



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS, CAMPUS JURIQUILLA

**ESTUDIO METALOGENÉTICO DE LOS YACIMIENTOS DE Ni-Co
(Cu-Zn) DE LA ESPERANZA, SONORA CENTRAL:
CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS Y RELACIONES CON
EL MAGMATISMO LARAMÍDICO**

Tesis

Que para obtener el grado de:

DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Presenta:

Efrén Pérez Segura

Juriquilla, Querétaro

diciembre, 2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Dedicatoria

A mis hijos, por orden de aparición:

Adeline

Florián

Victoria

A Valentina

(Porque no todo lo que cuesta vale y nada vale lo que Vale)

Agradecimientos

Sería difícil tratar de mencionar a todas las personas e instituciones que hicieron posible la realización del presente trabajo. Sin embargo, asumo el riesgo de que la memoria no esté a la altura de mi agradecimiento. Agradezco en primer término a mi amigo el Dr Eduardo González Partida, quien me entusiasmó para embarcarme en esta empresa, me orientó, me apoyó científica y financieramente y siempre estuvo pendiente desde el principio hasta este final transitorio. También estoy agradecido con el Dr Jaime Roldán Quintana, gran amigo de muchos años incluyendo una que otra parranda, bohemio y gran conocedor de la geología regional, cuyos trabajos y recomendaciones han nutrido mi acervo geológico y moral, gracias también por haber aceptado presidir mi jurado de exámen. Reconozco a mi no menos queridísimo amigo el Dr Thierry Calmus, con quién he andado muchos caminos por tierra y por mar y con quién he intercambiado tantas ideas sobre la geología pero, principalmente, sobre los grandes temas del amor, de la vida y de la muerte. Agradezco al Dr Lucas Ochoa, excelente geólogo y mejor amigo, creador del chiste más traducido en el mundo (incluyendo los idiomas esperanto y coreano) y que ha venido a aportar aire fresco en geología económica al Departamento de Geología de la Unison. Gracias al Dr Martín Valencia por aceptar fungir como secretario de mi jurado y por sus valiosas aportaciones al conocimiento de los granitoides en Sonora, sin cuyos datos no hubiera sido posible escribir la parte referente al magmatismo. Agradezco también a la Dra Rosa María Prol por aceptar ser parte de este jurado, por su gran disponibilidad y comprensión y por sus acertadas sugerencias. Gracias también a Victor Valencia por su muy importante apoyo en la realización de fechamientos y otros datos isotópicos y a quien esperamos ver pronto desarrollando investigación en una universidad mexicana. A todos ustedes: Rosa María, Victor, Martín, Lucas, Eduardo, Jaime y Thierry vaya todo mi reconocimiento; porque los conozco sé que harán el trabajo de examinar me como hacen su trabajo diario: con seriedad, pasión, rectitud y esmero, aún cuando antes de ser mis sinodales los considero mis colegas y antes de colegas, los considero mis amigos; tengan la seguridad de que los errores en este trabajo son sólo míos, gracias por acompañarme en esta última etapa a partir de la cual me llamarán de otra manera, aún cuando siga siendo el mismo.

Agradezco a la Universidad de Sonora y en especial al Departamento de Geología y a la Dirección de Desarrollo Académico, el haberme apoyado con una beca unidad académica para la realización de mis estudios; también agradezco a la Secretaría de Educación Pública que me otorgó una beca PROMEP durante estos 3 años. Estoy muy agradecido con el *alma mater* de todas las *mater*: la UNAM, por haberme aceptado como estudiante de doctorado con sede en el Centro de Geociencias de Juriquilla. En Juriquilla recibí sólo apoyo de todo tipo de la parte de amigos y colegas como: Jorge Aranda, Jorge Nieto, Gerardo Carrasco, Gerardo Aguirre y Luis Vassallo. Muchos análisis a la microsonda fueron hechos en Francia gracias a la ayuda de Gilles Levresse y algunos fechamientos fueron hechos por Alex Iriondo a precio de amigos. También fui siempre bien tratado y atendido con eficiencia por Sol en la biblioteca y, sobre todo, por Marta Pereda en todos los aspectos administrativos del posgrado. Algunos análisis a la microsonda fueron hechos en la Universidad de Arizona por intermedio de Victor Valencia, gracias a la generosidad de Joaquín Ruíz, gran mexicano amigo y gran amigo de muchos mexicanos.

En la ERNO de Hermosillo también recibí el apoyo siempre que lo solicité de parte de Rossy, Rosario, Gloria y Monique. Especialmente, Pablo Peñaflor me ayudó a efectuar la preparación de muestras para geoquímica y nunca me negó un buen café, gracias Pablo!.

Y cuando me desperté, la Esperanza aún estaba ahí...

Yo sólo quiero ser como los puntos suspensivos....que abren con sus puntos muchas
puertas.....para que cada quién elija la suya.....con toda libertad.....

Contenido

		Página
	Resumen	xxiii
I	Introducción	1
II	Generalidades	4
III	Geología regional	6
	1. Neoproterozoico	6
	2. Paleozoico	6
	3. Mesozoico	8
	3.1. Cretácico inferior-superior: conjunto volcánico prebatolítico: La Formación Tarahumara	9
	3.2. Cretácico superior-Terciario inferior: El Batolito Las Moras – Novillo – Bacanora	12
	3.2.1. Localización	12
	3.2.2. Petrografía	13
	3.2.3. Edades	18
	3.3. Cretácico superior-Terciario inferior: El Pórfido San Lucas	20
	4. Cenozoico	26
	4.1. Terciario volcánico (Paleoceno-Eoceno)	26
	4.2. Terciario volcánico (Oligoceno-Mioceno)	26
	4.3. Terciario sedimentario (Oligoceno)	26
IV	Geología estructural y tectónica	28
	1. Deformaciones pre-intrusiones	28
	2. Las intrusiones laramide	29
	3. Distensión terciaria	30
V	Características geoquímicas de las rocas intrusivas asociadas y comparación con el magmatismo laramídico	31
	1. Introducción	31
	2. El Batolito Las Moras-Novillo-Bacanora (BMNB)	31
	2.1. Geoquímica del BMNB	32
	2.1.1. Elementos mayores	32
	2.1.2. Elementos traza y TR	35
	3. El Pórfido San Lucas (PSL)	35
	3.1. Geoquímica del PSL	35
	3.1.1. Elementos mayores	37
	3.1.2. Elementos traza y TR	38
	4. Datos de los isótopos de Sr y Nd	38
	4.1. Petrografía de las muestras	38
	4.2. Resultados obtenidos	39

4.3. Comparación con otros datos isotópicos	40
5. Geocronología	45
5.1. Muestras estudiadas y resultados obtenidos	46
5.2. Interpretación y discusión	56
5.3. Comparación con otras edades	58
5.4 . Aspectos relevantes a partir de la geocronometría	59
6. Vinculación del BMNB y del PSL con rocas adakíticas	61
7. Discusión y conclusiones	64
VI Geología en el área de la Esperanza	68
1. Rocas preintrusivas	68
1.1. Rocas sedimentarias	68
1.2. Rocas volcánicas	71
2. Rocas intrusivas	75
3. Skarns	75
4. Diques post-skarns	77
4.1. Diques félsicos	79
4.2 Diques máficos	80
VII Los yacimientos minerales de la Esperanza	82
1. Los yacimientos en skarn	82
1.1. Introducción	82
1.2. Definiciones e importancia económica	82
1.3. Tipología de los skarns	83
1.4. Rocas encajonantes y morfología	84
1.5. Evolución espacial y temporal de un skarn	84
1.5.1. Skarn progrado: etapa temprana	85
1.5.2. Skarn retrógrado: etapa tardía	85
1.6. Condiciones de formación	86
1.6.1. Factores que controlan la mineralogía del skarn	86
1.6.2. Temperaturas, fluidos y presión	86
1.7. Rocas intrusivas asociadas y contexto geotectónico	88
2. Zoneografía de los skarns de la Esperanza	88
2.1. Zona de intrusión fresca (Pórfido San Lucas)	91
2.2. Zona de intrusión con minerales de retromorfismo en mayor proporción que skarns	91
2.3. Zona de endoskarn con granate en mayor proporción que piroxeno	92
2.4. Zona de exoskarn con granate en mayor proporción que piroxeno	98
2.5. Zona de mármoles con wollastonita, calizas metamorfizadas, hornfels y cuarcitas	99
2.6. Zona de andesitas con propilitización	100
3. Areas mineralizadas	101
3.1. Los Rieles	102
3.2. El Barranco	105

3.3. El Tigre	108
3.4. Arroyo San Lucas	110
3.5. Trabajos al sureste del rancho San Lucas	110
3.6. Mina La Reyna	112
4. Inclusiones fluidas	112
4.1. Metodología	115
4.2. Muestras estudiadas y petrografía de las mismas	115
4.3. Microtermometría	120
4.3.1. Inclusiones en granates	120
4.3.2. Inclusiones en cuarzo y carbonato	122
4.3.3. Inclusiones en el cuarzo del PSL	124
4.3.4. Inclusiones en el cuarzo del granito batolítico	127
4.4. Resumen e interpretación	129
4.4.1. Muestras estudiadas	129
4.4.2. Premisas a considerar	130
4.4.3. Síntesis de observaciones e interpretación	131
5. Isótopos de azufre	137
5.1. Datos obtenidos y análisis de resultados	138
6. Condiciones generales de formación de los skarns de La Esperanza	142
6.1. Presión	142
6.2. Temperaturas y características fisicoquímicas de los fluidos según las inclusiones fluidas, los isótopos y la mineralogía en equilibrio	144
6.2.1. Los datos de las inclusiones fluidas	144
6.2.2. Los datos isotópicos	145
6.2.3. Los datos que aporta la mineralogía en equilibrio	145
6.3. Composición de los fluidos	151
7. Edad de los skarns	153
8. Resumen sobre las condiciones de formación de los skarns de La Esperanza	154
9. Otros depósitos: el caso de la mina Todos Santos	156
9.1. Generalidades	156
9.2. Geología general	156
9.3. Yacimientos minerales	157
9.3.1. Inclusiones fluidas	159
9.3.1.1. Inclusiones con H ₂ O-CO ₂	
9.3.1.2. Inclusiones con H ₂ O	161
9.3.2. Isótopos estables	162
9.3.2.1. Datos isotópicos	162
9.3.2.2. Cálculo de temperatura para el par esfalerita-galena	163
9.3.2.3. Cálculo isotópico del agua en equilibrio con barita	164
9.4. Discusión y conclusiones en el caso de Todos Santos	165

VIII La Esperanza en el marco general de los skarns mexicanos y de los skarns de Sonora	168
1. Los principales skarns mexicanos	168
1.1. Skarns de W	168
1.1.1. El Jaralito	169
1.1.1.1. Geología y yacimientos minerales	
1.1.1.2. Rocas intrusivas asociadas y edades	170
1.2. Skarns de Au	171
1.2.1. El Distrito de Mezcala, Guerrero	171
1.2.1.1. Geología y yacimientos minerales	171
1.2.1.2. Rocas intrusivas asociadas y edades	173
1.3. Skarns de Zn-Cu-Pb	173
1.3.1. Charcas, San Luis Potosí	173
1.3.1.1. Geología y yacimientos minerales	174
1.3.2. Distrito San Martín – Sabinas, Zacatecas	175
1.3.2.1. Geología y yacimientos minerales	175
1.3.2.2. Rocas intrusivas y edades	176
1.3.3. Bismark, Chihuahua	176
1.3.3.1. Geología y Yacimientos minerales	176
1.3.3.2. Rocas intrusivas y edades	176
1.4. Skarns de Fe	177
1.4.1. Cerro Náhuatl, Colima	177
1.4.1.1. Geología y yacimientos minerales	177
2. Comparación de la Esperanza con otros skarns	178
3. La Esperanza en el marco de los yacimiento de Ni y Co en el mundo y en México	183
3.1. Los yacimientos de Ni-Co en el mundo	183
3.1.1. Los principales yacimientos con Ni en el mundo	184
3.1.1.1. Sulfuros magmáticos de Cu-Ni asociados con series komatiíticas	185
3.1.1.2. Sulfuros magmáticos de Cu-Ni en intrusiones ultramáficas complejas	185
3.1.1.3. Concentraciones sinsedimentarias en series de lutitas negras con o sin vulcanismo asociado	186
3.1.1.4. Vetas hidrotermales con paragénesis metálicas complejas (5 elementos)	186
3.1.2. Los principales yacimientos de Co en el mundo	186
3.1.2.1. Concentraciones en series de lutitas negras con o sin vulcanismo asociado	186
3.1.3. Manifestaciones con Ni y/o Co relacionados con magmatismo ácido	187

3.1.3.1. Yacimientos en skarn	187
3.2. Comparación con otros depósitos y manifestaciones minerales en México que contienen Ni y/o Co	187
3.2.1. Depósitos y manifestaciones minerales conocidos en México	188
3.2.1.1. Alisitos, Sinaloa	188
3.2.1.2. Mina Culiacán, Sinaloa	189
3.2.1.3. El Boleo, B.C.S.	189
3.2.1.4. Batopilas, Chih.	191
3.2.1.5. Sara Alicia, Son.	191
3.2.1.6. Otras concentraciones en Sonora	192
3.2.2. La Esperanza en el contexto de las mineralizaciones conocidas en México	192
IX Conclusiones	194
X Referencias bibliográficas	200

Figuras, tablas y apéndices

Figura 1. Localización del área de estudio. También se indican las principales zonas mineralizadas y algunas de las muestras estudiadas más importantes. SL Rancho San Lucas, AR Rancho Aguajito.

Figura 2. Mapa geológico generalizado del área de estudio (modificado del Servicio Geológico Mexicano, 1995, 2005), misma área que la Figura 1. Explicación: 1. Neoproterozoico: Cuarzitas y lutitas, 2. Paleozoico superior (Mississippico-Pérmico inferior): Calizas y cuarcitas. 3. Cretácico inferior-superior: Andesitas y tobas del Complejo Andesítico (Formación Tarahumara), 4. Cretácico superior: Batolito Las Moras-Novillo-Bacanora (BMNB), 5. Cretácico superior: Pórfido San Lucas (PSL), 6. Terciario inferior: Tobas e ignimbritas, 7. Terciario superior: Conglomerados, areniscas y tobas, 8. Terciario superior: Basaltos, andesitas basálticas e ignimbritas, 9. Cabalgadura, 10. Mina antigua o prospecto minero, B. Bacanora.

Figura 3. (a). Plano general de la parte norte del área indicando los principales rasgos geográficos, las principales minas y la ubicación de algunas muestras importantes. (b). Plano general de la parte sur del área indicando los principales rasgos geográficos, las principales minas y la ubicación de algunas muestras importantes.

Figura 4.(a). Composición modal estimada de las rocas intrusivas estudiadas en la Sierra Santo Niño. Q: Cuarzo, P: Plagioclasa, F: Feldespato potásico. Las rocas del BMNB caen principalmente en la composición de: monzogranito, granodiorita, monzonita de cuarzo y monzodiorita de cuarzo. Las rocas del PSL caen en el campo de: sienita, monzonita y monzonita de cuarzo.(b). Clasificación modal de las rocas intrusivas según recomendación del IUGS de Le Maitre, 1989. 1. Granito de feldespato alcalino, 2. Sienogranito, 3. Monzogranito, 4. Granodiorita, 5. Tonalita, 6. Sienita de cuarzo-feldespato alcalino, 7. Sienita de cuarzo, 8. Monzonita de cuarzo, 9. Monzodiorita de cuarzo, 10. Diorita de cuarzo, 11. Sienita de feldespato alcalino, 12. Sienita, 13. Monzonita, 14. Monzodiorita, 15. Diorita.

Figura 5. Muestra 03-107 BNMB en el área Las Moras: tonalita de piroxeno.

Figura 6. (a) Muestra 03-100 (b) Muestra 03-102. (c) Muestra 03-101. (d) 03-104. Las 4 corresponden al BNMB en el área Novillo-Bacanora. C. Cuarzo, P. Plagioclasa, Fk. Feldespato potásico, B. Biotita, Hn. Hornblenda, Px. Piroxeno. 5 X LP.

Figura 7. Muestra 03-103 (a) y (b) BNMB en el área Novillo – Bacanora. C. Cuarzo, P. Plagioclasa, M. Microclina, Hn. Hornblenda, Fk. Feldespato potásico, Mir. Mirmequitas, Ser. Sericita.

Figura 8. Composición modal de algunos granitoides de Sonora. (a) Sierra de la Campanería (Richard, 1991); (b) Batolito El Jaralito (Roldán-Quintana, 1991), Batolito

Sonorense (Damon et al., 1983); (c) Granitoides de Sonora Central (Valencia-Moreno et al., 2001).

Figura 9. Pórfido San Lucas intrusionando las principales unidades en el área. También se muestran los prospectos mineros más importantes. Observar contacto cabalgante entre las calizas paleozoicas y las andesitas del Cretácico superior. Foto desde el cerro Felipillo viendo hacia el oriente.

Figura 10. PSL mostrando textura de flujo, existe metasomatismo desarrollando skarn.

Figura 11. PSL, (a) Muestra 03-80, (b) y (c) Muestra 03-83. Observar fenocristales en mesostásis de grano fino felsítica (P – Plagioclasa, FK – Feldespato potásico, C – Cuarzo, P_{Ser} – Plagioclasa transformada a sericita, B_{Cl+op.} – Biotita alterada a clorita + opacos. 5 X LP.

Figura 12. PSL, (a), (b) y (c) Muestra 03-116. (d) Facies de piroxeno de la misma unidad. (P – Plagioclasa, C – Cuarzo, Px – Piroxeno, An_{Cl+Ca} – Anfíbol transformado a clorita + calcita, B_{Cl} – Biotita transformada a clorita, Fm_{Cl+Ca} – Biotita transformada a clorita + calcita. 5 X LP.

Figura 13. (a) y (b) Muestra 03-111. PSL. Observar la matriz microlítica casi fluidal. P_{Ser}: plagioclasa alterada a sericita, An_{Cl}: Anfíbol alterado a clorita, B_{Ser}: Biotita alterada a sericita, An_{Cl+Ca}: Anfíbol alterado a clorita + carbonato. 5 X LP.

Figura 14. Diagramas de Harker para las rocas estudiadas. 1. BMNB; 2. PSL. a. Batolito de Sonora Central (Sonorense) (42-46 análisis); b. Batolito Costero de Sonora (16 análisis). Misma simbología para las Figuras 15, 16 y 37. Los análisis para el Batolito de Sonora Central (Sonorense) y Costero de Sonora son compilados de Valencia-Moreno et al. (1999, 2001, 2003) y Roldán-Quintana (2002).

Figura 15. Diagrama K₂O/SiO₂. 1. Campo toleítico, 2. Campo calcoalcalino bajo en K, 3. Campo calcoalcalino alto en K, 4. Campo shoshonítico.

Figura 16. Diagrama R₁ / R₂, de La Roche et al. (1980). R₁ = 4Si – 11 (Na + K) – 2 (Fe + Ti). R₂ = 6Ca + 2Mg + Al. 1. Gabronorita, 2. Gabro, 3. Tonalita, 4. Diorita, 5. Granodiorita, 6. Monzogranito, 7. Sienogranito, 8. Granito alcalino, 9. Cuarzosienita, 10. Monzonita de cuarzo, 11. Monzonita, 12. Monzodiorita, 13. Monzogabro.

Figura 17. Arañigrama para las rocas el BMNB y PSL. * Valores medios para 767 análisis de Adakitas de Alto Silicio [“High Siliceous Adakites” – HAS (Martin, 2004)]. Diagrama inferior: comportamiento general para el Batolito de Sonora Central (Sonorense) y el Batolito Costero de Sonora usando datos de Valencia-Moreno et al. (1999, 2001), Roldán-Quintana (2002) y Valencia-Moreno et al. (2003).

Figura 18. Diagrama REE para las rocas del BMNB y PSL. * Valores medios para 767 análisis de Adakitas de Alto Silicio [“High Siliceous Adakites” – HAS (Martin, 2004)]. Diagrama inferior: comportamiento general para el Batolito de Sonora Central (Sonorense)

y Batolito Costero de Sonora usando datos de Valencia-Moreno et al. (2001), Roldán-Quintana (2002) y Valencia-Moreno et al. (2003) normalizados a Nakamura (1974). Ver texto en relación a la muestra 03-103.

Figura 19. Histograma según una compilación de datos isotópicos de Sr inicial (datos de los autores mencionados en las figuras 17 y 18). a. Batolito de Sonora Central (Sonorense), b. Batolito Costero de Sonora, c. Muestras 03-102 y 03-116.

Figura 20. Histograma según compilación de datos isotópicos ϵ_{Nd} inicial (datos de los autores mencionados en las figuras 17 y 18 y de Damon, et al, 1983). Misma explicación que para la Figura 19.

Figura 21. Rangos de valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciales en Sonora compilado según datos de diferentes autores como Damon, et al. (1983), Valencia-Moreno et al. (1999, 2001, 2003) y Roldán-Quintana (2002).

Figura 22. Rangos de valores de ϵ_{Nd} iniciales en Sonora compilado según datos de diferentes autores como Damon, et al. (1983), Valencia-Moreno et al. (1999, 2001, 2003) y Roldán-Quintana (2002).

Figura 23. Diagrama $\epsilon_{Nd}/\epsilon_{Sr}$ iniciales compilado de diversos autores y Muestras 03-102 y 01-116. a. Batolito de Sonora (20 análisis) según datos de Roldán-Quintana (2002), Valencia-Moreno et al. (1999, 2001). b. Batolito Costero de Sonora (9 análisis) según datos de Roldán-Quintana (2002) y Valencia-Moreno et al. (2003). c. Granitos del Sur de Sonora (5 análisis) según datos de Valencia-Moreno et al. (2001). d. Intrusiones laramídicas en el Sur de Arizona según diferentes autores (*in* Valencia-Moreno et al., 2001).

Figura 24. Ubicación y edades U/Pb individuales (A) y promedio para muestra 03-116 (B) del PSL.

Figura 25. Ubicación y edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) en feldespatos potásicos, para la muestra 03-116 del PSL.

Figura 26. Ubicación y edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) en feldespatos potásicos, para la muestra 03-114.

Figura 27. Ubicación y edades individuales U-Pb en zircones para la muestra 03-107: tonalita Batolito Las Moras.

Figura 28. Ubicación y edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) para la Muestra 03-107: tonalita Batolito Las Moras.

Figura 29. Ubicación y edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) para Muestra 03-109: monzonita Batolito Las Moras.

Figura 30. Ubicación y edades individuales U-Pb en zircones para las muestra 03-11: dique monzonítico postmetamórfico.

Figura 31. Ubicación y edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) para la Muestra 03-10:dique monzonítico postmetamórfico en arroyo San Lucas.

Figura 32. Ubicación y edad aparente Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) para muestra 03-101:granodiorita Batolito Novillo-Bacanora.

Figura 33. Isócrona para la misma muestra para las etapas (“steps”) B a F.

Figura 34. Edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) para Muestra 03-103: monzogranito Batolito Novillo-Bacanora.

Figura 35. Resumen de fechamientos individuales efectuados en el área que incluye edades U-Pb y Ar/Ar.

Figura 36. Distribución de los afloramientos del Batolito Sonorense, y de las edades más antiguas a 70 Ma para rocas laramídicas en Sonora. * Edades U-Pb reportadas en este trabajo. USA, Estados Unidos de Norteamérica; Ch, Chihuahua; Si, Sinaloa; BC, Baja California; BCS, Baja California Sur; E, La Esperanza.

Figura 37. Diagramas Sr/Y – Y (Drummond y Defant,1990) y $(La/Yb)_N - Yb_N$ (Martin, 1986) ubicando datos del BMNB y PSL. Los campos corresponden al Batolito de Sonora Central (Sonorense -16 análisis) y se muestran también 16 análisis correspondientes al Batolito Costero de Sonora. (Misma fuente de datos que para la Figura 14). A. Adakitas, IA. Arcos Insulares. Misma simbología que la Figura 14.

Figura 38. Histograma para edades de rocas laramídicas compiladas de la Tabla VII . Método: 1 K/Ar, 2 Ar/Ar, 3 U/Pb, 4 Re/Os, 5 Rb/Sr.

Figura 39. Mapa geológico generalizado en el área de la Esperanza. 1. Calizas paleozoicas en capas gruesas transformadas a calizas recristalizadas, mármoles y skarns de reacción. 2. Cuarzitas paleozoicas. 3. Andesitas masivas, coladas andesíticas y tobas interestratificadas del Cretácico superior – Terciario inferior (Formación Tarahumara). 4. Pórfido San Lucas. 5. Estructura de cuarzo. 6. Conglomerados rojos terciarios de fragmentos volcánicos en matriz lodosa calcárea. Los números indican la ubicación de algunas muestras importantes referidas en el texto.

Figura 40. Andesita (Formación Tarahumara) con algunos fenocristales de plagioclasa (P) y ferromagnesianos alterados a carbonato (Ca).

Figura 41. Serie volcánica entre San Lucas y arroyo El Mezquite: roca volcánica de matriz microlítica con desarrollo de piroxenos de metamorfismo (Px).

Figura 42. Bandilla con desarrollo de granate (Gte) y wollastonita (W) en la misma roca de la Figura 41 (Fel – Feldespatos).

Figura 43. Tobas esferolíticas intercaladas en andesitas y tobas andesíticas (P = Plagioclasa transformada a arcillas, Esf - Esferolito).

Figura 44.. (a) Calizas recristalizadas con wollastonita en bancos bandeados, incluyendo skarnoides (b) de granate intercalados.

Figura 45. Exoskarn masivo algo bandeado, se observa estratificación original y fracturamiento perpendicular.

Figura 46. (a) Muestra de mano, estructura de skarn en el PSL. (b) y (c) fotomicrografías indicadas en (a), observar los fenocristales de plagioclasa (b) y el ojo de cuarzo con inclusiones fluidas secundarias (c). (d) Zona con epidota y carbonato. (e) Zona con granate, piroxeno, feldespato potásico, cuarzo y carbonato. (f) Zona con carbonato y hematita (opaco).

Figura 47. Dique monzonítico que corta la serie metamorfizada (post-metamórfico).

Figura 48. Proyección polar de igual área (hemisferio inferior) para los diques básicos. Se observa una distribución NE-SW preferencial con echados variables entre 45° hacia el SE y verticales.

Figura 49. Zonificación mineralógica en los skarns progrado y retrógrado respectivamente de Carr Fork, Bingham, Utah, USA, según Einaudi et al. (1981). Las flechas indican el sentido de circulación del fluido metasomático. Skarn progrado: 1. Granate tipo 2 (Ad₉₅₋₁₀₀), 2. Granate tipo 1 (Ad₈₀₋₁₀₀), 3. Piroxeno tipo 2 (Hd₂₅₋₃₅), 4. Wollastonita + piroxeno tipo 1 (Hd₄₋₁₆), 5. Caliza, 6. Magnetita. Skarn retrógrado: 7. Veta con cuarzo + magnetita + calcopirita, 8. Actinolita + calcopirita, 9. Veta con pirita, 10. Cuarzo + nontronita + pirita, 11. Saponita + talco + magnetita, 12. Calcita + saponita + talco, 13. Esfalerita + galena + pirita.

Figura 50. Campos de los fluidos calculados para $\delta D - \delta^{18}O$ en las etapas I y II de skarns asociados a intrusiones con un $\delta^{18}O$ de 7.5‰. A- Alta, H- Hanover, OR- Oslo Rift, PC- Pine Creek. Modificado de Bowman (1998). LAM- Línea de aguas meteóricas. SMOW- "Standar Mean Ocean Water".

Figura 51. Diagrama TAS mostrando la ubicación de los skarns en relación a la composición de las intrusiones asociadas. * Ubicación de la Esperanza referida al promedio del PSL.

Figura 52. Mapa de minerales de metasomatismo-alteración hidrotermal generalizado en el área de la Esperanza. 1. Pórfido San Lucas fresco. 2. Pórfido San Lucas con minerales de retromorfismo > skarns. 3. Endoskarn y exoskarn de granate > piroxeno y retromorfismo sobrepuesto de epidota + clorita + calcita + hematita especular. 4. Calizas recristalizadas, mármoles y skarns de reacción de granate + piroxeno. 5. Alteración hidrotermal predominante de clorita ± calcita ± turmalina ± cuarzo ± sericita ± pirita. 6. Zonas frescas

(se refiere a cuarcitas recristalizadas y conglomerados terciarios). Los números indican la ubicación de algunas muestras importantes referidas en el texto.

Figura 53. Sección esquemática N-S en el área de la Esperanza pasando por el arroyo San Lucas y la mina los Rieles. 1. Calizas recristalizadas, mármoles y skarns de reacción de granate + piroxeno. 2. Cuarcitas. 3. Parte superior de la Formación Tarahumara consistente en coladas andesíticas y tobas interestratificadas. 4. Pórfido San Lucas. 5. Endoskarn en el PSL. 6. Exoskarn. 7. Diques postmetamórficos vinculados al PSL. Misma escala horizontal y vertical.

Figura 54. (a) Granates zonales con el núcleo parcialmente transformado a hematita mal formada, cementados por carbonato, 5 X LN. (b) Granates idiomórfos y diopsida (alta birrefringencia) cementados por carbonato. Gte – Granate, Hem – Hematita, Ca – Calcita, Px – Piroxeno. 5 X LP.

Figura 55. (a) Granates reemplazados parcialmente por carbonato de retromorfismo acompañado de epidota ferrífera. 5X, LP. (b) Granate zonal reemplazado más al centro por carbonato y placas idiomorfas de anhidrita. Gte – Granate, Epi – Epidota, Ca – Calcita. 5X, LP.

Figura 56. Composición de los granates (a) y piroxenos (b) de los skarns de la Esperanza analizados a la microsonda electrónica. Los símbolos indican diferentes muestras analizadas. Los datos se presentan en las Tablas X a XIII.

Figura 57. (a) Esfalerita con exsoluciones de calcopirita al centro y a su derecha placa de magnetita transformada parcialmente a hematita. Arriba pirita mal pulida. (b) Calcopirita al centro con exsoluciones microscópicas de esfalerita en “estrellas”, también esfalerita con exsoluciones de calcopirita, Esf – Esfalerita, Cpi – Calcopirita, Pi – Pirita, Mag – Magnetita transformada a hematita..

Figura 58. Láminas de hematita especular en cuarzo, minerales tardíos en relación a los sulfuros. Gt – Granate, Pi – Pirita, Cpi – Calcopirita, Hem – Hematita, C – Cuarzo.

Figura 59. Calcopirita que cementa pirita idiomorfa casi totalmente reemplazada por goethita.

Figura 60. Siegenita reemplazada parcialmente por calcopirita. Cpi – Calcopirita, Sieg – Siegenita, Pi – Pirita.

Foto 61. Siegenita (mineral más blanco) parcialmente reemplazada por calcopirita. Sección pulida. Luz reflejada. La escala representa 0.2 mm.

Figura 62. Siegenita (mineral más blanco) parcialmente reemplazada por calcopirita. Sección pulida. Luz reflejada. La escala representa 0.2 mm.

Figura 63. Análisis cualitativo con la microsonda electrónica mostrando la distribución de los elementos Co, Ni, S, Fe y Cu sobre la superficie de la Figura 61.

Figura 64. Análisis cualitativo con la microsonda electrónica mostrando la distribución de los elementos Co, Ni, S, Fe y Cu sobre la superficie de la Foto19.

Foto 65. Mina La Reyna. (a) Endoskarn formado de abundante feldespato potásico y actinolita transformada parcialmente a carbonatos. (b) Endoskarn con granate, actinolita y carbonato intersticial. (c) Superficie pulida: calcopirita en los intersticios de actinolita. (d) Magnetita en cristales idiomorfos y goethita procedente de pirita. FK – Feldespato potásico, Ac – Actinolita, Ac \rightarrow Ca - Actinolita transformada a calcita, Gte – Granate, Ca – Calcita, Cpi – Calcopirita – Calcopirita, Mag – Magnetita, Gt- Goethita.

Figura 66. Mina La Reyna. (a) Restos incluidos de siegenita en calcopirita que cementa granates. (b) Calcopirita que se altera a calcosita supergénica. Gte – Granate, Sieg – Siegenita, Cpi – Calcopirita, Cc – Calcosita.

Figura 67. Inclusiones fluidas de la muestra 03-81, correspondiente a estructura de skarn en el PSL. El mineral corresponde a granate en estructura zonal y las inclusiones subrayan las líneas de crecimiento.

Figura 68. Temperaturas de homogeneización (°C) en granates.

Figura 69. Temperaturas de homogeneización (°C) en carbonatos(a) y cuarzo (b).

Figura 70. Temperaturas de fusión del hielo (°C) acumuladas para cuarzo, carbonato y granates.

Figura 71. Gráfica de %NaCl/Th (°C) para inclusiones subsaturadas en diferentes minerales.

Figura 72. Inclusiones fluidas de la muestra 03-117, corespondiente al PSL. El cristal corresponde a un ojo de cuarzo. Observar la presencia de inclusiones trifásicas con NaCl.

Figura 73. Inclusiones fluidas de la muestra 03-80. Pórfido San Lucas. Se observa un ojo de cuarzo (a) e inclusiones trifásicas con NaCl (b, c y d).

Figura 74. Temperaturas de homogeneización totales (°C) en cuarzo del PSL y del Batolito Las Moras vs No. de medidas.

Figura 75. Inclusiones fluidas de la muestra 03-108 BMNB, arroyo Las Moras. El mineral es cuarzo, se observan inclusiones trifásicas con NaCl e inclusiones bifásicas.

Figura 76. Inclusiones fluidas de la muestra 03-110. Apófisis del BMNB en el Puerto de Morán. El mineral es cuarzo y coexisten inclusiones bifásicas y trifásicas.

Figura 77. Temperaturas de homogeneización acumuladas para cuarzo (°C) y carbonato (a) y para granate + cuarzo + carbonato + epidota (b), para las muestras indicadas.

Figura 78. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) vs presión (bars) en la que se muestran curvas de presión de vapor indicando el porcentaje de NaCl para el sistema H_2O -NaCl. Los números 0, 10, 20, 30 y 40 indican el lugar de los puntos críticos para esas salinidades, tomado de Bodnar (2003).

Figura 79. Diferencias en inclusiones en cuarzo entre el PSL y el Batolito Las Moras. (a) Th/Tfh (Temperatura de homogeneización/Temperatura de fusión del hielo) para inclusiones subsaturadas. (b) Th en fase líquida/Th total (H_2O -NaCl).

Figura 80. Gráfica de T/P (Temperatura/Presión) mostrando isotemperaturas de homogeneización para inclusiones de H_2O -NaCl con salinidades de 40 % NaCl, tomada de Bodnar (2003).

Figura 81. Condiciones de atrapamiento para una inclusión fluida de 40 % NaCl atrapada en el campo de dos fases (líquido+vapor). Ver texto para explicación.

Figura 82. Compilación de valores de $\delta^{34}\text{S}$ de sulfuros en skarn según Bowman (1998), los números corresponden a la fuente original. Simbología: no indicado – pirita, po – pirrotita, sp – esfalerita, gn – galena, cuadros vacíos - sulfuro de roca encajonante, círculo vacío – anhidrita roca encajonante. CDT: Troilita del Cañón del Diablo.

Figura 83. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ para diferentes reservorios naturales. Tomado de Rollinson (1993).

Figura 84. Comportamiento de $\delta^{34}\text{S}_{\text{pi}}$ a las condiciones de temperatura y $\delta^{34}\text{S}_{\text{?S}}$ indicadas en función de $\log f_{\text{O}_2}$ y pH. Las líneas gruesas indican los campos de estabilidad de magnetita (Mag), pirita (Pi), pirrotita (Pt) y hematita (Hem), a $\text{?S} = 0.1$ moles/kg H_2O (continua) y 0.001 moles/kg H_2O (discontinua). Modificado de Rye y Ohmoto (1974).

Figura 85. Diagrama T / XCO_2 indicando rangos de estabilidad de varios conjuntos minerales en zonas de metamorfismo de contacto. (1) y (2) se refieren a las reacciones mencionadas en el texto. Tomado de Meinert (1982).

Figura 86. Diagrama $\log f(\text{O}_2)$ / T a las condiciones indicadas (0.5 kbar y eq. a $\text{XCO}_2 = 0.1$), mostrando equilibrio de fases para el sistema Ca-Fe-Si-O-H-C. Tomado de Bowman (1998).

Figura 87. Diagrama $\log f\text{O}_2$ / T a la presión P y XCO_2 indicados, mostrando rangos de estabilidad de varios conjuntos minerales, remarcar el cambio en la curva del piroxeno a diferentes composiciones de Hd. Tomado de Meinert (1982).

Figura 88. Diagrama $\log f(\text{O}_2)$ / $\log f(\text{S}_2)$ a temperatura y presión indicadas, mostrando el efecto de la composición granate-piroxeno en el sistema Ca-Fe-Si-O-H-S. (Tomado de Bowman, 1998).

Figura 89. Diagrama $\log f(\text{O}_2) / \text{pH}$ a 350°C mostrando campos de estabilidad de sulfuro-óxidos a $m_{\text{ss}} = 0.001$ moles S/Kg H_2O . (Tomado de Bowman, 1998). La línea roja punteada con flecha indica el camino seguido por los fluidos en el caso de La Esperanza. Ver texto para explicación.

Figura 90. Campos de estabilidad de fases de As-Fe-S y andradita en función de $T - f(\text{S}_2)$, tomado de Meinert (1998). La línea roja punteada con flecha indica el camino seguido por los fluidos en el caso de La Esperanza. Ver texto para explicación.

Figura 91. Diagrama $\log f(\text{O}_2) / \text{pH}$ a 350°C mostrando campos de estabilidad de sulfuro-óxidos a $m_{\text{ss}} = 0.001$ moles S/Kg H_2O . Tomado de Bowman (1998).

Figura 92. Secuencia paragenética en los skarns de la Esperanza y condiciones de temperatura y $f(\text{O}_2)$ para el depósito.

Figura 93. Mapa geológico y sección en el área de la mina Todos Santos, modificado de Vázquez y Mancillas (1997). El recuadro indica el área con mayor potencial minero.

Figura 94. Mineralogía metálica de la Mina Todos Santos. (a) Galena que se introduce en esfalerita. (b) Galena que se introduce entre cristales de barita. Esf – Esfalerita, Gal – Galena, Ba – Barita.

Foto 95. Inclusiones fluidas de la muestra 04-20. Mina Todos Santos, observar inclusiones trifásicas acuo-carbonosas.

Foto 96. Inclusiones fluidas de la muestra 04-25. Mina Todos Santos, inclusiones bifásicas acuosas.

Figura 97. Mina Todos Santos. Temperaturas ($^\circ\text{C}$) de homogeneización de inclusiones acuosas y acuo-carbonosas en barita.

Figura 98. Datos isotópicos de O para distintos reservorios naturales según diferentes autores. Tomado de Rollinson (1993).

Figura 99. Diagrama que muestra las características isotópicas de O e H para los diferentes tipos de agua de referencia. LAM – Línea de aguas meteóricas, SMOW – Standard Mean Ocean Water. Modificado de Taylor (1974).

Figura 100. Skarns seleccionados de clase mundial en México. 1. El Jaralito, 2. Palo Verde, 3. La Venada, 4. San Alberto, 5. Nukay, 6. Bermejil, 7. Puertecitos, 8. Buenavista, 10. Bismark, 11. Naica, 12. Santa Eulalia, 13. La Encantada, 14. Sierra Mojada, 15. Reforma, 16. San Francisco del Oro (Granadeña), 17. Velardeña, 18. Concepción del Oro, 19. San Martín, 20. Fresnillo, 21. Charcas, 24. Zimapán, 27. El Tibor, 28. Las Truchas, 30. Cerro Náhuatl.

Figura 101. Composición de granates (a) y piroxenos (b) de algunos skarns según Meinert (1989), modificado. Punteado: skarns típicos de Cu. Blanco: skarns de Au.

Figura 102. Composiciones de granates (a) y piroxenos (b) en algunos skarns de W de Sonora. Datos de Dunn (1980), Peabody (1979) y Richard (1991).

Figura 103. Composición de granates (a) y piroxenos (b) del skarn de Cananea (Buenavista), Sonora, según Meinert (1982), modificado (achurado). Para comparación se ubican los campos de la Esperanza.

Figura 104. Modelo de yacimientos de skarn según Meinert (1988), indicando la posición y la profundidad de formación de algunos depósitos mexicanos.

Tabla I. Características petrográficas resumidas de rocas intrusivas en el área de la Esperanza.

Tabla II. Análisis geoquímicos de roca total en intrusiones del área de estudio. Análisis efectuados en el Centre de Recherches Petrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy, Francia.

Tabla III. Promedio de análisis geoquímicos de las intrusiones estudiadas y otros promedios de rocas adakíticas.

Tabla IV. Fechamientos individuales por U-Pb en zircones por ICP-LA para las muestras 03-107 y 03-11. (Efectuados por Victor Valencia-Gómez, Universidad de Arizona).

Tabla V. Fechamientos individuales por U-Pb en zircones usando SHRIMP para la muestra 03-116. (Efectuado por Alexander Iriondo).

Tabla VI. Análisis por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para diferentes etapas de calentamiento (steap-heating) en feldespato, de rocas intrusivas de la Sierra del Santo Niño. (Efectuados por Alexander Iriondo en el USGS, Denver, Colorado).

Tabla VII. Compilación de edades de rocas laramídicas por diferentes métodos según diferentes autores.

Tabla VIII. Tamaños y leyes de diferentes tipos de skarns según el USGS (2004).

Tabla IX. Características económicas de algunos yacimientos en skarn.

Tabla X. Análisis de los granates de la Esperanza a la microsonda electrónica.

Tabla XI. Análisis de los piroxenos a la microsonda electrónica.

Tabla XII. Composición de las epidotas analizadas a la microsonda electrónica.

Tabla XIII. Composición de los feldespatos de alteración hidrotermal analizados a la microsonda electrónica.

Tabla XIV. Análisis químicos seleccionados para muestras de mineral (“ship sample”) de la Esperanza. Se seleccionaron aquellas cuyos valores en Ni ó Co son superiores a 500 ppm, de una población total de muestras de 85.

Tabla XV. Microanálisis cuantitativos a la microsonda electrónica para la siegeneita de la Esperanza .

Tabla XVI. Datos microtermométricos para muestras de la Esperanza y Todos Santos.

Tabla XVII. Compilación de datos microtermométricos en skarns según varios autores.

Tabla XVIII. Compilación de las características generales de los principales skarns mexicanos. Ver algunas observaciones de forma en la tabla misma

Tabla XIX. Contenidos geoquímicos de Ni-Co en la corteza.

Tabla XX. Localidades reportadas en México con minerales de Ni y Co.

Apéndice A. Petrografía del área de estudio. Apéndice B. Las principales mialericaciones de Ni-Co en el mundo.

Resumen

El estado de Sonora es el principal productor de metales, minerales y rocas industriales en México. Su producción principal es cobre, molibdeno, oro, grafito, barita, wollastonita y caliza para cemento. Los principales tipos de yacimientos son pórfidos cupríferos, skarns de W, Fe y metales base, así como depósitos de oro mesotermales y epitermales. Este trabajo trata sobre la metalogena de los yacimientos en skarn de la Esperanza en Sonora, que contienen elementos como Ni y Co, en proporciones susceptibles de ser explotadas; son de gran importancia por ser metales que nuestro país importa. Los depósitos en cuestión se ubican en la estribación norte de la Sierra Santo Niño (SSN) en Sonora central. La SSN se refiere a un horst que se levanta entre 400 y 1800 m.s.n.m. entre los grabens o semigrabens de los ríos Yaqui y Bacanora. El ambiente geológico de la SSN se caracteriza por un paquete detrítico-carbonatado de rocas paleozoicas que van del Carbonífero al Pérmico, el cual flota como techos colgantes sobre granitoides de edad laramídica que lo intrusionan, o bien se encuentra en contacto tectónico cabalgante sobre rocas volcánicas andesíticas de la Formación Tarahumara del Cretácico superior – Terciario inferior. Depósitos de “mollasse” similares al grupo Báucarit del Terciario y rocas volcánicas asociadas rellenan las fosas tectónicas. Los granitoides, que aquí hemos llamado Batolito las Moras-Novillo-Bacanora (BMNB), se refieren a un batolito complejo muy probablemente de intrusiones múltiples, compuesto de tonalitas-granodioritas-granitos que pueden tener piroxeno o biotita y hornblenda. El Pórfido San Lucas (PSL) es un cuerpo hipabisal a subvolcánico relacionado a la misma actividad magmática del BMNB, tiene una composición monzonítica a sienítica de cuarzo y se relaciona de manera espacial y genética con los skarns de la Esperanza. La geoquímica de elementos mayores indica rangos de valores para el BMNB de SiO₂ 55.1 a 71.1 %, Al₂O₃ 14.8 a 16.9 %, Fe₂O₃, 2.3 a 7.4 %, MgO 0 a 4.8 %, CaO 1.6 a 7.5 %, Na₂O 3.2 a 4.9 % y K₂O 2.1 a 4.0 %, con un comportamiento que muestra descenso sistemático de Al₂O₃, CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂ y P₂O₅ a medida que aumenta el SiO₂. Por otra parte los elementos traza del mismo BMNB presentan correlaciones positivas en Sr/Rb, Sr/Ni y Sr/Cr, lo cual coincide con el grado de evolución de las rocas. Para el PSL los rangos de composición de los principales elementos mayores son de SiO₂ 63.1 a 67.9 %, Al₂O₃ 15.3 a 16.0 %, Fe₂O₃ 1.1 a 4.3 %, MgO 0.0 a 2.0 %, CaO 1.8 a 2.6 %, Na₂O 3.9 a 5.3 % y K₂O 3.9 a 6.8 %; con un empobrecimiento en MgO, TiO₂ y P₂O₅ a medida que se incrementa el SiO₂. El patrón de tierras raras indica un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) y un empobrecimiento constante en tierras raras pesadas (HREE) tanto para el BMNB como para el PSL. Datos isotópicos de Sr y Nd permiten calcular una relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i de 0.7066 y un ¹⁴⁷Nd/¹⁴²Nd_i de -4.6 para el BMNB y una relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i de 0.7070 y ¹⁴⁷Nd/¹⁴²Nd_i de -6.1 para el PSL, así como edades modelo con relación al manto deprimido (TDM) de 1.05 y 0.97 Ga respectivamente. Dichos valores isotópicos son relativamente similares a otros cuerpos granitoides del centro de Sonora y se interpretan como resultado de contaminación cortical. Los datos geocronométricos de U-Pb en zircones y de Ar/Ar en feldespatos sobre rocas representativas del BMNB y del PSL indican un pulso magmático claramente definido hacia 95-89 Ma hasta ahora desconocido en Sonora central, y edades aparentes de recalentamiento que pudieran corresponder a otro pulso magmático hacia 62 Ma. Estas edades también permiten proponer que la edad del cabalgamiento de la plataforma paleozoica sobre rocas andesíticas se llevó a cabo entre 100-95 Ma, dadas las características intrusivas de los granitoides en los conjuntos litológicos mencionados. Las características geoquímicas del BMNB y PSL, principalmente en lo que se refiere al comportamiento de

REE y valores de Y, Sr/Y, Yb_N y $(La/Yb)_N$, permiten ubicar estas rocas en el campo adakítico, originadas a partir de un magma cuya restita contenía granate y hornblenda, con contaminación parcial de la cuña del manto y de corteza continental. Los yacimientos de la Esperanza están formados por varios cuerpos de skarn que se desarrollan en la zona de contacto del PSL con las rocas carbonatadas paleozoicas. Se identifican varios cuerpos pobremente explorados conocidos como: los Rieles, el Barranco, el Tigre, la Reyna y otros. Se calcula la existencia de un potencial de más de 1 millón de toneladas con leyes de 1 gr/ton Au, 1-2 % Cu, 1-2 % Zn, 0.1-0.2 % Ni y 0.1-0.2 % Co. Existe una zoneografía que se define desde la intrusión fresca del PSL hacia la roca encajonante como sigue: zona de intrusión con minerales de retromorfismo (skarn retrógrado) en mayor proporción que skarn (skarn progrado), zona de endoskarn con granate en mayor proporción que piroxeno, zona de exoskarn también con granate en mayor proporción que piroxeno y zona de mármoles con más o menos wollastonita, skarns de reacción, hornfels y cuarcita. La mineralogía del skarn progrado es de granate con piroxeno, mientras que en el retrógrado es de carbonato con cuarzo, clorita, epidota, feldespato y hematita. La composición de los granates es de $Gr_{0-16} Ad_{99-83} Py_{1-6}$ y de $Gr_{41-78} Ad_{58-16} Py_{1-13}$, y la de los piroxenos es diopsídica con $Di_{90-96} Hd_{10-03} Jo_{<1}$. La mineralogía metálica consta de calcopirita, esfalerita, pirita, magnetita y hematita; los valores de Ni y Co se encuentran en el mineral siegenita, que en este caso tiene una composición de $(Ni_{2.05} Fe_{0.19} Co_{0.75})_{2.99} S_{3.97}$. Los estudios microtermométricos indican temperaturas de 700 a 385°C para el skarn progrado y entre 385 y 180°C para el skarn retrógrado que incluye sulfuros y magnetita; la pirita y la siegenita pudieron haberse depositado entre 250 y 300°C y la esfalerita-calcopirita-magnetita entre 300 y 180°C; finalmente, una fase hidrotermal tardía de hematita, con valores metálicos residuales debió formarse a menos de 180°C. En el pórfido San Lucas coexisten fluidos subsaturados y sobresaturados con temperaturas de homogeneización totales de 325 a 348°C, lo cual se interpreta como producto del atrapamiento de un fluido heterogéneo en condiciones de ebullición. Los isótopos de S permiten interpretar un azufre compatible con una firma magmática, las condiciones de $f_{(O_2)}$ van de un $\log f_{(O_2)}$ de -15 a -25 en el skarn progrado a un $\log f_{(O_2)}$ entre -30 a -39 para el retrógrado; mientras que el pH siempre es inferior a 7. El mecanismo de depósito de los metales debió ser producto de un decaimiento en la temperatura y del cambio en las condiciones de oxidación-reducción del fluido, provocados por la ebullición del mismo, a causa de un rompimiento de presión. La Esperanza guarda ciertas similitudes con otros skarns, como los de Cananea, por ejemplo; sin embargo, una diferencia capital de la Esperanza con otros skarns mexicanos es obviamente la presencia de mineralización conteniendo Ni y Co y la relación con un magmatismo hacia 90 Ma, lo cual permitiría considerar a estos yacimientos como los más antiguos de México y de Sonora en su tipo.

Abstract

The state of Sonora is the main producer of metals, minerals and industrial rocks in Mexico. Main production includes copper, molybdenum, gold, graphite, baryte, wollastonite and limestone for cement. Porphyry copper, skarns (W, Fe and base metal), as well as epithermal and mesothermal gold deposits are the main types of ore deposits in Sonora. The present work deals about metallogeny of the La Esperanza skarn deposits in Sonora, which contains Ni and Co in economic ranges. Since Ni and Co are imported metals in Mexico, this study becomes of great importance. La Esperanza is located to the north of Sierra Santo Niño (SSN) in Central Sonora. The SSN is a horst with an altitude between 400 and 1800 m.a.s.l. and it is bordered by the grabens or semigrabens of the Yaqui and Bacanora rivers. The general geology of the SSN is characterized by a detritic-carbonated paleozoic sequence, ranging from Carboniferous to Permian ages. These paleozoic series occurs like roof pendants over intrusive laramidic granitoids, sometimes the paleozoic sediments overthrust the andesitic volcanic rocks of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary Tarahumara Formation. Mollase sedimentary deposits, similar to the Tertiary Báucarit Group, and related volcanic rocks fill up the Yaqui and Bacanora rivers tectonic basins. The granitoid assemblage, named in the present work as the Moras-Novillo-Bacanora Batholith (MNBB), is probably a multiple intrusions complex batholith made of tonalites-granodiorites-granites bearing biotite and hornblende or, sometimes pyroxene. The San Lucas Porphyry (SLP) is a hypabissal or subvolcanic stock related to the magmatic activity of the MNBB; it has monzonitic to quartz sienitic composition and it is genetic and spatially related to the La Esperanza skarns. Major elements geochemistry for the MNBB shows the following ranges: SiO₂ 55.1 to 71.1 %, Al₂O₃ 14.8 to 16.9 %, Fe₂O₃, 2.3 to 7.4 %, MgO 0 to 4.8 %, CaO 1.6 to 7.5 %, Na₂O 3.2 to 4.9 % and K₂O 2.1 to 4.0 %. In Harker diagrams we can observe a systematic depletion for Al₂O₃, CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂ and P₂O₅ with increasing SiO₂. Otherwise, trace elements of the MNBB show positive correlations for Sr/Rb, Sr/Ni and Sr/Cr, according with the differentiation rocks degree. The major elements ranges for the SLP are as follow: SiO₂ 63.1 to 67.9 %, Al₂O₃ 15.3 to 16.0 %, Fe₂O₃ 1.1 to 4.3 %, MgO 0.0 to 2.0 %, CaO 1.8 to 2.6 %, Na₂O 3.9 to 5.3 % and K₂O 3.9 to 6.8 %; the SLP becomes poorer in MgO, TiO₂ and P₂O₅ with increasing SiO₂. The REE pattern indicates enrichment in LREE and depletion in HREE for the MNBB and SLP. Sr and Nd isotopic data let us calculating $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ of 0.7066 and an ϵ_{Nd} of -4.6 for the MNBB and a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ of 0.7070 and ϵ_{Nd} of -6.1 for the SLP; while model ages related to depleted mantle (TDM) are respectively 1.05 and 0.97 Ga. These isotopic data are similar to other granitoids in Central Sonora and are interpreted as a result of continental crust contamination. U-Pb and Ar/Ar geochronologic data on the MNBB and SLP indicate a magmatic pulse trough 95-89 Ma not reported before in Central Sonora; and another magmatic stage trough 62 Ma. These ages let us to propose that paleozoic platform overthrust the andesitic rocks of Tarahumara Formation between 100-95 Ma, since granitoids are intrusive in both sedimentary and volcanic rocks. Geochemistry characteristics of the MNBB and SLP, mainly related to REE behavior and Y, Sr/Y, Yb_N y (La/Yb)_N values, situate these rocks in the adakitic field, originated from magma compatible with garnet-hornblende restite, partially contaminated by continental crust and the mantle edge. The La Esperanza ore bodies are constituted by some skarns, developed on the SLP and paleozoic limestones contact. Rieles, Barranco, El Tigre and La Reyna are the

main identified bodies. Economic exploration is poor, however preliminary resources can be estimated on 1 Mt with 1 Au g/t, 1-2 % Cu, 1-2 % Zn, 0.1-0.2 % Ni and 0.1-0.2 % Co. A mineralogical zoning is evident from the SLP through the hosting limestone as follows: Intrusion zone with retrograde minerals (retrograde skarn) > skarn (prograde skarn); endoskarn zone with garnet > pyroxene; exoskarn zone with garnet > pyroxene and wollastonite marbles, reaction skarns, hornfels and quartzite. The prograde skarn mineralogy is garnet with pyroxene and in the retrograde skarn is carbonate, quartz, clorite, epidote, feldspar and hematite. The garnet composition is $\text{Gr}_{0-16} \text{Ad}_{99-83} \text{Py}_{1-6}$ and $\text{Gr}_{41-78} \text{Ad}_{58-16} \text{Py}_{1-13}$; the pyroxene is diopsidic with $\text{Di}_{90-96} \text{Hd}_{10-03} \text{Jo}_{<1}$. Metallic paragenesis consists of chalcopyrite, sphalerite, pyrite, magnetite and hematite; the Ni and Co values are in siegenite mineral with a $(\text{Ni}_{1.05} \text{Fe}_{0.19} \text{Co}_{0.75})_{2.99} \text{S}_{3.97}$ composition. The microthermometric study indicates temperatures ranging from 700 to 385°C for the prograde skarn and from 385 to 180°C for the retrograde skarn including sulfides and magnetite; pyrite and siegenite could have deposited at 250 to 300°C and sphalerite-chalcopyrite-magnetite at 300 to 180°C; finally, a late hydrothermal stage with hematite and some (Cu-Ni-Co) residual metallic values was developed lower than 180°C. Hydrothermal oversaturated fluids coexists with subsaturated fluids in the SLP, fluid inclusions shows total homogenization temperatures from 325 to 348°C, which is interpreted as an heterogeneous fluid trapped in boiling conditions. The S isotopic data allow interpreting as from a magmatic source; the $f_{(\text{O}_2)}$ features goes from -15 to -25 for prograde stage and from -30 to -39 for the retrograde stage; pH is always lower than 7. The metallic deposit mechanism was product of a temperature drop and, as a consequence, by the changing in the oxidation-reduction fluid conditions. These changes were provoked by a boiling fluid due to a broken lithostatic pressure. La Esperanza have similar features as other skarn deposits in Sonora (including Cananea), but the capital difference with other Mexican skarns is the Ni and Co bearing mineralization. La Esperanza represents the oldest skarn deposits in Mexico because its relation with adakitic magmatism in Central Sonora at 90 Ma.

I. Introducción

A través de la historia México se ha revelado como un gran productor de metales y minerales a nivel mundial, encontrándose dentro de los 10 primeros lugares en producción de plata (3), plomo (5), molibdeno (6), zinc (6), manganeso (8), oro (9), fluorita (2), barita (5), grafito (5) y onceavo lugar en cobre (INEGI, 2005).

A nivel más regional, el estado de Sonora es el principal productor minero en México, siendo el primer lugar nacional en Cu, Mo, Au, grafito, wollastonita y caliza para cemento. Su riqueza minera sólo se compara a su riqueza geológica, ya que se trata de una región donde existen rocas desde el Precámbrico al Reciente. Rocas intrusivas y metamórficas del Precámbrico con edades de 1.6 – 1.7 Ga y de 1.5 – 1.6 Ga han sido fechadas en las regiones de Caborca y Cananea (Anderson y Silver, 1977; 1979). En el centro de Sonora no se han obtenido fechamientos de rocas precámbricas, aunque en la Sierra de Mazatán se conocen gneises que pudieran corresponder al Proterozoico (Menicucci, 1975; Vega-Granillo y Calmus, 2003). Por el contrario, una plataforma que involucra rocas detríticas y carbonatadas, desde el Neoproterozoico hasta el Pérmico ha sido reconocida en diversos lugares de Sonora Central como los cerros Sata-Mogallón, Sierra Chiltepín, Sierra Agua Verde, Sierra de Martínez, Sierra de Santa Teresa, entre otros (Menicucci, 1975; Almazán-Vázquez, 1989; Peiffer-Rangin et al., 1980; Pubellier, 1987; Pubellier et al., 1995; Stewart et al., 1997; 1999). Una serie de cuenca profunda consistente en lutitas carbonosas con graptolites, y horizontes de barita sinsedimentaria de edad Ordovícico al Carbonífero, cabalga la serie la serie de plataforma antes mencionada (Peiffer-Rangin et al., 1980; Poole et al., 1991; Stewart et al., 1997). Las andesitas y rocas asociadas de la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1946), fechada en 90-70 Ma (McDowell et al., 2001), también se distribuyen ampliamente en Sonora Central; dichas rocas constituyen el estratovolcán comagmático en el que se emplazó en parte el Batolito laramide en Sonora de 90 - 40 Ma (Damon et al., 1983; Roldán-Quintana, 2002). La morfología actual en Sonora central queda definida por el sistema de Cuencas y Sierras (“Basin & Range”), asociado a la fase de extensión regional que inició en el Terciario medio (Stewart y Roldán-Quintana, 1994; Gans, 1997), y por abundantes depósitos de rocas volcánicas, volcano-detríticas y sedimentos continentales al interior de las cuencas (Münch, 1993; de la O, 1993).

En relación con los yacimientos minerales, la mayor parte de la producción minera de Cu y Mo en Sonora proviene de yacimientos de tipo pórfido cuprífero en ambiente cordillerano (Pérez-Segura, 1985; Consejo de Recursos Minerales, 1993; Staude y Barton 2001; Valencia-Moreno et al., 2006). El oro procede de depósitos epitermales y mesotermiales (Pérez-Segura, 1993; Pérez-Segura et al., 1996). El tungsteno y la wollastonita se ubican en depósitos en skarn y skarnoides y el grafito en depósitos de contacto con rocas peraluminosas. Sonora no es productor importante de Pb y Zn, aunque algunas reservas importantes se ubican en yacimientos en skarn (Meinert, 1982; Pérez-Segura, 1985; Farfán, 2002).

A pesar de la indudable vocación minera de México, hay, sin embargo, algunos metales de los cuales no sólo nunca se ha reportado producción sino que, según la balanza de pagos, existen importaciones. Este es el caso de metales como el níquel y cobalto, para los cuales durante el año 2004 se importaron cantidades equivalentes a 7.480 y 0.113 millones de dólares respectivamente (Secretaría de Economía, 2006).

No se conocen yacimientos en México (salvo probablemente el Boleo, BCS) en los que algunos de los anteriores elementos pudieran ser recuperables. Las razones son que no se conocen los ambientes geológicos, ni la edad de las rocas típicas de los grandes depósitos que existen en el mundo. A la fecha sólo se conocen 13 localidades en las que se han reportado minerales que contienen Ni y/o Co en su composición. En relación a Sonora, hasta el año 2003 sólo se conocía la localidad de Sara Alicia, ubicada al norte de Alamos, donde se había reportado la presencia de minerales con Co (Pérez-Segura, 1985); por otra parte, en Batopilas, Chihuahua, muy cerca de los límites con Sonora, desde hace mucho tiempo se conoce la existencia de vetas de plata con presencia de arseniuros de Co (Wilkerson et al., 1988).

En el año 2003 se estudiaron varias secciones pulidas procedentes de una zona llamada La Esperanza, en Bacanora, en donde reportamos la existencia de un mineral con Ni y Co en su composición. El hecho se volvió más interesante porque muestreos preliminares de varias zonas mineralizadas revelaban la posibilidad de encontrar zonas económicas con valores de Cu superiores a 1 % y leyes de Ni y Co del orden de 0.1 a 0.3 % para cada

elemento. A sugerencia del suscrito, el entonces Consejo de Recursos Minerales analizó los testigos de muestras de sedimentos de arroyo del área correspondiente a la Hoja Santa Teresa de escala 1:50 000, dentro de la que se encuentra la Esperanza, resultando varias anomalías importantes según un factor estadístico de correspondencia que involucra los elementos Ni-Co-Fe.

Las anteriores razones nos incitaron a proponer este proyecto de investigación, en el cual nos fijamos los siguientes objetivos:

- Caracterizar los depósitos para definir su tipo y tener una idea de su potencialidad a partir de la comparación con información bibliográfica sobre yacimientos de Ni-Co.
- Conocer las características tipológicas del mismo tales como: rocas asociadas, morfología, tamaño, paragénesis mineralógica y metálica, alteración hidrotermal, etc.
- Definir las condiciones de depósito del yacimiento, referente a: temperaturas, presión, condiciones de oxidación-reducción, pH, tipos de fluidos involucrados en el sistema, secuencia paragenética, entre otros.
- Comparación de los depósitos con otros similares en el mundo, en México y en Sonora, tratando de ver similitudes y diferencias.
- Estudiar el magmatismo asociado desde el punto de vista petrográfico, geoquímico y temporal.
- Enmarcar los depósitos dentro del calendario geológico y metalogenético regional.

II. Generalidades

Para efectos descriptivos el área en la que se enmarca nuestro trabajo ocupa la parte sur de la carta Santa Teresa H12D-45 y la parte norte de la carta Bacanora H12-D55 de escala 1:50 000 (INEGI, 1984). Comprende las unidades geomórfológicas de la Sierra Santo Niño y su prolongación al Sur llamada Sierra Batamote y la Sierra Chiltepín al Este (Figura 1). Las dos primeras son bordeadas al Oeste por el valle intermontano del río Yaqui, en tanto que el amplio valle de Bacanora se ubica entre las mismas y la Sierra Chiltepín. Para efectos prácticos en lo sucesivo nos referiremos a las sierras Santo Niño y Batamote únicamente como Sierra Santo Niño. En relación a las provincias geomorfológicas estas sierras se ubican dentro de la provincia de Cuencas y Sierras o “Basin and Range”, que consiste en sierras alargadas separadas por valles intermontanos burdamente paralelos en dirección Norte-Sur.

Desde el punto de vista tectónico la Sierra Santo Niño corresponde a un bloque elevado en forma de “horst”, limitado al oriente y occidente por los grabens o semigrabens de Bacanora (poblados de Santa Teresa y Destacamento) y el Río Yaqui (aguas abajo de la presa El Novillo), respectivamente. La sierra presenta elevaciones entre 400 m al nivel de los valles, hasta 1800 m en los picos más altos. Las partes elevadas de la sierra están constituidas por rocas carbonatadas orientadas según las direcciones de fallas principales N30W y N45W, que limitan las fosas a los lados de la sierra. A mediana elevación existen abundantes granitoides, sobre los cuales “flotan” las rocas sedimentarias como techos colgantes (“roof pendants”). Los yacimientos de la Esperanza se localizan en la estribación oriental de la Sierra Santo Niño.

El área cuenta con muy pocos estudios geológicos, de los cuales la mayor parte corresponden a tesis de licenciatura o maestría relacionadas a temas de cartografía regional básica. Algunos trabajos han sido objeto de publicaciones, entre los trabajos se pueden mencionar los de Stewart et al. (1999), Consejo de Recursos Minerales (1996; 2005), Ochoa-Granillo y Sosa-León (1993), Pubellier (1987), Vega y Araux (1985), Himanga (1977).

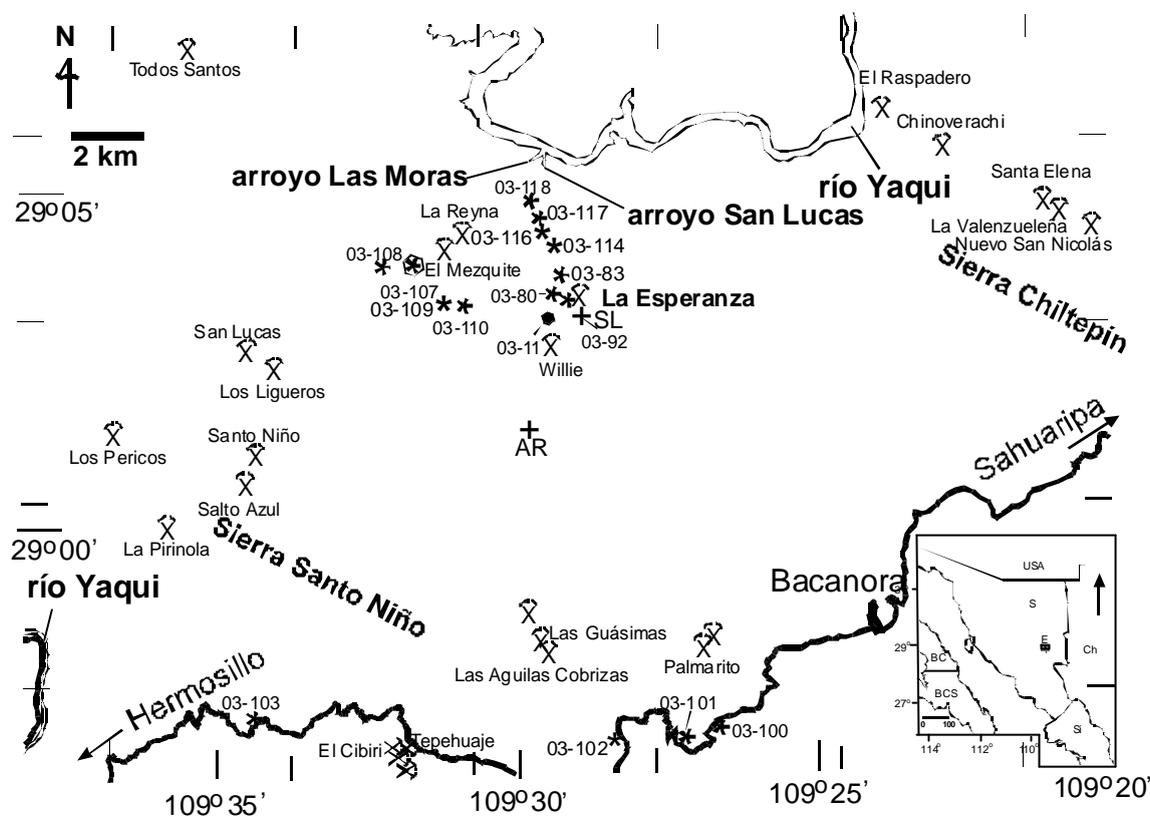


Figura 1. Localización del area de estudio. También se indican las principales zonas mineralizadas y algunas de las muestras estudiadas más importantes. SL Rancho San Lucas, AR Rancho Aguajito.

III Geología regional (ver plano anexo y Figuras 2 y 3)

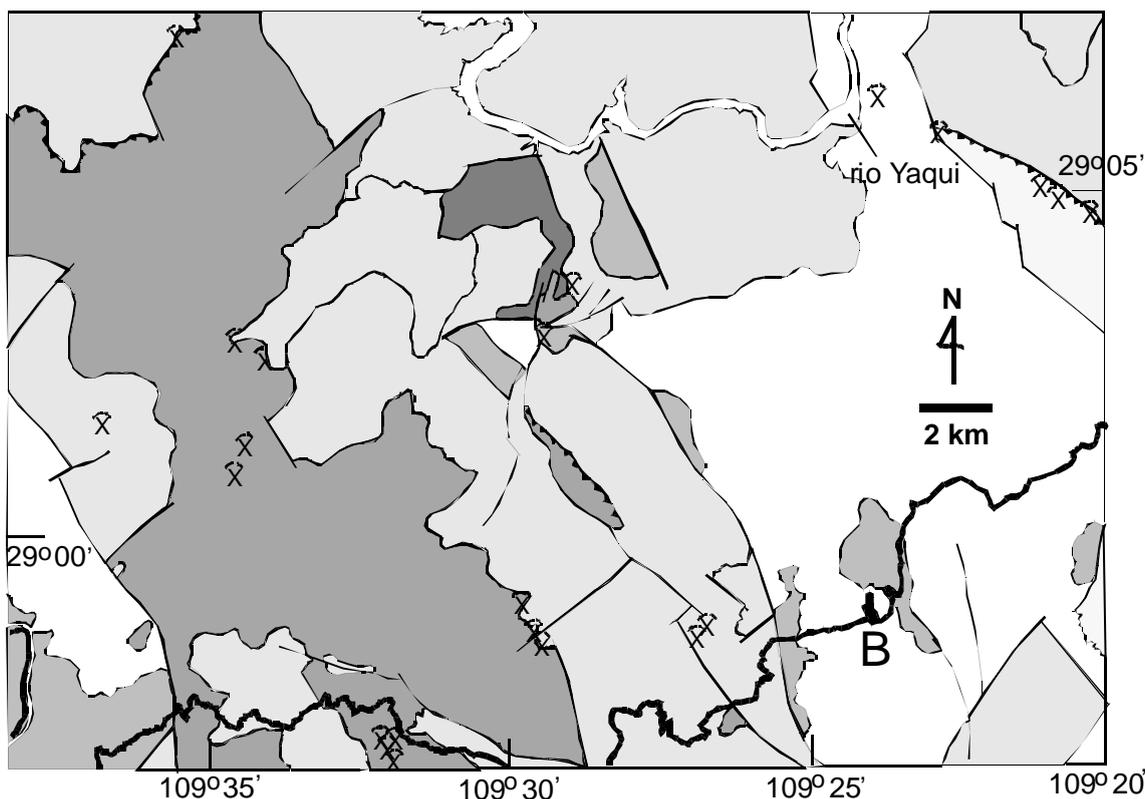
1. Neoproterozoico

Las rocas del Neoproterozoico se observan al Oriente del área, en la parte sur de la Sierra Chiltepín. Fueron descritas por Himanga (1977) como del Cretácico superior y posteriormente interpretadas como del Paleozoico por Pubellier (1987). Fueron cartografiadas en la Hoja Santa Teresa como una serie del Cretácico inferior (Consejo de Recursos Minerales, 1996) probablemente con base a la cartografía de Himanga (1977). Están constituidas por areniscas y calizas en estratos de espesor decimétrico a métrico, afectadas por metamorfismo de contacto. Las rocas se orientan entre N40-60W y se inclinan de 40 a 45° al suroeste. En el corte de la carretera entre Bacanora y Sahuaripa, las rocas del Neoproterozoico son limolitas de tonos café violáceo en plaquetas centimétricas, las cuales son parcialmente explotadas como canteras para piedra laja. El espesor estimado de estas rocas varía según diferentes autores y se consigna entre 1500 y 2000 m (Himanga, 1977; Stewart et al., 1997; 1999). No es posible observar el basamento sobre el que reposa la serie neoproterozoica, ya que en la parte norte de la Sierra Chiltepín se encuentra cabalgando sobre andesitas correlacionables con la Formación Tarahumara y, en la parte sur, sobre rocas carbonatadas y areniscas del Cretácico inferior.

2. Paleozoico

Las rocas del Paleozoico afloran de manera abundante en las partes altas de la Sierra Santo Niño. Se observan claramente sobre el camino de la presa El Novillo a Bacanora y pueden encontrarse a partir de la cota 600 hasta los picos más altos. Se orientan de manera muy variable, pero con una tendencia general de N30-50° W e inclinaciones de 35° a 45° al suroeste en la parte norte, y de 25° a 30° en la parte sur. Todo el conjunto sedimentario yace como grandes techos colgantes, ya sea sobre granitoides del Cretácico superior o cabalgando tectónicamente un conjunto andesítico que precedió a los granitoides, como se observa claramente en la parte norte del área, cerca de la mina Todos Santos. Las rocas paleozoicas se componen de dos grandes grupos: uno correspondiente a un conjunto esencialmente carbonatado y el otro esencialmente detrítico. El primero consta de horizontes métricos a masivos, marmorizados, otros niveles son de capas delgadas de calizas silíceas y arcillosas con minerales de metamorfismo de contacto y fuerte

piritización. Estas rocas han sido llamadas Formación Las Tierras por Araux-Sánchez y Vega-Granillo (1984) y Vega-Granillo y Araux-Sánchez (1985) en la Sierra de la Campanería (parte sur de la Sierra Santo Niño) con un espesor estimado de 990 m y de una edad correspondiente al Misisípico-Pensilvánico (?) según corales encontrados.



1 □ 2 ■ 3 □ 4 □ 5 ■ 6 ■ 7 ■ 8 □ 9 □ 10 X

Figura 2. Mapa geológico generalizado del área de estudio (modificado del Servicio Geológico Mexicano, 1995, 2005), misma área que la Figura 1. Explicación: 1.

Neoproterozoico: Cuarzitas y lutitas, 2. Paleozoico superior (Mississippico-Pérmico inferior): Calizas y cuarzitas. 3. Cretácico inferior-superior: Andesitas y tobas del Complejo Andesítico (Formación Tarahumara), 4. Cretácico superior: Batolito Las Moras-Novillo-Bacanora (BMNB), 5. Cretácico superior: Pórfido San Lucas (PSL), 6. Terciario inferior: Tobas e ignimbritas, 7. Terciario superior: Conglomerados, areniscas y tobas, 8. Terciario superior: Basaltos, andesitas basálticas e ignimbritas, 9. Cabalgadura, 10. Mina antigua o prospecto minero, B. Bacanora.

El segundo grupo se compone de areniscas de cuarzo, limolitas, lutitas y menores calizas que han sido agrupadas en las formaciones Chubisco y Venado (Araux-Sánchez y Vega-Granillo, 1984) y con edades que van del Pensilvánico inferior al Pérmico inferior. A pesar

de que en la Sierra de la Campanería se han calculado espesores de 965 metros para estas formaciones, se considera que en la sierra Santo Niño el espesor es más reducido, probablemente entre 600 y 900 m.

Una serie paleozoica parcialmente correlacionable con las anteriores es la de la sierra de Agua Verde, que se caracteriza por más de 3700 m de rocas de plataforma del Neoproterozoico (?), Cámbrico, Ordovícico inferior, Devónico superior, Misisípico y Pensilvánico inferior y medio (Stewart et al., 1999). Las rocas contienen abundante fauna fósil como corales, gasterópodos, braquiópodos y foraminíferos, pero han sido fechadas en forma sistemática con conodontos (Stewart et al., 1999). También en la Sierra de Agua Verde, Ochoa-Granillo y Sosa-León (1993) llamaron a las mismas rocas Grupo San José del Cámbrico (Formaciones: Puerto Blanco, Proveedora, Buelna y Arrojos) y Grupo Agua Verde (Formaciones llamadas: Boquinete, El Pollo, Santiago, La Joya y Tutunudé) del Ordovícico al Pérmico temprano, correspondientes a más de 1500 m de rocas carbonatadas y detríticas. Las rocas contienen abundantes fósiles de braquiópodos, corales, briozoarios, foraminíferos y fusulínidos.

Otras rocas correlacionables con las de la sierra Santo Niño son las calizas de la Formación El Tigre de Schmidt (1978) y Hewitt (1978) de las sierras Encinal y La Zacatera, las formaciones Picacho Colorado y Vuelta Colorada en el cerro Cobachi (Noll, 1981) y otras series de plataforma como las secciones del Rancho Las Norias, Sierra Santa Teresa, Sierra de Martínez y Sierra de López (Stewart et al., 1997; 1999).

3. Mesozoico

Los afloramientos de rocas del Mesozoico son abundantes y corresponden a dos grandes grupos de rocas:

- Un conjunto volcánico prebatolítico de composición esencialmente andesítica del Cretácico medio - superior correlacionable en parte con la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1946; McDowell et al., 2001).
- Un conjunto intrusivo batolítico de composición granitoide del Cretácico superior – Terciario inferior correlacionable en parte con el Batolito Sonorense (Damon et al., 1981; 1983; Roldán-Quintana, 2002).

3.1. Cretácico-superior: conjunto volcánico prebatolítico: Formación Tarahumara

Esta unidad está representada por grandes afloramientos en la parte central y norte del área, principalmente entre la carretera Novillo-Bacanora y el Río Yaqui (Figura 2). Se trata de rocas de composición andesítica muy ubicuas en Sonora central. Se compone de andesitas masivas verdes, aglomerados andesíticos, tobas andesíticas, areniscas ricas en materiales de origen volcánico y, en algunos lugares al sur del área, niveles de calizas lacustres intercalados hacia la parte superior. Una sección sobre el río Yaqui entre la presa el Novillo y el valle de Bacanora (en la llamada Sierra la Zapatería) muestra rocas volcanodetríticas, andesitas y riolitas con fuerte alteración hidrotermal (Pubellier, 1987). Más específicamente en la hoja Santa Teresa, el complejo se constituye de andesitas, aglomerados, tobas y coladas porfídicas, con un rumbo preferencial N30W e inclinados 26° al NE. En la hoja Bacanora se han descrito tres niveles de la base a la cima consistentes en: andesitas y areniscas a la base, andesitas y tobas ácidas en la parte media y andesitas y tobas riolíticas hacia la cima (Consejo de Recursos Minerales, 2006). Las andesitas, que son las rocas predominantes, son masivas o aglomeráticas, piroclásticas, de texturas microcristalinas o hipocristalinas y pueden contener a veces biotita y hornblenda y en otras ocasiones piroxeno. Las areniscas de composición volcánica (wackas) son sucias, y en ellas predominan los fragmentos de composición intermedia.

Es difícil encontrar rocas frescas en estas unidades, lo más común es observarlas alteradas en mayor o menor medida a un conjunto de clorita - epidota - calcita - cuarzo. También es muy común observar estas rocas de un color muy negro debido a la abundancia de biotita muy fina secundaria, deutérica o hidrotermal. En el área se puede observar fácilmente dichas rocas en contacto por falla con los granitoides, en el tramo del camino entre el Torreoncito y Bacanora. En este lugar se trata de una andesita porfídica en matriz afanítica, que presenta al microscopio una matriz muy “sucias”, debido probablemente a la presencia de feldespato potásico secundario, también hay biotita fina de tonos café castaño producto de neoformación (12 %), al igual que albita muy fina, así como epidota secundaria en agregados microcristalinos. Se estima, por la magnitud de sus afloramientos y una burda actitud general, que puede representar un espesor de unos 1500 m. Estas andesitas se consideran tradicionalmente como comagmáticas con las grandes masas plutónicas que las

intrusionan. Las evidencias del carácter intrusivo de los plutones es la presencia de minerales de metamorfismo de contacto como granates y piroxenos, los cuales se desarrollan en texturas de nidos de abejas sobre las rocas andesíticas y se observan ampliamente en los arroyos el Aguajito, el Mezquite y San Lucas (Figura 3a). Estas zonas metamórficas, que se desarrollan en andesitas, han sido confundidas en ocasiones con protolitos calcáreos en la cartografía de la hoja Santa Teresa hecha por el Consejo de Recursos Minerales (1996). Los contactos de estas rocas con las series paleozoicas son a veces discordantes como al norte de la zona mineralizada las Aguilas Cobrizas, pero también hay contactos cabalgantes de la plataforma paleozoica sobre el conjunto andesítico, como en la mina Todos Santos y en la zona al oriente del arroyo Aguajito (plano anexo y Figura 2). Los contactos intrusivos con los granitoides, están también afectados a menudo por fallas normales, como es evidente en el rancho el Torreoncito.

Estas rocas se correlacionan con la llamada Formación Tarahumara definida primero por Wilson y Rocha (1946) en el Cañón del Obispo (inmediaciones del poblado de Tónichi). Este conjunto volcánico ha sido llamado recientemente por Roldán-Quintana (2002): Arco volcánico Tarahumara.

Las rocas de la Formación Tarahumara en el centro de Sonora (zona del Río Yaqui) en general se orientan N20 – 40° W, con inclinaciones de 20° a 40° al NE. Consisten de más de 1000 metros de tobas andesíticas, dacíticas y tobas riolíticas fechadas por U-Pb en zircones en 90-70 Ma (Mc Dowell et al., 2001). Localmente hay calizas y areniscas lacustres sobre las que Cevallos-Ferriz (1999) ha identificado fósiles consistentes en raíces de palmeras. Otras edades K-Ar reportadas por Mc Dowell y Roldán-Quintana (1993) dan fechas más jóvenes, por ejemplo en tobas riolíticas se reportan 55.3 Ma (biotita) y 53.6 (feldespato), mientras que en una dacita porfídica se reportan 62.5 Ma (feldespato). En el Río Yaqui las rocas volcánicas más viejas son flujos de andesita de 63.6 ± 1.5 Ma (Mc Dowell et al., 1997). Es probable que estas últimas tengan más relación con un fenómeno de alteración hidrotermal muy extenso que afecta a estas rocas que incluye minerales como: biotita, cuarzo, clorita, epidota, calcita, sulfuros.

Algunos zircones heredados en rocas intermedias de la Formación Tarahumara dan edades de 1300-1200 Ma, los cuales se relacionan a las rocas precámbricas del basamento más cercano (Mc Dowell et al., 2001).

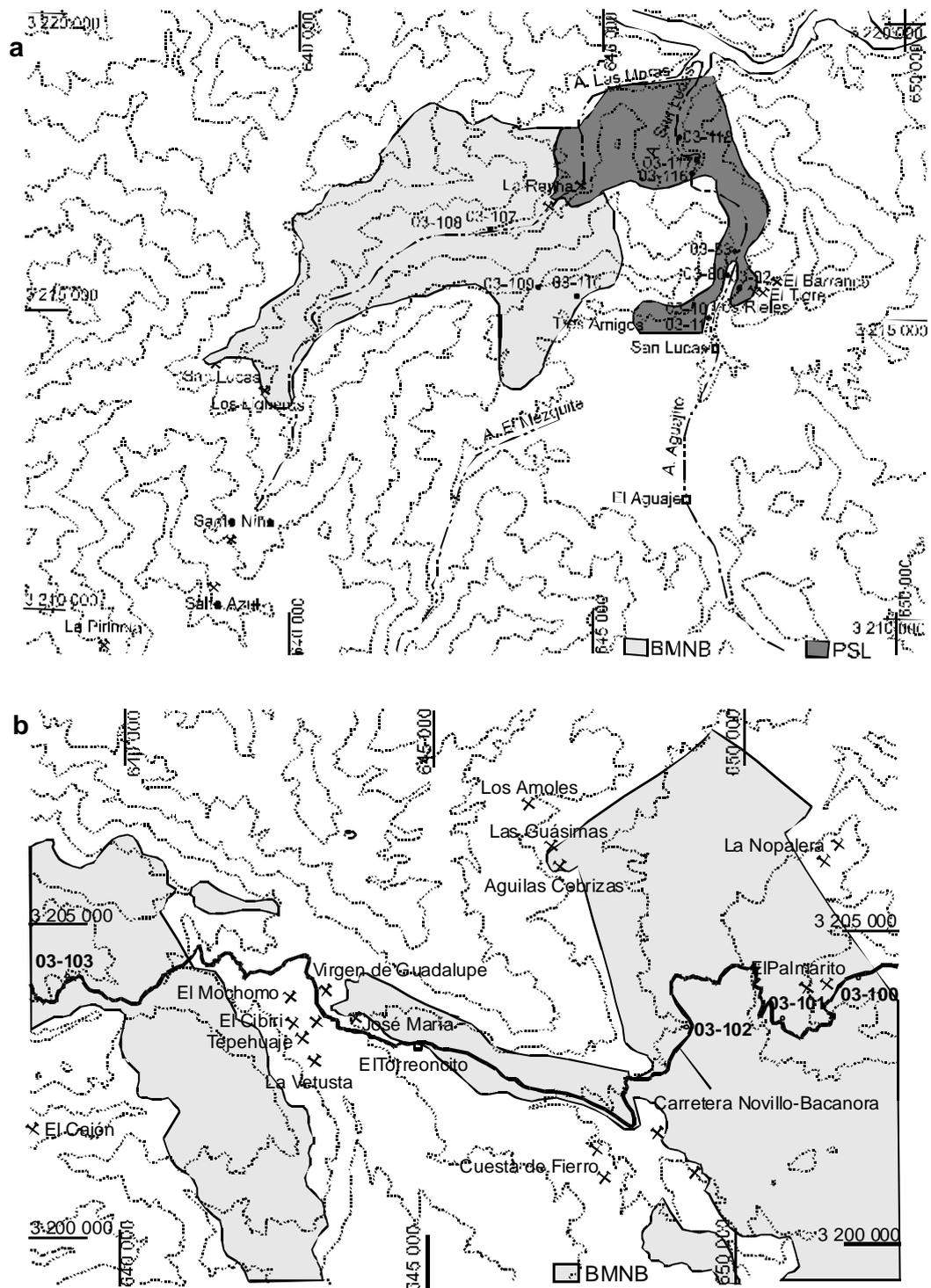


Figura 3. (a). Plano general de la parte norte del área indicando los principales rasgos geográficos, las principales minas y la ubicación de algunas muestras importantes. (b). Plano general de la parte sur del área indicando los principales rasgos geográficos, las principales minas y la ubicación de algunas muestras importantes.

Las rocas de la Formación Tarahumara también se han correlacionado en parte con el llamado Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental que tiene una edad de 52 a 68 Ma (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Mauger, 1994). En la misma Sierra Madre Occidental estas rocas están cubiertas por el Complejo Volcánico Superior de 38 a 28 Ma (McDowell y Keizer, 1977).

No existen edades de este complejo andesítico en el área de estudio, sin embargo, una muestra de andesita alterada, de localidad no especificada, sobre la sección del río Yaqui entre el Novillo y el valle de Bacanora fechada por K/Ar arrojó una edad de 65.8 ± 3.3 Ma (Pubellier, 1987). Esta edad puede deberse a un recalentamiento hidrotermal ya que edades obtenidas en granitoides (ver más adelante) cercanas a 90 Ma, obligan a inferir una edad para el complejo andesítico más antigua que 90 Ma, tomando en cuenta las relaciones intrusivas de los granitoides con las andesitas. Este aspecto es sumamente importante puesto que definiría las edades más viejas para la Formación Tarahumara en el centro de Sonora. Una problemática más extensa sobre la edad de la Formación Tarahumara es abordada posteriormente.

3.2. Cretácico superior-Terciario inferior: El Batolito las Moras – Novillo – Bacanora (BMNB)

3.2.1. Localización

Este conjunto batolítico aflora de manera abundante en la región estudiada. Se identifican 4 zonas principales de afloramiento:

+ Un cuerpo intrusivo cartografiado por el Consejo de Recursos Minerales (1996) como Monzonita del Terciario inferior que aflora sobre más de 20 km² en las inmediaciones del arroyo Las Moras o la Reyna, el cual intrusiona por igual las rocas calcáreas paleozoicas, así como las andesitas masivas de la Formación Tarahumara (Figura 2 y 3a).

+ Una franja orientada N45W sobre la ladera Oeste de la Sierra Santo Niño, entre esta sierra y la presa El Novillo. Aflora sobre más de 20 km² y fue cartografiada por el Consejo de Recursos Minerales (1996) como granodiorita del Terciario inferior (Figura 3b).

+ Sobre la Sierra Santo Niño aflora un cinturón de granitoides orientado N40W, el cual se prolonga a una gran masa batolítica hacia el Sur, en la Sierra de la Campanería. Han sido cartografiados por el Consejo de Recursos Minerales (2006) como granito-granodiorita del Cretácico Superior-Terciario inferior. Estos cuerpos intrusionan rocas carbonatadas y, a veces, grandes masas calcáreas quedan como techos colgantes sobre el granito. En la parte suroccidental de la Sierra la Campanería, el graben del río Yaqui está en contacto directo por falla con los granitos (Figuras 2 y 3b).

+ Sobre la carretera Novillo-Bacanora afloran grandes masas de granitos cartografiados de la misma manera en contactos frecuentes fallados con las rocas paleozoicas y con las andesitas prebatolíticas (Figuras 2 y 3b).

3.2.2. Petrografía

Las rocas batolíticas corresponden a un conjunto intrusivo complejo de facies petrográficas variables por diferenciación magmática y probablemente formado de intrusiones múltiples. Son principalmente facies granodioríticas, con variaciones a tonalitas, monzonitas y granitos sensu-stricto (Figuras 4a y b). Es común que se encuentren intrusionadas por diques de espesores centimétricos a métricos pegmatíticos, aplíticos y de rocas básicas o lamprófidos.

Las características petrográficas más importantes se pueden ver en la Tabla I.

En la zona las Moras se reconocen dos grandes facies petrográficas: unas que contienen piroxeno + biotita y otras que contienen hornblenda y biotita. No se observan bien los contactos en el campo pero parecen ser transicionales.

La facies con piroxeno + biotita es fanerítica de grano grueso a fino, casi siempre hipidiomórfica en lámina delgada (Figura 5). La talla de los cristales varía de 0.5 a 3 mm. La composición de la roca, según su mineralogía, varía de una tonalita de piroxeno + biotita a un sienogranito de piroxeno. La mineralogía global se compone de cuarzo (5 a 10 %), feldespato potásico (5 a 56 %), plagioclasa (10 a 55 %), piroxeno (15 a 20 %), biotita (0 a 4 %) y minerales opacos (3 a 10%). Los minerales accesorios son apatito, esfena y zircón. El cuarzo siempre es intersticial, en ocasiones en texturas mirmequíticas con feldespatos. El feldespato potásico es ortoclasa, a menudo con macla de Carlsbad en cristales mayores,

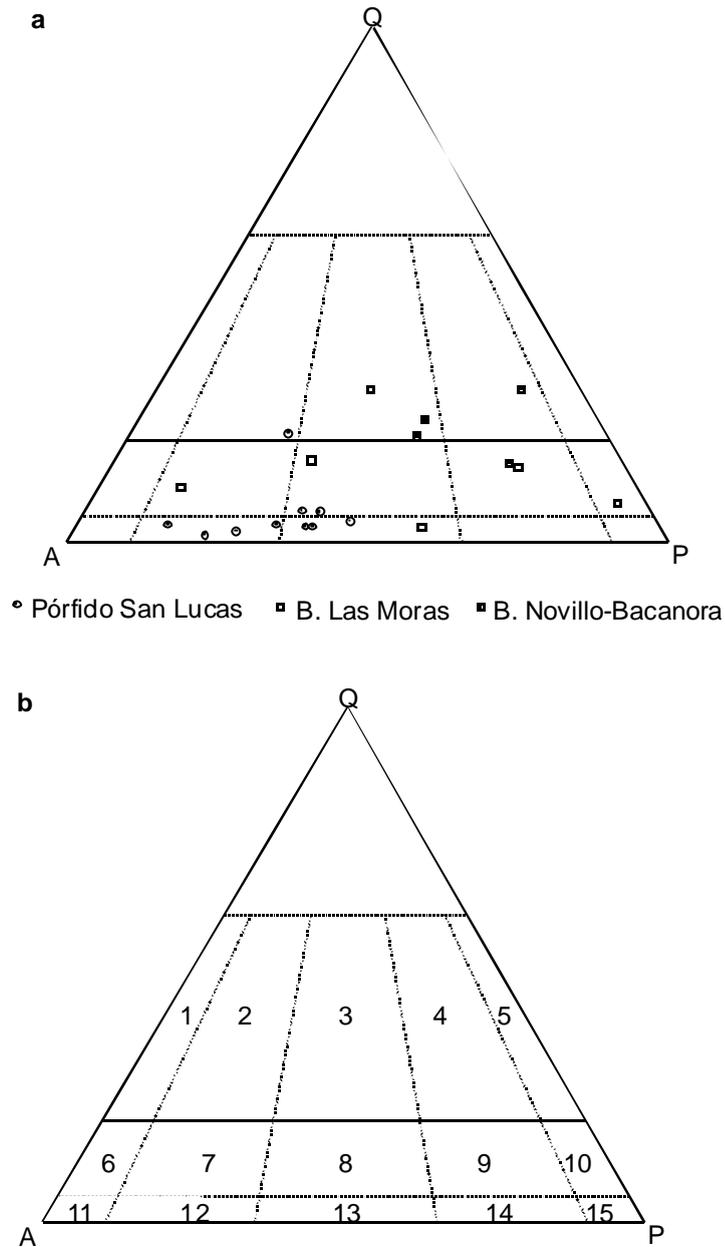


Figura 4.(a). Composición modal estimada de las rocas intrusivas estudiadas en la Sierra Santo Niño. Q: Cuarzo, P: Plagioclasa, F: Feldespato potásico. Las rocas del BMNB caen principalmente en la composición de: monzogranito, granodiorita, monzonita de cuarzo y monzodiorita de cuarzo. Las rocas del PSL caen en el campo de: sienita, monzonita y monzonita de cuarzo.(b). Clasificación modal de las rocas intrusivas según recomendación del IUGS de Le Maitre, 1989. 1. Granito de feldespato alcalino, 2. Sienogranito, 3. Monzogranito, 4. Granodiorita, 5. Tonalita, 6. Sienita de cuarzo-feldespato alcalino, 7. Sienita de cuarzo, 8. Monzonita de cuarzo, 9. Monzodiorita de cuarzo, 10. Diorita de cuarzo, 11. Sienita de feldespato alcalino, 12. Sienita, 13. Monzonita, 14. Monzodiorita, 15. Diorita.

pero comúnmente en la matriz de la roca, de carácter tardío. Las plagioclasas presentan macla polisintética y son fuertemente zonales en las facies más tonalíticas, su composición es An_{30-32} . El piroxeno es probablemente augita y la biotita es de tonos muy cafés y muy pleocroica en LN, a veces con inclusiones de apatito y piroxeno. Hay trazas de alteración selectiva consistente en sericita en las plagioclasas y actinolita en los piroxenos.



Figura 5. Muestra 03-107 BMNB en el área Las Moras: tonalita de piroxeno.

