	0.020	0.010	-	0.010	-	0.010	0.2300	0.0200	0.0400	-	-	-	-	-	-	-				
BaO	0.020	-	-	-	0.020	-	0.0200	0.1800	0.0100	0.0500	0.0500	0.0400	0.0300	0.0200	0.0200	0.0600				
P ₂ O ₅	0.020	0.110	0.030	0.030	0.120	0.020	97.277	98.382	99.269	97.567	98.101	96.980	98.822	98.653	98.547	97.307				
Total	96.665	96.950	96.983	96.990	97.014	96.398	3.0120	2.9586	2.9553	2.9781	2.9942	2.9841	2.9669	2.9706	2.9715	2.9332				
*Fe ₂ O ₃ = FeO*1.1113																				
Si	2.9900	3.0083	3.0045	3.0037	2.9941	2.9976	0.0200	0.0108	0.0071	0.0042	0.0012	0.0043	0.0077	0.0030	-	0.0054				
Ti	0.0308	0.0258	0.0885	0.0739	0.0012	0.0200	2.1072	2.1566	2.1650	2.2919	2.0985	2.1038	2.2174	2.1672	2.3067	2.2381				
Al	2.2744	2.2806	2.0611	2.3540	2.3886	2.2085	0.8401	0.8769	0.8877	0.7426	0.9210	0.9509	0.8323	0.8714	0.7446	0.8615				
Fe ²⁺	0.7026	0.6902	0.8013	0.5539	0.6479	0.7815	2.9673	3.0443	3.0598	3.0387	3.0208	3.0589	3.0574	3.0416	3.0513	3.1051				
Cr	-	-	-	-	0.0019	-	0.0032	0.0013	-	-	0.0006	0.0006	-	0.0019	0.0031	-				
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-	0.0191	0.0358	0.0167	0.0432	0.0115	0.0171	0.0201	0.0256	0.0267	0.0266				
Mn	0.0116	0.0650	0.0109	0.0081	0.0775	0.0130	0.0012	-	-	0.0024	-	0.0024	-	-	-	-				
Mg	0.0036	0.0024	0.0228	0.0059	0.0059	0.0012	1.9794	1.9400	1.9757	1.9290	1.9574	1.9116	1.9505	1.9599	1.9440	1.9329				
Ca	1.9721	1.8883	1.9815	1.9625	1.8467	1.9601	-	0.0046	0.0015	0.0015	0.0031	0.0047	-	0.0046	0.0015	-				
Na	0.0016	0.0015	-	0.0015	0.0015	0.0031	-	-	-	-	-	-	0.0010	-	0.0010	0.0072				
K	0.0020	0.0010	-	0.0010	-	0.0010	0.0073	0.0006	0.0012	-	-	-	-	-	-	-				
Ba	0.0006	-	-	-	0.0006	-	0.0014	0.0121	0.0007	0.0034	0.0034	0.0027	0.0020	0.0013	0.0013	0.0041				
P	0.0014	0.0074	0.0020	0.0020	0.0081	0.0014	2.0115	1.9944	1.9959	1.9795	1.9760	1.9392	1.9736	1.9943	1.9777	1.9707				
Σ	1.9929	1.9657	2.0173	1.9811	1.9423	1.9798	97.277	98.382	99.269	97.567	98.101	96.980	98.822	98.653	98.547	97.307				