La facies con hornblenda y biotita varían de monzodiorita a monzonita de cuarzo. Las texturas son faneríticas con una talla de grano de 0.2 a 3 mm. Presentan cuarzo (3 a 25 %), feldespato potásico (30 a 35 %), plagioclasa (30 a 50 %), hornblenda (5 a 10 %), biotita (3 a 5 %). Los minerales accesorios son apatito, esfena y zircón. El cuarzo es intersticial. El FK en general es ortoclasa y a veces microclina. La plagioclasa es siempre maclada, con una composición de An_{28-34} . La hornblenda casi siempre está alterada a actinolita fibrosa. Otros minerales de alteración en muy baja proporción son sericita y epidota. Por otra parte, sobre la carretera Novillo-Bacanora el complejo intrusivo presenta composiciones de granodioritas a monzogranitos, con variaciones de facies a microgranodioritas (Figuras 6 y 7). Van de grano grueso a fino con un tamaño de grano entre 0.2 y 0.5 mm y entre 0.5 y 1 mm, característica de cuerpos plutónicos. Las texturas

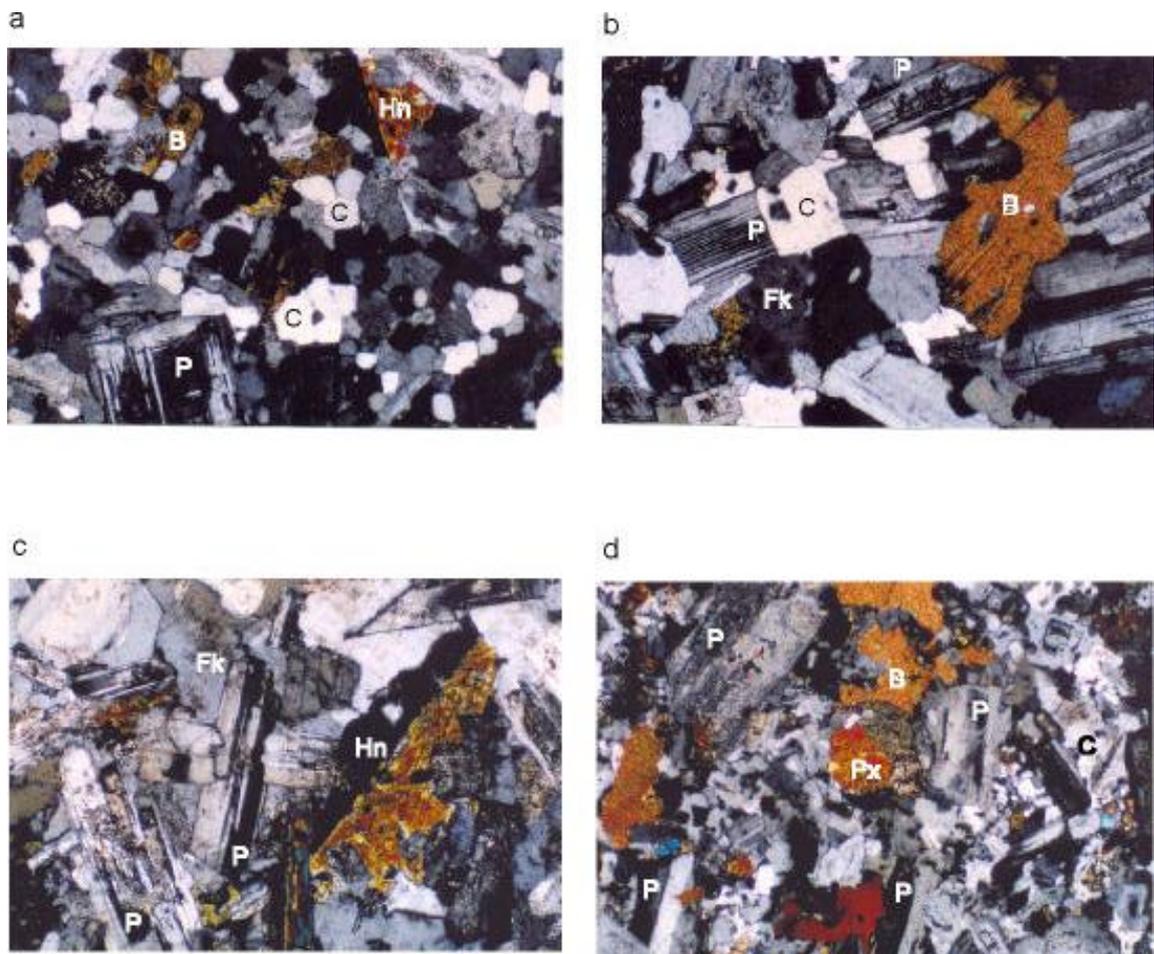


Figura 6. (a) Muestra 03-100 (b) Muestra 03-102. (c) Muestra 03-101. (d) 03-104. Las 4 corresponden al BMNB en el área Novillo-Bacanora. C. Cuarzo, P. Plagioclasa, Fk. Feldespato potásico, B. Biotita, Hn. Hornblenda, Px. Piroxeno. 5 X LP.

son holocristalinas hipidiomórficas, con cuarzo esencial (12 a 30 %), feldespato potásico de tipo ortoclasa (10 a 45%), a menudo anedral y perítico, plagioclasa (30 a 60 %) con maclado polisintético y desarrollo zonal frecuente, su composición es oligoclasa-andesina (An_{24-34}) y en ocasiones se altera parcialmente a sericita. Los minerales ferromagnesianos presentes son biotita (1 a 10 %) de tonos castaños y muy probable composición ferrífera, con inclusiones de zircón y a menudo alterada a clorita, esfena, opacos; hay también hornblenda (3 a 7 %) en ocasiones transformada a actinolita. Algunos cristales de esfena, apatito y minerales opacos, complementan la mineralogía accesorio.

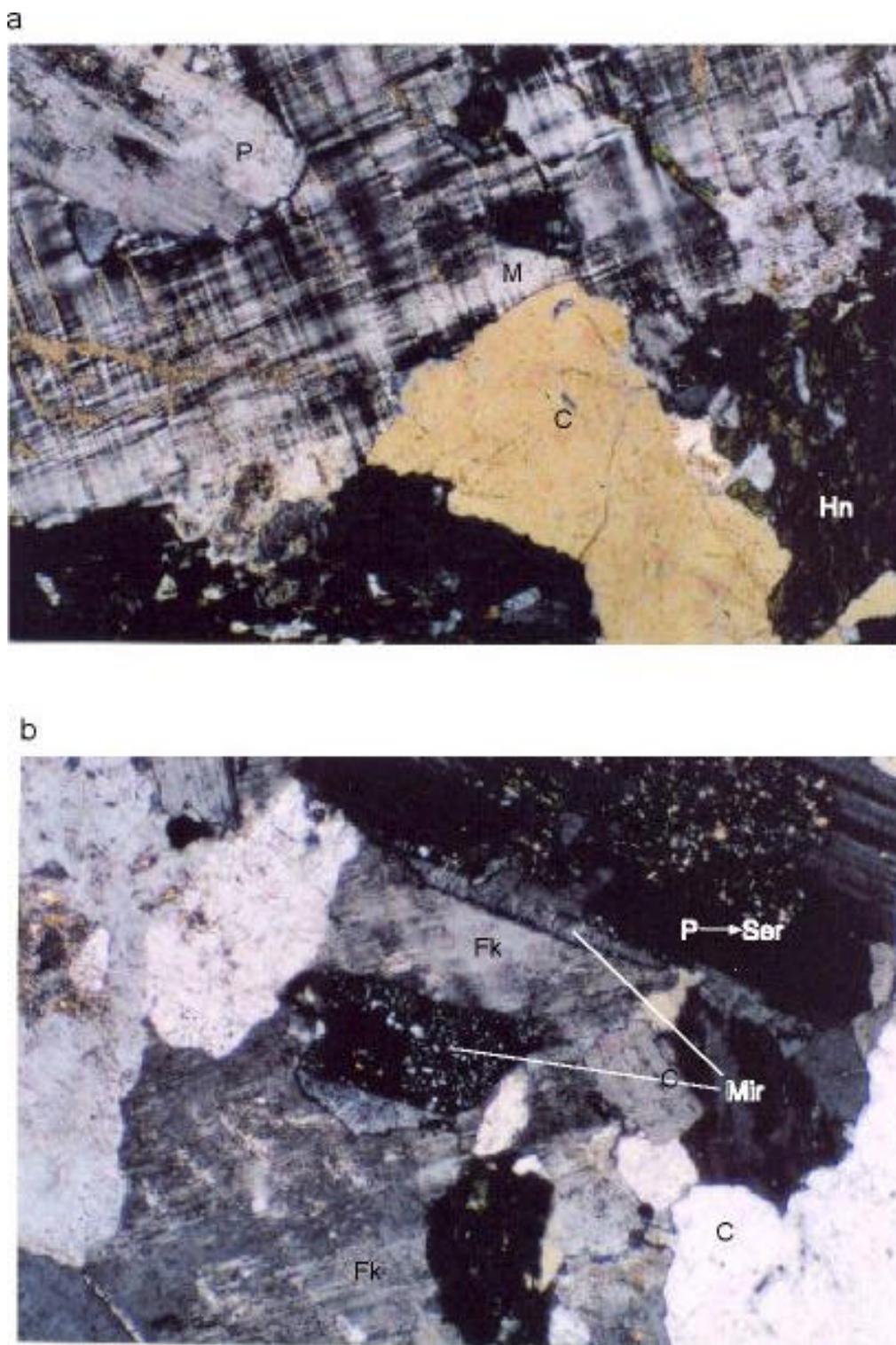


Figura 7. Muestra 03-103 (a) y (b) BMNB en el área Novillo – Bacanora. C. Cuarzo, P. Plagioclasa, M. Microclina, Hn. Hornblenda, Fk. Feldespato potásico, Mir. Mirmequitas, Ser. Sericita.

3.2.3. Edades

Las rocas del complejo intrusivo batolítico parecen correlacionarse a primera vista con numerosos afloramientos de granitoides en Sonora (Figura 8) como los de la Sierra de la Campanería (Vega y Araux, 1985), los de la Sierra de Aconchi (Roldán-Quintana, 1991), los de la Sierra de la Madera (Roldán-Quintana, 1994) o los que afloran en Hermosillo y en Sonora central (Valencia-Moreno et al., 2001). Todas estas rocas intrusivas forman parte de los que se ha dado en llamar Batolito Larámide de Sonora o Batolito Sonorense (Figura 8), el cual se constituye de un conjunto de rocas intrusivas del período 90-40 Ma esparcido en diferentes partes del territorio sonorense (Damon et al., 1983). Las edades K/Ar en biotita y hornblenda más frecuentes para estas rocas van de 65 a 55 Ma (Clark et al., 1979; Damon et al., 1981; Damon et al., 1983 a y b). Algunas edades K/Ar reportadas por Mc Dowell (in Roldán-Quintana, 2002) en biotitas y hornblendas de granodioritas y cuarzodioritas de Suaqui Grande, Tecoripa y San Javier dan entre 65.1 y 55.1 Ma. Se conoce que las edades K/Ar son en promedio 10 Ma más jóvenes en biotita que en hornblenda, lo cual tiene que ver con la temperatura de bloqueo de cada mineral y se interpreta como resultado de un enfriamiento lento al seno del batolito (Damon, 1986; Mead et al., 1988). Las rocas intrusivas en realidad son prácticamente penecontemporáneas con rocas volcánicas de edades similares a las cuales intrusionan (Damon, 1986), como las referentes a la Formación Tarahumara. Temporalmente el complejo se emplaza durante un evento Laramide más global que incluye el suroeste de los Estados Unidos (Coney y Reynolds, 1977; Damon et al., 1981).

Relativamente cerca del área de trabajo se han reportado dos edades previas para rocas intrusivas, ambas por K/Ar, pero sin una localización bien precisa (Pubellier, 1987); para una de ellas, en el núcleo de la Sierra Chiltepín se reporta 63.6 ± 3.2 Ma; mientras que para la otra, referida sólo sobre la carretera Novillo-Bacanora, se reporta 51.1 ± 2.6 Ma.

Nuevos datos obtenidos en este trabajo utilizando el método de U/Pb en zircones, que se discuten posteriormente, dan edades de cristalización que indican que el emplazamiento de al menos una parte del complejo se dio hacia los 90 Ma; pero se han obtenido edades de recalentamiento por Ar/Ar entre 66 y 50 Ma. Esto será discutido posteriormente pero, en principio revela que es necesaria una revisión de las edades conocidas hasta ahora y también la obtención de nuevos datos para una propuesta geodinámica más adecuada.

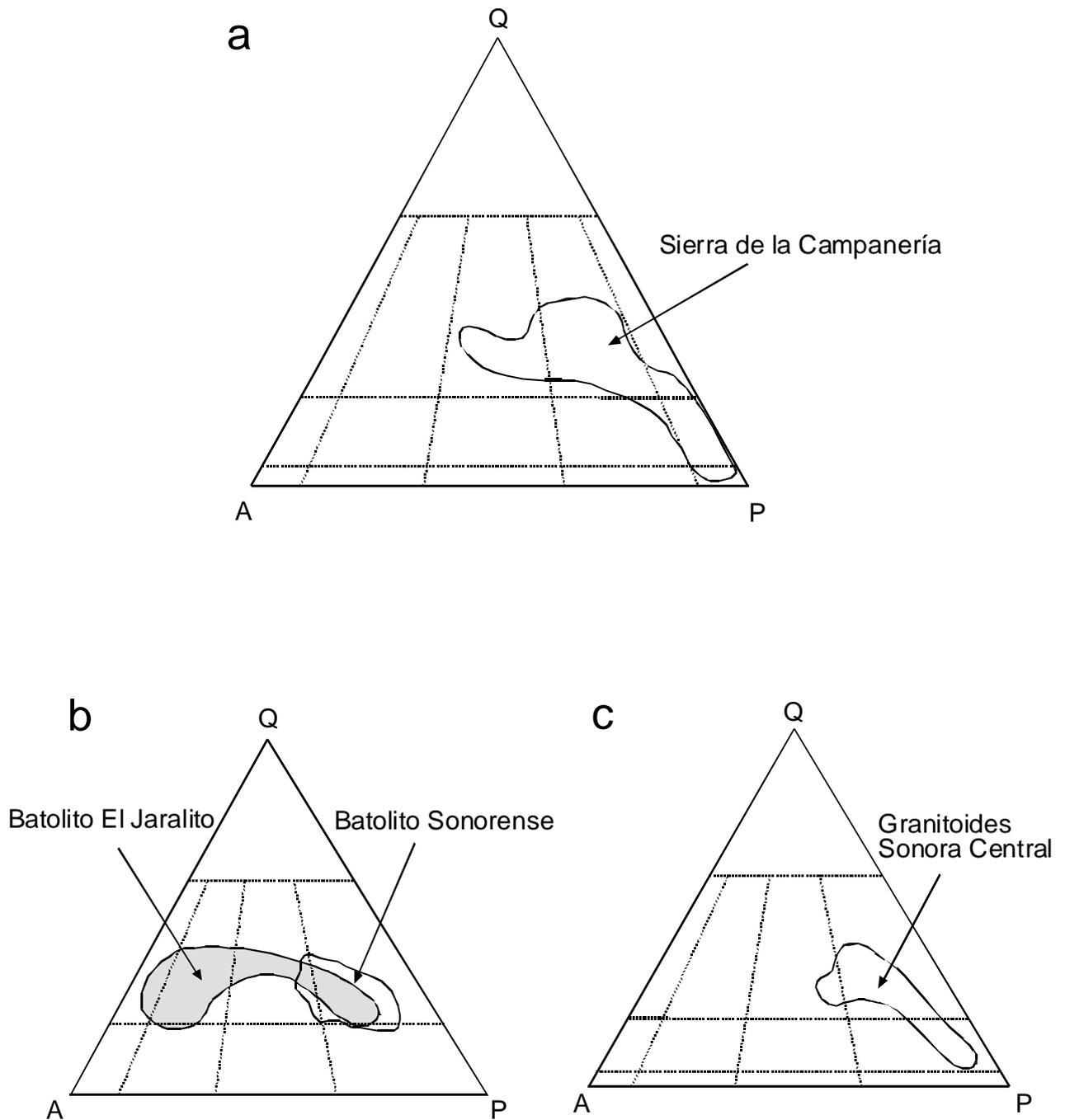


Figura 8. Composición modal de algunos granitoides de Sonora. (a) Sierra de la Campanería (Richard, 1991); (b) Batolito El Jaralito (Roldán-Quintana, 1991), Batolito Sonorense (Damon et al., 1983); (c) Granitoides de Sonora Central (Valencia-Moreno et al., 2001).

3.3. Cretácico superior-Terciario inferior: El Pórfido San Lucas (PSL)

Con este nombre genérico estamos llamando a un cuerpo ígneo hipabisal porfídico que aflora sobre una superficie de unos 5 km², muy bien observable en el arroyo San Lucas, (Figuras 2 y 3a). Este cuerpo se encuentra en parte metamorfizado y tiene una relación espacial con los cuerpos de skarn que contienen la mineralización de interés económico. Intrusiona tanto el conjunto volcánico laramídico, como las rocas sedimentarias paleozoicas (Figura 9). Presenta una aureola importante de metamorfismo de contacto que afecta a las rocas invadidas y también al cuerpo intrusivo mismo. Cerca del contacto con el conjunto sedimentario no es fácil encontrar rocas frescas puesto que la mayor parte presentan huellas de metamorfismo.



Figura 9. Pórfido San Lucas intrusionando las principales unidades en el área. También se muestran los prospectos mineros más importantes. Observar contacto cabalgante entre las calizas paleozoicas y las andesitas del Cretácico superior. Foto desde el cerro Felipillo viendo hacia el oriente.

Las facies menos metamorfizadas se ubican al norte de la latitud 3217 000. En afloramiento estas rocas son masivas, sin estructura observable, de textura porfídica en una pasta feldespática rosada de grano muy fino a menudo fluidal (Figura10).



Figura 10. PSL mostrando textura de flujo, existe metasomatismo desarrollando skarn.

Al microscopio se clasifican como pórfidos de monzonita a monzonita de cuarzo. Se considera que la composición feldespática de la matriz es más bien potásica, aún cuando los fenocristales que se observan abundantemente son principalmente de plagioclasas. Las Figuras 11 y 12 muestran las características texturales y mineralógicas de estas rocas. Según la ubicación en el triángulo modal QAP (Figura 4a) estas rocas caen en el campo de las sienitas-monzonitas, debido a que sólo consideramos la existencia de cuarzo como fenocristales y toda la matriz como feldespato potásico. La textura es siempre porfídica con fenocristales de plagioclasas hasta en un 50 % (en general de 20 a 50 %), mientras que la mesostásis de la roca es de grano muy fino (inferior a 0.1 mm), felsítica, de feldespato no identificable, en agregados xenomorfos y, en varias muestras, se advierte una clara

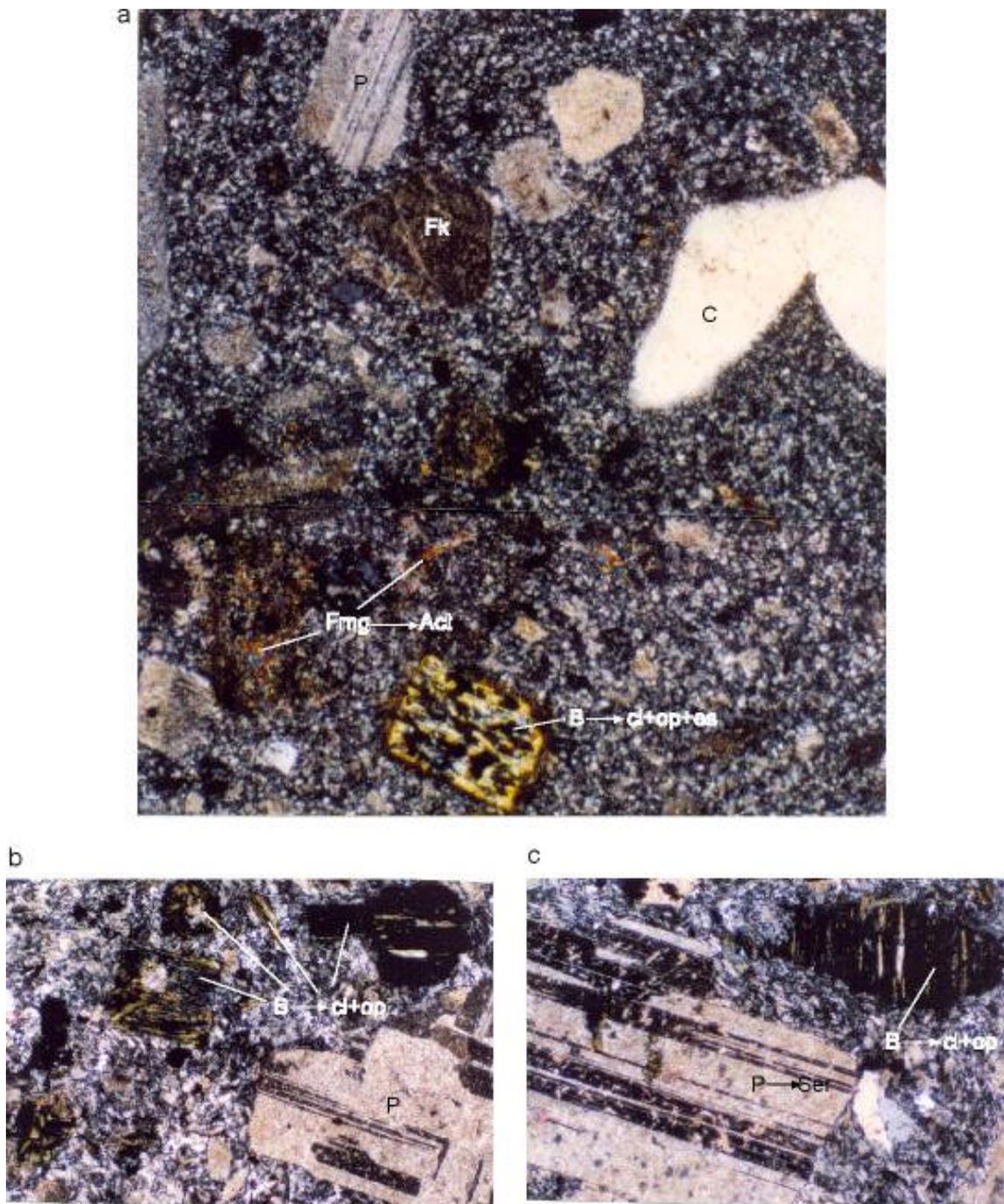


Figura 11. PSL, (a) Muestra 03-80, (b) y (c) Muestra 03-83. Observar fenocristales en mesostásis de grano fino felsítica (P – Plagioclasa, FK – Feldespato potásico, C – Cuarzo, P \rightarrow Ser – Plagioclasa transformada a sericita, B \rightarrow Cl + op. – Biotita alterada a clorita + opacos. 5 X LP.

textura microlítica fluidal la cual pudiera deberse, ya sea al efecto producido en el borde de enfriamiento con las rocas invadidas, o bien a la naturaleza volcánica de la roca afectada por la propia intrusión (Figuras 10 y 13). Después del estudio de numerosas muestras se observa que esta textura es más bien una característica común, por lo que se considera simplemente resultado de una intrusión a un nivel somero de emplazamiento, con consiguiente enfriamiento rápido. Los fenocristales son principalmente de plagioclasas (20-40 %), son de un tamaño entre 0.5 y 5 mm, como tabletas euedrales, alargadas, con maclado polisintético y una composición de oligoclasa-andesina, según medidas de ángulos de extinción sobre secciones perpendiculares a 010. En ocasiones hay leve alteración de las plagioclasas a sericita muy fina. Otros fenocristales presentes los constituyen ojos de cuarzo (2-7 %), como cristales pequeños de 0.5 a 1 mm, a veces tienen tendencia bipiramidal, son corroídos, se observa con frecuencia en estos cuarzos magmáticos la presencia de inclusiones fluidas trifásicas con $H_2O_L-H_2O_V-NaCl$. Eventualmente hay fenocristales de feldespato potásico-ortoclasa con macla de Carlsbad, pero su porcentaje no rebasa 5 %. Los minerales ferromagnesianos son constantes, en general constituyen menos de 10 % y son de hornblenda y biotita. Es muy frecuente la alteración de los ferromagnesianos a clorita (peninita), epidota, opacos, carbonato. También es común observar que la hornblenda está transformada a actinolita. Cada uno de los minerales de alteración está presente en menos de 3 %, salvo la clorita (hasta 5 %). Algo que es muy frecuente observar es la relativa abundancia de apatito (hasta 1 %) como cristales euedrales aislados, diseminados en la matriz. Como se mencionaba, la mesostásis de la roca, que puede llegar hasta un 50 % en volumen, es de una pasta sumamente fina, felsítica, cuya composición no se puede reconocer al microscopio (Figuras 11, 12 y 13). No se hicieron tinciones para identificar la composición real de la matriz, pero datos de geoquímica, nos han permitido confirmar la sospecha de que esta matriz se compone principalmente de feldespato potásico.

Una de las muestras estudiadas, de características petrográficas muy similares a las descritas, presenta, sin embargo, piroxena (probable augita) en proporción de 15 % (Figura 12). Sus características indican que se trata de un mineral primario, ya que además se encuentra transformado a actinolita, opacos y biotita. Es probable la existencia de otras facies petrográficas, en el pórfido de hornblenda-biotita.

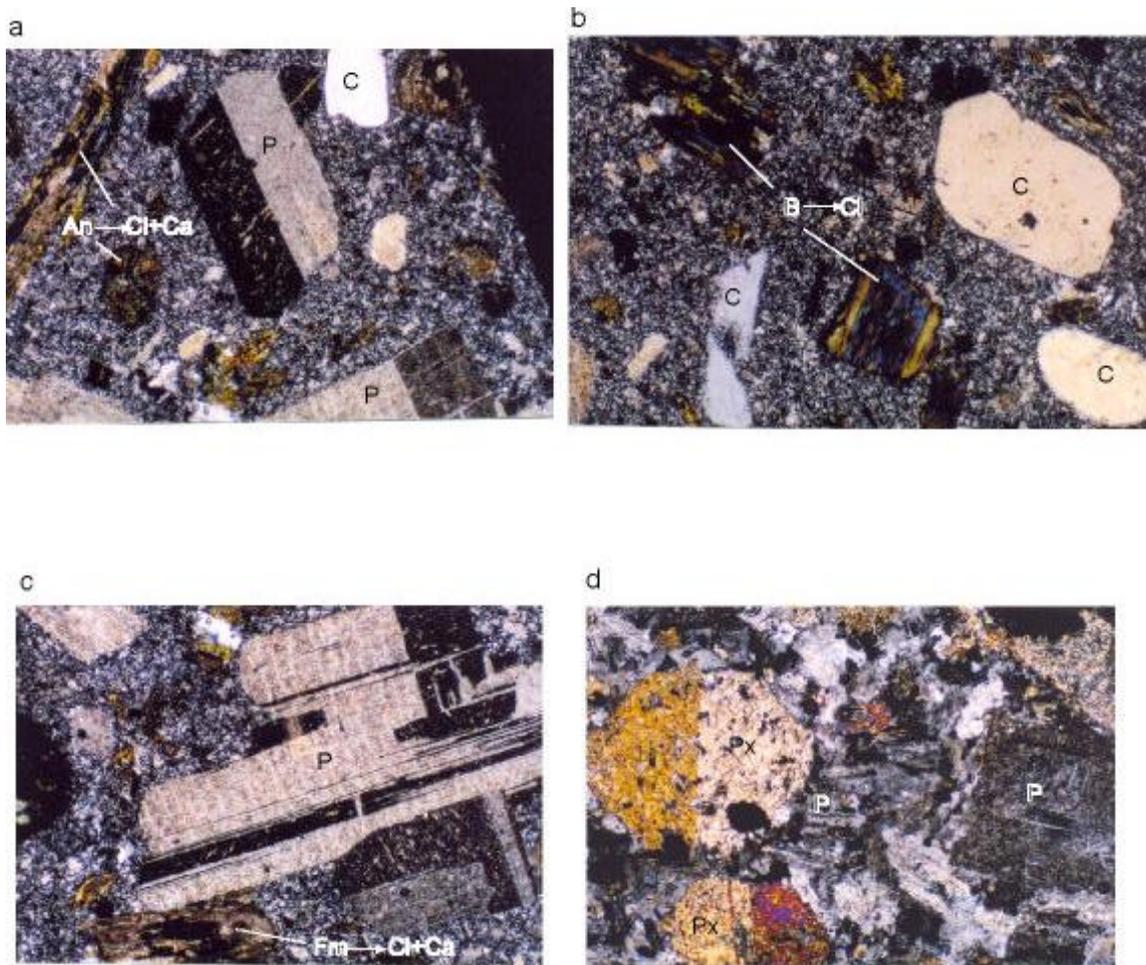


Figura 12. PSL, (a), (b) y (c) Muestra 03-116. (d) Facies de piroxeno de la misma unidad. (P - Plagioclasa, C - Cuarzo, Px - Piroxeno, An \rightarrow Cl+Ca - Anfíbol transformado a clorita + calcita, B \rightarrow Cl - Biotita transformada a clorita, Fm \rightarrow Cl+Ca - Biotita transformada a clorita + calcita. 5 X LP.

Las características texturales de estas rocas indican un nivel de emplazamiento en condiciones hipabisales a subvolcánicas.

Los datos de geoquímica de roca total indican en efecto álcalis globales ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) superiores a 8 % y un valor medio en SiO_2 cercano a 65 %. La correlación de estos cuerpos se puede hacer con otros pórfidos laramídicos, muchos de ellos vinculados con mineralizaciones de diferente tipo y que en general son intrusivos en relación con los cuerpos batolíticos, con los que se consideran comagmáticos. En este caso, este cuerpo se relaciona espacialmente con el metamorfismo de contacto y con las concentraciones de sulfuros con Ni-Co.

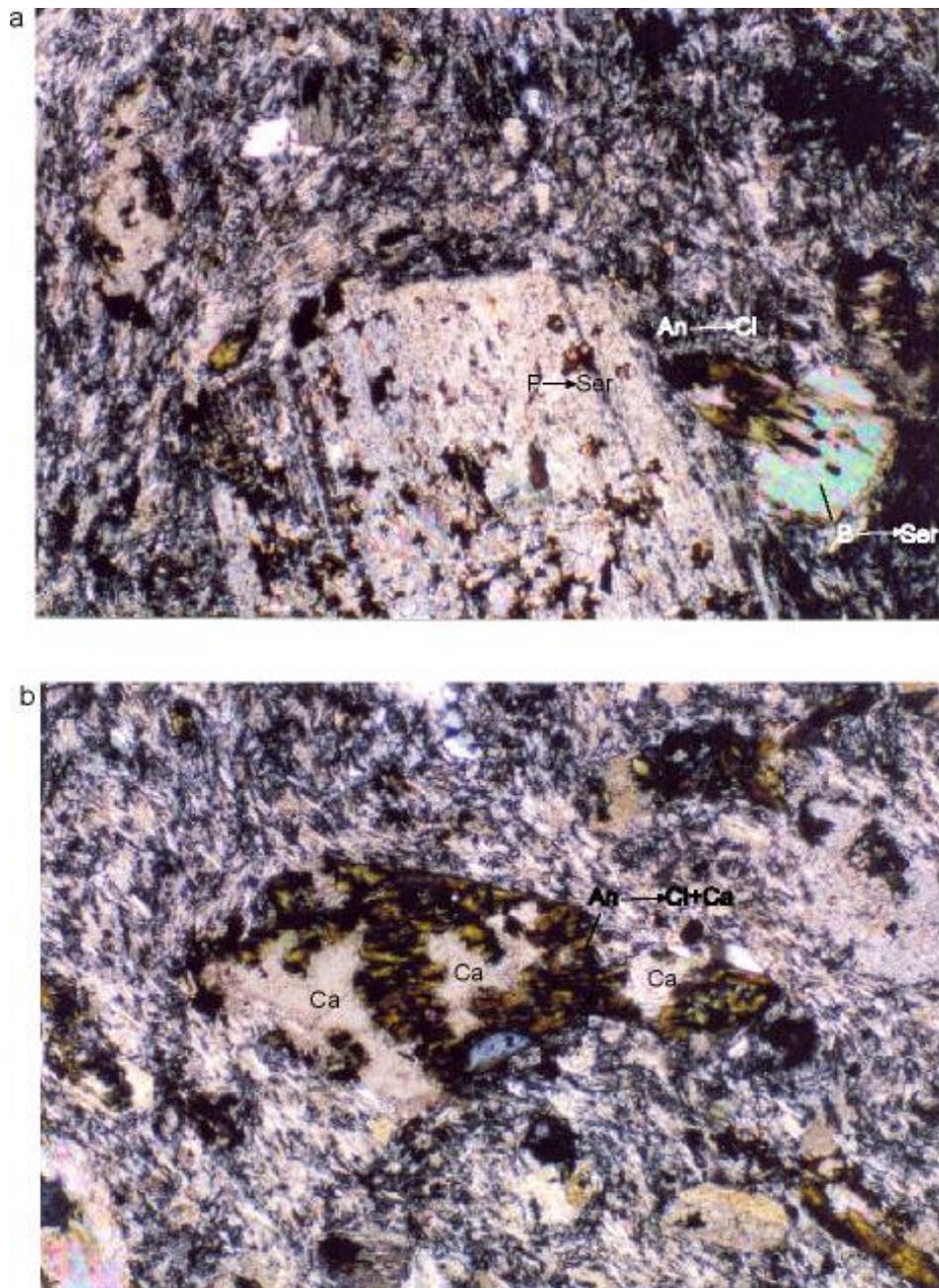


Figura 13. (a) y (b) Muestra 03-111. PSL. Observar la matriz microlítica casi fluidal. P → Ser: plagioclasa alterada a sericita, An → Cl: Anfíbol alterado a clorita, B → Ser: Biotita alterada a sericita, An → Cl+Ca: Anfíbol alterado a clorita + carbonato. 5 X LP.

4. Cenozoico

4.1. Terciario volcánico (Paleoceno-Eoceno)

Los afloramientos de estas rocas son restringidos. Se ubican en el área de la Esperanza y al norte del Raspadero. Se presentan sobre las rocas andesíticas de la Formación Tarahumara y se componen de tobas e ignimbritas. No hay edades que permitan ubicarlas con exactitud en la columna sino que se hace por su posición estratigráfica.

4.2. Terciario volcánico (Oligoceno-Mioceno)

Estas rocas volcánicas afloran de manera abundante entre el Cerro el Novillo y La Estrella (se cortan sobre la carretera) y al oeste de Bacanora, al interior de las fosas tectónicas intermontanas. Aquí quedan comprendidas rocas volcánicas del Oligoceno que incluyen riolitas afaníticas y porfídicas, así como horizontes de tobas líticas, que miden en total varios cientos de metros de espesor. Aquí también se incluyen rocas del Mioceno que comprenden andesitas, andesitas basálticas, basaltos, aglomerados y tobas líticas. Estas últimas sobreyacen en discordancia las otras rocas y se relacionan a estructuras de fallas normales orientadas N-S y NW-SE.

4.3. Terciario sedimentario (Oligoceno)

Las rocas sedimentarias oligocénicas afloran también sobre las fosas tectónicas de los ríos Yaqui y Bacanora, y afloran principalmente entre el poblado Santa Teresa y el rancho San Lucas. Se componen principalmente de conglomerados polimícticos en estratos medianos a gruesos bien consolidados y areniscas en capas delgadas. Se orientan preferencialmente al NNW y NNE con inclinaciones al NE y SE. Los conglomerados constan de fragmentos de rocas volcánicas en una matriz arenosa, mientras que las areniscas son de grano medio con lentes de conglomerados intercalados. Hacia la parte superior existen coladas intercaladas de andesitas basálticas y basaltos, con algunas tobas líticas. En el camino de Santa Teresa hacia el rancho San Lucas hay coladas vitrofídicas compuestas de abundantes litofisas. El espesor total es de varios cientos de metros. Todo este conjunto es correlacionable con el

Grupo Báucarit presente de manera muy común en diferentes regiones del territorio sonorense (Münch,1993; de la O, 1993).

IV. Geología estructural y tectónica

La porción norte de la Sierra Santo Niño se compone en sus partes más altas de sedimentos carbonatados y detríticos del Paleozoico que flotan como techos colgantes (“roof pendants”) sobre los granitoides. La sierra corresponde a un horst bordeado a los lados por los grabens o semigrabens de Bacanora al este y del río Yaqui al oeste.

1. Deformación pre-intrusiones

Según la geología reportada por el Consejo de Recursos Minerales (1996) en la hoja Santa Teresa, las rocas paleozoicas son puestas en contacto tectónico cabalgante sobre las rocas andesíticas del Cretácico superior-Terciario inferior (Formación Tarahumara), al igual que la serie sedimentaria del Neoproterozoico en la parte norte de la Sierra Chiltepin al poniente de la hoja. La edad de la Formación Tarahumara ha sido establecida de manera indirecta en el río Yaqui, por su relación de discordancia sobre rocas del Triásico-Jurásico de la Formación Barranca (Wilson y Rocha, 1946). Otros datos paleontológicos y geocronométricos (Cevallos-Ferriz, 1999; McDowell et al., 2001; Roldán-Quintana, 2002) sobre la edad de la misma formación han sido también discutidos precedentemente. Nosotros hemos observado en la zona de la mina Todos Santos, que las andesitas masivas se encuentran en las partes topográficas bajas, casi al nivel de río Yaqui, mientras que las calizas paleozoicas ocupan las partes altas de los cerros adyacentes. El contacto de las calizas con las andesitas es cabalgante y, entre ambas, se han desarrollado los mantos mineralizados epigenéticos de la mina Todos Santos. En la Sierra Chiltepin, un paquete de rocas carbonatadas con intercalaciones de cuarcitas blancas se orientan al N60W inclinándose 45° al SW y cabalgan, con vergencia al NE, andesitas y aglomerados andesíticos. Las calizas están recrystalizadas, tienen horizontes de skarnoides y abundante pirita.

Sobre la carretera Bacanora-Sahuaripa, a la altura de las canteras de donde se extrae piedra laja, es posible observar un contacto cabalgante del Neoproterozoico sedimentario sobre rocas carbonatadas del Cretácico inferior con abundantes fósiles. Las rocas del Neoproterozoico son la cantera de la piedra laja y consisten de limolitas de tonos café

violáceo; mientras que las calizas tectónicamente subyacentes son arenosas y contienen rudistas. Vale la pena señalar que el contacto principal está subrayado por brechas y vetas que contienen barita.

La plataforma carbonatada paleozoica ha sido interpretada como autóctona o para-autóctona sobre el cratón de Norteamérica (Stewart et al., 1999). En la Sierra de Agua Verde hay una discordancia pre-Devónico superior que pone en contacto rocas de esta edad con rocas del Ordovícico inferior, sugiriendo deformaciones compresivas durante el final del Paleozoico. Esto mismo ha sido bien documentado en los trabajos recientes de Poole et al (2005). Sin embargo, la implicación de rocas paleozoicas y precámbricas sobre rocas del Cretácico inferior, permitieron a Pubellier (1987) proponer una edad oregoniana para esta deformación. Por otra parte, en la Sierra de Santa Teresa (al sureste de Hermosillo), el mapa de Stewart et al. (1997) muestra una unidad de rocas carbonatadas del Pensylvánico inferior-Misisípico superior, cabalgando andesitas mesozoicas correlacionadas con la Formación Tarahumara. En nuestra área, el hecho de observar cabalgamientos implicados sobre rocas andesíticas, así como cuerpos intrusivos que cortan estos contactos, obliga a proponer una edad preintrusiva para esta deformación. Una edad más específica para la edad de misma se menciona en el capítulo correspondiente al magmatismo.

2. Las intrusiones laramide

Varios autores ya han mencionado que el evento tectónico del período laramide debe ser visto más como un evento magmático, que como uno de real deformación compresiva (Rangin, 1982; Pubellier, 1987). Debemos aclarar que siempre que nos referimos a un período magmático de edad laramide nos referimos al sentido cronológico manejado por Damon et al. (1983 b) de 90 a 40 Ma. Las relaciones de los granitoides laramídicos con las series paleozoicas y con las andesitas son claramente intrusivas, en desequilibrio con la roca encajonante, según consta por las numerosas evidencias de metamorfismo de contacto, tanto en las rocas sedimentarias como en las volcánicas. Los contactos intrusivos están a menudo fallados poniendo en contacto los granitoides ya sea con las mismas rocas intrusionadas o con series sedimentarias del Terciario.

El conjunto andesítico, correlacionable en parte con la Formación Tarahumara, y los plutones de granitoides del BMNB, correlacionables en parte con el llamado Batolito de Sonora, así como algunos “stocks” porfídicos y diques félsicos asociados, son atribuibles al magmatismo generado a partir de la subducción de la placa Farallón bajo la placa de Norteamérica (Atwater, 1989), provocando la generación y emplazamiento de magmas de carácter calcoalcalino (Damon et al., 1981). La distribución geográfica del cinturón magmático en el continente refleja *grosso modo* la dirección de la trinchera paralela a la margen pacífica del noroeste de México (Damon et al., 1981; Roldán-Quintana, 2002), la cual no ha cambiado fundamentalmente desde el Cretácico tardío.

3. Distensión terciaria

Las series sedimentarias y volcánicas del Terciario, a partir del Oligoceno, se ubican esencialmente en fosas tectónicas como las del Río Yaqui y el Valle de Bacanora, que se orientan NNW-SSE. Los contactos de dichas series con las rocas más antiguas son principalmente de fallas normales, producto de una tectónica distensiva. Este período de relajamiento y distensión se inicia después de 40-30 Ma (Cochemé, 1985), es probable que los diques básicos que afectan los complejos intrusivos y volcánicos sean las primeras evidencias magmáticas de este período. Las edades de las rocas volcánicas y sedimentos asociados intra-cuenca van de 27 a 14 Ma (McDowell et al., 1997; Roldán-Quintana, 2002). En el Río Yaqui las rocas más jóvenes de la cuenca son de 12.8 a 10.5 Ma (McDowell et al., 1997). Es por lo tanto evidente, que la distensión en la región inició al menos hacia 27 Ma (McDowell et al., 1997).

V. Características geoquímicas de las rocas intrusivas y comparación con el magmatismo laramídico

1. Introducción

Como antes se mencionó, aun cuando la Orogenia Larámide ha sido reconocida en Sonora como un evento tectónico compresivo menor (Rangin, 1982; Pubellier, 1987; Pubellier et al., 1995), este período ha sido responsable de un gran evento magmático entre 90-40 Ma (Damon et al., 1981; Damon, 1986). El magmatismo produjo un arco continental, causado por la subducción de la placa Farallón bajo la placa de Norteamérica (Coney y Reynolds, 1977; Damon et al., 1983 a y b; Dickinson y Lawton, 2001), migrando de oeste a este perpendicularmente a la paleotrinchera, considerada paralela a la costa pacífica del NW de México. Esto originó el llamado Batolito de Sonora (Damon et al., 1983 a) y sus correspondientes rocas volcánicas como el Arco Volcánico Tarahumara (Roldán-Quintana, 2002; McDowell et al., 2001), que afloran de manera abundante a lo largo de sierras paralelas en dirección NNW-SSE. El magmatismo relacionado con las rocas plutónicas ha sido considerado tradicionalmente como de carácter calcoalcalino (Roldán-Quintana, 1991, 1994, 2002; Valencia-Moreno et al., 1999, 2001, 2003). Por otra parte, es conocido que la mayoría de los yacimientos minerales, incluyendo los pórfidos cupríferos y skarns más importantes de Sonora se relacionan espacial y temporalmente con este magmatismo (Clark et al., 1979, 1982; Damon et al., 1981, 1983; Pérez-Segura, 1985; Staude y Barton, 2001; Valencia-Gómez, 2005; Barra et al., 2005; Valencia-Moreno et al, 2006).

Las rocas intrusivas de la Sierra Santo Niño se encuentran relacionadas con mineralizaciones epigenéticas, entre entre las cuales se encuentran las mineralizaciones de la Esperanza. En este capítulo analizaremos algunos datos geoquímicos y geocronológicos de estas rocas, los cuales sugieren un origen y edad diferentes a los granitoides del período laramide clásico.

2. El Batolito Las Moras – Novillo – Bacanora (BMNB)

El BMNB aflora en 3 zonas principales (Figuras 3 y 4): a) una franja de 14 km² orientada NE-SW, entre elevaciones de 500 a 1000 m siguiendo el arroyo de las Moras; b) una franja de 10 km² orientada NW-SE, entre las cotas 400 y 1100 m, entre el borde occidental de la

SSN y la presa El Novillo; c) a b largo de la carretera Novillo – Bacanora en un afloramiento de más de 25 km², entre las elevaciones 700 y 900 m. La morfología, el carácter de los afloramientos y las anomalías geofísicas de magnetometría y gravimetría, permite suponer que se trata de apófisis de un gran cuerpo batolítico a profundidad.

Tanto los aspectos relacionados con las características de estas rocas, como las relaciones de campo y la petrografía han sido descritos ya anteriormente, por lo que aquí se enfatiza sobre los aspectos geoquímicos y la edad de las rocas.

2.1. Geoquímica del BMNB

Se analizaron 6 muestras de las rocas batolíticas, 3 correspondientes a la zona las Moras (ZLM) y 3 a la zona Novillo – Bacanora (ZNB). Las muestras fueron analizadas por elementos mayores, trazas y tierras raras, en los laboratorios del Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy, Francia. El equipo utilizado fue un ICP-MS, según la metodología descrita por González-Partida et al (2003 a). Los resultados se consignan en la Tabla II.

2.1.1. Elementos mayores

Los rangos de composición de estas rocas son: SiO₂ 55.1 a 71.1 %, Al₂O₃ 14.8 a 16.9 %, Fe₂O₃ 2.3 a 7.4 %, MgO 0 a 4.8 %, CaO 1.6 a 7.5 %, Na₂O 3.2 a 4.9 % y K₂O 2.1 a 4.0 %. Según el comportamiento de los elementos mayores sobre diagramas de Harker, a medida que aumenta la cantidad de SiO₂, hay un descenso sistemático de Al₂O₃, CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂ y P₂O₅ (Figura 14). En el diagrama K₂O / SiO₂ las rocas se ubican en el campo calcoalcalino rico en potasio (Figura 15). De acuerdo con el diagrama R₁/R₂ de la Roche et al. (1980), las rocas analizadas, salvo un caso, se ubican en los campos de las granodioritas, tonalitas, monzonitas de cuarzo y monzogranito muy parecidas a como fueron descritas petrográficamente (Figura 16).

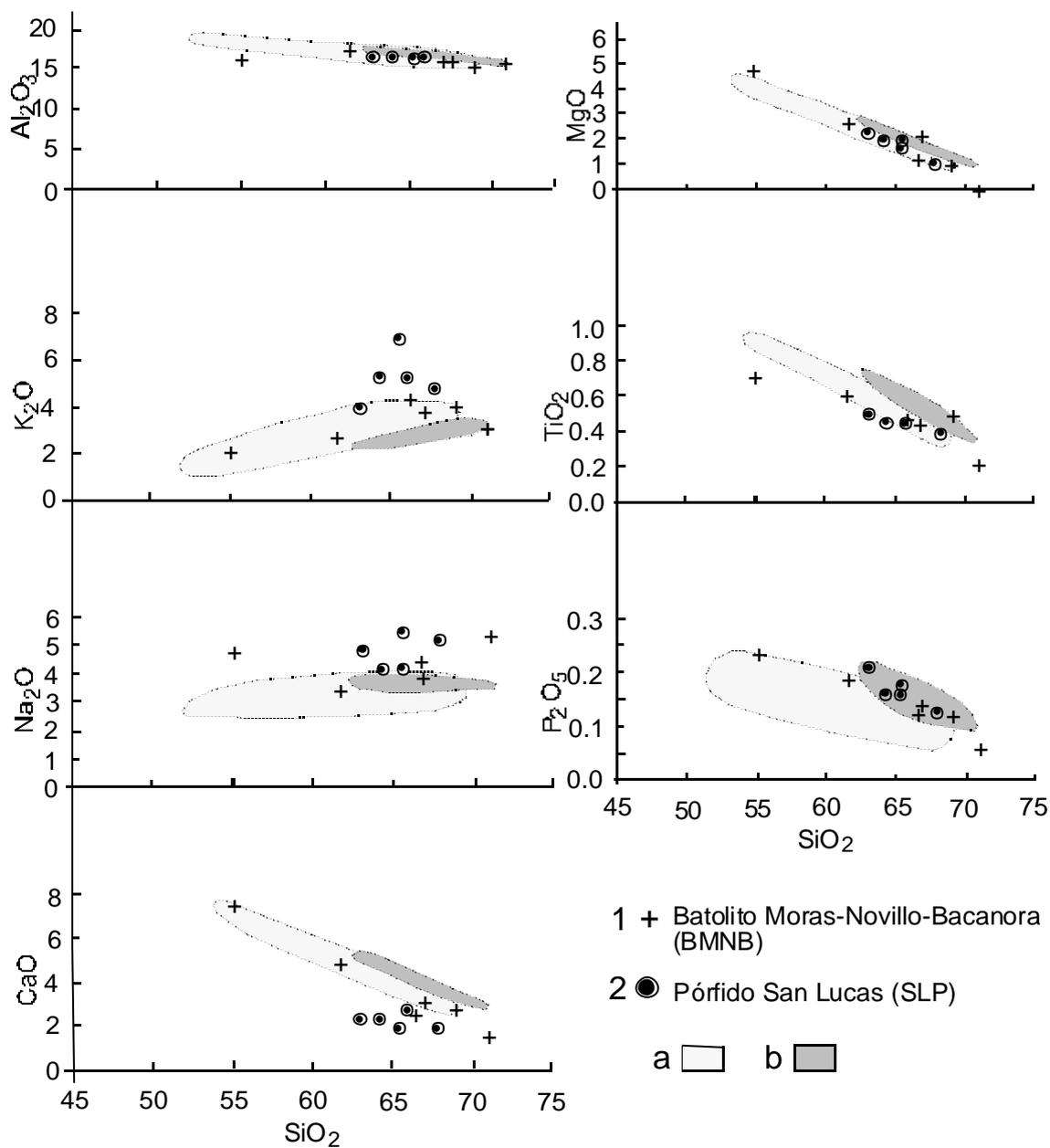


Figura 14. Diagramas de Harker para las rocas estudiadas. 1. BMNB; 2. PSL. a. Batolito de Sonora Central (Sonorenses) (42-46 análisis); b. Batolito Costero de Sonora (16 análisis).

Misma simbología para las Figuras 15, 16 y 37. Los análisis para el Batolito de Sonora Central (Sonorenses) y Costero de Sonora son compilados de Valencia-Moreno et al. (1999, 2001, 2003) y Roldán-Quintana (2002).

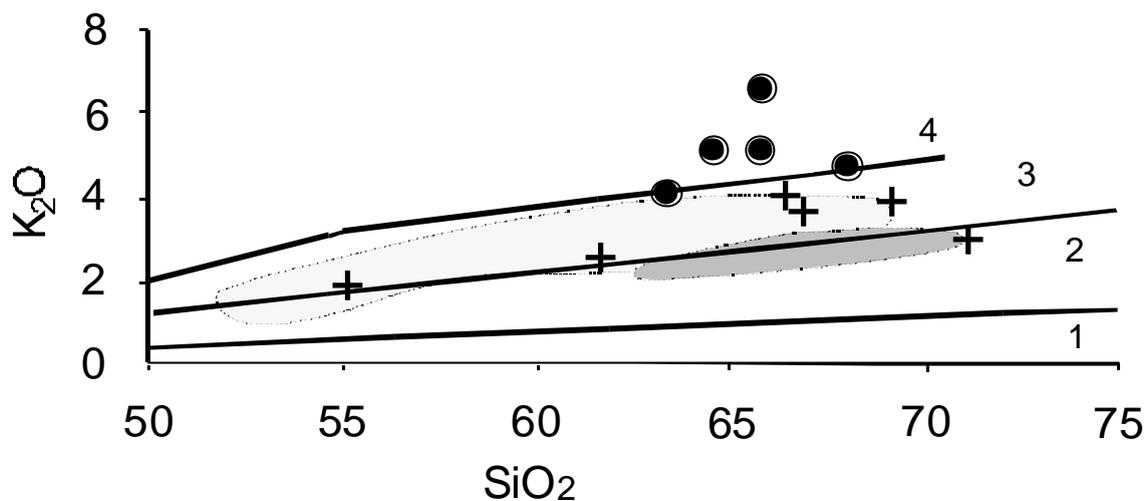


Figura 15. Diagrama K₂O/SiO₂. 1. Campo toleítico, 2. Campo calcoalcalino bajo en K, 3. Campo calcoalcalino alto en K, 4. Campo shoshonítico.

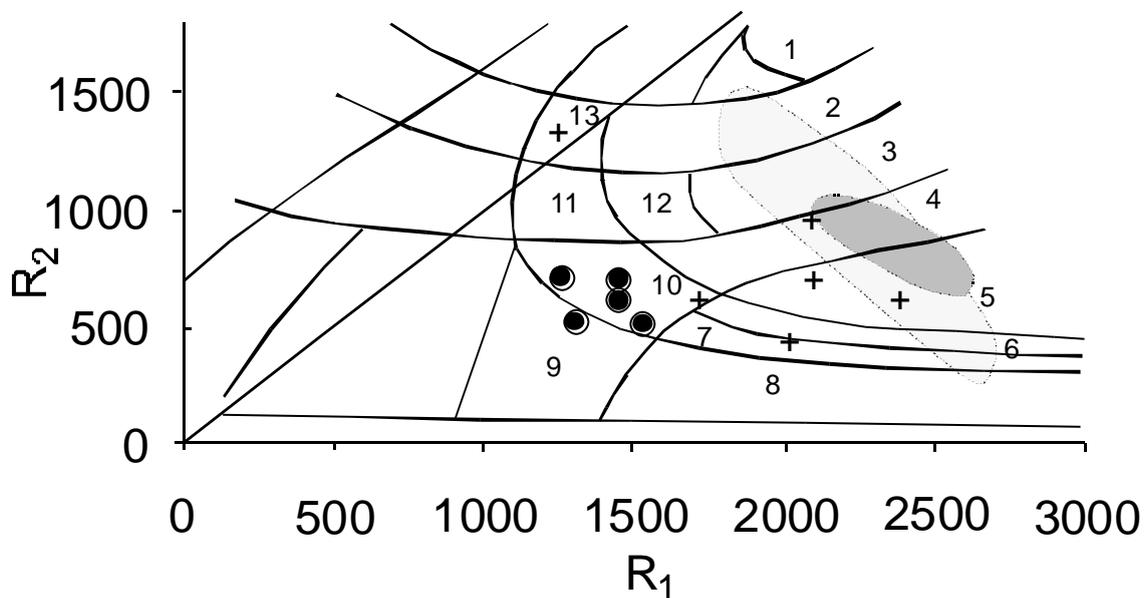


Figura 16. Diagrama R₁ / R₂, de La Roche et al. (1980). $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$. $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$. 1. Gabronorita, 2. Gabro, 3. Tonalita, 4. Diorita, 5. Granodiorita, 6. Monzogranito, 7. Sienogranito, 8. Granito alcalino, 9. Cuarzosienita, 10. Monzonita de cuarzo, 11. Monzonita, 12. Monzodiorita, 13. Monzogabro.

2.1.2. Elementos trazas y TR

El comportamiento de los elementos traza varía entre las zonas ZLM y ZNB (Tabla 2). Los rangos en la ZLM son, en ppm: Sr 606 a 651, Rb 58 a 122, Ba 568 a 1083, Ni 13 a 30, Cr 24 a 92, Y 9 a 16, Yb 0.9 a 1.7, Sr/Y 40 a 69 y $(La/Yb)_N$ 7.7 a 13.3. Por otra parte, para el la ZNB los valores son Sr 259 a 431, Rb 122 a 232, Ba 621 a 950, Ni 0 a 11, Cr 0 a 17, Y 10 a 18, Yb 1.3 a 1.7, Sr/Y 14 a 28 y $(La/Yb)_N$ 8.1 a 9.9. A primera vista ambos grupos de valores son diferentes, sin embargo, existen correlaciones positivas entre ambas zonas para los elementos Sr/Rb, Sr/Ni o Sr/Cr, lo cual coincide con grados de evolución de las rocas desde la ZLM (tonalitas-granodioritas) hasta la ZNB (granodioritas-monzogranitos). Esto muestra que algunos elementos traza siguen una misma línea de diferenciación magmática en ambas zonas, lo cual sugiere que son apófisis de un mismo cuerpo magmático a mayor profundidad. Una misma relación de consanguinidad se puede apreciar en los diagramas de multielementos (Figura 17) y en los de tierras raras (Figura 18). En estos últimos se aprecia un comportamiento general de enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) y un empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE) siguiendo una tendencia muy plana en este último segmento. La relación $(La/Yb)_N$ que da idea de la pendiente de la curva es de 8.9 a 10.4. No se aprecia anomalía negativa de Eu.

3. El Pórfido San Lucas (PSL)

El PSL es un cuerpo intrusivo hipabisal a subvolcánico que aflora sobre una superficie de unos 5 km² (Figuras 2 y 3b). Otras características del pórfido ya han sido descritas anteriormente. El aspecto más importante del PSL es que en la zona de contacto con las calizas paleozoicas se encuentran los skarns relacionados con los depósitos de La Esperanza.

3.1. Geoquímica del PSL

Se analizaron 5 muestras de roca fresca por elementos mayores, trazas y tierras raras. Todas las muestras tienen características petrográficas muy similares y fueron clasificadas como monzonitas de cuarzo hipabisales a subvolcánicas. La composición detallada de estas rocas

se puede observar en la Tabla II y promedios generales de esta composición se presentan en la Tabla III.

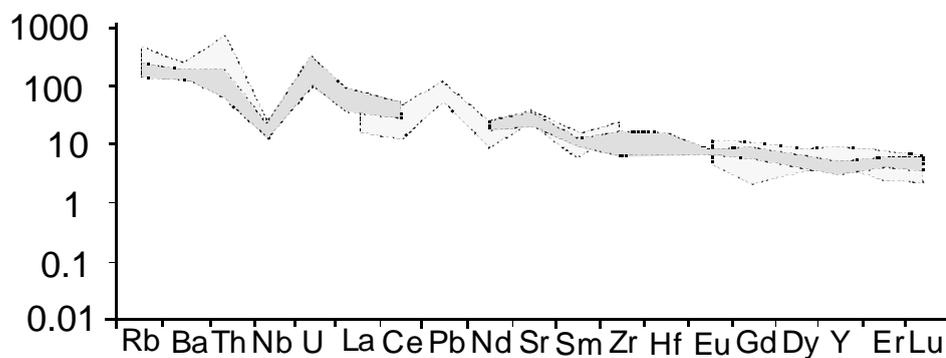
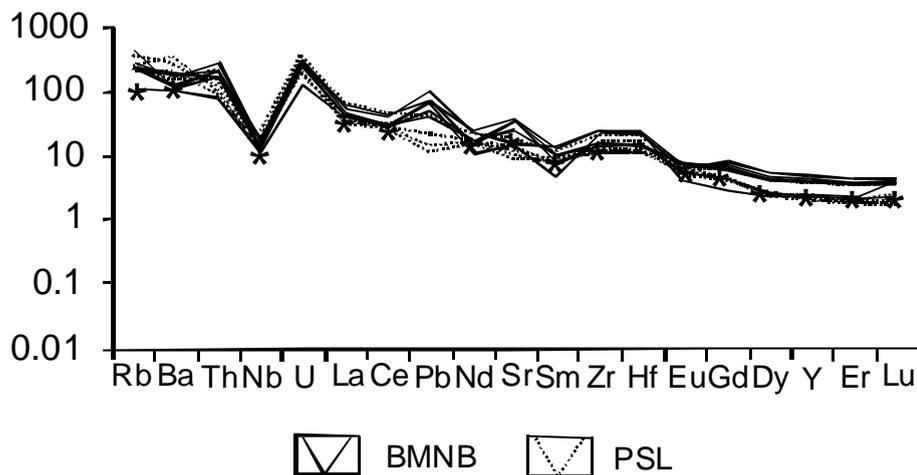


Figura 17. Arañigrama para las rocas el BMNB y PSL. * Valores medios para 767 análisis de Adakitas de Alto Silicio [“High Siliceous Adakites” – HAS (Martin, 2004)]. Diagrama inferior: comportamiento general para el Batolito de Sonora Central (Sonorense) y el Batolito Costero de Sonora usando datos de Valencia-Moreno et al. (1999, 2001), Roldán-Quintana (2002) y Valencia-Moreno et al. (2003).

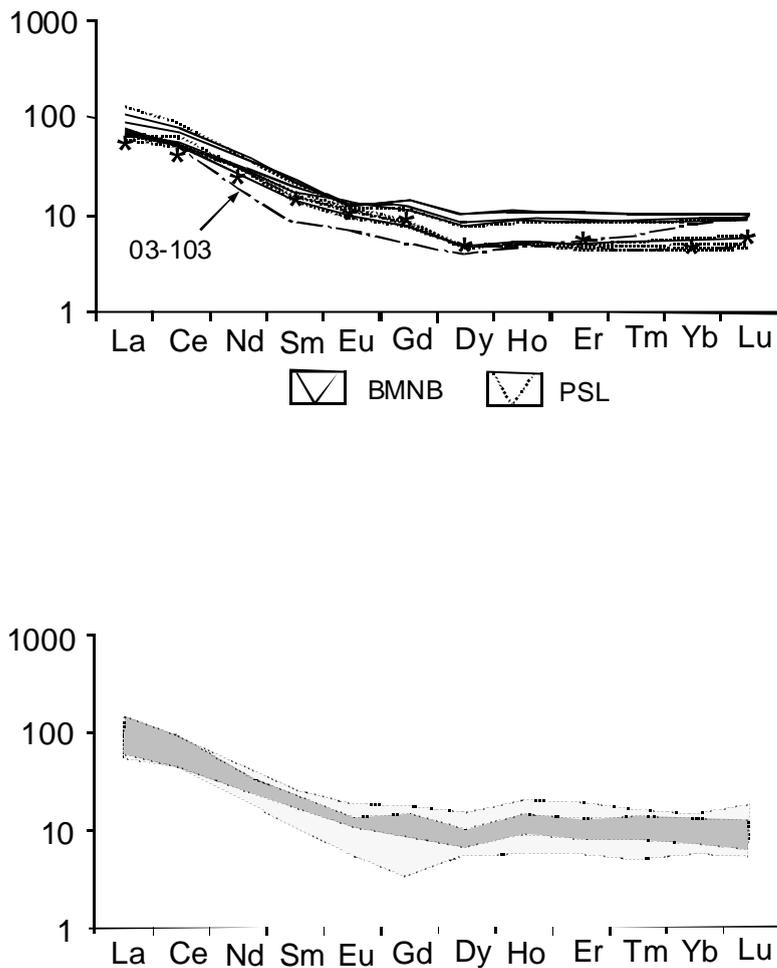


Figura 18. Diagrama REE para las rocas del BMNB y PSL. * Valores medios para 767 análisis de Adakitas de Alto Silicio [“High Siliceous Adakites” – HAS (Martin, 2004)]. Diagrama inferior: comportamiento general para el Batolito de Sonora Central (Sonorenses) y Batolito Costero de Sonora usando datos de Valencia-Moreno et al. (2001), Roldán-Quintana (2002) y Valencia-Moreno et al. (2003) normalizados a Nakamura (1974). Ver texto en relación a la muestra 03-103.

3.1.1. Elementos mayores

Los rangos de composición de los principales elementos mayores son de SiO_2 63.1 a 67.9 %, Al_2O_3 15.3 a 16.0 %, Fe_2O_3 1.1 a 4.3 %, MgO 0.0 a 2.0 %, CaO 1.8 a 2.6 %, Na_2O 3.9 a 5.3 % y K_2O 3.9 a 6.8 %. La elevada concentración en K_2O es confirmada de las observaciones hechas en la matriz de la roca, la cual es de tono rosado en muestra de mano y es abundante en feldespato mal cristalizado en lámina delgada. En el diagrama $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$

el PSL se ubica prácticamente en el campo shoshonítico (Figura 15). La roca es pobre en Fe_2O_3 y MgO lo cual se relaciona con la proporción de biotita y hornblenda, que nunca excede 10 % en volumen. Hay un empobrecimiento en MgO , TiO_2 y P_2O_5 a medida que se incrementa el SiO_2 . Según los diagramas R_1/R_2 de la Roche et al. (1980) el pórfido se ubica en el campo de la monzonitas de cuarzo de manera indiscutible (Figura 16).

3.1.2. Elementos traza y TR

Los rangos en contenidos (en ppm) de los elementos traza más característicos son de Sr 156 a 336, Ba 908 a 2264, Ni 24 a 36, Cr 23 a 79, Y 8 a 15, Yb 0.7 a 1.5, con relaciones Sr/Y 18 a 31 y $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 12 a 17 (Tabla III). El Ba es elevado y se comporta directamente proporcional al K_2O , pero el Sr está deprimido y se comporta de manera inversa al K_2O , lo cual sugiere un control del Ba por el feldespato potásico (sustitución de K por Ba) y del Sr por plagioclasa (déficit de este mineral al aumentar la cantidad de feldespato potásico). Por otra parte, las concentraciones de Ni y Cr, son mucho más elevadas que en las granodioritas de arco volcánico (VAG) compiladas por Martin (1999), como se observa en la Tabla III, mientras que las concentraciones de Y e Yb son mucho más bajas que en las mismas granodioritas (Martin, 1999). El espectro de tierras raras se comporta con un enriquecimiento en LREE y un empobrecimiento en HREE (segmento muy plano), lo cual se traduce en una relación de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ superior a 10 (Figura 18). Por otra parte, no aparece anomalía negativa visible de Eu.

4. Datos de los isótopos de Sr y Nd

Se analizaron dos muestras para conocer las características isotópicas de Sr y Nd (Figuras 3a y 3b). Una de las muestras (03-102) corresponde BMNB y la otra (03-116) corresponde al PSL.

4.1. Petrografía de las muestras

Muestra 03-102.

Esta muestra se colectó sobre la carretera Novillo-Bacanora, entre el rancho el Torreoncito y Bacanora (coordenadas Mercator son 3 203 423 N y 649 209 E). La muestra pertenece al BMNB. A simple vista se trata de una roca de composición granitoide, de tonos rosados y

textura fanerítica de grano medio, conteniendo cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y alrededor de 15 % de biotita y hornblenda. En lámina delgada la textura es hipidiomórfica, con una mineralogía de cuarzo (20 %), feldespato potásico (25 %), plagioclasa (36 %), biotita (10 %), hornblenda (5 %) y minerales opacos (4 %). Existe un poco de clorita secundaria, la cual representa un 3 %.

Muestra 03-116.

Esta muestra fue colectada sobre el arroyo San Lucas. Las coordenadas Mercator son 3 217 317 N y 646 483 E. Corresponde al PSL que en esta zona intrusiona rocas andesíticas. La roca es de tonos rosados y textura porfídica, presentando un 50 % de fenocristales. El 40 % de los mismos son plagioclasas idiomorfas de tamaño hasta de 5 mm; los minerales ferromagnesianos (10 %) son biotita y hornblenda transformados parcialmente a clorita y epidota. La matriz de la roca es rosada a simple vista y en lámina delgada es de feldespato potásico muy fino y mal formado, formando una mesostásis felsítica. Esta roca se clasifica como un pórfido hipabisal de monzonita de cuarzo.

4.2. Resultados obtenidos

Las muestras fueron analizadas en los laboratorios de geoquímica de la Universidad de Arizona. Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, y las edades modelo en relación a CHUR y al manto deprimido (DM) fueron calculadas por el autor, de acuerdo con las ecuaciones publicadas en los artículos clásicos de De Paolo (1981) y Farmer y De Paolo (1983). Las edades utilizadas para los cálculos fueron edades obtenidas por el método de U/Pb con sonda laser para rocas similares y razonablemente cercanas, consignadas en el inciso siguiente, las cuales consisten en 90.6 Ma para una roca similar a 03-102 (muestra fechada: 03-107) y 88.7 Ma para una roca similar a 03-116 (muestra fechada: 03-11).

Los resultados analizados y calculados se muestran en las tablas siguientes:

Resultados analíticos:

Muestra	Rb	Sr	Sm	Nd	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$
03-102 *	13.84	404.7	3.474	17.504	0.0989	0.706705	0.512355	0.119975
03-116**	27.14	248.8	3.388	20.291	0.3155	0.707412	0.51227	0.100937

Resultados calculados:

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	TNdCHUR	TDM
03-102*	0.7066	0.5123	31.0	-4.6	0.563	1.05
03-116**	0.7070	0.5122	37.2	-6.1	0.586	0.97

Nota: *BMNB, **Pórfido San Lucas.

Entre los resultados más importantes vale la pena señalar un valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de 0.7066 y de -4.6 para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ para la muestra 03-102 y un valor de 0.7070 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y -6.1 para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ para la muestra 03-116. Por otro lado, las edades modelo con relación al manto deprimido (TDM) son de 1.05 y 0.97 Ga respectivamente.

Lo anterior indica que, si bien los datos de Sr inicial para el BMNB y el PSL son muy similares, hay una diferencia sensible en los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (-4.6 a -6.1). Esto se considera importante puesto que, aún cuando el PSL intrusión el BMNB, ambos son prácticamente de la misma edad y han sido interpretados como comagmáticos, pero con un grado de evolución (diferenciación) mayor en el PSL.

4.3. Comparación con otros datos isotópicos

Existe muy poca información en relación a isótopos de Sr y Nd en Sonora, la mayor parte de datos publicados se consignan en los trabajos de Damon et al (1983); Valencia-Moreno et al (1999, 2001, 2003) y Roldán-Quintana (2002). Una compilación nuestra de estos datos permite hacer las siguientes observaciones:

- Una moda clara de los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ entre 0.7061 y 0.7070 (Figura 19) para los granitos del Batolito de Sonora o Sonorense (BS), mientras que los valores son en general más bajos para el Batolito Costero de Sonora (BC) entre Puerto Libertad, Bahía Kino y San Carlos, que se ubican en el rango de 0.7051 a 0.7060. Las rocas del área de estudio se ubican en el mismo rango del Batolito de Sonora, levemente superior en el PSL en relación al BMNB.

En relación a los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, los rangos más importantes para el BS se ubican de -3.1 a -5 (Figura 20), mientras que los del BC son más positivos puesto que presentan una moda entre -3.1 y -4 , y existen valores hasta -2.3 . La muestra 03-102 (BMNB)

cae en el común de las rocas del BS, mientras que el valor de ϵ_{Nd} para la muestra 03-116 (PSL) es más negativo.

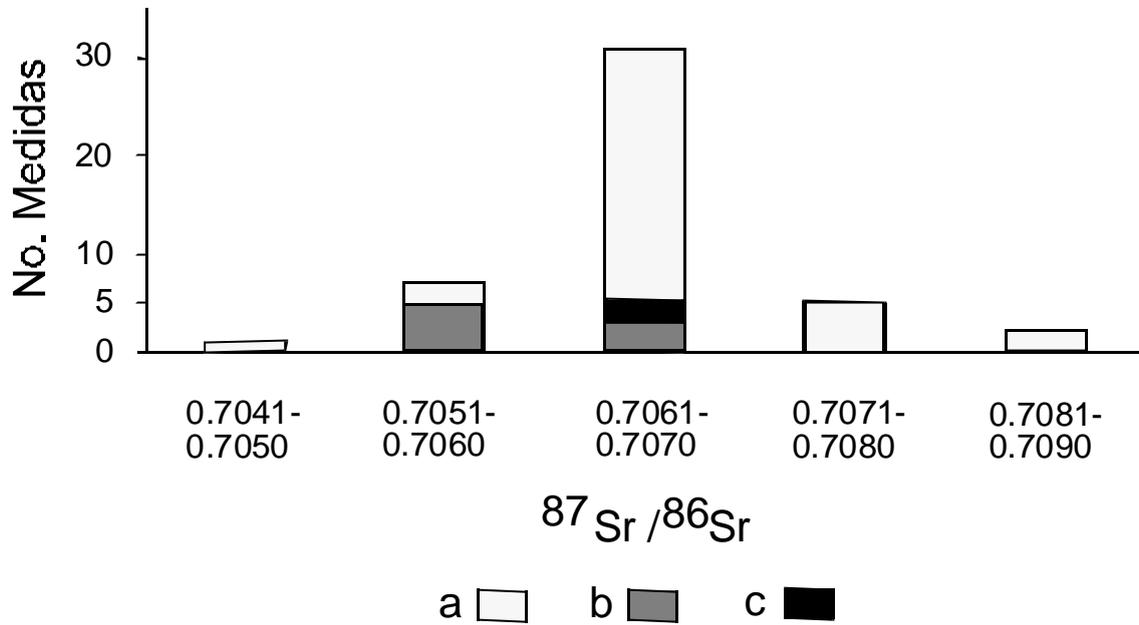


Figura 19. Histograma según una compilación de datos isotópicos de Sr inicial (datos de los autores mencionados en las figuras 17 y 18 y de Damon, et al, 1983). a. Batolito de Sonora Central (Sonorense), b. Batolito Costero de Sonora, c. Muestras 03-102 y 03-116.

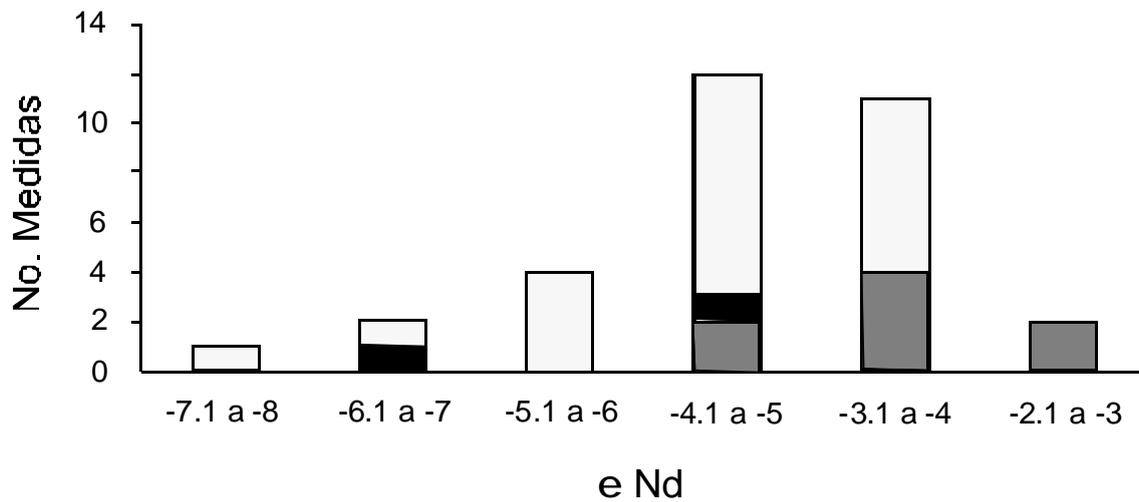


Figura 20. Histograma según compilación de datos isotópicos ϵ_{Nd} inicial (datos de los autores mencionados en las figuras 17 y 18). Misma explicación que para la Figura 19.

- Cuando se ponen estos valores sobre un mapa (Figuras 21 y 22) se observa que los isótopos de Sr inicial disminuyen de norte a sur con valores superiores a 0.7070 en el norte de Sonora, de 0.7070 a 0.7061 en el centro y menos de 0.7060 al sur de una línea a la latitud de Guaymas. Hacia la costa estas variaciones van tomando una dirección que se hace burdamente paralela a la misma línea de costa. Una configuración similar se observa en el caso de los valores de ϵ_{Nd} en donde es claro una distribución de valores superiores a -4.1 paralelos a la costa hasta Guaymas y luego al sur de una línea más transversal burdamente Guaymas – Onavas – San Nicolás.
- Sobre un diagrama de $\epsilon_{Sr} / \epsilon_{Nd}$ (Figura 23) se advierte un incremento sistemático en ϵ_{Sr} al tiempo que hay una disminución en ϵ_{Nd} que va de los granitos del sur de Sonora al BC y al BS. Los campos del BC y del BS se aproximan al campo general de las intrusiones larámide del sur de Arizona. Las muestras estudiadas caen en el mismo campo del BS.

Los datos anteriores y las líneas de evolución de los valores antes mencionados, se han interpretado en general como indicativos del grado de contaminación cortical de los magmas laramídicos (Valencia-Moreno et al., 1999, 2001, 2003). De la misma forma, dicha contaminación tendría relación con el tipo de corteza continental, de tal suerte que los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ superiores a 0.7060 deberían indicar la presencia de un sustrato cratónico, mientras que los inferiores al mismo valor indicarían el origen de las intrusiones a partir de magmas menos contaminados, o bien de la fusión de rocas intermedias a básicas parecidas a las del terreno Guerrero (Valencia-Moreno et al., 2001). Según los datos hasta ahora conocidos, la hipótesis de magmas contaminados por la corteza continental, para explicar el origen de los granitos parece plausible; de la misma manera, de acuerdo a la compilación de datos, la morfología del límite sur del cratón de Norteamérica según la propuesta de Valencia-Moreno et al. (2001) es vigente.

Otra cuestión importante es resaltar las variaciones que puede haber en los valores de ϵ_{Nd} , los cuales pueden variar de -6.1 a -4.6 para una roca batolítica (BMNB) y una hipabisal

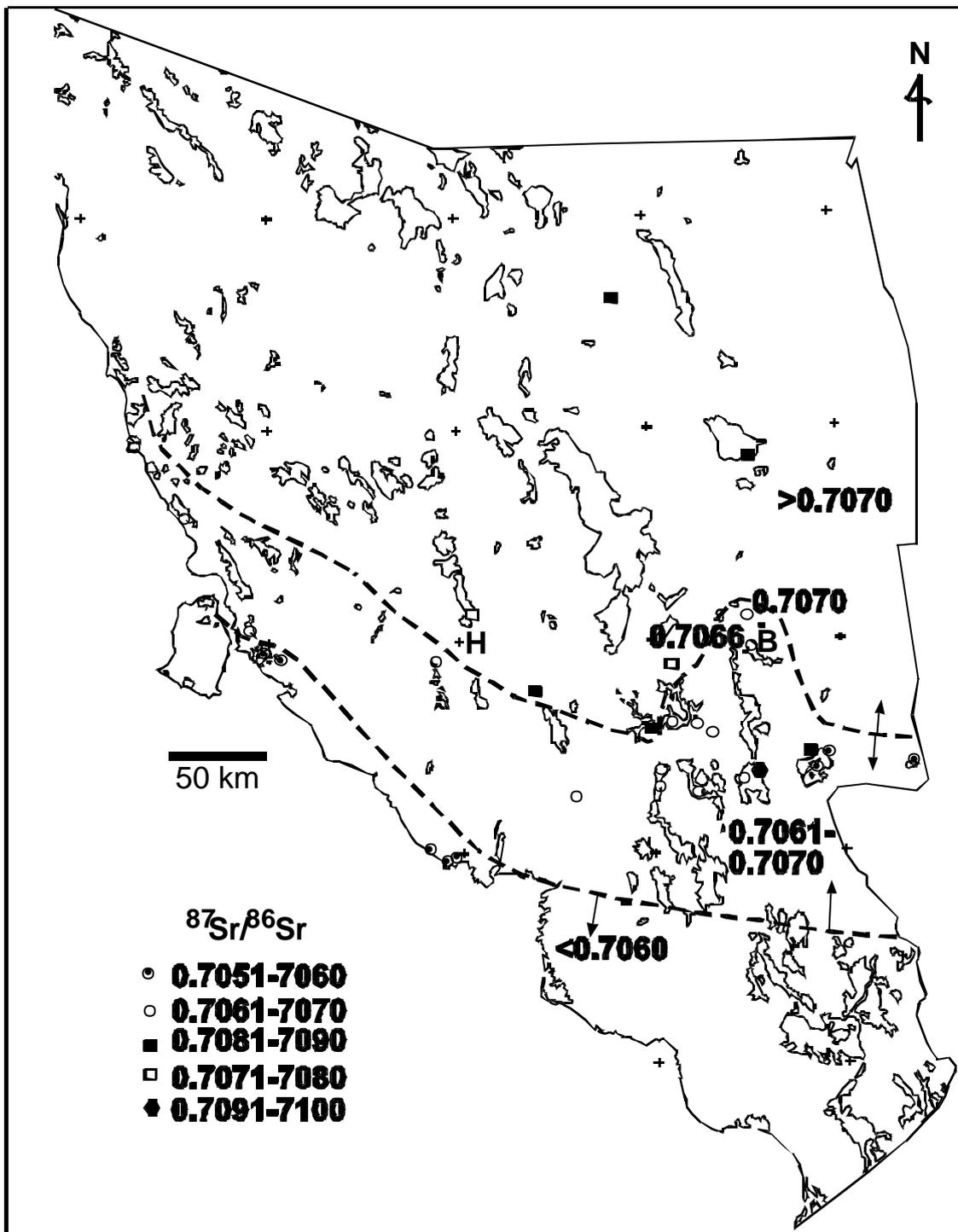


Figura 21. Rangos de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales en Sonora compilado según datos de diferentes autores como Damon, et al. (1983), Valencia-Moreno et al. (1999, 2001, 2003) y Roldán-Quintana (2002).

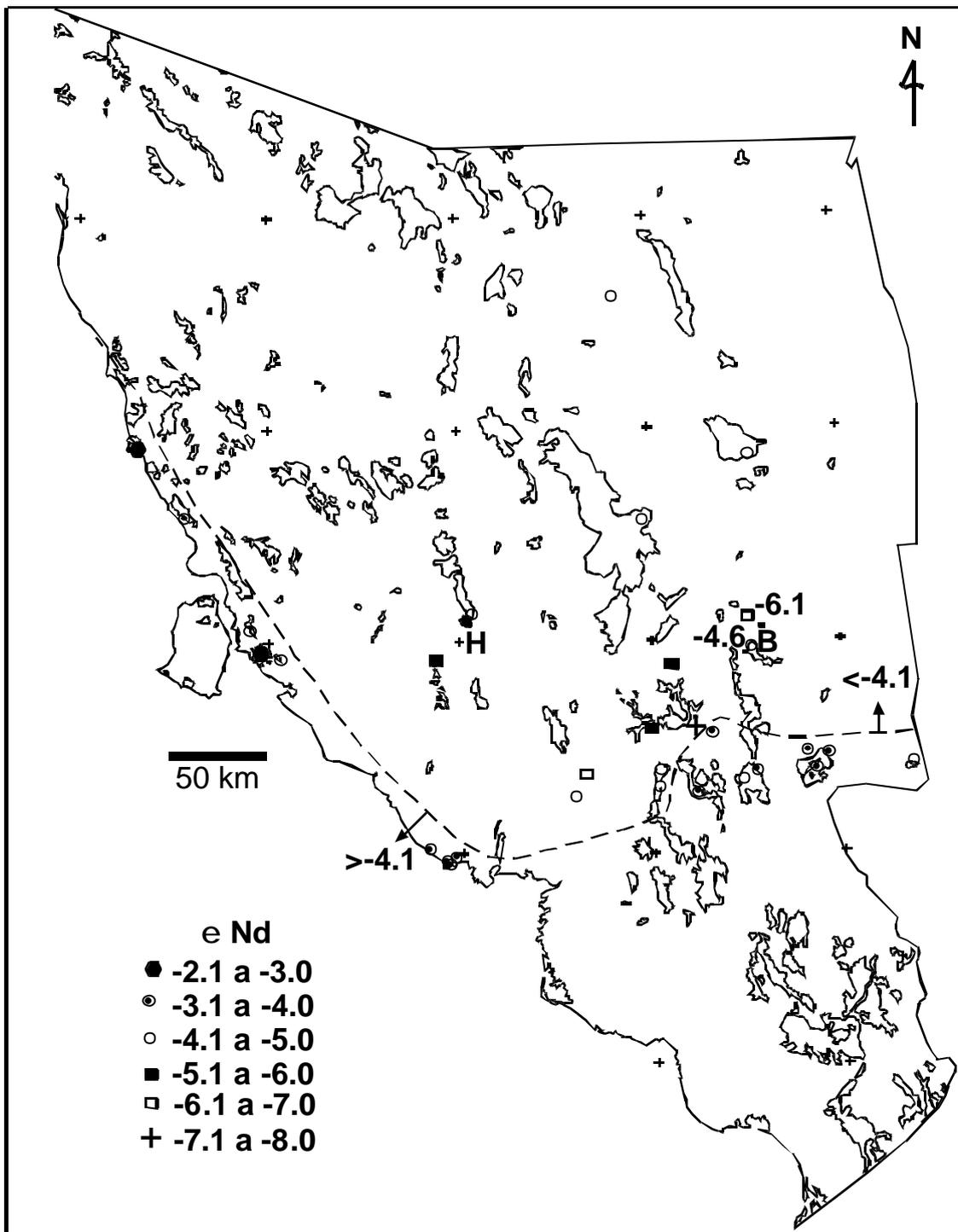


Figura 22. Rangos de valores de ϵ_{Nd} iniciales en Sonora compilado según datos de diferentes autores como Damon, et al. (1983), Valencia-Moreno et al. (1999, 2001, 2003) y Roldán-Quintana (2002).

(PSL) respectivamente, pero correspondientes a edades similares y consideradas comagmáticas. Esto permitiría suponer que los valores de ϵ_{Nd} son más sensibles para evidenciar el grado de contaminación cortical de una roca; en el mismo sentido, los valores claves que evidencian la contaminación más acusada de corteza continental, parecerían estar dados por aquellos superiores a 0.7060 de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e inferiores a -4.0 de ϵ_{Nd} .

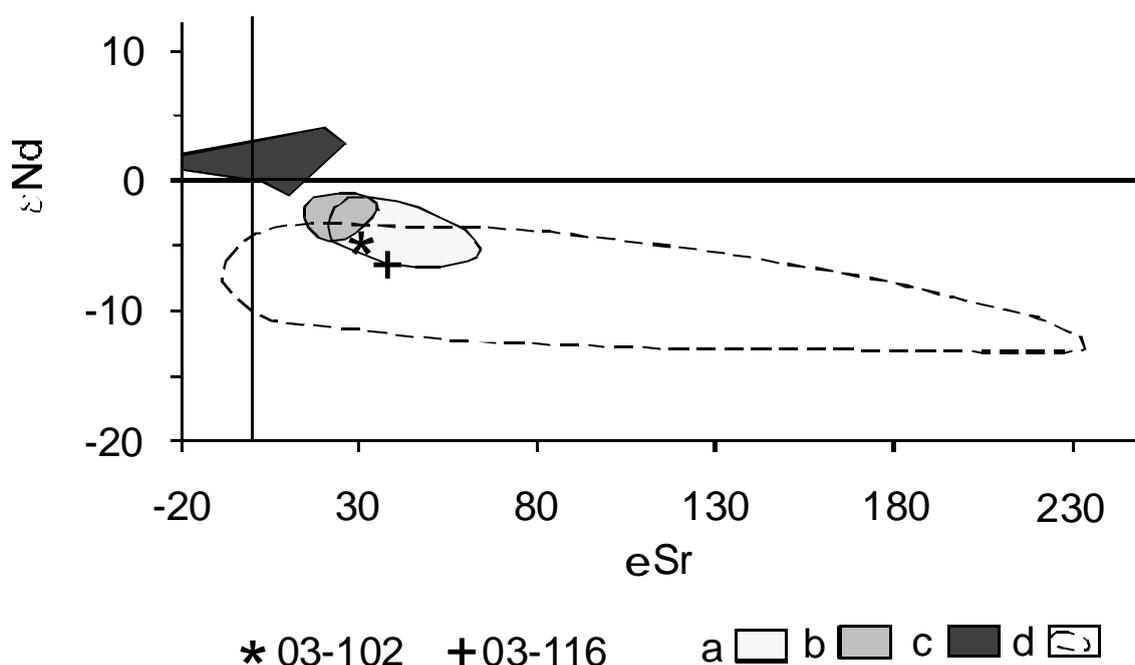


Figura 23. Diagrama $\epsilon_{Nd}/\epsilon_{Sr}$ iniciales compilado de diversos autores y Muestras 03-102 y 01-116. a. Batolito de Sonora (20 análisis) según datos de Roldán-Quintana (2002), Valencia-Moreno et al. (1999, 2001). b. Batolito Costero de Sonora (9 análisis) según datos de Roldán-Quintana (2002) y Valencia-Moreno et al. (2003). c. Granitos del Sur de Sonora (5 análisis) según datos de Valencia-Moreno et al. (2001). d. Intrusiones laramídicas en el Sur de Arizona según diferentes autores (*in* Valencia-Moreno et al., 2001).

5. Geocronología

Se efectuaron 10 fechamientos sobre minerales, la localización de las mismas puede verse en el plano anexo en las Figuras 1 y 3. Dos de ellas fueron efectuadas por Victor Alejandro Valencia en la Universidad de Arizona, por el método de U-Pb en zircones; bajo las condiciones y metodología descritas por Valencia et al. (2005). Otras 8 fechas fueron

realizadas por Alexander Iriondo, una de ellos por U-Pb en zircones por microsonda iónica de alta resolución (“sensitive high-resolution ion microprobe” –SHRIMP-) y 7 por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en feldespato potásico; la primera se hizo en los laboratorios de la Universidad de California y las otras 7 en los del USGS (Servicio Geológico de Estados Unidos) con sede en Denver. El interés por fechar feldespato por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radica en que se pueden obtener edades que pueden registrar toda una historia térmica del mineral evidenciando, tanto edades magmáticas, como de recalentamiento (McDougall y Harrison, 1999; Rollinson, 1993; Faure, 1988.).

5.1. Muestras estudiadas y resultados obtenidos

Las muestras corresponden al BMNB y al PSL. Los resultados obtenidos se describen a continuación, precedidos de una breve descripción petrográfica para cada muestra. Un listado general de resultados y las constantes utilizadas se consignan en la Tablas IV, V y VI.

Muestra 03-116

Localización: sobre el arroyo San Lucas. Coordenadas: 646 483, 3217 317.

Petrografía:

La roca intrusiva a andesitas verdosas. La roca rosada de textura porfídica presenta un 50 % de fenocristales. Dichos fenocristales son en su mayor parte (40 %) plagioclasas automorfas de tamaño hasta 5 mm. Los ferromagnesianos son anfíbol y biotita (10 %) alterados a clorita, epidota y carbonato. El cuarzo (5 %) aparece en raros cristales primarios, con presencia de inclusiones fluidas trifásicas. La matriz de la roca es felsítica de grano muy fino, seguramente rica en feldespato potásico. Los minerales secundarios son clorita (5 %), epidota (2 %), carbonato (2 %). Se trata de un pórfido hipabisal a subvolcánico de monzonita de cuarzo (Pórfido San Lucas).

Datos geocronométricos:

En esta muestra se obtuvo una edad de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en zircones de 95.2 ± 1.8 Ma (Figura 24y Tabla V). Por otra parte, las edades aparentes por el método Ar/Ar en feldespato potásico para las etapas C – H van de 52 a 71 Ma, con errores de $\pm 0.1 - 0.2$ Ma (Figura 25, Tabla

VI). La primera edad se puede interpretar como una edad de cristalización, mientras que la segunda corresponde a un recalentamiento posterior.

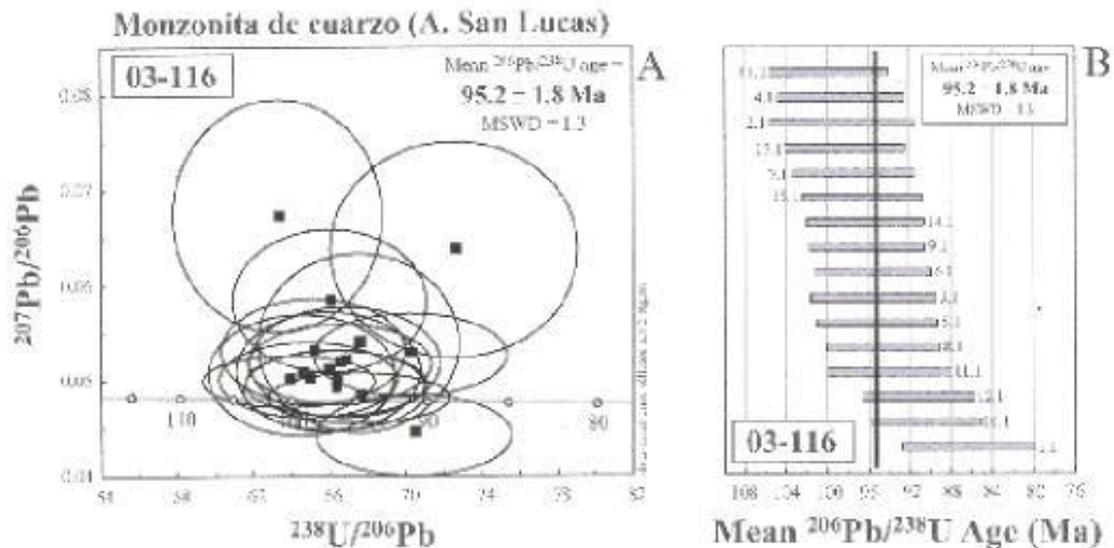


Figura 24. Edades U/Pb individuales (A) y promedio para muestra 03-116 (B) del PSL.

Muestra 03-114

Localización: sobre el arroyo San Lucas. Coordenadas: 646 987, 3 217 018.

Petrografía:

En el campo esta roca contiene algunos enclaves de rocas básicas. Presenta una textura porfídica con un 40 % de fenocristales y un color general rosado, principalmente en la matriz. Los fenocristales son en su mayor parte de plagioclasa (30 %) de tamaño hasta de 4 mm, automorfos. El cuarzo representa 5 %. También hay diseminados minerales ferromagnesianos (10 %), entre los cuales hornblenda (7 %) actinolizada y biotita (3 %). Toda la matriz es microcristalina rosada probablemente con abundancia de feldespato potásico (55 %). Se trata de un pórfido monzonítico hipabisal (Pórfido San Lucas).

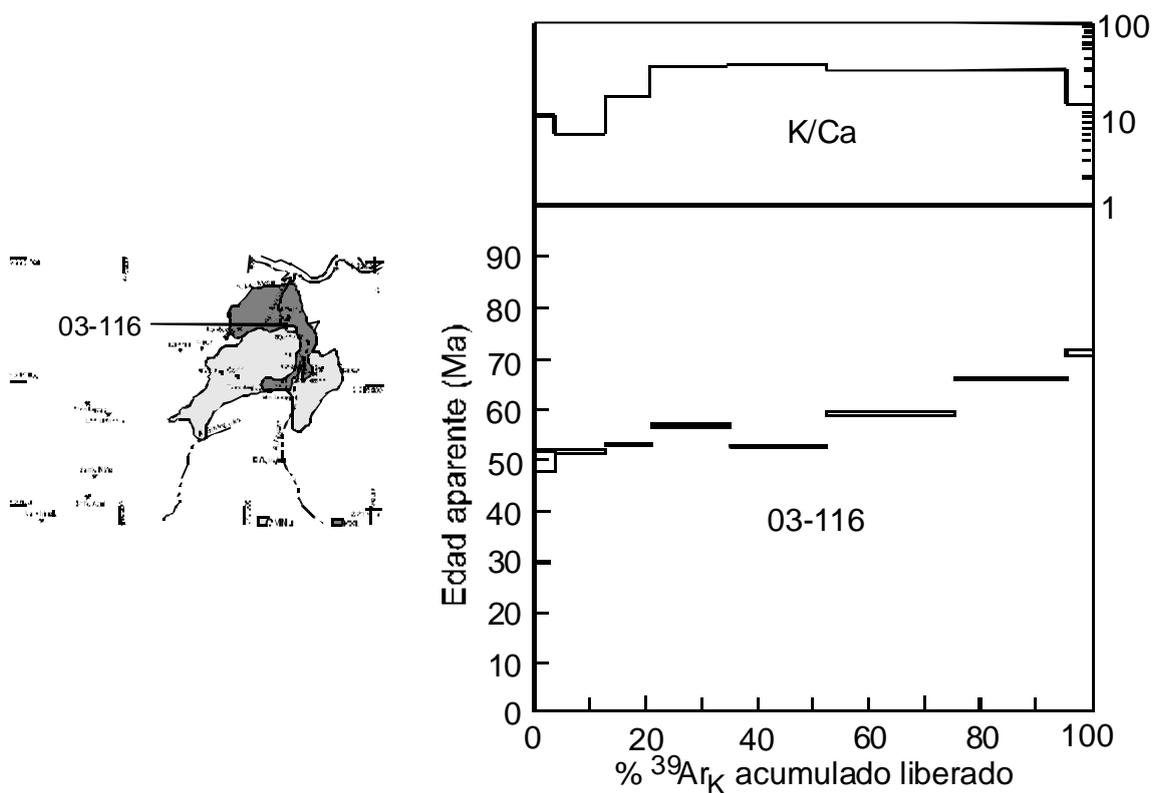


Figura 25. Ubicación y edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) en feldespato potásico, para la muestra 03-116 del PSL.

Datos geocronométricos:

En esta muestra se observa un comportamiento de edades aparentes que varía de las etapas B – K de 56 a 95 Ma (Figura 26, Tabla VI). Hay dos grupos principales: uno de B – F con edades aparentes de 56 a 64 Ma y otro de G – K de 70 a 95 Ma. En este caso la edad máxima (95 Ma) es prácticamente la misma de la muestra 03-116 practicada en zircones y debe corresponder a una edad de cristalización del feldespato magmático, mientras que las edades aparentes de 56 – 64 Ma deben corresponder a un recalentamiento.

Muestra 03-107

Localización: arroyo las Moras. Coordenadas: 642 249, 3 216 450.

Petrografía:

Se trata de una roca granuda mesocrática de grano medio. Se compone en un 50 % de minerales ferromagnesianos y el otro 50 % de minerales claros. Los ferromagnesianos son verdosos y hay algunos parches muy negros frescos que parecen biotita. La textura es fanerítica de grano medio con una talla de grano de 0.5 a 2 mm. Al microscopio se observa la existencia de plagioclasas (55 %), piroxenos primarios (15 %) probablemente augita, feldespato potásico escaso (3 %), cuarzo (5 %) y biotita primaria (4 %). Las plagioclasas se alteran en parte a sericita y los ferromagnesianos parcialmente a actinolita. Entre cuarzo y feldespatos hay trazas de desarrollo de mirmequitas. Los minerales secundarios son sericita (10 %), actinolita (5 %), minerales opacos (3 %). Se trata de una roca plutónica, que forma parte de un cuerpo batolítico y es clasificada como una tonalita de piroxeno y biotita perteneciente al BMNB.

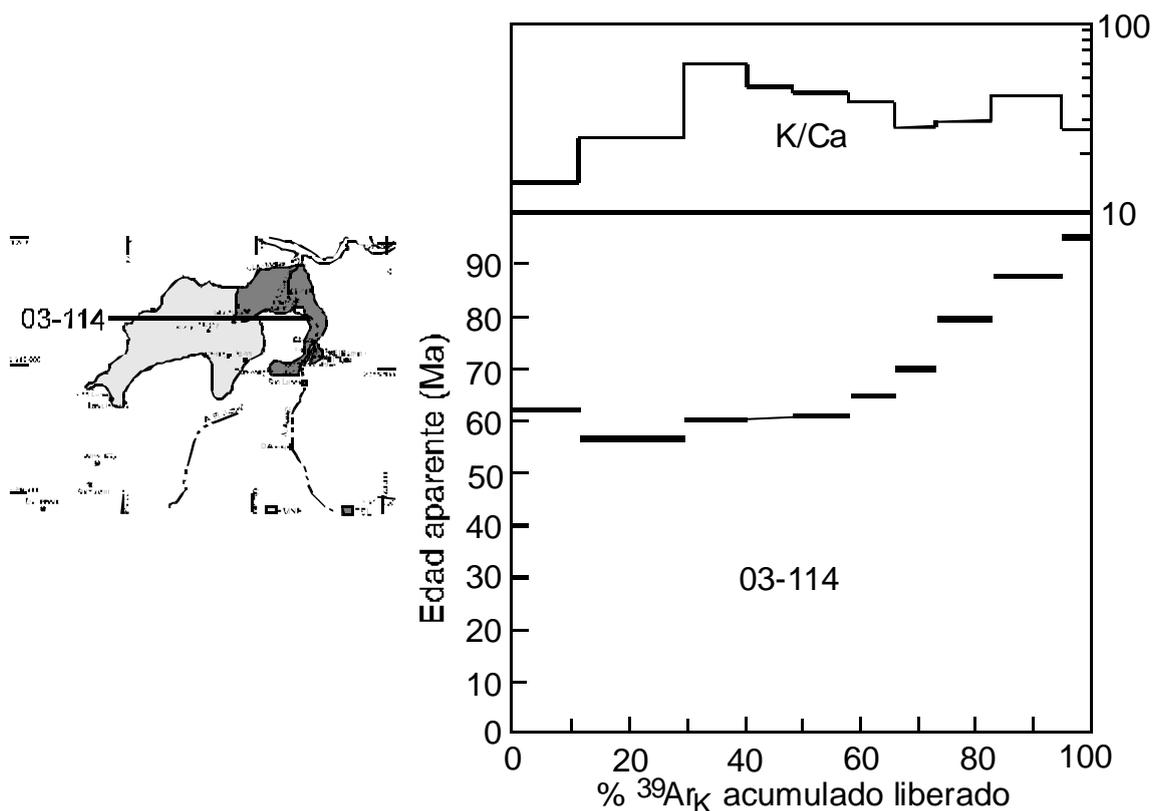


Figura 26. Ubicación y edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) en feldespato potásico, para la muestra 03-114.

Datos geocronométricos:

Esta fue una de las muestras fechadas por Victor Valencia por U/Pb en zircones utilizando una sonda laser. La edad obtenida por este método fue de 90.6 ± 1.0 Ma (Figura 27, Tabla IV). Los feldespatos también fueron fechados por Iriondo usando el método de Ar/Ar, obteniéndose edades aparentes entre las etapas E – K de 46 a 57 Ma (Figura 28, Tabla VI) Aquí también podemos interpretar una edad de cristalización hacia 91 Ma y otra de recalentamiento entre G – K (más del 40 % del ^{39}Ar liberado) con edades aparentes de 53 a 57 Ma. Cabe señalar que, no obstante la edad en U/Pb cercana a 91 Ma, ninguna edad aparente por Ar/Ar es más antigua que 57 Ma.

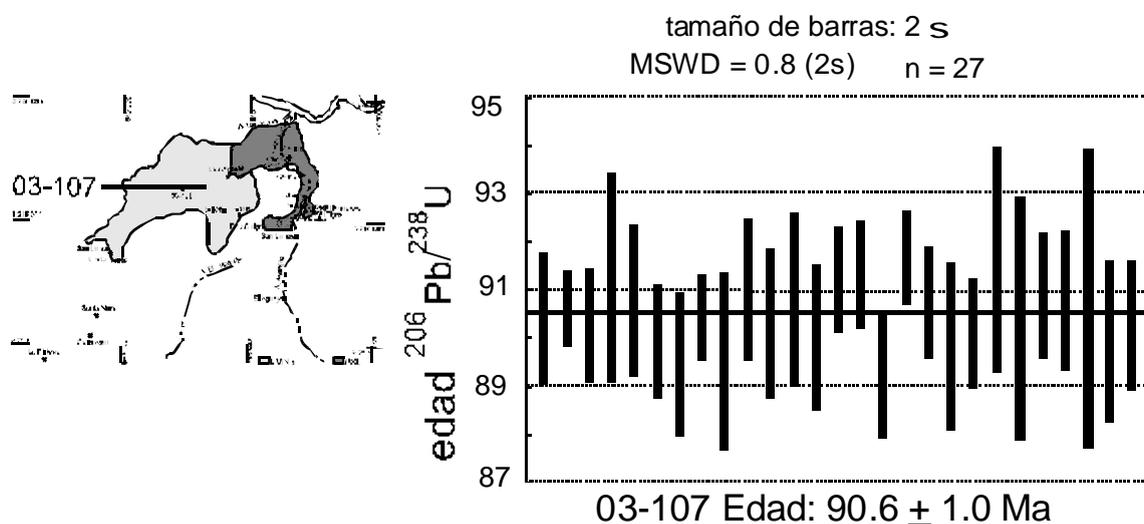


Figura 27. Ubicación y edades individuales U-Pb en zircones para la muestra 03-107: tonalita Batolito Las Moras

Muestra 03-109

Localización: Puerto de Morán entre San Lucas y arroyo las Moras. Coordenadas: 644 072, 3 215 552.

Petrografía:

La roca corresponde a un granito batolítico de facies más fina. Es una roca fanerítica de grano medio a fino, rosada y salpicada con puntos verdosos de ferromagnesianos. Estos últimos representan un 12 % de probables anfíboles cloritizados. La matriz es feldespática

en la que se observan cristales automorfos de plagioclasa y una matriz más rosada probablemente de feldespato potásico, las plagioclasas son invadidas en parte de feldespato potásico. Al microscopio se observa que las plagioclasas representan 50 %, el feldespato potásico 35 %, el cuarzo 3 %. Como minerales secundarios hay actinolita (7 %) en agregados fibrosos, epidota (3 %) y minerales opacos (2 %). Se trata de una monzonita a monzodiorita plutónica, que forma parte del BMNB.

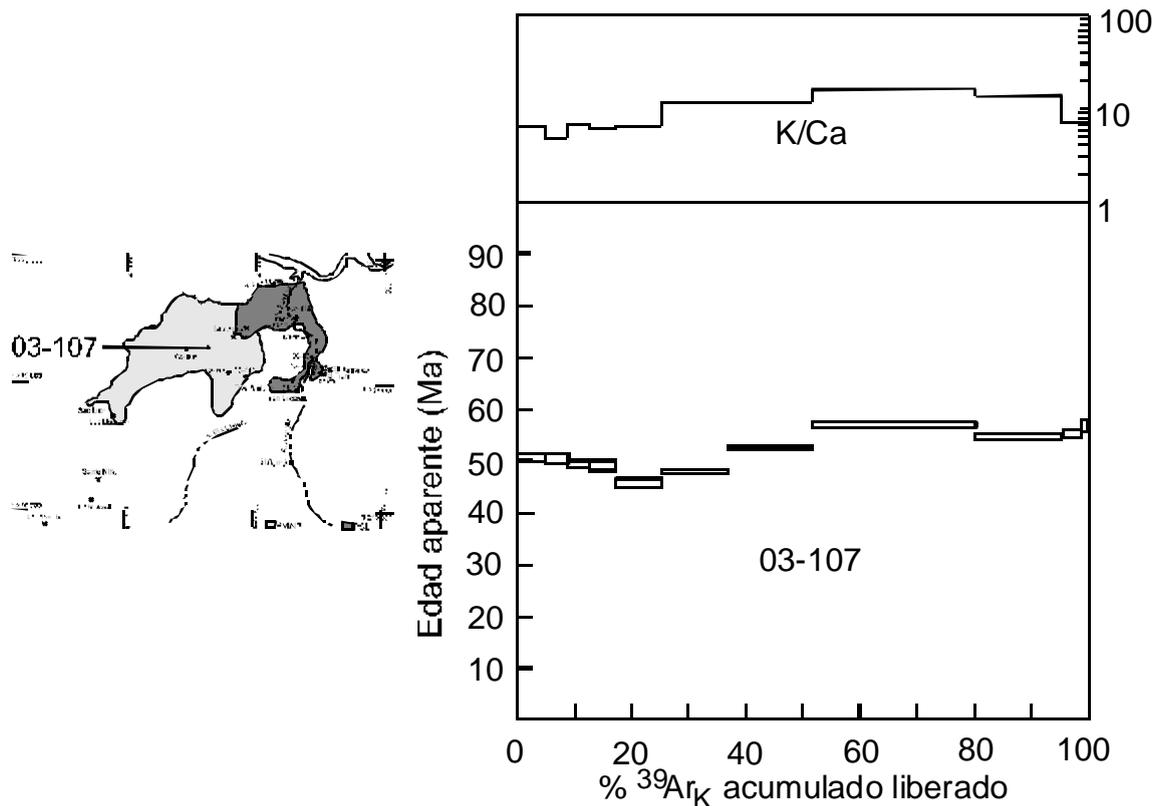


Figura 28. Ubicación y edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) para la Muestra 03-107: tonalita Batolito Las Moras.

Datos geocronométricos:

El espectro Ar/Ar de esta muestra indica edades aparentes de las etapas C–K de 47 a 51 Ma (Figura 29, Tabla VI). No se observan en los resultados de esta roca datos que indiquen edades aparentes más antiguas.

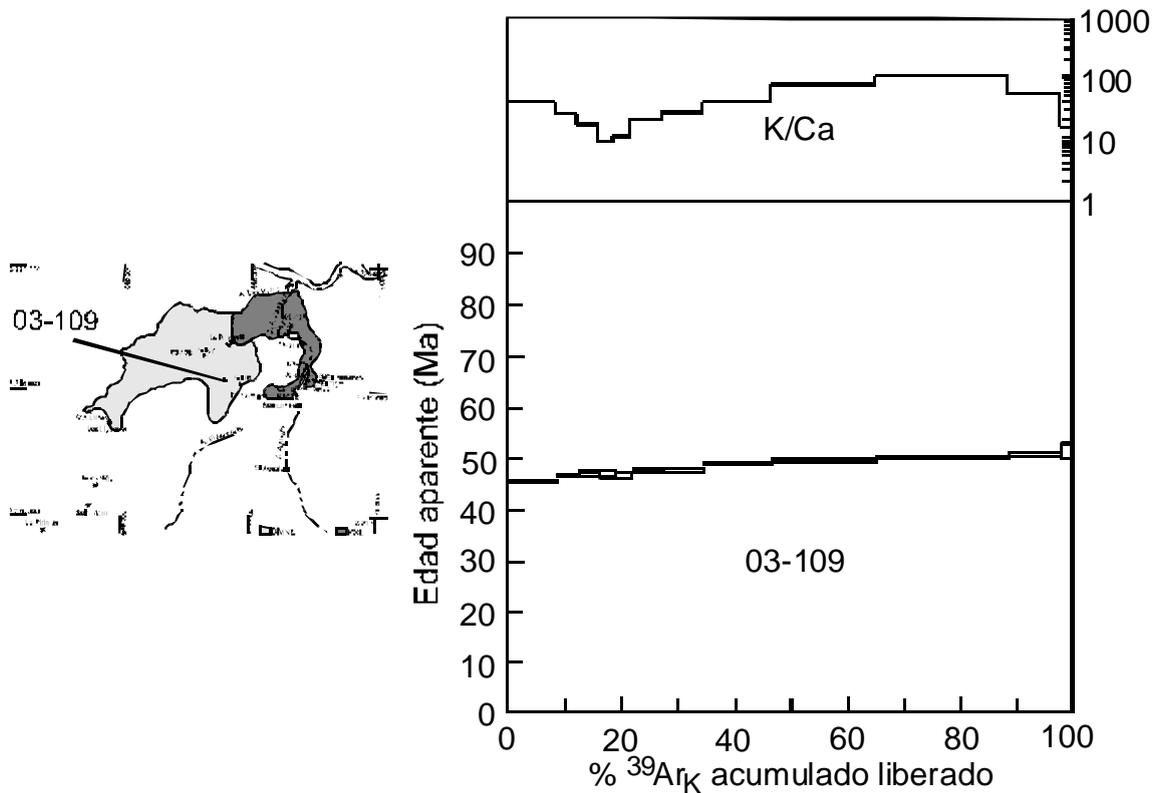


Figura 29. Ubicación y edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) para Muestra 03-109: monzonita Batolito Las Moras.

Muestra 03-10

Localización: arroyo San Lucas. Coordenadas: 646 945, 3 215 270.

La muestra corresponde a un dique de monzonita de cuarzo porfídica, que en afloramiento corta rocas metasomatizadas, pero en sí misma no tiene metamorfismo de contacto aparente. Presenta una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa en un 30 %, de un tamaño entre 1 y 4 mm. Los fenocristales se alteran debilmente a sericita fina. Los minerales ferromagnesianos están representados por antiguo anfíbol (5 %) y antigua bio tita (2 %); ambos minerales están muy alterados a clorita, opacos y carbonatos. La matriz es rosada a simple vista, muy fina; al microscopio es xenomorfa, conteniendo 10 % de plagioclasas y probablemente un 50 % de feldespato potásico. Los minerales secundarios son sericita (10 %), clorita (5 %), minerales opacos (1 %) y calcita (1 %).

Datos geocronométricos:

Una muestra similar a ésta, con clave 03-11, fue fechada por U/Pb en zircones con sonda laser, encontrándose una edad de 88.7 ± 1.0 Ma (Figura 30, Tabla IV). Los resultados de Ar/Ar sobre la muestra 03-10 indican edades aparentes para feldespato entre las etapas A – H de 52 – 66 Ma (Figura 31, Tabla VI). Aquí también aparecerían datos relacionados con una edad de cristalización y una de recalentamiento.

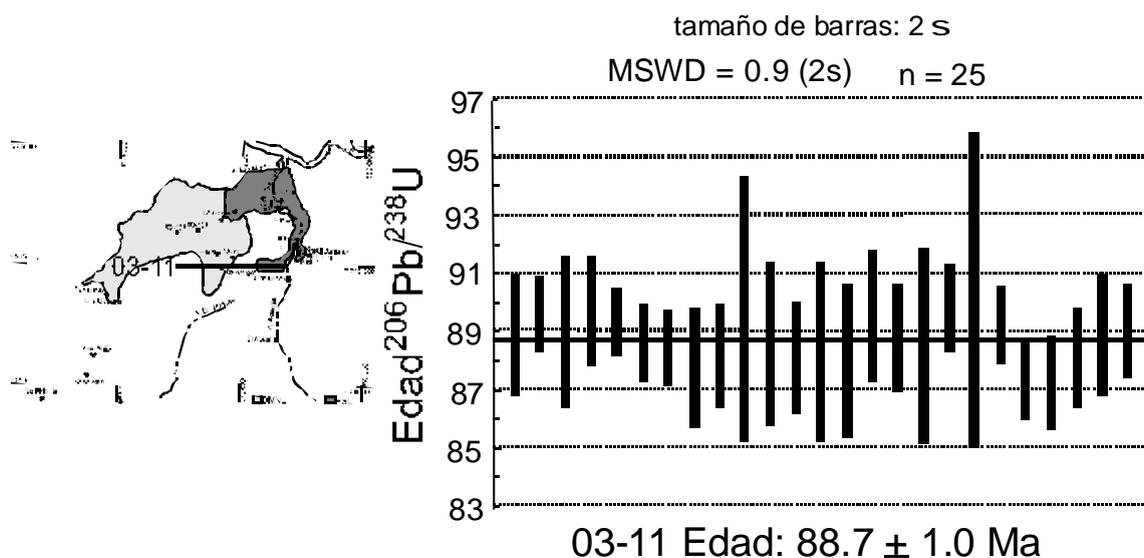


Figura 30. Ubicación y edades individuales U-Pb en zircones para las muestra 03-11: dique monzonítico postmetamórfico.

Muestra 03-101

Localización: sobre la carretera Bacanora-Novillo. Coordenadas: 650 739, 3 203 487.

Petrografía:

La roca es una granodiorita blanca con numerosos ferromagnesianos diseminados (22-25%) correspondientes a biotita y hornblenda, con débil alteración a sericita+clorita. La matriz blanca es de grano medio principalmente feldespática, con una talla de grano de 0.5 a 1 mm. Se compone fundamentalmente de cuarzo (12 %), feldespato potásico (15 %), plagioclasas (50 %), hornblenda (7 %), biotita (8 %). Los minerales secundarios son clorita

(5 %), sericita (3 %), opacos (3 %) y epidota (1 %). Se trata de una granodiorita plutónica de biotita y hornblenda del BMNB.

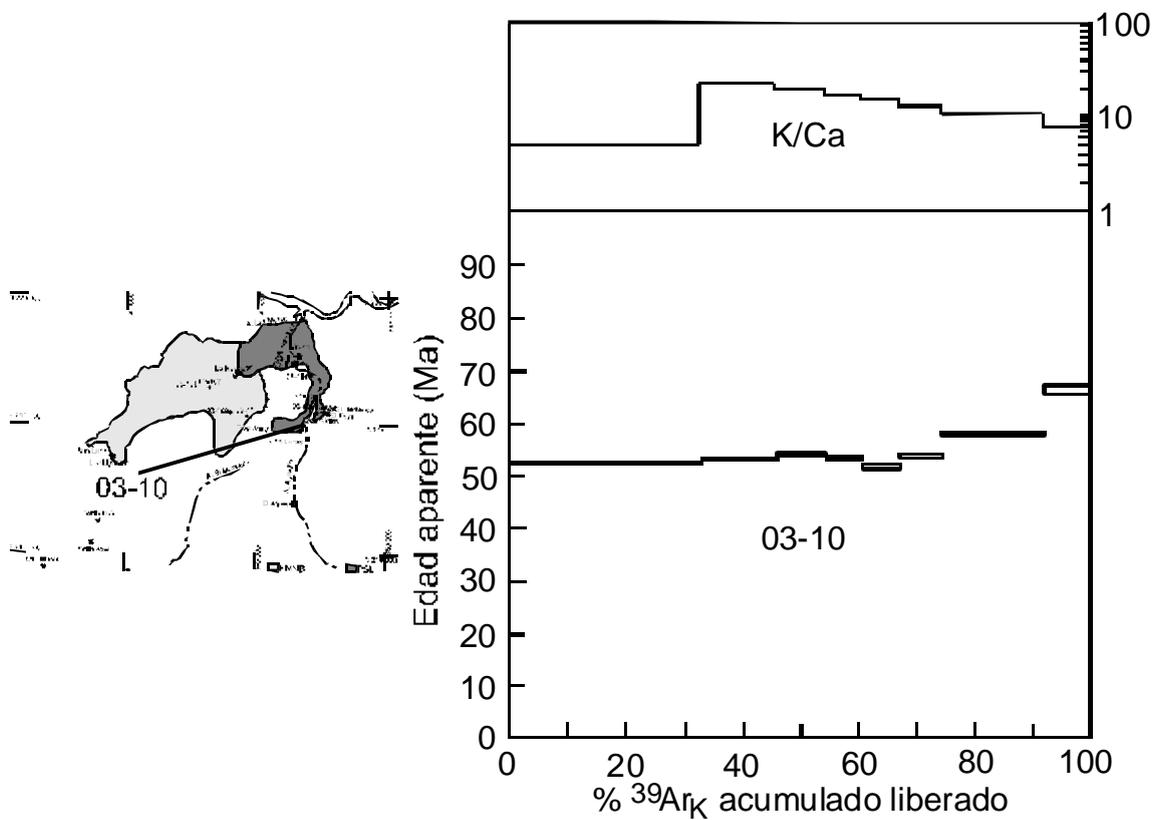


Figura 31. Ubicación y edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) para la Muestra 03-10: dique monzonítico postmetamórfico en arroyo San Lucas.

Datos geocronométricos:

Las edades aparentes en feldespatos para las etapas B – J son bastante homogéneas del orden de 56 – 57 Ma (Figura 32, Tabla VI). Con los datos de B a F se puede construir una isocrona que da una edad de 55.8 ± 0.3 Ma (Figura 33). No aparecen evidencias de edades más antiguas.

Muestra 03-103

Localización: camino Bacanora-Novillo. Coordenadas: 639 129, 3 204 035.

Petrografía:

La roca corresponde a una roca intrusiva pobre en ferromagnesianos (5 – 7 %), de grano grueso, de textura fanerítica, hipidiomórfica, con una talla de grano de 0.5 a 5 mm. La mineralogía es de cuarzo (20 %), plagioclasa (30 %), feldespato potásico (45 %) y hornblenda (5-7 %). Los minerales secundarios son sericita (2 %) y minerales opacos (1%). Se trata de un monzogranito plutónico de hornblenda formando parte del BMNB.

Datos geocronométricos:

Las edades aparentes en feldespato entre las etapas A – P van de 38 a 45 Ma (Figura 34, Tabla VI). Las características del espectro según la pérdida de ^{39}Ar indican un enfriamiento lento.

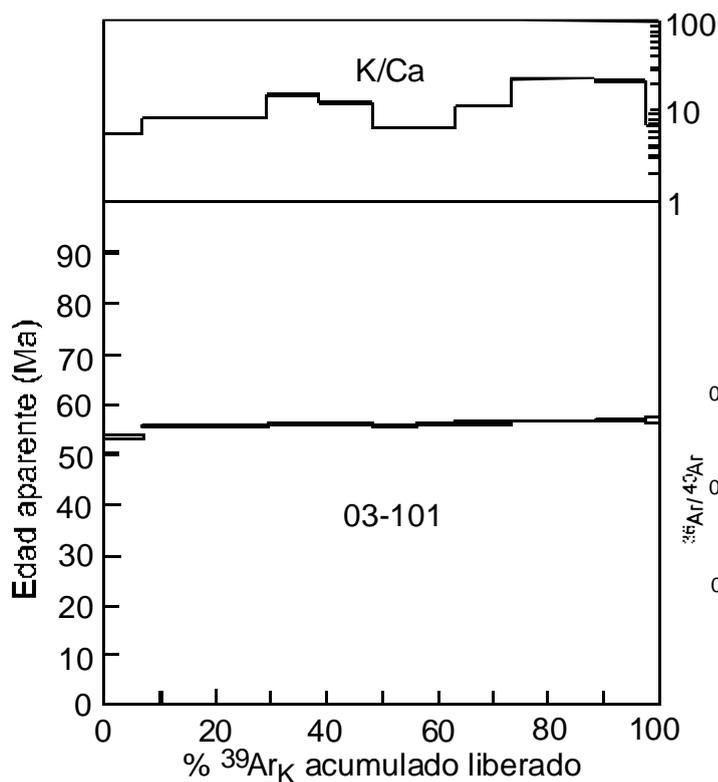


Figura 32. Ubicación y edad aparente Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) para muestra 03-101: granodiorita Batolito Novillo-Bacanora.

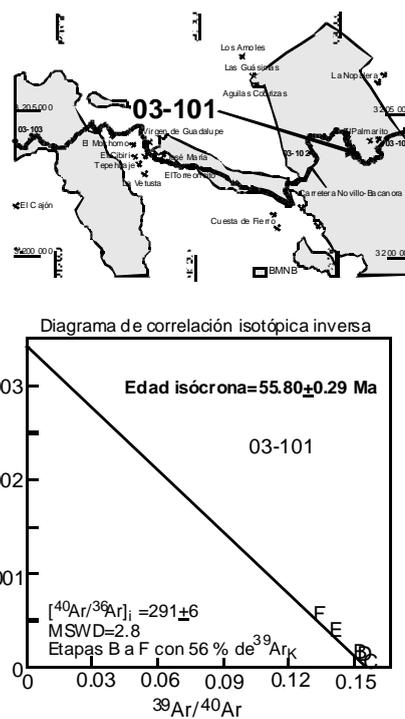


Figura 33. Isócrona para la misma muestra para las etapas B a F.

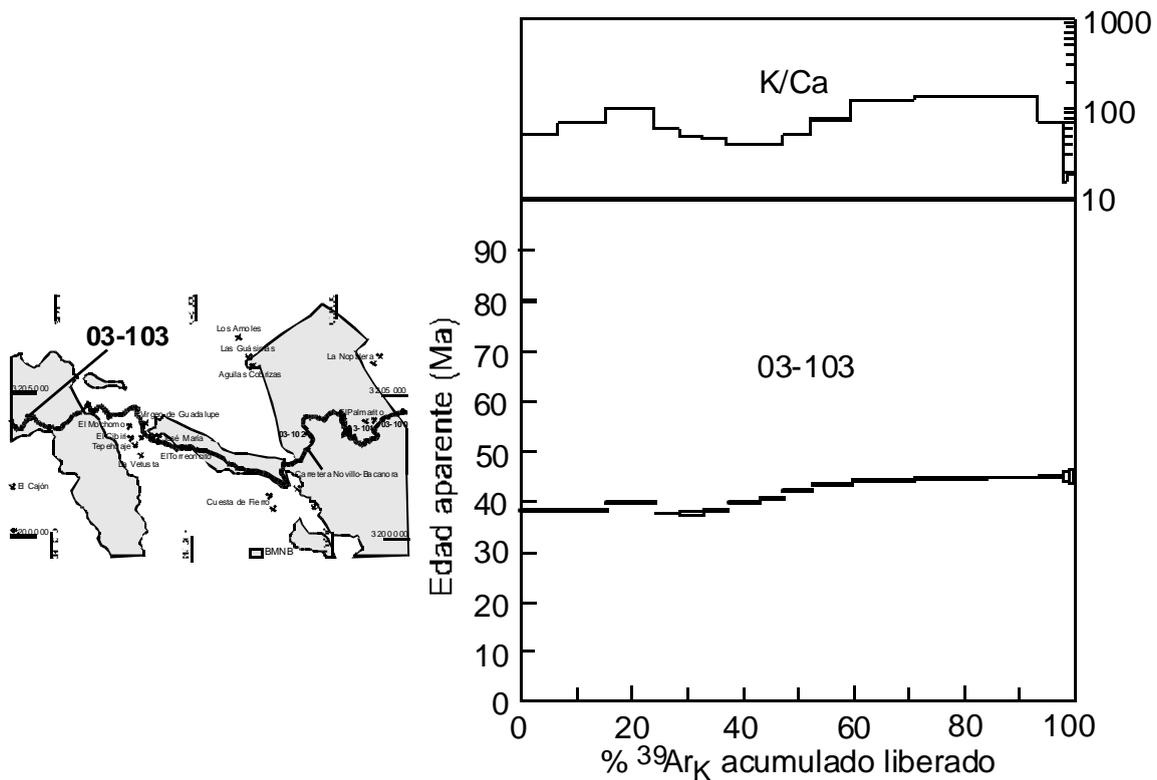


Figura 34. Edades aparentes Ar/Ar a diferentes etapas de calentamiento (“steps”) para Muestra 03-103: monzogranito Batolito Novillo-Bacanora.

5.2. Interpretación y discusión

De acuerdo con los datos antes expuestos y con las observaciones de campo, petrográficas y geoquímicas, trataremos de discutir esta información y de dar diferentes posibilidades de interpretación. La Figura 35 resume los fechamientos individuales efectuados durante este trabajo, en los cuales se sustenta la presente discusión.

En principio es indudable que existe un pulso magmático claramente definido hacia 89 – 95 Ma. Este pulso corresponde a edades de cristalización de las rocas del Batolito las Moras, del Pórfido San Lucas (hipabisal) y de diques de composición parecida al Pórfido San Lucas pero que cortan rocas con metasomatismo de contacto (skarns de la Esperanza). Las edades están representadas por los datos obtenidos en zircones para las muestras 03-107 (90.6 ± 1.0 Ma en batolito), 03-116 (95.2 ± 1.8 Ma en pórfido) y 03-11 (88.7 ± 1.0 Ma en

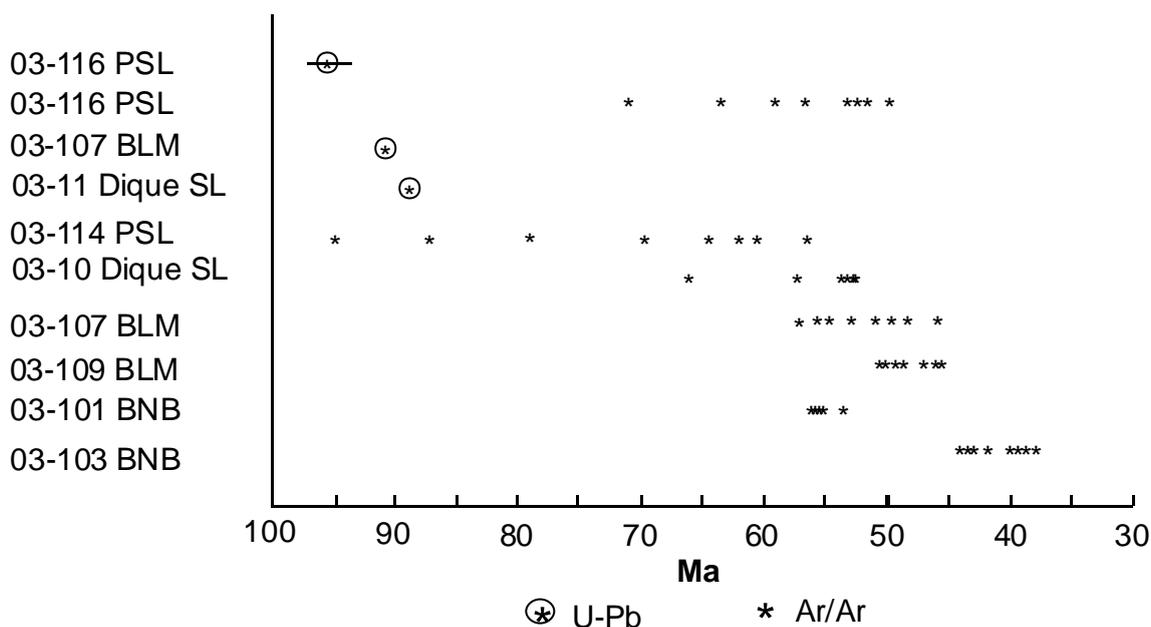


Figura 35. Resúmen de fechamientos individuales efectuados en el área que incluye edades U-Pb y Ar/Ar. BLM – Batolito Las Moras, BNB – Batolito Novillo-Bacanora, PSL – Pórfido San Lucas.

dique), respectivamente. Las mismas muestras enseñan los efectos de un recalentamiento (“reseteo”) con mayor o menor efecto según la muestra. Por ejemplo, en la muestra 03-114 que sólo se fechó por feldespatos se calculan edades aparentes que van de 56 a 95 Ma, es decir, a la máxima temperatura se manifiesta prácticamente la edad de cristalización de 03-116. El mismo efecto se observa para la muestra de pórfido 03-116, aunque en este caso la edad máxima aparente en Ar/Ar sólo llega hasta 71 Ma, mientras que la mínima es de 52 Ma; mientras tanto, para el dique 03-10 la máxima es de 66 Ma y la mínima de 52 Ma. El “borrado” de la edad vieja puede no sólo ser parcial, sino en ocasiones total como se deduce de la muestra 03-107 en la que las edades aparentes en feldespatos van de 57 a 46 Ma, sin “vestigios” de la edad de cristalización obtenida por U/Pb (90.6 Ma). Un fenómeno similar se deduce de la muestra 03-109, con edades aparentes en feldespatos de 51 a 46 Ma. Esta muestra fue tomada del batolito aflorante cerca del Puerto de Morán, cuya continuidad con el cuerpo del arroyo las Moras de la muestra 03-107 (fechada en 90.6 Ma) es incuestionable, por lo que también interpretamos las edades en feldespatos como efecto de un recalentamiento. De una manera general, el pulso magmático hacia 90 – 95 Ma es

evidente, este pulso involucra una secuencia relativa de intrusiones, según relaciones de campo, en el orden siguiente: Batolito Las Moras → Pórfido San Lucas → diques de monzonita. Existen pequeñas contradicciones en las edades absolutas reportadas para la muestra 03-116 (pórfido) y 03-107 (batolito), sin embargo, dentro de los rangos de error corresponden al mismo evento. Dichas rocas sufrieron un borrado parcial o total por otro evento magmático cuyas edades aparentes en feldespatos se manifiestan hacia 57 – 46 Ma y, considerando las temperaturas de bloqueo de los minerales, pudieran corresponder a un pulso magmático hacia 62 Ma.

Por otra parte, sobre el batolito Novillo-Bacanora se tienen dos edades. La primera corresponde a la muestra 03-101, que es una granodiorita de biotita y hornblenda con un espectro homogéneo y una edad aparente en feldespatos de 55.8 ± 0.3 Ma. Una primera interpretación podría ser que se trata de un pulso magmático diferente, más joven que el antes descrito y que pudiera haber causado el recalentamiento de las rocas de Las Moras – San Lucas. Sin embargo, cuando se observa la petrografía y, sobre todo la geoquímica de las muestras 03-100 y 03-101, se tiene un patrón de REE muy parecido a las rocas del arroyo Las Moras y San Lucas (Figura 18), lo cual sugiere un origen común, por lo que nosotros pensaríamos más bien que se trata de rocas del pulso hacia 90 Ma, las cuales sufrieron un borrado total por recalentamiento hacia 62-56 Ma.

Finalmente, la muestra 03-103 presenta edades aparentes de 45 a 37 Ma. Estas edades aparentes son inferiores a las que hemos estado comentando y presenta un espectro en feldespatos con un enfriamiento relativamente lento, que no tiene correlación con los antes discutidos. Ahora bien, si observamos el espectro de REE (Figura 18) lo encontramos un poco diferente a los de las rocas antes descritas; este espectro se caracteriza por un mayor empobrecimiento en LREE y un enriquecimiento creciente relativo en HREE a partir del Dy, en contraposición con un segmento plano en HREE para los espectros de las otras muestras. Es probable que esta muestra se relacione en origen al pulso magmático más joven (fines del laramídico) que ocasionó el recalentamiento de las muestras discutidas.

5.3. Comparación con otras edades

El aspecto más importante de estos datos obtenidos en el área de la Esperanza, es que corresponden a las edades plutónicas más antiguas reportadas en Sonora central y, de manera indirecta, asigna edades más viejas para las rocas andesíticas intrusionadas por los cuerpos fechados. Las únicas rocas plutónicas anteriores a 70 Ma conocidas hasta ahora (Tabla VII y Figura 36), han sido reportadas en la costa de Sonora: 82.7 Ma en Punta San Antonio y 77 Ma en el rancho El Bayo (Mora-Alvarez y McDowell, 2000). Entre Bahía Kino y Puerto Libertad, Gastil y Krummenacher (1977) reportaron una edad de 91 Ma en Cerro Bolo, 85 Ma en la isla Tiburón, 71.7 Ma en Punta Cuevas y 70.1 Ma en Puerto Libertad; por otra parte Damon et al (1983) reportan 70.9 Ma en la Mina Leones (cerca de Puerto Libertad). Es más común encontrar rocas entre 100 y 70 Ma en Baja California (Tulloch y Kimbrough, 2003), o en Sinaloa (Henry et al., 2003).

Con relación a la edad de la Formación Tarahumara, en el cuadrángulo Tecoripa – Tónichi – La Dura – Suaqui Grande (McDowell et al., 2001) el rango de edad definido va de 90.1 a 69.7 Ma y está cubierta por rocas volcánicas de 53-62 Ma, que ya no se consideran parte de la Formación Tarahumara (Roldán-Quintana, 2002). Este arco volcánico ha sido identificado en varias partes dispersas en Sonora; por ejemplo, fechas de 86 a 81 Ma son reportadas por Grajales-Nishimura et al (1990) en el noreste del Estado, en la Sierra el Chanate Jacques-Ayala et al. (1993) reportan andesitas de 72 Ma, al NW de Bahía Kino, Gastil y Krummenacher (1977) fecharon una andesita en 85.1 Ma y una dacita en Puerto Libertad en 64 Ma. En Cananea las edades reportadas para la Formación Mesa son de 67 Ma (Meinert, 1982) y 69 Ma (Wodziki, 1995). Más cerca del área de estudio, en Arivechi, Pubellier et al (1995) reportan edades en andesitas de 65.7 y 74.6 Ma, y de 83.4 Ma para una andesita porfídica fuertemente potásica.

5.4. Aspectos relevantes a partir de la geocronometría

Las evidencias de campo y los nuevos datos geocronológicos de intrusiones que afectan las andesitas en nuestra área de estudio, permiten deducir que estas andesitas son más viejas que las reportadas por McDowell et al. (2001) en el río Yaqui. En consecuencia, se deduce que el cabalgamiento de la plataforma carbonatada paleozoica sobre las andesitas debe ser

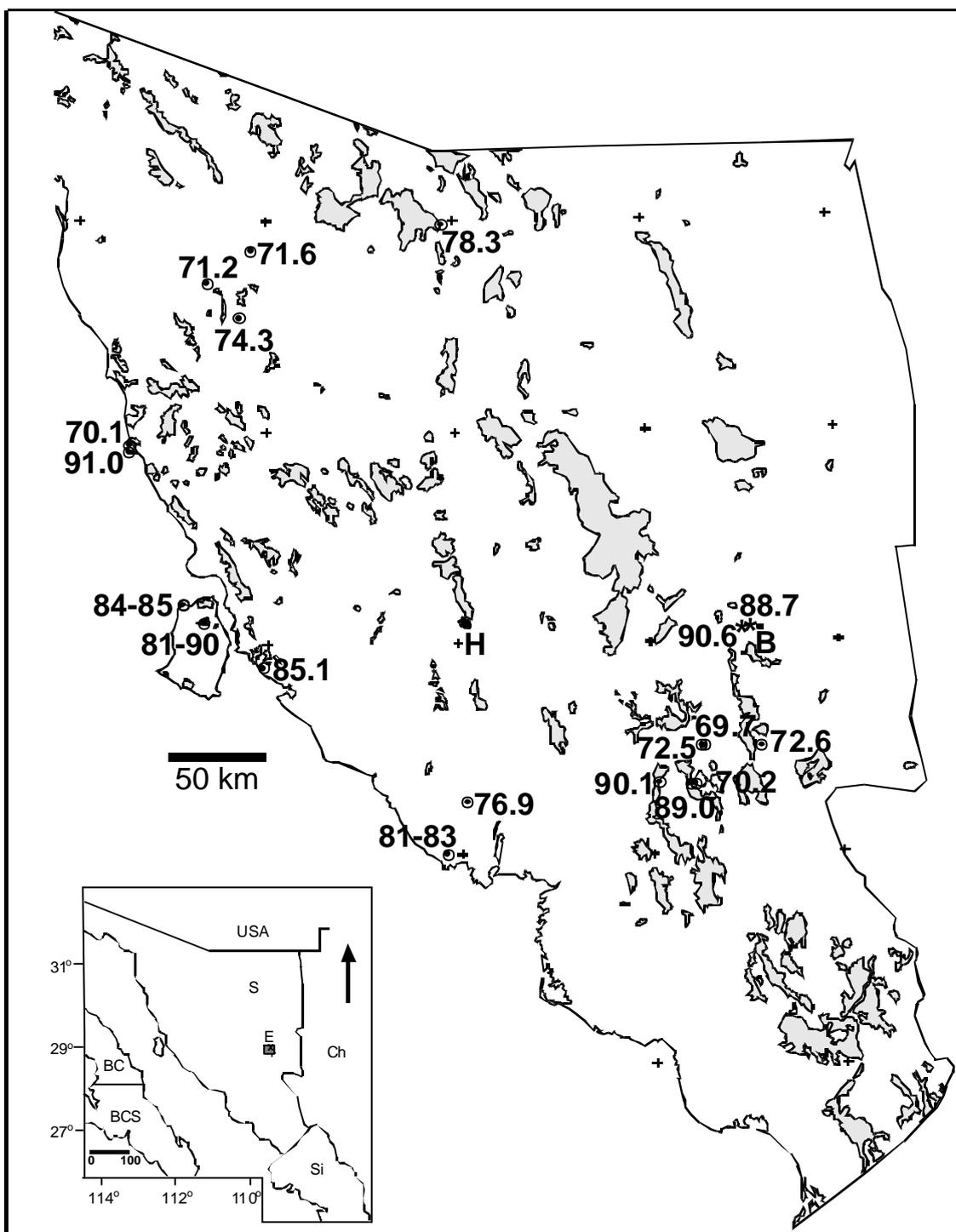


Figura 36. Distribución de los afloramientos del Batolito Sonorense, y de las edades más antiguas ≥ 70 Ma para rocas laramídicas en Sonora. * Edades U-Pb reportadas en este trabajo. USA, Estados Unidos de Norteamérica; Ch, Chihuahua; Si, Sinaloa; BC, Baja California; BCS, Baja California Sur; B, Bacanora; E, La Esperanza.

también anterior a 90 Ma (pre-Turoniano). Indirectamente, esto demuestra la presencia de las rocas más viejas del arco larámide en Sonora central, así como la posibilidad de extensión en el rango de edad de la Formación Tarahumara a la propuesta por McDowell et al. (2001).

En resumen, los datos geocronológicos aquí reportados permiten deducir aspectos importantes relacionados con la historia tectónico-magmática del área, por ejemplo:

- a). Se puede constreñir la edad de cabalgamiento de la plataforma paleozoica sobre las andesitas pre-batolíticas a un período entre 100 Ma (fin del Albiano) y 91 Ma (edad máxima de las intrusiones). La edad de 100 Ma se deduce por la existencia de rocas albianas cabalgadas por rocas del Neoproterozoico en la Sierra Chiltepín, al oriente del área (Pubellier, 1987) y porque hay evidencias de que las intrusiones cortan indistintamente andesitas y calizas paleozoicas. Estas cabalgaduras pueden ser la prolongación hacia el norte de las estructuras a lo largo de las cuales se acrecionó el terreno Guerrero al continente norteamericano (Dickinson y Lawton, 2001).
- b). Se definen las rocas intrusivas laramídicas más antiguas de Sonora central que intrusionan, por lo tanto, rocas volcánicas andesíticas aun más viejas que las definidas por Mc Dowell et al. (2001) al sur del área de estudio.
- c). Se puede establecer una relación genética en función de las edades, entre el batolito de la zona Las Moras (ZLM), el Pórfido San Lucas (PSL) y los fenómenos metamórficos que originaron los skarns de la Esperanza.

6. Vinculación del BMNB y del PSL con rocas adakíticas

Las adakitas son rocas de composición intermedia a ácida que incluyen andesitas, dacitas y riolitas sin términos basálticos (Defand y Drummond, 1990, Maury et al., 1996; Martin, 1999). Se trata de lavas porfídicas que contienen plagioclasa zonal, biotita y hornblenda y muy raramente piroxeno. Su composición química general es de $\text{SiO}_2 > 56 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15 \%$, Na_2O 3.5 a 7.5 %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ promedio 0.42, $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$ promedio 7 %, $\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$, $\text{Ni} > 24 \text{ ppm}$, $\text{Cr} > 36 \text{ ppm}$, valores bajos de HREE, $\text{Y} < 18$, $\text{Yb} < 1.8$ y $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} > 10$ (Martin et al., 2005). Algunos diagramas como los de $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ vs Yb_{N}

(Martin, 1987, 1999) y Sr/Y vs Y (Defand y Drummond, 1990) son claves para reconocer las adakitas, que se interpretan como expresiones modernas de series precámbricas del tipo Tonalita-Trondhjemita-Granodiorita –TTG– (Drummond y Defand, 1990). A primera vista, las adakitas son parecidas a las series calcoalcalinas, pero se forman en ambientes geotectónicos de subducción particulares y se interpretan como originadas como un producto de fusión parcial de una placa oceánica en subducción que reacciona en mayor o menor proporción con la cuña del manto (Martin et al 2005).

Varios argumentos que se exponen posteriormente, permiten sugerir que las rocas del BLM y del PSL y parte de las del BNB, son de naturaleza adakítica. Sin embargo, una primera discusión debe darse en torno a si todas estas rocas intrusivas son comagmáticas. Un argumento para señalar la consanguinidad entre el BLM y el PSL consiste en las edades de las rocas, puesto que ambas unidades han sido fechadas arrojando edades hacia los 90 Ma, por lo tanto, es imposible pensar en magmas diferentes. Las características de rocas más potásicas en el PSL, incluyendo el comportamiento de elementos controlados por los feldespatos como Sr y Ba, pudieran verse como un fenómeno de diferenciación magmática, más evolucionado en el PSL en relación con el BLM. Los principales elementos mayores, trazas y tierras raras (Figuras 17, 18 y Tabla II) se encuentran en los rangos adakíticos. Por otra parte, aun cuando el contenido de Sr en el PSL es muy bajo (229 en promedio), las rocas del BMNB tienen en promedio más de 400 ppm de Sr. Ambas unidades tienen también valores de Y inferiores a 18 ppm y de Yb inferiores a 1.8, como las adakitas normales. En los diagramas clásicos de Sr/Y vs Y y $(La/Yb)_N$ vs Yb_N las rocas se ubican más hacia el campo adakítico, que hacia los de arco clásico (Figura 37). Si se observan los diagramas de multielementos y los de tierras raras existe el mismo comportamiento de ambas unidades, lo cual también sugiere un origen común (Figuras 17 y 18), salvo probablemente para la muestra 03-103. Hay un enriquecimiento de LREE y un empobrecimiento de HREE con relaciones de $(La/Yb)_N$ superiores a 10. El empobrecimiento de HREE se puede interpretar como el reflejo de la presencia de granate y hornblenda en la restita del magma de la zona fuente (Martin, 1999). Ahora bien, los valores de Ni (>24) y Cr (>>36) del PSL son superiores a los de las adakitas típicas, lo que se puede interpretar como producto de la contaminación del magma adakítico con la cuña del manto peridotítica (Maury et al., 1996; Martin, 1999; Martín et al 2005).

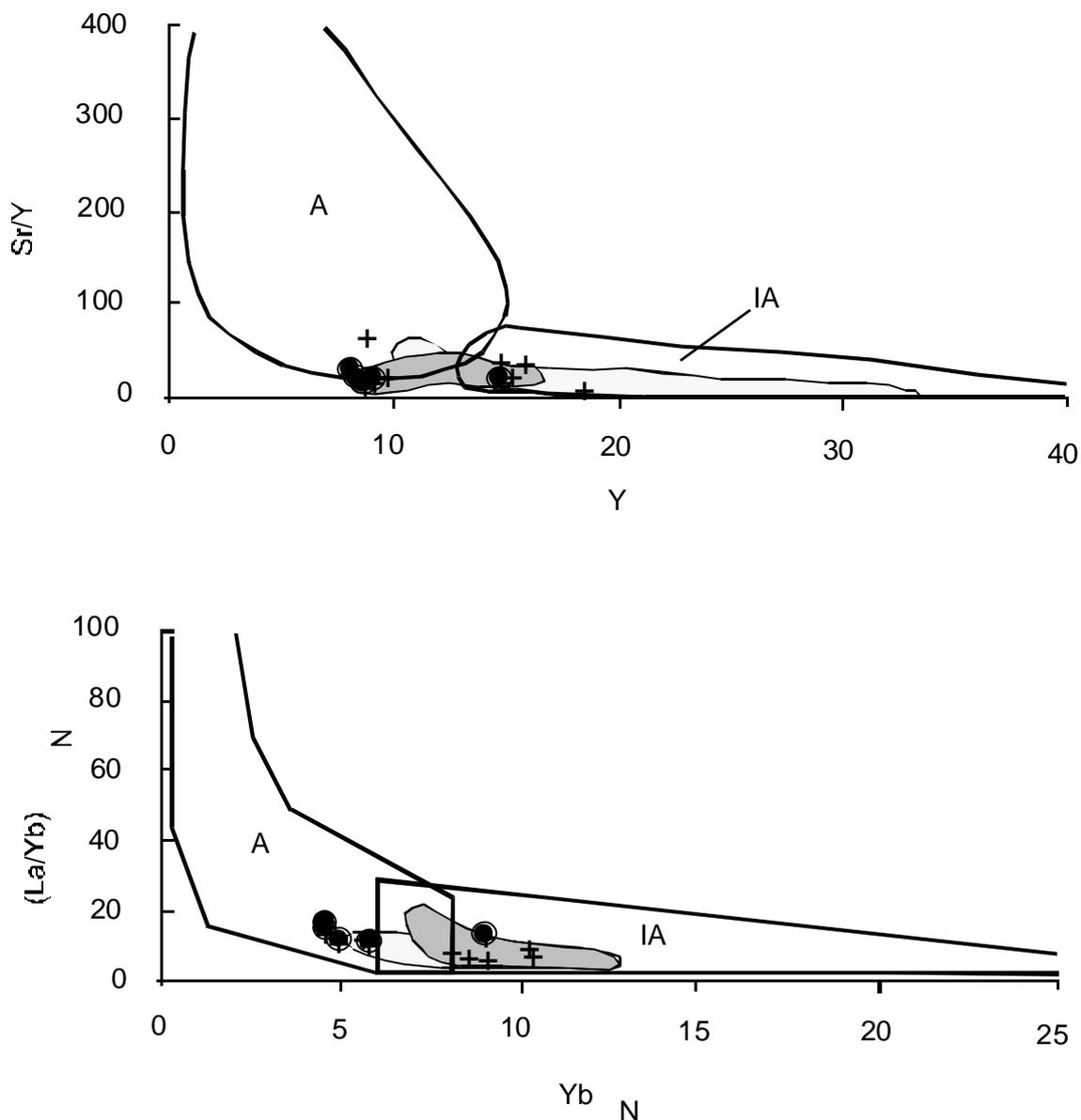


Figura 37. Diagramas Sr/Y – Y (Drummond y Defant,1990) y $(La/Yb)_N - Yb_N$ (Martin, 1986) ubicando datos del BMNB y PSL. Los campos corresponden al Batolito de Sonora Central (Sonorense -16 análisis) y se muestran también 16 análisis correspondientes al Batolito Costero de Sonora. (Misma fuente de datos que para la Figura 14). A. Adakitas, IA. Arcos Insulares. Misma simbología que la Figura 14.

En el caso de las rocas del BNB las fechas Ar/Ar obtenidas parecen dar edades de recalentamiento para la muestra 03-101 y, en el caso de la muestra 03-103, se trata probablemente de un evento magmático más joven, que pudiera ser el responsable del recalentamiento de los granitoides más viejos. Por otra parte, Pubellier (1987) proporciona

una fecha K/Ar en un cuerpo intrusivo al oeste de Bacanora (sin indicar coordenadas) de 52.2 ± 2.6 Ma y otra en la Sierra de Chiltepín de 63.6 ± 3.2 Ma. Estas edades son más típicas del Batolito de Sonora (Damon et al 1981, 1983), aunque también pudieran ser edades rejuvenecidas por el evento magmático aludido. Desde el punto de vista geoquímico el BNB tiene también valores de Y inferiores a 18, de Yb inferiores a 1.8 y un comportamiento en los diagramas de multielementos y en los de tierras raras (salvo la muestra 03-103) muy similar a los del BLM y PSL (Tabla II y Figuras 17 y 18), sugiriendo una línea comagmática. Por el contrario, algunos elementos traza como Sr, Ni y Cr están netamente deprimidos con relación al BLM y PSL, lo cual se puede interpretar como un posible fenómeno de diferenciación magmática al seno del mismo batolito. Sin embargo, es necesario más muestreo geoquímico y fechamientos, para definir claramente que estamos en presencia de un batolito complejo, que manifiesta pulsos durante varias épocas.

7. Discusión y conclusiones

El carácter calcoalcalino del Batolito de Sonora ha sido puesto de manifiesto por diferentes autores (Damon et al., 1981, 1983; Valencia et al., 2001, 2003; Roldán-Quintana, 2002). Los datos isotópicos de Sr indican una relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ siempre superior a 0.707 para los granitos del centro y norte de Sonora (Damon, et al., 1983; Valencia-Moreno et al., 2001), lo cual se ha interpretado como producto de contaminación de los magmas por corteza continental, como ha sido puesto de manifiesto con los datos isotópicos discutidos anteriormente. Los datos isotópicos de Sr y Nd sobre las muestras de nuestra área, indican también la contaminación por corteza continental de los magmas que originaron el BMNB y el PSL. En relación con el comportamiento de los elementos mayores y trazas, comparando los datos geoquímicos de los autores antes mencionados con los que se reportan en este trabajo, se encuentran variaciones consistentes en valores más elevados en Y y en Yb_N y menor empobrecimiento en HREE para las rocas del Batolito de Sonora en relación a las del BMNB y el PSL. Por otra parte, el rango de edades para el Batolito de Sonora se reconoce entre 90 y 40 Ma, con un pico entre 60 y 50 Ma (Figura 38), también se ha propuesto su emplazamiento como cinturones paralelos a la costa, más antiguos en edad hacia la costa y más jóvenes continente adentro (Damon et al 1981; Clark et al., 1979, 1982). Por otro lado, ha sido demostrado que el componente volcánico de los intrusivos es

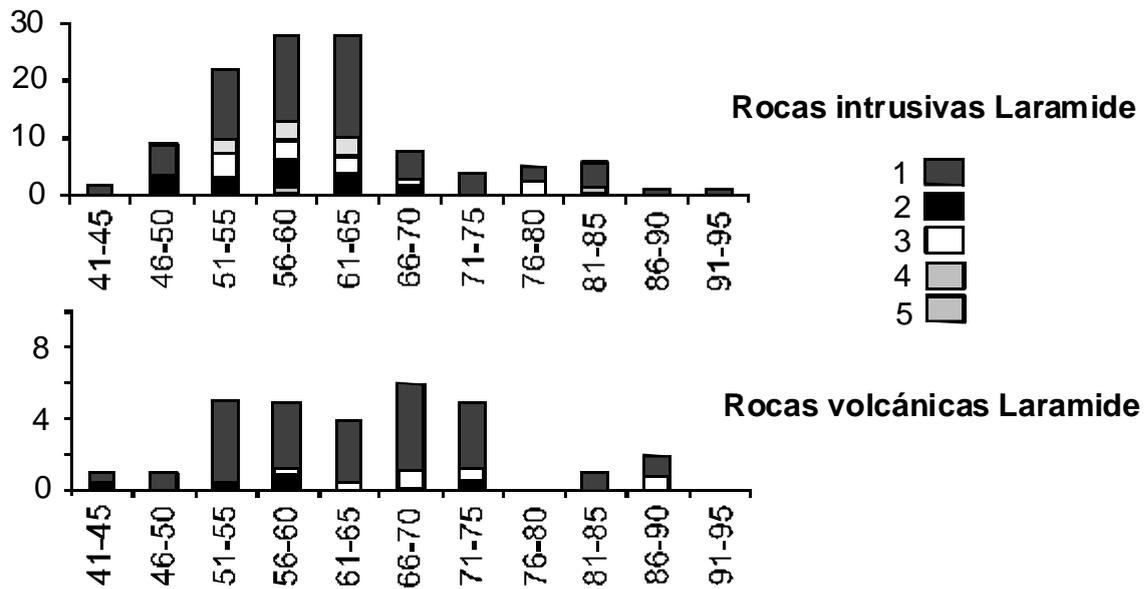


Figura 38. Histograma para edades de rocas laramídicas compiladas de la Tabla VII .
Método: 1 K/Ar, 2 Ar/Ar, 3 U/Pb, 4 Re/Os, 5 Rb/Sr.

la Formación Tarahumara (90 – 70 Ma) o sus equivalentes (McDowell et al., 2001). Las edades aquí presentadas demuestran que existen rocas intrusivas emplazadas hacia el inicio del período Larámide, que tienen una firma adakítica, las cuales coexisten en el campo con intrusiones calcoalcalinas de edad laramide clásica. Estos magmas se habrían originado por fusión de una placa oceánica en facies eclogita (presencia de granate con anfíbol en la restita) bajo el continente, contaminada por la cuña del manto peridotítico (anomalías en Cr y Ni) y además con contaminación de la corteza continental (datos isotópicos de Sr y Nd). Ahora bien, la formación de magmas adakíticos requiere de ciertas condiciones geodinámicas, por ejemplo la fusión de una corteza joven (<25 Ma) y por lo tanto caliente (Defant y Drummond, 1990; Drummond y Defant, 1990) lo cual no pudo ser el caso para las rocas intrusivas de la región, aunque otros autores han señalado posibilidades diferentes para la generación de magmas adakíticos, dentro de los cuales se mencionan cambios en la velocidad de colisión de las placas o una subducción oblicua (Maury et al., 1996). En relación a esto, durante el Cretácico superior existieron cambios relativos en las direcciones de movimiento entre las placas Farallón y Norteamérica (Atwater, 1989), lo cual implicó un cambio en la velocidad de subducción de 0.3 cm/año entre 120 y 90 Ma a 1.8 cm/año después de 90 Ma (Coney y Reynolds, 1977), estas velocidades también se postulan a 10

cm/año entre 100 y 85 Ma (Engelbreton et al., 1985) Este cambio cinemático provocó una migración del arco magmático hacia el continente, a causa de la disminución del ángulo de subducción. En el caso del área de estudio en Sonora central, la presencia de magmas adakíticos tan lejos de la paleotrinchera (>200 km) y tan localizados, sugiere varias posibilidades:

- a). Que existieron condiciones térmicas particulares de generación de estos magmas aun incomprendidas, lo cual puede entenderse tomando en cuenta la longitud de la trinchera (>6000 km) y lo ancho del plano implicado en la subducción (>400 km), lo que pudiera generar condiciones heterogéneas de fusión parcial.
- b). Que la geometría del cinturón magmático laramídico tiene variaciones en relación a su interpretación tradicional y que, por lo tanto, la subducción durante esta época no fue totalmente perpendicular a la costa actual del noroeste de México sino oblicua, o paralela al límite sur y suroeste del cratón de Norteamérica en Sonora Central.
- c). Que el magmatismo adakítico de la SSN es algo restringido y no proviene de la fusión de la placa Farallón, sino de la fusión parcial de fragmentos de la placa Mezcalera atrapada debajo de la litosfera de Norteamérica (siempre y cuando las condiciones de temperatura hayan sido suficientes para fundir un fragmento de placa oceánica), un poco después de la acreción del terreno Guerrero, como en el modelo propuesto por Dickinson y Lawton (2001).

No es la primera vez que se describen rocas intrusivas adakíticas en México. Intrusiones de firma adakítica del Paleoceno, relacionadas con mineralización de Au, se reportan en Mezcala (González-Partida et al., 2003 a y b). También, Tulloch y Kimbrough (2003) propusieron un cinturón de plutones de composición adakítica (high Sr/Y) en Baja California, la suite La Posta, la cual consta de tonalitas y granodioritas con hornblenda y biotita de edades entre 99 y 92 Ma (rocas y edades similares a las de la SSN). La relación de rocas adakíticas con muchas de las mineralizaciones más importantes en el mundo ha sido puesta de manifiesto por diversos autores (Thieblemont et al., 1997; Oyarzum et al., 2001; Reich et al., 2003; Samsomov et al., 2005; Qiang et al., 2006), aún cuando otros han señalado que la relación con la fusión de una placa oceánica no es tan evidente (Rabbia et al., 2002; Richards, 2002; Chiaradia et al., 2004). En Sonora el período de mineralización

más importante es entre 60 y 50 Ma (Clark et al., 1982; Damon et al., 1983; Staude y Barton, 2001; Barra et al., 2005), relacionado la mineralización al magmatismo calcoalcalino. Nuevos datos geocronológicos relacionados con el pórfido cuprífero de la Caridad (Valencia-Gómez, 2005) dejan claro que todo un sistema de intrusiones - mineralización se puede desarrollar en sólo 2 Ma (entre 55.5 y 53 Ma). En nuestra área, es indiscutible que el magmatismo de firma adakítica, hacia 90 Ma, se relaciona a paragénesis metálicas muy particulares (Cu-Zn-Ni-Co) hasta ahora desconocidas en Sonora, como la que se describe en el capítulo siguiente. Es muy probable también que estas rocas intrusivas se relacionen a otros skarns de Fe en la región.

VI. Geología en el área de la Esperanza

La zona del yacimiento la Esperanza se localiza a 12 km al noroeste de Bacanora. Se ubica sobre las coordenadas Mercator de 3216 000 N y 648 000 E, en las cercanías del Rancho San Lucas (Figura 2). La morfología corresponde a la estribación oriental de la Sierra Santo Niño, en una topografía abrupta con elevaciones entre 600 m (rancho San Lucas) y 1000 m en los picos más altos. El área es disectada en dirección norte-sur por el arroyo San Lucas, el cual nace desde la parte Este de la Sierra Santo Niño y drena hacia el norte desembocando en el río Yaqui. Otro arroyo importante es el Mezquite que baja de la Sierra Santo Niño y se une al San Lucas.

1. Rocas preintrusivas

Por comodidad las rocas del área de la Esperanza se describen de manera resumida tomando como referencia las rocas intrusivas relacionadas con los skarns, algunos de los cuales están mineralizados.

1.1. Rocas sedimentarias

Aquí nos referimos a un paquete de rocas sedimentarias aunque afectadas en grado variable por metamorfismo de contacto. Estas rocas afloran al sureste del rancho San Lucas, en las cercanías del Rancho El Aguaje, sobre los cerros altos del borde suroeste del arroyo El Mezquite y en el cerro inmediatamente al noreste del rancho San Lucas.

Al sureste del rancho El Aguaje, un bloque alargado en dirección NW-SE de unos 3 km² de rocas sedimentarias se encuentra a primera vista rodeado por rocas andesíticas. El bloque cabalga hacia el noreste la serie andesítica y el contacto suroeste con las mismas rocas andesíticas es por intermedio de una falla normal, subrayada en zonas por una veta de cuarzo con óxidos de Cu, Fe y barita. El paquete sedimentario se compone de calizas grises masivas, o en estratos decimétricos con intercalaciones de capas delgadas blancas más arenosas. Las capas se orientan N40-55° W y se inclinan 15°-32° SW. Cerca del contacto noroeste sobre el arroyo con las rocas andesíticas las rocas están muy plegadas con pliegues decimétricos apretados que muestran una dirección preponderante de plano axial de N60W e inclinación de 45° al NE. Las calizas están recrystalizadas y marmorizadas de manera abundante.

Al suroeste del arroyo El Mezquite los rumbos de las capas son muy cambiantes, probablemente debido a un contacto por falla de las rocas sedimentarias con un bloque de andesitas al noroeste del arroyo. Hay rumbos persistentes al N41-50° W pero con inclinaciones de 25° NE o 35° SW. La serie parece más detrítica que en el Aguaje, pues se trata de bancos decimétricos de areniscas a cuarcitas masivas cafés, con capas intercaladas de carbonatos.

La zona más importante para nuestros propósitos la constituye el cerro al noreste del rancho San Lucas. Según la cartografía de la hoja Santa Teresa del Consejo de Recursos Minerales (1996), los afloramientos de estas rocas ocupan una superficie de unos 4 km². Se presentan como calizas y cuarcitas que según el mismo plano parecen “flotando” sobre rocas andesíticas del Cretácico superior y en contacto por falla, en su parte sur, con las mismas andesitas. Las rocas se identifican en el mismo documento como del Paleozoico indiferenciado. En un plano del área hecho a escala 1:5 000 por el autor (Figura 39), se puede advertir que los afloramientos de estas rocas son más limitados de lo que aparecen en el mapa del Consejo, la confusión se debe a que algunos endoskarns fueron cartografiados como sedimentos.

Los afloramientos principales se ubican en el cerro al noreste del rancho San Lucas. Una pequeña franja orientada E-W que atraviesa hacia el oeste del arroyo San Lucas, cartografiada anteriormente como cuarcita (Consejo de Recursos Minerales, 1996), corresponde en realidad a una zona de falla normal rellena de cuarzo, que pone en contacto las rocas metamorfizadas con sedimentos terciarios al sur. La tendencia general de paquete sedimentario es al N50-70°W y con inclinaciones de 40° a 75° al SW. En la parte norte del cerro el contacto de la unidad sedimentaria con las rocas volcánicas no es claro porque ha sido “absorbido” por una intrusión hipabisal (el PSL) que además metamorfiza la secuencia. Pudiera tratarse de un contacto por falla inversa o cabalgante de la serie sedimentaria sobre las andesitas. En la parte sureste del bloque está en contacto por falla normal con una serie volcánica a volcanoclástica estratificada diferente en apariencia de las rocas del contacto norte, el contacto también está subrayado en parte por crestones de cuarzo de relleno hidrotermal sobre la estructura de falla principal.

Aún cuando hay una tendencia general del paquete sedimentario con rumbo hacia el noroeste, en detalle hay variaciones en rumbo y echado de las capas. Por ejemplo sobre el

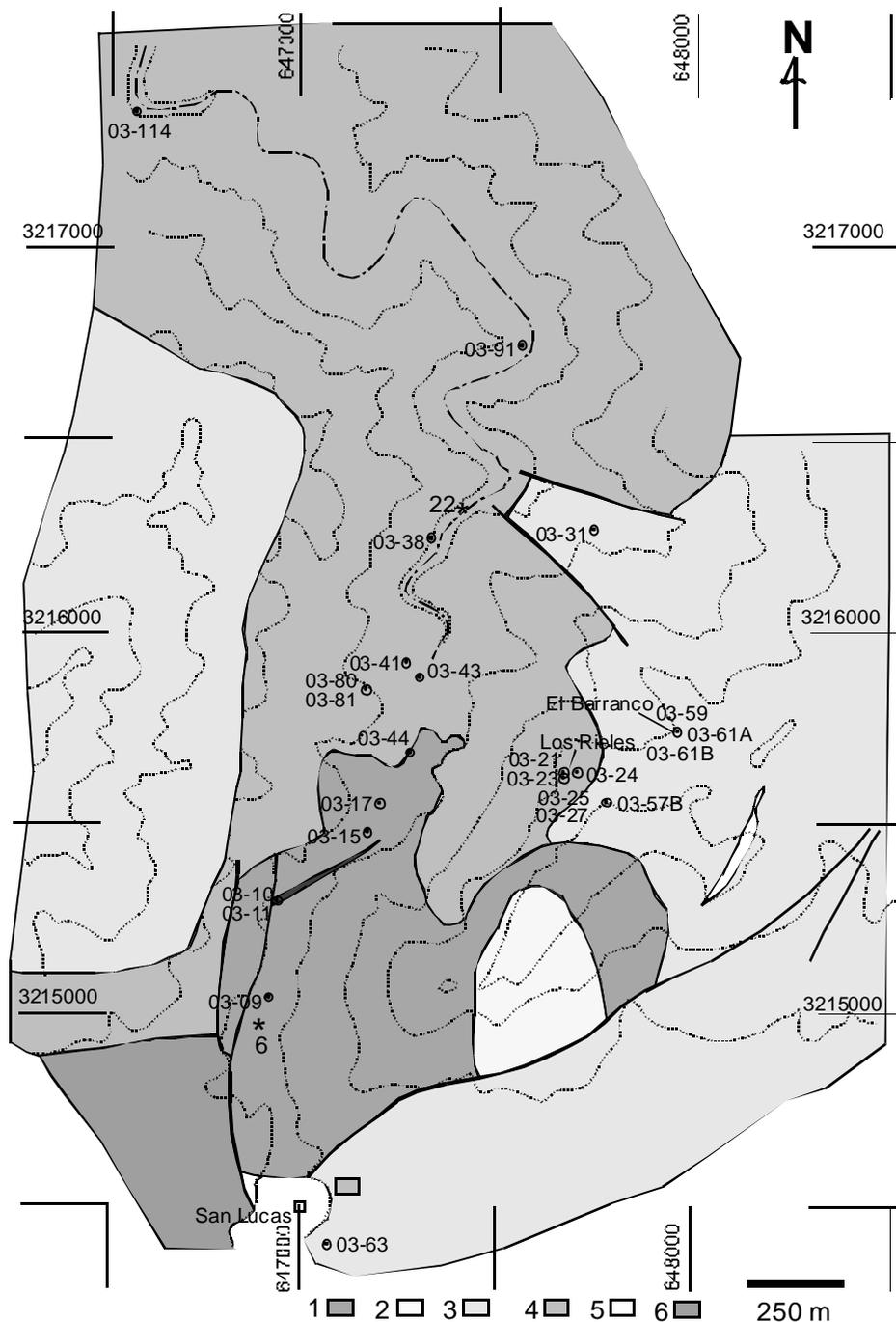


Figura 39. Mapa geológico generalizado en el área de la Esperanza. 1. Calizas paleozoicas en capas gruesas transformadas a calizas recristalizadas, mármoles y skarns de reacción. 2. Cuarzitas paleozoicas. 3. Andesitas masivas, coladas andesíticas y tobas interestratificadas del Cretácico superior – Terciario inferior (Formación Tarahumara). 4. Pórfido San Lucas. 5. Estructura de cuarzo. 6. Conglomerados rojos terciarios de fragmentos volcánicos en matriz lodosa calcárea. Los números indican la ubicación de algunas muestras importantes referidas en el texto.

arroyo San Lucas inmediatamente al norte del rancho del mismo nombre hay un rumbo relativamente persistente al N08W o N20W y echados de 22° a 35° al NE; al norte de la coordenada 3215 400, los rumbos son más persistentes al N70W e inclinaciones de 20° a 35° al NE. La sección se compone de capas decimétricas a masivas de calizas cristalinas, calizas con lentes de pedernal (en ocasiones con estructuras de “boudinage”), que varían hacia arriba a horizontes de calizas arenosas y a cuarcitas blancas a rojizas en horizontes gruesos a casi masivos. No se reconoció la presencia de fósiles en estas rocas, probablemente debido al metamorfismo tan difundido. Las rocas carbonatadas han sido afectadas por metamorfismo de contacto que se traduce en calizas recrystalizadas, mármoles, horizontes con más o menos wollastonita y capas de hornfels y skarns. Algunas muestras de las diferentes variedades de estas rocas han sido estudiadas al microscopio pero todas tienen evidencias de metamorfismo, por lo que son descritas en otra sección. Por otra parte la petrografía de las cuarcitas es muy simple, en muestra de mano se aprecian de tonos rosados debido a la oxidación, mientras que al microscopio se observan de textura sacaroide, cristaloblástica con puntos triples medianamente desarrollados. La talla del grano va de 0.1-0.4 mm bien sostenida y compuesta casi exclusivamente de cuarzo; hay trazas de minerales opacos diseminados en los intersticios. El espesor de esta serie en el área de La Esperanza la estimamos en unos 400 metros.

Por la mayor abundancia en rocas detríticas, las rocas del arroyo el Mezquite se pudieran correlacionar con rocas de las Formaciones Venado o Chubisco del Pensilvánico-Pérmico inferior (Vega y Araux, 1985). Por otra parte, la sección del arroyo San Lucas, tanto en el Aguaje como en la Esperanza, por sus características litológicas se pueden correlacionar: ya sea con una sección de 342 m del Devónico superior de la sierra de Agua Verde descrita por Stewart et al (1999), o con la Formación Las Tierras de la sierra La Campanería (Vega y Araux, 1985) fechada por los mismos autores como del Misisípico-Pensilvánico.

1.2. Rocas volcánicas

Las rocas volcánicas afloran extensamente al noreste del rancho San Lucas y también en los cerros llamados Pinto y parte del Cerro Felipillo. También afloran ampliamente al sur del rancho San Lucas, entre el Aguaje y el arroyo El Mezquite. Se componen principalmente de rocas de composición intermedia de estructura masiva, aunque en ciertas zonas, como sobre

el camino en las coordenadas 3214 500 N y 647 300 E las rocas son claramente estratificadas orientadas al N50W e inclinadas 50° al NE. Sobre el mapa del Consejo de Recursos Minerales (1996) aparece cartografiado un aparente pórfido riolítico del Terciario inferior en la zona del cerro Pinto sin embargo, en las inmediaciones de esa zona no se han observado rocas con tales características, eventualmente pudieran ser tobas cristalinas o ignimbritas discordantes en las partes más altas, sobre las rocas andesíticas, como lo sugieren los rodados que se han observado sobre el arroyo San Lucas. Litológicamente las rocas son andesitas masivas afaníticas y porfídicas, aglomerados andesíticos, horizontes de tobas andesíticas y tobas arenosas andesíticas. Las facies más masivas parecen ser las de la cañada que baja hacia el norte-noroeste a partir de las coordenada 3126 000 N y 648 000 E (norte del Barranco) y probablemente las del oriente del Cerro Felipillo. Las rocas andesíticas son muy comúnmente verdosas debido a la presencia de minerales del conjunto propilítico y también presentan con frecuencia oxidación a causa de pirita y, en algunas partes, se observan los propios sulfuros primarios.

Las facies masivas de la cañada al norte del Barranco son microdioritas a microdioritas porfídicas o andesitas porfídicas subvolcánicas. Contienen abundantes microfenocristales idiomorfos de plagioclasas de tipo andesina hasta en un 50 % en volumen. Puede contener pequeños fenocristales de minerales ferromagnesianos (hornblenda y biotita) hasta en 12 % alterados. La matriz es de grano muy fino xenomorfa de composición feldespática. Las rocas están muy alteradas a clorita (6 a 10 %) variedad peninita y pirita (hasta 8 %). Puede haber también turmalina negra (chorlo) que crece sobre los ferromagnesianos y las plagioclasas.

Por otra parte, las rocas andesíticas al oriente del rancho San Lucas se componen de traquiandesitas subvolcánicas, a veces porfídicas. Contienen fenocristales rosados de feldespato potásico (ortoclasa 3 a 20 %) que se observan con macla de Carlsbad, pero la mayor parte son de plagioclasas euedrales de 1 a 3 mm (Figura 40). Hay ferromagnesianos (hasta 8 %) de biotita y hornblenda, comúnmente alterados a clorita y minerales opacos. La mesostasis de la roca es afanítica feldespática y puede estar afectada por parches de calcita.



Figura 40. Andesita (Formación Tarahumara) con algunos fenocristales de plagioclasa (P) y ferromagnesianos alterados a carbonato (Ca).

Otras rocas en esa zona corresponden a tobas andesíticas o tobas arenosas andesíticas. Se componen de abundantes cristales subedrales de plagioclasa, de 0.5 a 1 mm, a veces rotos y de numerosos fragmentos de roca (hasta en un 30 a 35 %). Los pedazos de roca son de andesita porfídica y de andesita microlítica. La mesostásis de la roca es limosa a microlítica. Estas tobas también están alteradas a clorita hasta en 25 % y calcita. En las zonas de los arroyos Aguaje y Mezquite es común observar facies volcánicas con evidencias de metamorfismo de contacto, como se observa en las Figuras 41 y 42 (rocas con granate, piroxeno, wollastonita). Algunas facies intercaladas en una sección entre el rancho San Lucas y el arroyo el Mezquite, muestran francas tobas esferolíticas (Figura 43).

Las características litológicas de esta serie, el grado de alteración hidrotermal presente, así como su posición como rocas intrusivadas por rocas plutónicas e hipabisales de composición granitoide, permiten correlacionar estas rocas con las de la Formación Tarahumara del Cretácico Superior-Terciario inferior (Wilson y Rocha, 1946; Roldán-Quintana, 2002; McDowell et al., 2001).

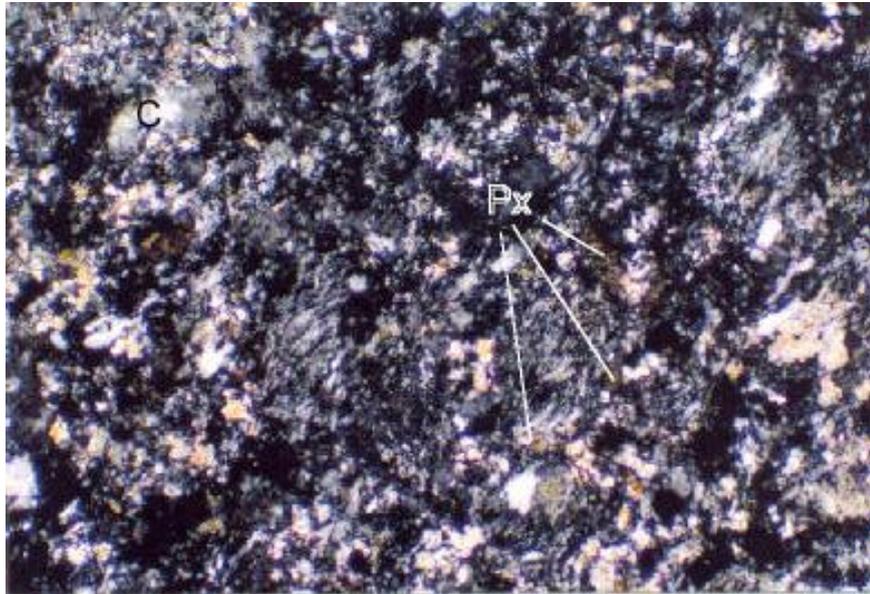


Figura 41. Serie volcánica entre San Lucas y arroyo El Mezquite: roca volcánica de matriz microlítica con desarrollo de piroxenos de metamorfismo (Px).

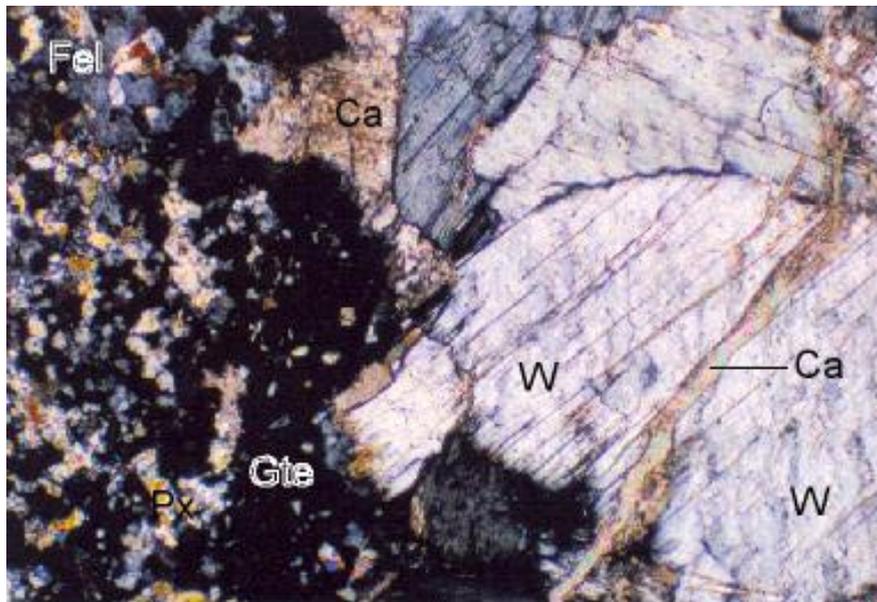


Figura 42. Bandilla con desarrollo de granate (Gte) y wollastonita (W) en la misma roca de la Figura 41 (Fel – Feldespatos).

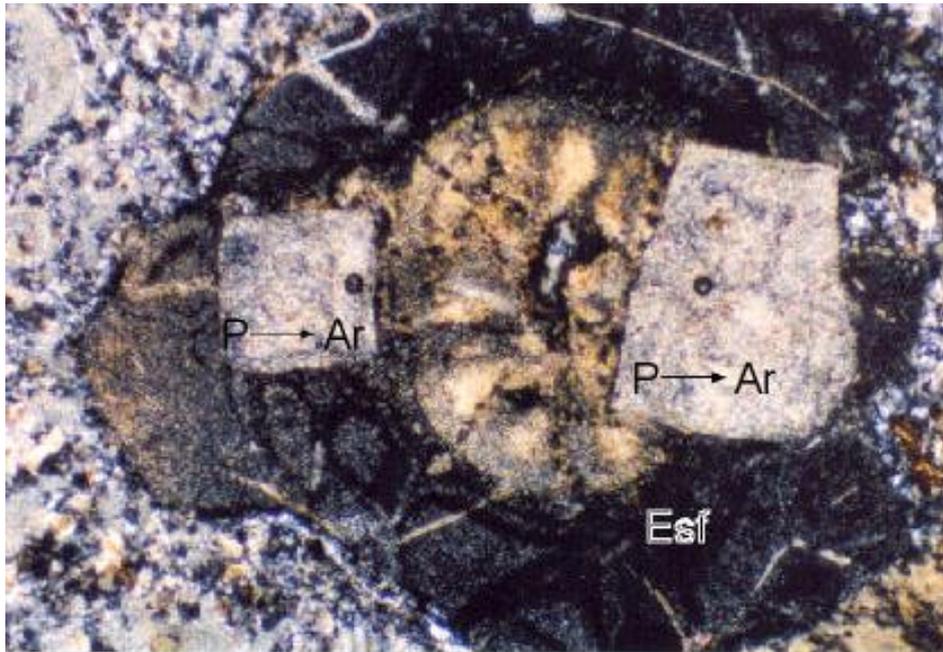


Figura 43. Tobas esferolíticas intercaladas en andesitas y tobas andesíticas (P \rightarrow Plagioclasa transformada a arcillas, Esf - Esferolito).

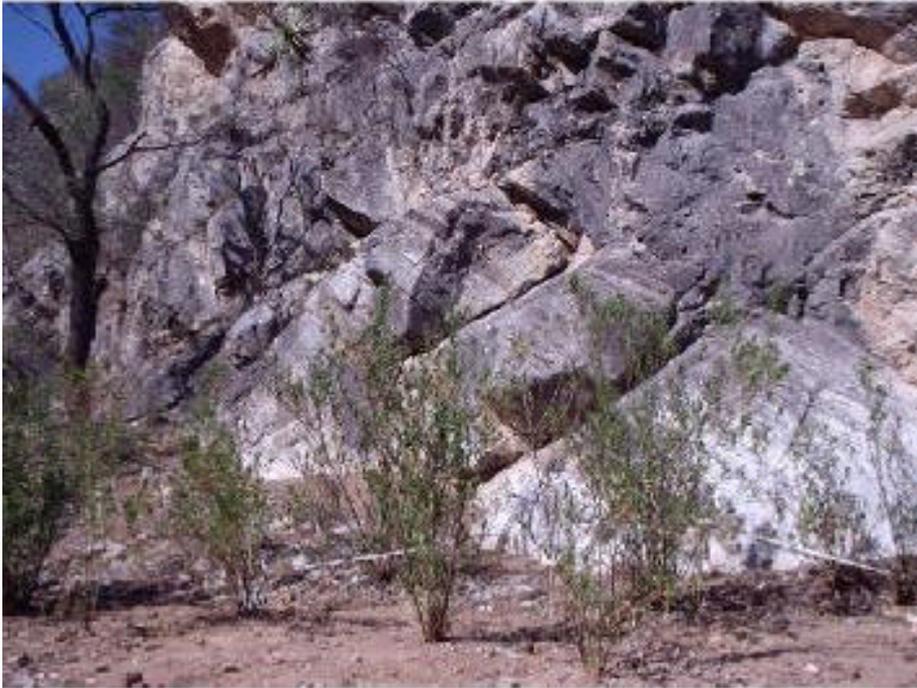
2. Rocas intrusivas

Las rocas intrusivas a las que nos referimos en la zona de la Esperanza la constituye un cuerpo hipabisal porfídico al que hemos llamado Pórfido San Lucas (PSL), que aflora extensamente sobre el arroyo San Lucas entre el rancho del mismo nombre y el Rio Yaqui. Este cuerpo se encuentra en parte metamorfizado y tiene una relación espacial con los cuerpos de skarn que contienen la mineralización de interés económico. El PSL ha sido ya descrito con detalle en un capítulo anterior, aunque lo antes descrito corresponde a lo observado en el área de la Esperanza. Por tal razón, en esta parte nos contentaremos con mencionarlo.

3. Skarns

Con el término skarns nos referimos a diferentes facies petrográficas producto del metamorfismo de contacto sobre el conjunto sedimentario (Figuras 44 b y 45) o sobre las propias rocas intrusivas (Figura 46). Como se conoce en la terminología general de los estudiosos de los skarns, con el término endoskarn nos referimos a la roca intrusiva metamorfizada, en tanto que con el de exoskarn, nos referimos a las rocas sedimentarias

a



b



Figura 44. (a) Calizas recristalizadas con wollastonita en bancos bandeados, incluyendo skarnoides (b) de granate intercalados.



Figura 45. Exoskarn masivo algo bandeado, se observa estratificación original y fracturamiento perpendicular.

que han sufrido el metamorfismo. Los skarns son de granate y piroxeno y constituyen una unidad general entre el pórfido fresco y el paquete sedimentario menos metamorfizado. No obstante, es posible observar la existencia de skarns desarrollados principalmente a partir de bandeamiento de flujo (Figuras 12 y 13) o de fracturamiento en andesitas, comúnmente observables en los arroyos San Lucas y El Mezquite. La descripción detallada de los skarns incluyendo su mineralogía se hace en el capítulo referente a yacimientos minerales.

4. Diques post-skarns

Es muy frecuente la presencia de diques levemente posteriores al emplazamiento del cuerpo hipabisal porfídico principal y por lo tanto, un poco posterior también al metamorfismo de contacto (Figura 47). Los diques son de dos tipos y de una manera muy genérica los referimos como félsicos y máficos. Son de espesores decimétricos en general, pero los hay de espesores métricos, principalmente los félsicos. Ambos tipos de diques se consideran posteriores a los skarns puesto que no han sido afectados por metamorfismo, aunque no se aprecian relaciones geométricas de corte entre los dos tipos, pensamos que los diques básicos son posteriores por lo que se observa en otros lugares de la región.

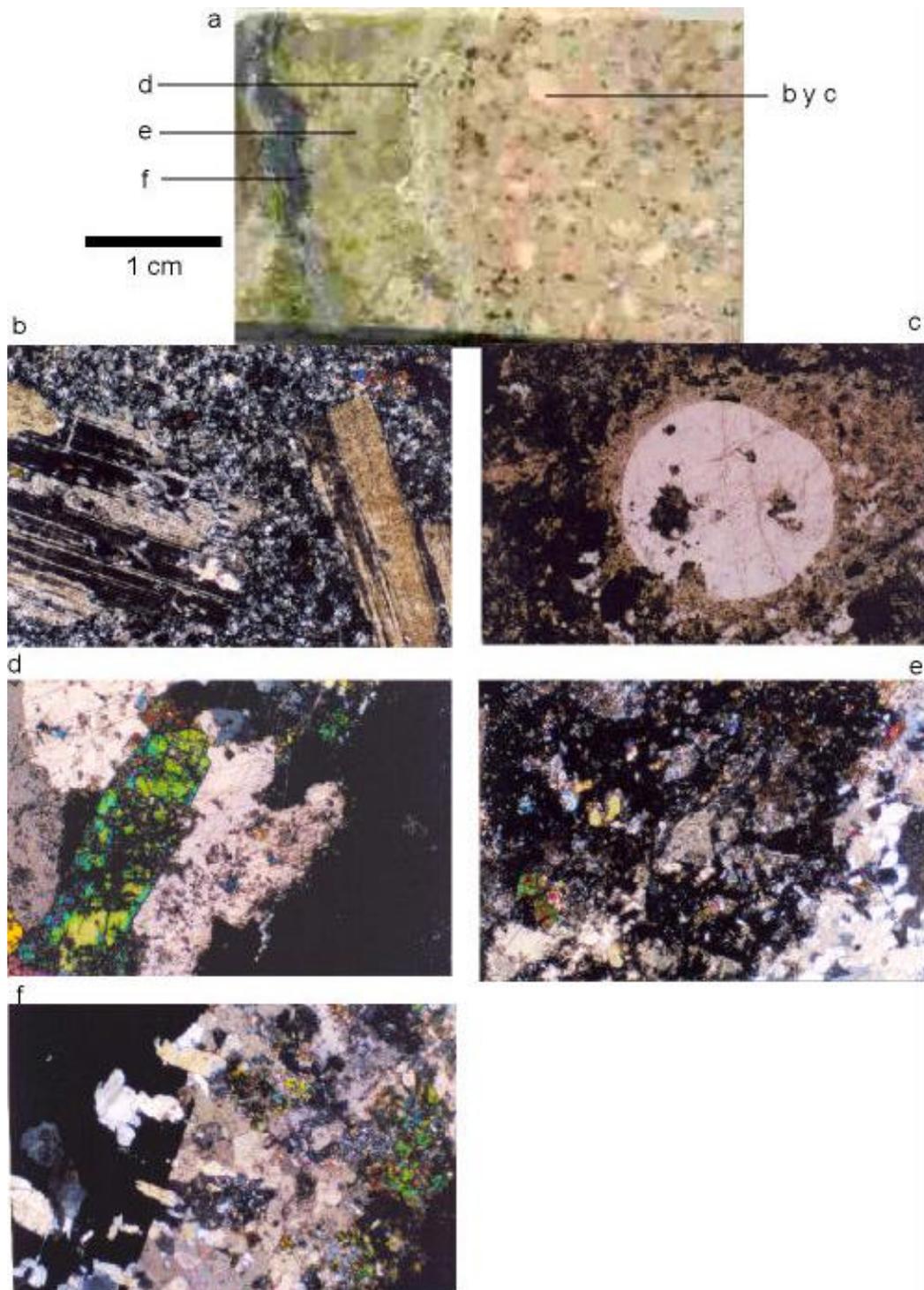


Figura 46. (a) Muestra de mano, estructura de skarn en el PSL. (b) y (c) fotomicrografías indicadas en (a), observar los fenocristales de plagioclasa (b) y el ojo de cuarzo con inclusiones fluidas secundarias (c). (d) Zona con epidota y carbonato. (e) Zona con granate, piroxeno, feldespato potásico, cuarzo y carbonato. (f) Zona con carbonato y hematita (opaco).



Figura 47. Dique monzonítico que corta la serie metamorfizada (post-metamórfico).

4.1. Diques félsicos

Estos diques son leucocráticos, se extienden a rumbo por varios metros a decenas de metros en una dirección preponderante N60E y 58° al S y N70E y 80° NW. Son de textura porfídica destacando fenocristales de plagioclasa y algunos “ojos” de cuarzo en una pasta de grano fino de tonos rosados a blancos. Las características texturales y mineralógicas los hacen muy similares al PSL, por lo que se considera que guardan una relación temporal y genética con el mismo, como se discutió anteriormente. En lámina delgada se observan fenocristales hasta en un 30 %, en una mesostásis fanerítica de grano muy fino. Casi todos los fenocristales son de plagioclasa en tabletas euedrales hasta de 4 mm, presentan maclado polisintético y débil estructura zonal, su composición es oligoclasa. La plagioclasa puede estar parcialmente transformada en las aureolas a feldespato potásico tardío y a veces se altera a sericita. Los “ojos” de cuarzo no sobrepasan 5 %, son amiboides por corrosión. Hay algunos antiguos fenocristales de hornblenda y biotita (menos de 10 %) los cuales están totalmente alterados a principalmente clorita carbonato y opacos. La mesostásis está compuesta de abundante feldespato potásico en un agregado xenomorfo felsítico (hasta 50 %). Se considera el feldespato potásico como tardi-magmático y puede afectar a los

fenocristales de plagioclasa. Algunas plagioclasas flotan también en la pasta feldespática. Grandes cristales de esfena pueden estar diseminados en la roca. Los minerales de alteración comunes son de distribución relativamente restringida, correspondiendo a clorita (< 5 %), sericita (<10 %), carbonato (< 2 %) y minerales opacos (<1 %). Estos diques tienen una composición general de monzonitas a monzonitas de cuarzo, por su composición y textura son muy parecidos al PSL y casi seguramente comagmáticos. Nosotros los consideramos como las facies tardías vinculadas a este pórfido.

4.2. Diques máficos

Esos diques atraviesan por igual a rocas intrusivas, rocas volcánicas y skarns. Son de tamaños similares a los anteriores, aunque en ocasiones son sumamente delgados (hasta menos de 10 cm de espesor). Los datos estructurales de 17 diques medidos en diferentes lugares del arroyo San Lucas, indican una cierta dirección preferencial de N60-100, con inclinaciones entre 30° y 90°, las más de las veces inclinados al SE (Figura 48). Los diques tienen composición general de probables andesitas basálticas, pero en algunos casos son verdaderos lamprófidos.

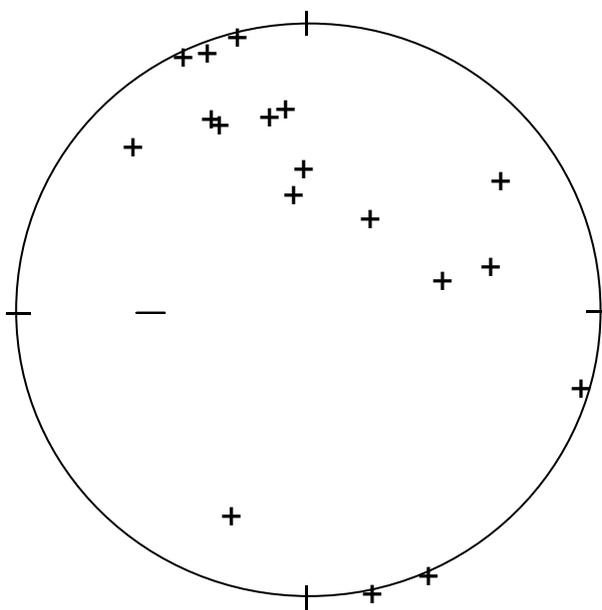


Figura 48. Proyección polar de igual área (hemisferio inferior) para los diques básicos. Se observa una distribución NE-SW preferencial con echados variables entre 45° hacia el SE y verticales.

En afloramiento los diques son siempre negros a verdosos debido a la alteración, con una textura fanerítica de grano fino a afanítica. Al microscopio se observan texturas microporfídicas en una mesotásis, microlítica intersertal o fluidal afieltrada. La relación de minerales claros (plagioclasas) a minerales oscuros es aproximadamente de 1/1. Los microfenocristales destacan a menudo del resto de la matriz y son de plagioclasas de 0.5 a 2 mm. Mineralógicamente son de dos tipos:

- Unos con relictos de piroxenos (7 %) que, en los cristales más frescos, parecen ser de augita, pero la mayor parte de los ferromagnesianos en los cristales mayores y en la matriz están alterados a clorita principalmente y en menor proporción a carbonatos. La matriz se compone de abundantes minerales verdes de alteración (clorita) en los intersticios de los microlitos y microcristales de plagioclasa, y de numerosos microcristales de minerales opacos (10 % de probable magnetita original).
- Otros presentan restos de anfíboles, por sus formas, las cuales también están alteradas a clorita y minerales opacos. La antigua biotita se altera a clorita y sericita más opacos. Los microfenocristales son tabletas de plagioclasa hasta de 3 mm, las cuales se alteran a sericita y carbonatos. La mesotásis es microlítica fluidal, en la cual flotan cristales de apatito aislados.

Los diques máficos se pueden correlacionar con numerosos diques de esta composición, que se observan con frecuencia en todos los macizos batolíticos en Sonora.

VII. Los yacimientos minerales de la Esperanza

El presente capítulo describe con detalle los yacimientos objeto de nuestro estudio, sin embargo, por considerarlo de interés, se hace una introducción general sobre este tipo de yacimientos.

1. Los yacimientos en skarn

1.1. Introducción

Los yacimientos minerales de tipo skarn no solo constituyen uno de los más característicos en geología económica, son también, unos de los más estudiados desde el punto de vista metalogenético (Einaudi et al., 1981; Newberry y Einaudi, 1981; Einaudi, 1982; Einaudi y Burt, 1982; Burt, 1982; Guy et al., 1986; Kwak, 1987; Meinert, 1989, 1992, 1995, 1998; Delgado et al., 1997; Newberry, 1998; Ray y Dawson, 1998; Ray et al., 2000; Meinert et al., 2000). Económicamente hablando, los skarns albergan numerosos depósitos minerales con concentraciones anómalas de Cu, Pb, Zn, Au, Fe, W y Sn (Tablas VIII y IX), así como otros minerales industriales (wollastonita, grafito, asbestos, talco, fluorita, etc.). En México, numerosos yacimientos descritos como de reemplazamiento metasomático (Prescott, 1926; González-Reyna, 1956), ahora se reconocen como de tipo skarn (Megaw, 1998). Muchos son de clase mundial (“world class”), puesto que exceden en tamaño los 10 Mt de mineral, entre producción y reservas, con leyes de 8-350 g/t Ag y >10 % de Pb+Zn+Cu.

1.2. Definiciones e importancia económica

El término skarn ha sido propuesto de un modo genérico, el mismo proviene de una palabra sueca con la que los mineros designaban la roca estéril en la que se abjaba mena de hierro. El término fue utilizado por primera vez en la literatura por Thornebohm (1875, 1882 *in* Delgado et al., 1997), para describir rocas con granate y piroxeno en depósitos de Suecia. En 1911, Goldschmidt utilizó el sustantivo para describir mineralizaciones formadas por reemplazamiento en un contacto carbonatos-intrusión en Noruega (*in* Delgado et al., 1997). En la misma década (1919), en los Estados Unidos de Norteamérica, Hess *in* Burt (1982) introdujo el término tactita, para referirse a yacimientos similares. De acuerdo con lo anterior, la roca skarn ha sido definida por su mineralogía no metálica, misma que contiene minerales calcosilicatados como granates y piroxenos (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1992).

A los yacimientos minerales asociados con este tipo de roca como ganga, se les conoce como depósitos en skarn o tipo skarn (Einaudi y Burt, 1982). Otros sinónimos son “Carbonate Replacement Deposits” (Prescott, 1926), “distal Pb-Zn skarns” (Einaudi et al., 1981; Einaudi y Burt, 1982) y depósitos de Ag-Pb-Zn-Cu de alta temperatura, alojados en carbonatos (Megaw, 1998). Las rocas silicatadas que componen los skarns contienen abundante Ca, Fe, Mg, Al y Mn, derivan de rocas carbonatadas y muy comúnmente están en contacto directo con rocas intrusivas ácidas.

Los skarns resultan siempre de la acción de un proceso de metasomatismo relacionado a metamorfismo de contacto. El metasomatismo se entiende como un cambio en la composición química de una roca debido a la reacción con un fluido percolante que puede ser de origen muy variado, pero generalmente magmático. Los skarns se encuentran adyacentes a plutones o stocks hipabisales, normalmente a niveles elevados de la corteza y pueden estar relacionados a fallas o fracturas.

En relación a la importancia económica de estos depósitos, la Tabla VIII presenta los tamaños típicos y leyes medias de los mismos según el Servicio Geológico de Norteamérica (USGS). Los yacimientos en skarn más grandes son los de Fe, seguidos en ese orden por los de Sn, Cu, Au, Zn-Pb y W. Los tamaños y leyes medias, especialmente en lo referente a los depósitos de metales base, da una idea de la importancia de los yacimientos mexicanos. Un listado de los skarns económicos de clase mundial se da en la Tabla IX.

1.3. Tipología de los skarns

Los skarns han sido clasificados de varias maneras según diferentes parámetros. Por ejemplo: exoskarn o endoskarn (según el protolito original); cálcico o magnesiano (según la composición de la roca original); de granate o piroxeno (según la mineralogía); de infiltración o de difusión o reacción (según el comportamiento hidrodinámico de los fluidos que lo originan); próximos o distales (según la cercanía o lejanía con las fuentes del fluido metasomático); oxidados o reducidos (según el estado de oxidación del sistema hidrotermal); progrado o retrógrado (según el estadio de formación), entre otros.

1.4. Rocas encajonantes y morfología

Las rocas encajonantes de las que provienen los skarns, forman parte de series carbonatadas de plataforma, que involucran calizas masivas arrecifales o en estratos delgados, intercaladas con calizas arcillosas o limolitas calcáreas, muy a menudo lutitas silíceas y, en ocasiones, presencia de facies dolomíticas. La característica química favorable de estas rocas es que son sumamente reactivas al metasomatismo, el cual puede ser favorecido por otras estructuras primarias o secundarias (porosidad, permeabilidad, planos de estratificación, cavernas, fracturas, fallas...).