Tabla 8. Continuación

Muestra	IF2-16					IF2-62				
	epidota #40	epidota #41	epidota #42	epidota #43	epidota #49	epidota #17	epidota #18	epidota #14	epidota #14	epidota #14
SiO ₂	37.0700	37.4300	37.2000	37.5600	37.1900	36.890	37.200	37.300	37.300	37.300
TiO ₂	0.0400	0.5100	-	0.4900	0.0400	0.310	0.360	0.090	0.090	0.090
Al ₂ O ₃	22.4800	22.9700	22.6500	22.0100	22.2300	19.900	17.070	23.050	23.050	23.050
Cr ₂ O ₃	-	0.0100	0.0400	-	-	-	0.010	-	-	-
*Fe ₂ O ₃	13.4467	12.8689	13.5356	13.5801	14.8025	16.258	20.359	13.191	13.191	13.191
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.1800	0.1900	0.1500	0.1900	0.1100	0.140	0.110	0.480	0.480	0.480
MgO	0.0100	0.0500	-	0.0800	-	-	-	0.010	0.010	0.010
CaO	22.0100	23.0700	22.7200	22.8700	22.5800	21.260	20.530	20.870	20.870	20.870
Na ₂ O	0.0100	0.0100	0.0200	0.0400	0.0200	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	0.0100	0.0100	-	-	0.010	0.030	0.010	0.010	0.010
BaO	0.0300	0.0100	0.0200	0.0600	0.0900	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.0100	0.0400	0.0500	0.0600	0.0400	0.060	0.020	0.090	0.090	0.090
Total	96.783	98.601	97.902	98.452	98.750	94.828	95.689	95.091	95.091	95.091
Si	2.9973	2.9717	2.9794	2.9948	2.9661	3.0578	3.0947	3.0405	3.0405	3.0405
Ti	0.0024	0.0305	-	0.0294	0.0024	0.0193	0.0225	0.0055	0.0055	0.0055
Al	2.1421	2.1492	2.1379	2.0682	2.0895	1.9439	1.6736	2.2143	2.2143	2.2143
Fe ³⁺	0.9092	0.8544	0.9065	0.9054	0.9872	1.0140	1.2744	0.8091	0.8091	0.8091
	3.0537	3.0340	3.0444	3.0031	3.0791	2.9773	2.9705	3.0289	3.0289	3.0289
Cr	-	0.0006	0.0025	-	-	-	0.0007	-	-	-
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.0123	0.0128	0.0102	0.0128	0.0074	0.0098	0.0078	0.0331	0.0331	0.0331
Mg	0.0012	0.0059	-	0.0095	-	-	-	0.0012	0.0012	0.0012
Ca	1.9066	1.9623	1.9495	1.9536	1.9294	1.8879	1.8297	1.8225	1.8225	1.8225
Na	0.0016	0.0015	0.0031	0.0062	0.0031	-	-	-	-	-
K	-	0.0010	0.0010	-	-	0.0011	0.0032	0.0010	0.0010	0.0010
Ba	0.0010	0.0003	0.0006	0.0019	0.0028	-	-	-	-	-
P	0.0007	0.0027	0.0034	0.0040	0.0027	0.0042	0.0014	0.0062	0.0062	0.0062
Σ	1.9233	1.9872	1.9703	1.9881	1.9454	1.9030	1.8427	1.8641	1.8641	1.8641