La morfología de los depósitos minerales puede estar determinada por las discontinuidades litológicas, los planos de estratificación, las fracturas o fallas, o las charnelas de plegamiento. Muy a menudo se presentan como “roof pendants”, en los que el borde más en contacto con los fluidos hidrotermales percolantes, es el más propicio al metasomatismo. A nivel del yacimiento (escala métrica a decamétrica), skarn y mineralización asociada pueden seguir la discontinuidad entre la intrusión y la roca invadida. A la misma escala, puede estar presente una morfología general de mantos (cuerpos “stratabound”), bolsas, lentes o parches de mineral, chimeneas (cuerpos subverticales de formas en planta burdamente circulares o elípticas), redes de vetillas o diseminación. En el mismo depósito puede haber cambios morfológicos de mantos a chimeneas subverticales (Prescott, 1926).

1.5. Evolución espacial y temporal de un skarn

El modelo clásico de un skarn gira en torno de una intrusión (que puede o no estar expuesta) y su encajonante, en el cual existe una zonificación de minerales calcosilicatados y sulfuros u óxidos, que fueron formados por una sucesión temporal de eventos. Los diferentes eventos sobreponen conjuntos minerales en el espacio. El proceso corresponde a un metasomatismo de infiltración que se relaciona a una fuente ígnea.

Un buen ejemplo de la zonificación mineralógica y las etapas de formación de un skarn lo constituye el yacimiento de Carr Fork, Bingham, USA (Atkinson y Einaudi, 1978; Einaudi et al., 1981). Las zonas mineralógicas se formaron durante las etapas correspondientes a un skarn progrado y uno retrógado (Figura 49).

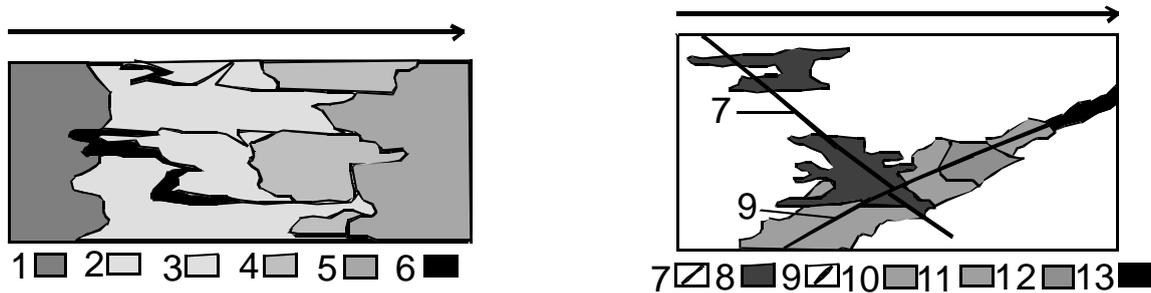


Figura 49. Zonificación mineralógica en los skarns progrado y retrógrado respectivamente de Carr Fork, Bingham, Utah, USA, según Einaudi et al. (1981). Las flechas indican el sentido de circulación del fluido metasomático. Skarn progrado: 1. Granate tipo 2 (Ad_{95-100}), 2. Granate tipo 1 (Ad_{80-100}), 3. Piroxeno tipo 2 (Hd_{25-35}), 4. Wollastonita + piroxeno tipo 1 (Hd_{4-16}), 5. Caliza, 6. Magnetita. Skarn retrógrado: 7. Veta con cuarzo + magnetita + calcopirita, 8. Actinolita + calcopirita, 9. Veta con pirita, 10. Cuarzo + nontronita + pirita, 11. Saponita + talco + magnetita, 12. Calcita + saponita + talco, 13. Esfalerita + galena + pirita.

1.5.1. Skarn progrado: etapa temprana

El desarrollo de las zonas se efectúa en dirección de la percolación del flujo metasomático. En esa dirección las zonas pasan de una rica en granate a otra rica en piroxeno, luego a una con predominancia de wollastonita y, finalmente, a las calizas recristalizadas (Figura 49). Existen dos generaciones de granate y dos de piroxenos, con un incremento en la molécula de andradita en el granate de segunda generación, y un incremento en la molécula de hedenbergita en el piroxeno tardío. Durante esta etapa se depositan también formas irregulares de magnetita en ciertos lugares, entre las zonas de granate 1 y piroxeno 2 (Figura 49).

1.5.2. Skarn retrógrado: etapa tardía

Formado en una segunda etapa, el skarn retrógrado desarrolla zonas mineralógicas controladas por tres factores: fracturamiento hidrotermal, mineralogía del skarn progrado y distancia a la fuente hidrotermal. Destacan zonas que contienen actinolita y calcopirita relacionadas a vetas con cuarzo, magnetita y calcopirita y a los lugares que contienen magnetita del skarn progrado. Así también, en una etapa un poco posterior, hacia la fuente hidrotermal hay una zona con cuarzo, nontronita y pirita que, al alejarse, pasa a otra que contiene saponita, talco, pirita y magnetita y más lejos a una zona con esfalerita, galena y pirita (Figura 49).

1.6. Condiciones de formación

1.6.1. Factores que controlan la mineralogía del skarn

La mineralogía presente en los skarns y sus paragénesis minerales dependen de la composición de la roca original y de las condiciones fisicoquímicas del proceso (P , T , X_{CO_2} , f_{O_2} , f_{S_2}). Los cambios en estos parámetros provocan cambios en las paragénesis o bien: la identificación de las diferentes paragénesis permite deducir las condiciones de formación de la roca metamórfica. Los cambios son representados utilizando diferentes diagramas como T/X_{CO_2} , f_{O_2}/f_{S_2} , f_{O_2}/T , f_{S_2}/T , f_{O_2}/pH , entre otros; por comodidad, a menudo estos diagramas son representados bajo condiciones isotérmicas o isobáricas. Los conjuntos minerales (asociaciones paragéticas) pueden ser representados en diagramas de composición, bajo diferentes condiciones de estabilidad.

1.6.2. Temperaturas, fluidos y presión.

Las temperaturas en los skarns muestran un rango muy amplio, dependiendo del estadio de formación (skarn progrado o retrógrado). Los datos más generales se deducen a partir de datos experimentales para el metamorfismo de contacto (300-600° C).

Los datos de microtermometría existentes indican dos grandes grupos de temperaturas (Einaudi et al., 1981; Kwak, 1986; Meinert, 1998; Newberry, 1998): uno basado en medidas de temperaturas de homogeneización sobre granates y piroxenos del skarn progrado que dan rangos de 300 a más de 700° C, con fluidos a menudo sobresaturados (>33 % NaCl) y evidencias de ebullición; y otro con medidas principalmente en cuarzo que acompaña al skarn retrógrado y en rangos generales de 250 a 400° C, con fluidos más bien subsaturados (sin presencia de NaCl sólido). Las temperaturas más elevadas se reportan en skarns de W, mientras que las más bajas se consignan para skarns de Cu-Zn (Meinert, 1992).

Los datos isotópicos indican que las proporciones de CO_2 (X_{CO_2}) en los fluidos que permean rocas carbonatadas durante el metasomatismo son en general inferiores a 0.1 (Taylor y O'Neil, 1977; Huang, 1976). Taylor y O'Neil (1977) postulan que los fluidos del

skarn progrado están dominados por aguas magmáticas, los cuales evolucionan a otros con dominancia de agua meteórica durante el skarn retrógrado (Figura 50). Otros datos presentados por Meinert (1992) dan valores de $d^{18}O$ para granates, piroxenos y cuarzo del skarn progrado de +4 a +9 ‰, lo cual se interpreta como derivado de aguas magmáticas (Figura 50). Conclusiones similares fueron postuladas por Bowman (1998) según estudios sistemáticos de isótopos de hidrógeno. Este mismo autor concluye que las variaciones fundamentales en los isótopos de oxígeno en los skarns se deben a las relaciones agua/roca en las diferentes etapas del skarn.

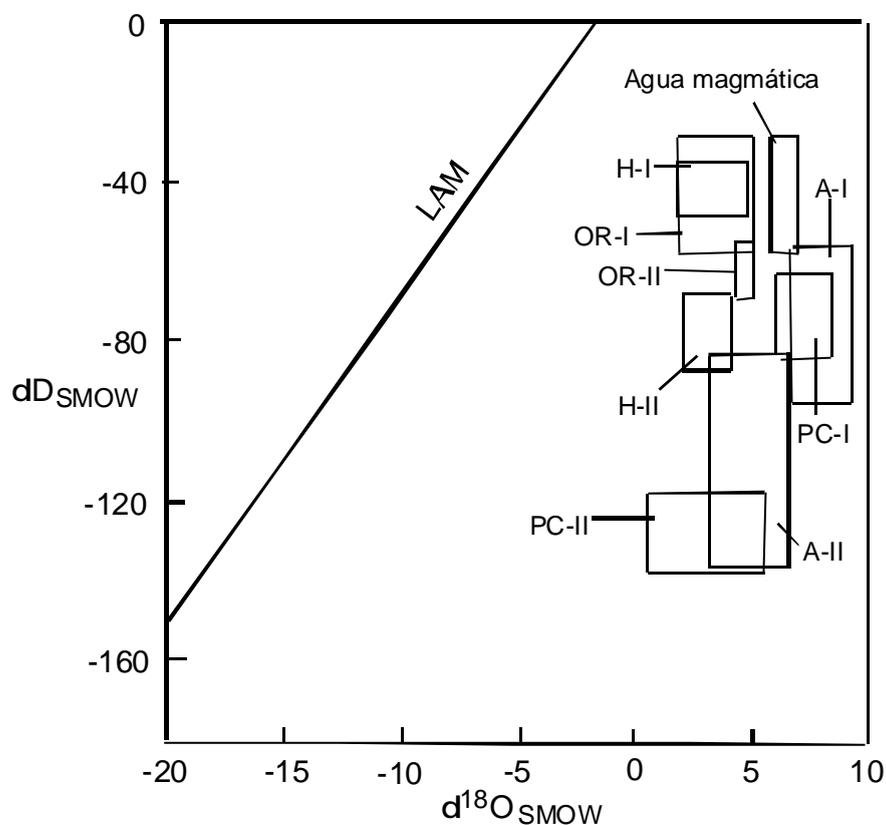


Figura 50. Campos de los fluidos calculados para $dD - d^{18}O$ en las etapas I y II de skarns asociados a intrusiones con un $d^{18}O$ de 7.5‰. A- Alta, H- Hanover, OR- Oslo Rift, PC- Pine Creek. Modificado de Bowman (1998). LAM- Línea de aguas meteóricas. SMOW- "Standar Mean Ocean Water".

En relación a la presión, los cuerpos intrusivos a los que se relacionan los skarns son cúpulas batolíticas o "stocks" hipabisales que intrusionan en desequilibrio con la roca

encajonante, es decir, a niveles elevados de la corteza en un dominio netamente frágil. Los datos de geobarometría calculados o deducidos por diferentes métodos y compilados por Einaudi et al (1981), indicarían presiones del orden de 0.5 a 2.5 kb. Según Newberry y Einaudi (1981) los skarns que contienen depósitos de W se forman de 1.5 a 3 kb, mientras que los que contienen Cu se forman de 0.5 a 1 kb. En ambos casos siempre hay una relativa concordancia con el espesor de la columna estratigráfica.

1.7. Rocas intrusivas asociadas y contexto geotectónico

Desde el punto de vista geoquímico, la mayor parte de los skarns se asocian con rocas intrusivas de composición granitoide (presencia de cuarzo libre), metaluminosas y de tipo calcoalcalino, aunque skarns con depósitos de Sn y algunos con W, pueden relacionarse a granitos peraluminosos. Los primeros son los llamados granitos de magnetita e ilmenita y los segundos los granitos de ilmenita (Ishihara, 1981). Según la clasificación de Pitcher y White (1981) corresponderían a los granitos tipo I (“igneous”) y S (“sedimentary”) respectivamente. De acuerdo al ambiente geotectónico los granitos de tipo I se generan y emplazan en ambientes de arcos volcánicos, mientras que los de tipo S serían sincolisionales (Pearce et al., 1984). Algunos diagramas geoquímicos empíricos muestran que el grado de diferenciación de las intrusiones que se asocian a skarns se incrementa según el metal asociado en el siguiente orden: Fe \approx Au \approx Cu \approx Zn \approx W \approx Mo \approx Sn (Figura 51). En este sentido, las intrusiones relacionadas a skarns de Fe, Au y Cu tienen contenidos de SiO₂ entre 55 y 65 %, (Na₂O + K₂O) < 7 % y se refieren petrográficamente a tonalitas, monzonitas de cuarzo y granodioritas; mientras que las intrusiones relacionadas a skarns de Sn y W tienen SiO₂ > 70 %, (Na₂O + K₂O) > 7 % y las rocas son más graníticas.

2. Zoneografía de los skarns de la Esperanza

El área mineralizada de la Esperanza comprende varios prospectos con evidencias de mineralización de Ni-Co-Cu-Zn y se ubica en una zona de metamorfismo de contacto. El área ocupa una superficie de 1-2 km², en donde afloran las principales facies que aquí se describen (Figura 52). El contacto se lleva a cabo entre el cuerpo porfídico hipabisal de monzonita de cuarzo llamado PSL y un bloque de calizas y cuarcitas presumiblemente del

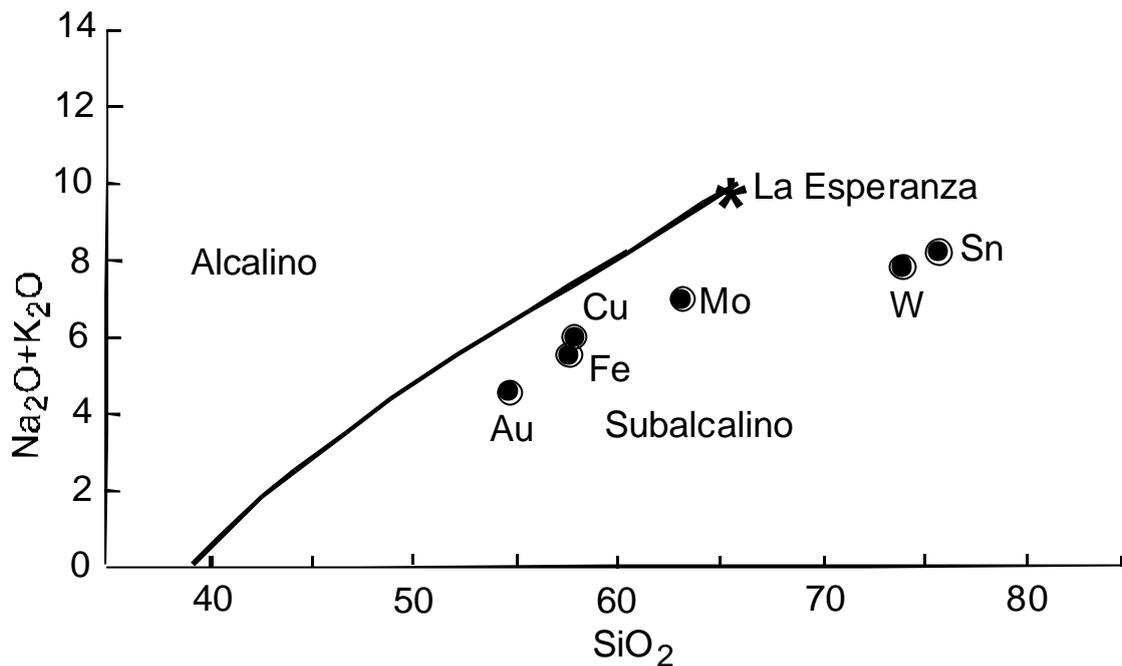


Figura 51. Diagrama TAS mostrando la ubicación de los skarn en relación a la composición de las intrusiones asociadas. * Ubicación de la Esperanza referida al promedio del PSL.

Paleozoico superior (¿Devónico-Pérmico?). Ambos tipos de roca están bordeados por andesitas masivas del Cretácico Superior-Terciario inferior, con metamorfismo de contacto y alteración hidrotermal relacionados a la propia intrusión. El conjunto anterior se encuentra en contacto al sureste por falla normal con una serie de andesitas y tobas andesíticas, masivas y estratificadas con alteración selectiva de clorita y calcita; se considera que constituyen niveles superiores de las andesitas propilitizadas masivas.

Una cartografía semidetallada del área nos permitió identificar una serie de zonas diferenciables por el tipo e intensidad del metamorfismo y la alteración hidrotermal (Figuras 52 y 53). Los límites entre ellas no son bruscos sino graduales, están controlados tanto por la distancia al borde de la intrusión, como por la composición de la roca. Las zonas definen una ubicación en el espacio, pero en ellas se advierten una superposición de eventos en el tiempo. A continuación se describen las características de las diferentes zonas identificadas.

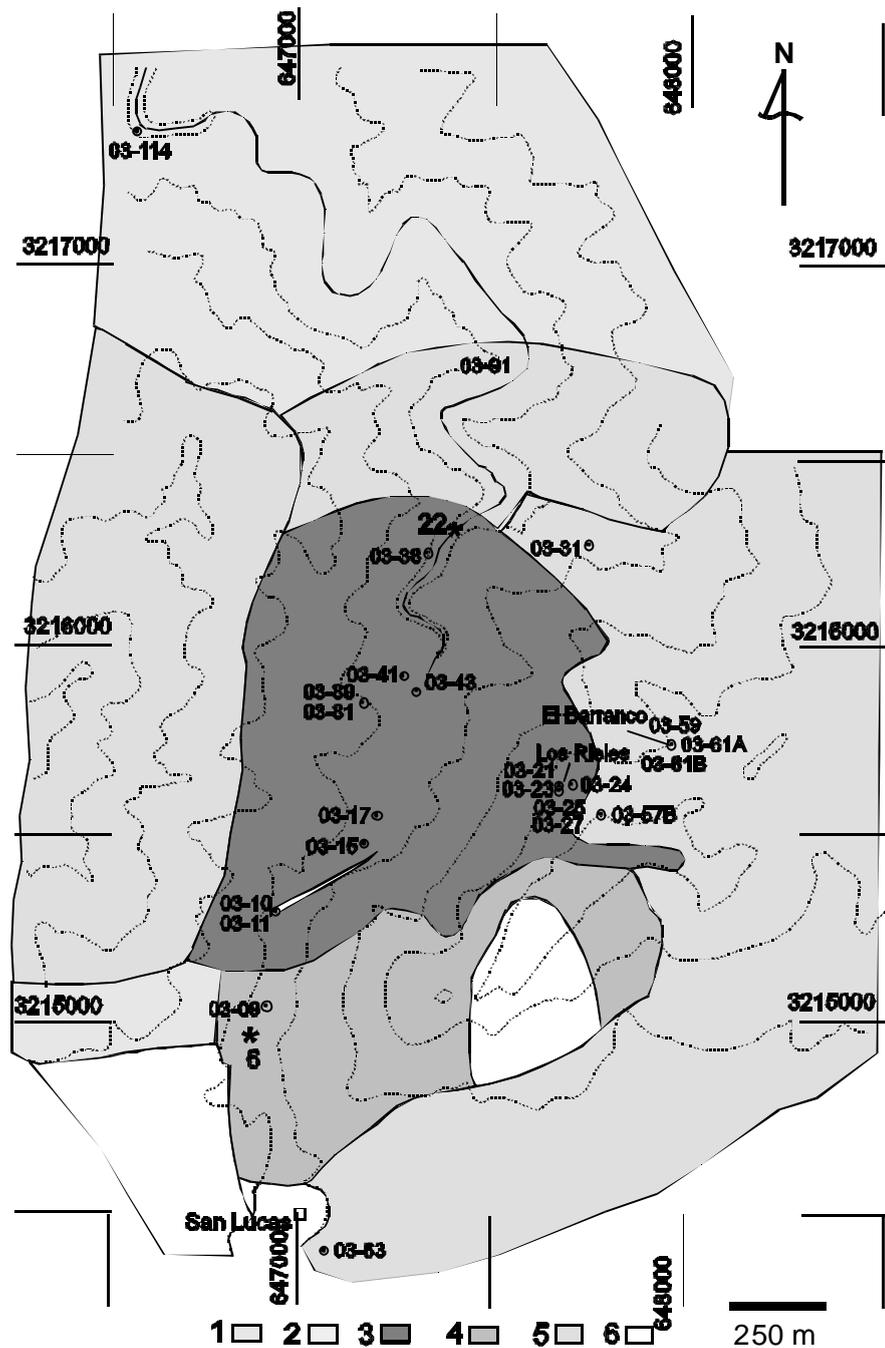


Figura 52. Mapa de minerales de metasomatismo-alteración hidrotermal generalizado en el área de la Esperanza. 1. Pórfido San Lucas fresco. 2. Pórfido San Lucas con minerales de retromorfismo > skarns. 3. Endoskarn y exoskarn de granate > piroxeno y retromorfismo sobrepuesto de epidota + clorita + calcita + hematita especular. 4. Calizas recristalizadas, mármoles y skarns de reacción de granate + piroxeno. 5. Alteración hidrotermal predominante de clorita \pm calcita \pm turmalina \pm cuarzo \pm sericita \pm pirita. 6. Zonas frescas (se refiere a cuarcitas recristalizadas y conglomerados terciarios). Los números indican la ubicación de algunas muestras importantes referidas en el texto.

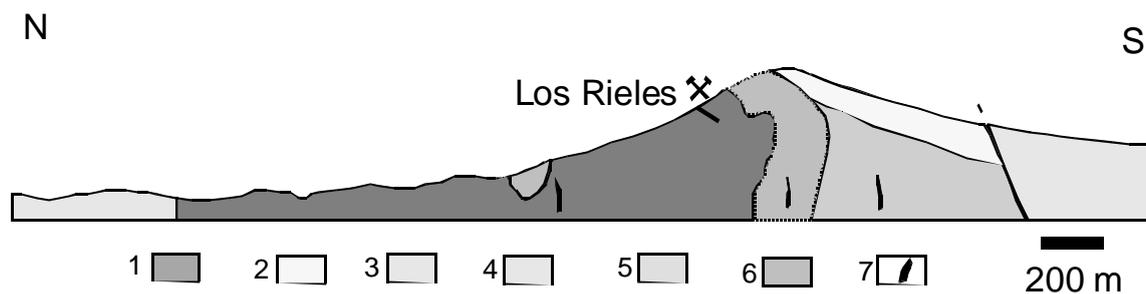


Figura 53. Sección esquemática N-S en el área de la Esperanza pasando por el arroyo San Lucas y la mina los Rieles. 1. Calizas recrystalizadas, mármoles y skarns de reacción de granate + piroxeno. 2. Cuarzitas. 3. Parte superior de la Formación Tarahumara consistente en coladas andesíticas y tobas interestratificadas. 4. Pórfido San Lucas. 5. Endoskarn en el PSL. 6. Exoskarn. 7. Diques postmetamórficos vinculados al PSL. Misma escala horizontal y vertical.

2.1. Zona de intrusión fresca (PSL)

Esta zona corresponde a la mayor parte del PSL que ya se describió con detalle anteriormente. Este pórfido parece un cuerpo bastante homogéneo que aflora sobre una superficie de unos 5 km², en las inmediaciones del arroyo del mismo nombre. Aflora a desniveles entre 400 y 700 m snm. El límite sureste está en contacto con las rocas sedimentarias provocando la aureola de metamorfismo (Figuras 52 y 53). Las facies más frescas afloran al norte de la coordenada 3 217 000, casi hasta llegar al Rio Yaqui.

2.2. Zona de intrusión con minerales de retromorfismo en mayor proporción que skarn

Esta zona es intermedia entre la zona de intrusión fresca y la del endoskarn (Figura 31). Aflora sobre unos 400 metros en el arroyo San Lucas entre las coordenadas 3 216 400 y 3 216 800. Se caracteriza por la presencia del PSL en tonos más verdosos en su matriz, o cortado por estructuras, vetillas o con parches verdosos debido a la presencia de minerales de metamorfismo (Figura 46). Las estructuras son centimétricas espaciadas por decímetros, a veces subparalelas a subortogonales. Estas rocas al microscopio son skarns con texturas cristaloblásticas o en nidos de abejas, compuestas hasta en un 90 % de granates idiomorfos, zonales de birrefringencia anómala. Los granates son cementados por epidota y calcita

tardías, con menores minerales opacos diseminados. La roca se aprecia con una textura claramente porfídica (hasta 40 % de fenocristales) que no ha alcanzado a borrarse. Se observan eventuales ojos de cuarzo hasta en 3 %. La mayor parte de los fenocristales son tabletas de plagioclasa con maclado polisintético, con una composición según ángulos de extinción de An_{24} (oligoclasa), en ocasiones hay débil alteración de las plagioclasas a sericita principalmente y epidota y carbonato. A veces hay presencia de feldespato potásico primario con macla de Carlsbad. Algunos fantasmas de minerales ferromagnesianos pueden estar presente, los cuales, por sus formas se advierte que eran de biotita y hornblenda, pero están transformados a epidota, clorita, carbonato, cuarzo, con menor feldespatos potásico y minerales opacos. Los minerales de retromorfismo son relativamente abundantes: epidota (hasta 20 %), clorita (hasta 10 %), carbonato (hasta 10 %). La variación de pórfido fresco a una estructura de skarn se observa en la Figura 46 a-f.

En general, las características de la zona son:

- Desarrollo de skarns limitado a zonas de estructuras, vetillas o parches, nunca de manera masiva en la roca. El desarrollo de minerales de skarn en la roca es muy discreto con menos de 25 % de granate y piroxeno, ambos en proporciones muy parecidas.
- Textura de la roca porfídica y una composición de la roca que se puede fácilmente extrapolar al pórfido de la zona más fresca.
- Abundancia relativa de minerales de fase retrógrada (hasta en 30 % en volumen), los cuales están afectando fenocristales y matriz de la roca, pero también en vetillas tardías. Este conjunto se desarrolla en feldespatos alterados principalmente a sericita y epidota, ferromagnesianos y matriz transformados a epidota, clorita, carbonato y opacos y además vetillas tardías con este mismo conjunto.

2.3. Zona de endoskarn con granate en mayor proporción que piroxeno

Esta zona se ubica entre la coordenada 3 216 400 y el contacto con las rocas sedimentarias (Figuras 39 y 52). Se diferencia de la anterior porque existe un desarrollo de skarn muy importante (fase prograda) desapareciendo la textura original de la roca, aunque, vista con mucho detenimiento, hay zonas donde se puede apreciar con cuidado aún la textura

porfídica. En la zona de la mina Los Rieles, por ejemplo, a pesar de que a simple vista se observa la textura, en lámina delgada se puede ver que más del 80 % corresponden a minerales de metamorfismo. De una manera general el skarn progrado afecta de manera masiva la roca, aunque hay también, en mucha menor proporción, presencia de parches (“spots”) o vetillas que contienen carbonato, clorita y hematita especular. Este conjunto pertenece a la fase retrógrada. Las Figuras 54 y 55 dan una idea de la textura y composición de esta roca, incluyendo relaciones temporales de depósito mineral, deducidas a partir de las relaciones texturales.

En afloramiento y en muestra de mano la roca se observa masiva, granuda, de grano medio a grueso con abundantes granates de tonos verdosos y en ocasiones levemente rosados y con diseminación de pequeños cristales verdes de piroxeno. Al microscopio los rangos de transformación de la roca a skarn son variables. Se observan texturas granoblásticas a porfidoblásticas, en las texturas porfídicas relictas destacan tabletas de plagioclasas originales en una mesostásis muy fina. La composición general es de granates (20 a 80 %), clinopiroxeno (15 a 30 %), feldespato de neoformación (hasta 5 %), carbonato (5 a 20 %), epidota (2 a 20 %), clorita (hasta 7 %). Entre los minerales relictos se puede apreciar plagioclasa (hasta 30 % de fenocristales originales) transformada a los minerales de metamorfismo, ortoclasa magmática (hasta 5 %) fresca. No se alcanzan a ver minerales ferromagnesianos magmáticos pero debió existir hornblenda y biotita según lo observado en las rocas más frescas. Es frecuente observar presencia de vetillas tardías menores de 1 mm de espesor, unas con granate, feldespato y opacos, otras con carbonatos, cuarzo, y otras con epidota, clorita, carbonato y hematita, entre las más comunes. Los granates son con frecuencia de crecimiento porfidoblástico, de estructura zonal, con las partes internas incoloras y las más externas verdosas en luz natural y de anisotropía anómala en luz polarizada. Los clinopiroxenos son de grano muy fino, mal formados, incoloros y pertenecen a la serie diopsida-hedenbergita, hacia el polo diopsídico. La epidota es casi siempre de composición ferrífera (pistachita) en función del color verde pistache en luz natural y sus tonos de polarización típicos (colores en manto de arlequín). El carbonato, que en muestra de mano es algo rosado, corresponde a calcita. Por otra parte, el feldespato de neoformación es albita. La facies metamórfica debe corresponder a la de piroxeno - hornfels.

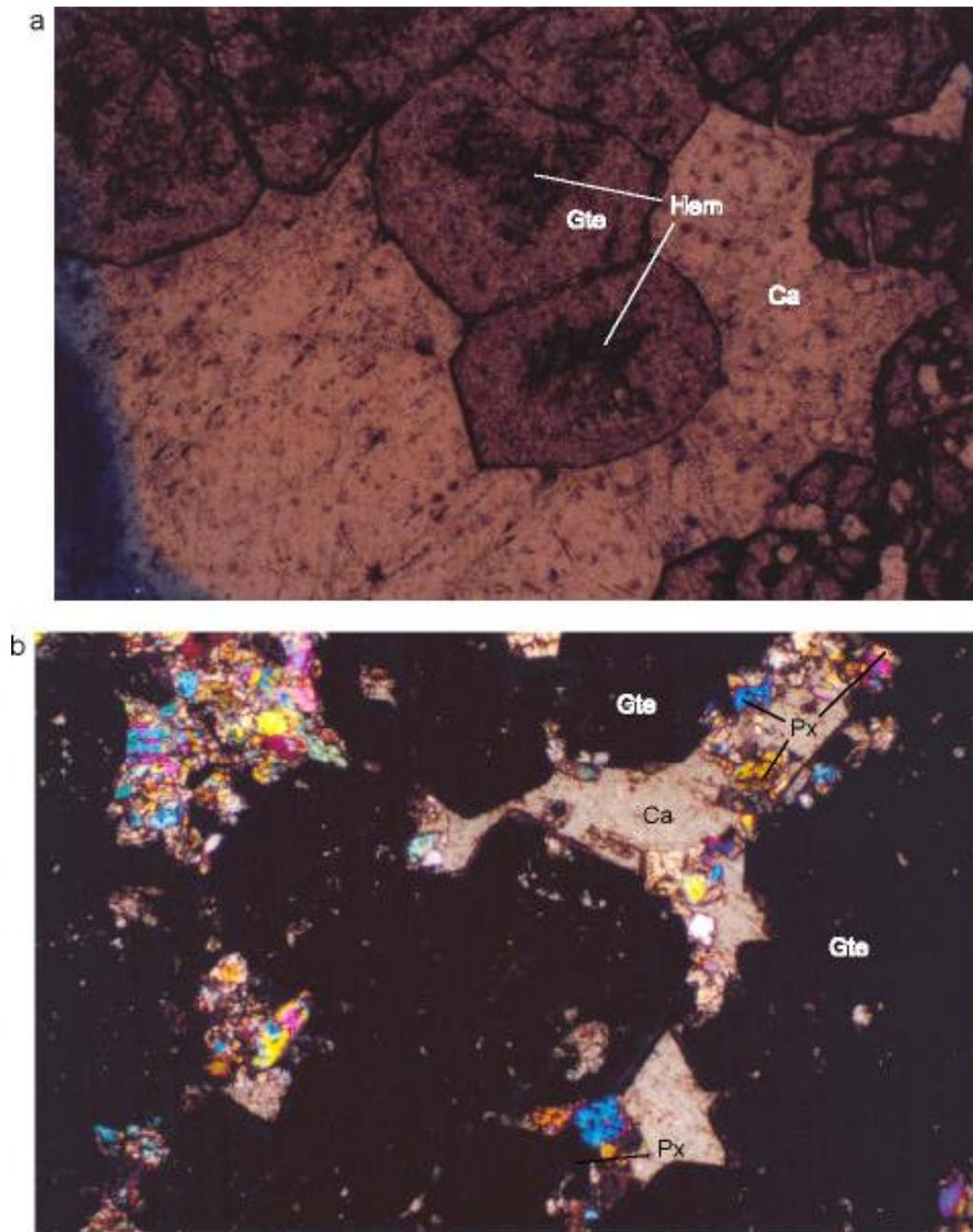


Figura 54. (a) Granates zonales con el núcleo parcialmente transformado a hematita mal formada, cementados por carbonato, 5 X LN. (b) Granates idiomórfos y diopsida (alta birrefringencia) cementados por carbonato. Gte – Granate, Hem – Hematita, Ca – Calcita, Px – Piroxeno. 5 X LP.

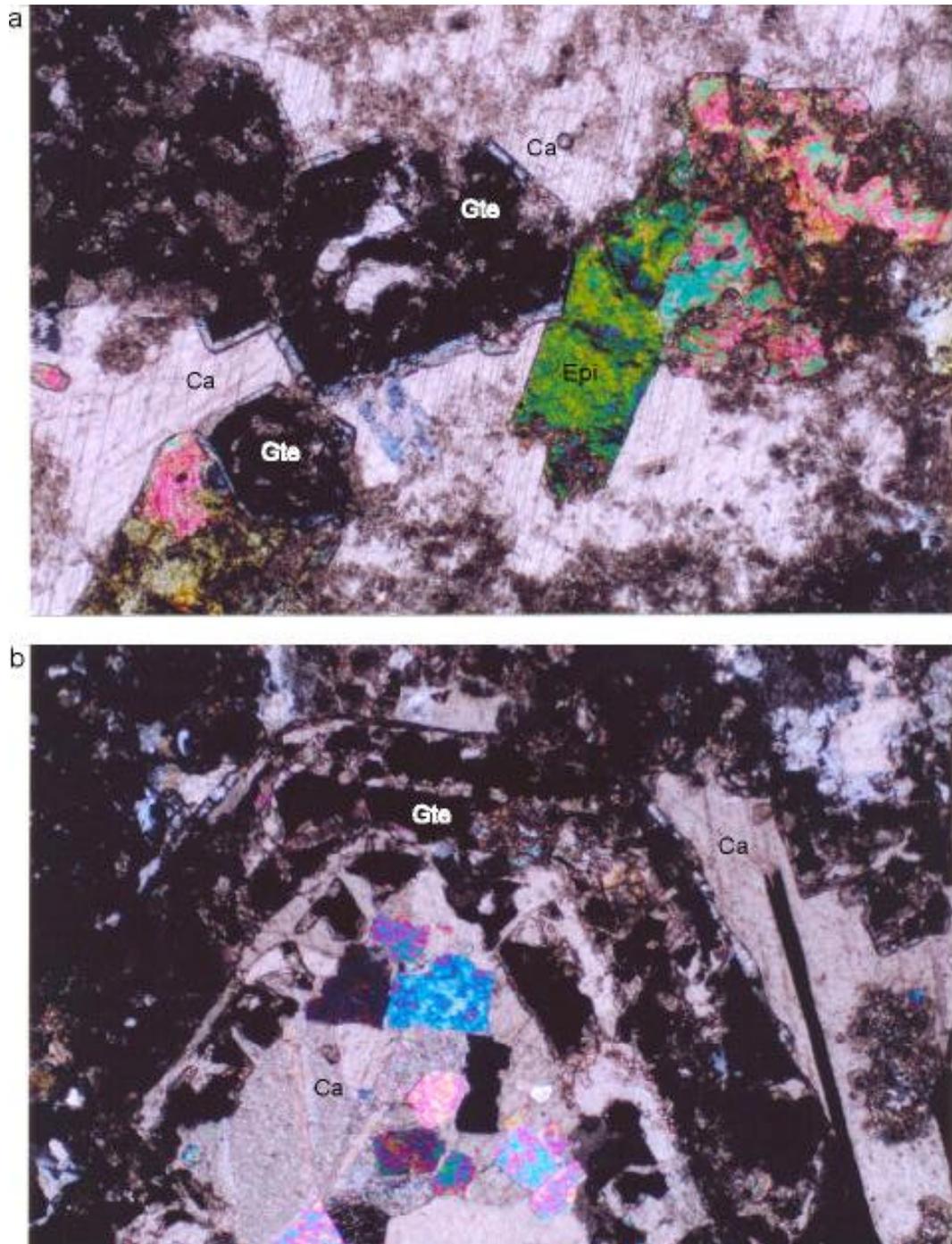


Figura 55. (a) Granates reemplazados parcialmente por carbonato de retromorfismo acompañado de epidota ferrífera. 5X, LP. (b) Granate zonal reemplazado más al centro por carbonato y placas idiomorfas de anhidrita. Gte – Granate, Epi – Epidota, Ca – Calcita. 5X, LP.

Se efectuaron numerosos microanálisis de los granates a la microsonda electrónica (Tabla X), los cuales muestran una composición general de la serie grosularita-andradita en dos grupos: unos correspondientes a $Gr_{0-16} Ad_{99-83} Py_{1-6}$ y otro de $Gr_{41-78} Ad_{58-16} Py_{1-13}$ (Figura 56a). Vistos en detalle no se trata de diferentes granates, en realidad las variaciones se establecen al seno de un mismo cristal, puesto que existen variaciones desde el borde hasta la parte central lo que demuestra la existencia de una composición zonal. Por ejemplo, en un mismo cristal la parte más exterior tiene una composición de $Gr_0 Ad_{99.4} Py_{0.6}$, mientras que la parte central se compone de $Gr_{70.5} Ad_{16.6} Py_{12.9}$. Esto revela un incremento de la molécula andradita (Fe^{3+}) hacia el exterior y, consecuentemente, un incremento en el estado de oxidación del fluido responsable del metasomatismo. Por lo tanto, los aparentes dos grupos de la Figura 56a son el resultado de la composición zonal de los mismos granates.

Los piroxenos también fueron analizados (Tabla XI) encontrándose en ellos una composición muy homogénea, siendo sumamente ricos en diopsida. La composición de más del 90 % de los piroxenos varía de $Di_{90-96} Hd_{10-03} Jo_{<1}$ (Figura 56b) o bien de $En_{41-48} Wo_{52-50} Fs_{7-2}$, según diferentes maneras de clasificar los piroxenos.

Las epidotas fueron también analizadas a la microsonda (Tabla XII). Los análisis confirman las observaciones hechas en muestra de mano y en láminas delgada que se trata de pistachita (variedad ferrífera), la cual se reconoce por el color verde pistache a simple vista y en luz natural al microscopio y por los elevados tonos de polarización en nícoles cruzados (manto de arlequín). Todas las pistachitas analizadas tienen un equivalente a 0.88 – 1 átomo de Fe calculado en la fórmula estructural (Tabla XII). Por otra parte, también se analizaron algunos feldespatos vinculados a la etapa retrógrada, indicando que se trata de albitas con una composición bastante homogénea de $Ab_{96.3-99.3} An_{2.3-0.3} Or_{1.4-0.3}$ (Tabla XIII). Este mineral se había confundido inicialmente con ortoclasa en lámina delgada, el hecho de que se trata de un feldespato tardío y por lo tanto relacionado a la etapa de baja temperatura favorece la idea de que la mayor parte del feldespato hidrotermal es en efecto albita.

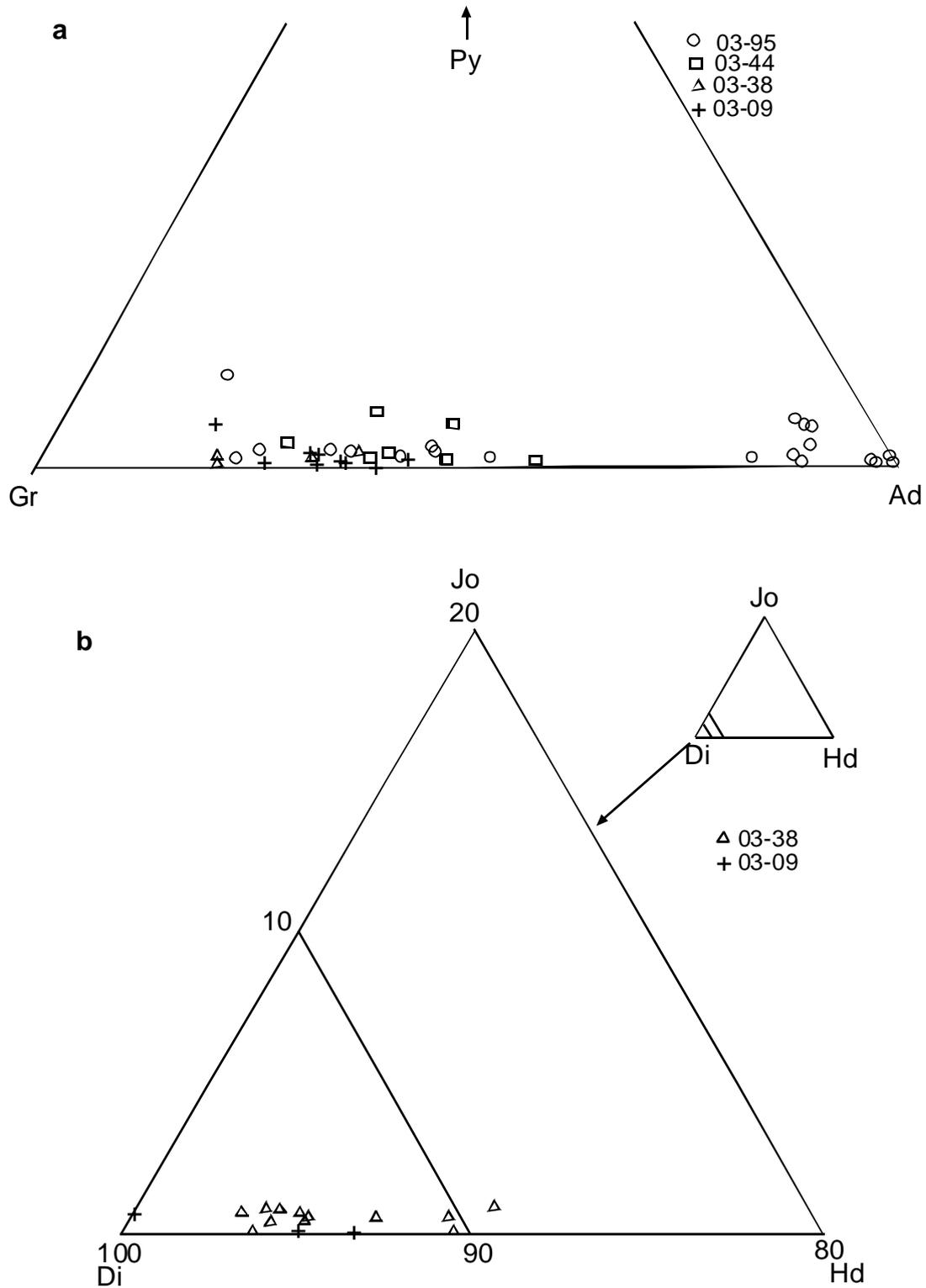


Figura 56. Composición de los granates (a) y piroxenos (b) de los skarns de la Esperanza analizados a la microsonda electrónica. Los símbolos indican diferentes muestras analizadas. Los datos se presentan en las Tablas X a XIII.

2.4. Zona de exoskarn con granate en mayor proporción que piroxeno

Esta zona se ubica en una lengüeta que se encuentra semi-englobada por el PSL (Figura 39 y 52). La zona es atravesada por diques de monzonita de cuarzo sin metamorfismo aparente (Figura 47), el cual sella sin lugar a dudas el evento metamórfico-hidrotermal. Existe una estratificación original de las capas que se orienta burdamente hacia el N80E con echados de 20° a 30° al N, aunque pueden existir cambios locales debido a movimientos durante la intrusión. La transformación de roca a skarn ocurre sobre un protolito calcáreo en bancos gruesos (Figura 45), pero es probable que el reemplazamiento haya sido favorecido por una estructura de la roca original conglomerática con fragmentos calcáreos, ya que en ciertas zonas se alcanza a percibir aún la forma de los clastos originales que sobresalen en el skarn.

El exoskarn es de grano grueso, en horizontes y capas masivas o en estructuras discordantes. Al microscopio es de textura cristaloblástica, en mosaico o glomeroporfidoblástica. Se compone de abundantes granates (30 a 90 %), clinopiroxenos (10 a 35 %), carbonatos (10 a 30 %), feldespatos (2 a 10 %), cuarzo (2 a 5 %), epidota (hasta 25 %) y sulfuros y hematita (hasta 5 %).

Los granates se observan al microscopio en luz natural a veces transparentes y a veces de tonos verdosos con estructura zonal. Es común que las zonas verdosas se dispongan hacia afuera del granate y que en luz polarizada estas zonas presenten anisotropía anómala, en contraposición con las zonas centrales que son perfectamente isotrópicas. Se considera que la composición de los granates se refiere a la serie grosularita-andradita, debido a sus características muy similares a los analizados en la zona de endoskarn. Por otra parte, los piroxenos son incoloros en luz natural y en luz polarizada presentan extinción oblicua y birrefringencia elevada, por lo que se considera de composición diopsídica. Desde el punto de vista temporal, los granates y piroxenos corresponden a una etapa progradada en el desarrollo del skarn. Los minerales de retromorfismo tienen un desarrollo muy limitado, se observan en vetillas que cortan el skarn, o bien de manera intersticial, moldeando los minerales previamente formados y son típicamente epidota ferrífera (pistachita), carbonatos, cuarzo, clorita, feldespato, hematita y sulfuros.

La facies metamórfica progradada corresponde a la misma del endoskarns, que es la de piroxena-hornfels.

2.5. Zona de mármoles con wollastonita, calizas metamorfizadas, hornfels y cuarcitas

Esta zona es la más importante en tamaño en el área (Figuras 39 y 52). Presenta una estructura general hacia el N50W con inclinaciones hacia el SW y al NE. Está limitada al sureste por una falla normal que pone en contacto el bloque con andesitas masivas y tobas andesíticas. Cerca de los contactos por falla las capas presentan rumbos y echados más variables. El paquete debe tener un espesor de por lo menos 400 metros.

La sección se compone de capas decimétricas a masivas de calizas cristalinas, calizas con lentes de pedernal (en ocasiones con estructuras de “boudinage”), que varía hacia arriba a horizontes de calizas arenosas y a cuarcitas blancas a rojizas en horizontes gruesos, casi masivos. No se reconoció la presencia de fósiles en estas rocas, probablemente debido al metamorfismo tan difundido. Las rocas carbonatadas han sido afectadas por metamorfismo de contacto que se traduce en calizas en bancos gruesos, metamorfizadas, mármoles en horizontes con wollastonita, hornfels intercalados con pequeños horizontes de skarns de reacción (Figuras 44b) y cuarcitas.

A nivel de afloramiento, las rocas metamórficas siguen los horizontes estratificados, muy controlados por la composición original de la roca (Figura 10b). Son horizontes decimétricos a centimétricos, con cambios en la composición a estos niveles. Las calizas metamorfizadas corresponden a los bancos más gruesos, presentan texturas porfidoblásticas y contienen glomeroporfidoblastos de granates (15 %), clinopiroxeno (30 %) y una matriz de carbonato micrítico (55 %) poco recrystalizado. Los hornfels y skarns de reacción son rocas bandeadas de grano fino, verdosas a blancas, al microscopio son granoblásticas a fibroblásticas con granates (35 a 40 %), clinopiroxeno (5 a 53 %), wollastonita (0 a 40 %), cuarzo (2 a 10 %) y carbonato (5 a 15 %).

Varios análisis a la microsonda fueron llevados a cabo sobre granates bandeados (skarns de reacción), finamente cristalizados en estas rocas, la composición de los mismos es de $Gr_{55-75} Ad_{43-17} Py_{2-8}$, lo cual los ubica más hacia el polo grosularita, parecido a las partes internas de los granates en la zona de endoskarn. Esto pudiera interpretarse como un granate precoz que no alcanzó mayor crecimiento debido a un metasomatismo limitado. Los piroxenos de

la misma muestra presentan una composición de $Di_{3.0-99.2} Hd_{6.5-0} Jo_{0.5-0.9}$. Estas composiciones son muy similares a las de los piroxenos de la zona de endoskarn.

Por otra parte la petrografía de las cuarcitas es muy simple, en muestra de mano se aprecian de tonos rosados debido a la oxidación, mientras que al microscopio se observan de textura sacaroide, cristaloblástica con puntos triples medianamente desarrollados. La talla del grano va de 0.1-0.4 mm bien sostenida y compuesta casi exclusivamente de cuarzo; hay trazas de minerales opacos diseminados en los intersticios.

2.6. Zona de andesitas con propilitización

Una zona con un conjunto de alteración diferente a los antes descritos es denominada como andesitas con propilitización. Se ubican sobre un área amplia al oriente de la zona de endoskarn (Figuras 39 y 52). Litológicamente las rocas son andesitas masivas afaníticas a porfídicas y también intrusionadas por el pórfido de monzonita de cuarzo. Las facies más masivas parecen ser las de la cañada que baja hacia el norte-noroeste a partir de las coordenada 3126 000 N y 648 000 E (norte del Barranco) y probablemente las del cerro Felipillo. Las rocas andesíticas son muy comúnmente verdosas debido a la presencia de minerales del conjunto propilítico y también presentan con frecuencia oxidación a causa de pirita y, en algunas partes, se observan los propios sulfuros primarios.

Entre el Barranco y el arroyo San Lucas las andesitas son microcristalinas a porfídicas, con 50 % de la plagioclasa como andesina, los ferromagnesianos, que eran biotita y hornblenda, están alterados. Hay una alteración persistente de clorita, pirita y turmalina negra, tanto sobre los ferromagnesianos, como sobre las plagioclasas. La matriz es de grano muy fino xenomorfa de composición feldespática. Las rocas están muy alteradas a clorita (6 a 10 %) variedad peninita y pirita (hasta 8 %).

Cerca del contacto con las cuarcitas las rocas andesíticas son de apariencia pseudoporfídica con 40 % de tabletas de plagioclasa, a veces alterados a sericita (12 %) pero se advierten también verdaderos fragmentos de otras rocas andesíticas con una mesostásis fluidal, microlítica también de composición andesítica. Hay alteración de clorita (20 %) en antiguos

ferromagnesianos y en la matriz, parches de carbonato (5 %) y minerales opacos diseminados.

Dentro de las rocas volcánicas existen parches de skarns (Figuras 39 y 52). Uno de ellos es en la zona mineralizada conocida como el Barranco, y otra llamada el Tigre, las cuales serán descritas posteriormente. También en la zona de contacto de las rocas volcánicas con las rocas carbonatadas se desarrollan zonas irregulares de skarn. En ellos se pueden observar aún las texturas relictas porfídicas de las andesitas volcánicas. Hay aglomerados cristaloblásticos mal formados que incluyen granates isotrópicos xenomorfos mal formados (30 a 60 %), piroxeno diopsídico también en cristales muy finos (15 a 35 %), importante carbonato tardío (hasta 15 %), así como epidota, clorita, cuarzo, albita y sulfuros. La roca puede estar atravesada por vetillas tardías que contienen epidota y albita. Alejándose de la zona de contacto sobre las andesitas, se vuelve a caer al conjunto de alteración propilítico con turmalina.

En resumen, la zona de andesitas con propilitización queda caracterizada por:

- Un conjunto de rocas volcánicas en las que se observa una alteración hidrotermal penetrativa, difusa y muy extendida, identificable por la presencia de un conjunto de: clorita, carbonato, epidota, turmalina, sulfuros.
- Esta zona parece que ha sido sobrepuesta a otras zonas más pequeñas donde se desarrollaron parches de skarn en rocas andesíticas.
- El tipo y la intensidad de la alteración parecería estar controlados por la composición de la roca y la lejanía en relación con los skarns más masivos.

3. Areas mineralizadas

En el área de estudio se han identificado varias zonas con evidencias de mineralización que ameritan exploración a detalle. Por el momento los trabajos se han limitado al desarrollo de pequeñas obras mineras y muestreos generales. Aunque estimaciones económicas preliminares sugieren la posible existencia de al menos un millón de toneladas de mineral con leyes del orden de 1 gr/ton Au, 1 a 2 % Cu, 1 a 2 % Zn, 0.1 a 0.2 % Ni y 0.1 a 0.2 % Co (Pérez-Segura et al., 2004). Los lugares más interesantes se ubican cerca del contacto

oriente entre el pórfido de monzonita de cuarzo y las rocas carbonatadas y volcánicas. Otras zonas de interés se han observado sobre el arroyo San Lucas. A continuación se describen los diferentes lugares que se consideran más interesantes.

3.1. Los Rieles

Se ubica sobre una pequeña obra minera en la que se desarrolló un tiro inclinado de más de 20 m de profundidad, situado a un lado de la mojonera que constituye el punto de partida (PP) de La Esperanza. La parte mineralizada corresponde a una estructura orientada al N30W y con echado de 52° al este. Aflora sobre unos 10 m a rumbo y luego es cubierta por regolita. Presenta un espesor de 3 m y se caracteriza por presentar un intenso fracturamiento paralelo a la estructura. La roca huésped corresponde a un endoskarn verdoso, en el que se alcanza a apreciar una textura porfídica. En el afloramiento se observa una oxidación intensa con presencia de limonitas y parches de malaquita, azurita y wad. En un pequeño terrero al lado de la obra hay material extraído de la obra en el que se ven abundantes sulfuros, por lo que se deduce que la zona de oxidación en sentido vertical es muy restringida. Muestras generales y seleccionadas tomadas por la compañía concesionaria del proyecto presenta valores en rangos de 0.7 a 7 g/t Au, 0.1 a 14.2 % Cu, 3.2 a 61.6 g/t Ag, 83 a 1654 ppm Co y 61 a 648 ppm Ni (Tabla XII). Dos muestras de orientación tomadas por el suscrito confirman los valores con 0.65 a 0.97 % Cu, 0.76 a más 1% Zn, 514 a 1085 ppm Co y 681 a 923 ppm Ni. Varias secciones pulidas a partir del mineral del terrero muestran mineralización de sulfuros y óxidos en bandillas con presencia en orden de importancia de pirita, esfalerita, calcopirita, hematita y magnetita. La pirita es el mineral precoz, idiomorfo, cementado y a veces corroído por los otros minerales. La esfalerita engloba la pirita, se caracteriza por contener abundantes inclusiones de calcopirita (Figuras 57 a y b). Las inclusiones son puntuales o bien pueden seguir los planos de crucero de la esfalerita, a menudo dichas inclusiones son más abundantes hacia la parte central de las placas de esfalerita, lo cual indicaría que la primera esfalerita en formarse estaría libre de calcopirita, siempre y cuando el depósito sea como relleno intersticial (Figura 57a). La calcopirita también ocurre en placas mayores que se meten entre la esfalerita, lo cual confirma su posterioridad relativa. Observada en detalle, la calcopirita contiene también exsoluciones microscópicas de esfalerita en forma de “estrellas” (Figura 57b). Los sulfuros

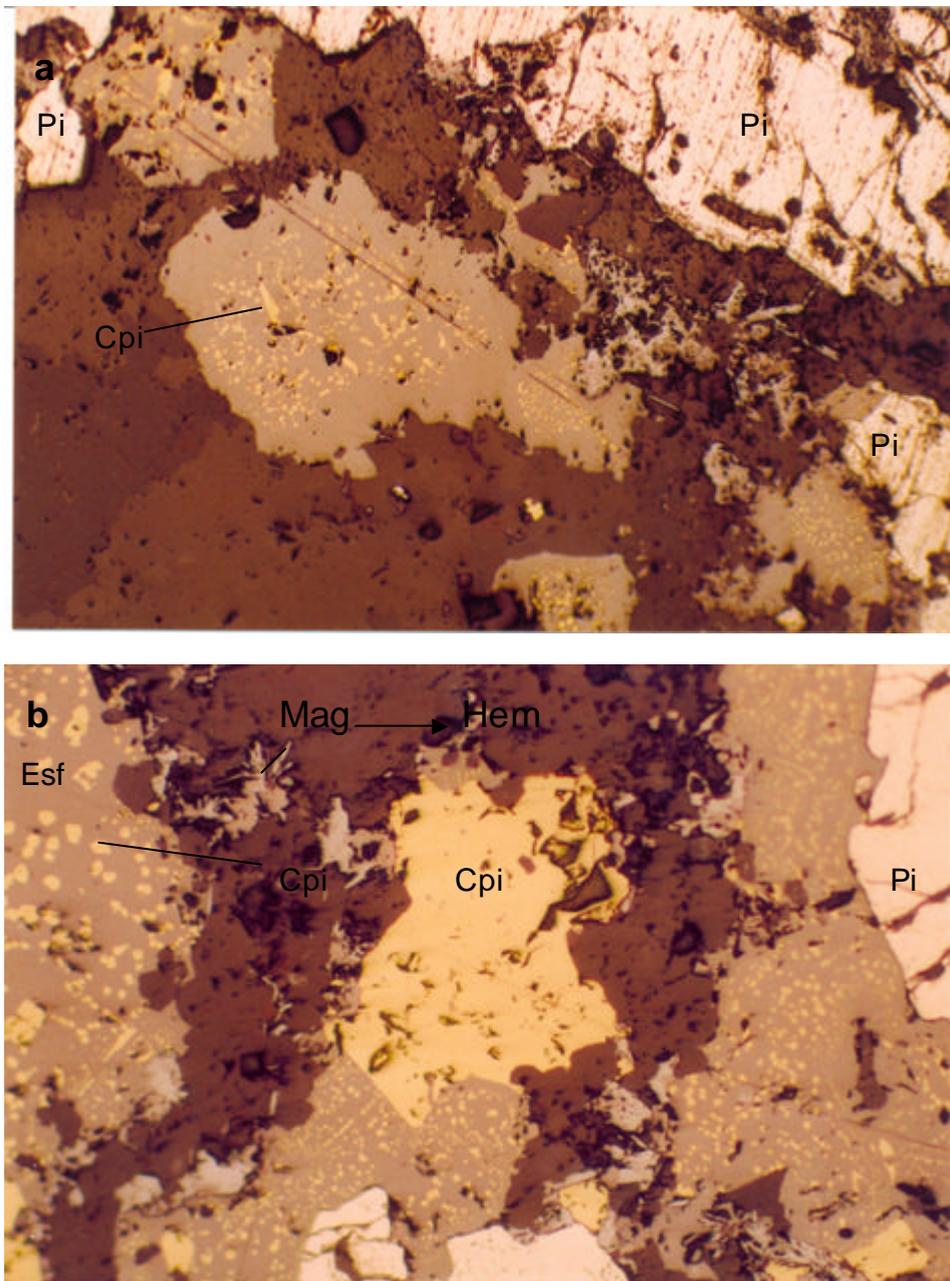


Figura 57. (a) Esfalerita con exsoluciones de calcopirita al centro y a su derecha placa de magnetita transformada parcialmente a hematita. Arriba pirita mal pulida. (b) Calcopirita al centro con exsoluciones microscópicas de esfalerita en “estrellas”, también esfalerita con exsoluciones de calcopirita, Esf – Esfalerita, Cpi – Calcopirita, Pi – Pirita, Mag ~~s~~ Magnetita transformada a hematita..

anteriores se encuentran coexistiendo con magnetita, la cual es parcialmente transformada a hematita por un proceso de martitización debido a fluidos hidrotermales tardíos (Figura 57b). Alrededor de la hematita que se forma a partir de la magnetita, o alrededor de los sulfuros y más relacionada con la ganga transparente hay desarrollo de láminas bien formadas de hematita especular (Figura 58).

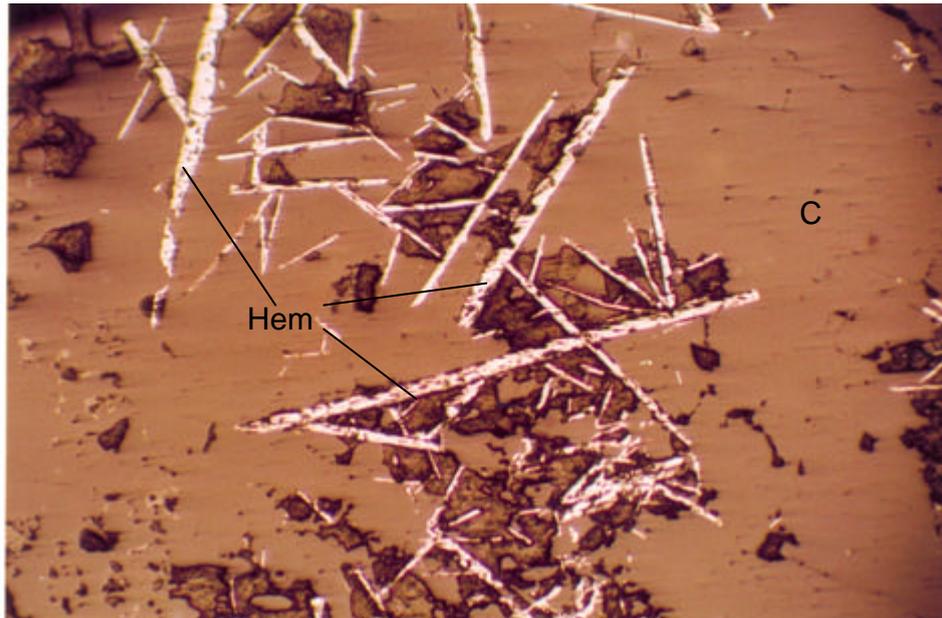


Figura 58. Láminas de hematita especular en cuarzo, minerales tardíos en relación a los sulfuros. Hem – Hematita, C – Cuarzo.

Algunas láminas delgadas hechas en el endoskarn muestran una roca de textura porfídica relictiva muy parecida a la que se observa en el arroyo San Lucas. La roca contiene granate (50 a 75 %), piroxeno diopsídico (10 %), carbonato (20 a 30 %), clorita (5 %), epidota (5 %), cuarzo y feldespato secundario (5 %). A veces se aprecia un mineral fibroso parecido a la wollastonita asociado con el piroxeno. En este skarn la fase progradada se estaría definida por la asociación granate, piroxeno, wollastonita, cuarzo y plagioclasa; mientras que la retrógrada se definiría por carbonato, epidota, clorita, cuarzo, feldespato y sulfuros. Por las características ópticas de los minerales de skarn, su composición es similar a la que se presenta en el endoskarn antes descrito.

3.2. El Barranco

La zona llamada El Barranco se encuentra en una ladera muy inclinada con muy malos afloramientos. El ambiente parece corresponder a rocas volcánicas de composición andesítica. La parte mineralizada propiamente dicha se manifiesta en una pequeña obra minera de unos 3 m de largo por 2 m de alto. La obra sigue un afloramiento de unos 10 m de largo sin una clara estructura aparente, probablemente se oriente al N60E, con débil inclinación al SE. Hay mineralización de sulfuros masivos con abundante pirita. Muestras tomadas en esta zona dan valores de 0.17 a 4.8 % Cu, 0.1 a 0.9 % Zn, 158 a 1714 ppm Co y 105 a 2618 ppm Ni. A simple vista se observa pirita, calcopirita y algunos óxidos como malaquita, crisocola y wad. Varias superficies pulidas talladas sobre los sulfuros muestran pirita idiomorfa en forma de piritoedros casi totalmente reemplazada por goethita supergénica (Figura 59). La pirita puede estar cementada o moldeada por calcopirita, la cual muestra evidencias de transformación a covelita supergénica a partir de fracturas o en los bordes del mineral. En los intersticios de los minerales metálicos y, asociado a la ganga transparente, se observan láminas de hematita especular hidrotermal.

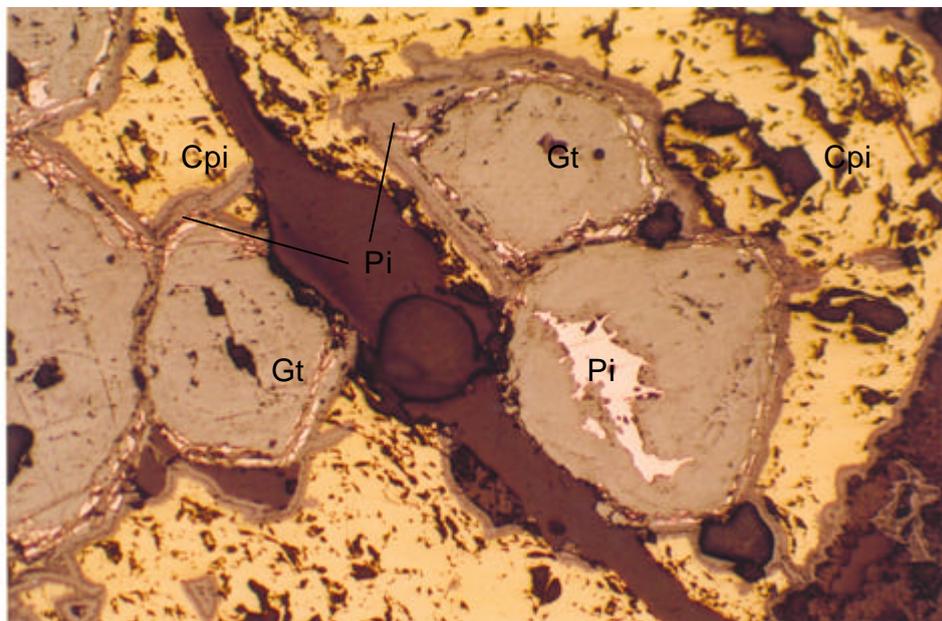


Figura 59. Calcopirita que cementa pirita idiomorfa casi totalmente reemplazada por goethita.

Muy asociado a la calcopirita se identifica el mineral siegenita, el cual es responsable de los valores de Co y Ni. Las características que permiten determinarlo es una reflectividad cercana a la pirita, pero con dureza inferior a ésta, por lo cual es más fácil de pulir. El mineral presenta planos de exfoliación subortogonales, es isotrópico y siempre está parcialmente transformado a calcopirita a partir de los planos de exfoliación (Figuras 60, 61 y 62). Análisis semicuantitativos efectuados de este mineral con la microsonda electrónica del Departamento de Ciencias Planetarias de la Universidad de Arizona, confirmaron la presencia de Ni, Co, S y Fe como elementos principales (Figuras 63 y 64), los microanálisis cuantitativos indican un contenido promedio de 40.9 % de S, 38.6 % de Ni, 14.2 % de Co y 3.4 % de Fe (Tabla XV). Estos datos permiten calcular una fórmula empírica normalizada a 7 átomos con una composición de $(\text{Ni}_{2.05}\text{Fe}_{0.19}\text{Co}_{0.75})_{2.99}\text{S}_{3.97}$, lo cual indica que se trata de siegenita (grupo de la linnaeita) cuya composición teórica reportada es de 42.12 % de S, 43.36 % de Ni y 14.1 % de Co y con una fórmula empírica de $\text{Ni}_{2.25}\text{Co}_{0.75}\text{S}_4$. Pudiera tratarse también de una solución sólida entre siegenita $(\text{Ni,Co})_3\text{S}_4$ y violarita $(\text{FeNi})_2\text{S}_4$.

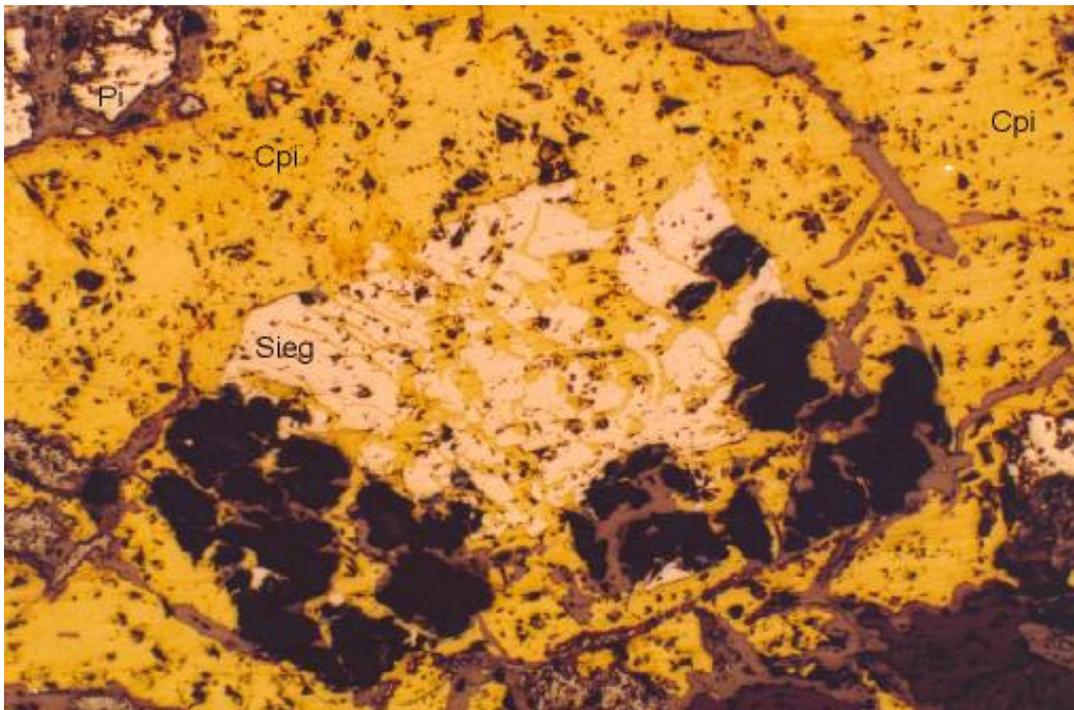


Figura 60. Siegenita reemplazada parcialmente por calcopirita. Cpi – Calcopirita, Sieg – Siegenita, Pi – Pirita.

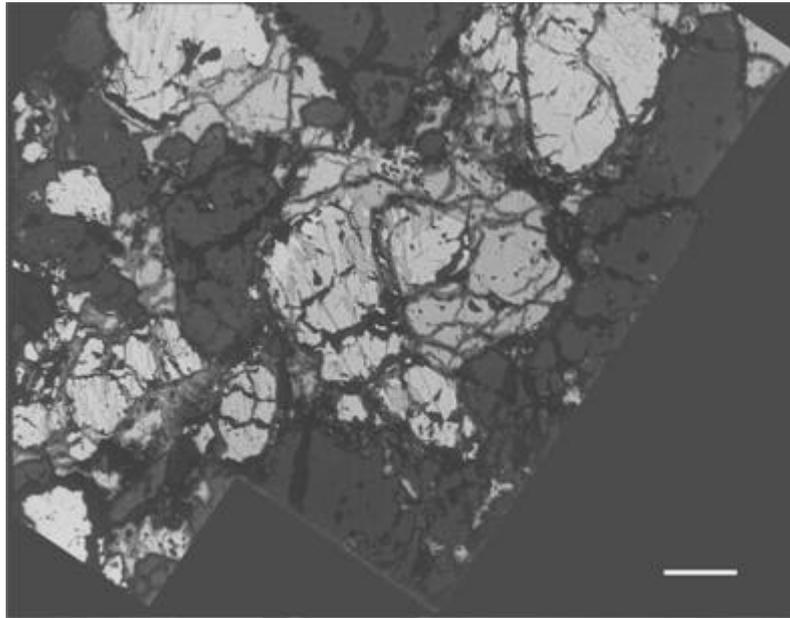


Foto 61. Siegenita (mineral más blanco) parcialmente reemplazada por calcopirita. Sección pulida. Luz reflejada. La escala representa 0.2 mm.



Figura 62. Siegenita (mineral más blanco) parcialmente reemplazada por calcopirita. Sección pulida. Luz reflejada. La escala representa 0.2 mm.

Las láminas delgadas talladas sobre material de la zona mineralizada, que es irreconocible a simple vista, muestran texturas granoblásticas a cristaloblásticas relictas con restos de granates (hasta 15 %) y a veces cristales fibrosos de aparente wollastonita, pero la característica fundamental es una fuerte proporción de carbonato de retromorfismo, con menores proporciones de cuarzo y algo de clorita. El carbonato a veces presenta un aspecto fibroso asociado con cuarzo, pudiendo ser resultado de transformación de la wollastonita. En una muestra también parece desarrollarse tardíamente un mineral que parece yeso.

Algo que no queda claro es la estructura general de esta mineralización dentro de un skarn con fuerte retromorfismo, alojado en rocas aparentemente de composición volcánica andesítica, a unos 200 m del aparente contacto con el pórfido monzonítico.

3.3. El Tigre

La zona El Tigre está situada a unos 120 m al sureste de Los Rieles, sobre el camino de acceso al área. Se trata de una zona con evidencias de fallamiento normal sin o posmineral, a través de estructuras que siguen una dirección N25-65° E e inclinaciones de 30° al sureste. Las rocas corresponden a andesitas porfídicas cafés a verdosas. No hay estructuras formales mineralizadas sino pequeños parches con sulfuros y carbonato que han sido arrastrados durante el movimiento de la estructura. Varias muestras de esquirlas sobre 25 m de ancho dan un promedio de 0.6 % de Cu y anomalías puntuales con 216 a 308 ppm de Co y 292 a 421 ppm de Ni. A simple vista se observan “spots” de calcopirita muy relacionada con calcita bien cristalizada. Al microscopio se observa la roca con huellas de deformación frágil. Los minerales de alteración son principalmente clorita fibrosa (¿serpentina?) y carbonato deformado (maclas en “kink”). Hay zonas donde se advierten restos de una textura porfídica en matriz volcánica tipo andesítico, pero en ocasiones parecen advertirse que la clorita afecta cristales que parecen de granates. Donde las rocas están menos deformadas es claro que se trata de una colada de andesita porfídica en una matriz felsítica microlítica con importante alteración hidrotermal penetrativa de clorita (8 %), carbonato (10 %), turmalina (8 %) y sulfuros (1 %).

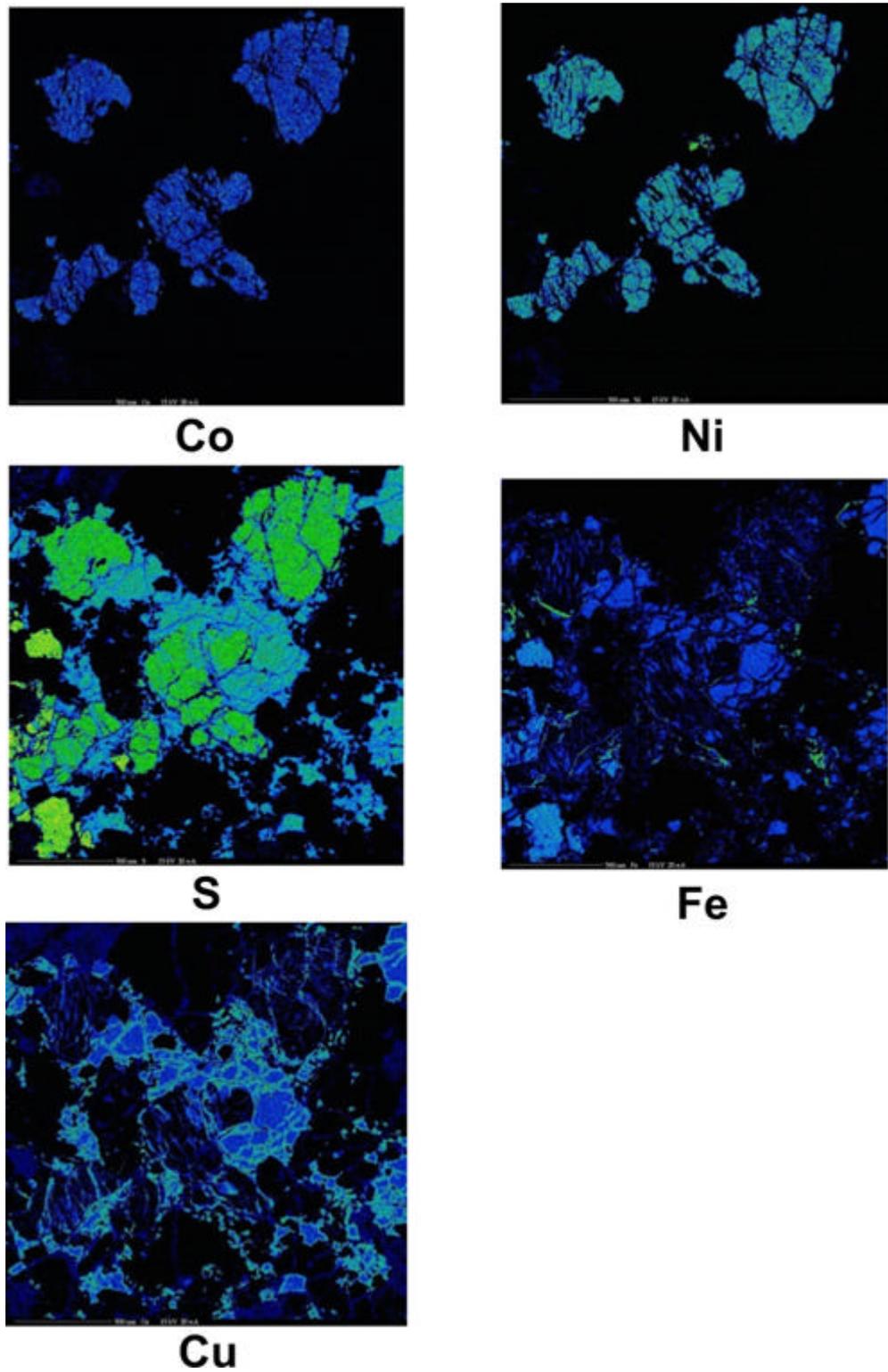


Figura 63. Análisis cualitativo con la microsonda electrónica mostrando la distribución de los elementos Co, Ni, S, Fe y Cu sobre la superficie de la Figura 61.

3.4. Arroyo San Lucas

A lo largo del arroyo San Lucas se pueden observar varias zonas donde existe la presencia de limonitas o sulfuros. La mineralización es en parches y estructuras. Una de ellas es sobre el punto 6 (Figuras 39 y 52) sobre una aparente estructura de rumbo N-S que sigue una zona de skarn. Se observan abundantes limonitas, cuarzo, óxidos de cobre y probables restos de sulfuros. Una muestra de esquirlas en este lugar arrojó 0.86 % Cu, 306 ppm de Co, 336 ppm de Ni y 273 ppm de Zn.

Otro lugar es el marcado con el punto 22 (Figura 39) dentro de la zona de endoskarn, hay estructuras mineralizadas que siguen las direcciones N25E y 20° al NW y N70E y 70° al SE. En una sección pulida sobre una de las estructuras se observan cristales idiomorfos de pirita, placas de calcopirita, a la cual se asocian otras placas de siegenita. Esta última engloba los cristales de pirita y es reemplazada a través de planos de cruceo por calcopirita. Hay eventuales láminas de hematita especular que son tardías. También hay trazas de covelita supergénica que afecta calcopirita y pirita. El endoskarn en el que se encuentra la estructura contiene granates en mayor proporción que el piroxeno, con una composición de los granates de $Gr_{61-77} Ad_{37-21} Py_{02}$.

A partir de estos datos se infiere que las evidencias con mineralización de Co-Ni en el área son numerosas y ameritan trabajo de exploración más detallado.

3.5. Trabajos mineros al sureste de San Lucas

Hay algunos pequeños trabajos mineros existentes unos 100 m al sureste del rancho San Lucas. El interés es que se encuentran sobre el bloque caído del sureste de la zona de skarns, el cual se compone de andesitas y tobas andesíticas estratificadas. Esporádicamente en esta zona hay pequeños espacios con zonas de coloración de limonitas a partir de pirita. En el lugar de referencia hay pequeñas catas excavadas en una intensa zona de coloración. Las labores más importantes se hicieron sobre una estructura orientada N50W e inclinada 55° al NE, en la que sólo se aprecia cuarzo y sericita y abundantes limonitas procedentes de pirita. Una muestra de esquirlas dio los resultados siguientes: >10 000 ppm de Ba, 94 ppm de Cu, 5 ppm de Co, 11 ppm de Ni, 162 ppm de Pb, 56 ppm de Zn y 3540 ppm de Sr. Estos

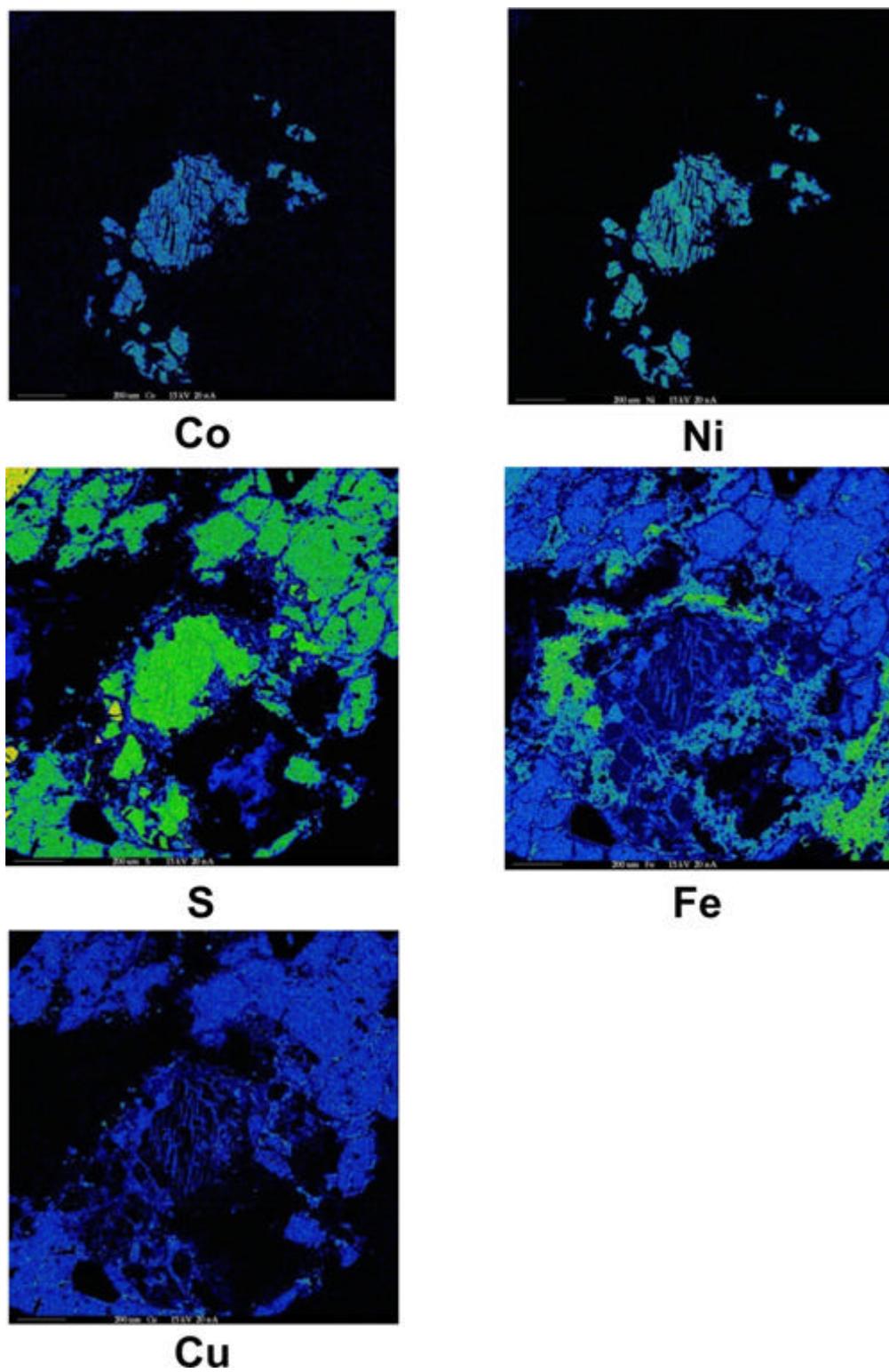


Figura 64. Análisis cualitativo con la microsonda electrónica mostrando la distribución de los elementos Co, Ni, S, Fe y Cu sobre la superficie de la Foto19.

datos sobresalen por los elevados valores de Ba y Sr y el empobrecimiento en Co y Ni. Una lámina delgada efectuada en la roca encajonante muestra efectivamente una toba andesítica silicificada, en la cual se pueden apreciar fantasmas de plagioclasa reemplazados por cuarzo de grano muy fino. La roca está además atravesada por microvetillas de espesor inferior a 0.2 mm rellenas con sílice y trazas de barita. Esto indica que al parecer se trata de una manifestación de tipo epitermal diferente al sistema de skarns o bien formada originalmente en las partes más distales del sistema, a un nivel superior al actual y posteriormente descendido a causa de la falla normal indicada en las Figuras 39 y 52.

3.6. Mina La Reyna.

Se ubica sobre el arroyo las Moras (Figura 3a). Existen pequeñas obras mineras en el lugar y la zona fue blanco de varios barrenos de diamante en los años noventa. La mineralización se refiere a un endoskarn que se desarrolla en la prolongación del PSL, en forma de cuerpos irregulares y estructuras. La fase progradada se compone de feldespato potásico, granate y clinopiroxeno (Figuras 65 c y d); mientras que la fase retrógrada consta de abundante actinolita fibrosa, carbonato, clorita y cuarzo (Figuras 65 a, b y c). La mineralogía metálica se compone de magnetita, calcopirita (Figura 65 b y c) y restos de siegenita dentro de este mineral (Figura 66 a). Una etapa supergénica es evidente por la presencia de calcosita que reemplaza parcialmente a la calcopirita (Figura 66 b) y por la presencia de otros óxidos como malaquita, crisocola, azurita y wad. El pórfido en su facies más fresca presenta ojos de cuarzo y fenocristales de plagioclasa, en una mesostásis rosada rica en feldespato alcalino mal cristalizado.

4. Inclusiones fluidas

El estudio de las inclusiones fluidas constituye la única técnica termométrica directa en el estudio de los yacimientos minerales. La técnica permite además conocer otros datos como la composición de los fluidos relacionados a las mineralizaciones y, por el conocimiento de sistemas experimentales y el uso de otras técnicas, también pueden ser conocidos otros datos como la composición específica de los fluidos, las densidades o presiones de emplazamiento.

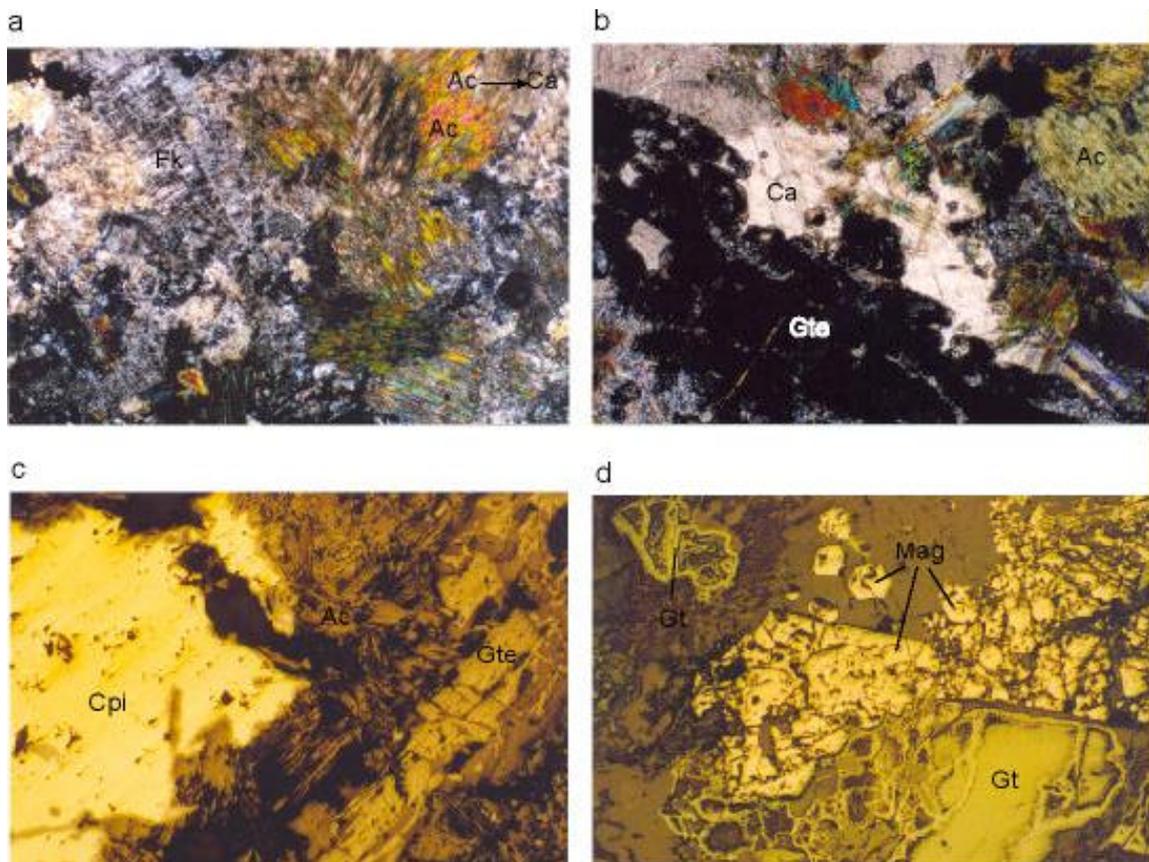


Foto 65. Mina La Reyna. (a) Endoskarn formado de abundante feldespato potásico y actinolita transformada parcialmente a carbonatos. (b) Endoskarn con granate, actinolita y carbonato intersticial. (c) Superficie pulida: calcopirita en los intersticios de actinolita. (d) Magnetita en cristales idiomorfos y goethita procedente de piritita. FK – Feldespato potásico, Ac – Actinolita, Ac \rightarrow Ca - Actinolita transformada a calcita, Gte – Granate, Ca – Calcita, Cpl – Calcopirita – Calcopirita, Mag – Magnetita, Gt- Goethita.

La descripción más amplia sobre el origen, métodos de estudio y análisis de los principales sistemas hidrotermales conocidos se da en Roedder (1984). El campo de estudio se volvió tan importante que desde 1968 hasta la actualidad se recogen los resúmenes anuales publicados sobre el tema, en un volumen editado por la Universidad de Michigan llamado: Comisión on Ore-Forming Fluids in Inclusions – (COFFI). Algunos de los textos más clásicos sobre el tema son los libros de Roedder (1984) y el de Sheperd et al. (1985). Más recientemente, el trabajo de Mangas y Sierra (1991) constituye una excelente revisión en castellano sobre el tema. El trabajo de Roedder y Bodnar (1997) revisa el estado del arte sobre el estudio de las inclusiones fluidas hasta esa fecha y, más recientemente, una

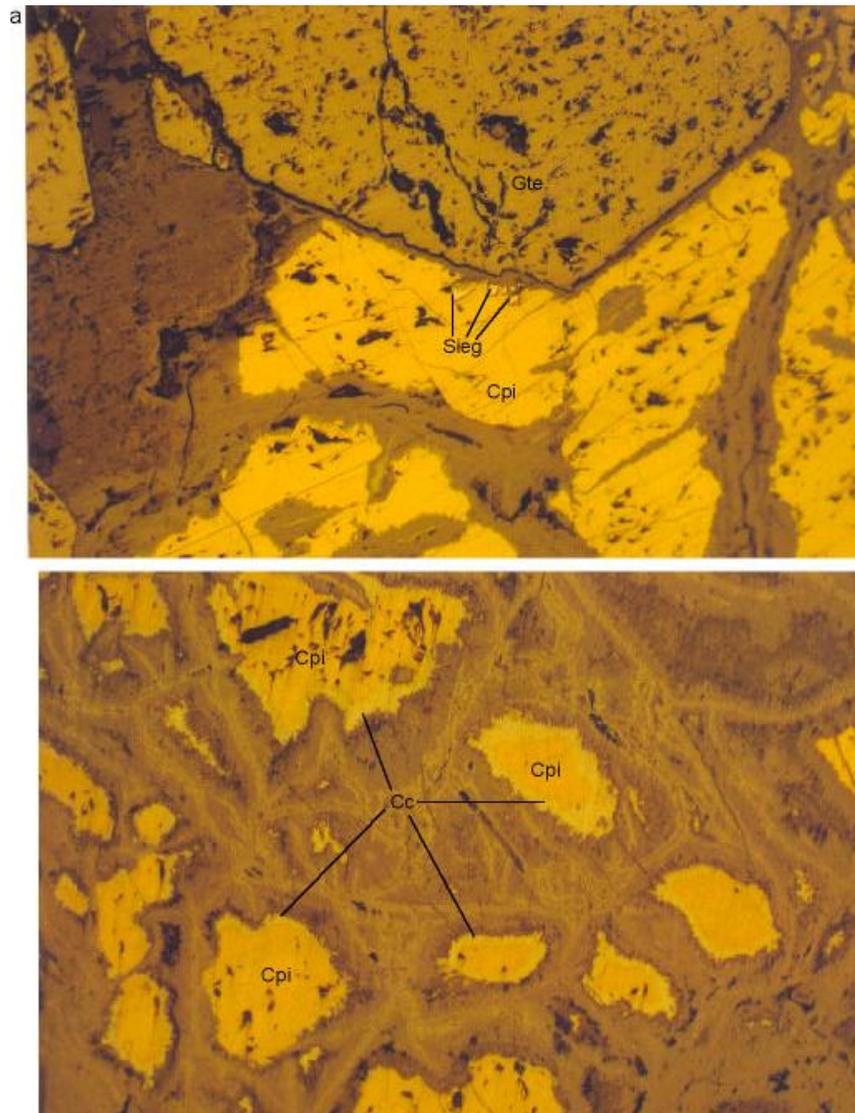


Figura 66. Mina La Reyna. (a) Restos incluidos de siegenita en calcopirita que cementa granates. (b) Calcopirita que se altera a calcosita supergénica. Gte – Granate, Sieg – Siegenita, Cpi – Calcopirita, Cc – Calcosita.

revisión muy completa sobre las inclusiones fluidas aplicadas a los yacimientos minerales es ofrecida en Wilkinson (2001), finalmente, un excelente curso sobre el tema es la reciente edición de Samson et al (2003) de la Asociación Mineralógica de Canada.

En nuestro caso, se seleccionaron varias muestras con el objeto de efectuar trabajo de microtermometría. La ubicación de las mismas se muestra en la Figura 52. Sin embargo, no todas las muestras presentaron inclusiones estudiables.

4.1. Metodología

Las láminas delgadas doblemente pulidas fueron preparadas en los talleres de laminado del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora y del Centro de Geociencias de la UNAM en Juriquilla, Qro. Se estudiaron petrográficamente utilizando un microscopio petrográfico Nikon y la microtermometría se hizo en los laboratorios del Centro de Geociencias. Para la microtermometría se usaron dos platinas, una marca Chaixmeca (Poty et al., 1976) y otra Linkam (Sheperd, 1981). Las variaciones en las lecturas de ambas platinas son despreciables y permiten tratar los resultados en conjunto. Las fotomicrografías fueron tomadas con una cámara digital adaptada a la platina Linkam. Los datos de proporción de NaCl eq. en inclusiones subsaturadas a los que se hace referencia se calcularon utilizando la ecuación de Bodnar (1993) que se enuncia: $\% \text{NaCl} = -1.78 (\text{Tfh}) - 0.0442 (\text{Tfh})^2 - 0.000557 (\text{Tfh})^3$. Una manera práctica de utilizar los resultados de esta ecuación es usando la tabla de equivalencia en %NaCl a partir de la Th de halita en líquido (Bodnar, 2003) Por otra parte, las estimaciones de % NaCl en inclusiones sobresaturadas se hicieron utilizando la curva de saturación de Hall et al. (1988). El listado de los datos obtenidos por muestra y mineral se pueden ver en la Tabla XVI.

4.2. Muestras estudiadas y petrografía de las mismas

- Muestra 03 – 15
- + Localización y descripción: 647 163, 3 215 461.

La muestra se localiza dentro del skarn conglomerático en el cual se observan fragmentos con granates y conteniendo además cuarzo, hematita especular y carbonato rosado, en una matriz rica en granate.

- Muestra 03-17.
- + Localización y descripción: 647 204, 3 215 534.

Corresponde a una zona de skarn en conglomerados. En muestra de mano se observa que consta de granates verdes de grano medio a grueso, los cuales son atravesados por cuarzo lechoso, en el que flotan puntos de pirita. Tardíamente hay láminas de hematita especular.

En lámina delgada se observan zonas de parches verdes de granates en porfidoblastos, en luz natural son de color verde y perfectamente isotrópicos en luz polarizada. Los granates engloban y se meten entre cristales de cuarzo idiomorfo. En los cristales de cuarzo se alcanzan a apreciar inclusiones fluidas bifásicas y algunas trifásicas, las cuales son al parecer secundarias, puesto que subrayan los bordes de las placas de cuarzo. Los anteriores minerales son cementados por placas grandes de carbonato.

- Muestra 03-38

+ Localización y descripción: (ver Figura 52).

La muestra corresponde a un skarn que se desarrolla sobre roca intrusiva siguiendo direcciones de N25E y 20° NW y N75E y 70° S. La roca contiene a simple vista, zonas irregulares de tonos rosados y verdosos de granate, rodeados por granate verde microcristalino masivo. En lámina delgada se observan dos zonas: una que contiene granate transparente incoloro (65 %) y diopsida (35 %); y otra que contiene granate transparente incoloro (30 %), granate verde (33 %), diopsida (35 %), carbonatos (1.5 %) y minerales opacos (0.5 %). Es probable que el granate transparente incoloro corresponda al que se observa rosado en muestra de mano. Ambos tipos de granate se observan bien isotrópicos en luz polarizada.

- Muestra 03 – 43

+ Localización y descripción: 647 273, 3 215 671.

La muestra corresponde a una zona de skarn desarrollado en una roca intrusiva (endoskarn) de color verde. Esta roca está cortada por vetas centimétricas que contienen hematita especular, clorita y carbonato, las cuales se orientan al N60E y 80° al S y N80E y 80° al N. Una lámina delgada muestra que la roca es un skarn con granate y menor piroxeno, el cual fue afectado por fuerte metamorfismo retrógrado con carbonato, clorita y epidota y un relleno tardío con carbonato, hematita, cuarzo y plagioclasa. Una composición global modal estimada es de: Granate (36 %), Piroxeno (10 %), Carbonato (30 %), Clorita (10 %), Hematita (5 %), Epidota (3 %), Cuarzo (3 %), Plagioclasa (3 %).

Una cronología mineralógica sería de la siguiente manera:

	ETAPA PROGRADA	ETAPA RETROGRADA	ETAPA TARDIA
Granate	████████████████████		
Piroxeno	███ ███ ███		
Carbonato		████████████████████	██████
Clorita		███ ███ ███ ███	
Epidota		███ ███ ███ ███	
Hematita			██████
Cuarzo			██████
Plagioclasa			██████

- Muestra 03 – 57 B

+ Localización y descripción: 647 777, 3 215 560.

Esta muestra se localiza en la zona llamada El Tigre. Corresponde a una zona de fallas, aparentemente normales de una tendencia general N50E e inclinadas 45° al Sur. Se ubica dentro de rocas volcánicas de composición andesítica, con una textura porfídica, huellas de deformación frágil y una intensa alteración penetrativa de clorita y carbonatos. Este conjunto de alteración se sobrepone a uno de mayor temperatura cuya evidencia son relictos de granates. También se aprecian sulfuros consistentes en pirita y calcopirita que acompañan a carbonatos y se distribuyen como “spots” en la zona fallada. Análisis geoquímicos sobre un corte de 20 m en esta zona indican anomalías de Co y Ni superiores a 300 ppm para cada uno. En superficie es común la presencia de óxidos de cobre.

- Muestra 03-80

+ Localización y descripción: 647 176, 3 215 848.

La muestra corresponde a un pórfido de monzonita de cuarzo que encajona una “costilla” de skarn (Muestra 03-81). La roca presenta textura porfídica con 40 % de

fenocristales de plagioclasa, 3 % de feldespato potásico, 3 % de cuarzo y menos de 5 % de ferromagnesianos. El resto se compone de una matriz rosada rica en feldespato potásico. Las plagioclasas son idiomorfias de 1 a 2 mm, con macla polisintética, de composición oligoclasa-andesina y se alteran de 5 a 10 % a sericita fina. Los fenocristales de FK no presentan macla, son seguramente de ortoclasa. Los cristales de cuarzo son “ojos” de tamaño inferior a 0.5 mm, amiboides y corroidos y con presencia de inclusiones fluidas. Los antiguos minerales ferromagnesianos eran de biotita y hornblenda; ambas se alteran a clorita más epidota más cuarzo y opacos. Toda la matriz de la roca se compone de una pasta globular xenomorfa compuesta de feldespato potásico. La mineralogía global de alteración es sericita (3 %), clorita (5 %), así como epidota y opacos.

- Muestra 03-81

+ Localización y descripción: 646 176, 3 215 848.

La roca pertenece a una costilla de skarn centimétrica. Es densa de tonos rosados a verdosos. La textura es de grano grueso, granoblástica. Más del 90 % se compone de granate es cual es bien transparente en luz natural e isotrópico en luz polarizada, pero está bordeado por bandas de 0.1 a 0.2 mm de granate más verdoso en luz natural y birrefringentemente anómalo en luz polarizada. Hay trazas de epidota tardía en los intersticios y algunos minerales opacos también intersticiales.

- Muestra 03-108

+ Localización y descripción: 642 242, 3 216 360.

Monzonita de cuarzo batolítica. Roca intrusiva fanerítica de grano grueso conteniendo cuarzo (25 %), feldespato potásico (30 %), plagioclasa (30 %), hornblenda (10 %) y biotita (5 %). La talla del grano es de 1 a 3 mm. Las plagioclasas se observan como tabletas hasta de 3 mm, con maclado polisintético y estructura zonal; se altera débilmente a sericita. El feldespato potásico se observa intersticial, es pertítico, en cristales amorfos hasta de 2 mm y con débil extinción ondulante. El cuarzo se observa en grandes placas tardías hasta de 2 mm, presenta extinción débil ondulante y se observan inclusiones fluidas bifásicas y trifásicas. La hornblenda es el ferromagnesiano más abundante, está en secciones basales y

alargadas, parcialmente transformada a actinolita. La biotita es ferrífera, de 0.4 a 1 mm en cristales bien formados y con algunas inclusiones de apatito.

- Muestra 03-110

+ Localización y descripción: 644 585, 3 215 317.

Monzogranito granofídico pobre en ferromagnesianos. Pertenece a una roca intrusiva de emplazamiento somero, relacionada con zona de coloración. Se trata de una roca de textura holocristalina seriada con cristales mayores que llegan a 4 mm y otros menores a 1 mm. La mesostásis es microcristalina con talla de grano de 0.2 mm y de tendencia granofídica. La composición general es de cuarzo (15 %), plagioclasa (30 %), feldespato potásico (48 %), actinolita (2 %), biotita (3 %) y minerales opacos (2 %). Las plagioclasas se observan como tabletas alargadas, con macla polisintética y estructura zonal, su composición es andesina y a veces están afectadas por aureolas irregulares de feldespato potásico tardío. El feldespato potásico se observa en placas irregulares que cementan la plagioclasa, es de composición pertítica. El cuarzo es xenomorfo en los intersticios, como placas irregulares menores de 0.4 mm y asociado al feldespato potásico tardío, lo cual le da una tendencia gráfica o micropegmatítica; el cuarzo presenta numerosas inclusiones fluidas de carácter primario y secundario. La biotita es en finas hojuelas menores de 0.3 mm y en microagregados castaños muy asociada con actinolita y opacos. La actinolita se presenta en microcristales fibrosos diseminados y en agregados microscópicos.

- Muestra 03-117

+ Localización y descripción: 646 588, 3 217 585.

Se trata de un pórfido de monzonita de cuarzo (PSL) con 50 % de fenocristales de plagioclasa en una pasta rosada afanítica rica en feldespato alcalino. La mayor parte de los fenocristales son de plagioclasa (35 %), los cuales llegan a medir hasta 6 mm, son idiomorfos, con maclado polisintético y de composición oligoclasa-andesina. El cuarzo (5 %) se presenta como ojos diseminados de 0.5 a 1 mm, amiboides y corroídos, con abundantes inclusiones fluidas. Los minerales ferromagnesianos (10 %) son un poco más

pequeños y son de antigua hornblenda transformada a actinolita y clorita. La mesostásis de la roca es microcristalina felsítica, rica en feldespatos potásicos muy mal cristalizados.

4.3. Microtermometría

4.3.1. Inclusiones en granate

Se estudiaron inclusiones sobre las muestras 03-38, 03-43 y 03-81. Los granates estudiados corresponden todos a la zona de endoskarn. Existen inclusiones pseudosecundarias y secundarias. Las primeras subrayan líneas de crecimiento o zonificación en el granate (Figura 67), mientras que las segundas se alojan en fracturas cicatrizadas. Son de tamaño variable, en general inferiores a 10 μm , pero también se observan algunas entre 20 y 30 μm . Las de tamaño mayor son de formas irregulares, de tendencia alargada, con evidentes huellas de estrangulamiento (“necking down”). Las más pequeñas son elípticas y orientadas según la cicatriz. Las inclusiones son de carácter bifásico con volumen variable de la fase vapor, pero la burbuja de vapor siempre es inferior a 20 % en volumen. Eventualmente aparecen algunas inclusiones trifásicas con NaCl.

+ Temperaturas de fusión del hielo (T_{fh}).

Sólo se midieron T_{fh} en las muestras 03-43 y 03-38 las cuales se ubican en un rango de -9 a -17°C , lo cual equivale a una composición entre 12.8 y 20.2 % de NaCl eq.

+ Temperaturas de homogeneización.

Todas las inclusiones homogeneizan en fase líquida. En la muestra 03-81, que corresponde a una estructura de skarn dentro del pórfido de monzonita de cuarzo, se advierte un rango muy bien definido de temperaturas de homogeneización en inclusiones al parecer pseudosecundarias entre 660 y 680°C (Figura 68), con una media aritmética de 670°C. Otras muestras en las que se efectuaron medidas fueron las 03-38 y 03-43, las cuales corresponden también a la zona de endoskarn, cortadas por vetas que contienen carbonato, clorita y hematita. En la muestra 03-38 se advierten dos rangos: uno con muy pocas medidas (6) entre 490 y 540°C y otro con mayor concentración entre 151 y 180°C (Figura 68). La muestra 03-43 presenta un rango muy disperso entre 121 y 300°C (Figura 68).

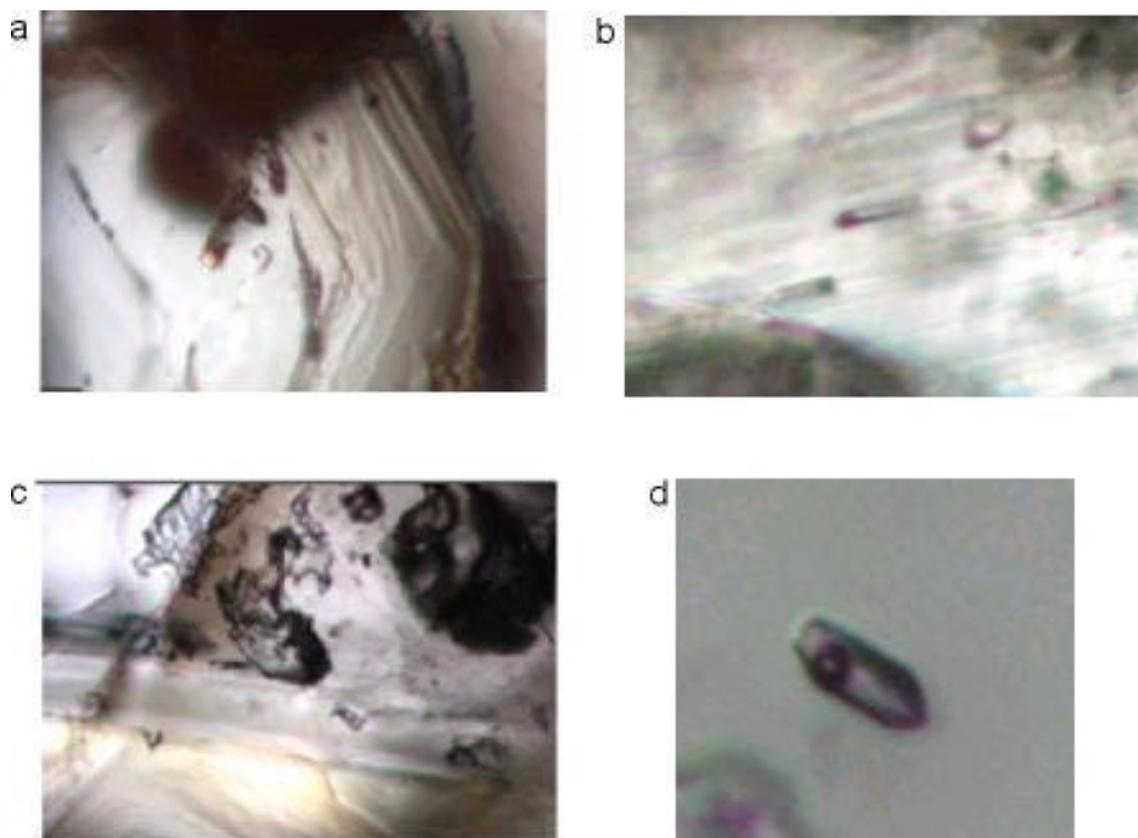


Figura 67. Inclusiones fluidas de la muestra 03-81, correspondiente a estructura de skarn en el PSL. El mineral corresponde a granate en estructura zonal y las inclusiones subrayan las líneas de crecimiento.

Granates

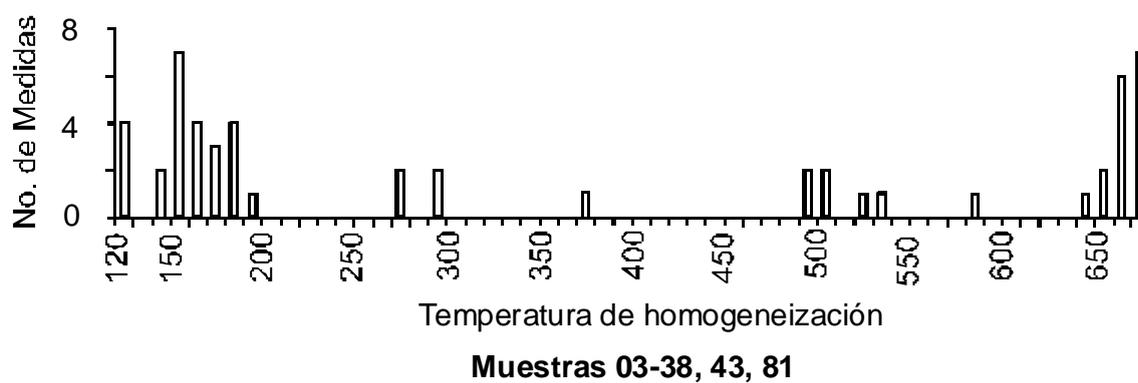


Figura 68. Temperaturas de homogeneización (°C) en granates.

4.3.2. Inclusiones en cuarzo y carbonato.

La mayor parte de las medidas se hicieron sobre las muestras 03-15, 03-17 y 03-57B. Por su comportamiento microtermométrico similar se agrupan para su descripción. Como se describe antes, las dos primeras muestras corresponden a skarns en los que el cuarzo y el carbonato se ubican en la matriz de los minerales de skarn, frecuentemente asociados con clorita y hematita. La última se refiere a una zona de falla afectada por hidrotermalismo que afecta probables skarns previamente formados, incluyendo fragmentos de sulfuros, cuarzo, y carbonato arrastrados (zona El Tigre). Las inclusiones observadas y medidas son secundarias en cuarzo y pseudosecundarias entre los cruceros de carbonato. Son de formas irregulares y eventualmente en cristales negativos. El tamaño es inferior a 20 μm y, particularmente en la calcita, son inferiores a 10 μm . En el cuarzo las inclusiones se pueden interpretar como secundarias, puesto que subrayan las placas que unen los cristales; en la calcita las inclusiones tienen formas frecuentes en rombos o triángulos, se interpretan como pseudosecundarias, puesto que se orientan según los planos de cruce. Todas ellas son bifásicas con preponderancia de la fase líquida sobre la fase vapor, la fase vapor nunca excede el 20 % en volumen en inclusiones en cuarzo o el 5 % en volumen en inclusiones en calcita. Siempre homogeneizan en fase líquida. Las Figuras 69 a y b, muestran las medidas registradas en cada mineral.

+ Temperaturas de fusión del hielo.

El 76 % del total de las T_{fh} medidas se ubican en un rango de -9 a -15°C lo cual equivale a una composición del fluido de 12.8 – 18.6 % NaCl eq (Figura 70).

+ Temperaturas de homogeneización.

En este caso se observa para las muestras 03-15 y 03-17 un rango de temperaturas muy amplio entre 140 y 240 $^{\circ}\text{C}$ definido por una población burdamente normal, pero con una moda muy bien definida entre 180 y 190 $^{\circ}\text{C}$ (Figura 69). Por otra parte, la muestra 03-57B que proviene de la zona mineralizada el Tigre, presenta temperaturas de homogeneización abundantes entre 100 y 150 $^{\circ}\text{C}$ y un segundo grupo entre 160 y 190 $^{\circ}\text{C}$ (Figura 69 a). En este último caso sólo se midieron temperaturas en carbonato.

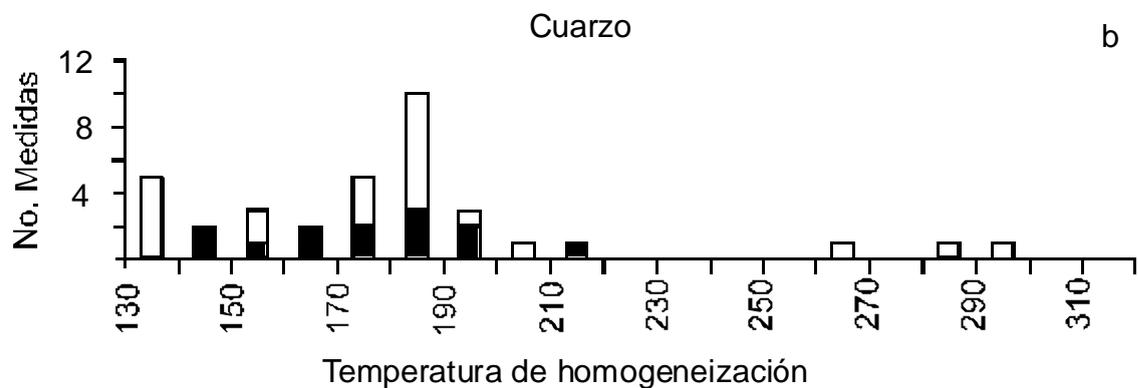
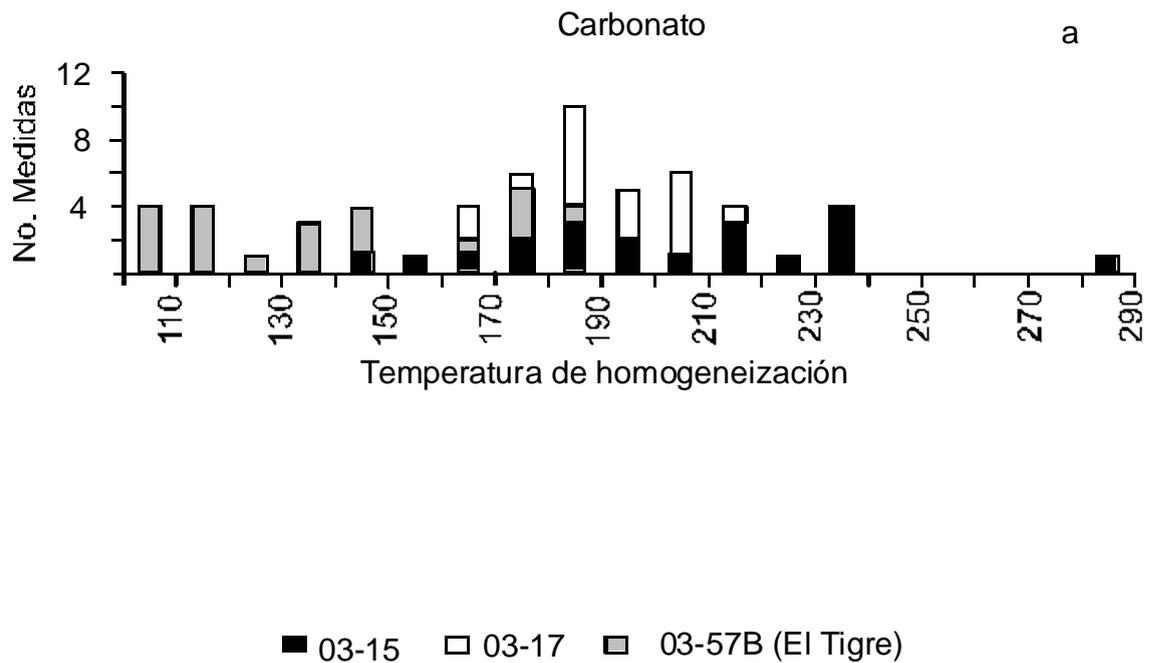


Figura 69. Temperaturas de homogeneización (°C) en carbonatos(a) y cuarzo (b).

+ Temperaturas de homogeneización / Temperaturas de fusión del hielo.

Una gráfica de todas las medidas hechas en cuarzo, carbonato y granate relacionando Th / Tfh indica una muy burda relación general directa con una disminución en la Tfh a medida que se incrementa la Th (Figura 71).

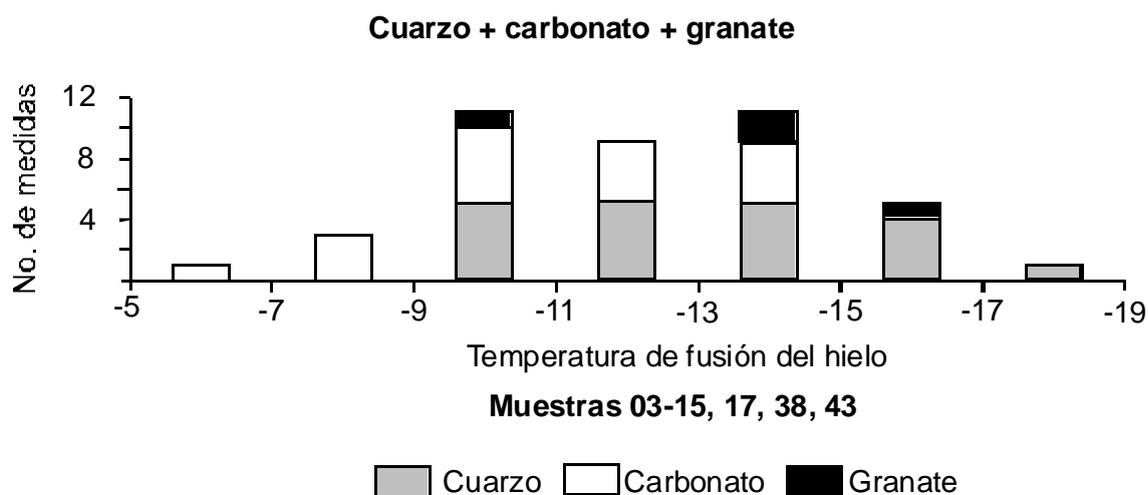


Figura 70. Temperaturas de fusión del hielo (°C) acumuladas para cuarzo, carbonato y granates.

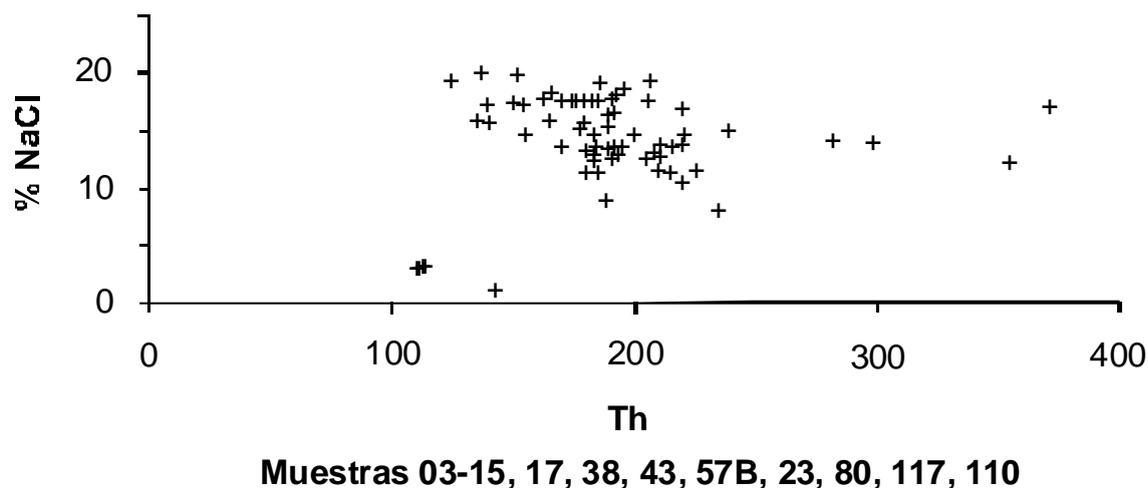


Figura 71. Gráfica de %NaCl/Th (°C) para inclusiones subsaturadas en diferentes minerales.

4.3.3. Inclusiones en el cuarzo del PSL

Es común observar abundantes inclusiones fluidas en el PSL. La petrografía general del mismo ya se ha descrito en capítulos anteriores. Se estudiaron dos muestras de esta roca correspondientes a la 03-80 y 03-117. La primera de ellas corresponde al encajonante de la

estructura de skarn de la muestra 03-81, mientras que la segunda se ubica 1.7 km al norte, en roca donde ya no hay skarn.

Las inclusiones que se observan son de un tamaño entre 4 y 12 μ m. Se observan dos grupos de inclusiones uno correspondiente a inclusiones bifásicas y otro a inclusiones trifásicas. Ambos grupos parecen ser de carácter primario y secundario. Las inclusiones bifásicas tienen preponderancia en volumen de líquido sobre vapor, en tanto que las inclusiones trifásicas contienen siempre un cubo de sal. Por las relaciones variables en el volumen de la fase sólida se interpreta que fueron atrapadas en un sistema en ebullición (Figuras 72 y 73).

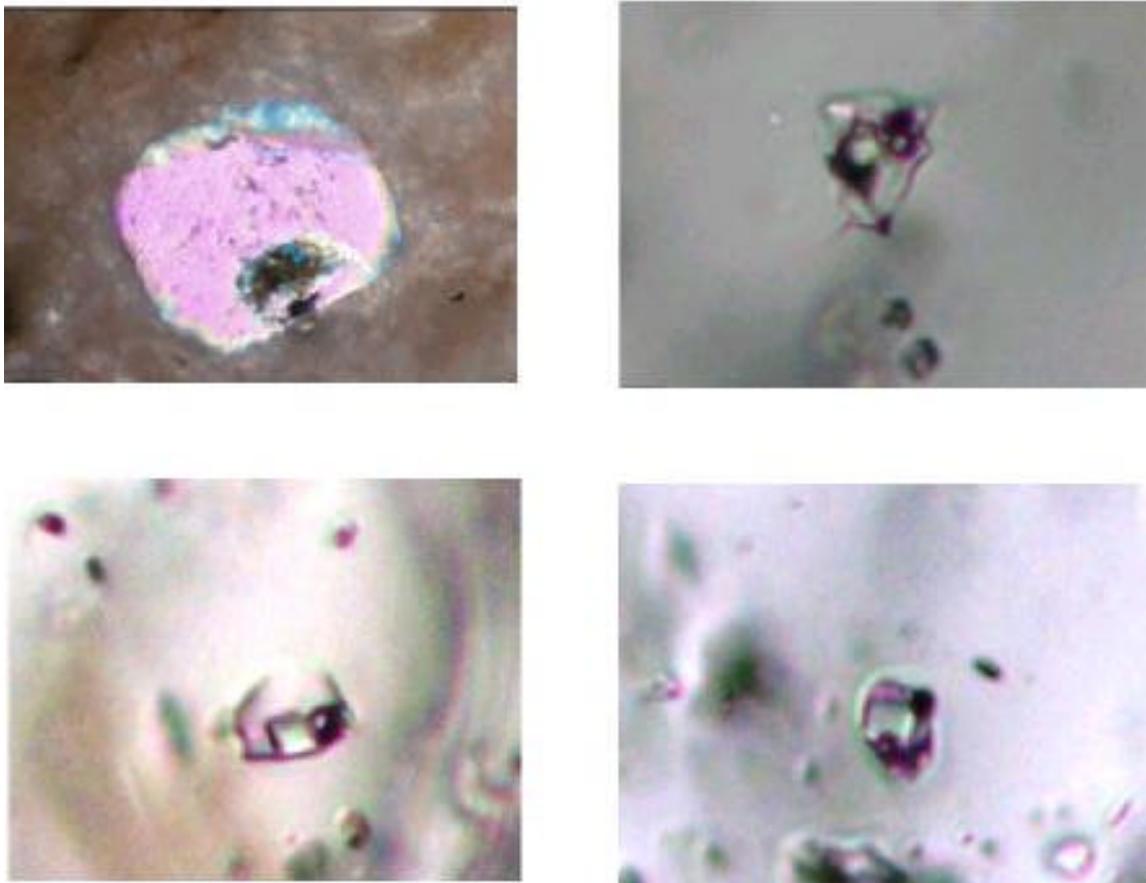


Figura 72. Inclusiones fluidas de la muestra 03-117, corespondiente al PSL. El cristal corresponde a un ojo de cuarzo. Observar la presencia de inclusiones trifásicas con NaCl.

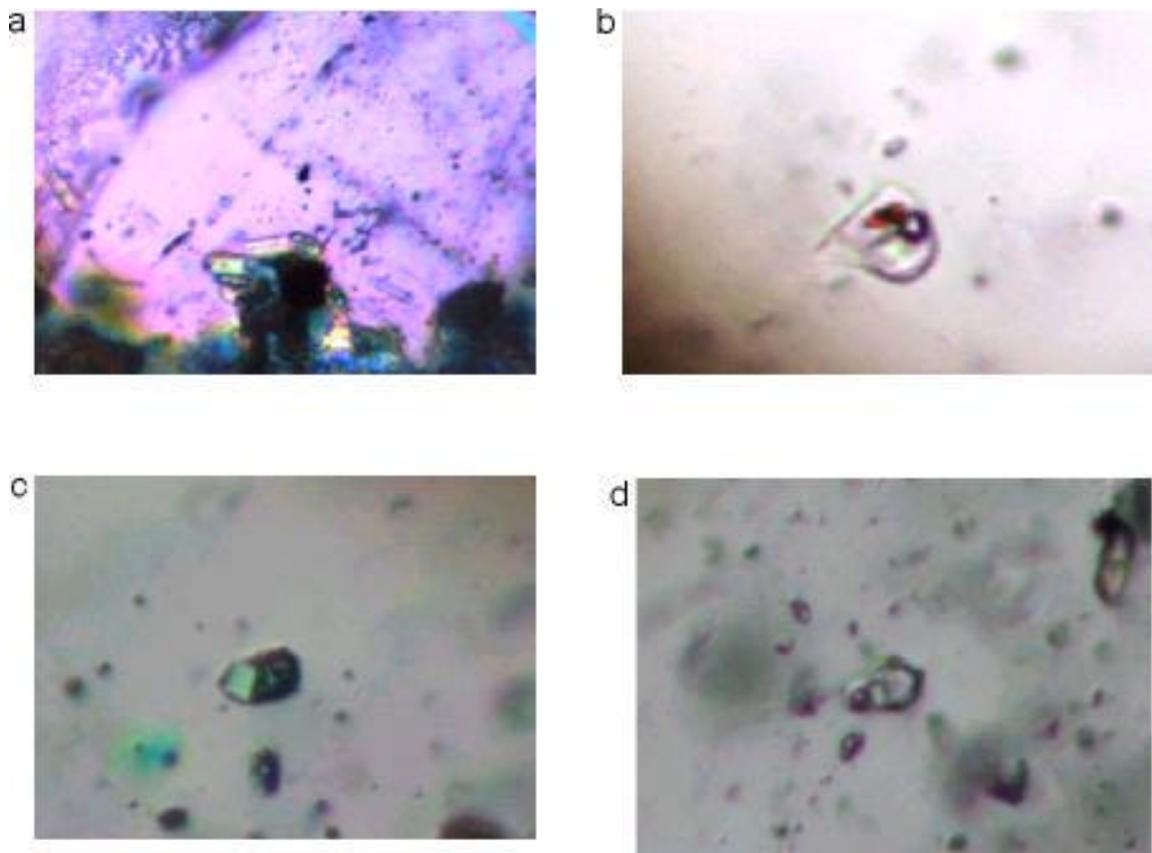


Figura 73. Inclusiones fluidas de la muestra 03-80. Pórfido San Lucas. Se observa un ojo de cuarzo (a) e inclusiones trifásicas con NaCl (b, c y d).

+ Temperaturas de fusión del hielo.

Las inclusiones bifásicas de la muestra 03-80 tienen una media aritmética de $T_{fh} = -9.3^{\circ}\text{C}$ lo cual equivale a un fluido de una composición de 13.2 % NaCl eq. Por otra parte, la mayor parte de las inclusiones bifásicas de la muestra 03-117 van de -12 a -14°C lo cual equivale a una composición de 16 a 17.8 % de NaCl eq.

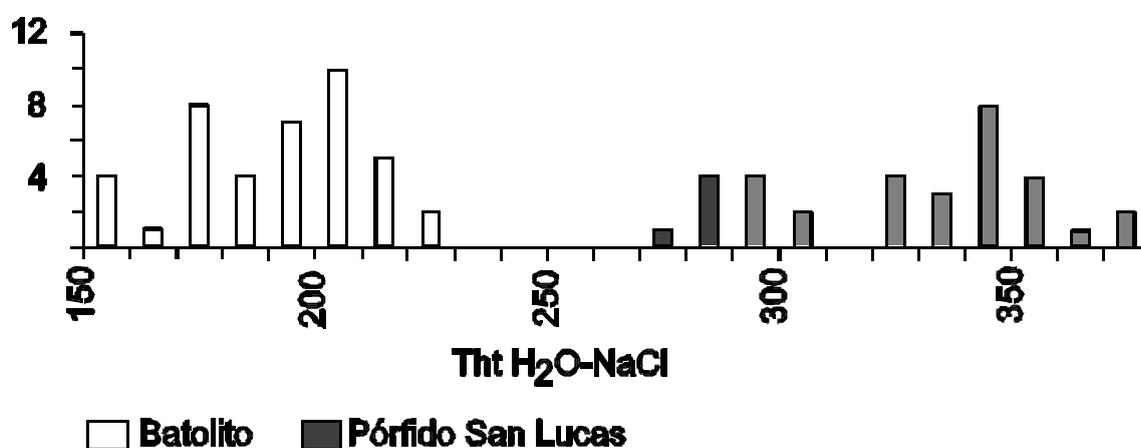
+ Temperaturas de homogeneización.

En el caso de las inclusiones bifásicas todas homogeneizan en fase líquida. En la muestra 03-80 no hay un rango bien definido entre 180 y 220°C , pero la media aritmética es de 200°C ; mientras que para la muestra 03-117 la media aritmética es de 167°C .

Para las inclusiones sobresaturadas se observa un comportamiento general de tal forma que primero hay una homogeneización L-V en fase líquida y posteriormente una

homogeneización total con disolución (fusión) del cristal de NaCl en la fase acuosa. En la muestra 03-80 la primera homogeneización en líquido se hace entre 191 y 200°C, mientras que la homogeneización total se hace entre 330 y 360°C (Figura 74) con una media aritmética de 348°C. Para la muestra 03-117 los rangos de homogeneización son más amplios con una media aritmética para homogeneización en líquido de 151°C y una media de homogeneización total de 325°C. Los datos de homogeneización total implican un contenido de NaCl de 42 % y de 40 % respectivamente.

Cuarzo del batolito y del Pórfido San Lucas



Muestras 03-80, 03-117, 03-108, 03-110

Figura 74. Temperaturas de homogeneización totales (°C) en cuarzo del PSL y del Batolito Las Moras vs No. de medidas.

4.3.4. Inclusiones en cuarzo del granito batolítico

Se estudiaron dos muestras del granito batolítico. Las muestras corresponden a las numeradas como 03-108 y 03-110. La primera de ellas es de un cuerpo netamente batolítico, mientras que la segunda se trata de una cúpula de emplazamiento somero, pero vinculada al mismo batolito a profundidad. Al igual que en el PSL se observan 2 grupos de inclusiones: unas de tipo bifásico con líquido en mayor proporción que vapor y, otras trifásicas incluyendo un cubo de NaCl (Figuras 75 y 76), ambos tipos parecen secundarias

por su relación con algunas cicatrices. Existen evidencias de ebullición y de estrangulamiento (“necking down”).

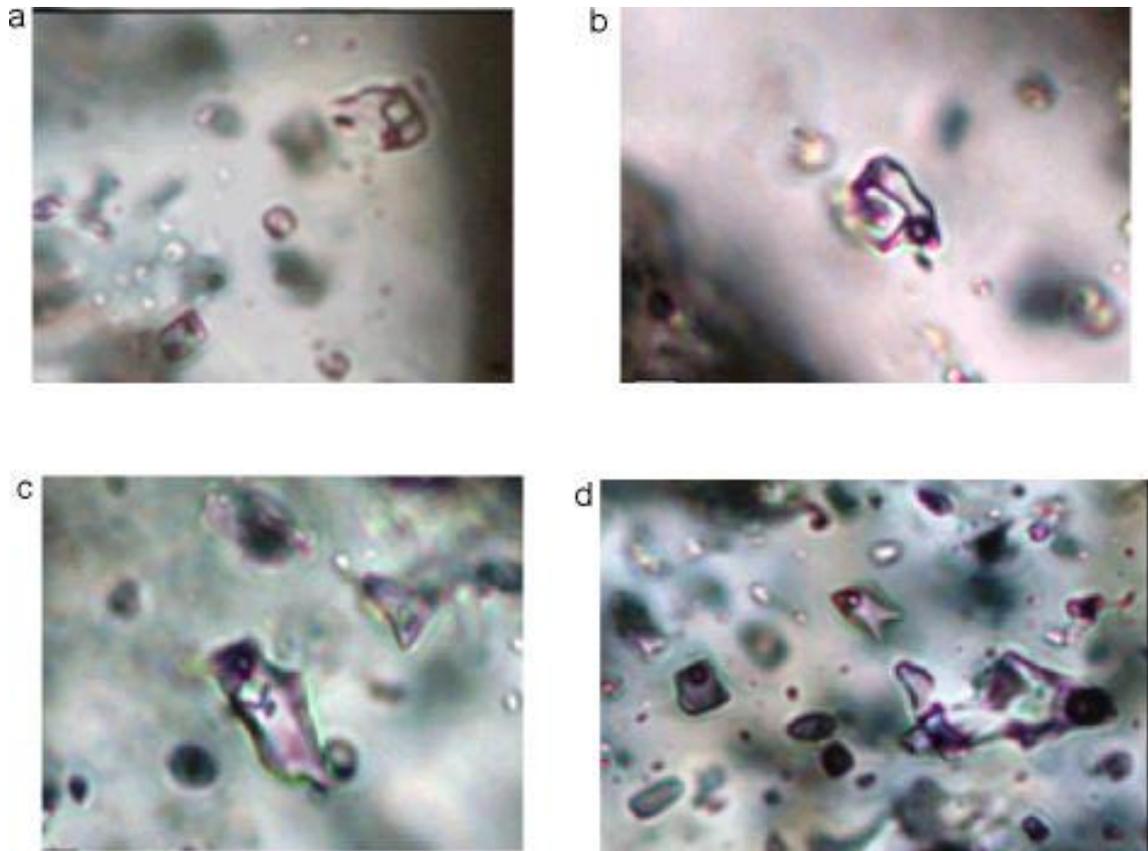


Figura 75. Inclusiones fluidas de la muestra 03-108 BMNB, arroyo Las Moras. El mineral es cuarzo, se observan inclusiones trifásicas con NaCl e inclusiones bifásicas.

+ Temperaturas de fusión del hielo.

Sólo se efectuaron medidas sobre la muestra 03-110 dando un promedio de $T_{fh} = -19^{\circ}\text{C}$, lo cual equivale a un fluido con 21.7 % de NaCl eq.

+ Temperaturas de homogeneización.

La secuencia de homogeneización también se efectúa primero en fase líquida y posteriormente como una homogeneización total por disolución del sólido (fusión de NaCl). Las inclusiones bifásicas de la muestra 03-110 muestran una T_h promedio de 177°C . Las inclusiones trifásicas homogeneizan primero en fase líquida a 117°C y luego presentan una homogeneización total a 209°C , lo cual representa una composición de fluido de 34 %

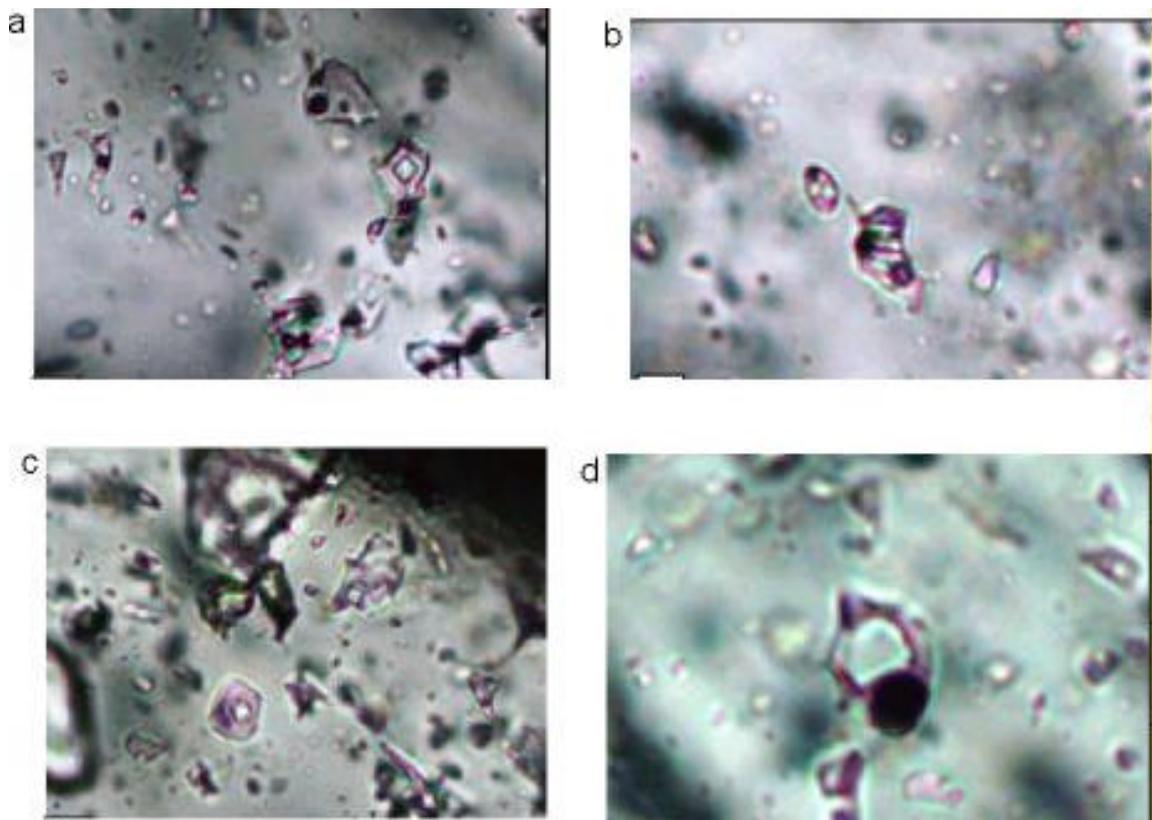


Figura 76. Inclusiones fluidas de la muestra 03-110. Apófisis del BMNB en el Puerto de Morán. El mineral es cuarzo y coexisten inclusiones bifásicas y trifásicas.

NaCl eq. (Figura 74). En la muestra 03-108 sólo se midieron inclusiones trifásicas. En ella se advierten dos grupos de temperaturas de primera homogeneización en fase líquida: uno con T_h inferiores a 120°C con una media aritmética de 115°C y otro rango de T_h de 131 a 200°C , con una media de 164°C . Para el primer grupo la temperatura de homogeneización total media es de 179°C y para el segundo de 192°C (Figura 74). Estas temperaturas totales infieren una composición del fluido de 31 a 33 % NaCl.

4.4. Resumen e interpretación

4.4.1. Muestras estudiadas

Se estudiaron muestras correspondientes a skarns, preferentemente en zonas donde había manifestaciones de sulfuros y de alteración retrógrada. Esta última se definió por la presencia sobrepuesta del conjunto carbonatos, clorita, epidota, hematita y sulfuros. Los

skarns se desarrollan en forma masiva en la roca ígnea y, a medida que nos aproximamos al cuerpo monzonítico hipabisal más fresco, los skarns se desarrollan sólo a través de estructuras (caso de las muestra 03-38 y 03-81). Una de las muestras (03-57 B) proviene de la zona mineralizada El Tigre, la cual se relaciona con una zona de fallas, en las que existen sulfuros, carbonatos, pero sobre todo una alteración clorítica penetrativa, estas estructuras son, sin embargo, posteriores a los skarns. Además, se estudiaron muestras del PSL asociado estrechamente a la mineralización y otras del cuerpo batolítico Las Moras, donde se aprecia también alteración hidrotermal.

4.4.2. Premisas a considerar

Una interpretación congruente, además de las características de los fluidos estudiados, debería tomar en cuenta las siguientes consideraciones:

- La relación en temperatura, composición y temporalidad de los fluidos estudiados en granates (skarn progrado), cuarzo y calcita (skarn retrógrado) y ojos de cuarzo del PSL al cual se asocian espacialmente los skarns.
- La certeza de que los datos de granates provienen de estructuras de endoskarn que atraviesan el pórfido y son genéticamente contemporáneas. Una de las muestras estudiadas (03-80) se refiere al pórfido y otra (03-81) se refiere a la estructura de skarn.
- Que en granates, cuarzo y calcita se observaron y se midieron solamente inclusiones subsaturadas. Aunque se han observado raras inclusiones en granate con la presencia de NaCl. Todas las inclusiones sobresaturadas se midieron en los ojos de cuarzo del pórfido.
- Que la petrografía muestra evidencias del atrapamiento de un fluido heterogéneo en ebullición. Esta interpretación se basa, más que en una variabilidad de volúmenes de la burbuja de vapor en relación al líquido, en la coexistencia de inclusiones trifásicas y bifásicas sobre los mismos planos de cicatrización (contemporáneas).

- Que las características petrográficas del PSL consistentes en fenocristales en una mesostásis felsítica, afanítica, implica condiciones de emplazamiento hipabisales a subvolcánicas a presiones litostáticas máximas de 0.5 kbar (menos de 2 km).

4.4.3. Síntesis de observaciones e interpretación

- Los rangos de temperaturas vinculados a la mineralización son los relacionados a las inclusiones en cuarzo y carbonatos, puesto que son minerales del skarn retrógrado y además por la relación textural de cuarzo y carbonato con los sulfuros. De acuerdo con la temperatura de fusión del hielo, la composición de los fluidos va de 13 a 19 % NaCl eq., para inclusiones que presentan una moda de temperaturas de homogeneización de 180 a 190°C (Figura 77 a). Estos rangos de temperaturas también son evidentes en los granates y en las inclusiones bifásicas en el cuarzo del PSL y la composición del fluido también es similar. Un rango del mismo orden es evidente en la primera homogeneización de las inclusiones trifásicas hacia 191 a 200°C. Los rangos de temperatura que ligan la etapa progradada a la retrógrada son quizás los que se registran en epidotas entre 316 y 368°C (Figura 77 b). Un estadio hidrotermal más tardío se evidencia por la circulación de fluidos entre 100 y 150°C a través de zonas de falla tardías, pero también con sulfuros asociados como en la zona El Tigre (Figura 77 a). La composición de estos fluidos es probablemente empobrecida en NaCl. Estos fluidos, prácticamente epitermales, también permitieron depositar metales como Cu, Ni y Co, si es que los valores no representan un arrastre mecánico de los sulfuros ya formados.
- Los granates presentan 3 rangos de temperaturas de homogeneización: entre 660 y 680°C, entre 490 y 540°C y entre 121 y 300°C (Figura 77b). El segundo grupo es el más discreto. Los dos primeros rangos corresponden a temperaturas relativamente convencionales de un skarn progradado, el último representa el mismo rango relacionado con el skarn retrógrado y la mineralización asociada. Las pocas medidas de temperaturas de fusión del hielo en estas inclusiones indican composiciones del fluido entre 13 y 20 % NaCl. Un fluido con 20 % de NaCl implica un incremento en su temperatura crítica hasta cerca de 600°C y una presión crítica superior a 0.7 kb (Figura 78), lo cual indicaría que las inclusiones que homogeneizan en el rango 660

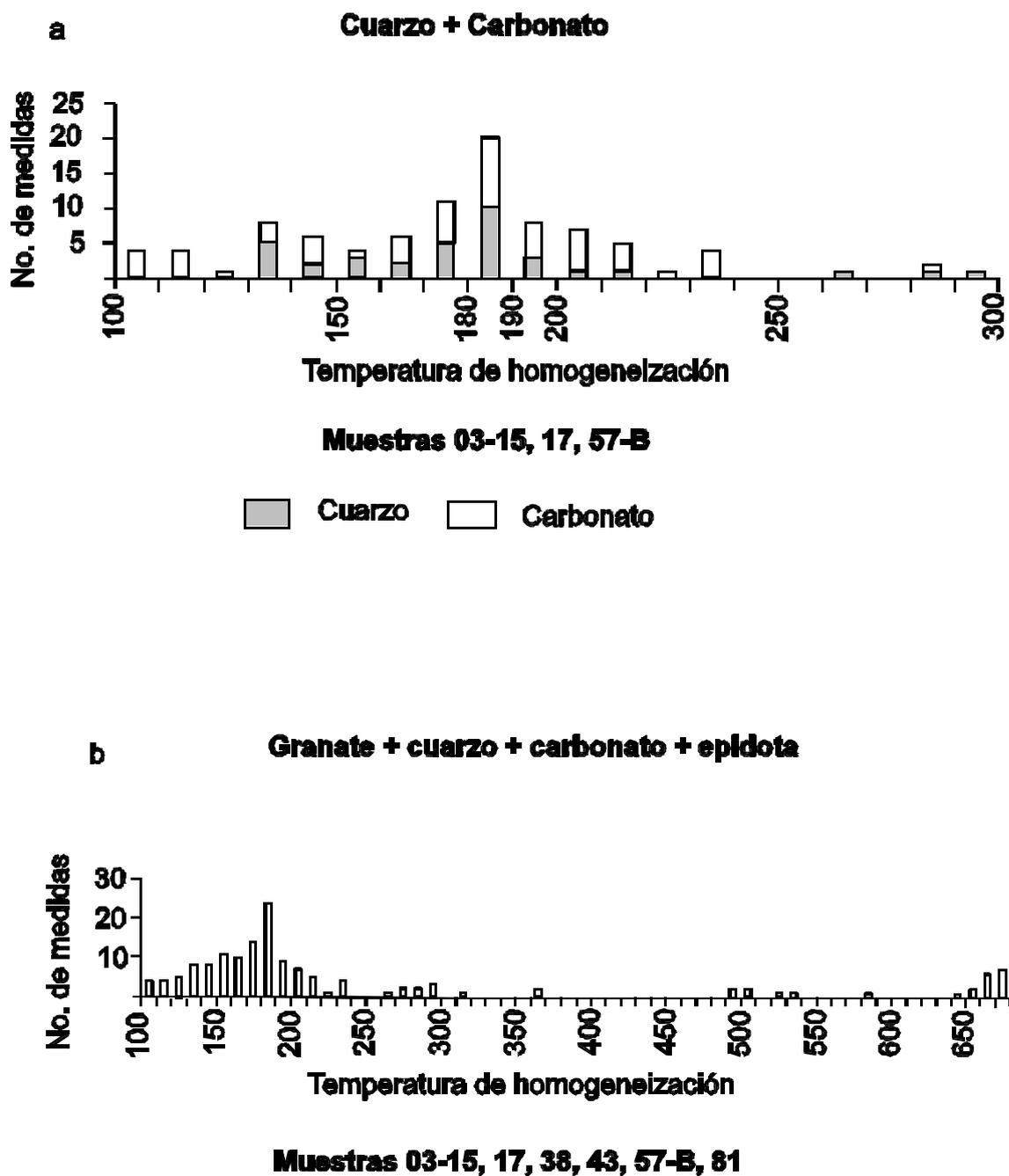


Figura 77. Temperaturas de homogeneización acumuladas para cuarzo (°C) y carbonato (a) y para granate + cuarzo + carbonato + epidota (b), para las muestras indicadas.

– 680°C hubieran sido atrapadas en condiciones supercríticas, a partir de un fluido homogéneo. Esto no pensamos que haya sucedido debido a que las condiciones de emplazamiento del pórfido en el que se encuentran los skarns fueron más someras. Por

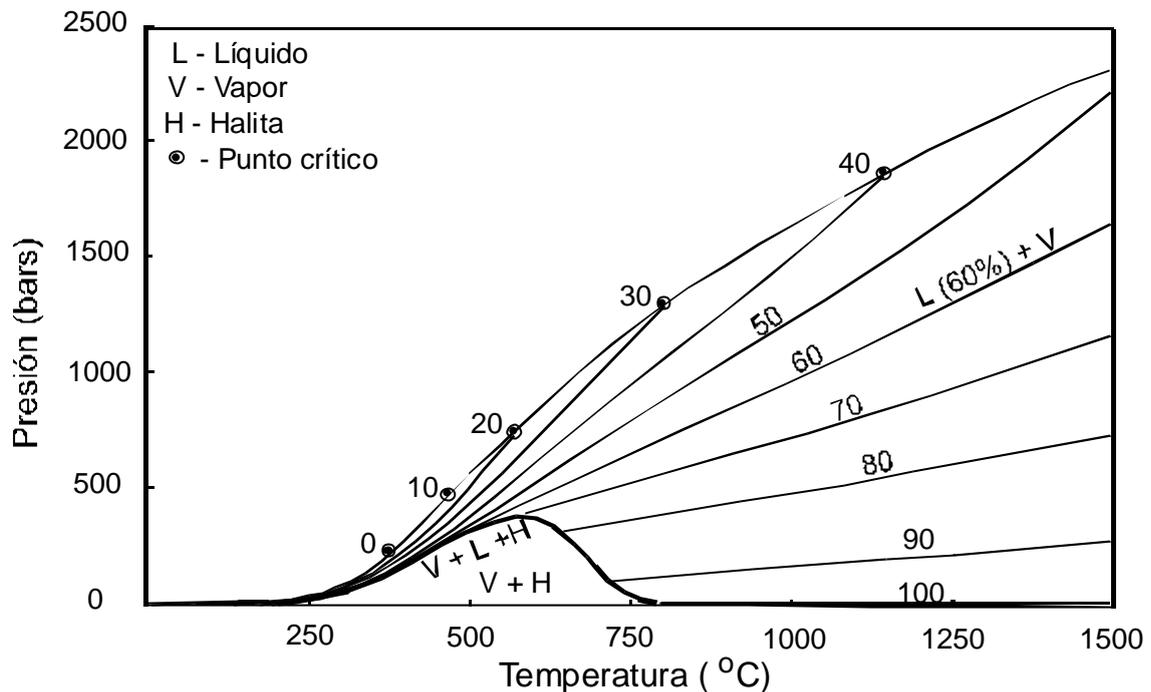


Figura 78. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) vs presión (bars) en la que se muestran curvas de presión de vapor indicando el porcentaje de NaCl para el sistema H_2O -NaCl. Los números 0, 10, 20, 30 y 40 indican el lugar de los puntos críticos para esas salinidades, tomado de Bodnar (2003).

otra parte, si bien todas las inclusiones medidas fueron bifásicas y todas homogeneizan en fase líquida, se han visto evidencias de fases sólidas (NaCl) en algunas inclusiones, lo cual puede interpretarse como un fluido heterogéneo que fue atrapado en el campo líquido-vapor, a temperaturas prácticamente magmáticas, pero a una presión menor a la antes indicada.

- En el caso de las inclusiones en los ojos de cuarzo del PSL las características son:

+ Presencia de inclusiones bifásicas que homogeneizan en líquido a 180 – 200 $^{\circ}\text{C}$ con una composición general de fluidos de 13 % NaCl. En la misma muestra existen inclusiones trifásicas con NaCl, con una primera homogeneización por desaparición de vapor entre 191 y 200 $^{\circ}\text{C}$ y una homogeneización total por disolución de halita entre 330 y 360 $^{\circ}\text{C}$ (Figura 79).

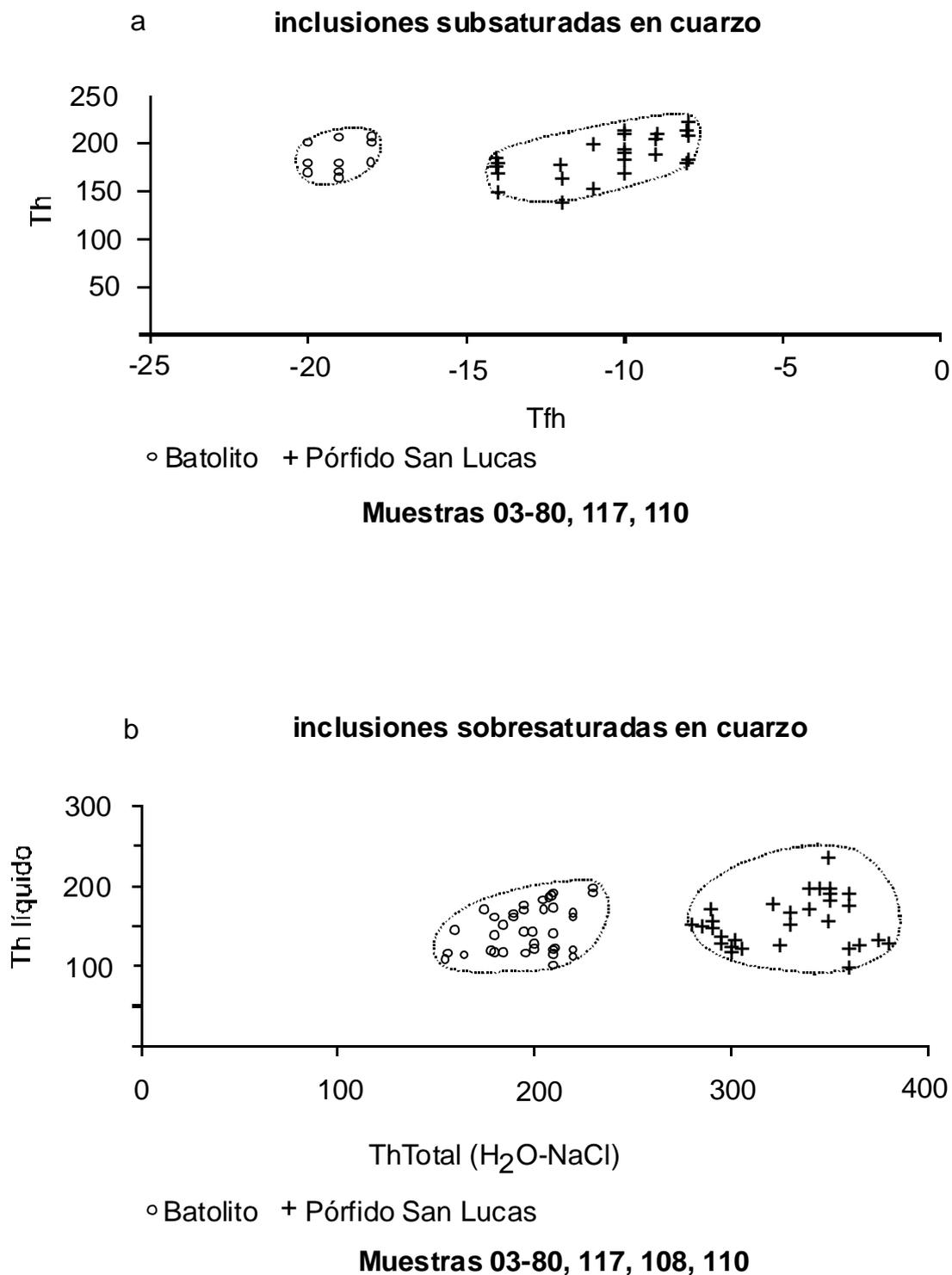


Figura 79. Diferencias en inclusiones en cuarzo entre el PSL y el Batolito Las Moras. (a) Th/Tfh (Temperatura de homogeneización/Temperatura de fusión del hielo) para inclusiones subsaturadas. (b) Th en fase líquida/Th total (H₂O-NaCl).

+ En otra muestra las inclusiones bifásicas homogeneizan en líquido a un promedio de 167°C, con una composición de fluido de 16 a 18 % NaCl. Las inclusiones trifásicas presentan una primera homogeneización en líquido por desaparición de vapor a 151°C y una homogeneización por disolución de la sal a 325°C (Figura 79).

En ambos casos la composición del fluido hipersalino, deducido a partir de la temperatura de disolución de NaCl es alrededor de 40 % NaCl.

Nosotros hemos propuesto el atrapamiento de este fluido en condiciones de inmiscibilidad a partir de evidencias petrográficas y por la coexistencia de inclusiones bifásicas y trifásicas. En teoría no hay evidencia de inmiscibilidad a partir de inclusiones trifásicas en donde hay primero desaparición de la burbuja de vapor y luego hay disolución de halita (Bodnar, 2003), salvo cuando la inclusión atrapa halita junto con la fase líquida (y no vapor). En este caso, tratándose de un fluido inmisible, la composición de la inclusión es determinada por la temperatura de disolución de halita (40 % NaCl) y la temperatura de atrapamiento es igual a la temperatura de homogeneización. De acuerdo con la Figura 80 para un fluido de 40 % NaCl, según las iso-Th y para temperaturas de homogeneización entre 325 y 360°C; las presiones de atrapamiento debieron ser cercanas a 0.1 Kb, es decir, a una profundidad de aproximadamente 400 m.

La Figura 81 muestra el camino que pudo haber seguido el sistema según el esquema discutido. Las temperaturas en granate indican temperaturas magmáticas de un sistema en ebullición, inicialmente hacia presiones cercanas a 0.5 kb, referente a un fluido con una composición global ("bulk) cercana a 20 % NaCl; un rompimiento de presión y una baja en la temperatura incrementa la ebullición, con la coexistencia de fluidos sobresaturados a 40 % NaCl, con fluidos subsaturados con 13 a 20 % NaCl; la cual termina propiciando la precipitación de metales bajo condiciones de temperatura y presión francamente epitermales. El rompimiento de presión pudo ser causado por fallamiento que levantó el sistema pórfido-skarns.

- En lo referente a los fluidos registrados en el cuarzo del granito batolítico también se advierte coexistencia de inclusiones subsaturadas con inclusiones sobresaturadas.

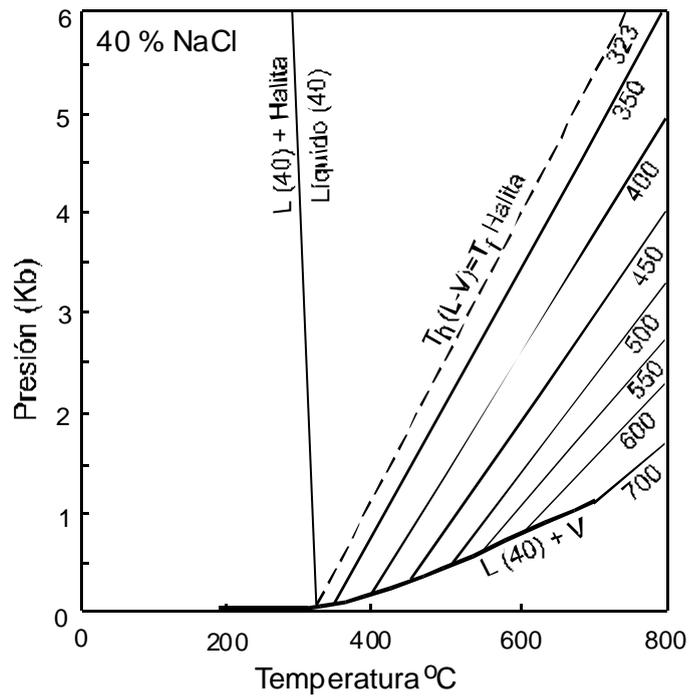


Figura 80. Gráfica de T/P (Temperatura/Presión) mostrando isotemperaturas de homogeneización para inclusiones de H₂O-NaCl con salinidades de 40 % NaCl, tomada de Bodnar (2003).

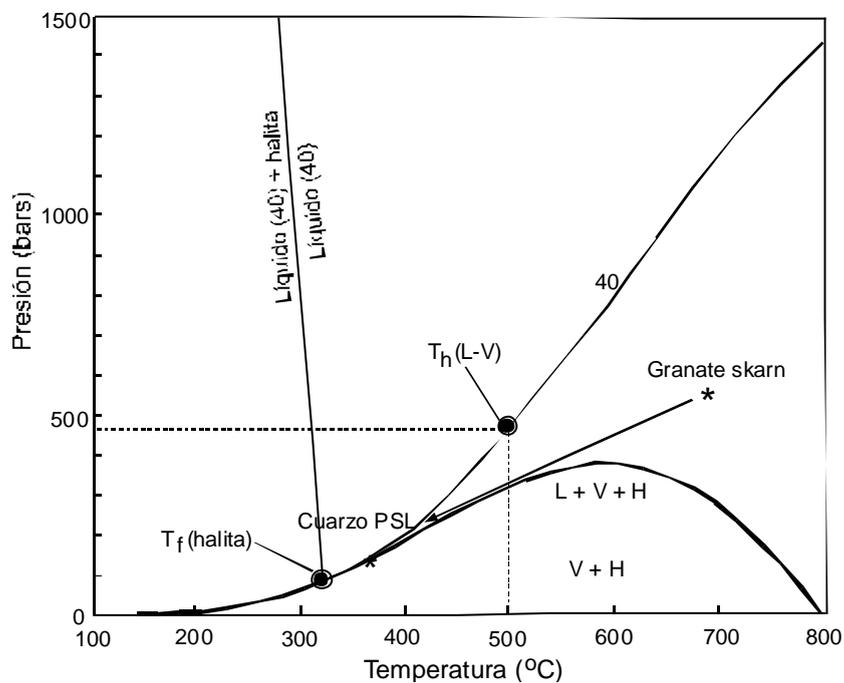


Figura 81. Condiciones de atrapamiento para una inclusión fluida de 40 % NaCl atrapada en el campo de dos fases (líquido+vapor). Ver texto para explicación.

Las primeras evidencian un fluido de composición 22 % NaCl eq. y Th de 177°C (Figura 79 a). Las segundas muestran Th medias en líquido de 117, 115, 164°C y Th medias totales de 209, 179, 192°C, respectivamente (Figura 79b). El fluido sobresaturado sería de una composición 31-34 NaCl. La coexistencia de inclusiones subsaturadas con las sobresaturadas y las temperaturas registradas evidencian condiciones de ebullición y estrangulamiento, como se observó en la petrografía de las inclusiones. Los fluidos pertenecen a una etapa hidrotermal tardi-magmática relacionados con actinolización en ferromagnesianos y sericitización discreta en las plagioclasas.

- Las diferencias entre los fluidos vinculados con el PSL y con el batolito quedan claramente establecidas en las Figuras 79 a y b, desde dos puntos de vista:
 - + En el caso de inclusiones subsaturadas las Tfh del cuarzo del pórfido van de -7 a -14°C mientras las del cuarzo del batolito se ubican de -17 a -20°C.
 - + En inclusiones sobresaturadas las temperaturas de homogeneización totales definen dos poblaciones claramente definidas, con medias generales en el pórfido hacia 340°C y en el batolito hacia 200°C.

Las diferencias en cuanto a las medidas de homogeneización totales se deben probablemente a temperaturas de atrapamiento más elevadas en el pórfido debido a un emplazamiento rápido hasta niveles subvolcánicos de la corteza; vinculados a los fluidos de temperaturas submagmáticas que formaron los skarns; mientras que en el batolito los fluidos representan un hidrotermalismo tardío discreto a temperaturas más bajas que los que circularon en el pórfido.

Tomando en cuenta las relaciones de consanguinidad y temporalidad del batolito y del pórfido, los datos anteriores nos indicarían dos procesos hidrotermales relacionados en el tiempo pero diferentes en el espacio. La mineralización metálica importante se relaciona más a los fluidos del PSL.

5. Isótopos de azufre

Los isótopos estables son importantes en el estudio de los medios geológicos y los yacimientos minerales, porque gracias a ellos se ha profundizado en el conocimiento de los fluidos hidrotermales y de los efectos agua-roca. También son importantes porque se pueden usar como geotermómetros o paleotermómetros, así como trazadores de la fuente del elemento estudiado. Los trabajos clásicos sobre isótopos estables son las revisiones de Taylor (1974, 1997); Ohmoto (1972); Rye y Ohmoto (1974); Ohmoto y Goldhaber (1997); White (1974); Shepard (1986); los capítulos de libros como los de Faure (1998) y Rollinson (1993), o los editados por Valley-Taylor-O'Neil (1986) y Barnes (1997). Una buena revisión en castellano son las notas de Cardellach (1997). En el caso de los skarns, una excelente compilación es la efectuada por Bowman (1998).

Para nuestra zona de estudio se analizaron los isótopos de azufre ($\delta^{34}\text{S}$) de 11 muestras de sulfuros y una de sulfato. Al menos 5 muestras provienen de las zonas de skarn y el resto de sulfuros en las rocas ígneas asociadas. Los minerales separados fueron pirita, calcopirita y una muestra de yeso. Los análisis se efectuaron en los laboratorios de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca en España.

5.1. Datos obtenidos y resultados:

Resultados de isótopos de S de La Esperanza

Muestra	Localidad	Localidad específica	Mineral	$^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ ‰
03-25	La Esperanza	Los Rieles	Pirita	2.5
04-27	“ “	Los Rieles	Pirita	2.8
03-59	“ “	El Barranco	Calcopirita	1.0
03-61 a	“ “	El Barranco	Calcopirita	1.8
03-61B	“ “	El Barranco	Yeso	3.3
03-57B	“ “	Zona El Tigre	Calcopirita	-3.1
04-09	“ “	Intrusivo + bandeamiento	Pirita	2.2
03-31	“ “	A. San Lucas Pi andesitas	Pirita	-0.4
04-15	“ “	Bx c/sulf + carb + qtz	Calcopirita	-0.5
03-91	“ “	A. San Lucas (pi)	Pirita	-5.7
03-41	“ “	A. San Lucas (pi+hem)	Pirita	7.5
03-63	“ “	V. epitermal Willie	Pirita	2.9

Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ para las piritas y calcopiritas alojadas en los skarns de los Rieles y el Barranco van de 1.0 a 2.8 ‰, mientras que para un yeso tardío en relación a los sulfuros del Barranco es de 3.3 ‰. Por otra parte, los valores para la calcopirita de la estructura mineralizada El Tigre es de -3.1 ‰. Varias muestras de pirita y calcopirita colectadas en el pórfido y andesitas del área dan valores entre -0.4 y 2.2 ‰, aunque una muestra de pirita en andesitas da un $\delta^{34}\text{S}$ de -5.7 ‰ y otra de una vetilla de pirita coexistiendo con carbonato y hematita da 7.5 ‰.

En general el grado de fraccionamiento isotópico del S en skarns y otros depósitos hidrotermales depende de la fuente principal del mismo, de la temperatura, y de las condiciones del fluido circulante como fugacidad de O (f_{O_2}), fugacidad de S (f_{S_2}) y pH. Las características isotópicas de algunos diferentes tipos de skarns compilada por Bowman (1998) se muestran en la Figura 82.

Es bien conocido que el azufre mantélico tiene un $\delta^{34}\text{S}$ alrededor de 0 (Figura 83). En este estudio los sulfuros en los skarns tienen valores entre 1.0 y 2.8 ‰ y 9 de 11 medidas presentan valores entre -3.1 y 3.3 ‰. Por tal razón, consideramos que los valores obtenidos tienen afinidad con un S de origen magmático.

Dada la gran dependencia del fraccionamiento isotópico a partir de la temperatura, uno de los usos principales de los isótopos estables es como geotermómetro. Sin embargo, esto requiere del análisis de pares minerales isotópicos que se hayan formado en equilibrio. En la Esperanza no fue posible separar sulfuros diferentes de una misma muestra mineralizada, debido a la íntima relación textural entre sulfuros. Sin embargo, hemos efectuado un cálculo de temperatura utilizando los valores de δ de pirita de los Rieles y los de la calcopirita del Barranco. La base es el hecho de que ambos minerales existen en ambos lugares, están separados por una distancia corta, y bajo la hipótesis de que se formaron bajo condiciones similares en equilibrio.

El cálculo es el siguiente:

Datos: Promedio de pirita en los Rieles (2 muestras) = 2.65 ‰.

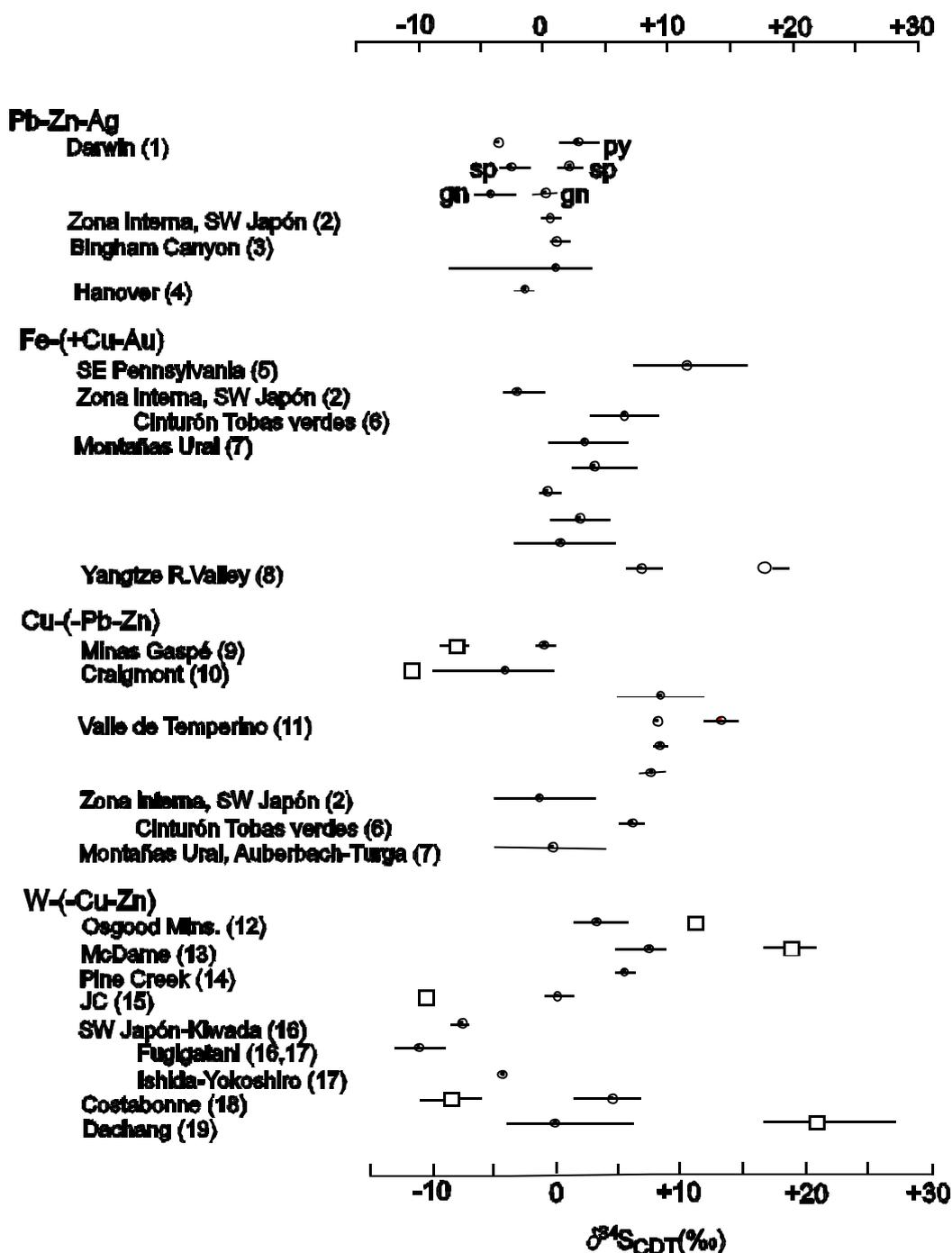


Figura 82. Compilación de valores de $\delta^{34}\text{S}$ de sulfuros en skarn según Bowman (1998), los números corresponden a la fuente original. Simbología: no indicado – pirita, po – pirrotita, sp – esfalerita, gn – galena, cuadros vacíos - sulfuro de roca encajonante, círculo vacío – anhidrita roca encajonante. CDT: Troilita del Cañón del Diablo.

Promedio de calcopirita en el Barranco (2 muestras) = 1.4 ‰.

Ecuación utilizada: $T \text{ } ^\circ\text{K} = \frac{(0.67 \pm 0.04) \times 10^3}{D^{1/2}}$ (Ohmoto y Rye, 1979)

$$T = \frac{(0.71) 10^3}{1.25^{1/2}}$$

$$T = \frac{710}{1.12} = 633.92857$$

$^\circ\text{C} = 633.92857 - 273.15 = 360.77$ Temperatura máxima

$$\text{o bien: } T = \frac{(0.63) 10^3}{1.25^{1/2}}$$

$$T = \frac{630}{1.12} = 617.64705$$

$^\circ\text{C} = 617.64705 - 273.15 = 344.497$ Temperatura mínima

Temperatura calculada = 345 – 360 $^\circ\text{C}$

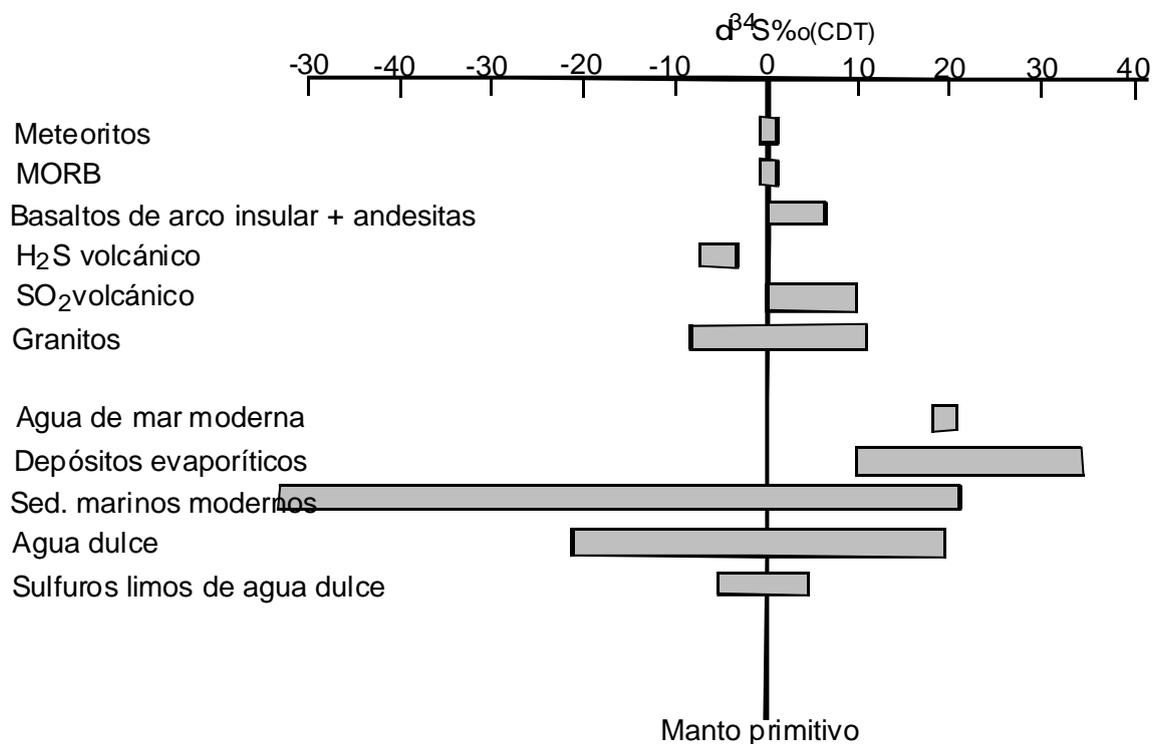


Figura 83. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ para diferentes reservorios naturales. Tomado de Rollinson (1993).

Estas temperaturas, son relativamente similares a las temperaturas de homogeneización registradas en epidotas, y son congruentes con las temperaturas generales para la etapa mineralizante en este tipo de depósitos. Sin embargo, son relativamente altas si consideramos que la mayor parte de las temperaturas de homogeneización medidas en inclusiones fluidas en cuarzo y carbonato, son de orden de 180 a 190°C, aunque estas temperaturas se consideran mínimas para la formación de estos minerales. Pensamos que es válido suponer que una temperatura media calculada por isótopos de unos 350°C, pudiera considerarse como una temperatura máxima de depósito de sulfuros; por lo tanto los sulfuros pudieron formarse entre 180 y 350° C. Posteriormente veremos que este rango de temperaturas es congruente con las etapas hidrotermales del skarn retrógrado, según los datos de inclusiones fluidas y mineralogía en equilibrio.

Ahora bien, se puede deducir que las variaciones en los valores analizados de $\delta^{34}\text{S}$ en pirita implican un rango en la f_{O_2} de un fluido mineralizante que tiene un $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}} = 0$ de origen mantélico como se muestra en la Figura 84, a una temperatura de 250°C. En este caso se puede deducir un $\log f_{\text{O}_2}$ de -33 a -39 y un pH inferior a 7, según la línea de equilibrio pirita-magnetita; estas condiciones fueron probables en la Esperanza.

6. Condiciones generales de formación de los skarns de la Esperanza

Las condiciones de formación de los skarns en relación a aspectos como presión, temperatura, X_{CO_2} , f_{O_2} , f_{S_2} han sido analizadas por diversos autores (Bowman, 1998; Einaudi et al., 1981; Meinert, 1992, 1998). A continuación trataremos de resumir algunos aspectos en relación a las condiciones bajo las que se pudieron formar los yacimientos de La Esperanza, en base a las observaciones y los datos de laboratorio generados y, por supuesto, comparando esta información con la de la bibliografía conocida.

6.1. Presión

La mayor parte de los skarns se han formado a presiones inferiores a 3 kb. Los más profundos a presiones de 1 a 3 kb, los más someros de 0.3 a 1 kb (Einaudi et al., 1981). Los primeros son skarns de W relacionados más a cuerpos batolíticos, los segundos, skarns de Cu vinculados a sistemas de pórfidos cupríferos. La presión calculada o deducida por otros

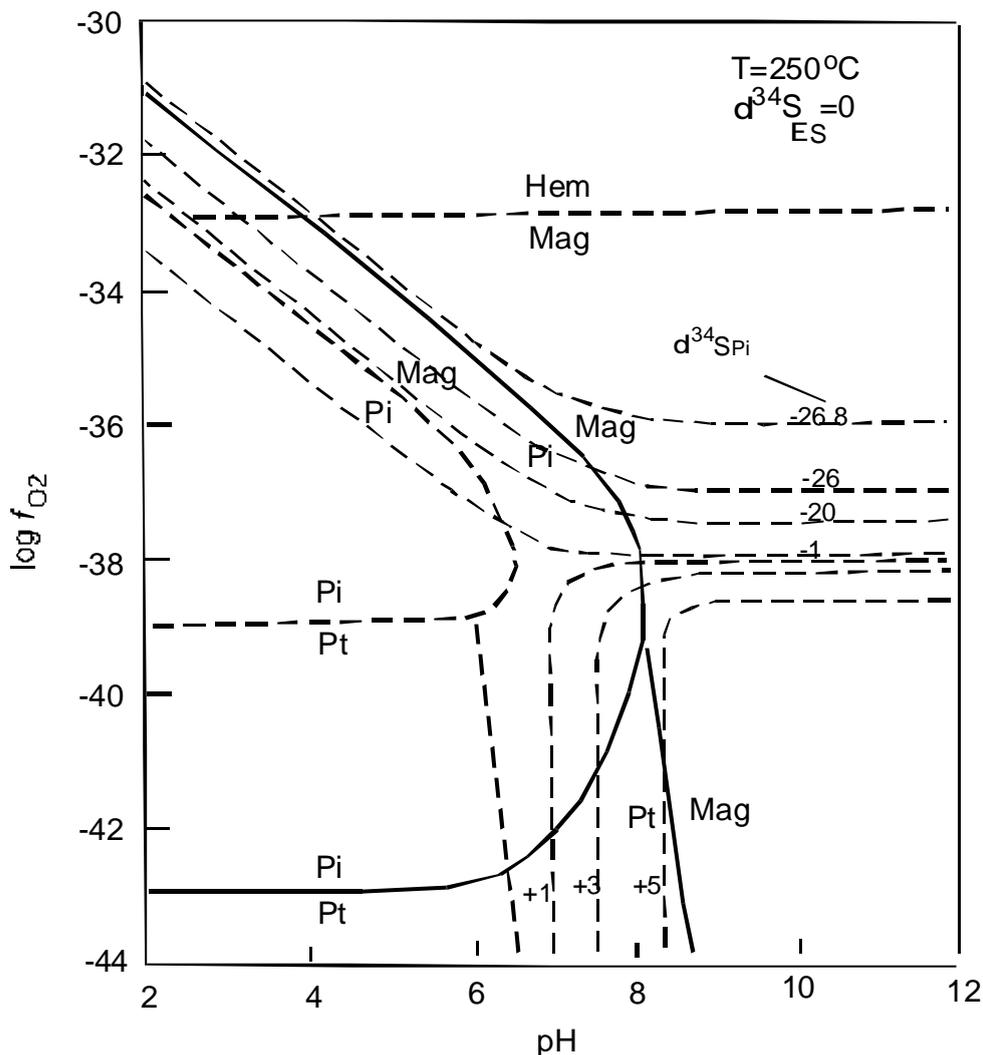


Figura 84. Comportamiento de $d^{34}S_{Pi}$ a las condiciones de temperatura y $d^{34}S_S$ indicadas en función de $\log f_{O_2}$ y pH. Las líneas gruesas indican los campos de estabilidad de magnetita (Mag), pirita (Pi), pirrotita (Pt) y hematita (Hem), a $\gamma S = 0.1$ moles/kg H_2O (continua) y 0.001 moles/kg H_2O (discontinua). Modificado de Rye y Ohmoto (1974).

autores son parecidas, entre 0.5 y 2 Kb (Kwak, 1985). En el caso de la Esperanza, los skarns se relacionan espacialmente a un stock porfídico de monzonita de cuarzo (PSL), el cual presenta una textura de grano muy fino, felsítica y a veces casi microlítica. Esto sugiere niveles de emplazamiento a niveles elevados de la corteza, probablemente más someros que los de los pórfidos cupríferos. Por lo tanto, un emplazamiento a 1.5 km de la superficie y una presión total aproximada de 0.5 kbar, pudiera corresponder a los niveles más profundos de intrusión y formación de los skarns de la Esperanza. Esto es congruente con el espesor probable de las rocas paleozoicas en el área (1500 m en la Sierra Agua

Verde, según Stewart et al., 1999). Por lo mismo, en lo sucesivo se utilizarán diagramas de igual presión de este orden (0.5 Kb) para hipotetizar sobre el ambiente de formación.

6.2. Temperaturas y características fisicoquímicas de los fluidos según las inclusiones fluidas, los isótopos y la mineralogía en equilibrio

6.2.1. Los datos de las inclusiones fluidas

Algunos autores han remarcado la magra cantidad de datos de inclusiones fluidas en skarns, en relación con la importancia económica y metalogenética de estos yacimientos (Kwak, 1986). El mismo autor efectuó un trabajo de compilación muy importante donde se consigna información de inclusiones fluidas de más de 40 depósitos en el mundo. Algunas conclusiones son las siguientes:

- Estadios de formación.

El autor sintetiza 3 estadios principales en la formación de un depósito en skarn:

- + Un estadio I caracterizado por la formación de silicatos anhidros, entre los que destaca la asociación de granate y de piroxeno.
- + Un estadio II con minerales hidratados y metálicos: anfíboles, epidota, sulfuros.
- + Un estadio III con minerales hidratados del grupo de los filosilicatos: biotita, clorita.

- Evolución química.

Químicamente el skarn progresa de una fase tempranamente oxidada, rica en Fe^{3+} (estadio I), a una reducida rica en Fe^{2+} (estadio II).

- Inclusiones fluidas.

Las inclusiones evidencian temperaturas en skarns proximales de 400 a 650°C y en distales de 210 a 350°C. Este decaimiento de temperatura también se da con el tiempo. Las salinidades son variables, en el estadio I puede haber fluidos hipersalinos, los cuales van disminuyendo en salinidad con el tiempo (estadio II). El primer estadio se relaciona con características de fluidos magmáticos, los cuales sufren una mezcla con aguas meteóricas a

medida que pasa el tiempo. La ebullición es un fenómeno común, más frecuente en la segunda mitad del estadio I.

Otros datos de síntesis de inclusiones fluidas también han sido compilados por autores como Einaudi et al. (1981); Meinert (1998); Newberry (1998), consignando temperaturas de 550 a 300°C para la formación del skarn progrado y de 400 a 250°C para el skarn retrógrado (Tabla XVII).

En el caso de la Esperanza, se registran temperaturas similares a las reportadas en la literatura para el skarn progrado o estadio I, representadas por las temperaturas de homogeneización en granates de 660° a 680°C. Para una etapa retrógrada-hidrotermal se tienen temperaturas entre 350° y 180°C. Estos mismos rangos de temperatura se registran también en los fluidos relacionados a los ojos de cuarzo del PSL, los cuales fueron atrapados en ebullición, si nos atenemos a la presencia de inclusiones subsaturadas y sobresaturadas en NaCl. Finalmente, un hidrotermalismo muy tardío se manifiesta en estructuras como El Tigre, a temperaturas francamente epitermales entre 150° y 100°C.

6.2.2. Los datos isotópicos

Una compilación de Bowman (1998) que incluye temperaturas calculadas a partir del análisis de pares isotópicos de minerales de ganga, son parecidas a las mencionadas antes para inclusiones fluidas. En la misma, destacan los datos calculados para el skarn de Cu de Minas Gaspé en Québec, Canada, para el par pirita-calcopirita, dando un promedio de 412°C; mientras que en el skarn de Zn-Pb de Nakatsu, Japón, se calcularon 329°C para el par esfalerita-galena. Según el capítulo anterior, nuestros cálculos efectuados en la Esperanza en el par pirita-calcopirita de los Rieles y el Barranco darían temperaturas entre 345 y 360°C, que son intermedios entre Gaspé y Nakatsu y son considerados por nosotros como temperaturas máximas de depósito de sulfuros.

6.2.3. Los datos que aporta la mineralogía en equilibrio

+ Skarn progrado

Una idea general de las condiciones de temperatura en el metamorfismo de contacto está dada por las paragénesis minerales. En este aspecto, la proporción de CO₂ (XCO₂) juega un papel importante en cuanto a las paragénesis resultantes. En general se conoce que los

valores normales de X_{CO_2} para los skarns son del orden de 0.1 (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1982). Ahora bien, la estabilidad mínima de la wollastonita en base a la reacción $Cal + Qtz = Wo + CO_2$ a X_{CO_2} (1) de 0.1 estaría un poco arriba de $500^\circ C$ a 1 kbar, o alrededor de $480^\circ C$ a 0.5 kbar (Figura 85). En nuestro caso se ha observado presencia de wollastonita común en los exoskarns y presencia discreta en zonas mineralizadas, como los Rieles, por lo que podemos pensar en un límite mínimo de unos $480^\circ C$ para la formación del skarn progrado. Si bien la diopsida está siempre presente, no se ha observado en los skarns la formación de anfíboles de la serie actinolita-tremolita, por lo que suponemos que la reacción $5Di + 3CO_2 + H_2O = Tr + 3 Cc + 2Qtz$ (2) no se llevó a cabo (Figura 85). Por lo

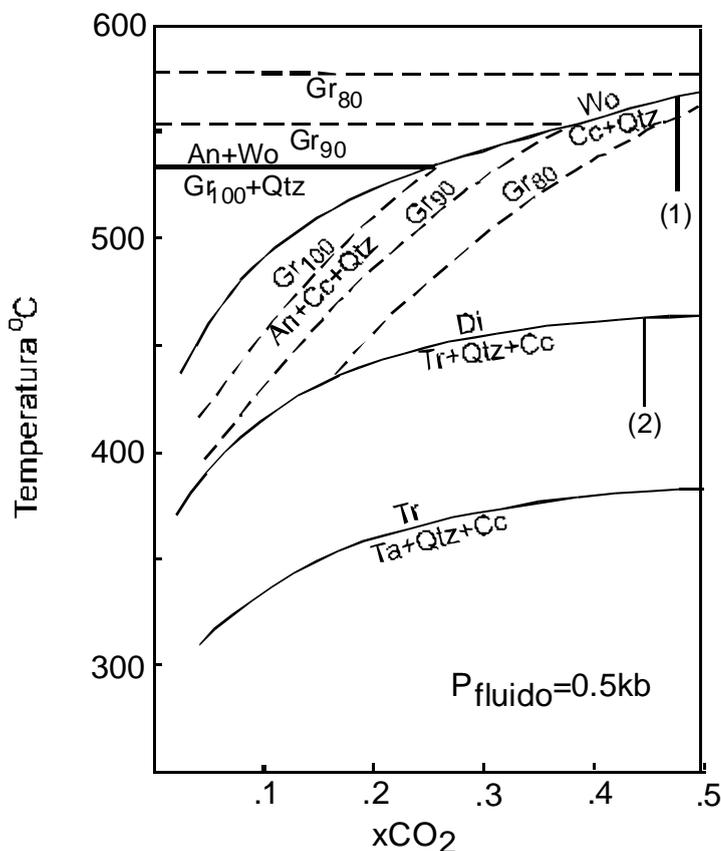


Figura 85. Diagrama T / X_{CO_2} indicando rangos de estabilidad de varios conjuntos minerales en zonas de metamorfismo de contacto. (1) y (2) se refieren a las reacciones mencionadas en el texto. Tomado de Meinert (1982).

tanto, los puros datos de las temperaturas para la ocurrencia de las reacciones 1 y 2

Si tomamos en cuenta la mineralogía en equilibrio y los datos de las inclusiones fluidas en granates, es muy probable que todo el skarn progrado se formó en el rango de temperatura entre 385 y 700° C.

La fugacidad mínima de oxígeno puede definirse a partir del diagrama $\log f(\text{O}_2) / T$ según la curva de estabilidad de hedenbergita (Figura 87), puesto que este piroxeno está ausente en la Esperanza. Esta curva va subiendo en función del empobrecimiento del piroxeno en la molécula hedenbergita (Figura 86). Si tomamos en cuenta que los piroxenos analizados en La Esperanza no tienen más de He_{10} la curva se desplaza casi hasta la curva de estabilidad Mag – Hem (Figura 86) por lo que los valores de $\log f(\text{O}_2)$ deberían fijarse entre -25 (a 385°C) y arriba de -15 (a una temperatura superior a 600°C). Ahora bien, el granate rico en andradita, piroxeno rico en diopsida, magnetita y cuarzo es más estable a altos valores de $f(\text{O}_2)$ que los granates ricos en grossularita y piroxenos ricos en hedenbergita, magnetita y cuarzo a una temperatura dada; por lo que se sugiere que de cualquier forma, en ningún caso se considera que $f\text{O}_2$ pudiera ir más allá de un valor de -30 del $\log f(\text{O}_2)$, que sería un rango de estabilidad mínimo a 350°C para $\text{Ad}_{90} - \text{Hd}_{10}$, coexistiendo con piritita y magnetita (Figura 88) como sucede en La Esperanza.

El contenido de Fe en granate y piroxeno va en función del estado de oxidación relativo del sistema hidrotermal. Estas características permiten afirmar que el skarn de la Esperanza corresponde al tipo oxidado (Meinert, 1989, 1998). Las características del skarn de granate andradítico y diopsida permite definir el skarn como oxidado, lo cual se corrobora con el incremento en andradita (Fe^{3+}) en el granate tardío.

+ Skarn retrógrado

Según la literatura, el skarn en fase retrógrada es reconocido que se forma entre 450 y 300°C (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1992). La reacción $\text{Ad} = \text{Hm} + \text{Qz} + \text{Cc}$ de la Figura 86 permite deducir una temperatura máxima de 385°C para esta etapa. Según los datos de las inclusiones fluidas consideramos que las temperaturas más altas de este estadio, están reportadas por las temperaturas de homogeneización en epidota (368-316°C). Algunas texturas y asociaciones minerales permiten también deducir ciertos rangos de temperaturas.

un poco más elevadas que las de los sulfuros convencionales, en un rango de temperatura probablemente hacia 250 a 300°C.

Por otra parte la hematita especular es tardía en el evento puesto que, en parte, resulta de la transformación de magnetita (martitización) mientras que la hematita en láminas bien cristalizadas es francamente hidrotermal asociada con calcita de grano grueso y cuarzo.

Los rangos principales de temperaturas de homogeneización medidas en las inclusiones de cuarzo y carbonato se ubican entre 180 y 190°C, lo cual debería corresponder a la temperatura mínima para la etapa principal de depósito de los sulfuros.

La Figura 88 permitiría fijar las condiciones de $f(O_2)$ y $f(S_2)$ a 350°C, que serían condiciones de temperaturas más altas para el skarn retrógrado. Según las condiciones de estabilidad de un granate de composición Ad_{90} , un piroxeno de composición Hd_{10} con presencia además de magnetita y pirita, estas condiciones son muy similares a las que ocurrieron en La Esperanza, por lo que se puede deducir un $\log f(O_2)$ entre -27 y -30 y un $\log f(S_2)$ entre -9.3 y -7.3 (campo pirita-magnetita-hematita). En relación a las condiciones de depósito de los sulfuros, la ausencia de pirrotita limita los campos mínimos de $f(O_2)$ para la asociación Py – Pt (Figura 89) así como los límites máximos según la línea Mt - Hm. Considerando entonces estos datos, la fugacidad de oxígeno podría fijarse entre $\log f(O_2) = -30$ y -33 a 300°C para el depósito principal de los sulfuros. Estos valores de $f(O_2)$ deberían considerarse máximos ya que las temperaturas a las que se relacionan los sulfuros pueden ser tan bajas como 180°C, y el $f(O_2)$ deducido de los datos isotópicos es del orden de -33 a -39 , por lo que se considera que los valores de $f(O_2)$ en la Esperanza evolucionan por lo menos de -15 a -25 en el skarn progrado y de -30 a -39 en el retrógrado.

De aquí también podemos deducir que la martitización de magnetita y el depósito de hematita especular debió efectuarse a una temperatura inferior a 200°C, probablemente entre los 100 y 200°C, lo cual es congruente con las temperaturas bajas medidas en las inclusiones fluidas de cuarzo y calcita. La posible evolución del skarn de La Esperanza se muestra con la flecha en las Figuras 89 y 90. A una temperatura de 350°C y bajo estas condiciones de $f(O_2)$ el pH imperante durante la etapa retrógrada debió ser entre 6 y 4 de acuerdo con la Figura 91.

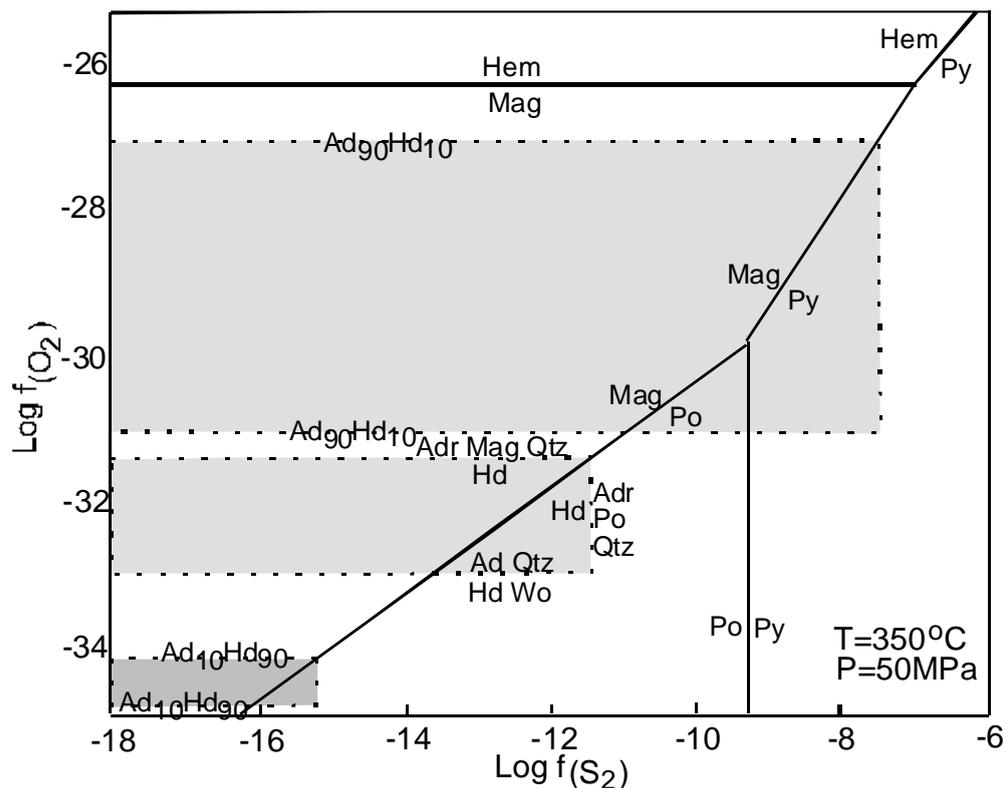


Figura 88. Diagrama $\log f(\text{O}_2) / \log f(\text{S}_2)$ a temperatura y presión indicadas, mostrando el efecto de la composición granate-piroxeno en el sistema Ca-Fe-Si-O-H-S. (Tomado de Bowman, 1998).