Tabla 9. Composición de cloritas

Muestra	IF2-64										IF2-16		IF2-18		IF2-80B			IF2-62	
	Chl #32	Chl #33	Chl #35	Chl #41	Chl #48	Chl #65	Chl #78	Chl #80	Chl #81	Chl #82	Chl #10	Chl #10	Chl #11	Chl #12	Chl #13	Chl #14	Chl #15	Chl #16	
SiO ₂	27.260	26.850	26.870	26.900	28.230	26.980	26.700	27.430	-	-	28.310	27.520	26.615	28.950	32.590	33.146	27.590		
TiO ₂	-	0.050	0.030	0.030	0.060	0.030	0.070	0.030	-	-	0.050	0.070	0.025	-	-	0.127	0.110		
Al ₂ O ₃	19.790	20.230	19.900	19.420	20.640	19.930	19.570	20.490	-	-	18.540	18.320	20.617	20.660	21.450	21.171	19.310		
Cr ₂ O ₃	0.020	-	-	0.030	-	-	0.010	-	-	-	0.010	0.010	0.015	-	-	0.048	0.010		
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.000	-		
FeO	23.030	23.250	23.300	23.000	22.380	23.250	23.420	22.270	-	-	21.940	22.670	21.847	9.760	5.660	12.557	22.170		
MnO	0.510	0.620	0.460	0.530	0.520	0.500	0.580	0.520	-	-	0.520	0.520	0.628	0.130	0.220	0.266	0.740		
MgO	16.490	16.660	16.660	17.340	17.900	16.860	16.820	17.020	-	-	17.960	17.840	18.347	24.110	28.770	15.044	15.520		
CaO	0.130	0.100	0.140	0.050	0.130	0.110	0.090	0.070	-	-	0.090	0.080	0.031	0.090	0.100	0.129	0.090		
Na ₂ O	0.040	-	0.020	0.020	0.040	0.020	0.010	0.040	-	-	0.040	0.010	0.030	0.070	0.030	0.070	0.050		
K ₂ O	0.050	0.020	0.060	0.020	0.040	0.030	-	0.050	-	-	0.130	0.090	0.012	0.310	0.420	0.716	0.120		
BaO	0.050	-	-	0.050	0.020	-	-	0.010	-	-	-	0.020	-	-	-	0.025	0.020		
P ₂ O ₅	0.040	0.020	0.030	-	0.020	0.050	0.050	-	-	-	0.010	-	-	0.050	0.140	0.009	-		
F	0.104	0.052	0.086	0.017	0.242	-	-	0.052	-	-	0.069	-	0.007	0.225	0.397	0.275	-		
Cl	0.018	-	-	-	-	0.018	-	-	-	-	-	-	-	0.018	0.018	0.007	-		
*H ₂ O	12.468	12.148	12.444	12.593	9.778	12.222	12.680	12.018	-	-	12.33	12.85	11.828	15.645	10.205	16.411	14.270		
Total	87.5319	87.852	87.556	87.407	90.222	87.778	87.320	87.982	-	-	87.6691	87.150	88.172	84.355	89.795	83.589	85.730		
*H ₂ O estimada																			
Si	5.5742	5.5177	5.5050	5.5054	5.8913	5.5410	5.4688	5.6121	-	-	5.7702	5.6115	5.4620	5.4283	6.2764	6.1692	5.5298		
Al(IV)	2.4258	2.4823	2.4950	2.4946	2.1087	2.4590	2.5312	2.3879	-	-	2.2298	2.3885	2.5380	2.5717	1.7236	1.8308	2.4702		
Si	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	-	-	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000		
Al	2.3432	2.4171	2.3098	2.1894	2.9675	2.3648	2.1926	2.5526	-	-	2.2236	2.0139	2.4484	1.9938	3.1448	2.8130	2.0910		
Ti	-	0.0077	0.0046	0.0046	0.0094	0.0046	0.0108	0.0046	-	-	0.0077	0.0107	0.0039	-	-	0.0178	0.0166		
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Cr	0.0032	-	-	0.0049	-	-	0.0016	-	-	-	0.0016	0.0016	0.0024	-	-	0.0071	0.0016		
Fe ²⁺	3.9378	3.9952	3.9916	3.9361	3.9054	3.9928	4.0111	3.8100	-	-	3.7393	3.8653	3.7491	1.5303	0.9115	1.9543	3.7156		
Mn	0.0883	0.1079	0.0798	0.0919	0.0919	0.0870	0.1006	0.0901	-	-	0.0898	0.0898	0.1091	0.0206	0.0359	0.0419	0.1256		
Mg	5.0269	5.1041	5.0885	5.2907	5.5690	5.1621	5.1360	5.1914	-	-	5.4574	5.4232	5.6131	6.7397	8.2603	4.1743	4.6374		
Ca	0.0285	0.0220	0.0307	0.0110	0.0291	0.0242	0.0197	0.0153	-	-	0.0197	0.0175	0.0068	0.0181	0.0206	0.0257	0.0193		
Na	0.0159	-	0.0079	0.0079	0.0162	0.0080	0.0040	0.0159	-	-	0.0158	0.0040	0.0118	0.0254	0.0112	0.0253	0.0194		
K	0.0130	0.0052	0.0157	0.0052	0.0106	0.0079	-	0.0130	-	-	0.0338	0.0234	0.0031	0.0741	0.1032	0.1699	0.0307		
Ba	0.0040	-	-	0.0040	0.0016	-	-	0.0008	-	-	-	0.0016	-	-	-	0.0018	0.0016		
P	0.0069	0.0035	0.0052	-	0.0035	0.0087	0.0087	-	-	-	0.0017	-	-	0.0079	0.0228	0.0014	-		
R ²⁺ , R ³⁺	11.4678	11.6628	11.5338	11.5457	12.6043	11.5600	11.4852	11.6937	-	-	11.5904	11.4510	11.9476	10.4100	12.5103	9.2325	10.6588		
F	0.0670	0.0337	0.0559	0.0112	0.1596	-	-	0.0335	-	-	0.0445	-	0.0046	0.1331	0.2419	0.1618	-		
Cl	0.0063	-	-	-	-	0.0063	-	-	-	-	-	-	-	0.0059	0.0022	-	-		
OH (ideal)	15.9267	15.9663	15.9441	15.9888	15.8404	15.9937	16.0000	15.9665	-	-	15.9555	16.0000	15.9954	15.8669	15.7521	15.8359	16.0000		

Tabla 10. Composición de ilmenita y turmalina

Muestra	IF2-16		Muestra	IF1-14	
Mineral	ilmenita	ilmenita	Mineral	turmalina	turmalina
punto	#3*	#5*	punto	#17	#18
TiO2	47.480	46.370	SiO2	33.6039	34.5345
SiO2	0.090	0.080	TiO2	0.3436	0.4921
FeO	41.500	42.900	B2O3	10.5000	10.2000
Cr2O3	0.040	-	Al2O3	23.9693	24.4775
MnO	8.340	7.950	Cr2O3	0.0132	-
MgO	0.010	0.080	Fe2O3	-	-
CaO	0.040	0.240	FeO	18.3606	17.0034
Na2O	0.020	-	MnO	0.0181	0.0633
K2O	0.010	0.010	MgO	4.5398	6.0934
BaO	0.130	0.130	CaO	2.5367	2.5955
Total	97.660	97.760	Na2O	1.3736	1.4275
Ti	1.8870	1.8470	K2O	0.0361	0.0446
Si	0.0048	0.0042	BaO	0.0648	-
Fe ²⁺	1.8337	1.8997	P2O5	0.0160	-
Cr	0.0017	-	F	0.1140	0.0430
Mn	0.3732	0.3566	Cl	0.0253	0.0747
Mg	0.0008	0.0063	*H2O +	4.485	2.950
Ca	0.0023	0.0136	Total	95.5150	97.050
Na	0.0020	-	Si	5.8221	6.0437
K	0.0007	0.0007	B	3.1398	3.0809
Ba	0.0027	0.0027	Al	4.8942	5.0483
*Mangano ilmenita			Fe ³⁺	-	-
			Ti	0.0448	0.0648
			Cr	0.0018	-
			Fe ²⁺	2.6600	2.4882
			Mn	0.0027	0.0094
			Mg	1.1726	1.5898
			Ca	0.4709	0.4866
			Na	0.4614	0.4843
			K	0.0080	0.0100
			Ba	0.0044	-
			P	0.0023	-
				4.7840	5.0683
			F	0.0625	0.0238
			Cl	0.0074	0.0222
			OH	5.1830	3.4440
	5.2529	3.4900			

*H2O estimada

Tabla 11. Inclusiones fluidas

Ojos de Cuarzo			Cont. Alt. Potásica			Cuarzo-Sericita		
Tml	Th	Tm2(solido)	Tml	Th	Tm2(solido)	Tml	Th	Tm2(solido)
	213.7			354.7			203.9	
	219.9			355.8			211.1	
	231.2			356.9			227.9	130
	283.0			357.4			230.8	
	285.1			359.6			234.5	
	288.1			360.0			240.1	
	300.7			360.5			274.1	
	303.5			361.4			281.0	
	309.8			361.9			283.7	
	313.2			361.9			292.5	
	321.9			362.4			295.5	
	327.4			363.7			310.3	
	333.2			364.9			310.4	
	334.7			365.1			312.0	
	343.1			367.1			316.0	
	365.6			367.1			316.1	
	381.5			368.0			318.3	
	405.2			370.6			321.1	
	411.1			370.8			330.3	NaCl→300
	420.1			371.1			333.3	
	442.2			371.9			335.4	
	477.0			372.4			336.5	
				373.9			336.7	
				374.1			341.6	
				374.5			343.9	
				374.5			344.4	
				375.2			344.5	
				376.6	392		344.8	
				378.0			344.8	
				378.6			346.4	
				382.4			346.6	
				382.5			350.6	
				391.0			351.9	
				391.3			352.5	
				-2.7	333.2		354.4	
				-2.7	326.4		358.3	
				-2.3	291.1		360.1	
				-3.2	386.2		361.0	
				-6.1	431.1		362.4	
				-2.3	302.6	NaCl→295	363.5	
				-2.6	378.9		363.5	
				-2.7	306.4		369.5	
				-2.7	278.0		-2.2	311.2 KCl→161
				-3.1	280.0		-1.6	288.5
				-3	294.0		-2.5	322.9

Alteracion Potasica		
Tml	Th	Tm2(solido)
	229.6	
	232.6	
	240.1	
	241.7	
	261.9	
	263.0	
	278.0	
	293.0	
	293.5	
	300.6	
	317.9	
	324.2	
	331.0	
	334.6	
	346.3	
	346.7	
	351.3	
	352.3	
	353.0	
	354.3	

Tabla 11. Continuación

Cont. Cuarzo-Sericita			I-07	I-03	IF2-66
Tm1	Th	Tm2(solido)	Th	Th	Th
-3.7	287.0		173.5	243.93	284.14
-3.8	227.6		176.9	249.95	295.52
	246.0		185.5	250.15	>550
-2.5	232.0		192.6	257.27	>550
-0.3	300.4		192.9	262.88	400-413 decr
-1.2	231.0		194.5	285.05	
-3.0	319.2	>430	203.8	297.74	
-4.6	234.5		214.7	323.92	
-0.4	370.3	>407	238.4	346.48	
-0.4	311.2		241.7	348.70	
-2.3	383.6		262.2	350.92	
-2.3	238.3		263.6	353.43	
-2.6	365.9		289.3	>550	
-2.2	357.1		303.0	>550	
-2.4	373.2		305.4	>550	
-2.5	341.5		311.8		
-4.2	373.5		320.1		
-3.8	216.6		329.4		
-2.5	250.9		352.3		
-3.4	296.9		374.0		
-3.2	340.3		399.2		

Tm1: Temperatura de fusión total de hielo.

Th: Temperatura de Homogenización.

Tm2: Temperatura de fusión o disolución total de sólido.