6.3. Composición de los fluidos

De acuerdo con las características microtermométricas se observa la presencia de inclusiones con NaCl, es decir sobresaturadas y otras claramente secundarias subsaturadas. Las primeras abundan en los ojos de cuarzo primarios del pórfido hipabisal, mientras que las segundas son más típicas de la etapa retromórfica hidrotermal. La composición de las primeras implican la presencia de fluidos hipersalinos vinculados directamente a un origen magmático; mientras que las segundas indican composiciones de 14 a 20 % de NaCl eq., a temperaturas inferiores a 300°C . Según las características petrográficas se deduce que ambos tipos de inclusiones coexisten y fueron producto de un atrapamiento heterogéneo, a causa de un fenómeno de ebullición.

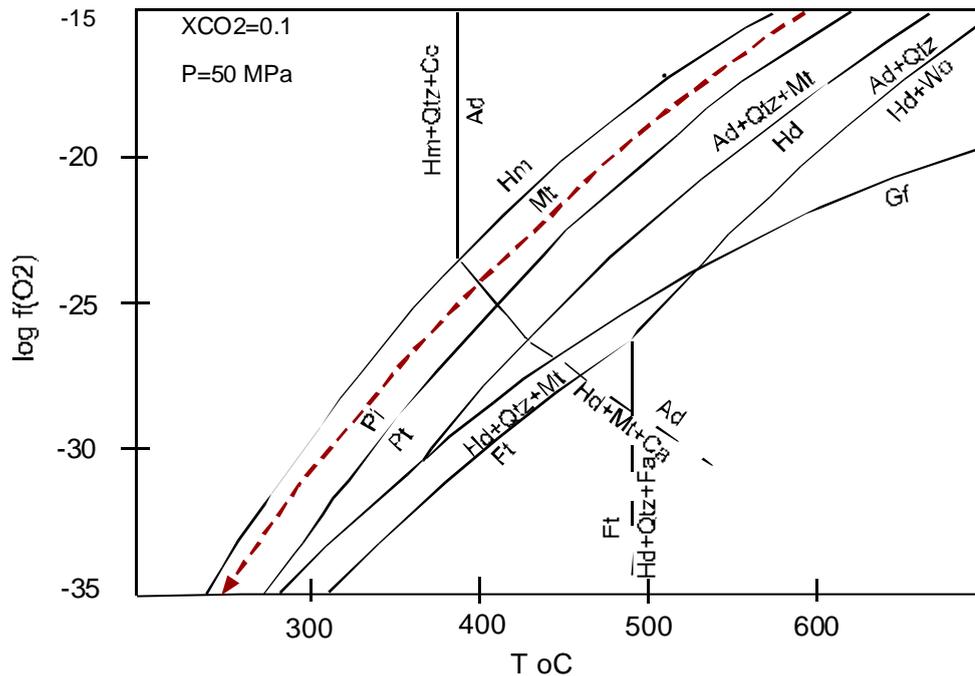


Figura 89. Diagrama $\log f(\text{O}_2)$ / PH a 350°C mostrando campos de estabilidad de sulfuro-oxidos a $m_{\text{ss}} = 0.001$ moles S/Kg H_2O . (Tomado de Bowman, 1998). La línea roja punteada con flecha indica el camino seguido por los fluidos en el caso de La Esperanza. Ver texto para explicación.

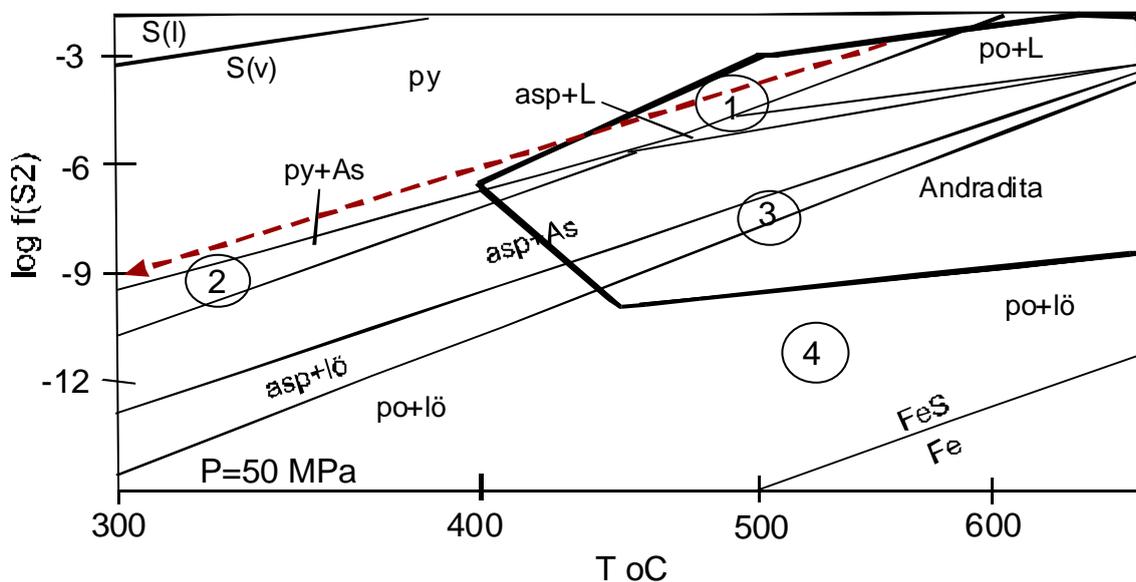


Figura 90. Campos de estabilidad de fases de As-Fe-S y andradita en función de $T - f(\text{S}_2)$, tomado de Meinert (1998). La línea roja punteada con flecha indica el camino seguido por los fluidos en el caso de La Esperanza. Ver texto para explicación.

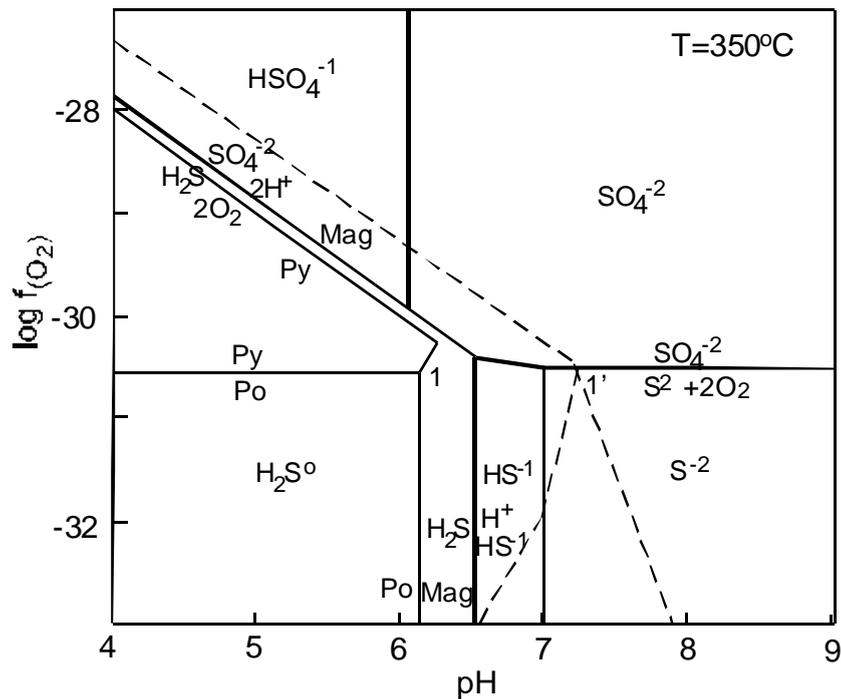


Figura 91. Diagrama $\log f(\text{O}_2) / \text{pH}$ a 350°C mostrando campos de estabilidad de sulfuros-óxidos a $m_{\text{ss}} = 0.001$ moles S/Kg H_2O . Tomado de Bowman (1998).

7. Edad de los skarns

En el capítulo referente al magmatismo se discutió lo relacionado a la edad de las rocas intrusivas del área, asumiendo que a un rango de las mismas debe corresponder la edad de las mineralizaciones antes descritas. En estas edades se advierten claramente al menos 2 pulsos, ahora bien los skarns de la Esperanza y su mineralización: ¿se relacionan al pulso de 90 Ma o al de 62 Ma? En este sentido hay varios argumentos importantes. En primer lugar, es indudable la relación espacial del desarrollo de los skarns con la zona de contacto entre el pórfido, aunque también es común observar desarrollo de granates y piroxenos en rocas batolíticas (90 Ma) entre el Puerto de Morán y las partes altas del Cerro Felipillo, así como en rocas volcánicas en los arroyos del Aguajito y El Mezquite, al sur y suroeste del rancho San Lucas. También es evidente que los diques de monzonita, definidos ya como pertenecientes al mismo evento magmático cortan rocas con metamorfismo de contacto y no tienen ellos mismos minerales de metamorfismo. Como añadidura, los skarns de la Esperanza contienen una paragénesis que implica la presencia de Ni-Co, lo cual los hace

muy diferentes a skarns de Cu, metales base o W, relacionados a intrusiones netamente del período laramide entre 60 y 47 Ma (Meinert, 1982; Mead et al., 1988). Estos argumentos sugieren que los fenómenos de metamorfismo de contacto en el área de la Esperanza se vinculan a una edad de 90 Ma, hacia el inicio del período larámide. Por el contrario, es probable que las mineralizaciones de W de la parte sur de la Sierra Santo Niño (Sierra de la Campanería), sí se relacionen al evento larámide típico, como ha sido consignado por Mead et al (1988) y que es puesto en evidencia en la muestra 03-103, con edades aparentes en feldespatos entre 45 y 37 Ma.

8. Resumen sobre las condiciones de formación

En síntesis, las condiciones de formación de los skarns de la Esperanza, de acuerdo con los datos conocidos hasta la fecha pudieran resumirse de la siguiente manera:

- Skarns vinculados espacialmente a la intrusión de un pórfido hipabisal de monzonita de cuarzo (el PSL), el cual se emplazó a niveles de profundidad del orden de 1.5 km, equivalente aproximado a una presión litostática de 0.5 kb, o un poco menos hacia un periodo de 90 Ma.
- Los datos mineralógicos con granate andradítico y piroxeno diopsídico (<10 % Hd), con granate más abundante que el piroxeno, ausencia de pirrotita y presencia de pirita-magnetita-hematita, indican que se trata de un skarn oxidado.
- Temperaturas de formación para la fase progradada entre 700 y 385°C, para la fase retrógrada que incluye sulfuros y magnetita entre 385 y 180°C. La pirita y la siegenita pudieron haberse depositado a temperaturas entre 250 y 300°C. La esfalerita-calcopirita-magnetita a temperaturas entre 300°C y 180°C. Una fase tardía hidrotermal de hematita, con valores metálicos residuales debió formarse a menos de 180°C, en un rango principal de 150 a 100°C.
- La X_{CO_2} del fluido durante la formación del skarn debió ser inferior o igual a 0.1, ya que nunca se observó la formación de “clathratos” en la salmuera estudiada.
- Otras características fisicoquímicas indican un $\log f(O_2)$ entre -15 y -25 y un $\log f(S_2)$ entre -9.3 y -7.3 para la etapa progradada, mientras que para la etapa

retrógrada $\log f(O_2)$ sería entre -30 y -39 , con un $f(S_2)$ parecido al anterior. El pH debe mantenerse entre 6 y 4. La secuencia paragenética y las condiciones de evolución de los skarns se resumen en la Figura 92.

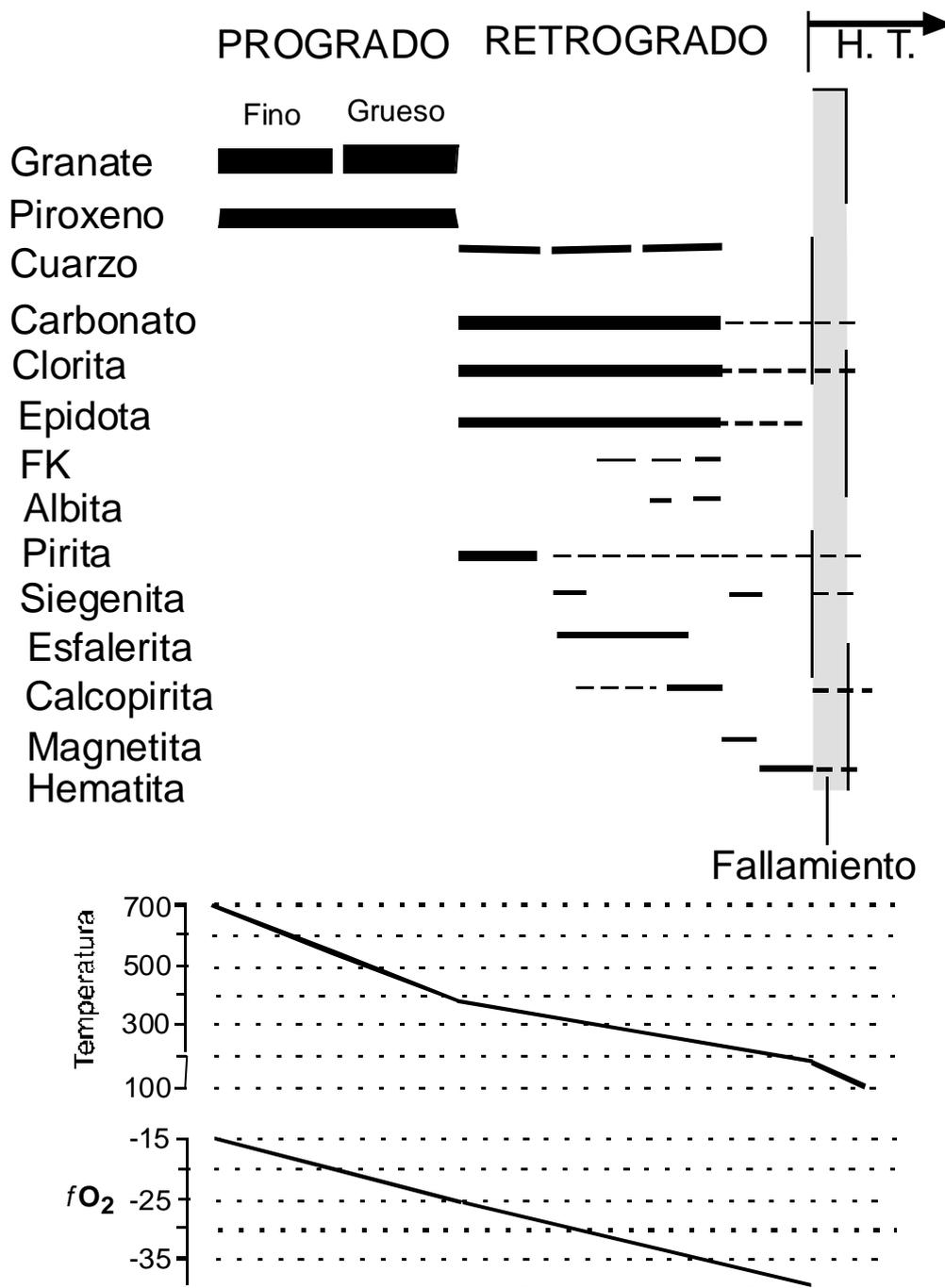


Figura 92. Secuencia paragenética en los skarns de la Esperanza y condiciones de temperatura y $f(\text{O}_2)$ para el depósito.

9. Otros depósitos: el caso de la mina Todos Santos

9.1. Generalidades

Los depósitos de la mina Todos Santos se ubican a 128 km en línea recta al N86E de la ciudad de Hermosillo. Se ubican a una elevación aproximada de 500 m, muy cerca de la desembocadura del río Yaqui a la Presa El Novillo, en las inmediaciones del rancho del mismo nombre. En el lugar existen diferentes obras mineras que indican que hubo producción a pequeña escala, con algunos terreros que así dan testimonio. El lugar también ha sido conocido como la Candelaria de Suaqui. La zona mineralizada se encuentra protegida por una asignación del Consejo de Recursos Minerales llamada Todos Santos. Existen varios reportes internos del Consejo de Recursos Minerales dentro de los cuales, el más completo es el de Vazquez y Mancillas (1997), que incluye trabajos de geofísica consistentes en métodos eléctricos. Los prospectos mineros más importantes se conocen como: Manto I, Manto II, Manto III y el Puerto.

9.2. Geología general

El área de interés se ubica en la estribación norte de la Sierra del Santo Niño, a una altitud similar a la del valle del Río Yaqui. La geología del área es relativamente sencilla. Consiste en el afloramiento de una serie de calizas de plataforma, en contacto tectónico por cabalgadura con andesitas del Cretácico inferior-superior. La serie carbonatada son calizas grises, en estratos de 20 cm a 1 m de espesor con abundante fauna fósil no identificada. Una muestra colectada por nosotros fue estudiada por el Dr. C. Stevens, de la Universidad de San José en California, quien reporta fauna probablemente del Pérmico (Stevens, C., 2004, com. escrita). Las rocas volcánicas son andesitas y aglomerados andesíticos de tonos verde a café, porfídicas, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda en una matriz afanítica que tiene cavidades con cuarzo y calcita. Dichas rocas son correlacionables al menos en parte con la Formación Tarahumara antes descrita. En algunos lugares las andesitas son cubiertas en discordancia por conglomerados poligmiticos de Terciario, equivalentes al Grupo Báucarit.

9.3. Yacimientos minerales

Las zonas mineralizadas son las conocidas como Manto I, Manto II, Manto III y el Puerto (Figura 93). Todos ellos se encuentran siguiendo el contacto tectónico de las calizas paleozoicas con las andesitas de la Formación Tarahumara. La característica principal es una franja de silicificación que afecta a las calizas, con un reemplazamiento penetrativo. Existen pellets y restos fósiles (probablemente del Pérmico) totalmente reemplazados por sílice de textura muy fina tipo calcedoniano. Es fácil deducir que se trata de zonas de reemplazamiento calcáreo pero no existe la presencia de una intrusión inmediata, no obstante, en la cartografía del Coremi (1996) de la hoja Santa Teresa, una intrusión granitoide está reportada a 1 km del rancho Todos Santos.

Las características geológicas de los prospectos más importantes se dan en la tabla inferior, resultado de una compilación del trabajo de Vázquez y Mancillas (1997). La mineralización consiste en mantos de 1 a 2 m en la caliza, muy cerca del contacto con las andesitas. Siguen rumbos preferenciales de N27-60E e inclinaciones entre la horizontal y 35° al SE. La mineralización importante consiste de sulfuros como galena, esfalerita, muy escasa pirita, algo de magnetita y hematita especular, en una ganga muy rica en barita bien cristalizada (Figura 94). Los controles de la mineralización son el contacto tectónico y las calizas. La alteración hidrotermal presente es de silicificación en las calizas y propilitización en las andesitas.

Prospecto	Rumbo y echado	Dimensiones	Ag*	Pb*	Zn*
Manto I	N60E, 35° SE	100 m largo, 1.5 m espesor	100 a 280 gr	7 a 11 %	6 a 13 %
Manto II	N35E, 0-12° SE	2.0 espesor	85	10	11
Manto III	N27E, 34° SE	55 m largo, 2.2 espesor	65	4.5	4.0
El Puerto	N45W, 0-37° SW	>200 m largo 2.0 m espesor	132	1.6	1.6

* Se refiere a leyes o rangos de leyes en obra minera.

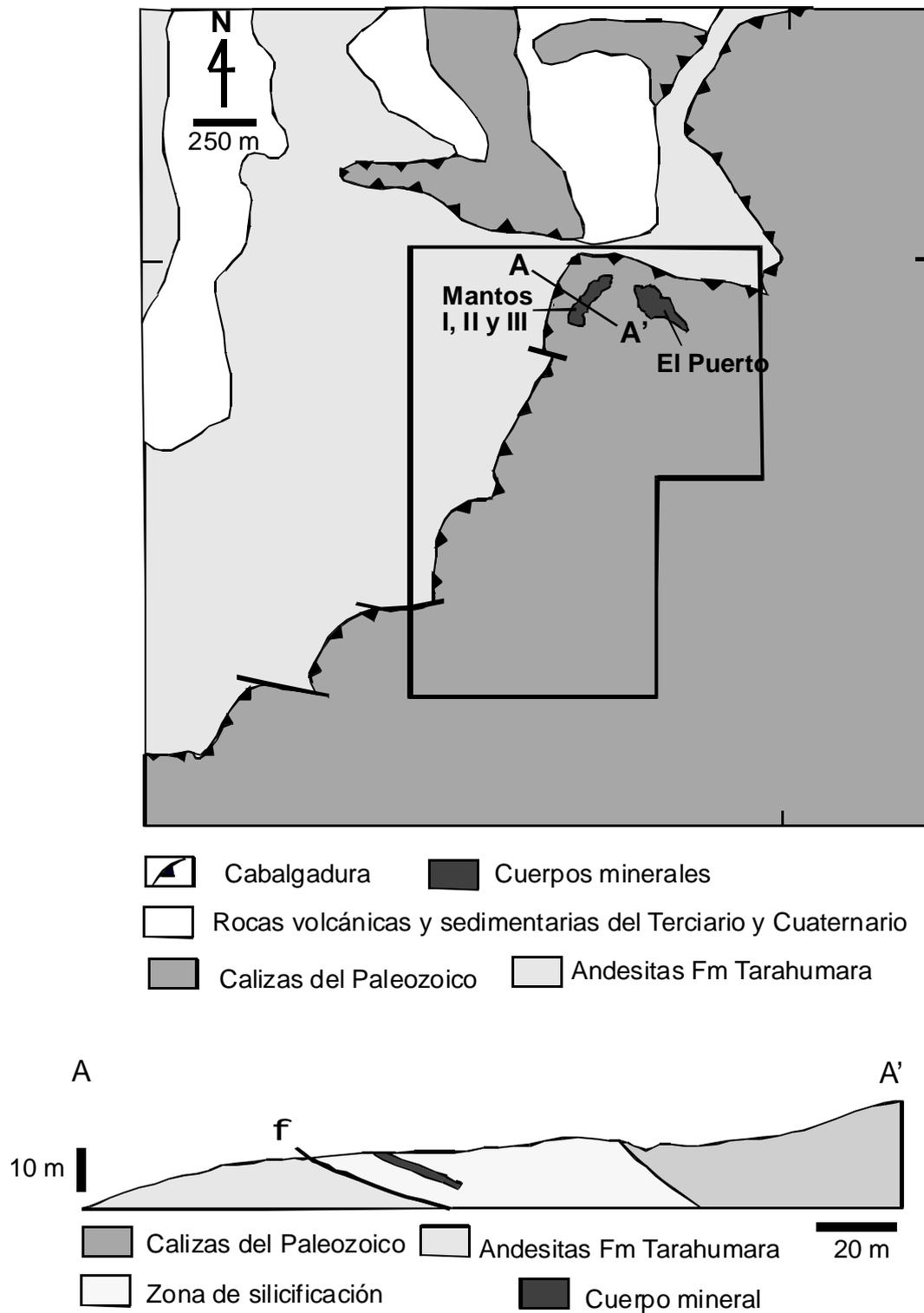


Figura 93. Mapa geológico y sección en el área de la mina Todos Santos, modificado de Vázquez y Mancillas (1997). El recuadro indica el área con mayor potencial minero.

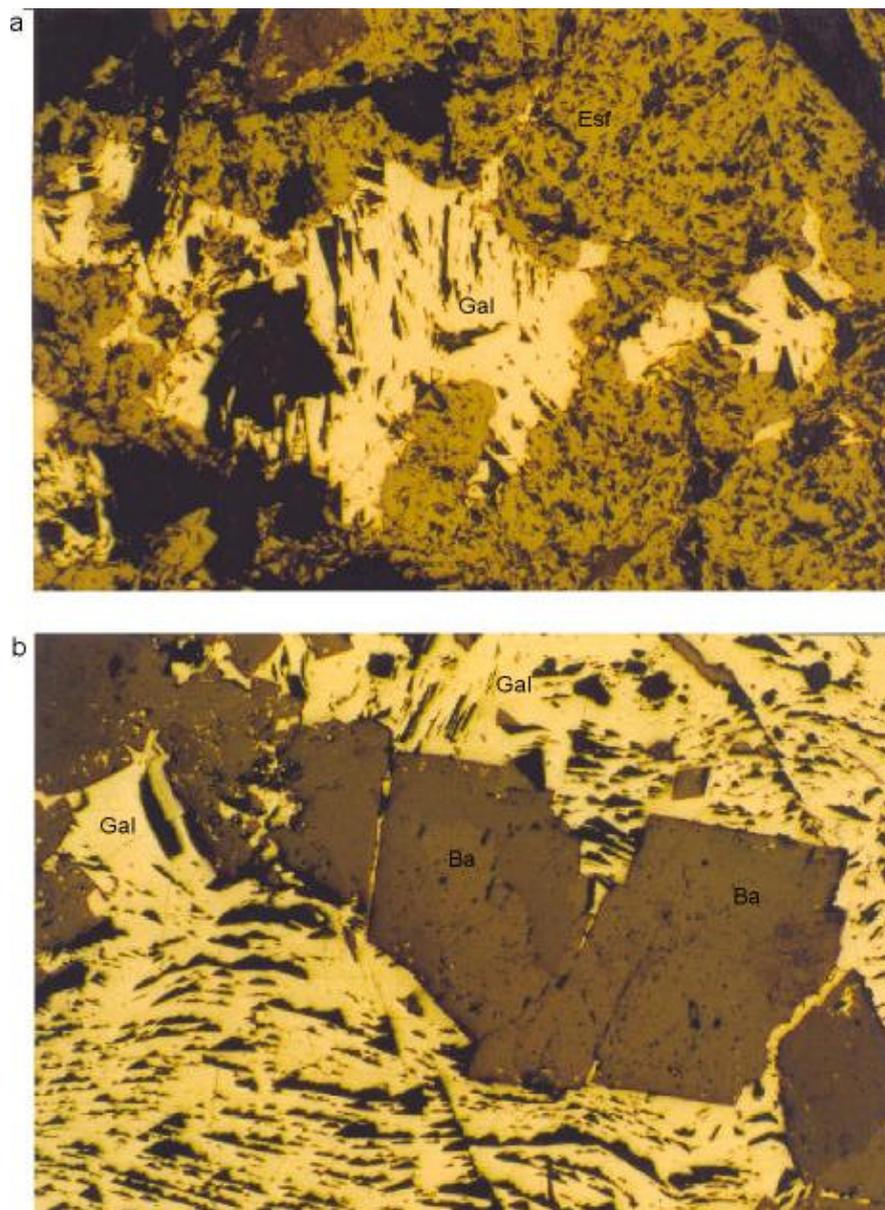


Figura 94. Mineralogía metálica de la Mina Todos Santos. (a) Galena que se introduce en esfalerita. (b) Galena que se introduce entre cristales de barita. Esf – Esfalerita, Gal – Galena, Ba – Barita.

9.3.1. Inclusiones fluidas

Se estudiaron dos muestras para inclusiones fluidas: 04-20 y 04-25. En ambos casos el mineral estudiado fue barita, que acompaña como ganga los sulfuros de galena y esfalerita. Desde el punto de vista del origen se advierten inclusiones pseudosecundarias ubicadas sobre los planos de cruceo y otras netamente secundarias que cortan los planos. Todas las

inclusiones son menores de 60 μm , son alargadas o en cristal negativo. Cuando son irregulares o alargadas se aprecia la existencia de estrangulamiento (“necking-down”). Desde el punto de vista composicional se observan inclusiones trifásicas con H_2O líquido y CO_2 en fases líquida y vapor (Figuras 95 y 96). Las inclusiones secundarias se caracterizan por no tener CO_2 , sólo se observa H_2O en fases líquida y vapor.

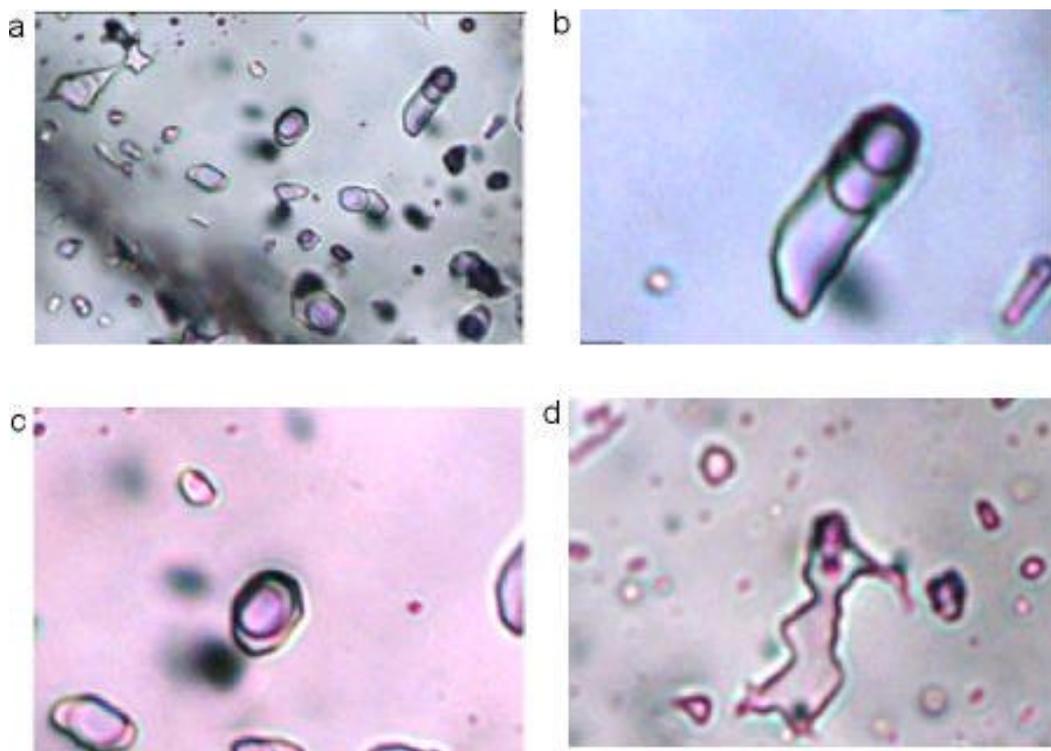


Foto 95. Inclusiones fluidas de la muestra 04-20. Mina Todos Santos, observar inclusiones trifásicas acuo-carbonosas.

9.3.1.1. Inclusiones con H_2O - CO_2

+ Temperaturas de fusión del hielo

A baja temperatura se observa una primera fusión, correspondiente al punto triple del CO_2 a $-56.6 \pm 0.5^\circ\text{C}$ y $-56.6 \pm 0.2^\circ\text{C}$, lo cual corresponde a una temperatura correlacionable con el punto triple de un CO_2 prácticamente libre de impurezas (punto triple del CO_2 puro: -56.6°C). Por otra parte, una segunda fusión correspondiente a la clatharata se detecta a $+8.4 \pm 0.3^\circ\text{C}$.

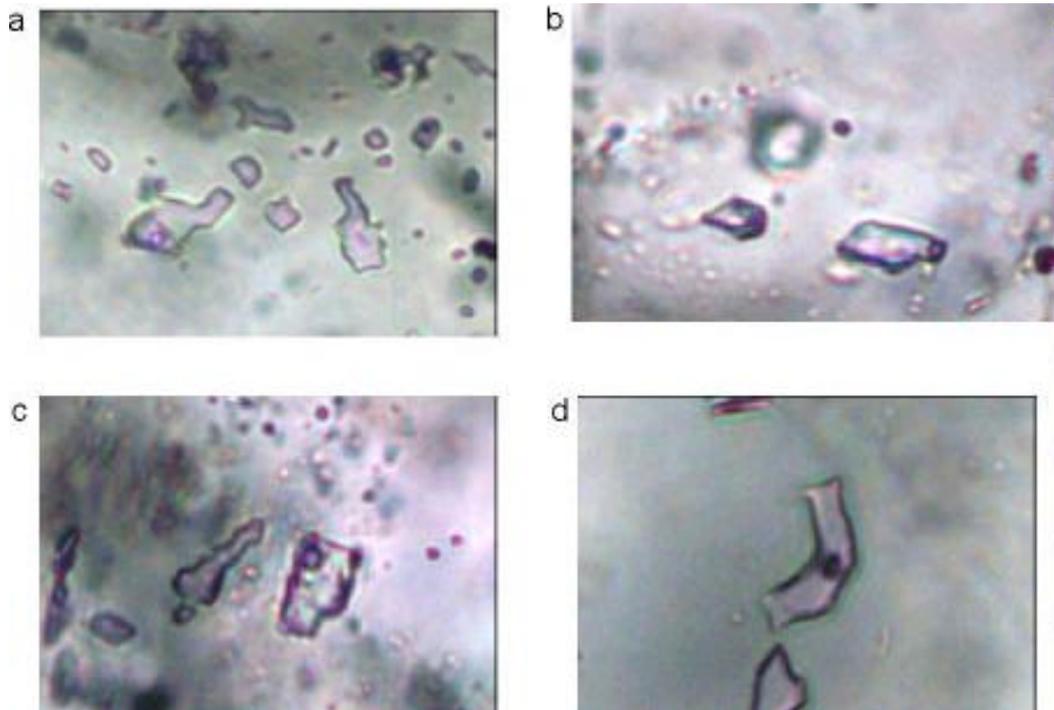


Foto 96. Inclusiones fluidas de la muestra 04-25. Mina Todos Santos, inclusiones bifásicas acuosas.

+ Temperaturas de homogeneización

Estas temperaturas se registran con una homogeneización total H_2O-CO_2 en un rango muy claro entre 310 y 330°C (Figura 97).

9.3.1.2. Inclusiones con H_2O

Se caracterizan por ser secundarias y no observarse la presencia de CO_2 .

+ Temperaturas de fusión del hielo

Estas temperaturas se registran en dos grupos según la muestra. En un caso con una Tfh de $-1.5^\circ C$, lo cual equivale a una composición de 2.6 % de NaCl eq; en el otro la Tfh es de $-11^\circ C$, equivalente a una composición de 15 % de NaCl eq.

+ Temperaturas de homogeneización

Las Th se ubican en un rango que va de 110 a 160°C, pero más del 65 % de los valores se encuentran entre 110 y 130° C (Figura 97). De una manera general, las inclusiones con

menor NaCl eq. (2.6 %) homogeneizan a temperaturas un poco más elevadas que aquellas con más NaCl (15 %).

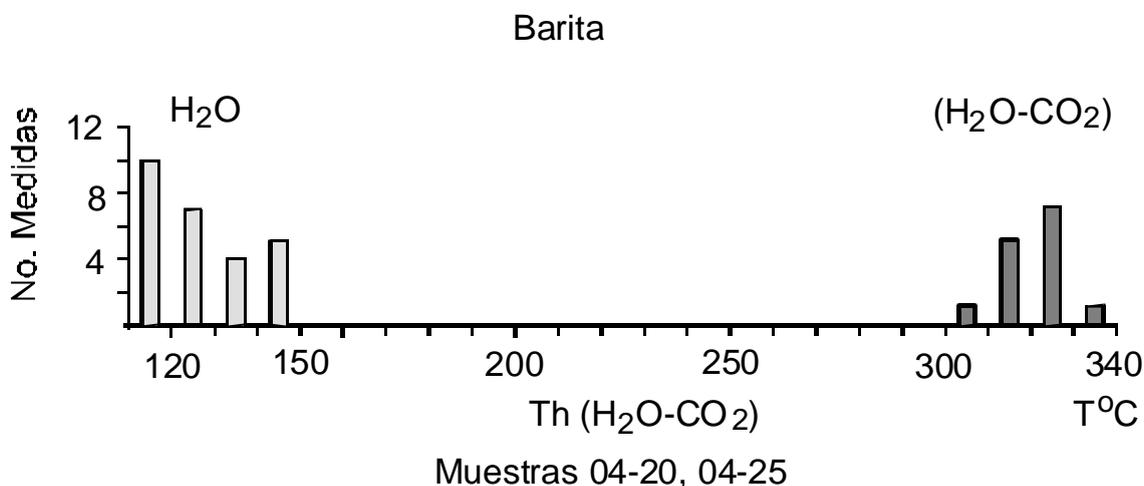


Figura 97. Mina Todos Santos. Temperaturas (°C) de homogeneización de inclusiones acuosas y acuo-carbonosas en barita.

9.3.2. Isótopos estables

9.3.2.1. Datos isotópicos

Se analizaron 4 muestras por isótopos de azufre y oxígeno, de las cuales se separaron varios minerales. Las muestras fueron obtenidas del terrero adyacente al tiro principal y otras del manto más alejado a este tiro. Los análisis fueron realizados en el laboratorio de geoquímica de la Universidad de Salamanca en España. Se analizaron isótopos de S en 3 muestras de galena, 1 de esfalerita y 2 de barita. Por otro lado, se analizaron isótopos de O en 2 muestras de barita. Los resultados se consignan en la tabla siguiente.

Resultados isotópicos de Todos Santos

Muestra	Localidad	Localidad específica	Mineral	³⁴ S _{CDT} ‰
04-19A	Todos Santos	Pto 272 min rico gal	Galena	3.3
04-20A	“ “	Pto 272 Ba predominante	Barita	10.0
04-21A	“ “	Pto 272 sulf gal+esf	Galena	8.5
04-21B	“ “	Pto 272 sulf gal+esf	Esfalerita	6.6
04-25A	“ “	Prol. Otro otro manto	Galena	-1.9
04-25B	“ “	Prol. Otro manto	Barita	12.0

				$^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
04-20A	Todos Santos	Pto272 Ba predominante	Barita	12.26
04-25B	Todos Santos	ProL. Otro manto	Barita	12.80

Se puede observar que los datos de $^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ ‰ en los sulfuros varían en un rango relativamente amplio, entre -1.9 y 8.5 ‰, aunque predominan los valores positivos; en el caso de la barita los datos corresponden a valores entre 10 y 12 ‰. En relación a los isótopos de O, las dos muestras de barita dan valores de $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de 12.3 a 12.8 ‰.

9.3.2.2. Cálculo de temperatura para el par esfalerita-galena

Puesto que una primera dependencia del fraccionamiento isotópico se relaciona con la temperatura (Taylor, 1974; Ohmoto, 1972), los pares isotópicos pueden ser utilizados como geotermómetros, a condición de que los minerales se encuentren en equilibrio. A continuación se expone el cálculo de la temperatura para el par esfalerita-galena, según los resultados isotópicos obtenidos:

Datos obtenidos del análisis:

$$d^{34}\text{S}_{\text{esfalerita}} = 6.6$$

$$d^{34}\text{S}_{\text{galena}} = 3.3$$

$$T = \frac{(0.85 \pm 0.03) \times 10^3}{D^{1/2}} \text{ (Ohmoto y Rye, 1979)}$$

$$T = \frac{(0.88) \times 10^3}{3.3^{1/2}}$$

$$T = \frac{880}{1.817} = 484.3148$$

$$^{\circ}\text{C} = 484.3148 - 273.15 = 211.16$$

$$T = 211.16 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

O bien

$$T = \frac{(0.82) \times 10^3}{3.3^{1/2}}$$

$$T = \frac{820}{1.817} = 451.29$$

$$^{\circ}\text{C} = 451.29 - 273.15 = 178.14$$

Temperatura calculada = 178 – 211°C

9.3.2.3. Cálculo isotópico del agua en equilibrio con barita

Los análisis de oxígeno permiten calcular las características isotópicas del agua durante la época de formación del mineral de referencia. A continuación se presenta el cálculo para el fluido hidrotermal en equilibrio con barita en Todos Santos:

$$\text{Datos: } d^{18}\text{O}_{\text{barita}} = 12.5$$

$$\begin{aligned} 1000 \ln a_{\text{barita-agua}} &= A + B (10^6 / T^2) && (\text{Friedman y O'Neil, 1977}) \\ &= - 6.79 + 3(10^6 / T^2) \end{aligned}$$

A una temperatura de 194.6°C (temperatura del par isotópico esfalerita- galena)

$$\begin{aligned} T^{\circ}\text{K} &= 194.6 + 273.15 = 467.75 \\ &= - 6.79 + 3 (10^6/218\,790.06) \\ &= - 6.79 + 13.711774 = 6.921774 \end{aligned}$$

$$1000 \ln a_{\text{barita-agua}} = 6.921774$$

$$12.5 - d^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 6.921774$$

$$d^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 5.578$$

Si el cálculo lo hacemos utilizando la temperatura de 220°C, que es la temperatura promedio entre los dos grupos de inclusiones fluidas que homogeneizan a valores medidos de 320°C y 120°C respectivamente, el cálculo resultaría de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} T^{\circ}\text{K} &= 220 + 273.15 = 493.15 \\ &= - 6.79 + 3 (10^6/243\,196.92) \end{aligned}$$

$$= - 6.79 + 12.3356 = 5.546$$

$$1000 \ln a_{\text{barita-agua}} = 5.546$$

$$12.5 - d^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 5.546$$

$$d^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 6.95$$

Este valor resulta muy similar al antes calculado y ambos se aproximan a un agua en equilibrio con una fuente magmática (Figura 98).

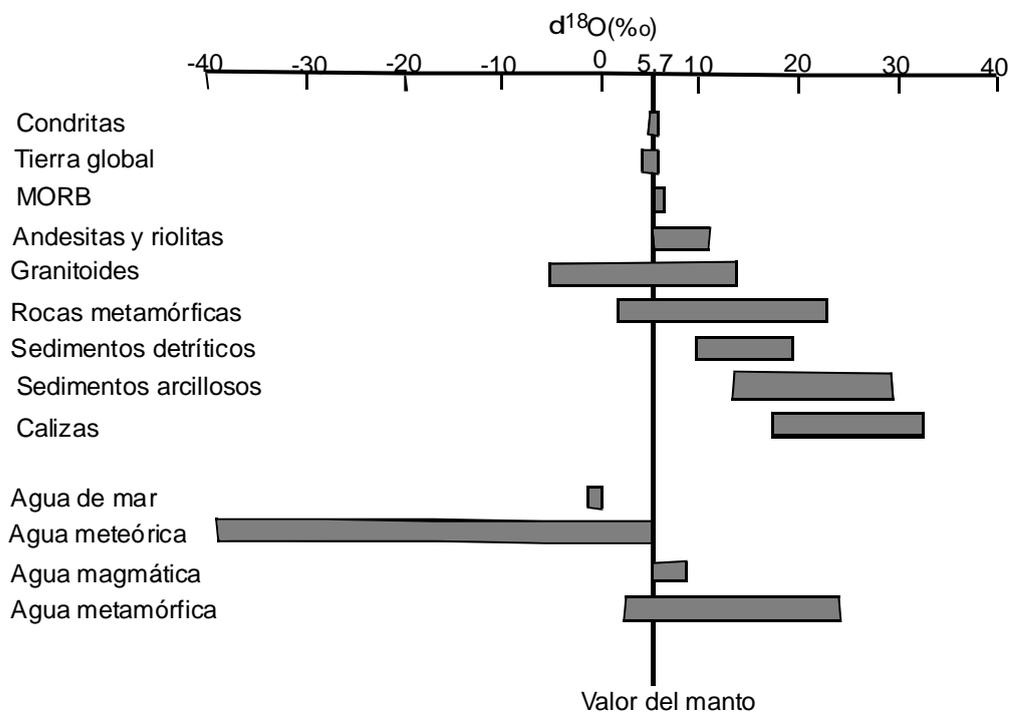


Figura 98. Datos isotópicos de O para distintos reservorios naturales según diferentes autores. Tomado de Rollinson (1993).

9.4. Discusión y conclusiones en el caso de Todos Santos

Aun cuando los datos obtenidos para Todos Santos son relativamente pocos, son suficientes para discutir y obtener algunas conclusiones.

En primer término se advierte un control de la mineralización tectónico y litológico dado por el contacto cabalgante de las calizas paleozoicas sobre las andesitas cretácicas. En este

contexto la roca calcárea es la más idónea para un reemplazamiento a baja temperatura. El contacto debe corresponder a una zona de discontinuidad litológica muy importante en la canalización de fluidos hidrotermales. Las relaciones de contacto tectónico – mineralización son un lugar común en la región si tomamos en cuenta la ubicación de mineralizaciones en la estribación norte de la Sierra Chiltepín, en la Esperanza y, en este caso, en Todos Santos. Tal parece que el mineral índice en este tipo de relaciones es la presencia de barita, sea como vetas muy cerca del contacto, o como mantos de reemplazamiento.

Ahora bien, la ausencia de minerales de skarn obliga a pensar en temperaturas de formación inferiores a 385°C, es decir, de un rango inferior al de un skarn progrado. En este sentido las temperaturas de homogeneización de las inclusiones del sistema H₂O-CO₂, en el rango de 310 a 340°C, no deben ser muy diferentes a las temperaturas de atrapamiento, si tomamos en cuenta que se realizó a presiones inferiores a 0.5 Kb por la ausencia de intrusión expuesta. Las temperaturas calculadas para el par isotópico galena-esfalerita es de 178 a 211°C y se ubican a la mitad del camino entre las temperaturas de homogeneización de H₂O-CO₂ (310-330°C) y las de los fluidos tardíos de H₂O entre 110 y 130°C. Es probable que el par isotópico esté revelando temperaturas muy cercanas al depósito de los sulfuros (hacia 195°C), los cuales podrían relacionarse al fluido representado por las inclusiones secundarias acuosas. Lo que no queda claro en la composición de este segundo fluido es si el abatimiento en la T_{fh} se debe a la presencia de NaCl o bien a la presencia de restos de CO₂ en los fluidos, la diferencia tan grande entre T_{fh} en ambas muestras deja pensar en la segunda posibilidad.

Algo que es sumamente novedoso es la presencia de CO₂ en este tipo de yacimientos. Si bien la presencia de CO₂ es convencional en yacimientos de oro mesotermal o en yacimientos tipo Valle de Misisipi (Wilkinson, 2001), se sabe que en skarns o cuerpos de reemplazamiento distales prácticamente no se ha encontrado presencia de CO₂ (Tabla XVII). Otros yacimientos en donde se ha observado este compuesto es en mineralizaciones relacionadas con granitoides (Wilkinson, 2001). Una posibilidad de explicar la presencia CO₂ es que tuvieran relación con fluidos de metamorfismo regional, a causa del paquete cabalgante sobre las andesitas, sin embargo no existe esquistosidad o foliación en las andesitas cabalgadas, que pudieran evidenciar condiciones de formación de fluidos

metamórficos; además, los cálculos del fluido en equilibrio con la ganga de barita indican un valor para $d^{18}O_{H_2O}$ de 5.6 ‰ a 6.95 ‰ de clara afinidad con un agua magmática (Figura 99).

Las condiciones antes expuestas hacen pensar que Todos Santos representa una zona mineralizada de tipo reemplazamiento distal a baja temperatura, con una paragénesis de galena, esfalerita y barita, vinculada a la circulación de aguas magmáticas provenientes de un cuerpo no expuesto, pero no demasiado lejano a las mineralizaciones. Estos yacimientos se considera que tienen buena potencialidad para explorarse a detalle y su originalidad depende de la circulación de fluidos con una proporción de CO_2 no reportada en los yacimientos de skarn.

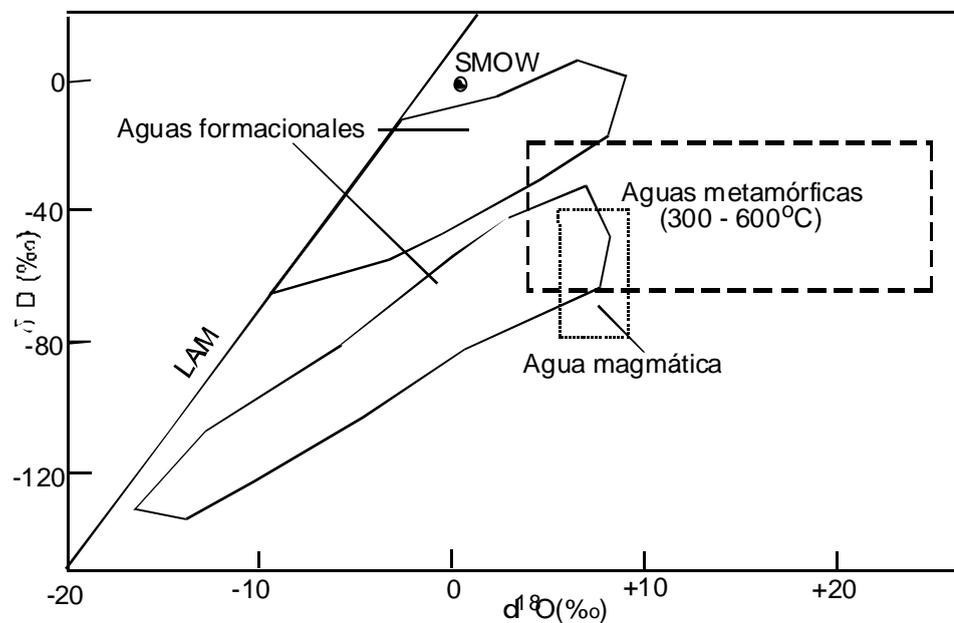


Figura 99. Diagrama que muestra las características isotópicas de O e H para los diferentes tipos de agua de referencia. LAM – Línea de aguas meteóricas, SMOW – Standar Mean Ocean Water. Modificado de Taylor (1974).

VIII. La Esperanza en el marco general de los skarns mexicanos y de los skarns de Sonora

1. Los principales skarns mexicanos

Muchos de los yacimientos mexicanos más importantes, clasificados como yacimientos de reemplazamiento metasomático en calizas (Prescott, 1926; González-Reyna, 1956), corresponden a depósitos de tipo skarn (Wiese, 1945; Megaw et al., 1988; González-Partida y Torres-Rodríguez, 1988; Rubin y Kyle, 1988; Megaw, 1998; González-Partida et al., 2003). La Tabla XVIII resume las características geológicas generales de los yacimientos mexicanos más importantes y la ubicación de algunos de ellos se presenta en la Figura 100. Dentro de los más importantes están los de Naica, Santa Eulalia y Bismark en Chihuahua; Velardeña, Durango; La Encantada, Coahuila; Concepción del Oro y San Martín-Sabinas, Zacatecas; Charcas, San Luís Potosí y Zimapán, Hidalgo., entre otros (Tabla XVIII). Algunos grandes skarns de Zn y Cu se encuentran en Cananea, Sonora (Meinert, 1980, 1982; Farfán, 2002) y algunos de oro importantes se ubican en el distrito de Mezcala en Guerrero (de la Garza et al., 1996; Jones y Jackson, 2001 a y b). Los depósitos de W más importantes de México en Sonora también están en skarn (Wiese, 1945; Mead et al., 1988), así como la mina de wollastonita más grande del mundo (Pilares), cerca de Hermosillo, Sonora.

1.1. Skarns de W

Hasta principios de los años ochenta, México fue un importante productor de tungsteno (W) a nivel mundial. En la actualidad, todas las minas están cerradas y este elemento ya no se recupera de las minas mexicanas, ni como subproducto. La mayor parte del tungsteno mexicano provino de yacimientos en skarn ubicados en el estado de Sonora. Todos los depósitos se encuentran espacialmente relacionados con el cratón de Norteamérica, pero temporalmente se relacionan a la época de magmatismo laramídico entre 80 y 40 Ma (Coney, 1976). Los yacimientos se localizan en zonas de contacto de facies plutónicas del llamado Batolito de Sonora (Damon et al., 1981), con rocas carbonatadas paleozoicas. Los principales son los skarns conocidos como El Jaralito, Palo Verde, La Venada, La Norteña y San Alberto. Casi todos estos depósitos son de talla inferior a 1 Mt de mineral, con leyes entre 0.25 y 1 % de WO_3 . El más importante de todos es que se conoce como El Jaralito.

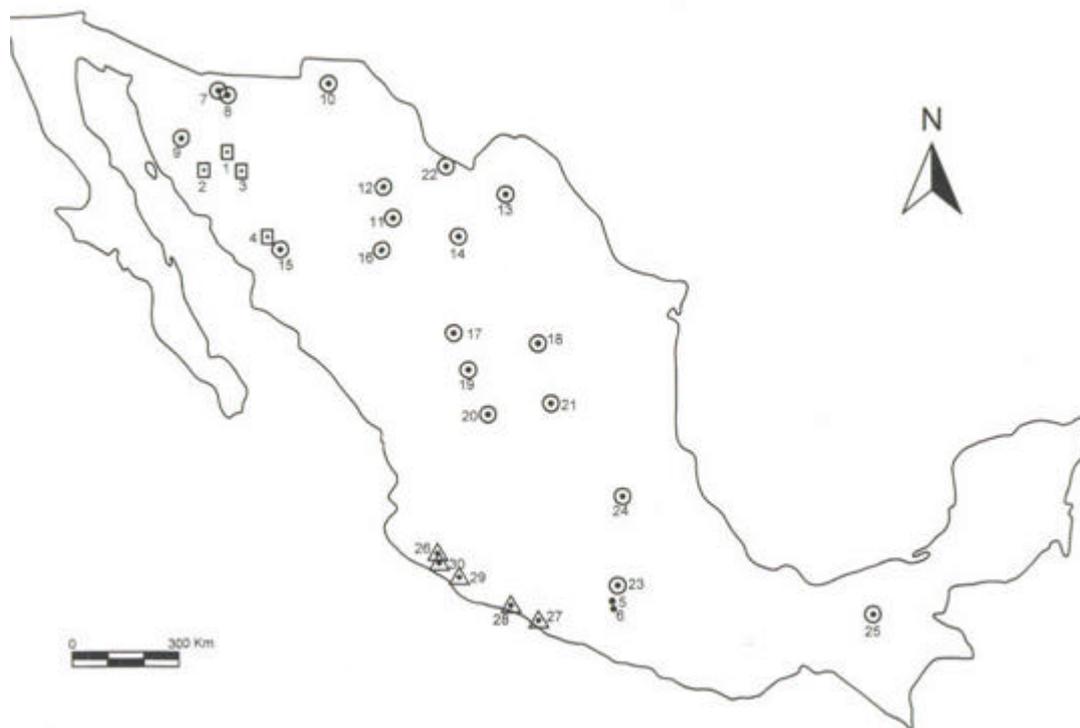


Figura 100. Skarns seleccionados de clase mundial en México. 1. El Jaralito, 2. Palo Verde, 3. La Venada, 4. San Alberto, 5. Nukay, 6. Bermejil, 7. Puertecitos, 8. Buenavista, 10. Bismark, 11. Naica, 12. Santa Eulalia, 13. La Encantada, 14. Sierra Mojada, 15. Reforma, 16. San Francisco del Oro (Granadeña), 17. Velardeña, 18. Concepción del Oro, 19. San Martín, 20. Fresnillo, 21. Charcas, 24. Zimapán, 27. El Tibor, 28. Las Truchas, 30. Cerro Náhuatl. Simbología: cuadrados – skarns de W, puntos – skarns de Au, círculos – skarns de Zn-Pb-Cu, triángulos – skarns de Fe.

1.1.1. El Jaralito

Los depósitos minerales del Jaralito constituyeron los yacimientos de tungsteno más importantes de México y se encuentran ubicados a 90 km al noreste de Hermosillo, Sonora (Figura 100). El yacimiento fue descubierto por Ignacio Rábago Ramírez en el año de 1953, llamándolo inicialmente San Antonio. El área mineralizada cubre una zona de 25 km², pero la zona principal ocupa 16.5 hectáreas. Las reservas en los depósitos son del orden de 3 millones de toneladas con 0.25 % WO₃. La producción total fue de 1537 toneladas de concentrados, procedentes de más de 40 000 toneladas de mineral con tungsteno. Las minas

más importantes por este metal fueron San Antonio, Santa Elena, Bonanza, los Moros, el Contrabando, el Batamote y la Mora.

1.1.1.1. Geología y yacimientos minerales

La geología en el área se encuentra dominada por un batolito de composición granitoide, llamado Batolito El Jaralito por Roldán-Quintana (1991), el cual es de edad laramídica. En el batolito flotan techos colgantes de rocas sedimentarias paleozoicas (probablemente del Pérmico), las cuales fueron afectadas por metamorfismo de contacto durante la intrusión. La mineralización se refiere principalmente a depósitos de skarn, procedentes del metamorfismo de calizas y rocas pelíticas. Una de las minas más importantes es la de San Antonio, en ella el skarn se desarrolla en un bloque que se comporta estructuralmente como un antiforme recumbente de 440 m de largo por 110 m de ancho (Mills y Hokuto, 1971). El skarn mineralizado se ubica en el contacto entre el granito y la roca sedimentaria. Tiene 15 a 20 metros de espesor y, además del skarn, hay metapelitas interestratificadas y mármoles. Existe un skarn progrado con granate - diopsida y, en ocasiones, wollastonita y vesuvianita; también hay uno retrógrado con epidota, biotita y hornblenda. Los granates tienen una composición de $Gr_{75-30} Ad_{25-70} Sp_{0-10}$ y los piroxenos tienen una composición de $Di_{82-65} Hd_{18-35}$ (Peabody, 1979). El mineral de tungsteno principal es la scheelita, pero en las minas Santa Elena y Los Moros el mineral es powelita. La mayor parte de la scheelita producida en San Antonio se asocia al skarn progrado, mientras que, en el retrógrado, existe menos scheelita, pero las leyes son más elevadas (Dunn, 1980). Las temperaturas de formación en El Jaralito fueron estimadas entre 480 y 600°C para el skarn progrado y de 300 a 440°C para el retrógrado, bajo presiones de 1 a 1.5 kb (Dunn, 1980).

1.1.1.2. Rocas intrusivas asociadas y edades

El Batolito El Jaralito se ha considerado como un batolito complejo con facies petrográficas que incluyen monzonitas de cuarzo, granodioritas y granitos. Es de afinidad calcoalcalina y es atravesado por numerosos cuerpos satélites en forma de diques de aplitas, pegmatitas y lamprófidos. Las edades reportadas para las rocas batolíticas son variables, por ejemplo, Roldán-Quintana (1991) menciona edades entre 51.8 y 69.6 Ma; pero Mead et al. (1988),

publicaron varias edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, reportando 46.6 ± 3 Ma para hornblenda de una granodiorita, 37.1 ± 0.7 Ma para la biotita de la misma roca y 37.8 ± 0.8 Ma para la biotita de una pegmatita. Los mismos autores reportan también edades de 35.8 ± 0.7 Ma para una biotita metamórfica del skarn y de 35.2 ± 0.8 Ma para una paragonita de la misma roca. A primera vista, las edades de biotita y hornblenda guardan una gran diferencia en tiempo, lo cual ha sido interpretado como producto de un enfriamiento lento en un medio batolítico profundo (Mead et al., 1988). Probablemente el caso no es tan simple y debe tratarse de un batolito complejo con intrusiones múltiples a lo largo de un período de tiempo considerable, puesto que no se han explicado las diferencias entre las edades reportadas por Mead et al. (1988) y las mencionadas por Roldán-Quintana (1991, las cuales pueden deberse a los diferentes métodos usados y a la temperatura de bloqueo de los los minerales fechados.

1.2. Skarns de Au (Fe)

En los años noventa se descubrieron dos zonas mineralizadas de oro en skarn de clase mundial, ambas se acompañan con proporciones de Fe importantes, el cual no es recuperado industrialmente. Estos depósitos se ubican en el Estado de Guerrero y también se les conoce como Distrito Mezcala (Figura 100). Los yacimientos se ubican en las zonas de contacto de cuerpos intrusivos laramídicos con rocas carbonatadas de la plataforma Morelos (Fries, 1960).

1.2.1. El Distrito Mezcala, Guerrero

El distrito se localiza a menos de 20 km al suroeste de Mezcala, Gro. Cubre un área de 50 km² y comprende los yacimientos de Bermejál (plenamente evaluado) y Nukay (actualmente en operación). Bermejál es un solo depósito pero Nukay comprende varios cuerpos llamados: Nukay, La Agüita, Los Filos (36 Mt con 1.37 g/t Au) y La Subida (Jones y Jackson, 2001). En el Distrito hay reservas superiores a 80 Mt de mineral con leyes de 1.1 a 2.56 gr/t Au, lo cual suma más de 6 millones de onzas de Au.

1.2.1.1. Geología y yacimientos minerales

La geología del Distrito está dominada por más de 2000 m de espesor de las Formaciones Morelos, Cuautla y Mezcala (Fries, 1960), consistentes en rocas carbonatadas y pelíticas de plataforma. Dichas formaciones son intrusionadas por cuerpos granitoides de edad laramídica. La composición de las intrusiones va de tonalitas a granodioritas, las cuales son facies someras de otros cuerpos batolíticos granitoides. Tanto Nukay como Bermejál se ubican alrededor de zonas de contacto entre los cuerpos intrusivos con las calizas de la Formación Morelos. En ambos casos hay desarrollo de endoskarns y exoskarns los cuales dibujan aureolas dentro y alrededor de las intrusiones. En Bermejál el exoskarn es muy limitado en tamaño en relación con el endoskarn. El skarn progrado contiene grosularita - andradita, diopsida - hedenbergita, en tanto que el retrógrado se compone de clorita, epidota, serpentina, flogopita, talco y sericita (de la Garza et al., 1996). La zona mineralizada tiene un espesor promedio de 80 m, alrededor de la intrusión de 600 m de diámetro. La mineralización es de oro microscópico relacionado con hematita y proporciones menores de sulfuros de Fe, Cu, As, Bi y Mo. El oro se presenta más importante en la etapa retrógrada (de la Garza et al., 1996), de manera similar a lo que ocurre en skarns de oro oxidados (Meinert, 1998). Es probable que la alteración potásica descrita en Bermejál asociada a vetillas tardías, tenga relación con el feldespató potásico parecido a adularia como la que se reporta en otros skarns del mismo tipo (Meinert, 1998). En Nukay, el endoskarn en su estadio progrado se compone de piroxeno, granate, ortoclasa, cuarzo y escapolita, y el exoskarn de piroxeno, magnetita, granate y calcita (Levresse et al., 2003; González-Partida et al., 2003); mientras que en la etapa retrógrada se compone de tremolita, actinolita, clorita, epidota, cuarzo y sericita.

En relación con las condiciones de formación de los depósitos, los estudios de inclusiones fluidas efectuados en Nukay, indican dos tipos de fluidos que circularon durante el proceso de skarn: unos tempranos muy calientes e hipersalinos, con temperaturas de 480 a 675°C y 63 % de NaCl+KCl; y otros tardíos con temperaturas de 100 a 127°C y 0.25 % NaCl eq (Jones y González-Partida, 2001; González-Partida et al., 2003). La presión calculada ha sido del orden de 0.6 kb (Levresse et al., 2003). En este caso también el depósito del Au se vincula al fluido tardío de baja temperatura y baja salinidad. El transporte del metal podría ser en forma de complejos de cloro y la precipitación por ebullición y/o dilución con agua

meteórica, como fue sugerido por González-Partida et al (2004) para el prospecto La Joya en el mismo Distrito de Mezcala.

1.2.1.2. Rocas intrusivas asociadas y edades

Según el comportamiento de los elementos mayores y trazas de las rocas intrusivas de la región, éstas se han referido a una serie calcoalcalina de arco volcánico, en un contexto de subducción durante el período laramídico (Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1999; Meza-Figueroa et al., 2003). Sin embargo, estudios detallados recientes sobre las rocas intrusivas de Mezcala han permitido demostrar que se trata de rocas adakíticas, relacionadas a un ambiente post-orogénico del Paleoceno (González-Partida et al 2003, Levresse et al., 2004). La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las mismas fue reportada en 63.3 a 64.7 por Jones y Jackson (2001), otras edades reportadas por el mismo método arrojan 62.2 a 66.2 (Meza-Figueroa et al., 2003), la mineralización se vincula específicamente al evento magmático adakítico de 63 ± 2 Ma (Levresse et al., 2004).

1.3. Skarns de Zn-Cu-Pb

Estos skarns constituyen muchos de los yacimientos mexicanos de clase mundial. La idea de su importancia económica se deduce a partir del tamaño y las leyes, puesto que un skarn económicamente interesante en general debe tener más de 1 Mt y leyes superiores a 2 % de Cu o 10 % de Pb + Zn + Cu. En este sentido, más de 10 skarns en México sobrepasan los 10 Mt entre producción y reservas, lo cual evidencia su importancia. Los depósitos enlistados en la Tabla XVIII son los más reputados, entre todos ellos suman más de 200 Mt de mineral contando producción y reservas. Los skarns típicos de metales base se caracterizan por una relación de $\text{Zn} > \text{Pb} > \text{Cu}$, con valores combinados de $\text{Zn} + \text{Pb} + \text{Cu} > 10\%$. Entre los skarns más típicos se pueden mencionar los de Charcas, S.L.P.; San Martín, Zac.; y Bismark, Chih.

1.3.1. Charcas, San Luis Potosí.

El Distrito de Charcas se ubica a 110 km al NW de San Luis Potosí, fue descubierto desde 1572 por los españoles. Existe mineralización en vetas y en cuerpos de skarn, de la cual se han extraído más de 30 Mt de mena. En 2003 las reservas totales eran de 17.1 Mt de mineral con 96 g/t Ag, 0.63 % Pb, 0.28 % Cu y 5.57 % Zn.

1.3.1.1. Geología y yacimientos minerales

Las rocas encajonantes de la mineralización son calizas de la Formación Zuloaga del Jurásico y de la Formación Cuesta del Cura del Cretácico inferior, las cuales son intrusionadas por un cuerpo de granodiorita hipabisal, reportado en la geología tradicional del distrito como stock de dacita. La zona de contacto entre la intrusión y las calizas se desarrolla sobre una longitud de 4 km y puede afectar hasta 1 km de ancho sobre el contacto. Los cuerpos de mineralización en skarn importantes se conocen como el Rey, Trinidad y Aurora, llegan a tener hasta 100 m de ancho y se relacionan espacialmente a los lados de vetas como la Santa Isabel y la Reyna, que llegan a tener hasta 2 km de longitud. A profundidad los cuerpos de veta y de skarn se convierten en uno solo. La mineralización de reemplazamiento está controlada por los contactos intrusivos, zonas de fallas y estratificación de las calizas. La facies de skarn progrado se compone de granate, piroxeno, wollastonita, cuarzo y calcita y la facies de skarn retrógrado de epidota, datolita, danburita y calcita. La mineralización ocurre como mena masiva que comprende esfalerita café oscura, pirita, galena, calcopirita, tetraedrita y algunas sulfosales de plata; también ocurre en una característica “textura de cebra”, con minerales oscuros de mena intercalados con calcita recristalizada y cuarzo. El Distrito también es célebre por algunos minerales de colección como danburita y datolita. Los datos de inclusiones fluidas obtenidos por González-Partida (1992) dan temperaturas de homogeneización (T_h) en los granates del skarn del cuerpo El Rey inferiores a 450°C y una salinidad inferior a 19 % NaCl eq., otras temperaturas reportadas dan 305 a 344°C y salinidades de 10.5 a 19.5 NaCl eq; por otro lado, en las partes más profundas de la mina Aurora, el mismo autor obtuvo temperaturas de 405 a 415°C y de 7.8 a 11.7 % NaCl eq. En esfalerita se reportaron otras medidas de inclusiones fluidas (T_h), las cuales dan de 220 a 356°C y salinidades de 9 a 25 % NaCl eq. (Matthias, 2003). Los fluidos vinculados a la mineralización se relacionan al stock de

granodiorita El Temeroso, el cual ha sido fechado en 46.6 Ma (González-Partida, 1993), aunque los geólogos de la mina reportan una edad para la misma intrusión de 33 Ma.

1.3.2. Distrito San Martín - Sabinas, Zacatecas

Los yacimientos del Distrito de San Martín-Sabinas se ubican a 100 km al SE de la ciudad de Durango y fueron descubiertos desde mediados del siglo 16. Entre ambas minas cuentan recursos entre producción y reservas por más de 30 Mt con leyes de 150 a 164 g/t Ag, 0.3 a 1 % Cu, 0.5 a 2.9 % Pb, 3.2 a 5 % Zn. Megaw (1999) habla del mayor sistema de skarn conocido en México con recursos cercanos a 100 Mt y leyes de 120 g/t Ag, 1 % Pb, 0.4 % Pb y 5 % Zn.

1.3.2.1. Geología y yacimientos minerales

Los depósitos se encuentran en una zona de contacto entre una intrusión de monzonita de cuarzo con la Formación Cuesta del Cura del Cretácico inferior, la cual tiene 770 m de espesor y se compone de calizas con capas delgadas de lutitas y cherts. Esta formación es intrusionada por el stock del Cerro de la Gloria orientado N-S y expuesto en superficie sobre 5 km². Los depósitos fueron estudiados por Aranda-Gómez (1978) quien definió 4 zonas mineralógicas desde la intrusión hacia fuera: a) una de cuarzo sacaroide, b) una de piroxeno y granate, c) otra de tremolita y granate y d) una exterior de tremolita y calcita. La facies del skarn progrado está representada por un granate de birrefringencia anómala con una composición que va de Gr_{0.75}Ad_{100.25} y por un piroxeno hedenbergítico con una composición promedio de Hd₉₁Di₀₇Jo₀₂ (Rubin y Kyle, 1988), mientras que en el skarn retrógrado se reportan wollastonita, vesubianita, epidota, clorita, fluorita, calcita y cuarzo. Existe una zonificación metálica con Cu más cercano a la intrusión y Zn más lejos. La mineralización se presenta en skarns, chimeneas de sulfuros y vetas. La mineralización en skarn se relaciona con vetas como Ibarra y Ramal de Ibarra. Uno de los cuerpos mineralizados principales tiene, en el nivel 8 de San Martín, una forma irregular alargada en planta con 300 m de largo por 200 m de ancho y un desarrollo vertical superior a 400 m (Aranda-Gómez, 1978). La mineralogía es sumamente variada, tan sólo en los skarns existe presencia de calcopirita, esfalerita, galena, pirita, pirrotita, arsenopirita, molibdenita,

tetraedrita-tenantita, sulfosales de plata y vetillas tardías de plata nativa. En las vetas hay sulfosales de plata. Toda la mineralización se lleva a cabo en diferentes etapas (probablemente tres), de las cuales la primera es más rica en cobre y la última más rica en plata. Las medidas de inclusiones fluidas en granate reportadas por Rubin y Kyle (1988) están en el rango de 500 a 550°C y composiciones cercanas a 60 % de NaCl + KCl, los mismos autores consigna que el depósito de sulfuros inició a temperaturas máximas de 425°C.

1.3.2.2. Rocas intrusivas y edades

Estudios recientes muestran que la intrusión del distrito de San Martín – Sabinas es múltiple y en ella se han distinguido 9 facies petrográficas que varían de diorita a granito (Megaw, 1999). Hay además presencia de numerosos diques de composición ácida. Una fecha de K-Ar reportada por Damon et al (1983) en el Cerro de la Gloria sobre una monzonita de cuarzo arrojó una edad de 46.2 Ma.

1.3.3. Bismark, Chihuahua.

El yacimiento de Bismark se ubica a 320 km al noroeste de Chihuahua. Fue evaluado durante los años ochenta y se explota desde 1992. Las reservas con las que inició la explotación fueron de 8.5 Mt con leyes de 55 gr/t Ag, 8.5 % Zn, 0.5 % Cu y 0.6 % Pb (Coremi, 1994).

1.3.3.1. Geología y yacimientos minerales

La geología del área es relativamente simple y se restringe a una zona de contacto entre calizas equivalentes a la Formación Aurora y la llamada Monzonita Bismark del Terciario inferior. Las primeras son calizas fosilíferas masivas y de estratificación media a gruesa las cuales fueron transformadas a skarn a lo largo de la Falla Bismark, que pone en contacto las calizas y las rocas intrusivas y es contemporánea con la mineralización. El yacimiento mineral tiene unos 700 m de largo, un promedio de 9 m de ancho y se extiende a profundidad, en dirección del echado, unos 500 m. La mineralización se encuentra como sulfuros masivos o en vetillas, dentro de un exoskarn progrado que consta de andradita

verde con diopsida, la cual pasa a andradita roja-café con hedenbergita verde y menores proporciones de vesuvianita, calcita, fluorita y cuarzo. Todos los sulfuros son levemente posteriores al skarn y se componen de esfalerita, galena, pirita y pirrotita. Algunos datos de inclusiones fluidas han sido reportados por Baker y Lang (2003), mostrando diferentes etapas de fluidos, desde inclusiones primarias en cuarzo contemporáneo con la mineralización que tienen T_h de 351 a 438°C y NaCl eq. entre 8.4 y 10.9 %, hasta inclusiones en fluorita con T_h de 104 a 336°C y 2.7 a 11.8 % NaCl eq. Datos isotópicos de O y C en granates, cuarzo y calcita de diferentes etapas son interpretados como compatibles con dos tipos de fluidos, uno magmático inicial y otro tardío en equilibrio con las calizas encajonantes (Baker y Lang, 2003).

1.3.3.2. Rocas intrusivas y edades

El stock de Bismark es un cuerpo de 2.5 km de diámetro, es hipabisal de intrusión múltiple con al menos 3 facies petrográficas de composición granitoide (monzonita de cuarzo), incluyendo un pórfido con “ojos” de cuarzo (Starr, 2003). El complejo intrusivo presenta una alteración potásica, con sobreposición de caolinita y de cuarzo-sericita en vetillas. Para estas rocas hay una edad K-Ar de 45.2 Ma (Williams et al., 2001).

1.4. Skarns de Fe

Numerosos yacimientos de Fe en los estados de Colima y Michoacán han sido clasificados de tipo skarn (Zürcher et al., 2001), sin embargo, en el caso de algunos de estos yacimientos el origen ha sido muy discutido por otros autores (Tritlla et al., 2003; Corona-Esquivel et al., 2003), los cuales proponen que yacimientos como Peña Colorada, El Encino y Aquila pueden corresponder al tipo IOCG. Uno de los que pudieran considerarse como típico de skarn es el que se describe a continuación.

1.4.1. Cerro Náhuatl, Colima

El yacimiento de Cerro Náhuatl se ubica a 20 km al SW de la ciudad de Colima. Se le conoce desde mediados del siglo veinte habiéndose sido evaluado en diferentes épocas (Nielson, 1959; Arriaga, 1962; Las Encinas, 1986), se explota desde 1990. Las reservas

calculadas en 1986 fueron de 22.7 Mt con 33.3 % Fe, 1.9 % S y 0.05 % P (Las Encinas, 1986).

1.4.1.1. Geología y yacimientos minerales

El yacimiento se localiza en el contacto de un cuerpo intrusivo con calizas de la Formación Morelos del Cretácico inferior, a lo largo de una estructura homoclinal orientada NW-SE e inclinada de 20-30° al SW. Las rocas sedimentarias tienen un espesor mínimo de 350 m. La roca intrusiva es un cuerpo de 4.5 km de largo por 2 km de ancho, presenta variaciones de diorita de cuarzo a granodiorita y, por su cercanía con el Batolito de Manzanillo debe tener una edad entre 63 y 70 Ma (Schaaf et al., 1995). La zona de interés corresponde a un skarn (Nielson, 1959) que se orienta en dirección N60W con echados variables al SW. Existe una zonificación mineralógica desde la intrusión hacia la roca encajonante (Arriaga, 1962), que se manifiesta como: un skarn de escapolita y calcita (5 a 20 m), un skarn de granate y piroxeno (2 a 12 m), que pasa a mármoles y calizas recristalizadas. El granate es andradítico y el piroxeno es de la serie diopsida – hedenbergita. Otros minerales presentes son epidota y actinolita. La mineralización de hierro se relaciona a los skarns. El depósito mineral está formado por al menos dos cuerpos llamados Principal y Poniente, los cuales se orientan al noroeste y tienen dimensiones de 400 y 240 m de largo por 70 y 80 m de ancho, respectivamente. A profundidad ambos cuerpos se hacen uno solo. La composición mineralógica de la mena es de magnetita y hematita, con menores proporciones de pirita. En las zonas mejor mineralizadas con Fe la magnetita es el mineral más abundante entre 20 y 100 %. Por las descripciones existentes de vetillas que atraviesan y texturas de magnetita en atolón sobre granates (Arriaga, 1962), se entiende que la mineralogía metálica es claramente tardía sobre el skarn, indicando una formación durante una etapa de skarn retrógrado.

2. Comparación de la Esperanza con otros skarns

Los skarns de la Esperanza presentan algunas características similares a los modelos generales de skarn y a muchos skarns mexicanos. Una similitud es la presencia de skarn progrado y retrógrado, sin embargo la fase retrógrada es relativamente discreta y más diferenciable en la zona de intrusión, entre el endoskarn y la intrusión fresca. La

mineralización de interés se relaciona a una etapa tardía del skarn retrógrado, si se toma en cuenta que al parecer, hay una preferencia por estructuras orientadas que cortan netamente al skarn progrado. En relación a las temperaturas, éstas son similares a los datos generales para el skarn progrado, pero son más bajas que las clásicas para el skarn retrógrado, francamente epitermales. Hay temperaturas relativamente similares a las que se han medido para las etapas minerales de Charcas y de Nukay (González-Partida 2003b). La composición de los fluidos en La Esperanza revela la existencia de fluidos sobresaturados coexistiendo con otros subsaturados, lo que se interpreta como resultado de ebullición, a causa de un probable rompimiento de presión y de mezcla con aguas meteóricas; esto también se observa en otros skarns en general y en México.

Por las características de presencia de granate de tendencia andradítica, piroxeno diopsídico y la relación de granate más abundante que el piroxeno, los skarns de La Esperanza se pueden considerar oxidados, lo cual se confirma por el incremento en Fe^{3+} en la composición de los granates durante la formación del skarn progrado. La composición general de los granates (Figura 101) no difiere mucho de los pertenecientes a los skarns de Cu y Au) (Meinert, 1989). Tampoco es muy diferente de los granates analizados en diferentes skarns de W en Sonora (Richard, 1991) como se observa en la Figura 102. En la misma figura se aprecian campos diferentes de composición para un mismo yacimiento lo cual se refiere con seguridad a una composición zonal de los mismos, tal y como lo constatamos en La Esperanza. En relación a los granates de los skarns de Cananea (Figura 103), el campo de los mismos es globalmente más andradítico (Meinert, 1982). Los piroxenos de los skarns de Cu pertenecen más a la mitad diopsídica (Figura 101) de la serie diopsida-hedenbergita (Meinert, 1989), lo cual, salvo una excepción, se parece bastante a los piroxenos de los skarns de W de Sonora (Figura 102). Los piroxenos de los skarns de Cananea tienen una composición de $\text{Hd} < 20$ (Figura 103), en el caso de los piroxenos de la Esperanza, la composición es francamente diopsídica con $\text{Hd} < 10$. Algo que se puede deducir de las composiciones generales de granates y piroxenos es que sólo parecen servir para una discriminación muy general de los skarns, principalmente aquellos que tienen Zn-Pb (Nakano, 1998).

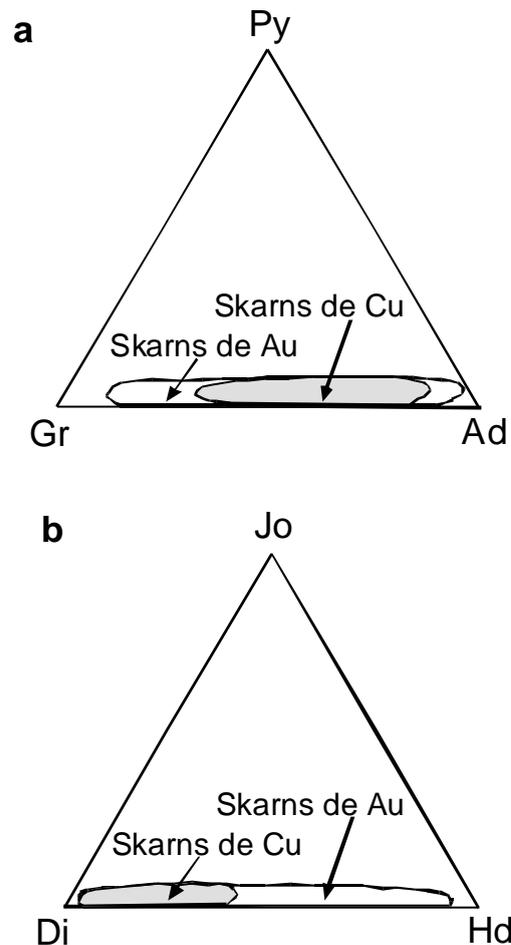


Figura 101. Composición de granates (a) y piroxenos (b) de algunos skarns según Meinert (1989), modificado. Punteado: skarns típicos de Cu. Blanco: skarns de Au.

Los skarns han sido clasificados por su elemento económico preponderante, de tal forma que se habla de skarns de Au, Fe, Cu, Zn-Pb, Mo, Sn y W (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1992). Una posible pregunta es a que tipo de skarns se relacionan los depósitos de La Esperanza, tomando en cuenta sobre todo, el interés particular en su estudio debido a la concentración de elementos como Ni y Co, en proporciones que pueden ser económicas (0.1 – 0.3 %). De los skarns conocidos sólo en los de Fe se reportan en ocasiones proporciones apreciables de Co expresado como cobaltita y, en ocasiones, con cantidades anómalas de Ni. Los skarns de Fe sin embargo se relacionan a series de arco insular y las rocas intrusivas asociadas son dioríticas a tonalíticas (Meinert, 1995) lo cual contrasta con el ambiente tectónico de cordillera y rocas intrusivas de monzonitas de cuarzo. Los skarns

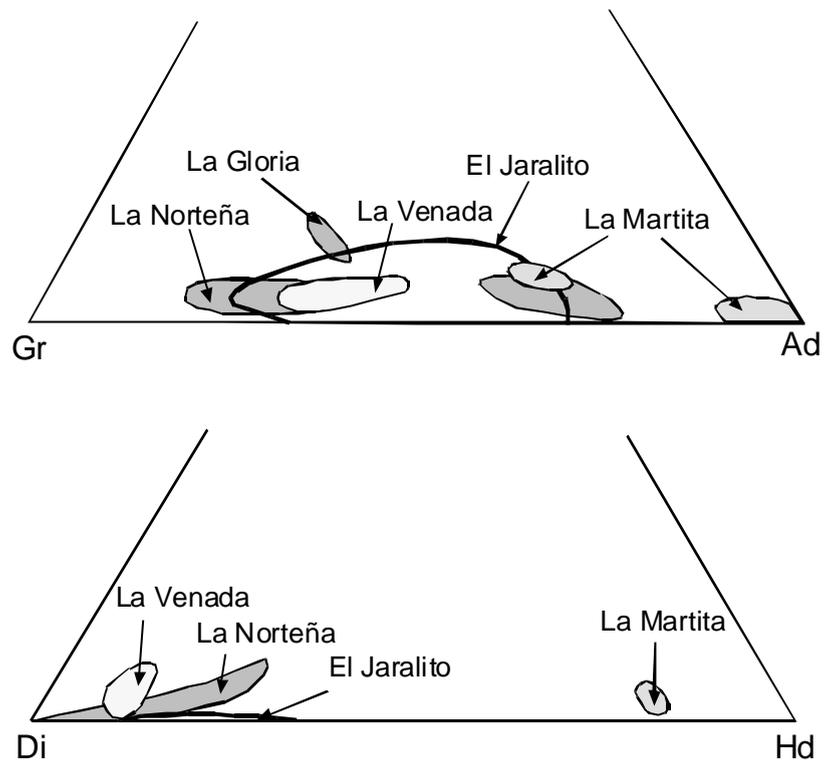


Figura 102. Composiciones de granates (a) y piroxenos (b) en algunos skarns de W de Sonora. Datos de Dunn (1980), Peabody (1979) y Richard (1991).

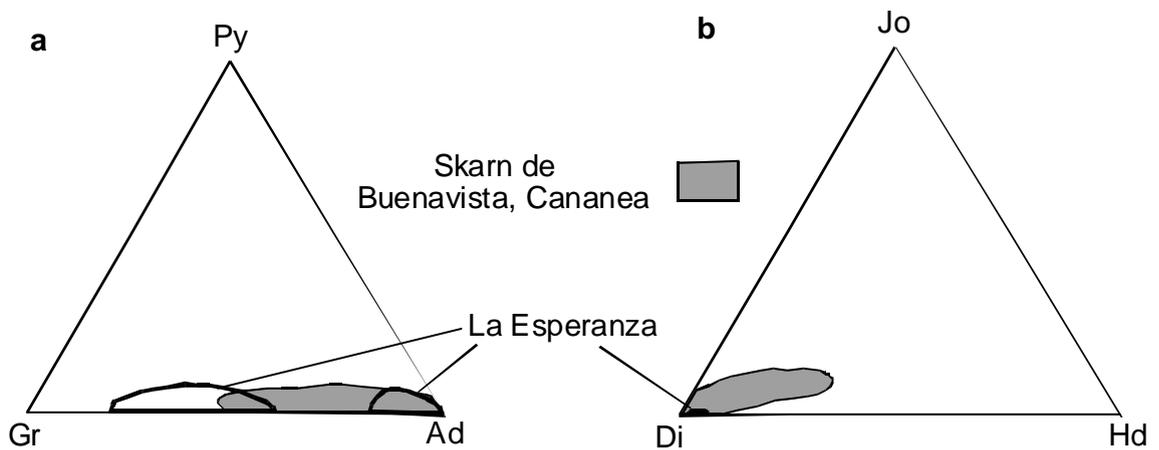


Figura 103. Composición de granates (a) y piroxenos (b) del skarn de Cananea (Buena Vista), Sonora, según Meinert (1982), modificado (achurado). Para comparación se ubican los campos de la Esperanza.

de Au se caracterizan por una paragénesis metálica muy constante en Au-Bi-As (Meinert, 1989, 1998) elementos que no están presentes en La Esperanza. Los skarns de W y Sn se vinculan a rocas graníticas de tipo plutónico muy evolucionadas con valores de SiO_2 superiores a 73 %. El pórfido de monzonita de cuarzo de la Esperanza tiene valores de SiO_2 entre 62 y 66 % lo cual lo hace parecido a las intrusiones relacionadas con skarns de Mo; sin embargo, difiere con las mismas en una suma de Na_2O y K_2O superior a 8, lo cual ubica al pórfido francamente muy cerca del campo alcalino (Figura 15). Algo que distingue a este cuerpo porfídico es su característica textural de la matriz que lo vincula a un cuerpo francamente hipovolcánico, por lo que el nivel de emplazamiento debió ser a niveles más elevados que los sistemas de pórfido cuprífero; en este sentido el PSL es original en su relación a skarns y estos mismos, por su nivel de formación parecen ser un nivel muy cercano a la superficie (Figura 104).

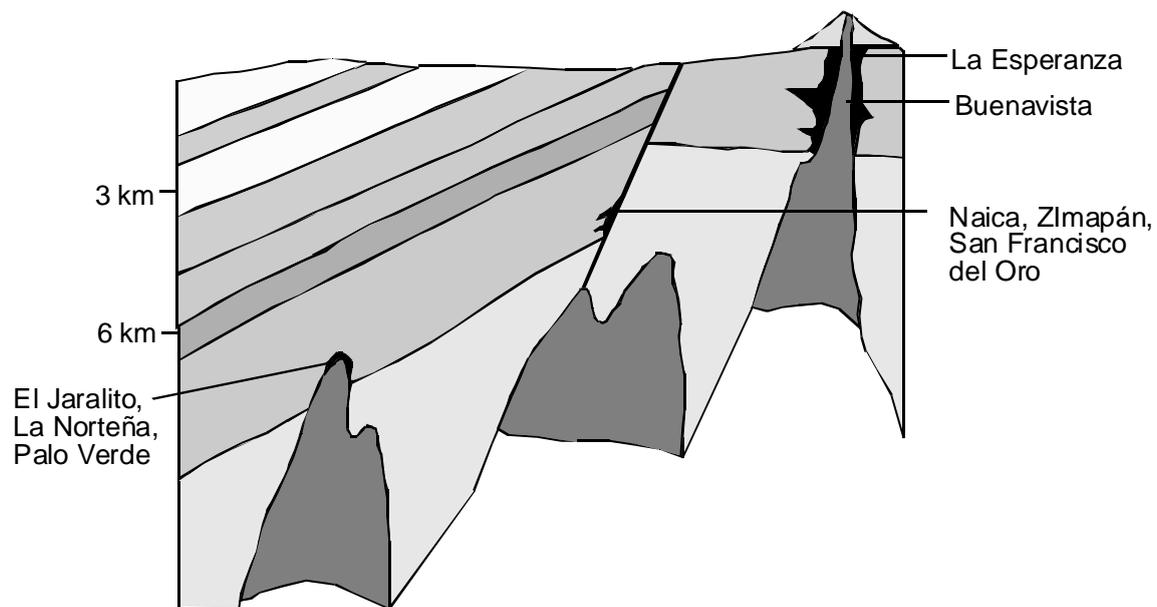


Figura 104. Modelo de yacimientos de skarn según Meinert (1988), indicando la posición y la profundidad de formación de algunos depósitos mexicanos.

Algo que es definitivamente muy diferente es la edad de los skarns de la Esperanza. Tanto el BMNB como el PSL ligado a los skarns se sitúan hacia los 90 Ma. La mayor parte de las

intrusiones asociadas a los skarns mexicanos de Pb-Zn de clase mundial van de 30 a 46 Ma (Tabla XVIII), mientras que los skarns de Cananea se vinculan a intrusiones de 57.4 a 57.9 Ma. El magmatismo hacia los 90 Ma en Sonora central tendría además una firma claramente de carácter adakítico.

Resumiendo, de una manera general, los skarns de La Esperanza se parecen a los skarns de Cu y, en particular hay ciertas similitudes con los depósitos de Cananea, aunque difieren en el carácter más limitado del retromorfismo en la Esperanza, en los niveles de emplazamiento del pórfido asociado y en las edades. Algo importante que vale la pena señalar es que en Cananea, más que una relación del mineral con zonas de granate andradítico, hay una relación con el grado de destrucción del skarn por retromorfismo (Meinert, 1982). Una hipótesis se puede plantear sobre la diferencia de dimensiones entre Cananea y la Esperanza relacionándolo con el discreto retromorfismo en la Esperanza, y la mineralización más en estructuras de las etapas finales del skarn retrógrado, mientras que en Cananea la destrucción del skarn progrado por el retrógrado es sumamente intensa.

El caso de la mineralización en Todos Santos es un poco particular, ya que no se conoce la existencia de fluidos acuo-carbonosos en yacimientos de skarn. El yacimiento en sí es un depósito de reemplazamiento pero que no llegó a la formación de minerales de skarn. Los datos isotópicos han permitido calcular que el agua formadora de los depósitos tuvo un origen magmático, por lo que no se puede dar otro origen a los fluidos con CO₂. Esto hace de estos depósitos algo sumamente original en México.

3. La Esperanza en el marco de los yacimientos de Ni y Co en el mundo y en México

3.1. Los yacimientos de Ni-Co en el mundo

Una revisión a detalle de estos yacimientos se puede ver en el Apéndice 1. A continuación se hace un resumen del mismo, con el objeto de comparar y tener idea de la potencialidad de los depósitos que nos ocupan.

El contenido geoquímico normal en la corteza (Clark) para Ni y Co varía según diversos autores (Tabla XIX), está entre 55 y 75 ppm para el Ni y de 22 a 24 ppm para el Co.

Mientras tanto, el contenido de los mismos elementos en granitos es de 0.8 a 15 ppm para Ni y de 1 a 3 ppm para Co (Tabla XIX). La tasa de concentración de estos elementos en los yacimientos minerales es enorme, el Ni va de 2.6×10^5 en depósitos grandes, a 2.2×10^8 en depósitos supergigantes, mientras que el Co va de 9.6×10^5 en depósitos grandes a 10.6×10^7 en depósitos supergigantes (Laznicka, 1999). En las rocas ultramáficas ambos elementos se concentran en las redes cristalinas de minerales ferromagnesianos como los olivinos. Sin embargo, el carácter calcófilo permite su presencia en forma de sulfuros en muchos yacimientos minerales. De los sulfuros el más común para el Ni es la pentlandita $(\text{Ni,Fe})_9\text{S}_8$, que contiene 34 % de Ni, mientras que para el Co es la carrolita (Co_2CuS) y la pirita cobaltífera. Otros sulfuros muy comunes que acompañan a los sulfuros de Ni y Co son la pirrotita, calcopirita y cubanita.

En relación a los aspectos económicos, muchas minas que se explotan por Ni, aún cuando pudieran ser económicas sólo por este metal, se acompañan de cobre como elemento principal, recuperándose el Co como subproducto. Por otra parte, se puede decir que no existen en sí minas que se pudieran llamar “de cobalto”, los depósitos más reputados como de Co son los del cinturón centroafricano, aunque también hay cobre como elemento principal. De los 130 millones de toneladas de Ni que existen como recursos en tierra, el 60 % se encuentran en lateritas (Gleason et al., 2003), pero aportan sólo el 40 % de la producción mundial. Los yacimientos de afinidad magmática contribuyen con el 60 % de la producción total de Ni. En el caso del Co, el cinturón centroafricano ha producido la mayor parte del Co utilizado y alberga las mayores reservas mundiales de este metal (Laznicka, 1999).

3.1.1. Los principales yacimientos con Ni en el mundo

El 40 % de la producción anual de Ni proviene de lateritas (Gleason et al., 2003), las cuales se ubican en zonas de climas tropicales. Los mayores productores son Nueva Caledonia, Cuba, Filipinas, Indonesia, Colombia y Australia. Los yacimientos resultan de la acción del intemperismo sobre rocas ultramáficas que contienen silicatos con Ni. Las rocas madres son harzburgitas (peridotitas ricas en ortopiroxeno). La mineralización se concentra en el llamado horizonte saprolítico, con concentraciones del orden de 5.3 % de NiO. El mineral que se explota se conoce genéricamente como garnierita (en realidad un grupo de minerales

silicatados de color verde). Los depósitos son cuerpos de 1 a 5 millones de toneladas con 1-2.5 % de Ni.

Los yacimientos vinculados a magmatismo son los que aportan la mayor producción de Ni en el mundo y se calcula que contienen cerca del 40 % de las reservas mundiales. Naldrett (1989) clasifica estos depósitos según su ambiente petrotectónico, entre los más importantes, aquellos depósitos sinvolcánicos (en general del Arcaico) con rocas komatiíticas o toleíticas; otros relacionados a complejos en zonas de rift, u otros en áreas cratónicas: a veces relacionados con pilas de rocas basálticas y sus correspondientes intrusiones o bien con grandes complejos ígneos estratiformes.

A continuación se hace una revisión sobre los ejemplos más importantes y típicos de estos elementos según las rocas asociadas.

3.1.1.1. Sulfuros magmáticos de Cu-Ni asociados con series komatiíticas

Los yacimientos asociados a rocas komatiíticas constituyen los ejemplos más importantes de mineralización magmática en rocas volcánicas. Contienen el 25 % del total de recursos de Ni con leyes mínimas iguales o superiores a 0.8 % de Ni y cantidades accesorias de Cu y de minerales del grupo del platino (Leshner, 1989). Entre los ejemplos más típicos de estos yacimientos están los de Kambalda, Mt Keith y Leinster (Australia Occidental) y Raglan (Québec, Canadá).

3.1.1.2. Sulfuros magmáticos de Cu-Ni en intrusiones ultramáficas complejas

Se constituyen en los mayores productores de níquel del mundo. Contienen además pequeñas cantidades de Au y elementos del grupo del platino (PGE). Se asocian a rocas ultramáficas y son considerados típicamente como producto de segregación magmática. Se les ubica sobre todo en rocas del Precámbrico y eventualmente en rocas del Pérmico-Triásico. Entre los depósitos más importantes se encuentran: Sudbury (Ontario, Canadá), Noril'sk-Talnakh (Siberia, Rusia), Jinchuan (Gansu, China), Voisey's Bay (Labrador, Canadá) y el Duluth Complex (Minnesota, EUA).

3.1.1.3. Concentraciones sinsedimentarias en series de lutitas negras con o sin volcanismo asociado

Dentro de este grupo ubicamos numerosos yacimientos importantes que se caracterizan por una asociación constante con series de rocas pelíticas carbonosas, que pueden o no tener volcanismo asociado, cuando hay manifestaciones de éste, los depósitos casi siempre son distales a la fuente. Contiene Ni, Cu, Zn, Co, y Mo. Algunos de estos depósitos son: Thompson (Manitoba, Canada), Talvivaara y Outokumpu (Finlandia), en el macizo Bohemiano (República Checa) y algunas concentraciones en China.

3.1.1.4. Vetas hidrotermales con paragénesis metálicas complejas (5 elementos)

Son yacimientos netamente hidrotermales con presencia de minerales de Ni y Co y han sido identificados en Canada, Alemania, Noruega, Marruecos y México (Andrews, 1986). Se denominan así porque contienen la paragénesis Ag, Ni, Co, As, (Bi, U). Son vetas de diferentes edades que se forman en fallas de alto ángulo a niveles elevados de la corteza.

3.1.2. Los principales yacimientos con Co en el mundo

En muchos yacimientos que contienen Cu y Ni se obtiene Co como un subproducto. Los únicos yacimientos en el mundo que pudieran explotarse sólo por sus contenidos de Co, a pesar de contener Cu como elemento principal son los del cinturón centroafricano (CCA), mismo que ha producido 1.04×10^7 toneladas de Co metálico y 1.25×10^8 toneladas de Cu metálico (relación + 1/10), contiene además en reservas 1.04×10^7 toneladas de Co metálico (Laznicka, 1999).

3.1.2.1. Concentraciones sinsedimentarias en series de lutitas negras con o sin volcanismo asociado

El ejemplo más típico de estas concentraciones es el CCA. Estos yacimientos se ubican principalmente en los países de Zambia y Congo (ex-Zaire). Constituyen un cinturón de 800 km de largo sobre 50-60 km de ancho. Hasta 1975 el CCA había producido el 20 % de la producción mundial y albergaba el 15 % de las reservas mundiales. Tan sólo en Jenke-Fungurume (Shaba), provincia del Congo (ex-Zaire), había 47 Mt de mineral con 5.6 % de

Cu y >0.46 % de Co. Los depósitos corresponden a estratos de lutitas negras, dolomías y areniscas del Proterozoico superior.

Otro ejemplo importante lo constituyen los yacimientos de Lubin en Polonia (Oszcepalski, 1999). Los recursos de estos yacimientos son del orden de 315.8 Mt con 2.2 % de Cu y 60 gr Ag/t. No obstante, se considera que las reservas en el 2000 eran de 151000 ton metal de Co (clase mundial según el tamaño), lo cual permite calcular una ley general en mineral de mena de alrededor de 0.5 % Co. Las rocas asociadas son el mismo horizonte estratigráfico de lutitas negras del Kupferschiefer del Pérmico.

3.1.3. Manifestaciones con Ni y/o Co relacionados con magmatismo ácido

Los ejemplos son muy escasos, las pocas referencias se relacionan con concentraciones en skarn.

3.1.3.1. Yacimientos en skarn

En la revisión de skarns hecha por Ray y Dawson (1998) se reporta la presencia de cobaltita (CoAsS) en skarns de Fe, Cu, Au y Mo. Sólo en el caso de skarns de oro se menciona la presencia de Ni y Co como parte de la firma geoquímica de estos yacimientos, incluyendo además: Au, As, Bi, Te, Cu y Zn. Por otra parte en las revisiones de skarn de Meinert (1998), no aparecen skarns que hayan sido minados por Ni o Co. Sin embargo, sí menciona que en Fortitude (Nevada) el Co y Ni son anómalos, en Crown Jewel (Washington) hay presencia de cobaltita y en Junction Reefs (Australia) el Co se encuentra junto con otros elementos anómalos.

Los yacimientos de Novelty y Giant del campo de Coxey (Columbia Británica) son skarns inusuales de Mo, localmente enriquecidos en Au, As, Co, Ni y U (Ray et al., 1995). En ellos se han detectado zonas que llegan a tener: Au (47 gr/t), Ni (1.4 %), As (30.5 %) y Co (4.84 %). El área mineralizada también se le conoce como Rossland Camp y los skarns se desarrollan dentro de la Formación Elisa del Rossland Group perteneciente al Jurásico inferior a medio (?).

3.2. Comparación con otros depósitos y manifestaciones minerales en México que contienen Ni y/o Co

3.2.1. Depósitos y manifestaciones minerales conocidos en México

Probablemente la referencia más antigua en relación a minerales de Ni en México data de González Reina (1956), en rocas ultrabásicas de Sinaloa y Chihuahua. Después del análisis de una base de datos mineralógica (Panczer, 1987) hemos podido identificar sólo 13 localidades en México conteniendo minerales de Ni o Co. Las localidades se reportan en la Tabla XIX. De ellas, una sola reporta un mineral de Ni, 5 reportan sólo minerales de Co y el resto contienen minerales con ambos elementos. En 3 de los yacimientos sólo se identifican minerales oxidados, y en el resto hay también sulfuros. Hay dos casos en los que hay sulfosales de plata y plata nativa primaria (Batopilas y Aventurera, Chih.) considerados como el elemento económico principal, en tres el Co ha sido considerado como elemento interesante en la evaluación económica de los depósitos (El Boleo, Sara Alicia y La Esperanza) y, en uno de ellos, el Ni se considera económicamente tan importante como el Co (La Esperanza). La variedad mineralógica más interesante se encuentra en la mina La Gloria, Badiraguato, Sinaloa, en la cual se ha considerado también la búsqueda de minerales del PGE. No se tienen datos completos en relación a la geología para hablar de tipos de yacimientos, pero hay por lo menos dos skarns (Sara Alicia y La Esperanza), un depósito estratiforme de afinidad exhalativa sin-sedimentaria (El Boleo) y la mayor parte del resto son probablemente vetas hidrotermales (tipo 5 elementos). Las edades de los depósitos corresponde al principio del período laramídico para la Esperanza y del laramide clásico o del Terciario medio para los otros, salvo para El Boleo que se considera de unos 6 a 7 Ma, relacionado con la apertura del Golfo de California (Ochoa-Landín et al., 2000).

3.2.1.1. Alisitos

Dos localidades se ubican en Sinaloa y corresponden a la de Alisitos (Mina la Gloria) y Culiacán, ambas son concentraciones que implican la presencia de Ni. Otras tres localidades: El Porvenir, San Javier y El Fierro, han sido reportadas en Sinaloa como conteniendo Ni (Coremi, 1991), pero no hay mayor información. El depósito de Alisitos se ubica cerca de los límites geográficos que forman los estados de Sinaloa, Durango y Chihuahua. Las rocas encajonantes son calizas con metamorfismo de contacto, las cuales contienen fósiles que las ubican en el Cretácico inferior. Una roca ultrabásica está en contacto por falla con las anteriores. La roca se compone de plagioclasas y olivinos

serpentinizados y contiene diseminados pequeños granos de nicolita (Clark, 1973). Más de 8 minerales en forma de óxidos, sulfuros y arseniuros conteniendo Ni y Co han sido reportados por Panczer (1987), según se puede ver en la Tabla XIX. Muestras obtenidas en las obras mineras van de 0.3 a 0.9 % de Ni y menores concentraciones de Co y Cu (Clark, 1973).

3.2.1.2. Mina Culiacán

Se ubica a 27 km al noreste de Culiacán. Las rocas asociadas son unidades ultrabásicas que contienen plagioclasas y olivino, así como un pórfido de plagioclasa con piroxeno (Clark, 1973). Estas unidades son intrusionadas por un cuerpo intrusivo de granodiorita del Cretácico superior-Eoceno. Estructuras mineralizadas hasta de 1.5 m de espesor existen en las rocas ultrabásicas. Análisis químicos seleccionados dan valores de Ni superiores a 1 % y hasta 0.15 % de Sb, otros estudios de minerografía y rayos X indican presencia de nicolita (Clark, 1973). Esta mineralización no es reportada en la compilación de Panczer (1987).

3.2.1.3. El Boleo, B.C.S.

Por sus características geológico-económicas tan particulares, el yacimiento El Boleo es un yacimiento único en México (Wilson y Rocha, 1956; Echávarri y Pérez, 1975; Ochoa-Landín et al., 2000).

Este depósito se encuentra ubicado adyacente a la población de Santa Rosalía en Baja California Sur. A principios del siglo XX fue la segunda mina de cobre más importante de México, después de Cananea. De 1868a 1985 la producción total fue de: 14 millones de toneladas de mineral con 4.8 % Cu y proporciones menores de Co que nunca fueron recuperadas. Después de campañas de exploración en los años noventa, los recursos actuales son de 70 millones de toneladas de mineral en 3 mantos, con una ley de 1.5 % Cu, 0.1 % Co, 0.5 % Zn y 3.0 % Mn. Se habla también de recursos adicionales por 474 millones de toneladas con 0.7 % de Cu, 0.058 % de Co y 0.71 % de Zn.

Las rocas que hospedan la mineralización corresponden a La Formación Boleo, que se constituye de 500 metros de rocas marinas y continentales: una caliza basal, conglomerados, areniscas, tobas montmorilloníticas y yeso. Hay al menos 3 ciclos de

sedimentación con estratificación gradual invertida de la base hacia la cima. Cada uno de los ciclos termina con un conglomerado.

Se conocen al menos 5 mantos con mineralización de Cu-Co-Zn llamados 4, 3, (3-1), 2 y 1 desde la base hasta la cima. Los mantos en sí se componen de limolitas tobáceas de 1 a 2 m de espesor, cubierta por una delgada a gruesa (2-20 m) brecha de limolitas. La mineralización consiste de calcosita-digenita, covelita, calcopirita y pirita diseminada. Todos ellos son presentes como agregados formando texturas framboidales, diseminados, pero siguiendo horizontes estratigráficos. El manto inferior (No. 4) se acompaña por abundante manganeso que reemplaza un horizonte calcáreo, fosilífero y que contiene jaspes y sílice con manganeso.

El manto más importante es el número 3, el cual tiene una estructura de brecha sin-sedimentaria con fragmentos angulosos de tobas en una matriz de la misma composición. La mineralización se encuentra tanto en los fragmentos como en la matriz. Los mantos también contienen yeso y trazas de celestita.

La mineralización más rica en cobalto se relaciona espacialmente a estructuras de fallas sinsedimentarias y con movimientos posminerales como la falla San Antonio.

Los mantos presentan una débil inclinación general hacia el S45E.

Se han efectuado microanálisis de mineral de Co en sulfuros, que permiten calcular minerales de la siguiente composición: $S_{16.03}(Fe_{1.12}Co_{4.9}Cu_{5.95})_{11.97}$ y $S_{10.96}(Fe_{0.32}Co_{2.92}Cu_{1.76})_{5.04}$ o bien $S_{16.03}(Fe_{1.12}Co_{4.9})_{6.02}Cu_{5.95}$ y $S_{10.96}(Fe_{0.32}Co_{2.92})_{3.24}Cu_{1.76}$. Estas composiciones se aproximan a las del grupo de las linnaeitas (Pérez-Segura, 1995).

Las facies oxidadas de los mantos contienen abundantes óxidos de manganeso (criptomelano y pirolusita), óxidos de hierro (limonita, goethita y hematita), óxidos de cobre (malaquita y crisocola). En este yacimiento fueron descubiertas especies mineralógicas como la boleita y la cummengeita.

Los isótopos de S dan un $\delta^{34}S$ en sulfuros que va de -20.5 a -33.6 ‰ lo cual se correlaciona con azufre biogénico (Pérez-Segura, 1995), pudiéndose decir que las texturas framboidales son producto de actividad bacteriana (Echávarri y Pérez, 1975).

Existen valores isotópicos de S y O en yeso (Ortlieb y Colletta, 1984) que dan $\delta^{34}S$ $+22.82$ ‰ y $\delta^{18}O$ $+13.75$ y $\delta^{34}S$ $+21.35$ y $\delta^{18}O$ $+12$ ‰, lo cual se correlaciona con sulfato de agua de mar.

La edad Ar/Ar de plagioclasas de una arenisca tobácea de un horizonte llamado Cinta Colorada, ubicado entre los mantos 3 y 2, da una edad de 6.8 Ma, mientras que la edad de la base de la Formación Boleo se estimó en 7.1 Ma (Holt et al., 1997, 2000). La Formación Comondú, sobre la cual reposa en discordancia la Formación Boleo, es mínimamente de 8 Ma.

El origen del depósito es claramente sinsedimentario y se enmarca en el proceso tectónico de apertura del Golfo de California (Ochoa-Landín et al., 2000).

3.2.1.4. Batopilas, Chih.

Los yacimientos de Batopilas se ubican a 240 km al suroeste de la ciudad de Chihuahua, cerca de los límites con Sinaloa y fueron descubiertos en 1632. Su producción se registra en 300 millones de onzas de plata producidas de las 5 minas reconocidas en el distrito. Uno de los pocos estudios publicados es el de Wilkerson et al. (1988). Batopilas es particularmente célebre en el mundo por los especímenes de plata nativa extraídos de sus minas. Las rocas encajonantes son las llamadas Dacita Pastrana probablemente de 50 Ma (Wilkerson et al., 1988) y Granodiorita Tahonas. Estas rocas presentan una alteración persistente de clorita, actinolita, silificación y piritización. Los cuerpos donde existe plata nativa hidrotermal tienen menos de 30 m de largo y anchos desde varios centímetros a 4.60 m. Los cuerpos están separados a rumbo por zonas estériles o de vetillas con calcita. La plata es el mineral más importante, con menor esfalerita, galena, calcita y laumontita. Otras sulfosales de plata (platas rojas), así como arseniuros de Co-Ni (rammelsbergita y safflorita), han sido reportados pero no fueron confirmados por Wilkerson et al (1988). Los datos de inclusiones fluidas en cristales de cuarzo del pórfido Tahonas, indican temperaturas de homogeneización de 217 a 434°C, así como salinidades superiores a 20 % NaCl eq. Las temperaturas de homogeneización vinculadas a la etapa tardía rica en plata y menores sulfuros (incluyendo los arseniuros) dan temperaturas de 137 a 257°C para calcita y 196°C para esfalerita, con salinidades de 7.6-13.2 NaCl eq. (Wilkerson et al 1988).

3.2.1.5. Sara Alicia

En el estado de Sonora se ha conocido tradicionalmente la presencia de un depósito en el sur de Sonora, Sara Alicia, con concentraciones interesantes de Co (Pérez-Segura, 1985).

En este depósito se estima la presencia de 200 000 t de mineral con leyes de 3.6 gr Au, 4.9 gr Ag y 0.32 % Co (Pérez-Segura, 1993). La mineralización es un skarn que se desarrolla en la zona de contacto de una unidad volcanosedimentaria del Cretácico inferior y un granitoide de edad laramídica. Los minerales de Co conocidos son de safflorita en sulfuros primarios y de eritrita en zona de oxidación.

3.2.1.6. Otras concentraciones en Sonora

Unicamente como dato complementario, en la mina la Guadalupeana de el Zubiato se ha reportado la presencia de asbolana (Panczer, 1987).

3.2.2. La Esperanza en el contexto de las manifestaciones minerales conocidas en México.

Haciendo un análisis de la información anterior, encontramos que la manifestaciones minerales en México, que implican concentraciones con Ni y Co, se refieren a 3 tipos principales de yacimientos:

- El depósito el Boleo, dentro de su originalidad en México, es el más fácil de clasificar. Sus características geológicas y de mineralización son similares a las del CCA y Kupferschiefer de Alemania y Polonia. La diferencia es en las edades: Proterozoico superior para el CCA, Paleozoico superior para el Kupferschiefer, 6-7 Ma para el Boleo, relacionado directamente a la apertura del Golfo de California.
- Los skarns están presentes en los yacimientos de Sara Alicia y la Esperanza, tema de esta investigación. El cuadro geológico y metalogenético indica características convencionales para este tipo de yacimientos, con las particularidades que se han indicado en el caso de la Esperanza.
- La mayor parte de las mineralizaciones parecen relacionarse a depósitos epitermales, parecidos a lo que se conoce como Vetas de 5 elementos. Aun en el caso de asociación con algunas rocas básicas y ultrabásicas en Sinaloa, la mineralización se presenta en estructuras y no como consecuencia de un proceso de segregación magmática.

Por lo visto, hasta ahora no se han encontrado manifestaciones en México parecidas a las que se relacionan a las grandes concentraciones de Ni-Co en el mundo, por ejemplo: en series komatiíticas o en intrusiones ultramáficas complejas. Tampoco se conocen concentraciones sinsedimentarias en series pelíticas de cuencas euxínicas profundas.

En el caso específico de Sonora central, existen depósitos sedimentarios de cuencas profundas del Paleozoico, los cuales son alóctonos sobre una plataforma también paleozoica (Radelli et al., 1987; Poole et al., 2005). En estas series existen los depósitos sinsedimentarios de barita más importantes de México, con edades desde el Ordovícico hasta el Devónico (Poole et al., 2005). No se debe descartar la posibilidad de que en este mismo contexto geológico pudieran encontrarse sulfuros sinsedimentarios de tipo Sedex o como las concentraciones sinsedimentarias en series de lutitas negras antes mencionadas.

En todo caso nosotros consideramos que los depósitos con Ni-Co como la Esperanza no se vinculan a rocas ultrabásicas cercanas o distales, sino a un tipo de magmatismo adakítico, que marca el inicio del período larámide, hacia 90-95 Ma, en donde estos elementos podrían verse como contaminación por parte del manto a los magmas adakíticos o, eventualmente, una posible removilización (?) a partir de series sedimentarias paleozoicas. Los yacimientos de Fe en skarn en el centro de Sonora, como los de Cuesta de Fierro, Chinoverachi o San Marcos, pueden relacionarse a un tipo y edad de magmatismo parecido al de la Esperanza.

IX. Conclusiones

El estudio de los yacimientos minerales de La Esperanza y del contexto geológico asociado nos permite obtener las siguientes conclusiones:

- Los yacimientos de la Esperanza constituyen depósitos de tipo skarn, los cuales se desarrollan en una zona de contacto de un cuerpo intrusivo hipabisal, con rocas carbonatadas pertenecientes a una plataforma del Paleozoico superior en Sonora central. Desde el punto de vista tectónico dicha plataforma cabalga diferentes conjuntos petrológicos: a).- Uno detrítico-carbonatado del Neoproterozoico (norte de la Sierra Chiltepín), b).- Uno carbonatado del Cretácico inferior (sur de la Sierra Chiltepín) y c).- Un conjunto andesítico del Cretácico superior, correlacionable en parte con la Formación Tarahumara (Mina Todos Santos y área de estudio).
- El conjunto sedimentario y las andesitas se encuentran intrusionadas por varios tipos de cuerpos ígneos en la siguiente secuencia relativa de intrusiones: a). un conjunto batolítico con rocas que van de tonalitas a sienogranitos en el arroyo las Moras y el Puerto de Morán (llamado aquí Batolito La Moras); b). el PSL que aflora principalmente en el arroyo del mismo nombre; c). diques félsicos de pórfido de monzonita de cuarzo y diques máficos de andesitas basálticas o lamprófidos.
- Los depósitos son de tipo skarn con mayor desarrollo de metasomatismo en la zona de contacto entre la intrusión y la roca encajonante y dentro de la intrusión misma (endoskarn). Existe una zonificación mineral desde el PSL fresco hasta la zona de exoskarn de la siguiente manera:
 - + PSL fresco.
 - + Zona de intrusión con minerales de retromorfismo en mayor proporción que skarns: en esta zona los skarns se limitan a estructuras o vetillas; la textura y composición de la roca original se reconoce, pero los minerales de retromorfismo abundan hasta 30 % en volúmen con sericita y epidota afectando feldespatos y epidota, clorita, carbonato, opacos afectando ferromagnesianos y matriz.

+ Zona de endoskarn con granate en mayor proporción que piroxeno: en esta zona el desarrollo de skarn es importante pero se alcanza a reconocer aún la textura original. La composición de la roca es de granate predominante sobre piroxeno. La composición general de los granates se divide en dos grupos, unos con $Gr_{0-16} Ad_{99-83} Py_{1-6}$ y otros con $Gr_{41-78} Ad_{58-16} Py_{1-13}$. Los cambios de composición se refieren a una zonificación al seno de los propios granates. La mayor parte de los piroxenos son de composición diopsídica con $Di_{90-96} Hd_{10-03} Jo_{<1}$. Una fase retrógrada también está presente, la cual afecta al skarn progrado y corta en vetillas la roca, y se compone de carbonato, cuarzo, clorita, epidota, feldespato y hematita.

+ Zona de exoskarn con granate en mayor proporción que piroxeno: Esta zona se ubica en un protolito carbonatado. La mineralogía es masiva, en horizontes, capas o estructuras discordantes. Se compone de granates predominante sobre piroxenos, carbonatos, feldespatos y cuarzo. La composición de granates y piroxenos es similar a los de la zona anterior. Existe una fase de retromorfismo limitado, en vetillas o en forma intersticial moldeando minerales previos y consiste de epidota ferrífera, carbonatos, cuarzo, clorita, feldespato, hematita y sulfuros.

+ Zona de mármoles con wollastonita, hornfels y cuarcita: se constituye de la litología mencionada en bancos y bandas que se componen en general de carbonatos recristalizados, granates, clinopiroxenos, wollastonita y cuarzo. La composición de los granates es de $Gr_{55-75} Ad_{43-17} Py_{2-8}$ y de los piroxenos $Di_{93.0-93.2} Hd_{6.5-0} Jo_{0.5-0.9}$.

- El potencial económico de los skarns es de más de 1 millón de toneladas con leyes de 1 gr/ton Au, 1 a 2 % Cu, 1 a 2 % Zn, 0.1 a 0.2 % Ni y 0.1 a 0.2 % Co. Las zonas mineralizadas más importantes son los Rieles, el Barranco, la Azul y el Tigre. La mineralización interesante sigue estructuras orientadas y relacionadas al skarn retrógrado. Los valores de Ni y Co interesantes se encuentran en el mineral

siegenita, el cual tiene una composición de $(\text{Ni}_{1.05} \text{Fe}_{0.19} \text{Co}_{0.75})_{2.99} \text{S}_{3.97}$; sin embargo, la falta de correlación entre valores de Ni y Co en muestras de esquistos en zona de oxidación incita a pensar en la presencia de otros minerales de Ni y Co pero no descubiertos aún, o bien a un comportamiento diferencial de ambos elementos en la zona de oxidación.

- Los estudios microtermométricos nos indican rangos de temperaturas para el skarn progrado de 700 a 385°C, para la fase retrógrada que incluye sulfuros y magnetita entre 385 y 180°C. La pirita y la siegenita pudieron haberse depositado entre 250 y 300°C. La esfalerita-calcopirita-magnetita entre 300 y 180°C. Una fase tardía hidrotermal de hematita, con valores metálicos residuales debió formarse a menos de 180°C, en un rango principal de 150 y 100°C.
- En el PSL coexisten fluidos sub y sobresaturados con temperaturas de homogeneización totales de 325-348°C, lo cual se interpreta como producto del atrapamiento de un fluido heterogéneo en condiciones de ebullición.
- Características similares de inclusiones sub y sobresaturadas se observan también en cuarzos del batolito, pero con temperaturas de homogeneización totales hacia 200°C. Esto indica fluidos hidrotermales temporalmente relacionados pero en diferentes espacios, la mineralización se relaciona más a los fluidos del PSL.
- Los isótopos de S permiten calcular temperaturas máximas para la formación de sulfuros de 350°C. El azufre es compatible con una firma magmática y las condiciones de $f_{(\text{O}_2)}$ van de un $\log f_{(\text{O}_2)}$ de -15 a -25 en la etapa prograda a un $\log f_{(\text{O}_2)}$ entre -30 a -39 para la retrógrada; el pH siempre es inferior a 7.
- En el caso de la mina Todos Santos se trata de mantos de reemplazamiento con mineralización de plomo, zinc y barita en rocas carbonatadas, en una zona de contacto por cabalgamiento entre rocas paleozoicas y andesitas cretácicas. No existe formación de minerales de skarn, simplemente silicificación; tampoco hay presencia de una intrusión expuesta adyacente. Desde el punto de vista económico existe potencial de cientos de miles de toneladas de mineral. Desde el punto de vista

metalogenético los fluidos relacionados con la mineralización presentan una composición muy novedosa de un sistema H₂O-CO₂ con presencia de CO₂ libre de impurezas y rangos de homogeneización total de 310 a 330°C; otros fluidos tardíos observados están libres de CO₂, homogeneizan entre 110 y 130°C y tienen una composición entre 3 y 15 % NaCl eq. Los datos isotópicos permiten calcular una temperatura para sulfuros de 178-211°C y un $d^{18}O_{H_2O}$ entre 5.6 y 6.9, compatible con un agua en equilibrio con una fuente magmática.

- Las características geoquímicas de las rocas del Batolito las Moras y el PSL indican una consanguinidad con magmas de firma adakítica, los cuales se emplazaron hacia 90 Ma y se relacionan con este tipo de mineralizaciones. Elementos como Ni, Co y probablemente Fe, sólo se pueden explicar por contaminación de los magmas con la cuña del manto. Sin embargo, los datos de isótopos de Sr y Nd dan valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.7066 y ϵNd de -4.6 para rocas batolíticas y de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.7070 y ϵNd de -6.1 para el PSL; lo cual se interpreta también como indicativo de cierta contaminación cortical. Eventualmente pudiera pensarse en removilizaciones a partir de concentraciones sinsedimentarias en la cuenca del Paleozoico inferior de Sonora central que, hasta la fecha, no se conocen.
- Las edades de enfriamiento del Batolito Las Moras, el PSL y otros diques asociados van de 89 a 95 Ma. Este evento se reporta por vez primera en Sonora central. Dichas rocas intrusivas han sido recalentadas por otro evento magmático muy importante hacia 62-42 Ma (evento laramidico). Ambos eventos se traslapan en el Batolito Novillo-Bacanora y las rocas vinculadas a cada etapa no se han podido diferenciar sobre el terreno. El descubrimiento de rocas del inicio del periodo laramide con otras de composición groseramente similar pertenecientes al laramide clásico, aunado a la discusión en relación al significado de las edades hasta ahora conocidas y el pobre conocimiento sobre el origen y la edad del magmatismo en Sonora, incitan a tomar con cautela los datos existentes y evitar el abuso de la elaboración de modelos tectónico-magmáticos generales que, muy probablemente, serán discutidos en el futuro próximo, a la luz de nuevos resultados.

- El origen de los metales que se considera más plausible, parece estar en una fuente magmática profunda, transportado por complejos de cloro y depositado en las zonas de skarn a causa de un rompimiento de presión, que provocó un fenómeno de ebullición de los fluidos y cambios en las condiciones de oxidación-reducción de los mismos. Este cambio consistió en el paso de condiciones oxidantes del fluido durante la formación del skarn progrado, a condiciones reductoras durante el skarn retrógrado, mientras que el pH se mantiene o desciende levemente durante el mismo período.

- Los skarns de la Esperanza guardan similitudes generales con otros skarns en el mundo y en México.

Entre las similitudes podemos considerar:

- + Una zoneografía y mineralogía clásica de skarn oxidados con granate y piroxeno y los estadios clásicos de skarn progrado y retrógrado.

- + Composición de granates y piroxenos parecidos a skarns de Cu, como los de Cananea, con granate andradítico y piroxeno diopsídico.

- + Los rangos de temperatura para los skarns progrado y retrógrado son parecidos a los datos existentes en la literatura, salvo para temperaturas francamente epitermales de un estadio tardío en la Esperanza. Estos estadios han sido, sin embargo, identificados en yacimientos como Nukay y Bermejil (González-Partida et al., 2003 a y b); el tipo de fluidos y el atrapamiento heterogéneo también se observan en estos mismos skarns, al igual que en la Esperanza.

- + La vinculación del depósito de los metales al skarn retrógrado es como en todos los skarns conocidos y lo mismo se puede afirmar para las condiciones de depósito de los metales interesantes.

- + La relación con un stock hipabisal expuesto de monzonita de cuarzo semeja los skarns de la Esperanza a los de Cananea, Nukay o Charcas. La

diferencia con los mismos es la composición del PSL que es sumamente rico en $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Se diferencia de los skarns de W en que éstos se relacionan a cuerpos plutónicos, como en el plutón del Jaralito. Se diferencia de skarns distales de clase mundial mexicanos en la falta de intrusión expuesta en estos últimos, aunque los llamados diques felsíticos en Naica, Chih., son muy parecidos a los diques que cortan la mineralización en la Esperanza.

+ En cuanto a la filiación geoquímica de las mineralizaciones a un magmatismo de firma adakítica, esto ha sido ya propuesto en el distrito de Nukay por González-Partida et al. (2003) y lo hemos encontrado también en la Esperanza.

+ Diferencias capitales de la Esperanza con otros skarns mexicanos son obviamente la presencia de mineralización conteniendo Ni y Co y, la relación con un magmatismo de 90 Ma, lo cual permitiría considerar a estos yacimientos como los más antiguos de México y de Sonora en su tipo.

En cuanto a la potencialidad de la Esperanza para los elementos Ni y Co, hemos visto que las mineralizaciones relacionadas con magmatismo ácido y con skarns tienen a nivel mundial una potencialidad muy limitada y ésta no es la excepción en el caso de la Esperanza; por lo que su interés económico se centra en los precios de los metales y en la ausencia de producción en México.

- Por otra parte, la mineralización de Todos Santos se considera sumamente original, no sólo por su potencialidad y ubicación estructural, sino por la presencia novedosa de mineralizaciones ligadas a sistemas hidrotermales que contienen $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Este simple hecho amerita un estudio a profundidad de estos depósitos.

X. Referencias bibliográficas

- Almazán-Vázquez, E., 1989, El Cámbrico-Ordovícico de Arivechi, en la región centro-oriental del Estado de Sonora: Revista, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 8, 1, 58-66.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1977, U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: Economic Geology, 72, 826-836.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, *in* Anderson, L.T. and Roldán-Quintana, J., Eds.: Hermosillo, Sonora, Geological Society of America, Annual Meeting, Field Trip 2 Guide book, 59-68.
- Andrews, A.J., 1986, Silver vein deposits: Summary of recent research: Canadian Journal of Earth Sciences, 23, 1459-1462.
- Aranda-Gómez, J. J., 1978, Metamorphism, mineral zoning, and paragenesis in the San Martín mine, Zacatecas, Mexico: Denver, Colorado School of Mines, MS thesis, 90 p.
- Araux-Sánchez, E., Vega-Granillo, R., 1984, Geología y yacimientos minerales de la Sierra La Campanería, municipio de Bacanora, Sonora Central: Hermosillo, Universidad de Sonora, Tesis Profesional, 159 p.
- Arriaga, G.G., 1962, Geología y genesis del yacimiento de fierro del Cerro Náhuatl, Coquimatlán, Colima: Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Reporte Técnico, 100 p.
- Atkinson, W.W. Jr, Einaudi, M.T., 1978, Skarn formation and mineralization in the contact aureole at Carr Fork, Bingham, Utah: Economic Geology, 73, 1326-1365.
- Atwater, T., 1989, Plate tectonic history of the northeastern Pacific and western North America, *in* Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W., Eds: The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, Geological Society of America, The Geology of North America, V. N., 21-72.
- Baker, T., Lang, J., 2003, Reconciling fluid inclusion types, fluid processes, and fluid sources in skarns: an example from The Bismark Deposit, Mexico: Mineralium Deposita, 38, 474-495.
- Barabás, A., Leroy, J., 1983, Preparation of doubly polished thin sections for fluid inclusion studies: Nancy, Francia , Memoire C.R.P.G., 3 p.
- Barnes, R.L., Editor., 1997, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits: New York, John Willey & Sons, 972 p.

- Barra, F., Ruiz, J., Valencia, V.A., Ochoa-Landín, L., Chesley, J.T., Zurcher, L., 2005, Laramide porphyry Cu-Mo mineralization in northern México: Age constraints from Re-Os geochronology in molybdenite: *Economic Geology*, 100, 8, 1605-1616.
- Bockoven, N.T., 1980, Reconnaissance geology of Yécora-Ocampo area, Sonora and Chihuahua, Mexico: Austin, University of Texas, PhD Dissertation, 197 p.
- Bodnar, R.J., 2003, Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., Marshall, D., Eds., *Fluid Inclusions Analysis and Interpretation: Vancouver, Mineralogical Association of Canada, Short Course, Series Volume 32*, 81-100.
- Bodnar, R.J., 1993, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions: *Geochimica Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Bodnar, R.J., 1982, Fluid inclusions in porphyry type deposits, *in* Mineral Deposits Research Review for Industry Course Notes, April 7-9. University Park: The Pennsylvania State University, RB1-25.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J., Kuehn, C.A., 1985, Fluid inclusions systematics in epithermal systems, *in* Berger, B.J., Bethke, P.M. Eds: *Geology and geochemistry of hydrothermal systems, Reviews in Economic Geology*, Economic Geology Publishing Company, 73-98.
- Bowman, J.R., 1998, Basic aspects and applications of phase equilibria in the analysis of metasomatic Ca-Mg-Al-Fe-Si skarns, *in* D.R.Lentz Editor, *Mineralized intrusions-related skarns systems: Quebec, Short course vol 26*, Mineralogical Association of Canada, 1-49.
- Bowman, J.R., 1998, Stable-isotope systematics of skarns, *in* D.R.Lentz Editor, *Mineralized intrusions-related skarns systems: Quebec, Short course vol 26*, Mineralogical Association of Canada, 99-145.
- Burt, D.M., 1982, Skarn deposits-historical bibliography trough 1970: *Economic Geology*, 77, 755-763.
- Carbonell, M., Bustillo, G., 1964, Yacimiento "Cuesta de Fierro" en el municipio de Bacanora, Estado de Sonora: Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico, 10 p.
- Cardellach, E., 1998. *Geoquímica de los isótopos estables de C, O, H y S*: Barcelona, Universidad Autónoma de Barcelona, Departamento de Geología, Apuntes. 63 p.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992, I and S- type granites in the Lachland Fold Belt: *Transactions Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83, 1-26.

- Chiaradia, M., Fonboté, L., Beate, B., 2004, Cenozoic continental arc magmatism and associated mineralization in Ecuador: *Mineralium Deposita*, 39, 204-222.
- Clark, K.F., 1973, Rocas básicas y ultrabásicas en el Estado de Sinaloa: Mazatlán, X Convención Nacional de la AIMMGMAC, *Memorias Técnicas*, 271-281.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Schutter, J.R., Shafiqullah, M., 1979, Magmatismo en el norte de Mexico en relación a los yacimientos metalíferos: Acapulco, XIII Convención Nacional de la AIMMGMAC, *Memorias Técnicas*, 8-57.
- Clark, K.F. Foster, C.T., Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in México: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 533-544.
- Cochemé, J.J., 1985, Le magmatisme cénozoïque dans le Nord-Ouest du Mexique: Cartographie de la région de Yecora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif: Marseille, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, Thèse Docteur es Sciences. 209 p.
- Collins, P.L.F., 1979, Gas hydrates in CO₂ bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity: *Economic Geology*, 74, 1435-1444.
- Coney, P., 1976, Plate tectonics and the Laramide orogeny: New Mexico, *New Mexico Geological Society, Special Publication*, 6, 5-10.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff Zones: *Nature*, 240, 403-406.
- Conly, A., Scott, S.D., Bellon, H., 2000. The El Boleo Cu-Co-Zn deposit of Baja California Sur: can it be syngenetic? *in* Calmus, T. y Pérez-Segura Editores: Cuarta reunión sobre la geología del noroeste de Mexico y areas adyacentes. Libro de resúmenes. Publicaciones ocasionales No. 2. Instituto de Geología de la UNAM. Hermosillo, Sonora. p. 17-18.
- Conly, A.G., Brenan, J.M., Bellon, H., Scott, S.D., 2005, Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142, 303-341.
- Consejo de Recursos Minerales, 1996, Carta Geológica Minera Santa Teresa H12-D45, Sonora: Pachuca, 1 hoja con resumen.
- Consejo de Recursos Minerales, 2006, Carta Geológica Minera Bacanora H12-D55, Sonora: Pachuca, 1 hoja con resumen.
- Consejo de Recursos Minerales, 1995, Monografía geológico-minera del estado de Michoacán: Pachuca, 176 p.

- Consejo de Recursos Minerales, 1994, Monografía geológico-minera del estado de Colima: Pachuca, 90 p, 1 mapa.
- Consejo de Recursos Minerales, 1993, Monografía geológico-minera del estado de Sonora: Pachuca, 220 p. 2 mapas.
- Consejo de Recursos Minerales, 1991, Monografía geológico-minera del Estado de Sinaloa: Pachuca, 159 p., 3 mapas.
- Consejo de Recursos Minerales, 1994, Monografía geológico-minera del Estado de Chihuahua: Pachuca, Consejo de Recursos Minerales, 297 p. 3 mapas.
- Corona-Esquivel, R., Henríquez, F., Tritlla, J., Camprubi, A., 2003, Nueva interpretación sobre el origen del yacimiento de hierro de Peña Colorada, Edo. de Colima, México: Puerto Vallarta, Convención de la Unión Geofísica Mexicana, 202-203.
- Corral, G.R., Mancillas, G.A., 1995, Informe de la visita de reconocimiento geológico-minero realizada a los lotes “Cerro Pinto” y “Guadalupe”, municipio de Bacanora, Estado de Sonora: Hermosillo, Consejo de Recursos Minerales, Informe Técnico 30 p.
- Damon, P.E., 1986, Batholith-volcano coupling in the metallogeny of porphyry copper deposits, *in* Friedrich, G.H. et al. Eds, *Geology and Metallogeny of Copper Deposits*: Berlin, Springer-Verlag, 215-234.
- Damon, P.E., and Mauger, R.L., 1966, Epeirogeny-orogeny viewed from the Basin and Range Province: *Transactions of Society of Mining Engineers*, 235, 99-112.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1981, Age trends of igneous activity in relations to metallogenesis in the Southern Cordillera *in* Dickinson, W.R. and Payne, W.D. Eds., *Relations of tectonics to ore deposits in Southern Cordillera*: Tucson, Arizona Geological Society Digest, 14, 137-154.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1983 (a), Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1052-1071.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J.J., (b), 1983, El batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora, Guadalajara, XV Convención Nacional de la AIMMGMAC, *Memorias Técnicas*, 63-95.
- De la Garza, V., Téllez, R., Hernández, A., 1996, Geology of the Bermejil iron-gold deposit, Mezcala, Guerrero, México, *in* Coyner, A.R. y Fahey, P.L. Eds. *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera*: Reno/Sparks, Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, April 1995, 1355-1368.

- De la O, V., M., 1993, Sedimentología y petrografía de la Formación Báucarit (Mioceno) en la cuenca de Tónichi-La Dura, Sonora, México: Linares, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría en Ciencias, 95 p.
- Defant M.J., Drummond M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, 347, 662-665.
- Delgado, J., Soler, A., Arcos, D., 1997, Rocas calcosilicatadas, *in* Melgarejo, Joan-Carles, Atlas de Asociaciones Minerales en Lámina Delgada: Barcelona, Edicions de la Universitat de Barcelona, 359-378.
- DePaolo, D.J., 1981, A neodymium and strontium isotopic study of the mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California: *Journal of Geophysical Research*, 86, B11, 10470-10488.
- Dickinson, W.R. and Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 9, 1142-1160.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990, A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons: *Journal of Geophysical Research*, 95, B13, 21,503-21,521.
- Dunn, D.P., 1980, Petrology of the San Antonio scheelite skarn, Baviácora, Sonora, Mexico : Tempee, Arizona State University, MS Thesis, 79 p.
- Echávarri-Pérez, A., Pérez-Segura, E., 1975, Evidencias del origen singenético del yacimiento El Boleo: Baja California: Acapulco, XI Convención Nacional de la AIMMGMAC, Memorias Técnicas, 409 – 446.
- Einaudi, M.T., 1982, General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons, Southwestern North America, *in* Titley, S.R. Ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, 185-209.
- Einaudi, M.T., Burt, D.M., 1982, Introduction, terminology, classification, and composition of skarn deposits: *Economic Geology*, 77, 745-754.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1981, Skarn Deposits: *Economic Geology*, 75th Anniversary vol., 317-391.
- Einaudi, M.T., 1983, Description of skarns associated with porphyry copper plutons: South western North America, *in* Titley, S.R, *Advances in geology of the porphyry copper deposits*: Tucson, University of Arizona Press, 139-183.

- Einaudi, M.T., 1983, General features of skarns associated with porphyry copper plutons : South western North America *in* Titley, S.R., Advances in geology of the porphyry copper deposits: Tucson, University of Arizona Press, 185-209.
- Ettlinger, A.D., Meinert, L.D., Ray, G.E., 1992, Gold skarn mineralization and fluid evolution in the Nickel Plate deposit, Hedley District, British Columbia: Economic Geology, 87, 1541-1565.
- Farfán, P.J.L., 2002, Caracterización de los yacimientos de skarn de Buenavista en Cananea, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Tesis Maestría en Ciencias-Geología, 113 p.
- Farmer, G.L., DePaolo, D.J., 1983, Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the Western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure 1. Nd and Sr isotopic studies in the Geocline of the Northern Great Basin: Journal of Geophysical Research, 88, 84, 3379-3401.
- Faure, G., 1998, Principles and applications of geochemistry: Ed. Prentice Hall, Second Edition, 600 p.
- Friedman, I., O'Neil, J.R., 1977, Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest: U.S Geological Survey Profesional Paper. 440 k.
- Fries, C.J., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región centro y meridional de México: México, D.F., Instituto de Geología, 60, 236 p.
- Fyles, J.T., 1984, Geological setting of the Rossland Mining Camp. B.C.: Ministry of Energy, Mines Petroleum Resources Bulletin, 74, 61 p.
- Gaál, G., Parkkinen, J., 1995, Early Proterozoic ophiolite-hosted Cu-Zn-Co deposit of the Outokumpu type: Geological Association of Canada, Special paper 40, 335-341.
- Gans, B.P., 1997, Large magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: Tectonics, 16, 3, 388-408.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino: Geological Society of America Bulletin, 88, 189-198.
- Gleason, S.A., Butt, C.R.M., Elias, M., 2003, Nickel laterites: a review: SEG Newsletter, Society of Economic Geologists, 54, 1, 13-18.
- Gómez, G.E., 1966, Estudio geológico-minero preliminar en los municipios de Bacanora y Sahuaripa, Estado de Sonora: Hermosillo, Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico, 29 p.

- González-León, C.M., McIntosh, W.C., Lozano-Santacruz, R., Valencia-Moreno, M., Amaya-Martínez, R., Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi Quadrangles), northwest Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 112, 600-610.
- González-Partida, E., Camprubi, A., Levresse, G., Tritlla, J., Carrill-Chávez, A., 2004, Fluidos asociados al skarn Au(-Cu) de la Joya, Distrito de Mezcala, Guerrero, México: implicaciones regionales para depósitos formados a partir de rocas calcoalcalinas vs. Adakíticas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 3, 371-381.
- González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D., 2003 (a), Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics: *Journal of Geochemical Exploration*, 80, 25-40.
- González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Solorio-Munguía, J., 2003 (b), (Au-Fe) Skarn Deposits of the Mezcala District, South-Central México: Adakite Association of the Mineralizing Fluids: *International Geology Review*, 45, 79-93.
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Levresse, G., Tritlla, J., Camprubí, A., 2003, Genetic implications of fluid inclusions in skarn chimney ore, Las Animas Zn-Pb-Ag (-F) deposit, Zimapán, Mexico: *Ore Geology Reviews*, 23, 91-96.
- González-Partida, E., 1993, Estudios microtermométricos en el yacimiento de San Martín, Zacatecas, reporte intero, Industrial Minera México, S.A. de C.V.
- González-Partida, E., 1992, Estudios microtermométricos en el yacimiento de Charcas, San Luis Potosí, reporte interno, Industrial Minera México, S.A. de C.V.
- González-Partida, E., Torres-Rodríguez, V., 1988, Evolución tectónica de la porción centro-occidental de México y su relación con los yacimientos minerales asociados: *Geofísica Internacional*, 27, 543-581.
- González-Reyna, J., 1956, Riqueza minera y yacimientos minerales de México: México, D.F. Banco de México, S.A., Tercera Edición, 497 p.
- Grajales-Nishimura, J.M., Terrell, J.D., Torres-Vargas, R., Jacques-Ayala, C., 1990, Late Cretaceous synorogenic volcanic/sedimentary sequences in eastern Sonora, México: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 22, 3, 26.
- Grant, G.J., Ruiz, J., 1988, The Pb-Zn-Cu-Ag deposits of the Granada mine, San Francisco del Oro-Santa Barbara district, Chihuahua, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1683-1702.

- Guy, B., Fonteilles, M., Garcia, D., Verkaeren, J., 1986, Caractères chimiques propres aux fluides minéralisés en tungstène : identification dans les gites de type skarn ; application à la prospection: *Bulletin Mineralogie*.
- Hall, D.L., Sterner, S.M., Bodnar, R.J., 1988, Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions: *Economic Geology*, 83, 197-200.
- Hendquist, J.W., Henley, R.W., 1985, Effect of CO₂ on freezing point depression measurements on fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and applications to epithermal studies: *Economic Geology*, 80, 1379-1406.
- Henry, C.D., Fredrickson, G., 1987, Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America, Map and Charts Series MCH067, Map with 14 p. text.
- Henry, C.D., McDowell, F.W., Silver, L.T., 2003, Geology and geochronology of granitic batholithic complex, Sinaloa, México: implication for Cordilleran magmatism and tectonics, *in* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martín-Barajas, Eds. Tectonic evolution of northwestern México and the Southwestern USA: Boulder, Geological Society of America, Special Paper 374, 237-273.
- Hewitt, R.L., 1978, Geology of the Cerro La Zacatera area, Sonora, Mexico: Flagstaff, Northern Arizona University, M.S. thesis, 99 p.
- Himanga, J.C., 1977, Geology of the Sierra Chiltepin, Sonora, Mexico: Flagstaff, Northern Arizona University, MS Thesis, p.
- Holland, H.D. 1967. Gangue minerals in hydrothermal deposits, *in* Barnes, R.L. Editor: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 383-436l
- Holt, J.W., Holt, E.W., Stock, J.M., 2000, An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalía basin, Baja California Sur, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 112, 4, 540-549.
- Holt, J.W., Stock, J.M., Holt, E.W., 1997, Age of the earliest marine sedimentary formation at Santa Rosalía, Baja California Sur, Mexico: Ensenada, Sociedad Geológica Peninsular, Memoria de la IV Reunión Internacional sobre la Geología de Península de Baja California, Ensenada, Baja California.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática – INEGI, 1984, Carta topográfica Santa Teresa HD12-45: México, D.F., 1 carta.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2005, Página Web www.inegi.com.mx.

- Ishihara, S., 1981, The granitoid series and mineralization: *Economic Geology* 75th Anniversary Volume, 458-484.
- Jacques-Ayala, C., García y Barragán, J.C., De Jong, K.A., Grajales-Nishimura, M., López-Martínez, M., Layer, P.W., 1993, Age constraints for Cretaceous – Early Tertiary thrusting and folding in northwest Sonora, *in* González-León, C. y Vega-Granillo, L. Eds: Hermosillo, III Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes. Instituto de Geología, UNAM – Depto. de Geología, Universidad de Sonora: Hermosillo, Sonora, 61-63.
- Jones, D.M., Jackson, P.R., 2001(a), Geology and mineralization of the Los Filos gold deposit, Nukay district, Guerrero, Mexico: Acapulco, XXIII Convención Nacional de la AIMMGMAC, *Memorias Técnicas*, 38-41.
- Jones, D.M., Jackson, P.R., 2001 (b), Geologic setting of skarn-associated gold deposits of the Nukay District, Guerrero, Mexico: Acapulco, XXIII Convención Nacional de la AIMMGMAC, *Memorias Técnicas*, 42-46.
- Jones, D.M., González-Partida, E., 2001. Evidence of magmatic fluid flux and recapture in mineralizing granodiorites of the Nukay Au (Cu) skarn district, Gro., Mexico: Acapulco, XXIV Convención Internacional Minera de la AIMMGMAC, *Memorias Técnicas*, 77-80.
- Kay R.W., 1978, Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, 117-132.
- Keith, J.D., van Middlelaar, A.H., Clark, A.H., Hodgson, C.J., 1989, Granitoid textures, compositions, and volatile fugacities associated with the formation of tungsten-dominated skarn deposits, *in* Whitney, J.A. and Naldrett, A.J. Eds: Ore deposition associated with magmas, *Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geologists, 4, 235-250.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 50.
- Kissan, S.A., (1993), Five-element (Ni-Co-As-Ag-Bi) Veins, *in* Sheahan, P.A. and Cherry, M.E., Eds: Ore Deposit Models, Geoscience Canada, Reprint Series 6, 87-99.
- Krauskopf, ., 1979, Introduction to geochemistry, Mc Graw-Hill Book Company, Second Edition, 617 p.
- Kwak, T.A.P., 1986, Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits): *Journal of Metamorphic Petrology*, 4, 363-384.
- Kwak, T.A.P., 1987, W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids: Amsterdam, Elsevier, 451 p.

- Lang, B., Steinitz, G., Sawkins, F.J., Simmons, S.F., 1988, K-Ar studies in the Fresnillo silver district, Zacatecas, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1642-1646.
- La Roche, de H. Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 – diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature: *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- Las Encinas, S.A., (1986), Informe de resultados de exploración ferrífera lote “Cerro Náhuatl” Tit. 173 800, Coquimatlán, Col.: Colima, Subdirección de Exploración, Reporte interno, 56 p.
- Laznicka, P., 1999, Quantitative relationships among giant deposits of metals: *Economic Geology*, 94, 455-474.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Oxford, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks, 193 p.
- Leshner, C.M., 1989, Komatiite associated nickel sulfide deposits, *in* Whitney, J.A. and Naldrett, A.J. Eds: Ore deposition associated with magmas, *Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geologists, 4, 45-101.
- Levresse, G., González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Gasquet, D., Deloule, E., 2004, Petrology, U/Pb dating and (C-O) stable isotope constraints on the source and evolution of the adakite-related Mezcala Fe-Au skarn district, Guerrero, Mexico: *Mineralium Deposita*, 39, 3, 301-312.
- Levresse, G., González-Partida, E., 2003, Highly oxidised gold skarn fluids evolution in the Mezcala deposit, Guerrero, México: *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 649-652.
- Mangas, J., Sierra, J., 1991, Las inclusiones fluidas: método de análisis e interpretación, *in* Lunar, R y Oyarzun, R., Eds. Yacimientos Minerales (Técnicas de Estudio – Tipos – Evolución Metalogenética – Exploración): Madrid, 79-146.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., Champion, D., 2005, An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution: *Lithos*, 79, 1-24

- Martin, H., 1987, Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry: *Journal of Petrology*, 28, 921-953.
- Martin, H., 1999, Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids: *Lithos*, 46, 411-429.
- Mathias, J., 2003, Geology and minerals from the Zn-Pb-Cu-Ag mine of Charcas, San Luis Potosí, Mexico: página web: www.matsminerals.com
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H. Defant M.J., 1996, Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao (Philippines): *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167 (5), 579-595.
- McDowell, F.W., Mauger, R.L., 1994, K-Ar and U-Pb zircon geochronology of late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua state, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 106, 118-132.
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1479-1487.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., 1993, Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in south central Sonora: a progress report, *in* González-León, C., y Vega-Granillo, L., Eds. III Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes: Hermosillo, Instituto de Geología, UNAM y Depto. de Geología, Universidad de Sonora, Libro de Resúmenes, 77-80.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of late Cretaceous-Early Tertiary magmatism in East-Central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 4, 521-531.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora: *Geological Society of America Bulletin*, 109, 10, 1349-1360.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999, Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method, 2th Edition.
- Mead, R., Kesler, S.E., Foland, K.A., Jones, L.M., 1988, Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of Mexico: *Economic Geology*, 83, 8, 1943 – 1965.
- Megaw, P.K.M., 1999, The high temperature, Ag-Pb-Zn-(Cu) carbonate replacement deposits of Central Mexico, *in* Jambor, J.L. Editor, VMS and carbonate-hosted polymetallic deposits of Central Mexico: Vancouver, B.C., British Columbia and Yukon Chamber of Mines, Cordillera Round up, special volume, 25-44.

- Megaw, P.K.M., Ruiz, J., Titley, S., 1988, High temperature, carbonate hosted Ag-Pb-Zn (Cu) deposits of Northern Mexico: *Economic Geology*, 83, 1856-1885.
- Megaw, P.K.M., 1998, Carbonate-hosted Pb-Zn-Ag-Cu-Au replacement deposits : un exploration perspective, *in* D.R.Lentz Editor, Mineralized intrusions-related skarns systems: Quebec, Short course vol 26, Mineralogical Association of Canada, 337-357.
- Meinert, L.D., 1982, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, 77, 919-949.
- Meinert, L.D., 1998, A review of skarns that contain gold *in* D.R., Lentz Editor: Mineralized intrusions-related skarns systems, Short course vol 26, Mineralogical Association of Canada, 359-414.
- Meinert, L.D., 1995, Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits – chemical evidence for a genetic correction between petrogenesis and mineralization, *in* Thompson, J.F.H. Ed.: Magmas, fluids and ore deposits, Mineralogical Association of Canada, Short Course Vol. 23, 401-418.
- Meinert, L.D., 1992, Skarns and skarn deposits: *Geoscience*, Canada, 19, 919-949.
- Meinert, L.D., 1989, Gold skarn deposits – geology and exploration criteria: *Economic Geology*, Monograph 6, 537-552.
- Meinert, L.D., Lentz, D.R., Newberry, R.J., 2000, Special Issue skarn deposits: *Economic Geology*, 95, 6, 1183-1365.
- Menicucci, S., 1975, Reconnaissance géologique et minière de la region entre Hermosillo et le Río Yaqui (Sonora Central, Mexique): Grenoble, Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble, Thèse 3eme cycle., 210 p.
- Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno, M., Valencia, V., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., Díaz-Salgado, C., 2003, Major and trace element geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Laramide plutonic rocks associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern México : *Journal of Southern American Earth Sciences*, 16, 205-217.
- Mills, A.R., Hokuto, A.C., 1971, Geología y potencial del mineral de tungsteno del área de Baviácora, Sonora: Acapulco, IX Convención Nacional de la AIMMGMAC, Memorias Técnicas, 491-503.
- Mora-Alvarez, G., Mc Dowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico, *in* Delgado-Granados, H, Aguirre-Díaz, G., and Stock, J.M., Eds: Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico, Geological Society of America, Special Paper 334, 123-141.

- Morán-Zenteno, D., Tolson, G., Martínez-Serrano, R., Martiny, B., Schaf, P., Silva-Romo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999, Tertiary arc magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Southern American Earth Sciences*, 12, 513-535.
- Münch, P., 1993, *Pétrologie et Géochimie des tufs et des roches volcano-detritiques des bassins miocenes dans la region du Sonora, Mexique. Contribution à l'étude du métamorphisme de très bas degré en contexte distensif* : Marseille, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, Aix-Marseille III, Thèse Docteur en Sciences, 224 p.
- Nakamura, N, 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites : *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Nakano, T., 1998, Piroxene geochemistry as an indicator for skarn metallogenesis in Japan, *in* D.R.Lentz Editor, *Mineralized intrusions-related skarns systems: Quebec*, Short course vol. 26, Mineralogical Association of Canada, 147-167.
- Naldrett, A.J., 1989, Introduction: magmatic deposits associated with mafic rocks, *in* Whitney, J.A. and Naldrett, A.J. Eds: *Ore deposition associated with magmas*, *Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geologists, 4, 1-3.
- Newberry, R.J., 1998, W and Sn skarn deposits, *in* D.R.Lentz Ed: *Mineralized intrusions-related skarns systems*, Short course vol 26, Mineralogical Association of Canada, 26, 289-335.
- Newberry, R.J., Einaudi, M.T., 1981, Tectonic and geochemical setting of tungsten skarn mineralization in the Cordillera: *Arizona Geological Society Digest*, 14, 99-111.
- Nielson, J.M., 1959, *Geology of the Cerro Náhuatl iron ore deposits near Coquimatlán, Colima, Mexico*: Colima, Cleveland – Cliffs Iron Company, Reporte interno. 34 p.
- Noll, J.H., 1981. *Geology of the Picacho Colorado area, northern Sierra de Cobachi, central Sonora, Mexico*: Flagstaff, Northern Arizona University, MS Thesis, 169 p.
- Ochoa-Granillo, J.A., Sosa-León, J.P., 1993, *Geología y estratigrafía de la sierra Agua Verde con énfasis en el Paleozoico, Sonora, México*: Hermosillo, Universidad de Sonora, Tesis Profesional, 59 p.
- Ochoa-Landín, L., 1998, *Geological, sedimentological and geochemical studies of the El Boleo Cu-Co-Zn Deposit, Santa Rosalía, Baja California, Mexico*: Tucson, University of Arizona, Ph D Thesis, p.
- Ochoa-Landín, L., Ruíz, J., Calmus, T., Pérez-Segura, E., Escandón, F., 2000, *Sedimentology and stratigraphy of the Upper Miocene El Boleo Formation, Santa*

- Rosalía, Baja California, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 17, 2, 83-95.
- Ohmoto, H., 1986, Stable isotope geochemistry of ore deposits, *in*: J.W. Valley, H.P. Taylor, Jr, J.R. O'Neil Eds: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, Mineral. Assoc. Am. Rev. Mineral, 16, 491-560.
- Ohmoto, H., 1972, Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits: *Economic Geology*, 67, 551-578.
- Ohmoto, H., Goldhaber, M.B., 1997, Sulfur and carbon isotopes, *in*, H.L. Barnes Ed: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Willey & Sons., 517-611.
- Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979, Isotopes of sulfur and carbon, *in* Barnes, H.L. Ed: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Willey and Sons. , 509-567.
- Ortlieb, L., Colletta, B., 1984, Síntesis cronoestratigráfica sobre el Neógeno y el Cuaternario marino de la Cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur, México, *in*, Ortlieb, L. Ed., *Neotectonics and Sea Level Variations in the Gulf of California area: Hermosillo, Sonora*, Instituto de Geología, UNAM, p. 241-260.
- Oszczepalski, S., 1999, Origin of the Kupferschiefer polymetallic mineralization in Poland: *Mineralium Deposita*, 4, 599-613.
- Oyarzum, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I., Rivera, S., 2001, Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism: *Mineral Deposita*, 36, 794-798.
- Panczer, W.D., 1987, *Minerals of Mexico*: New York ,Van Nostrand Reinhold Co.
- Pasava, J., Hladiková, J., Dobes, P., 1996, Origin of Proterozoic metal-rich black shales from the Bohemian Massif, Czech Republic: *Economic Geology*, 91, 1, 63-79.
- Peabody, C.E., 1979, *Geology and petrology of a tungsten skarn: El Jaralito, Baviácora, Sonora, México*: Stanford, Stanford University, MS Thesis, 84 p.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace elements discrimination diagrams for the tectonic implication of granitic rocks: *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Peiffer-Rangin, F., Echávarri-Pérez, A., Salas-Piza, G., Rangin, C., 1980, Sur la présence de l'Ordovicien supérieur à graptolites dans le nord-ouest du Mexique ; *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série D*, 290, 13-16.
- Pérez-Segura, E., Cheilletz, A., Herrera-Urbina, S., Hanes, Y.J., 1996, Geología, mineralización, alteración hidrotermal y edad del yacimiento de oro de San Francisco, Sonora – Un depósito mesotermal en el noroeste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 1, 65-89.

- Pérez-Segura, E., 1995, Petrografía de las menas de los yacimientos del Boleo, Santa Rosalía, B.C.S., con énfasis en la distribución del cobalto: Hermosillo, Son., Reporte Técnico para Minera Curator, S.A. de C.V.
- Pérez-Segura, E., 1993, Los yacimientos de oro y plata en Sonora, México, y sus relaciones con la geología regional, *in* Delgado-Argote, L.A. y Martín-Barajas, A. Eds., Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México: Ensenada, B.C., Unión Geofísica Mexicana, Monografía No. 1, 147-174.
- Pérez-Segura, E., 1985, Carta metalogenética de Sonora 1:250 000 – Una interpretación de la metalogenia de Sonora: Hermosillo, Gobierno del Estado de Sonora, Dirección de Minería, Geología, y Energéticos, Publicación No. 7, 64 p.
- Pérez-Segura, E., Gallardo-Romero, R., Valencia-Gómez, V.A. Padberg, M., 2004, La Esperanza: una nueva mineralización con Ni-Co en Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21, 2, 260-267.
- Poole, F.G., Madrid, R.J., Oliva-Becerril, F., 1991, Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, Mexico, *in* Raines, G.L. et al. Eds., Geology and ore deposits of the Great Basin: Reno, Reno. Geological Society of Nevada, 1, 517-522.
- Poole, F.G., 1994. Geological setting of mineral deposits in the Ouachita-Marathon-Sonora, orogenic system along the southern margin of North America, *in* Carter, L.M.H., Toth, M.I., and Day, W.C. Eds., Ninth V.E. McKelvey Forum on Mineral and Energy Resources, U.S. Geological Survey Circular 1103-A, 81.
- Poole, F.G., Perry, W.J.Jr., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005, Tectonic sintesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of the southern Laurentia: Stratigraphic and implications for timing of deformational events and plate-tectonic model, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steier, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives, Geological Society of America Special Paper 393, 543-596.
- Poty, B., Leroy, J., Jachimowich, L., 1976, Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmecca : Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr, 99, 182-186.
- Prescott, B., 1926, The underlying principles of the limestone replacements of the Mexican Province: Engineering & Mining Journal, 122, 246-253, 289-296.
- Pubellier, M., 1987, Relations entre le domaine Cordilléraín et Mésogéen au Nord du Mexique – étude géologique de la Vallée de Sahuaripa, Sonora Central : Paris, Université de Paris VI, Thèse de doctorat, 219 p.

- Pubellier, M., Rangin, C., Rascón, B., Chorowicz, J., Bellon, H., 1995, Cenomanian thrust tectonics in the Sahuaripa region, Sonora: implications about northwestern megashears, *in* Jacques-Ayala, C., González-León, C.M., Roldán-Quintana, J., Eds., Studies in the mesozoic of Sonora and adjacent areas : Boulder, Geological Society of America Special Paper 301, 111-120.
- Qiang, W., Ji-Feng, X., Ping, J., Zhi-Wei, B., Zhen-Huan, Z., Chao-Feng, L., Xiao-Lin, X., Jin-Long, M., 2006, Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization: *Journal of Petrology*, 47 (1), 119-144.
- Rabbia, O.M., Hernández, L.B., King, R.W., López-Escobar, L., 2002, Discussion on “Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism”: *Mineralium Deposita*, 36, 794-798, 2001), *Mineralium Deposita*, 37, 791-794.
- Radelli, L., Menicucci, S., Mesnier, H.Ph., Araux, E., Calmus, T., Amaya, M.R., Barrera, M., E., Domínguez, P.E., Navarro, M.A., Soto, C.L., 1987, Allochthonous paleozoic bodies of central Sonora: *Boletín del Departamento de Geología Uni-Son*, Segunda Epoca, 4, 1 y 2, 1-15.
- Radelli, L., 1985, Scheelite deposits of central Sonora, Mexico: *Boletín Departamento Geología Uni-Son*, 2, 1 y 2, 65-73.
- Rangin, C., 1982. Contribution à l'étude géologique du système cordillérain du Nord Ouest. du Mexique : Paris, Université Pierre et Marie Curie, Thèse de doctorat d'Etat. No. 82-12.
- Ray, G.E., Webster, I.C.L., Ettlinger, A.D., 1995 The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks: *Economic Geology*, 90, 920-937.
- Ray, G.E., Webster, I.C.L., Ballantyne, S.B., Kilby, C.E., Cornelius, S.B., 2000, The geochemistry of three tin-bearing skarns and their related plutonic rocks, Atlin, Northern British Columbia: *Economic Geology*, 95, 1349-1365.
- Ray, G.E., Dawson, K.M., 1998, Mineralized skarns in the Canadian cordillera, *in* Jambor, J.L. Ed: Mineralized intrusions-related skarns systems, Short course vol 26, Mineralogical Association of Canada, 475-518.
- Reich, M., Parada, M.A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F., Lahmann, B., 2003, Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications: *Mineralium Deposita*, 38, 876-885.

- Richard, D., 1991, De la subduction à l'extension intra-continentale: plutonisme et gisements de tungstène de l'Etat de Sonora (Mexique) : Paris, Université de Paris-Sud. Orsay. Thèse, 745 p.
- Richards, J., 2002, Discussion on "Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism", *Mineralium Deposita*, 36, 794-798. 2001: *Mineralium Deposita*, 37, 788-790.
- Ripley, E.M., Young-Rok Park, Chusi Li, Naldrett, A.J., 2000 Oxygen isotope studies of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada: *Economic Geology*, 95, 4, 831-844.
- Roedder, E., 1962, Studies of fluid inclusions I: Low temperature application of a dual purpose freezing and heating stage: *Economic Geology*, 57, 1045-1061.
- Roedder, E., 1963, Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their interpretation. *Economic Geology*, 58, 167-211.
- Roedder, E., Bodnar, R.J., 1997, Fluid inclusions studies of hydrothermal ore deposits, *in* Barnes, R.L., Ed.: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Third Edition. John Willey & Sons Inc., 657-697.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 12.
- Roedder, E., 1979, Fluid inclusions as samples of ore fluids, *in* Barnes, H.L. Ed: *Geochemistry of hydrothermal ore solutions*. John Willey & Sons.
- Roldán-Quintana, J., 2002, Caracterización geológico-geoquímica y evolución del arco magmático Mesozoico-Terciario entre San Carlos y Maycoba, sur de Sonora, México, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis Doctor en Ciencias (Geología). 185 p.
- Roldán-Quintana, J., 1994, Brief description of the geology and mineral deposits of southern Sonora, Mexico, *in*: Carter, L.M.H., Toth, M.I., and Day, W.C. Eds. Ninth V.E. McKelvey Forum on Mineral and Energy Resources, U.S. Geological Survey Circular 1103-A. P. 83-84.
- Roldán-Quintana, J., 1994, Geología del sur de la Sierra de Oposura, Moctezuma, Estado de Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 1, 1, 1-10.
- Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, México, *in* Pérez-Segura, E., and Jacques-Ayala, C., Eds: *Studies in Sonoran Geology*, Geological Society of America, Special Paper 254, 69-80.

- Rollinson, H., 1993, Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation: Essex, Longman Group UK Limited,. 352 p.
- Routhier, P., 1980, Où sont les métaux pour l'Avenir?: Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Mémoire du BRGM No. 105, 253-278.
- Rubin, J.N., Kyle, R., 1988, Mineralogy and geochemistry of the San Martin skarn deposit, Zacatecas, Mexico: Economic Geology, 83, 1782-1801.
- Ruvalcaba-Ruiz, D., Thompson, T.B., 1988, Ore deposits at the Fresnillo mine, Zacatecas, México: Economic Geology, 83, 1583-1593.
- Rye, R.E., Ohmoto, H., 1974, Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: Economic Geology, 69, 826-842.
- Samson, I., Anderson, A., Marshall, D., Eds., 2003, Fluid Inclusiones Analysis and Interpretation: Vancouver, Mineralogical Association of Canada. Short Course Series, 32, 374 p.
- Samsonov, A.V., Bogina, M.M., Bibikova, E.V., Petrova, A.Y., Shipansky, A., 2005, The relationship between, adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield: Lithos, 79, 83-106.
- Sansores-Bolivar, O., Wynne, L.F., 1977, Geología, mineralización y origen de las brechas de cuarzo-turmalina del Distrito minero de Santa Ana de Yécora, Sonora, México, Acapulco, XII Convención Nacional de laAIMMGMAC, Memoria Técnica, 501-549.
- Schaaf, P., Roldán-Quintana, J., Calmus, T., 1999, Terrane reconnaissance in NE Sonora, México, in light of Sr-Nd-Pb isotopic data from coastal belt granitoids: Abstracts with Programs, EOS 80 (supplement). F1079-F1080.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence : Tectonics, 14, 1339-1350.
- Schmidt, G.T., 1978, Geology of the northern Sierra El Encinal, Sonora, Mexico: Flagstaff, Northern Arizona University, M.S. Thesis, 80 p.
- Secretaría de Economía, 2006, Pagina Web: [www.secretaría](http://www.secretaría.de.economía.gob.mx) de economía.gob.mx.
- Sheppard, S.M.F., 1986, Characterization and isotopic variations in natural waters, in Vall, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R., Eds: Stable isotopes in high temperatures geological processes, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Association of America, 16, 165-184.

- Sheperd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H., 1985, A practical guide to fluid inclusion studies: Glasgow, Blackie Sons Ltd., 293 p.
- Sheperd, T.J., 1981, Temperature-programmable, heating-freezing stage for microthermometric analysis of fluid inclusions: *Economic Geology*, 76, 1244-1247.
- Shimazaki, H., 1975, The ratios of Cu/Zn+Pb of pyrometasomatic deposits in Japan and their genetical implications: *Economic Geology*, 70, 717-724.
- Starr, J.R., 2003, Multiphase magmatism in the Bismark stock; relation to zinc skarn and porphyry zinc alteration in the Bismark Mine: Geological Society of America Abs with Progr: página web: www.gsa.confex.com.
- Starr, J.R., 2003, Zinc skarn mineralization and associated igneous rocks of the Bismark mine, Chihuahua, Mexico: Washington, D.C., Washington State University, MS Thesis.
- Staude, J.M., Barton, M.D., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 10, 1357-1374.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Harris, A.G., Repetski, J.E., Wardlaw, B.R., Mamet, B.L., Morales-Ramirez, J.M., 1999, Neoproterozoic (?) to Pennsylvanian inner-shelf, miogeoclinal strata in Sierra Agua Verde, Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16, 1, 35-62.
- Stewart, J.H., Amaya-Martínez, R., Stamm, R.G. Wardlaw, B.R., Stanley, G.D. Jr., Stevens, C.H., 1997, Stratigraphy and regional significance of Mississippian to Jurassic rocks in Sierra Santa Teresa, Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 2, 115-135.
- Stewart, J.H., Roldán-Quintana, J., 1994, Map showing Late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent areas, Mexico: U.S. Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map, MF-2238.
- Talansev, A.S., 1979, Gas-liquid inclusion isochors derived from cryometry and homogenization: *Geochemical International*, 58-85.
- Taylor, H.P., Jr., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: *Economic Geology*, 69, 843-883.
- Taylor, H.P., Jr., 1997, Oxigen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, *in*, H.L. Barnes Ed: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd Edition. John Willey & Sons, 229-302.

- Taylor, B.E., O'Neil, J.R., 1977, Stable isotopes studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada: Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 1-49.
- Terán, M.G., 1989, Informe de la visita de reconocimiento efectuada al lote minero "Nuevo San Nicolás", municipio de Sahuaripa, Sonora: Hemosillo, Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico, 22 p.
- Thieblemont, D., Stein, G., Lescuyer, J.L., 1997, Gisements épithermaux et porphyriques : la connexion adakite : C.R. Acad. Sc. Paris. Sciences de la terre et des planètes, 325, 103-109.
- Tritlla, J., Camprubi, A., Centeno-García, E., Corona-Esquivel, R., Iriundo, A., Sánchez-Martínez, S., Gasca-Durán, A., Cienfuegos-Alvarado, E, Morales-Puente, P., 2003, Estructura y edad del depósito de hierro de Peña Colorada (Colima): un posible equivalente fanerozoico de los depósitos de tipo IOCG: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 20, 3, 182 – 201.
- Tulloch, A.J., Kimbrough, D.L., 2003, Paired plutonic belts in convergent margins and the development of high Sr/Y magmatism: Peninsular Ranges batholith of Baja-California and Median batholith of New Zealand, *in* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L, and Martín-Barajas, A., Eds., Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA: Boulder, Geological Society of America, Special Paper 374, 275-295.
- Valencia-Gómez, V., 2005, Evolution of La Caridad porphyry copper deposit, Sonora and geochronology of porphyry copper deposits in northwest Mexico: Tucson, University of Arizona, Ph D Dissertation, p
- Valencia-Moreno, M. Ochoa-Landín, L.H., Noguéz-Alcántar, B., Ruíz, J., Pérez-Segura, E. 2006, Características de los depósitos de pórfido en México y su situación en el contexto mundial. *in*: Nieto-Samaniego, A.F. y Alaniz-Alvarez, S. Eds: Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales de México, Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del centenario, LVIII, 1, 1-26.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J., Zürcher, L., Hodkinso, D.G., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern México: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: Geological Society of America Bulletin, 113, 11, 1409-1422.
- Valencia, V. A., Ruiz J., Barra, F., Ochoa-Landin, L., Pérez-Segura, E., Espinoza, E., 2005, La Caridad Porphyry Cu-Mo Deposit: A Porphyry-Epithermal Transition in the Southwest North America Porphyry Copper Province: Symposium Copper 2005, Santiago de Chile.

- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Ochoa-Landín, L., Martínez-Serrano, R., Vargas-Navarro, P., 2003, Geochemistry of the Coastal Sonora batholith, Northwestern México: Canadian Journal of Earth Sciences, 40, 819-831.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Roldán-Quintana, J., 1999, Geochemistry of Laramide granitic rocks across the southern margin of the Paleozoic Northamerican continent, Central Sonora, Mexico: International Geology Review, 41, 1409-1422.
- Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R., 1986, Stable isotopes in high temperature geological processes: Rev. in Mineralogy, Mineralogical Association of America, 16.
- Vaughan, D.J., Craig, J.R., 1978, Mineral chemistry of metal sulfides: Cambridge, Cambridge University Press. 493 p.
- Vázquez, M.R., Mancillas, A., 1997, Informe geológico minero de la asignación minera Los Pericos, municipio de Bacanora, Sonora: Hermosillo, Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico, 44 p.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, México): structures along the detachment fault and exhumation evolution: Journal of South American Earth Sciences, 6, 4, 193-204.
- Vega-Granillo, R., Araux-Sánchez, E., 1985, Estudio geológico de la Sierra la Campanería y sus yacimientos minerales: Boletín del Departamento de Geología Uni-Son, 2, 1 y 2, 74-84.
- Vine, J.D., Tourtelot, E.B., 1970, Geochemistry of black shale deposits: a summary report: Economic Geology, 65, 253-272.
- Wang, S., Williams, P.J., 2001, Geochemistry and origin of Proterozoic skarns at the Mount Elliot Cu-Au (Co-Ni) deposit, Cloncurry district, NW Queensland, Australia: Mineralium Deposita, 36, 2, 109-124.
- Wedepohl, K.H., 1995, The composition of the continental crust: Geochimica et Cosmochimica Acta, 59, 1217-1232.
- White, D.E., 1974, Diverse origins of hydrothermal ore fluids: Economic Geology, 69, 954-973.
- Were, Jr., R.W., Bodnar, R.J., Bethke, P.M., Barton Jr, P.B., 1979, A novel gas-flow fluid inclusion heating/freezing stage: Geol. Soc. of America Abstr. Programs, 11, 539.
- White, D.E. 1974, Diverse origins of hydrothermal ore fluids: Economic Geology, 69, 954-973.
- Wiese, J.H., 1945, Tungsten deposits of the southern part of Sonora, Mexico: U.S. Geol. Survey Bulletin, 946-D, 27 p.

- Wilkerson, G., Deng, Q., Ilavon, R. and Goodell, P., (1988), Batopilas Mining District, Chihuahua, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1721- 1736.
- Wilkinson, J.J., 2001, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: *Lithos*, 55, 229-272.
- Williams, T.J., Starr, J.R., Meinert, L.D., 2001, Characterization of sulfide mineralization within a hydrothermally altered phase of the Bismark quartz monzonite, Bismark Zn-skarn deposit, Chihuahua, Mexico: Geological Society of America Annual Meeting. Abstract with Programs.
- Wilson, I.F., 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 los Recursos Minerales de México, 9, 108 p.
- Wodziki, W.A., 1995, The evolution of the Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea District, Sonora, Mexico: Tucson, University of Arizona, PhD Thesis, 175 p.
- Zürcher, L., Ruiz, J., Barton, M.D., 2001, Paragenesis, elemental distribution, and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, Mexico: *Economic Geology*, 96, 535-557.

Muestra	Textura	Composición mineralógica principal	Composición secundaria	Observaciones
03-04	Porfídica en mx fanerítica grano fino	Qtz 25, Fmg 5, Pg relic 10, FK 60 (princ mx) Qtz xeno mx, FK feno mac Carlsb. Pg mac pol aureo FK. Ant px trans biot	Rutilo, apatito, esfena. Biot+epi de px. Fmg alt clor+act	Dique tardío monzonita de cuarzo
03-10	Porfídica. Fnx 30 Mx fina xeno	Pg feno 30, An ₂ , Ant hn 5, ant biot 3, Mx fina prob FK>50. Text casi seriada.	Ser de pg 10glob, fmg alt a clor>opac>carb. Clor glob 4.5, opac glob 1, carb glob 1	Dique tardío monzonita de cuarzo
03-16	Microporfídica mx xenomorfa	Fnx 10 de pg, mx FK xeno 47, restos px aug 2	Fuerte alt clor 30, epi 15, carb 3, esf 1. Tr pi. Epi de plagio.	Dique en skarn conglo fuerte alt retro de clor+epi
03-80	Porfídica Fnx 40 mx glob xeno sucia	Fnx Princ. Pg 1-3 mm, macla poli An ₂₄ , FK ort no macla 3, ojos qtz 3, ant anf 4, biot 2, zirc prismas alarg. Mx rica en FK	Clor glob 5, ser glob 3, ant fmg alt a clor+epi+opacos	Monz qtz + débil retro. Hibabasal a subvolcánico.
03-83	Porfídica en mx microlítica	Fnx 30 casi todos pg 1-3 mm. An ₈₋₃₀ Ant anf y biot. Qtz 3 plac xeno tard. Mx plumosa microlítica orientada	Clor glob 8, carb glob 2, opac glob 2, ser glob 3. Ant fmg alt clor+opac+carb	Sienodiorita + débil alt retro. Hipabasal a subvolcánico.
03-87	Porfídica	Text porf relic mx fina 20-30 fnx casi todos pg y tr de FK	Epi glob 20, diop prob en mx 15, granate 10. Microvet con gte+feld+opac. Etap: gte+diop mx, luego gte+Fkvet, luego epi	Sienodiorita Transf. a endoskarn prog+retro. Subvolcánico.
03-92	Porfídica mx microlítica fluidal	Fnx 12 de 0.5-2mm. Prob ant anf, prob biot mx fina rosada rica en FK	Clor glob 5, carb glob 5, opac 3, ser glob5	Sienodiorita + débil alt retro. Sulbvolcánico.
03-100	Fanerítica microcristalina panidiomórfica	Crist 0.5-1 mm y mx 0.2 mm, Pg 59 An ₃₄ , FK 10, Qtz 30, Ant hn 3, ant biot 5	Act a partir de hn	Microgranodior de biot + hn (plutón). Bacanora-Novillo.
03-101	Fanerítica hipidiomórfica	Pg 50, poli, zonal An ₂₄ , Qtz 12, FK 15, Hn 7, Biot 8	Clor glob 5, opac glob 3, ser glob 3, epi glob 0.5. Hn act	Granodiorita plutónica de biot + hn. Bacanora-Novillo.

03-102	Fanerítica panidiomórfica a hipidiomórfica	Talla 0.4-1mm. Qtz 20, FK 25 orto y microc, Pg 40 poli, An ₂₆ , Biot 10, hn 5	Esf 0.5, opac 4, ser glob 2, clor glob 3	Granodiorita plutónica de biot + hn. Bacanora-Novillo.
03-103	Fanerítica hipidiomórfica a xenomorfa	Qtz 20, Pg 30 0.5-1 mm, An ₄ , FK 45 orto y micro, hn 5.	Esf 0.5, opac 1, ser glob 2	Monzogranito plutónico de hn. Bacanora-Novillo.
03-104	Fanerítica hipidiomórfica a poiquilítica	Talla 0.25-1 mm. Qtz 10, FK 12, Pg 44, Px 20, Biot 4, opac 10. Pg fuerte zonal + incl opacos. Pg hasta 2 mm Px en interst azuloso aug o aeg Biot café muy pleocroica + inc apat y px	Vetillas con FK sucio xeno y actinol incipiente.	Tonalita de pirox + biot. Roca plutónica. La Reyna
03-105	Porfídica fnx 50 mx felsítica 50 Mx rosada	Fnx hasta 4 mm. Qtz 3, Plagio 35, orto 3, ant anf 12. Pg maclas poli hasta 2 mm An ₃₀₋₃₂ . op 3. apat. Mx fe lsítica xenomorfa sucia	Ser glob 5, clor glob 3, calc glob 2, act 7 Ant hn actinolizada y luego trans a clor + calc + opac + esfena	Pórfido de monzogranito de hornblenda, vinculado a San Lucas. Dique en la anterior. La Reyna
03-106	Textura fanerítica fino hidiomórfica	Grano <1 mm. Qtz 8, Pg rel 10, px orig 15, FK tardío 56, opacos 3. Px prob augita. Qtz tardío. FK tardío microplacas interst. Apat libre	Act + anf sec 5, ser glob 3. Anf déb color prob trans de px.	Sienogranito de pirox. Plutónica. Parece a 104 pero más evolucionado. La Reyna.
03-107	Textura fanerítica hipidiomórfica	Talla crist 0.5-2 mm. Qtz 5, FK 3, Pg 55, Px 15, biot 4, opac 3. Pg An ₃₂ . Qtz interstic. Px prob aug. Apat aislado. FK tardío trazas mirmequitas.	Act 5, ser glob 10.	Tonalita de pirox+biot. Roca plutónica. La Reyna
03-108	Textura fanerítica grano grueso	Grano 1-3mm. Qtz 25, FK 30, Pg 30, Ant hn 10, Biot 5. Pg mac poli y estr zonal. FK interst pertítico, débil ext ond. Qtz fluid inc c/NaCl. Circón en biot.	Act precedente de hn	Monzonita de cuarzo de hornblenda+biotita. Roca plutónica. La Reyna
03-109	Textura fanerítica hipidio a alotriomórfica	Grano 0.4-2mm. Pg 50, FK 35, Qtz 3, opac 2. Pg hasta 2 mm, poli y zonal, event c/microinc de FK. An ₂₈₋₃₄	Act 7, epi 3. Act agr fibr inters plagio. Epi granular dis. Ser glob 2. Esf.	Monzonita a monzodiorita. Déb alt epi+ser. Roca plutónica.

03-110	Granofídica a hipidomórfica	Grano 0.2-2mm, en general <1mm. Qtz 15, Pg 30, FK 48, Biot 3. Apat aislado. Pg tabletas aureolas FK tardío. An ₄₂ . FK xeno cementa pg pertítico. Qtz xeno tardío micropeg.	Act 2, opac 2.	Leucomonzogranito. Profundidad somera. Zona color.
03-111	Porfídica en mx microlítica fluidal afieltrada	Fnx 25 de plagio, Fmg 10. Mx 65-70 %. Pg hasta 4 mm An ₃₂ . Biotita alarg. Ant anf. Apat 1 indiv. Mx microlítica.	Qtz lentes 10, Calc pches 5, clor 7, ser 7.	Monzodiorita + Déb alt select de ser en Pg y clor +ser+calc en fmg.
03-112	Porfíca mx microcrist	Fnx hasta 2 mm, mx subauto a xeno 0.1-0.2 mm Pg orig 20, px 15, biot 3. opac 5. Pg mx 5. FK mx 52. Biot fina puede venir de px. Px tipo augita. Apatito aislado	Ser glob 5. Act	Monzogranito de piroxeno. Débil alt a actinol+biot, luego clor+ser.
03-114	Porfídica fnx hasta 5 mm	Fnx 30. Pg 20, Biot 7, Hn 3. Apat crist separados hasta 1 %. Mx muy fina felsítica casi microlítica de FK.	Hn Transf. 100% a clor+opac, biot también 100%. Carb glob 2.	Granito de biot+hn. Roca subvolcánica.
03-116	Porfídica 50 % fnx hasta 5 mm	Pg 40, Fmg 10. Mx felsítica grano muy fino. Pg 0.5-4 mm An ₂₄₋₃₂ . Hn y biot totalmente alterados. Qtz raros ojos tendencia bipiramidal y corroído 5 %. Fluid inc trifásicas. Un Fenoc de orto.	Fmg alt tot a clor+epi+carb. Clor glob 5, epi glob 5, carb glob 2.	Monzonita de qtz hipabisal a subvolcánica. Débil alt selectiva en fmg de clor+epi+carb.
03-117	Porfídica fnx hasta 50 %.	Fnx hasta 3 mm. Qtz 5, Pg 35, Ant Fmg 10, Qtz mx 5. Total Mx 50. Ojos qtz 0.5-1mm + Fluid Inc c/NaCl. Plagio auto macla poli, corroído An ₂₆₋₃₂ . Fmg ant hn. Apatito. Mx roca microcristalina 0.05-0.1 mm, felsítica no reconocible, probable rica en FK.	Actino de hn 8. Clor 2. Act fibrosa.	Monzonita de qtz. Roca hipabisal a subvolcánica.
03-118	Text porfídica 50 feno	Fnx 1-3 mm. Plagio 43 % hasta 5 mm. An ₃₀ . Hn 0.2-0.4 mm. Qtz mx 4. Mx roca microcristalina xeno, agregado de FK <0.1 mm. 1% esfena crist xeno. Zirc automorfo.	Act precedente de hn.	Pórfido de monzonita. Roca hipabisal a subvolcánica.

Explicación:

Act. Actinolita. Alarg. Alargados. Alt. Alterados. An. Anortita. Anf. Anfíbol. Ant. Antíguo. Apat. Apatito. Aureo.
 Aureola. Aug. Augita. Aeg. Aegirita. Auto. Automorfa. Biot. Biotita. Carb. Carbonatos. Carlsb. Carlsbad. Clor.
 Clorita. Crist. Cristales. Deb. Débil. Diop. Diopsida. Dis. Diseminada. Epi. Epidota. Esf. Esfena. Estr.
 Estructura. Ex. Extinción. Feld. Feldespato. Feno. Fenocristales. Fluid. Fluida. Fmg. Ferromagnesianos. Fnx.
 Fenocristales. FK. Feldespato potásico. Fenoc. Fenocristal. Glob. Global. Glomerocrist. Glomerocristales. Gte. Granate.
 Hipidio. Hipidiomorfa. Hn. Hornblenda. Inc. Inclusión. Interst. Intersticial. Mac. Maclado. Microc.
 Microclina. Microinc. Microinclusiones. Micropeg. Micropegmatítico. Microvet. Microvetillas. Mx. Matriz.
 Opac. Opacos. Orto. Ortoclasa. Pches. Parches. Plac. Placas. Pg. o Plagio. Plagioclasa. Poli.
 Polisintética. Porf. Porfídica. Princ. Principalmente. Prob. Probable. Px. Piroxeno. Qtz. Cuarzo. Relac.
 Relacionados. Rel. Relicto. Retro. Retrógrado. Ser. Sericita. Subauto. Subautomorfa. Tard. Tardío. Tend. Tendencia.
 Text. Texturas. Tr. Trazas. Trans. Transformado. V. Vetillas. Xeno. Xenomorfo. Zirc. Zircón.

Los números se refieren a porcentajes en volumen.

		Tabla II										
		MNBB	MNBB	MNBB	MNBB	MNBB	MNBB	SLP	SLP	SLP	SLP	SLP
Muestra		03-107	03-108	03-110	03-100	03-101	03-103	P03-80	P03-83	P03-92	P03-117	P03-118
SiO2	%	55.06	67.06	66.47	69.11	61.61	71.07	67.88	64.33	63.10	65.60	65.79
Al2O3	%	16.33	15.30	15.77	14.76	16.90	15.29	15.33	15.58	15.68	15.72	16.03
Fe2O3	%	7.42	3.43	3.60	3.76	5.61	2.27	2.71	3.35	4.27	2.58	1.09
MnO	%	0.12	0.03	0.000	0.05	0.06	0.06	0.00	0.04	0.04	0.000	0.000
MgO	%	4.82	2.00	1.24	0.98	2.64	0.000	0.91	1.88	2.03	1.74	1.92
CaO	%	7.51	3.15	2.60	2.79	4.87	1.61	1.78	2.15	2.29	1.82	2.55
Na2O	%	4.87	3.90	4.58	3.28	3.46	5.43	5.10	4.19	4.79	3.94	5.29
K2O	%	2.10	3.77	4.23	4.02	2.69	3.10	4.64	5.19	3.89	6.81	5.06
TiO2	%	0.72	0.45	0.46	0.52	0.62	0.23	0.40	0.46	0.51	0.43	0.49
P2O5	%	0.24	0.14	0.13	0.12	0.19	0.06	0.13	0.15	0.21	0.16	0.17
PF	%	0.74	0.72	0.85	0.50	1.28	0.50	1.06	2.70	3.10	1.14	1.51
Total	%	99.93	99.95	99.93	99.89	99.93	99.62	99.94	100.02	99.91	99.94	99.90
As	ppm	4.16	2.81	5.08	4.92	3.80	2.31	27.91	3.45	5.06	5.88	5.58
Ba	ppm	567.60	1007.00	1083.00	949.90	683.80	620.50	908.50	2264.00	1235.00	1726.00	957.00
Be	ppm	1.41	1.60	2.43	1.40	1.23	3.04	1.92	1.40	1.31	1.52	1.97
Bi	ppm	0.00	0.73	0.00	0.22	0.00	0.26	2.01	0.00	0.00	0.00	0.26
Ce	ppm	44.61	43.71	67.59	59.67	46.12	43.32	77.08	44.76	47.62	41.92	53.75
Co	ppm	22.87	9.88	6.89	7.37	13.42	1.94	34.46	8.54	8.90	5.58	3.71
Cr	ppm	91.56	75.90	23.75	8.16	16.91	0.00	23.13	62.88	59.39	58.08	78.95
Cs	ppm	1.61	2.09	1.63	5.61	9.59	7.12	1.10	1.35	1.51	0.97	0.52
Cu	ppm	15.02	105.80	19.61	18.78	309.30	0.00	519.20	0.00	0.00	0.00	46.39
Dy	ppm	2.57	1.60	2.74	3.39	2.75	1.30	2.57	1.55	1.65	1.59	1.60
Er	ppm	1.43	0.84	1.48	1.72	1.38	0.90	1.39	0.76	0.79	0.78	0.85
Eu	ppm	1.05	0.78	0.98	0.92	1.05	0.53	0.96	0.91	0.94	0.82	0.72
Ga	ppm	19.43	18.49	19.86	17.45	19.17	17.82	16.15	19.88	19.62	19.12	19.30
Gd	ppm	2.99	2.06	3.38	3.96	3.28	1.42	3.22	2.21	2.44	2.34	2.14
Ge	ppm	1.37	1.12	1.24	1.26	1.40	1.67	0.94	0.79	0.90	1.07	1.03
Hf	ppm	3.50	3.91	5.66	5.90	3.61	5.97	5.44	3.10	3.35	3.13	4.31

Muestra		MNBB	MNBB	MNBB	MNBB	MNBB	MNBB	SLP	SLP	SLP	SLP	SLP
		03-107	03-108	03-110	03-100	03-101	03-103	P03-80	P03-83	P03-92	P03-117	P03-118
Ho	ppm	0.51	0.30	0.52	0.62	0.50	0.27	0.48	0.28	0.29	0.29	0.30
La	ppm	22.88	24.42	34.91	29.55	22.78	26.23	43.25	22.60	25.12	19.50	22.40
Lu	ppm	0.24	0.15	0.26	0.26	0.22	0.24	0.24	0.12	0.12	0.13	0.16
Mo	ppm	0.71	0.60	0.78	0.85	0.76	0.00	2.85	0.00	1.21	0.00	0.00
Nb	ppm	6.55	8.11	11.02	9.61	6.66	10.22	12.01	6.97	7.01	8.14	8.35
Nd	ppm	19.22	16.61	27.60	24.93	20.23	11.69	27.11	19.26	20.22	19.08	20.25
Ni	ppm	25.10	30.46	13.02	5.39	11.18	0.00	24.01	35.90	29.81	28.85	28.86
Pb	ppm	8.44	11.18	11.90	17.54	6.96	12.05	7.79	3.86	2.40	2.03	7.92
Pr	ppm	5.13	4.72	7.71	6.79	5.39	3.95	7.99	5.17	5.34	5.12	6.02
Rb	ppm	57.69	106.10	122.30	144.60	121.60	231.70	117.90	133.90	115.20	187.90	118.80
Sb	ppm	0.69	0.53	0.84	0.63	0.62	0.76	4.50	1.99	4.57	1.54	1.73
Sm	ppm	3.59	2.84	4.57	4.85	3.95	1.71	4.39	3.16	3.45	3.24	2.94
Sn	ppm	0.76	0.99	1.06	1.22	1.48	2.00	1.29	0.71	0.82	0.83	0.79
Sr	ppm	650.70	606.20	640.70	260.30	431.50	259.30	335.70	244.80	208.10	156.40	200.90
Ta	ppm	0.54	0.91	1.16	1.06	0.79	0.87	1.26	0.67	0.61	0.85	0.88
Tb	ppm	0.44	0.29	0.49	0.60	0.49	0.21	0.46	0.29	0.32	0.30	0.29
Th	ppm	5.96	12.63	16.42	20.85	16.52	13.43	17.71	8.42	7.34	9.97	12.52
Tm	ppm	0.22	0.13	0.24	0.25	0.21	0.16	0.21	0.11	0.11	0.12	0.14
U	ppm	2.44	5.82	4.44	5.83	5.73	5.59	8.04	4.07	4.04	4.72	7.04
V	ppm	179.20	67.18	67.93	71.89	124.50	15.96	58.17	68.53	72.30	63.25	85.80
W	ppm	0.44	1.01	0.76	1.33	2.38	0.37	1.76	1.46	2.68	2.23	1.96
Y	ppm	14.74	8.76	15.86	18.40	15.25	9.68	14.68	8.01	8.44	8.68	9.10
Yb	ppm	1.50	0.92	1.69	1.70	1.41	1.33	1.49	0.75	0.75	0.81	0.95
Zn	ppm	64.17	27.60	30.24	62.38	50.17	25.60	44.80	46.18	38.66	29.56	14.38
Zr	ppm	145.20	142.30	221.70	220.90	129.40	214.80	207.50	116.80	127.60	115.90	161.10

Tabla III

Composición	MNBB(6)	SLP(5)	Adakitas*	Plutón adakitico*	Suite La Posta**	Mezcala***
SiO₂	65.06	65.34	64.66	67.3	67.79	64.14
Al₂O₃	15.72	15.67	16.77	15.78	15.68	15.92
Fe₂O₃	4.35	2.80	4.20	3.30	3.45	4.10
MnO	0.06	0.02	0.08	0.05	0.05	0.10
MgO	1.95	1.70	2.20	1.96	1.20	2.30
CaO	3.76	2.12	5.00	3.67	3.86	4.20
Na₂O	4.26	4.66	4.09	4.19	3.51	3.90
K₂O	3.32	5.12	1.72	2.15	2.57	3.30
TiO₂	0.50	0.46	0.51	0.54	0.62	0.70
P₂O₅	0.15	0.16	0.17	0.12	0.14	0.30
Fe₂O₃+MgO+MnO+TiO₂	6.8	5.0	7.0	5.8	5.3	7.2
K₂O/Na₂O	0.8	0.9	0.4	0.5	0.7	0.8
Sr	475.0	229.0	706.0	280.0	483.0	790.0
Ni	14.0	30.0	24.0	24.0	7.0	21.0
Cr	36.0	56.0	36.0	46.0	15.0	53.0
Y	12.5	10.0	10.0	17.0	9.0	13.0
Yb	1.3	0.9	0.9	1.1		1.1
Sr/Y	37.0	24.0	68.7	16.5	54.0	61.0
(La/Yb)_N	9.6	14.1	14.2	11.0	23.0	20.0

*Martin, 1999

**Tulloch y Kimbrough, 2003

***González - Partida et al, 2003

Tabla IV

MUESTRA 03-107

muestra	U (ppm)	Th(ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pbc	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ratio	±(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age	±(Ma)
1	375	180	2.1	832	0.01412	1.54	90.4	1.4
2	569	600	0.9	1409	0.01416	0.88	90.6	0.8
3	250	201	1.2	701	0.01410	1.31	90.3	1.2
4	192	110	1.7	517	0.01425	2.38	91.2	2.2
5	394	316	1.2	807	0.01418	1.73	90.8	1.6
6	336	203	1.7	775	0.01405	1.33	89.9	1.2
7	275	131	2.1	735	0.01398	1.66	89.5	1.5
8	560	437	1.3	1484	0.01413	0.95	90.4	0.9
9	317	228	1.4	667	0.01398	2.06	89.5	1.8
10	513	336	1.5	1565	0.01421	1.61	91.0	1.5
11	246	143	1.7	1075	0.01410	1.72	90.3	1.5
12	184	127	1.4	667	0.01419	1.97	90.8	1.8
13	287	143	2.0	1236	0.01406	1.67	90.0	1.5
14	375	220	1.7	1061	0.01425	1.21	91.2	1.1
15	480	467	1.0	1083	0.01427	1.23	91.3	1.1
16	340	261	1.3	397	0.01394	1.49	89.2	1.3
17	459	237	1.9	1047	0.01432	1.07	91.6	1.0
18	266	222	1.2	1137	0.01417	1.26	90.7	1.1
19	188	90	2.1	1161	0.01403	1.93	89.8	1.7
20	231	183	1.3	817	0.01408	1.25	90.1	1.1
21	146	73	2.0	368	0.01432	2.55	91.6	2.3
22	156	83	1.9	442	0.01412	2.81	90.4	2.5
23	523	423	1.2	2559	0.01420	1.41	90.9	1.3
24	261	213	1.2	746	0.01418	1.57	90.8	1.4
25	133	75	1.8	450	0.01418	3.43	90.8	3.1
26	275	174	1.6	1548	0.01405	1.84	89.9	1.6
27	223	124	1.8	1519	0.01410	1.51	90.2	1.4

MUESTRA 03-11

muestra	U (ppm)	Th(ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pbc}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio	$\pm(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	$\pm(\text{Ma})$
1	404	207	2.0	873	0.01388	2.36	88.9	2.1
2	398	178	2.2	1463	0.01399	1.43	89.6	1.3
3	335	106	3.2	1277	0.01391	2.92	89.0	2.6
4	509	248	2.1	1488	0.01402	2.12	89.7	1.9
5	602	289	2.1	1413	0.01395	1.30	89.3	1.2
6	1238	1146	1.1	5555	0.01384	1.51	88.6	1.3
7	673	252	2.7	3535	0.01382	1.42	88.5	1.2
8	314	272	1.2	1292	0.01370	2.35	87.7	2.1
9	543	238	2.3	1481	0.01377	2.03	88.2	1.8
10	193	95	2.0	1170	0.01402	5.03	89.8	4.5
11	360	147	2.5	1197	0.01384	3.14	88.6	2.8
12	422	476	0.9	1875	0.01376	2.22	88.1	1.9
13	176	83	2.1	535	0.01379	3.50	88.3	3.1
14	328	148	2.2	510	0.01375	2.95	88.0	2.6
15	402	209	1.9	2151	0.01398	2.51	89.5	2.2
16	435	266	1.6	2688	0.01387	2.10	88.8	1.9
17	196	99	2.0	847	0.01383	3.73	88.5	3.3
18	474	224	2.1	2148	0.01403	1.66	89.8	1.5
19	156	93	1.7	969	0.01412	5.98	90.4	5.4
20	598	419	1.4	2568	0.01394	1.52	89.2	1.3
21	387	195	2.0	807	0.01364	1.49	87.3	1.3
22	455	204	2.2	2322	0.01363	1.82	87.3	1.6
23	385	196	2.0	1475	0.01376	1.96	88.1	1.7
24	456	237	1.9	1498	0.01389	2.33	88.9	2.1
25	346	184	1.9	2167	0.01391	1.83	89.0	1.6

Error sistemático 1.1 %. El $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es una relación medida. La concentración de U y la relación U/Th son calibradas por comparación con NBS SRM 610 y tienen una incertidumbre de ~ 25 %. Constantes de decaimiento: $^{235}\text{U}=9.8485 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}=1.55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$. Las relaciones isotópicas son corregidas para el fraccionamiento de Pb/U por comparación con zircones estándar con una edad de 564 ± 4 Ma (2-s). Composición inicial de Pb interpretada de Stacey y Kramers (1975), con incertidumbre de 1.0 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Spot Number	Comments	Common ²⁰⁶ Pb (%)	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	²³⁵ U/ ²³⁸ Pb*	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ Pb*	²³⁵ U/ ²⁰⁷ Pb†	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb†	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U‡	Discordant (%)
03-116	NE Sonora granitoid		Alex-17								
116-1.1		2.044	112	61	0.57	72.64291 ± 3.68	0.06396 ± 7.18	76.34067 ± 4.55	0.02439 ± 94.35	86.3 ± 3.2	-2301
116-2.1		2.456	90	78	0.90	63.35967 ± 3.56	0.06748 ± 7.31	63.35967 ± 3.56	0.06748 ± 7.31	98.5 ± 3.6	745
116-3.1		1.348	230	135	0.61	66.06958 ± 3.16	0.05663 ± 5.18	67.98020 ± 3.35	0.03598 ± 27.67	95.5 ± 3.0	-772
116-4.1		0.376	284	230	0.84	64.58546 ± 3.11	0.05097 ± 5.07	66.60247 ± 3.30	0.02627 ± 37.51	98.7 ± 3.1	-1752
116-5.1		0.551	322	185	0.59	66.86318 ± 3.06	0.05229 ± 4.53	66.86318 ± 3.06	0.05229 ± 4.53	95.2 ± 2.9	212
116-6.1		0.522	601	454	0.78	66.59238 ± 2.96	0.05207 ± 3.30	66.59238 ± 2.96	0.05207 ± 3.30	95.6 ± 2.8	200
116-7.1		0.666	345	190	0.57	65.19800 ± 3.04	0.05341 ± 4.23	65.19800 ± 3.04	0.05341 ± 4.23	97.5 ± 3.0	253
116-8.1		0.078	1485	1439	1.00	67.60167 ± 2.89	0.04852 ± 2.23	67.60167 ± 2.89	0.04852 ± 2.23	94.6 ± 2.7	32
116-9.1		0.271	841	408	0.50	66.38932 ± 2.92	0.05009 ± 2.78	66.38932 ± 2.92	0.05009 ± 2.78	96.1 ± 2.8	107
116-10.1		0.657	619	310	0.52	70.29456 ± 2.96	0.05304 ± 3.34	70.29456 ± 2.96	0.05304 ± 3.34	90.5 ± 2.7	263
116-11.1		0.803	194	103	0.55	67.58890 ± 3.19	0.05426 ± 7.03	70.01618 ± 3.60	0.02599 ± 56.55	93.9 ± 3.0	-1877
116-11.2		0.283	1276	1392	1.13	63.92269 ± 2.89	0.05026 ± 2.19	63.92269 ± 2.89	0.05026 ± 2.19	99.8 ± 2.9	107
116-12.1		-0.401	527	268	0.53	70.47863 ± 2.97	0.04466 ± 3.67	70.47863 ± 2.97	0.04466 ± 3.67	91.2 ± 2.7	-182
116-13.1		0.310	616	241	0.40	64.93592 ± 2.95	0.05044 ± 3.20	65.29203 ± 2.96	0.04610 ± 5.92	98.2 ± 2.9	-97
116-14.1		0.182	556	208	0.39	66.34091 ± 2.97	0.04938 ± 3.50	66.88931 ± 2.99	0.04283 ± 8.93	96.3 ± 2.8	-266
116-15.1		0.422	406	300	0.76	65.99665 ± 3.01	0.05130 ± 4.98	65.99665 ± 3.01	0.05130 ± 4.98	96.5 ± 2.9	162

* uncorrected ratios

† ²⁰⁶Pb corrected for common lead

‡ ²⁰⁷Pb corrected for common lead

All errors are 1σ

Tabla VI

Table 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating data for igneous rocks from Sierra Santo Niño, East Sonora, Mexico

Step	Temp. °C	$\%^{39}\text{Ar}$ of total	Radiogenic Yield (%)	$^{39}\text{Ar}_k$ (Moles $\times 10^{12}$)	$^{40}\text{Ar}^*$ $^{39}\text{Ar}_k$	Apparent K/Ca	Apparent K/Cl	Apparent Age (Ma)	Error (Ma)
03-109 <i>Arroyo Mina La Reyna monzonite</i> <i>K-feldspar</i> $J = 0.004863 \pm 0.50\%$ $wt = 19.6 \text{ mg}$ #69KD45									
A	750	9.0	82.9	0.52825	5.247	45.7	450	45.45 \pm 0.09	
B	850	3.8	86.1	0.22371	5.358	28.3	817	46.40 \pm 0.10	
C	950	3.7	75.7	0.21912	5.425	18.9	475	46.98 \pm 0.25	
D	1000	2.6	73.4	0.15185	5.394	9.7	423	46.71 \pm 0.35	
E	1050	3.3	63.8	0.19228	5.375	11.8	299	46.55 \pm 0.29	
F	1100	5.4	59.6	0.31513	5.511	22.1	244	47.71 \pm 0.21	
G	1150	7.1	61.5	0.41778	5.481	29.4	67	47.45 \pm 0.22	
H	1200	12.3	67.1	0.71834	5.623	44.9	231	48.67 \pm 0.19	
I	1225	18.4	68.9	1.07793	5.708	79.8	244	49.39 \pm 0.11	
J	1250	23.3	66.9	1.36068	5.716	106.6	249	49.46 \pm 0.10	
K	1275	9.5	64.4	0.55522	5.781	53.7	256	50.02 \pm 0.16	
L	1300	1.5	65.3	0.09020	5.868	14.8	246	50.76 \pm 0.69	
Total Gas		100.0	68.8	5.85049	5.597	60.2	288	48.45	
03-107 <i>Arroyo Mina La Reyna tonalite</i> <i>K-feldspar</i> $J = 0.004868 \pm 0.50\%$ $wt = 20.3 \text{ mg}$ #73KD45									
A	650	5.4	50.4	0.21436	5.862	6.9	67	50.76 \pm 0.37	
B	750	3.9	51.4	0.15532	5.849	5.0	81	50.65 \pm 0.48	
C	850	3.7	47.4	0.14577	5.716	7.1	101	49.51 \pm 0.33	
D	950	4.7	36.5	0.18722	5.693	6.3	91	49.32 \pm 0.47	
E	1050	8.1	29.5	0.32232	5.293	6.7	79	45.90 \pm 0.48	
F	1100	11.4	32.9	0.45006	5.560	12.0	68	48.18 \pm 0.17	
G	1150	15.0	40.8	0.59294	6.093	11.8	41	52.73 \pm 0.18	
H	1200	28.3	52.2	1.12180	6.614	16.3	66	57.17 \pm 0.23	
I	1225	15.0	44.8	0.59464	6.315	13.8	75	54.63 \pm 0.21	
J	1250	3.6	41.2	0.14254	6.402	7.1	70	55.36 \pm 0.41	
K	1275	0.9	42.2	0.03660	6.575	3.5	62	56.84 \pm 0.67	
Total Gas		100.0	43.8	3.96356	6.109	11.8	68	52.87	
03-114 <i>Arroyo San Lucas monzonite porphyry</i> <i>K-feldspar</i> $J = 0.004904 \pm 0.50\%$ $wt = 20.1 \text{ mg}$ #75KD45									
A	650	11.8	64.4	0.51615	7.129	14.4	144	61.99 \pm 0.11	
B	750	18.0	93.4	0.78492	6.491	25.1	2216	56.53 \pm 0.09	
C	850	11.0	95.8	0.47911	6.909	61.3	2496	60.11 \pm 0.09	
D	950	8.1	93.3	0.35301	6.947	46.2	1080	60.43 \pm 0.06	
E	1050	9.6	88.3	0.41844	6.965	42.6	644	60.59 \pm 0.11	
F	1100	7.9	80.1	0.34577	7.396	37.8	383	64.27 \pm 0.11	
G	1150	7.1	74.4	0.30911	8.019	27.9	55	69.58 \pm 0.18	
H	1200	9.8	76.7	0.42680	9.132	29.7	186	79.03 \pm 0.14	
I	1225	12.2	83.9	0.53197	10.092	40.2	191	87.14 \pm 0.10	
J	1250	4.4	83.6	0.19167	10.990	26.6	183	94.70 \pm 0.23	
Total Gas		100.0	84.1	4.35693	7.771	34.8	924	67.48	

Table 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating data for igneous rocks from Sierra Santo Niño, East Sonora, Mexico (cont.)

Step	Temp. °C	% ^{39}Ar of total	Radiogenic Yield (%)	$^{39}\text{Ar}_k$ (Moles $\times 10^{12}$)	$^{40}\text{Ar}^*$ $^{39}\text{Ar}_k$	Apparent K/Ca	Apparent K/Cl	Apparent Age (Ma)	Error (Ma)
03-116 <i>Arroyo San Lucas granodiorite porphyry</i> <i>K-feldspar</i> $J = 0.004895 \pm 0.50\%$ $wt = 19.2$ mg #85KD45									
A	550	4.1	27.4	0.11576	5.711	9.8	40	49.74 \pm 0.91	
B	650	9.0	75.9	0.25486	5.918	6.1	312	51.52 \pm 0.17	
C	750	8.0	81.1	0.22677	6.091	15.5	385	53.00 \pm 0.17	
D	950	14.1	79.9	0.39869	6.513	33.4	348	56.62 \pm 0.09	
E	1100	17.5	76.9	0.49559	6.037	36.1	369	52.54 \pm 0.10	
F	1200	22.7	64.6	0.64028	6.792	30.6	68	59.00 \pm 0.15	
G	1225	20.0	67.0	0.56584	7.605	30.4	116	65.94 \pm 0.12	
H	1250	4.5	59.3	0.12851	8.192	12.6	90	70.93 \pm 0.36	
Total Gas		100.0	70.0	2.82630	6.668	26.8	217	57.94	
03-103 <i>Bacanora-Novillo monzogranite</i> <i>K-feldspar</i> $J = 0.004864 \pm 0.50\%$ $wt = 20.5$ mg #71KD45									
A	750	6.9	90.3	0.47777	4.392	53.0	295	38.13 \pm 0.06	
B	850	8.6	95.1	0.59255	4.405	73.5	780	38.25 \pm 0.04	
C	950	8.9	95.1	0.61138	4.547	107.6	862	39.46 \pm 0.10	
D	1000	4.6	95.4	0.31555	4.327	62.2	1567	37.58 \pm 0.07	
E	1050	4.2	91.0	0.28606	4.300	50.9	805	37.34 \pm 0.13	
F	1100	4.5	86.3	0.30928	4.399	47.9	391	38.19 \pm 0.07	
G	1150	5.6	85.3	0.38241	4.562	41.2	71	39.59 \pm 0.08	
H	1175	4.3	89.1	0.29455	4.663	41.7	283	40.46 \pm 0.08	
I	1200	5.1	90.4	0.35120	4.848	53.2	222	42.04 \pm 0.08	
J	1225	7.4	90.5	0.50642	4.972	78.1	193	43.11 \pm 0.05	
K	1250	11.3	90.2	0.77343	5.055	125.9	179	43.82 \pm 0.05	
L	1275	12.9	89.7	0.88890	5.104	140.9	187	44.24 \pm 0.04	
M	1300	9.4	88.8	0.64307	5.126	135.5	221	44.43 \pm 0.05	
N	1350	4.6	88.5	0.31381	5.161	71.1	251	44.73 \pm 0.07	
O	1400	0.9	86.0	0.06051	5.148	15.1	212	44.61 \pm 0.50	
P	1650	1.0	71.9	0.06777	5.151	18.6	190	44.64 \pm 0.70	
Total Gas		100.0	90.4	6.87465	4.772	87.9	409	41.40	
03-101 <i>Bacanora-Novillo granodiorite</i> <i>K-feldspar</i> $J = 0.004903 \pm 0.50\%$ $wt = 20.7$ mg #79KD45									
A	750	7.3	53.0	0.43299	6.156	5.8	150	53.64 \pm 0.16	
B	950	22.3	95.8	1.33138	6.386	8.9	3087	55.62 \pm 0.03	
C	1000	9.4	97.7	0.56239	6.422	16.2	4301	55.93 \pm 0.06	
D	1100	9.5	96.3	0.56758	6.419	12.9	1335	55.90 \pm 0.06	
E	1175	7.8	88.3	0.46768	6.371	6.8	97	55.49 \pm 0.08	
F	1200	6.9	84.0	0.41043	6.413	6.6	321	55.85 \pm 0.07	
G	1225	10.1	88.1	0.60359	6.453	11.7	394	56.19 \pm 0.09	
H	1250	15.2	91.9	0.90728	6.473	23.2	538	56.37 \pm 0.04	
I	1275	9.2	91.4	0.54909	6.497	22.3	669	56.57 \pm 0.06	
J	1300	2.1	86.7	0.12602	6.498	7.0	526	56.58 \pm 0.35	
Total Gas		100.0	89.5	5.95843	6.409	13.1	1458	55.82	

Table 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating data for igneous rocks from Sierra Santo Niño, East Sonora, Mexico (cont.)

Step	Temp. °C	% ^{39}Ar of total	Radiogenic Yield (%)	$^{39}\text{Ar}_k$ (Moles $\times 10^{12}$)	$^{40}\text{Ar}^*$ $^{39}\text{Ar}_k$	Apparent K/Ca	Apparent K/Cl	Apparent Age (Ma)	Error (Ma)
03-10	<i>Arroyo San Lucas monzonite dike</i>			<i>K-feldspar</i>	$J = 0.004894 \pm 0.50\%$		<i>wt = 20.8 mg</i>	<i>#81KD45</i>	
A	750	33.0	50.3	0.79925	6.017	5.2	144	52.35 \pm 0.11	
B	850	12.9	92.1	0.31279	6.105	22.6	1002	53.11 \pm 0.10	
C	950	8.7	86.2	0.21099	6.176	19.3	530	53.72 \pm 0.17	
D	1000	6.1	81.0	0.14797	6.084	16.8	409	52.93 \pm 0.15	
E	1050	6.5	73.8	0.15636	5.922	15.0	305	51.54 \pm 0.26	
F	1100	7.4	69.2	0.17924	6.149	13.0	224	53.49 \pm 0.24	
G	1200	17.3	67.1	0.42035	6.638	10.3	54	57.67 \pm 0.17	
H	1225	8.1	69.5	0.19644	7.609	7.5	88	65.96 \pm 0.41	
	Total Gas	100.0	68.1	2.42340	6.287	11.6	301	54.67	

Ages calculated assuming an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5 \pm 0$.

All precision estimates are at the one sigma level of precision.

Ages of individual steps do not include error in the irradiation parameter J .

No error is calculated for the total gas age.

Tabla VII

Muestra	Ubicación	Localidad	Roca	Mineral datado	Método	Age	Referencia
UAKA80-07	28° 37', 109° 53' 18"	San Javier-Tecoripa	Granodiorita	Biotita	K/Ar	61.2±1.3	1
				Hornblenda	K/Ar	62.0±1.7	1
UAKA80-11	28° 24' 36", 109° 14' 12"	San Nicolás	Granodiorita	Biotita	K/Ar	49.6±1.2	1
UAKA80-12	28° 24' 30", 109° 10' 54"	Santa Rosa	Granodiorita	Biotita	K/Ar	49.3±1.2	1
				Hornblenda	K/Ar	49.5±1.0	1
UAKA80-18	27° 45', 109° 43'	Santa Ana	Granodiorita	Biotita	K/Ar	67.3±1.4	1
				Hornblenda	K/Ar	66.1±1.4	1
UAKA81-02	28° 36' 03", 109° 36' 04"	San Antonio de la H	Microdiorita	Matriz	K/Ar	57.4±1.4	1
PED11-59	30° 40' 54", 112° 16' 30"	Puerto Blanco	Monzonita de cuarzo	Biotita	K/Ar	71.2±1.8	1
PED7-59	30° 31' 50", 112° 07' 05"	Altar	Pegmatita	Biotita	K/Ar	74.3±1.8	1
PED-10-66	31° 11' 42", 112° 17' 14"	Minas Leones Caborca	Granito	Biotita	K/Ar	70.9±2.1	1
PED-11-66	31° 08' 46", 112° 04' 56"	Minas Margarita Caborca	Granito	Biotita	K/Ar	67.6±2	1
UAKA-73-157	30° 51', 103° 11'	El Alacrán, Cananea	Breccia	Biotita	K/Ar	56.7±1.2	1
UAKA-73-148	30° 26' 48", 109° 26' 47"	Batamote, Nacozari	Monzonita de cuarzo	Biotita	K/Ar	56.8±1.2	1
UAKA-77-124	30° 23' 02", 109° 43' 50"	La Lilly, Florida-Barrigón	Granito	Sericita	K/Ar	52.4±1.1	1
PED-57-66	30° 18' 18", 109° 34' 12"	La Guadalupe, Caridad	Pegmatita	Biotita	K/Ar	55.2±1.6	1
UAKA-76-68	29° 48' 31", 109° 49' 15"	San Judas, Cumpas	Granodiorita breccia	Biotita	K/Ar	40.0±0.9	1
UAKA-76-35	29° 53' 47", 110° 03' 59"	Washington, Huépac	Breccia	Sericita	K/Ar	45.7±1.0	1
UAKA-76-36	29° 54' 29", 110° 05' 26"	Washington, Huépac	Granodiorita	Biotita	K/Ar	56.4±1.2	1
UAKA-77-123	30° 15' 53", 109° 42' 08"	Bella Esperanza	Monzonita de cuarzo	Biotita	K/Ar	55.9±1.2	1
UAKA-77-122	30° 16' 17", 109° 42' 22"	Bella Esperanza	Stock mineralizado	Sericita	K/Ar	55.5±1.2	1
UAKA-77-125	29° 53' 24", 110° 39' 38"	El Crestón	Granito	Sericita	K/Ar	53.5±1.1	1
UAKA-74-162	29° 53', 110° 18'	San Felipe de Jesús	Pórfido riolítico	Ortoclasa	K/Ar	51.0±1.1	1
UAKA-74-163	29° 53', 110° 18'	San Felipe de Jesús	Pórfido riolítico	Sericita	K/Ar	49.6±1.0	1
UAKA-81-02	28° 36' 03", 109° 36' 04"	San Antonio de la H	Microdiorita	Matriz	K/Ar	57.4±1.4	1
PED-3-70	28° 33' 43", 109° 36' 51"	Aurora	Monzonita de cuarzo	Biotita	K/Ar	55.8±1.8	1
PED-4-70	28° 33' 08", 109° 36' 29"	Aurora	Monzonita de cuarzo	Sericita	K/Ar	53.6±1.6	1
UAKA-77-128	28° 24' 41", 109° 48' 11"	Suaqui Verde	Diorita de cuarzo	Sericita	K/Ar	56.7±1.1	1
UAKA-77-127	28° 25' 12", 109° 49' 01"	Suaqui Verde	Granodiorita	Hornblenda	K/Ar	58.8±1.3	1
UAKA-77-126	28° 35' 32", 109° 51' 53"	Lucía	Tonalita (pluton)	Sericita	K/Ar	56.9±1.2	1
DEL7-70	30° 20', 109° 32'	La Caridad	Pórfido de latite	Biotita	K/Ar	52.5±1.3	1

DEL8-70	30° 19', 109° 31'	La Caridad	Monzonita de cuarzo	Biotita	K/Ar	54.4+1.2	1
DEL6-70	30° 20', 109° 34'	La Caridad	Diorita de cuarzo	Biotita	K/Ar	50.0+1.2	1
UAKA82-37	29° 30' 36", 110° 09' 40"	Mazocahui	Pegmatita	Muscovita	K/Ar	41.6+1	1
UAKA74-151	29° 52', 109° 27'	Sierra Oposura	Granodiorita porfídica	Biotita	K/Ar	59.6+1.3	1
UAKA83-03	29° 21' 24", 109° 16' 24"	Sierra Oposura	Granodiorita	Biotita	K/Ar	62.7±1.4	1
UAKA80-20	28° 50' 32", 110° 12' 20"	Cobachi	Granodiorita	Biotita	K/Ar	66.7+1.6	1
UAKA81-01	28° 53' 06", 109° 48' 54"	Rebeico	Monzonita	Matriz	K/Ar	61.2+1.4	1
UAKA80-05	28° 52' 18", 110° 45' 43"	Granito Hermita	Granodiorita	Hornblenda	K/Ar	62.9±1.5	1
Ma-1	NR	Maycoba	Granodiorita	Biotita	K/Ar	63.6±1.0	2
S/N	28° 21', 109° 07'	Santa Rosa	Monzonita de cuarzo	Roca total	Rb/Sr	59.0±5.0	3
SR-83	685025 N, 3148125 E	Santa Rosa	Granodiorita	Hornblenda	Ar/Ar	56.7±0.4	4
SR-83	685025 N, 3148125 E	Santa Rosa	Granodiorita	Biotita	Ar/Ar	51.6±0.2	4
SO-36	641.55, 3140.10	La Dura	Dacita porfídica	Zircon	U/Pb	66.2±2.0	5
SO-63	563.05, 3140.1	17 km E La Misa	Granodiorita	Biotita	K/Ar	44.7±0.7	6
				Muscovita	K/Ar	57.6±0.9	6
SO-35	643.60, 3136.1	Río Chico	Granodiorita	Biotita	K/Ar	56.1±1.9	6
				Hornblenda	K/Ar	58.2±3.3	6
SO-64	591.25, 3140.45	18kmWSuaquiGde	Granodiorita	Biotita	K/Ar	63.4±1.0	6
SO-74	583.25, 3131.95	28kmSWSuaquiG	Diorita de cuarzo	Biotita	K/Ar	64.9±1.7	6
SO-2	606.65, 3165.65	3.5kmE Tecoripa	Granodiorita	Biotita	K/Ar	65.1±1.0	6
				Hornblenda	K/Ar	55.9±1.2	6
SO-3	624.10, 3164.65	1.5kmNESanJavier	Diorita de cuarzo	Biotita	K/Ar	55.1±1.7	6
SO-5	631.60, 3160.20	7.5kmSESan Javier	Diorita de cuarzo	Biotita	K/Ar	59.3±0.9	6
				Hornblenda	K/Ar	62.4±2.5	6
SO-15	685.30, 3150.90	Santa Rosa, Yécora	Granodiorita	Biotita	K/Ar	53±0.8	6
				Hornblenda	K/Ar	54.3±2.9	6
MV-9	28° 36' 16", 110° 01' 14"	Cerro Bola	Granodiorita	Hornblenda	K/Ar	62.0±1.7	7
MV-10	28° 28' 27", 110° 28' 08"	San Francisco	Granodiorita	Hornblenda	K/Ar	62.9±1.5	7
MV-12	29° 06' 49", 110° 56' 19"	Hermosillo	Granodiorita	Hornblenda	K/Ar	64.1±1.4	7
MV-14	29° 05' 02", 110° 56' 10"	Hermosillo	Granodiorita	Hornblenda	K/Ar	64.1±1.4	7
MV-15	29° 03' 00", 110° 56' 56"	Hermosillo	Granodiorita	Hornblenda	K/Ar	64.1±1.4	7
MV-18	29° 06' 40", 109° 58' 40"	Villa Pesqueira	Granodiorita	Zircón	U/Pb	58.0±3	8
NR	30° 58' 54", 111° 02' 48"	Sierra Guacomea	Granito/gneiss	Zircón	U/Pb	78.3±3	8

MV-19	28° 53' 51", 109° 54' 16"	Barita de Sonora	Granito	Zircón	U/Pb	62.0±1	9
NR	NR	Isla Tiburón	Tonalita	Biot-Roca total	Rb/Sr	82	10
VP-5H	29° 01' 51", 109° 56' 38"	La Venada, Villa P	Granodiorita	Hornblenda	Ar/Ar	56.9±1.2	11
HH-4B	29° 02' 34", 110° 59' 00"	Palo Verde, Hillo	Granodiorita	Biotita	Ar/Ar	48.1±0.9	11
NR	29° 03' 36", 110° 56' 42"	Carnaval, Hillo	Granodiorita	Biotita	Ar/Ar	64.9±1.3	11
WAKA81-06	29° 05' 20", 110° 56' 08"	Mariachi, Hillo	Granodiorita	Hornblenda	Ar/Ar	64.1±1.4	11
WAKA81-06	29° 05' 20", 110° 56' 08"	Mariachi, Hillo	Granodiorita	Biotita	Ar/Ar	49.6±1.1	11
SA-8	27° 21' , 108° 57'	San Alberto, Alamos	Monzodiorita de cuarzo	Hornblenda	Ar/Ar	56.4±1.8	11
SA-8	27° 21' , 108° 57'	San Alberto, Alamos	Monzodiorita de cuarzo	Biotita	Ar/Ar	46.5±0.8	11
TP-2B	28° 25' 109° 11'	Tres Piedras, Sta Rosa	Pórfido Granodiorita	Hornblenda	Ar/Ar	63.3±3.3	11
TP-2B	28° 25' 109° 11'	Tres Piedras, Sta Rosa	Pórfido Granodiorita	Biotita	Ar/Ar	53.7±0.9	11
B-59	30° 40', 119° 16' (aprox)	Sierra Manzanal	Granodiorita	Biotita	Ar/Ar	68	13
B-83	30° 24', 110° 18' (apro)	Rancho Vaquería	Monzonita de cuarzo	Biotita	Ar/Ar	57	13
NR	NR	Pitiquito	Granito	NR	K/Ar	80	14
NR	NR	Cuitaca Cananea	Granodiorita	Zircón	U/Pb	64±3	17
NR	NR	Chivato Cananea	Monzodiorita	Zircón	U/Pb	69±1	17
RM4-64	30° 58' 54", 110° 17' 36"	La Colorada, Cananea	Breccia	Flogopita	K/Ar	59.1±2.0	18
S1G-6	29° 54' 10", 112° 43' 35"	Cerro Bolo Costa Son	Granodiorita	Hornblenda	K/Ar	60.9±9.9	21
S1G-6	29° 54' 10", 112° 43' 35"	Cerro Bolo Costa Son	Granodiorita	Biotita	K/Ar	91.0±1.8	21
S2R-19	29° 12' 45", 112° 27' 45"	NW Isla Tiburón	Tonalita	Hornblenda	K/Ar	84.5±7.9	21
S2R-19	29° 12' 45", 112° 27' 45"	NW Isla Tiburón	Tonalita	Biotita	K/Ar	85.2±1.7	21
S2W-45	29° 05' 50", 112° 19' 35"	NE Isla Tiburón	Tonalita	Hornblenda	K/Ar	90.4±2.7	21
S2W-45	29° 05' 50", 112° 19' 35"	NE Isla Tiburón	Tonalita	Biotita	K/Ar	81.5±2.0	21
S2G-23	29° 08', 111° 54'	Este Arroyo Noriega	Granito	Microclina	K/Ar	64.7±1.3	21
S0H-281	29° 42' 00", 112° 32' 30"	Punta Cuevas	Granodiorita	Biotita	K/Ar	71.7±1.4	21
S0H-281	29° 42' 00", 112° 32' 30"	Punta Cuevas	Granodiorita	Plagioclasa	K/Ar	59.9±1.2	21
S0K-3714	29° 57' 45", 112° 44' 55"	Norte Pto Libertad	Pórfido Granodiorita	Biotita	K/Ar	70.1±1.9	21
S0K-3714	29° 57' 45", 112° 44' 55"	Norte Pto Libertad	Pórfido Granodiorita	Hornblenda	K/Ar	64.3±2.0	21
CR H 12	NR	Sierra Chiltepin	Granitoide	Roca total	K/Ar	63.6±3.2	22
CR M2	NR	4.7 km SE Arivechi	Granitoide	Roca total	K/Ar	51.1±2.6	22
CR M 1	NR	5 km SE Arivechi	Granitoide	Roca total	K/Ar	56.1±2.8	22
NR	NR	La Caridad vieja	Stock	Zircón	U/Pb	55.0±1.7	23
G-1	NR	La Caridad	Granodiorita	Zircón	U/Pb	55.5±2.3	23

G-2	NR	La Caridad	Granodiorita	Zircón	U/Pb	55.5 \pm 1.8	23
P-1	NR	La Caridad	Pórfido Monzonita de cuarzo	Zircón	U/Pb	54.1 \pm 1.7	23
P-2	NR	La Caridad	Pórfido Monzonita de cuarzo	Zircón	U/Pb	53.8 \pm 1.7	23
P-3	NR	La Caridad	Pórfido crema	Zircón	U/Pb	53.0 \pm 1.6	23
VA-Ph	NR	La Caridad	Molibdenita	Molibdenita	Re/Os	53.6 \pm 0.3	23
VA-K	NR	La Caridad	Molibdenita	Molibdenita	Re/Os	53.8 \pm 0.3	23
M-120	NR	Milpillas	Pórfido monzonita de cuarzo	Zircón	U/Pb	63.9 \pm 2.0	23
M-098	NR	Milpillas	Molibdenita	Molibdenita	Re/Os	63.1 \pm 0.3	23
M-120	NR	Milpillas	Molibdenita	Molibdenita	Re/Os	63.0 \pm 0.3	23
B9	NR	El Alacrán, Cananea	Molibdenita	Molibdenita	Re/Os	60.9 \pm 0.2	24
MR1	NR	María	Molibdenita	Molibdenita	Re/Os	60.4 \pm 0.3	24
Incremento 3	NR	Cananea	Molibdenita	Molibdenita	Re/Os	59.3 \pm 0.3	24
Bx La Colorada	NR	Cananea	Molibdenita	Molibdenita	Re/Os	59.2 \pm 0.3	24
SO-25	487.55, 3094.65	Norte San Carlos	Granodiorita	Biotita	K/Ar	81.1 \pm 2.8	25
				Hornblenda	K/Ar	82.7 \pm 1.7	25
SO-59	502.50, 3121.3	R.El Bayo, Guaymas	Granodiorita	Biotita	K/Ar	76.9 \pm 2.8	25
SO-59	502.50, 3121.3	R.El Bayo, Guaymas	Granodiorita	Zircón	U/Pb	78 \pm 2	26
SR-91	687900 N, 3142575 E	Santa Rosa	Andesita	Plagioclasa	Ar/Ar	60.0 \pm 0.5	4
SR-15	680275 N, 3156200 E	Santa Rosa	Ignimbrita	Sanidino	Ar/Ar	54.3 \pm 0.2	4
SR-63B	683275 N, 3162550 E	Santa Rosa	Dacita	Sanidino	Ar/Ar	43.8 \pm 0.2	4
SO-13	661.35, 3152.6		Toba riolítica	Biotita	K/Ar	55.3 \pm 2.1	6
SO-51	643.90, 3142.50	5 km NE La Dura	Dacita porfídica	Feldespató	K/Ar	62.5 \pm 1.5	6
SO-54	659.90, 3152.40		Toba riolítica	Feldespató	K/Ar	53.6 \pm 2.4	6
SO-39	672.80, 3143.10	4kmS de Tepoca	Toba riolítica	Biotita	K/Ar	56.8 \pm 0.9	6
SO-97	686.97, 3142.44	Santa Ana, Yécora	Andesita alterada	Plagioclasa	K/Ar	61.2 \pm 3.4	6
1	28° 20', 109° 58' (aprox)	10 km W Suaqui	Toba	Zircón	U/Pb	90.1 \pm 0.7	12
2	28° 20', 109° 48' (aprox)	10 km E-SE Suaqui	Toba de cristales	Zircón	U/Pb	89.0 \pm 0.8	12
3	28° 20', 109° 46' (aprox)	10 km E-SE Suaqui	Toba de cristales	Zircón	U/Pb	70.2 \pm 0.6	12
4	28° 30', 109° 38' (aprox)	10 km NW Onavas	Toba de cristales	Zircón	U/Pb	72.5 \pm 0.5	12
5	28° 30', 109° 37' (aprox)	10 km NW Onavas	Ignimbrita	Zircón	U/Pb	69.7 \pm 0.6	12
6	28° 30', 109° 26' (aprox)	10 km NE Onavas	Toba	Zircón	U/Pb	72.6 \pm 0.8	12
A-108D	30° 25', 110° 16' (aprox)	Cerro Jarillas	Andesita	Biotita	Ar/Ar	58.7	13

NR	NR	Sierra El Chanate	Andesita	Hornblenda	Ar/Ar	71.6±0.7	14
NR	NR	Sierra El Chanate	Andesita San Jacinto	Plagioclasa	K/Ar	51±2	14
NR	NR	Sierra El Chanate	Andesita San Jacinto	Matriz	K/Ar	50±3	14
NR	NR	Cananea	Fm La Mesa	NR	K/Ar	67.4±3.4	15
NR	NR	Cananea	Fm La Mesa	Biotita	Ar/Ar	69±0.2	16
SIG-5	28° 52' 20", 112° 01' 50"	NW Bahía Fino	Andesita de hornblenda	Hornblenda	K/Ar	85.1±1.7	21
S0K-276	29° 54' 55", 112° 54' 55"	Norte Pto Libertad	Pórfido de dacita	Biotita	K/Ar	63.9±2.0	21
CR I 47	NR	SChiltepín 5kmSW Sahuá	Andesita	Roca total	K/Ar	52.9±2.6	22
CR I 25	NR	4.5 km SE Arivechi	Andesita	Roca total	K/Ar	65.7±3.3	22
CR I 25	NR	4.5 km SE Arivechi	Andesita	Roca total	K/Ar	65.9±3.3	22
CRM 0	NR	4 km SE Arivechi	Andesita	Roca total	K/Ar	73.8±3.7	22
CRM 0	NR	4 km SE Arivechi	Andesita	Roca total	K/Ar	74.6±3.7	22
A-1	NR	La Caridad	Andesita	Zircón	U/Pb	64.2±2.5	23
D-1	NR	La Caridad	Diorita	Zircón	U/Pb	58.3±2.0	23

Referencias: 1. Damon et al., 1983 (a, b), 1986; 2. McDowell, (*in* Bockoven, 1980); 3. Sansores Bolivar y Wynne, 1977; 4. Gans, 1997; 5. Mc Dowell y Roldán, 1993; 6. McDowell, (*in* Roldán, 2002); 7. Damon et al., 1983 (*in* Valencia-Moreno et al., 2001); 8. Anderson et al., 1980 (*in* Valencia-Moreno et al., 2001); 9. Poole et al., 1991 (*in* Valencia-Moreno et al., 2001); 10. Schaaf et al., 1999 (*in* Valencia-Moreno et al., 2003); 11. Mead et al., 1988 ; 12. Mc Dowell et al., 2001; 13. González-León et al., 2000; 14. Jacques-Ayala et al., 1993; 15. Meinert, 1982; 16. Wodzicki, 1995; 17. Anderson y Silver, 1977; 18. Damon y Mauger, 1966; 19. Livingstone, 1973; 20. Henry, 1975; 21. Gastil y Krummenacher, 1977 ; 22. Pubellier et al., 1995; 23. Valencia-Gomez; 2005; 24. Barra et al. *in* Valencia-Gomez, 2005; 25. Mora-Alvarez y McDowell, 2000; 26. McDowell, 1995 (*in* Mora y McDowell, 2000).

Nota: Las coordenadas en **Ubicación** se reportan como en las referencias.

Tabla VIII. Tamaños y leyes de diferentes tipos de skarns

Tipo	TM	Tm	Tm	LM	Lm	Lm
Fe	160	0.33	7.2	63 % Fe	36 % Fe	50 % Fe
Cu	9.2	0.034	0.56	4.0 % Cu	0.7 % Cu	1.7 % Cu
Pb-Zn	12	0.16	1.4	13 % Zn 7.6 % Pb	2.7 % Zn 0.87 % Pb	5.9 % Zn 2.8 % Pb
W	22	0.05	1.1	1.4 % WO ₃	0.34%WO ₃	0.57%WO ₃
Sn	58	1.5	9.4	0.76 % Sn	0.13 % Sn	0.31 % Sn

Fuente USGS, página WEB, 2004

Tonelaje en millones de toneladas

M Tonelaje máximo

m Tonelaje mínimo

m Tonelaje medio

LM Ley máxima

Lm Ley mínima

Lm Ley media

Tabla IX. Características económicas de algunos yacimientos en skarn

Yacimiento	Tonelaje (millones)	Au g/t	Cu %	WO3 %	Otros g/t y %	Ref
Old Sport, B.C., Can	2.6	1.46	1.55			1
Ingerbelle, B.C. Can	± 216*	0.16	0.40			1
Galore Creek, B.C.Can	± 280*	± 0.4	0.67			1
Mount Polley, B.C.Can	± 100*	0.55	0.38			1
Craigmont, B.C., Can	29.3	0.003	1.18			1
Mother Lode-Sunset	5.0	1.07	0.70			1
Phoenix, B.C., Can	21.5	1.30	1.09			1
Little Chief, Yukon	8.5		1.5			1
MacTung**, Can	57.2			0.95		1
CanTung, Can	9.0			1.42		1
Ray Gulch, Can	7.2			0.87		1
Big Gossan, Indonesia	37.4	1.02			2.69 Cu	2
Hedley District, BC	13.9	5.3			1.3 Ag, 0.02 Cu	2
Fortitude, Nevada	10.9	7.1				2
Crown Jewell, Wash	8.7	6.0				2
Elkhorn, Montana	9.0	4.8				2
Junction Reefs, Aust	2.4	3.3				2
Beal, Montana	14.8	1.49				2
McCoy, Nevada	15.6	1.4				2
Río Narcea, España	2.75	5.63				3
King Island, Australia	13			0.8		4
Shizhuayuan, China	>270			0.28	0.12 Sn, 0.04 Mo	4
Moina, Tasmania	29			0.07	0.15 Sn, 0.07WO3	4
Geiju, China	>90				1 Sn	4

1. Ray y Dawson, 1998

2. Meinert, 1998

3. Cheilietz, 2004

4. Newberry, 1998

* Tonelaje incluye sistemas de pórfidos

Au y Ag en g/t, otros elementos en %

Garnet sample	03951-6	03951-7	03951-8	03951-9	03951-10
SiO2	34.80	35.91	39.08	38.47	42.21
TiO2	0.02	0.06	0.44	0.68	0.66
ZrO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	0.43	0.06	10.86	13.74	12.04
Cr2O3	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01
Fe2O3 calc.	31.16	30.42	14.18	12.14	3.87
Y2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO calc.	0.00	0.03	1.03	0.35	5.70
MnO	0.17	0.22	0.23	0.25	0.29
MgO	0.00	0.05	0.17	0.26	0.31
CaO	33.15	33.27	35.46	35.39	34.69
Total	99.73	100.02	101.47	101.28	99.78
Si	2.957	3.029	3.062	2.990	3.298
Al iv	0.043	0.000	0.000	0.010	0.000
somme	3.000	3.029	3.062	3.000	3.298
Al vi	0.000	0.006	1.003	1.248	1.108
Ti	0.001	0.002	0.017	0.026	0.034
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe3+	1.993	1.931	0.836	0.710	0.227
somme	1.994	1.940	1.858	1.984	1.370
Fe2+	0.000	0.002	0.067	0.023	0.372
Mn	0.012	0.016	0.015	0.017	0.019
Mg	0.000	0.006	0.020	0.030	0.036
Ca	3.018	3.008	2.977	2.946	2.904
somme	3.030	3.031	3.080	3.016	3.332
Total	8.024	8.000	8.000	8.000	8.000
Pyrope	0.0	0.3	0.6	1.0	1.1
Almandin	0.0	0.1	2.2	0.8	11.2
Spessartine	0.6	0.8	0.5	0.6	0.6
Andradite	99.4	98.8	45.0	35.8	16.6
Uvarovite	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
Grossulaire	0.0	0.0	51.6	61.9	70.5
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

	Garnet					
03952-2	sample	03952-3	03952-4	03952-5	03952-6	03952-7
36.31	SiO2	35.64	37.78	36.74	35.17	33.10
0.05	TiO2	0.03	0.48	0.45	0.03	0.00
0.00	ZrO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2.45	Al2O3	3.65	11.84	20.71	0.80	4.34
0.00	Cr2O3	0.00	0.01	0.00	0.02	0.12
26.83	Fe2O3 calc.	26.43	15.46	8.56	29.91	29.32
0.00	Y2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.58	FeO calc.	0.13	0.43	0.00	0.08	0.00
0.21	MnO	0.29	0.18	0.41	0.14	0.24
0.00	MgO	0.07	0.24	0.32	0.00	0.01
33.30	CaO	32.84	34.67	34.16	32.67	32.29
99.72	Total	99.09	101.10	101.35	98.82	99.41
3.034	Si	2.985	2.974	2.797	2.999	2.799
0.000	Al iv	0.015	0.026	0.203	0.001	0.201
3.034	somme	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
0.241	Al vi	0.346	1.072	1.656	0.079	0.231
0.002	Ti	0.001	0.019	0.017	0.001	0.000
0.000	Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.008
1.687	Fe3+	1.666	0.916	0.490	1.919	1.866
1.930	somme	2.013	2.007	2.163	2.000	2.105
0.040	Fe2+	0.009	0.028	0.000	0.006	0.000
0.015	Mn	0.021	0.012	0.026	0.010	0.017
0.000	Mg	0.009	0.029	0.036	0.000	0.001
2.981	Ca	2.948	2.924	2.786	2.984	2.925
3.036	somme	2.987	2.993	2.849	3.000	2.943
8.000	Total	8.000	8.000	8.012	8.000	8.048
0.0	Pyrope	0.3	1.0	1.3	0.0	0.0
1.3	Almandin	0.3	0.9	0.0	0.2	0.0
0.5	Spessartine	0.7	0.4	0.9	0.3	0.6
87.4	Andradite	82.8	45.6	22.7	95.9	88.7
0.0	Uvarovite	0.0	0.0	0.0	0.1	0.4
10.8	Grossulaire	15.9	52.1	75.1	3.5	10.4
100.0		100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

03952-8	Garnet sample	03952-9	03952-10	03952-11	03952-12
	37.50 SiO2	36.21	36.37	37.74	39.13
	0.02 TiO2	0.03	0.03	0.51	0.58
	0.00 ZrO2	0.00	0.00	0.00	0.00
	2.84 Al2O3	2.24	2.44	12.30	16.74
	0.01 Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.02
	25.12 Fe2O3 calc.	27.45	26.27	14.02	8.60
	0.00 Y2O3	0.00	0.00	0.00	0.00
	0.00 V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00
	2.72 FeO calc.	0.98	2.14	0.27	0.38
	0.24 MnO	0.35	0.20	0.19	0.41
	0.00 MgO	0.01	0.01	0.22	0.42
	32.70 CaO	32.75	32.11	34.79	35.58
	101.14 Total	100.02	99.58	100.04	101.87
	3.084 Si	3.025	3.050	2.989	2.979
	0.000 Al iv	0.000	0.000	0.011	0.021
	3.084 somme	3.025	3.050	3.000	3.000
	0.275 Al vi	0.220	0.241	1.136	1.482
	0.001 Ti	0.001	0.001	0.020	0.022
	0.000 Cr	0.000	0.000	0.000	0.001
	1.554 Fe3+	1.726	1.658	0.835	0.493
	1.831 somme	1.948	1.900	1.992	1.998
	0.187 Fe2+	0.069	0.150	0.018	0.024
	0.017 Mn	0.025	0.014	0.013	0.027
	0.000 Mg	0.001	0.002	0.026	0.047
	2.881 Ca	2.932	2.885	2.952	2.903
	3.085 somme	3.027	3.051	3.008	3.002
	8.000 Total	8.000	8.000	8.000	8.000
	0.0 Pyrope	0.0	0.1	0.9	1.6
	6.1 Almandin	2.3	4.9	0.6	0.8
	0.5 Spessartine	0.8	0.5	0.4	0.9
	84.9 Andradite	88.6	87.3	41.9	24.7
	0.0 Uvarovite	0.0	0.0	0.0	0.1
	8.5 Grossulaire	8.3	7.3	56.2	72.0
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

03441-5	03442-5	Garnet sample	03442-6	03442-8	03443-3
38.27	36.61	SiO2	35.90	25.13	38.74
0.48	0.42	TiO2	0.34	0.01	0.40
0.00	0.00	ZrO2	0.00	0.00	0.00
10.76	13.49	Al2O3	9.24	0.65	9.97
0.03	0.04	Cr2O3	0.01	0.00	0.01
9.60	12.93	Fe2O3 calc.	18.51	2.04	13.38
0.00	0.00	Y2O3	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	V2O3	0.00	0.00	0.00
2.92	0.00	FeO calc.	0.00	0.00	2.27
0.22	0.28	MnO	0.25	0.74	0.16
0.31	0.06	MgO	0.21	6.78	0.27
33.08	35.17	CaO	34.41	40.98	34.07
95.67	98.99	Total	98.87	76.33	99.27
3.156	2.927	Si	2.935	2.783	3.108
0.000	0.073	Al iv	0.065	0.085	0.000
3.156	3.000	somme	3.000	2.868	3.108
1.046	1.198	Al vi	0.826	0.000	0.943
0.022	0.016	Ti	0.014	0.001	0.017
0.002	0.002	Cr	0.001	0.000	0.001
0.595	0.778	Fe3+	1.139	0.170	0.808
1.665	1.994	somme	1.979	0.171	1.768
0.201	0.000	Fe2+	0.000	0.000	0.153
0.016	0.019	Mn	0.017	0.069	0.011
0.038	0.007	Mg	0.025	1.119	0.032
2.923	3.012	Ca	3.015	4.862	2.929
3.178	3.038	somme	3.057	6.050	3.125
8.000	8.032	Total	8.036	9.089	8.000
1.2	0.2	Pyrope	0.8	82.4	1.0
6.3	0.0	Almandin	0.0	0.0	4.9
0.5	0.6	Spessartine	0.6	5.1	0.4
35.8	39.0	Andradite	57.5	12.5	45.7
0.1	0.1	Uvarovite	0.0	0.0	0.0
56.1	60.0	Grossulaire	41.0	0.0	48.0
100.0	100.0		100.0	100.0	100.0

03443-4

35.87

0.41

0.00

11.14

0.01

15.12

0.00

0.00

0.00

0.21

0.27

34.24

97.27

2.945

0.055

3.000

1.023

0.016

0.001

0.934

1.974

0.000

0.015

0.033

3.011

3.059

8.033

1.1

0.0

0.5

47.3

0.0

51.1

100.0

03443-5	03443-6	Garnet sample	03443-7	03383-3	03383-5
36.16	38.46	SiO2	39.42	36.97	36.87
0.63	0.53	TiO2	0.60	1.03	1.55
0.00	0.00	ZrO2	0.00	0.00	0.00
14.26	11.93	Al2O3	14.94	14.90	13.97
0.00	0.02	Cr2O3	0.03	0.29	0.50
12.74	12.77	Fe2O3 calc.	8.92	9.97	11.65
0.00	0.00	Y2O3	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	V2O3	0.00	0.00	0.00
0.00	0.65	FeO calc.	1.32	0.00	0.00
0.20	0.15	MnO	0.25	0.27	0.31
0.28	0.18	MgO	0.29	0.42	0.46
35.21	35.27	CaO	35.46	35.69	35.38
99.49	99.95	Total	101.23	99.54	100.69
2.877	3.042	Si	3.038	2.919	2.900
0.123	0.000	Al iv	0.000	0.081	0.100
3.000	3.042	somme	3.038	3.000	3.000
1.214	1.112	Al vi	1.357	1.306	1.195
0.025	0.021	Ti	0.024	0.040	0.060
0.000	0.001	Cr	0.002	0.018	0.031
0.763	0.760	Fe3+	0.517	0.593	0.690
2.002	1.894	somme	1.900	1.956	1.976
0.000	0.043	Fe2+	0.085	0.000	0.000
0.013	0.010	Mn	0.016	0.018	0.021
0.033	0.021	Mg	0.034	0.049	0.053
3.001	2.989	Ca	2.927	3.019	2.982
3.047	3.063	somme	3.062	3.086	3.056
8.049	8.000	Total	8.000	8.042	8.032
1.1	0.7	Pyrope	1.1	1.6	1.7
0.0	1.4	Almandin	2.8	0.0	0.0
0.4	0.3	Spessartine	0.5	0.6	0.7
38.1	40.1	Andradite	27.2	30.3	34.9
0.0	0.1	Uvarovite	0.1	0.9	1.6
60.4	57.4	Grossulaire	68.3	66.6	61.1
100.0	100.0		100.0	100.0	100.0

03383-6	03385-1	03385-2	Garnet sample	034091-1	034091-2
36.49	38.47	39.63	SiO2	39.23	38.52
1.82	0.40	0.44	TiO2	0.39	0.73
0.00	0.00	0.00	ZrO2	0.00	0.00
13.23	17.81	16.81	Al2O3	14.45	15.53
0.55	0.01	0.02	Cr2O3	0.03	0.04
10.64	7.19	6.81	Fe2O3 calc.	10.69	8.84
0.00	0.00	0.00	Y2O3	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	V2O3	0.00	0.00
0.00	0.00	0.17	FeO calc.	0.66	0.00
0.20	0.30	0.40	MnO	0.17	0.17
0.46	0.22	0.36	MgO	0.23	0.26
35.45	35.76	36.24	CaO	35.83	35.86
98.83	100.15	100.87	Total	101.67	99.94
2.926	2.962	3.030	Si	3.019	2.998
0.074	0.038	0.000	Al iv	0.000	0.002
3.000	3.000	3.030	somme	3.019	3.000
1.176	1.579	1.515	Al vi	1.310	1.422
0.071	0.015	0.016	Ti	0.015	0.028
0.035	0.001	0.001	Cr	0.002	0.002
0.642	0.417	0.392	Fe3+	0.619	0.518
1.924	2.011	1.924	somme	1.946	1.970
0.000	0.000	0.011	Fe2+	0.042	0.000
0.014	0.019	0.026	Mn	0.011	0.011
0.055	0.025	0.041	Mg	0.027	0.030
3.046	2.950	2.968	Ca	2.954	2.991
3.115	2.995	3.046	somme	3.034	3.032
8.039	8.006	8.000	Total	8.000	8.002
1.8	0.8	1.4	Pyrope	0.9	1.0
0.0	0.0	0.3	Almandin	1.4	0.0
0.4	0.6	0.8	Spessartine	0.4	0.4
33.4	20.7	20.4	Andradite	31.8	26.3
1.8	0.0	0.1	Uvarovite	0.1	0.1
62.6	77.8	77.0	Grossulaire	65.5	72.2
100.0	100.0	100.0		100.0	100.0

034092-1

37.35

0.69

0.00

11.88

0.00

13.99

0.00

0.00

0.00

0.19

0.31

35.26

99.66

2.977

0.023

3.000

1.093

0.027

0.000

0.839

1.958

0.000

0.013

0.037

3.011

3.061

8.019

1.2

0.0

0.4

42.8

0.0

55.5

100.0

034092-2	034092-3	034093-1	Garnet sample	034093-5	034093-6
38.57	32.79	36.76	SiO2	38.17	37.88
0.49	0.32	0.29	TiO2	0.44	0.53
0.00	0.00	0.00	ZrO2	0.00	0.00
14.32	25.27	15.93	Al2O3	14.21	13.91
0.00	0.00	0.02	Cr2O3	0.00	0.02
10.34	6.94	10.91	Fe2O3 calc.	11.83	11.97
0.00	0.00	0.00	Y2O3	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	V2O3	0.00	0.00
0.32	1.40	0.00	FeO calc.	0.00	0.00
0.35	0.12	0.17	MnO	0.36	0.22
0.21	0.70	0.27	MgO	0.21	0.32
35.41	28.60	35.60	CaO	35.30	35.43
100.02	96.15	99.96	Total	100.52	100.27
3.016	2.599	2.883	Si	2.980	2.971
0.000	0.401	0.117	Al iv	0.020	0.029
3.016	3.000	3.000	somme	3.000	3.000
1.320	1.960	1.356	Al vi	1.288	1.257
0.019	0.013	0.011	Ti	0.017	0.020
0.000	0.000	0.001	Cr	0.000	0.001
0.609	0.414	0.644	Fe3+	0.695	0.706
1.948	2.387	2.012	somme	2.000	1.984
0.021	0.093	0.000	Fe2+	0.000	0.000
0.023	0.008	0.011	Mn	0.024	0.014
0.025	0.083	0.032	Mg	0.025	0.037
2.967	2.429	2.992	Ca	2.953	2.977
3.036	2.613	3.035	somme	3.002	3.028
8.000	8.000	8.047	Total	8.001	8.012
0.8	3.2	1.0	Pyrope	0.8	1.2
0.7	3.5	0.0	Almandin	0.0	0.0
0.8	0.3	0.4	Spessartine	0.8	0.5
31.2	17.3	32.0	Andradite	34.8	35.6
0.0	0.0	0.1	Uvarovite	0.0	0.1
66.5	75.6	66.5	Grossulaire	63.6	62.7
100.0	100.0	100.0		100.0	100.0

034093-8

37.16

0.66

0.00

13.63

0.00

13.37

0.00

0.00

0.00

0.27

0.11

35.46

100.66

2.923

0.077

3.000

1.187

0.025

0.000

0.792

2.004

0.000

0.018

0.012

2.989

3.020

8.024

0.4

0.0

0.6

39.5

0.0

59.5

100.0



















PYROXENE	03383-1	03383-2	03383-7	03383-8	03383-9	03383-10
SiO2	52.12	51.75	52.83	53.22	53.69	53.36
TiO2	0.11	0.09	0.11	0.13	0.08	0.04
Al2O3	0.68	0.79	0.96	0.97	0.81	0.91
Cr2O3	0.04	0.04	0.02	0.17	0.01	0.02
Fe2O3 calc.	3.45	2.51	1.80	1.46	1.71	1.55
FeO calc.	0.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.29	0.19	0.18	0.13	0.24	0.26
MgO	15.43	17.09	17.20	17.54	17.60	17.89
CaO	24.92	25.71	25.86	26.17	25.94	26.00
Na2O	0.37	0.07	0.01	0.04	0.07	0.00
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	98.38	98.24	98.98	99.82	100.14	100.05
Si	1.946	1.927	1.943	1.941	1.950	1.941
Al iv	0.030	0.034	0.041	0.042	0.034	0.039
Al vi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.001
Cr	0.001	0.001	0.001	0.005	0.000	0.000
Fe3+	0.097	0.070	0.050	0.040	0.047	0.043
Fe2+	0.030	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.009	0.006	0.006	0.004	0.008	0.008
Mg	0.859	0.949	0.944	0.954	0.953	0.970
Ca	0.997	1.026	1.019	1.022	1.009	1.014
Na	0.027	0.005	0.001	0.003	0.005	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Total	4.000	4.020	4.008	4.014	4.009	4.017
Diopsida	88.9828765	92.5598883	94.425933	95.5988176	94.600732	95.065677
Hedenbergita	10.0570923	6.87096001	5.0002714	4.00794547	4.6538979	4.1644294
Johannsenita	0.96003116	0.56915171	0.5737951	0.39323696	0.7453706	0.7698937
Total	100	100	100	100	100	100

03383-11	PYROXENE	03383-12	03384-1	03384-2	03384-3	034091-3
54.12	SiO ₂	51.47	54.76	54.86	54.83	51.35
0.08	TiO ₂	0.22	0.08	0.09	0.11	0.50
0.00	Al ₂ O ₃	1.27	1.11	0.56	1.43	4.01
0.01	Cr ₂ O ₃	0.05	0.03	0.04	0.03	0.01
1.85	Fe ₂ O ₃ calc.	3.10	1.32	1.37	1.05	3.06
0.00	FeO calc.	0.00	0.36	0.00	0.48	1.64
0.15	MnO	0.20	0.02	0.28	0.24	0.03
17.71	MgO	15.91	17.45	17.94	17.45	14.94
26.09	CaO	25.74	25.85	26.53	26.18	25.94
0.04	Na ₂ O	0.18	0.20	0.03	0.06	0.07
0.01	K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
100.05	Total	98.14	101.18	101.69	101.86	101.55
1.968	Si	1.922	1.963	1.961	1.955	1.861
0.000	Al iv	0.056	0.037	0.023	0.045	0.139
0.000	Al vi	0.000	0.010	0.000	0.015	0.033
0.002	Ti	0.006	0.002	0.002	0.003	0.014
0.000	Cr	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
0.051	Fe ³⁺	0.087	0.036	0.037	0.028	0.083
0.000	Fe ²⁺	0.000	0.011	0.000	0.014	0.050
0.005	Mn	0.006	0.000	0.008	0.007	0.001
0.960	Mg	0.885	0.933	0.956	0.927	0.807
1.016	Ca	1.030	0.993	1.016	1.000	1.008
0.003	Na	0.013	0.014	0.002	0.004	0.005
0.001	K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
4.006	Total	4.007	4.000	4.007	4.000	4.000
94.56624	Diopsida	90.451552	96.2811405	95.4831079	96.33342	90.53451
4.9847239	Hedenbergita	8.9055666	3.67184146	3.67305598	2.9136678	9.362185
0.4490358	Johannsenita	0.6428812	0.04701803	0.84383617	0.7529127	0.1033047
100	Total	100	100	100	100	100

034092-10	034092-11 PYROXENE	034093-4
53.83	49.08 SiO ₂	55.73
0.02	0.07 TiO ₂	0.00
0.34	3.80 Al ₂ O ₃	0.85
0.01	0.02 Cr ₂ O ₃	0.00
1.44	2.47 Fe ₂ O ₃ calc.	0.00
0.78	0.00 FeO calc.	2.84
0.30	0.16 MnO	0.21
16.82	17.96 MgO	15.26
25.70	25.43 CaO	25.57
0.09	0.09 Na ₂ O	0.09
0.00	0.04 K ₂ O	0.02
99.31	99.10 Total	100.56
1.975	1.817 Si	2.017
0.015	0.166 Al iv	0.000
0.000	0.000 Al vi	0.036
0.000	0.002 Ti	0.000
0.000	0.000 Cr	0.000
0.040	0.069 Fe ³⁺	0.000
0.024	0.000 Fe ²⁺	0.086
0.009	0.005 Mn	0.006
0.920	0.991 Mg	0.823
1.010	1.009 Ca	0.992
0.006	0.006 Na	0.007
0.000	0.002 K	0.001
4.000	4.067 Total	3.968
94.9546685	93.063799 Diopsida	99.2387486
4.09911717	6.4680644 Hedenbergita	0
0.94621437	0.468137 Johannsenita	0.76125136
100	100 Total	100

03951-5	03951-1
34.145	36.799
0	0.08
23.412	22.281
0	0
13.762	14.545
0.358	1.366
0	0.026
20.218	20.507
0	0
0.029	0
91.923	95.604
2.868	2.990
0.000	0.005
2.318	2.134
0.000	0.000
0.967	0.988
0.025	0.094
0.000	0.003
1.819	1.785
0.000	0.000
0.003	0.000
8.000	8.000

Feldespatos

N°Ech	96-13/3-1	03442-9	03441-8	03441-6	03443-1	03442-2
N°Anal.						
SiO2		64.201	64.36	67.609	68.331	68.221
Al2O3		17.619	19.221	19.923	19.234	20.257
TiO2		0.006	0.039	0.006	0.034	0.217
FeO		0.018	0.079	0.175	0	0.095
MnO		0.056	0.002	0	0.044	0
MgO		0.035	0	0	0	0
CaO		0.298	0.473	0.224	0.051	0.487
Cr2O3		0	0	0.107	0.005	0.005
NiO						
Na2O		7.22	10.823	8.171	8.2	11.615
K2O		0.162	0.087	0.038	0.044	0.052
TOTAL		89.62	95.08	96.25	95.94	100.95

Si	3.07373417	2.96110223	3.02320012	3.05745748	2.95840455
Al	0.99418097	1.04225268	1.04996977	1.01431288	1.03531924
Fe	0.0007207	0.00303965	0.00654425	0	0.00344527
Ca	0.01528629	0.02331631	0.01073178	0.00244497	0.02262714
Na	0.67021132	0.96546176	0.70841483	0.71138803	0.97658207
K	0.0098939	0.00510605	0.00216757	0.00251144	0.00287654
TOTAL	4.76402735	5.00027868	4.80102832	4.78811481	4.99925482
%An	2.19822758	2.34597847	1.48780903	0.3413125	2.25800457
%Ab	96.378991	97.140275	98.2116875	99.3080959	97.4549399
%Or	1.4227814	0.51374654	0.30050351	0.35059157	0.28705557

03443-8

68.276

20.137

0.038

0.174

0.002

0

0.271

0.008

11.779

0.052

100.74

2.96677986

1.03126838

0.00632304

0.01261676

0.9923748

0.00288236

5.0122452

1.25181917

98.4621964

0.28598446



Muestra	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Mo	Ni	Co	Cd	As	Sb	Fe	Mn	Cr
63746	11	3.1	6351	39	2677	4	320	593	5.3	262	32	8.16	1661	127
63747	6	1.9	>10000	50	4819	3	457	1265	13.5	263	19	7.93	3815	67
63765	69	<0.2	1635	7	>10000	20	571	973	28.4	354	<5	4.86	1316	57
63768	1607	61.6	>10000	25	6420	<1	648	665	<0.2	2509	434	>10.0	401	<1
63769	1512	11.9	4459	31	1700	8	367	532	<0.2	2334	45	>10.0	125	3
63774	927	3.2	>10000	3	5018	<1	288	1223	1.1	1058	5	>10.0	2099	27
63777	649	3.8	>10000	15	6878	<1	339	666	11.2	865	12	>10.0	913	25
63778	1661	14.6	>10000	111	>10000	<1	368	856	421.3	1480	18	>10.0	501	7
63779	635	6.9	>10000	274	>10000	12	562	1654	388.2	1023	45	>10.0	843	13
63783	11	0.9	>10000	64	6238	5	438	1339	12.8	742	5	9.04	4188	43
63784	39	0.7	>10000	37	>10000	<1	458	1332	41.8	251	<5	4.03	2069	74
63753	11	<0.2	9699	58	>10000	17	936	2365	62.6	466	88	>10.0	4884	214
63754	10	<0.2	>10000	75	>10000	17	1416	2294	196.2	503	111	>10.0	4490	207
63755	10	<0.2	9013	43	>10000	14	1235	1715	223.9	378	82	>10.0	3227	191
63756	12	<0.2	4313	34	>10000	8	638	1144	78.1	259	46	7.53	2148	122
63757	8	<0.2	1875	54	8806	14	637	1392	35.1	450	69	>10.0	2793	89
63785	659	16	>20000	8	1212	<1	2139	1288	<1.0	1928	15	>10.0	954	21
63786	368	12.6	>20000	10	3951	<1	2618	1714	<1.0	2051	13	<10.0	2312	28
63787	236	9.7	>20000	24	677	<1	2480	1631	<1.0	1797	29	>10.0	2759	22
63788	117	2.0	18319	5	9059	38	1731	1379	26.1	928	13	>10.0	3058	34

Tabla XIV. Análisis químicos seleccionados para muestras de mineral (“ship sample”) de la Esperanza. Se seleccionaron aquellas cuyos valores en Ni ó Co son superiores a 500 ppm, de una población total de muestras de 85.

Todos los valores se dan en ppm, salvo para el oro (ppb) y para el Fe (%).

Todos los análisis fueron efectuados por Bondar Clegg en Vancouver, Canadá utilizando el método de ICP.

Composición de la siegenita de La Esperanza

	1 *	1 **	2 *	2 **	3 *	3 **	4 *	4 **	5 *	5 **	6 *	6 **	8 *	8 **	10 *	10 **	Promedio *	Promedio **
Fe	3.38	2.66	3.21	2.51	3.52	2.75	3.61	2.81	3.29	2.56	3.50	2.73	3.85	2.99	3.50	2.73	3.48	2.71
Ni	38.62	28.93	39.41	29.32	39.94	29.67	40.30	29.91	39.98	29.62	39.75	29.51	38.79	28.67	38.97	28.88	39.47	29.31
Cr	0.05	0.04	0.01	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.01
Cu	0.16	0.11	0.17	0.12	0.31	0.21	0.13	0.09	0.42	0.29	0.30	0.20	0.09	0.06	0.28	0.19	0.23	0.16
Co	14.16	10.57	14.46	10.72	14.70	10.88	14.16	10.47	14.29	10.55	14.73	10.90	14.91	10.98	15.25	11.25	14.58	10.79
Zn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.0	0.0	0.01	0.01	0.01	0.01
As	2.66	1.57	1.01	0.59	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.46	0.27
S	40.88	56.09	41.61	56.70	41.52	56.48	41.69	56.66	41.98	56.96	41.65	56.63	42.31	57.27	41.95	56.92	41.70	56.71
Au	0.03	0.01	0.05	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.03	0.01	0.0	0.0	0.01	0.0
Sb	0.0	0.0	0.03	0.01	0.0	0.0	0.03	0.01	0.01	0.0	0.02	0.01	0.0	0.0	0.03	0.01	0.01	0.0
Pb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ag	0.05	0.02	0.04	0.01	0.0	0.0	0.05	0.02	0.0	0.0	0.02	0.01	0.01	0.01	0.0	0.0	0.02	0.01
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0
Te	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	99.99	99.98

* Concentración en % normalizada

** Concentración atómica en % normalizada

Tabla XV. Microanálisis cuantitativos para la siegenita de La Esperanza. Composición calculada utilizando el promedio de 8 análisis con base en 7 átomos: $(\text{Ni}_{2.05}\text{Fe}_{0.19}\text{Co}_{0.75})_{2.99}\text{S}_{3.97}$. Composición teórica de la Siegenita $\text{Ni}_{2.25}\text{Co}_{0.75}\text{S}_4$.

Análisis efectuados con una microsonda electrónica Cameca del Depto de Ciencias Planetarias de la Universidad de Arizona. Técnico: Ken Domanic

Muestra	TH	Observaciones	03-80 cuarzo		03-81 Granate	
			Tfh	Th	Tfh	
		132 Sec en Qtz				
		132.8 Sec en Qtz		-8	180	-12
-12.2		135 Sec en Qtz		-8	185	
-17.1		136.7 Sec en Qtz		-8	184	
-13.7		139 Sec en Qtz		-9	190	
		150.7 Sec en Qtz		-10	190	
-16.9		152.6 Sec en Qtz		-10	191	
		173.6 Sec en Qtz		-10	190	
		178.5 Sec en Qtz		-10	192	
-9.6		180 Sec en Qtz		-10	195	
-14		182.3 Sec en Qtz		-10	184	
-9.1		183 Sec en Qtz		-11	200	
-10.8		183.5 Sec en Qtz		-10	210	
-15.8		185.7 Sec en Qtz		-10	211	
		186.3 Sec en Qtz		-9	205	
-12.8		188 Sec en Qtz		-9	211	
-9.8		188.3 Sec en Qtz		-8	210	
-15.1		196 Sec en Qtz		-8	215	
-16		206.7 Sec en Qtz		-8	225	
		260.6 Sec en Qtz		-10	215	
		288.9 Sec en Qtz		-10	211	
		292.5 "homog V				
-13.8		Sec en Qtz	TfNaCl	Thliquida		
-11.3		Sec en Qtz		340	200	
-11.2		Sec en Qtz		360	194	
		166.1 Carb pseudosec		350	199	
		168 Carb pseudosec		350	195	
-11.3		176.7 Carb pseudosec		340	200	
-9.2		183.1 Carb pseudosec		350	192	
-8.9		183.5 Carb pseudosec		345	200	
-14.1		185 Carb pseudosec		350	235	
-11.5		189.2 Carb pseudosec				
-14.2		190 Carb pseudosec				
		190 Carb pseudosec				
-14.6		191.5 Carb pseudosec				
		198.2 Carb pseudosec				
		200.3 Carb pseudosec				
-14		206.1 Carb pseudosec				
		206.7 Carb pseudosec				
		207.7 Carb pseudosec				
-9.4		208 Carb pseudosec				
		209.6 Carb pseudosec				
		212 Carb pseudosec				
		Carb pseudosec				
		280.1 Gte sec				
Muestra 03-43		123.2 Granate sec				
		124.2 Granate sec				
		128.7 Granate sec				

	-13.8	154.8 Granate sec
		166.8 Granate sec
		185.2 Granate sec
		186.5 Granate sec
		190.3 Granate sec
		238 " Homog V
		274.3 Granate sec
	-10.2	297.8 Granate sec
		306.1 " Homog V
		315.7 Epidota
		362.4 Epidota
		368.1 Epidota
Muestra 03-15		
	-0.8	142.9 Cuarzo
		143.1 Cuarzo
		152.3 Cuarzo
	-14.2	162.4 Cuarzo
		166.4 Cuarzo
		175 Cuarzo
		175 Cuarzo
		181.9 Cuarzo
		188 Cuarzo
		188.5 Cuarzo
	-9.3	193.4 Cuarzo
		199.2 Cuarzo
	-13.2	220 Cuarzo
	-11.7	Cuarzo
		145.1 Carbonato
		155.7 Carbonato
		168.9 Carbonato
		177.7 Carbonato
		178.3 Carbonato
		182.7 Carbonato
		183.4 Carbonato
		184 Carbonato
	-12.8	191.6 Carbonato
		193.5 Carbonato
		204.5 Carbonato
	-7.3	219.1 Carbonato
	-10.8	220 Carbonato
	-10	220.2 Carbonato
		223.8 Carbonato
	-5.3	234.8 Carbonato
		235.8 Carbonato
		238.5 Carbonato
	-11.1	239 Carbonato
	-10.5	281.7 Carbonato
	-8.6	354.6 Carbonato
Muestra 03-21		
		126.9 MinrelClor

		152 MinrelClor
		173.5 MinrelClor
Muestra03-57B		110 Carbonato
		102 Carbonato
		108 Carbonato
		110 Carbonato
		112.7 Carbonato
		117 Carbonato
		119.3 Carbonato
		119.3 Carbonato
		128 Carbonato
		132 Carbonato
		133.8 Carbonato
		138.6 Carbonato
		142.3 Carbonato
		142.6 Carbonato
		148.5 Carbonato
		163.4 Carbonato
		172.5 Carbonato
		175.8 Carbonato
		176.5 Carbonato
	-6	188.2 Carbonato
Muestra03-38	-16	124 Granate sec
		142.1 Granate sec
		150 Granate sec
		151.2 Granate sec
		152.5 Granate sec
		152.7 Granate sec
		158.3 Granate sec
		158.7 Granate sec
		160.1 Granate sec
		165.4 Granate sec
	-15	166.6 Granate sec
		169.8 Granate sec
		172 Granate sec
		172 Granate sec
		174.2 Granate sec
	-9.6	189.6 Granate sec
		199 Granate sec
		299.9 Granate sec
	-13.5	370.7 Granate sec
		493.6 Granate sec
		499.5 Granate sec
		506.2 Granate sec
		507 Granate sec
		525 Granate sec
		537.6 Granate sec
		588 Granate sec
	>600	Granate sec
	>600	Granate sec

	03-117cuarzo		03-108cuarzo		03-110cuarzo		04-20calcita	
	Thfliquida	Tfh	Th	TfNaCl	Thliquido	Tfh	Th	
			-10	170	208	185	-20	179 CO2L+Vysalr
650			-11	155	205	183	-20	200 1a.fus -56.6+
655			-12	165	210	172	-19	205 CO2 puro!!
660			-14	176	195	142	-18	205 2a. Fus. Clatf
670			-14	175	180	137	-18	200 2a.Tf +8.4+-0
680			-14	170	205	170	-18	179 Thtotal
670			-14	185	180	160	-19	178 310
680			-14	150	210	190	-19	163 320
665			-14	179	200	142	-19	169 320
670			-12	140	210	140	-20	168 330
680			-12	179	165	113	-20	169 320
666			-12	165	190	160		165 335
665					180	115		165 325
680	TfNaCl	Thfliquida			185	116		166 325
674		325	129	180	117			166 320
675		295	132	179	118			165 320
678		360	125	230	196			166 322
		380	131	220	119			325
		375	135	220	160			327
		302	135	175	170	TfNaCl	Thliquido	323
		300	126	220	165	200	120	2o. Grupo L+'
		305	125	230	190	200	127	sin CO2
		300	120	155	107	210	115	Tfh
		365	130	156	114	210	120	-1.5
		330	155	160	145	210	120	-1.5
		285	151	179	118	211	121	-1.5
		280	155	180	118	210	100	-1.5
		290	152	196	115	220	110	-1.5
		290	160	195	175			-1.5
		290	175	195	170			-1.5
		350	240	190	165			-1.5
		350	185	185	150			-1.5
		321	180	160	145			-1.5
		360	100					-1.5
		360	179					-1.5
		330	170					
		340	175					
		350	160					
		295	140					

04-25calcita

nuera
-0.5 CO2L+Vysalmuera
1a.fus: -56.6+-0.2

λ.	Las de L+V	
l.3	Tfh	Th
	-11	118
	-11	119
	-12	120
	-11	118
	-11	120
	-11	120
	-11	120
	-11	122
	-11	121
	-11	120
	-11	120
	-11	120
	-11	125
	-11	126

V

Th

- 126
- 125
- 130
- 150
- 140
- 140
- 136
- 140
- 145
- 150
- 150
- 141

Tabla XVII

Yacimiento	Minerales	T° C	NaCl Eq.	Referencia
Nickel Plate	Granate y piroxeno	460 – 480	18.3 – 9.7	1
Fortitude	Granate y piroxeno	300 – 550	25 - 44	1
Crown Jewell	Piroxeno Granate	365 – 450 300 – 370	19 –22	1
Mc Coy	Granate Piroxeno prox. Piroxeno dist. Epidota Cuarzo	493 ± 46 398 ± 14 322 ± 14 360 – 450 280 - 360	39.8 35.3 22 28 11 - 19	1
Skarns con W y Sn	NI Etapa skarn NI Etapa sulfuro Scheelita	400 – 600 300 – 400 250 - 500		2
West Ore body, Koper Canyon, Nev.	NI Temprano NI Tardío Piroxeno Cuarzo	500 ± 50 300 ± 25 362 – 425 200 - 400	20 30 – 45 40	2
Ely, Nev	Granate Cuarzo	450 – 513 240 - 600	> 26 > 26	2
Santa Rita, NM	Granate	325 - 425	4 – 9 a >26	2
Hozumi y Sakae, Japón	Cuarzo I Cuarzo II	260 – 320 230 - 290	12.5 – 13.3 18.6 – 21.4	2
E – Zone, Canada	Piroxeno Cuarzo tardío Scheelita	456 – 518 358 – 452 371 - 464	<26 5.5 – 7.6	2
Sangdong, Corea	Piroxeno Scheelita	560 – 600 200 - 600		2
Costabonne, Fr.	Granate temprano	373 - 384	4 - 8	2
Barieva, Bulgaria	Esfalerita	210 - 350		2
Kamioka Mine, Japón	Esfalerita Cuarzo	150 – 350 150 - 350		2
Washington Camp., Az.	Granate Piroxeno Cuarzo	350 – 450 435 210 - 420	10 - 15	2
Naica, Chih.	Fluorita Fluorita Fluorita	565 – 684 277 – 490 237 - 369	>40 + 25% KCl 52 – 63 31 - 43	2

1. Meinert (1998)
2. Kwak (1986)

PRINCIPALES YACIMIENTOS EN SKARN EN MEXICO

Nombre	Tipo	TamañoMt	Leyes	Rocas asociadas	Intrusiones	Endoskarn	Exoskarn
El Jaralito (1)	W	3	0.25 % WO ₃	Calizas y pelitas Pérmico (¿)	Monzodioritas-granodioritas (p)	X	X
Palo Verde(2)	W	>0.01	>2.3 % WO ₃	Calizas y calizas arcillosas Carbonífero-Pérmico	Granodiorita (p)	X	X
La Venada(3)	W	>0.01	>1 % WO ₃	Calizas Misisípico-Pensilvánico	Granito (p)		X
Nukay (varios cuerpos) (5)	Au-Fe	56	1.37-2.56 Au	Caliza Fm Morelos Cretácico inferior	Tonalitas-granodioritas (h)	X	X
Bermejál (6)	Au-Fe	34	1.1 Au, 15 Ag	Calizas y limolitas Fm Morelos Cretácico inferior	Cuarzo-diorita a granodiorita (h)	X	X
Puertecitos (Cananea) (7)	Zn-Cu (Ag)	5	3 % Zn, 2 % Cu, 200 Ag	Caliza Puertecitos Misisípico-Pensilvánico	Granodiorita Cuitaca (p)		X
Buenavista (Cananea) (8)	Zn-Cu	>30	>3% Zn >0.8 % Cu	Calizas y cuarcitas Cámbrico-Pensilvánico	Monzonita de cuarzo (h)		X
Bismark (10)	Zn	8.5	8.5 % Zn, 0.6%Pb, 0.5%Cu, 55Ag	Calizas Cretácico	Monzonita de cuarzo Bismark (h)		X
Naica (11)	Pb-Zn-Cu	>20	5.5 %Pb, 4.3% Zn, 0.3% Cu, 177 Ag, 0.3 Au, 0.11%WO ₃	Calizas y lutitas Fms Benigno y Finlay Cretácico inferior	No expuesto-diques		X
Santa Eulalia (12)	Zn-Pb	>50	2 %Pb, 3% Zn, 0.1% Cu, 125 Ag	Fms Lagrima, Benigno, Finlay Cretácico inferior	Diques		X
La Encantada (13)	Zn(Pb-Ag)	>3	0.4 %Pb, 15%Zn, 200Ag	Calizas Fms Aurora, Cuesta del Cura Cretácico inferior	Stock granodiorita (h)		X

Nombre	Tipo	TamañoMt	Leyes	Rocas asociadas	Intrusiones	Endoskarn	Exoskarn
Sierra Mojada (14)	Pb-Ag	>9	15%Pb, 300Ag	Calizas Fm Aurora Cretácico inferior	No expuesto		X
Reforma (15)	Pb-Zn-Cu	1.3	9.1%Pb, 2.5%Cu, 30%Zn, 0.5 Au, 92 Ag	Calizas, calizas arcillosas, conglomerado, lutitas calcáreas (¿Cretácico?)	Granito porfídico (¿h?)		X
San Francisco del Oro (16) (Granadeña)	Zn-Pb-Cu	> 3	10-50 % sulfuros	Limolitas calcáreas y lutitas Fm Parral Jurásico sup-Cretácico inferior	diques		X
Velardeña(17)	Pb-Zn-Cu-Ag	>15	4%Pb, 5%Zn, 2.5 %Cu, 135 Ag, 0.5 Au	Calizas Fm Cuesta del Cura Cretácico inferior	Porfido Cuarzolatita (h)		X
Concepción del Oro (18)	Cu(Pb-Zn-Au)	>25	1%Pb, 0.6%Zn, 2%Cu, 0.6Au	Calizas Fms Caja, Cupido, Cuesta del Cura Cretácico inferior	Stock granodiorita a monzonita de cuarzo (h)		X
San Martín (19)	Zn-Cu-Ag	>20	1% Cu, 5 % Zn, 0.5 % Pb, 150 Ag	Calizas Fm Cuesta del Cura Cretácico inferior	Stock monzonita de cuarzo (h)	X	X
Fresnillo (20)	Zn-Pb-Cu(Ag)	>2.12 (skarns)	2.6 % Pb, 5.0 % Zn, 0.12 % Cu, 67 Ag	Fm Valdecañas Cretácico inferior	Stock monzonita (h)		X
Charcas (21)	Zn-Cu-Pb	>25	100-150 Ag, 1 % Pb, 5.5-6 %Zn, 0.4 % Cu	Calizas Fm Cuesta del Cura Cretácico inferior	Stock granodiorita (h)	X	X
Zimapán (24)	Zn(Cu, Ag)	2.5	3.03%Zn, 1.59%Pb, 0.48%Cu, 163Ag	Calizas Fm El Doctor Cretácico inferior	Intrusivo Carrizal, stock cuarzomonzonita (h)		X
El Tibor (27)	Fe	12.7	66%Fe	Rocas volcanosedimentarias y calizas del Cretácico inferior	Diorita-granodiorita		X

Nombre	Tipo	TamañoMt	Leyes	Rocas asociadas	Intrusiones	Endoskarn	Exoskarn
Las Truchas (28)	Fe	>80	>35%Fe	Calizas-tobas-andesitas del Cretácico inferior	Granodiorita (p)		X
Cerro Náhuatl (30)	Fe	10	42%Fe	Calizas Fm Morelos Cretácico inferior	Diorita-granodiorita (p)	X	X

PRINCIPALES YACIMIENTOS EN SKARN EN MEXICO

Nombre	Min Ganga	Min metálica	Edades	Referencias	Estado
El Jaralito (1)	Progr: gros-andr, diop -heden Retr: epi-biot	Scheel , pi-cpi-moli	46.6, 37.1, 37.8, 35.8, 35.2	Peabody, 1979, Dunn, 1980, Pérez-Segura, 1985, Mead et al, 1988.	Sonora
Palo Verde (2)	Gran-pirox-epi-qtz-calc	Scheel , pi-cpi-powel	48.1, 47.1, 64.9, 64.1, 49.6	Wiese, 1945, Pérez-Segura, 1985, Mead et al, 1988.	Sonora
La Venada (3)	Gros -andr, diop -heden, ves, epi, anf	Scheel , pi-cpi-powel-moli-mag	56.9, 34.1, 34.8	Radelli, 1985, Richard, 1991	Sonora
Nukay (varios cuerpos) (5)	Exo Prog: pirox-mag-gte-calc Endo Prog : pirox- gte-orto-qtz-escap Retr: trem-act-clor-ep-qtz	Hem-Au , pt-cpi-bn-moli-bismut-aspi-pi-mc-esf-gal	63.3-64.7, 64-64.2	Jones y Jackson, 1999, Meza-Figueroa et al, 2003, González-Partida et al, 2003, Levresse et al, 2003.	Guerrero
Bermejil (6)	Prog: gros-andr y diop-hed, Retr: clor+epi+serp	Feox-Au , hem- mag-pi-cpi-aspi-esf-gal-pt	64.3-64.6	De la Garza et al, 1996, Meza et al, 2003, González-Partida et al, 2003.	Guerrero
Puertecitos (Cananea) (7)	Progr : Gros-andr, diop -heden Retr: Clor-epi	Esf, cpi, tet , enarg, pi	64	Cordoba-Hage, 1985, Anderson y Silver, 1977 , Pérez-Segura, 1985	Sonora
Buenavista (Cananea)(8)	Progr: gros-and, diop -heden, wollas Retro: anfib-clor-epi-calc-qtz	Esf, cpi , pi. gal	57.4-57.9	Meinert, 1982, Farfán-Panamá, 2003	Sonora
Bismark (10)	Progr: gros-and, diop -heden, ido, epi	Esf , gal, cpi, pi, pt, mc, aspi, bourno	45.2	Baker y Lang (2003), Williams et al (2001), monografía Coremi (1994)	Chihuahua
Naica (11)	Gros-andr, diop, wollas, ido, trem	Esf, gal , pi, scheel, powell, moli	26.2, 25.9	Megaw et al (1988), Monografía Coremi (1994)	Chihuahua

Nombre	Min Ganga	Min metálica	Edades	Referencias	Estado
Santa Eulalia (12)	Joh-heden, epi-clo-qtz-fluor	Esf, gal , pt, pi, aspi, mag	26.6	Megaw et al (1988)	Chihuahua
La Encantada (13)	Gros-andr, ves, act-trem, epi, qtz, fuor	Min sec Zn-Pb, esf, gal , pi, moli, mag	27.4	Megaw et al (1988)	Coahuila
Sierra Mojada (14)	Gros-andr, diop- heden , ilv, calc, bar	Esf, gal , aspi	Terciario medio	Megaw et al (1988)	Coahuila
Reforma (15)	Gros-andr, diop, wollas, act-trem	Esf, gal, cpi , pi	Terciario inferior	Monografía coremi (1994)	Chihuahua
San Francisco del Oro (16) (Granadeña)	Axin-andr-epi-clor	Esf, gal, cpi , pi	32	Grant y Ruiz (1988)	Chihuahua
Velardeña (17)	Gros-andr, diop-heden, ido, wollas, epi, act	Esf, gal, cpi , pi, pt, hem	33.1, 32.1	Megaw et al (1988)	Durango
Concepción del Oro (18)	Gran, dio, wollas, ves, trem	Cpi , gal, esf, tet, mag	38.8, 40.0	Megaw et al (1988)	Zacatecas
San Martín (19)	Progr: gros- andr , diop- heden act-trem Retr: wollas-ves-epi-clor-calc-fluor	Esf, cpi, bn, gal , tet, pi, bn, aspi, pt, moli, Ag, estib	46.2	Aranda-Gómez (1978), Rubin y Kile (1988)	Zacatecas
Fresnillo (20)	Progr: gros-alm, heden, axin	Esf, gal, cpi , pi, tet, pt, mc, aspi, Ag	31.6-32.4	Ruvalcaba y Thompson (1988), Lang et al (1988)	Zacatecas
Charcas (21)	Progr: gran, pirox, wollas, qtz, calc Retr: epi, dat, dan, calc	Esf, cpi, gal , tet, pi, aspi	46.6	Jurgeil (2003), González-Partida (199)	San Luis Potosí
Zimapán (24)	Progr: gos- andr , diop, wollas, ves Retr: epi, clor, qtz, FK, fluor, calc	Esf, cpi , gal, pt, aspi, sulfos Ag, Pb, Bi	Oligoceno probable	González-Partida et al 2003 Coremi (199)	Hidalgo
El Tibor (27)	Min skarn	Mag, hem	Laramídico	Coremi (199)	Guerrero

Nombre	Min Ganga	Min metálica	Edades	Referencias	Estado
Las Truchas (28)	Actin-trem	Meg, hem, pi, cpi	Laramídico	Coremi (199)	Michoacán
Cerro Náhuatl (30)	Gran, diop, escap, epi, act, calc	Mag, hem, pi	Laramídico	Nelson (159), Arriaga (1962)	Colima

Explicación:

Progr-skarn progrado, Retr-skarn retrógrado, exo-exoskarn, endo-endoskar, **gros**-andr – grosularita-andradita (negrillas, polo predominante), **diop**-heden – diopsida-hedenbergita (negrillas, polo predominante), gran-granate, pirox-piroxeno, wollas-wollastonita, ves-vesubianita, joh-johnsenita, escap-escapolta, anf-anfíbol, trem-tremolita, act-actinolita, axin-axinita, epi-epidota, biot-biotita, fk-feldespató potásico, clor-clorita, serp-serpentina, qtz-cuarzo, calc-calcita, ilv-ilvaita, dan-danburita, dat-datolita, bar-barita, fluor-fluorita, scheel-scheelita, powell-powellita, mag-magnetita, hem-hematita, pi-pirita, esf-esfalerita, gal-galena, cpi-calcopirita, aspi-arsenopirita, pt-pirrotita, bn-bornita, tet-tetraedrita, moli-molibdenita, mc-marcasita, bismut-bismutinita, bi-bismuto, enarg-enargita, bourno-bournonita, sulfos-sulfosales, sulf-sulfuros, Au-oro, Ag-plata, Feos-óxidos de hierro. Negrillas en minerales metálicos indican los predominantes.

Edades: Ma- millones de años, diferentes edades sobre minerales separados de intrusiones relacionadas (en general biotita, hornblenda), o sobre minerales de alteración relacionados al skarn. Métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o K/Ar, raramente U-Pb y Rb/Sr.

Número del yacimiento se refiere a la figura 1.

Exoskarn y endoskarn (X): presente.

Intrusiones: (p) – plutónico, (h) – hipabisal.

Tabla XIX. Contenidos geoquímicos de Ni-Co en la corteza y en diversos tipos de roca, según diferentes autores (valores en ppm).

	Corteza ¹	Corteza ²	Basalto ²	Basalto ³	Granito ²	Granitos ³	Lutita ²	Lutita ³
Ni	55	75	150	145	0.8	4.5-15	80	68
Co	24	22	48	47	3	1-7	20	19

¹Wedespohl, 1995

²Krauskopf, 1979

³Turkian y Wedepohl, 1961 *in* Faure, 1998

Tabla XX. Localidades reportadas en México con minerales de Niquel y Cobalto (Panczer, 1987 y otros).

Estado y localidad	Minerales de Ni y Co	Otros minerales metálicos reportados
Chihuahua: Mina Batopilas, Batopilas.	Rammelsbergita (NiAs_2).	Polibasita, proustita, pirargirita, plata, esfalerita y minerales oxidados.
Chihuahua: mina Aventurera, Sabinal, Ascensión.	Rammelsbergita (NiAs_2) y safflorita (CoAs_2).	Pirargirita, polibasita, plata, galena.
Chihuahua: Mina Luz, Maguarichi.	Eritrita ($\text{Co}_3\text{As}_2\text{O}_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, gersdorffita (NiAsS).	
Baja California Sur: El Boleo, Santa Rosalía.	Smithsonita cobaltífera, esferocobaltita (CoCO_3), carrolita* (Co_2CuS)	Calcosita, covelita, carrolita, pirita, calcopirita, boleita, seudoboleita, cummengeita, fosgenita y muchos otros oxidos.
Coahuila: Veta Rica, Sierra Mojada.	Eritrita ($\text{Co}_3\text{As}_2\text{O}_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.	Clorargirita, plata, estroncianita, pearceita, proustita.
Jalisco: Mina Esmeralda, Pihuamo.	Eritrita ($\text{Co}_3\text{As}_2\text{O}_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, cobaltita (CoAsS), skutterudita (Co,Ni) As_3 - x.	
Jalisco: Mina Esmeralda, Pihuamo.	Eritrita ($\text{Co}_3\text{As}_2\text{O}_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.	
Querétaro: Mina grande de Escalera, Aguacatlán, San Juan del Río.	Asbolana*****.	
Sinaloa: Mina La Gloria, Alisitos, Badiraguato.	Annabergita ($\text{Ni}_3\text{As}_2\text{O}_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), eritrita ($\text{Co}_3\text{As}_2\text{O}_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, gersdorffita (NiAsS), maucherita (Ni_3As_2), millerita (NiS), niquelina (NiAs), pentlandita (Ni,Fe,Co) $_9\text{S}_8$, violarita (Ni,Fe) $_3\text{S}_4$.	Goethita, oro, jarosita, ilvaita, pirita.
Sinaloa: Mina Culiacán.	Nicolita*****	
Sonora: Sara Alicia, San Bernardo.	Eritrita ($\text{Co}_3\text{As}_2\text{O}_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), cobaltita (CoAsS), mansfieldita, safflorita** (As_2Co), heterogeneita($\text{CoO} \cdot 2\text{Co}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$).	Goethita, escorodita, estilbita, arsenopirita, glaucodota, lollingita.
Sonora: La Guadalupana, El Zubiato.	Asbolana*****.	
Sonora: La Esperanza, Bacanora.	Siegenita*** (Co,Ni) $_3\text{S}_4$	Calcopirita, esfalerita, pirita, malaquita,

		crisocola, azurita, wad.
Zacatecas: Mina Aranzazu, Concepción del Oro.	Esferocobaltita (CoCO ₃).	Atacamita, acantita, azurita, goethita, malaquita, cerusita, cobre, cuprita, bornita, galena, estefanita, esfalerita.

*Pérez-Segura, 1995, **Pérez-Segura, 1985, ***Pérez-Segura, 2004, ****Clark, 1973.

*****Asbolana: variedad de wad que contiene óxidos hidratados de manganeso y Co hasta con 32-40 % de óxido de Co.

APENDICE

PETROGRAFIA LA ESPERANZA

Muestra 03-03

Coordenadas: a 30 m de 646 940, 3 214 622.

Caliza blanca en bancos metricos débilmente bandeada. Diseminación de pirita puntos menores de 1 mm, aprox. 0.5 %. En volumen.

Roca y observaciones: mármol de grano fino diopsida o tremolita + pirita diseminada tardía.

Muestra 03-04

Coordenadas: cerca de la anterior, punto 2.

Dique de roca rosada de textura porfídica, probablemente feldespatizada, atravesada por bandillas blanqueadas de 1 a 2 mm sin paredes bien definidas. Ferromagnesianos diseminados menos de 5 % alterados parcialmente a clorita. Probable composición monzonítica feldespatizada.

Roca y observaciones: monzonita de cuarzo. Cuarzo 25 %, Ferromagnesianos 5 %, Plagioclasa relictas 10 %, FK 60 %. Plagioclasa feldespatizada, ferromagnesianos eran piroxenos y están alterados a biotita secundaria + epidota-zoisita. Ferromagnesianos también alterados a clorita, actinolita y opacos. Alteración precoz de FK+actinolita+biotita.

Muestra 03-09

Coordenadas: 646 929, 3 215 050, en el punto 5.

Estructura N40E, 50° SE. Hornfels calcosilicatado en bancos y bandas + desarrollo de granates verdes en fracturillas. La muestra presenta bandillas con parches porfidoblásticos levemente cafés de probables granates en una pasta blanca carbonatada o calcosilicatada.

Roca y observaciones: hornfels de granate y diopsida. Granate 40 %, calcita 5 %, cuarzo 2 %, diopsida 53 %.

Muestra 03-10

Coordenadas: 646 945, 3 215 270, en el punto 6.

Dique de monzonita porfídica. Textura porfídica. Fenocristales de feldespatos blancos (un 10-15 %) de 1 a 4 mm automorfos. La matriz es rosada probablemente feldespatizada. En la

matriz se diseminan ferromagnesianos de grano fino cloritizados, sericitizados y probablemente carbonatados.

Roca y observaciones: Monzonita de cuarzo porfídica. Fenocristales de plagioclasa 30 %, plagioclasas de la matriz 10 %, Fk de la matriz 50 %. Antiguos anfíboles 5 %, antigua biotita 2 %. Sericta global a partir de plagioclasa 10 %. Clorita global 5 %, opacos 1 %, calcita 1 %.

Muestra 03-12

Coordenadas: 647 002, 3 215 314, en el punto 7.

Hornfels calcosilicatado en contacto con dique de monzonita porfídica posmetamorfismo. Rumbo contacto N70E, 80° W. La roca es bandeada, con bandillas milimétricas, tonos gris claro a verdoso probablemente con granates y silicatos cálcicos.

Roca y observaciones: Hornfels de granate + wollastonita + escapolita (?). Carbonato 15 %, wollastonita 40 %, granate 35 %, escapolita 10 %.

Muestra 03-14

Coordenadas: a 30 m de 647 072, 3 215 355, es decir: del punto 8.

Estructura: N85W, 25° N. Hornfels bandeado, bandas blancas 5 cm de espesor + costillas con probable granate + piroxena. La muestra corresponde a roca blanca marmorizada o cuarcítica con bandas irregulares hechas de parches granoblásticos de tonos verdosos a cafés que parecen corresponder a granates.

Roca y observaciones: Caliza skarnificada. Granate 15 %, diospida 30 %, calcita 55 %.

Muestra 03-16

Coordenadas: 647 163, 3 215 461, punto 9.

Roca microporfídica aparente dique que intrusión zona de skarn en conglomerado. Fenocristales de feldespato 1 – 4 mm <10 %, tonos verdosos, puntos diseminados verdosos probablemente cloritizados + epidota relativamente abundante en matriz y parches. Trazas parches de pirita parcialmente oxidada.

Roca y observaciones: Dique con metamorfismo. Clorita 30 %, probable epidota 15 %, epidota sensu stricto 5 %, FK xenomorfo 47 %, esfena 1 %, carbonato 3 %. Pirita trazas.

Muestra 03-17

Coordenadas: 647 204, 3 215 534, punto 10.

Zona de skarn en conglomerados. La muestra corresponde a un skarn de granate verde de grano medio a grueso, el cual es atravesado por cuarzo lechoso, en el que flotan puntos de pirita. Tardíamente hay laminas de hematita especular que se depositan.

Roca y observaciones: Skarn de granate. Mineralogía: granate + cuarzo con abundantes inclusiones fluidas + pirita + carbonato tardío.

Muestra 03-21

Coordenadas: 648 390, 3 215 319, en el punto 12. Obra minera Los Rieles, roca más cerca de la mineralización.

Lámina delgada: Areas de granate zonal bien cristalizado, en los intersticios hay clorita fibroradial de polarización café + carbonato sparítico. Composición global: granate 59 %, carbonato 30 %, epidota 5 %, clorita 3 %, cuarzo 3 %, no hay piroxeno.

Muestra 03-22

Coordenadas: 648 390, 3 215 319, en el punto 12. Obra minera Los Rieles, roca justo al bajo de estructura mineralizada.

Lámina delgada: Agregados microcristalinos cristaloblásticos, aparentemente desarrollados sobre antiguos feldespatos. Agregados compuestos de wollastonita o diopsida (80 %) + cuarzo (15 %) + plagioclas de neoformación. Epidota en agregados de glomero cristales. La mayor parte de la roca compuesta de granates mal cristalizados. Composición global: Granate 75 %, piroxeno y wollastonita 10 %, epidota 3 %, feldespato secundario 5, cuarzo 5 %. Skarn rogrado: granate+piroxeno+cuarzo+plagioclasa. Skarn retrógrado: epidota+feldespato+cuarzo+pirita.

Muestra 03-23

Coordenadas: 648 390, 3 215 319, en el punto 12. Obra minera Los Rieles, roca al bajo.

Lámina delgada: Antigua textura porfídica casi borrada, matriz felsítica globular xenomorfa. 25 % fenocristales. Composición de la roca: sienodiorita. Parches de calcita secundaria diseminados. La mayor parte roca es un skarn con granates zonales de birrefringencia anómala. Restos de plagioclasas. No hay piroxenos o cristales incipientes <10 %. Granos de epidota pistachita. Carbonato intersticial. Composición global: granate 52 %, plagioclasas relictas 5 %, diopsida 10 %, carbonato 20 %, epidota 3 %, cuarzo + FK secundario 5 %, clorita 5 %. En el cuarzo tardío hay abundantes inclusiones de agujas de rutilo. Vetillas tardías con granate+cuarzo+carbonato. Endoskarn

Muestra 03-24

Coordenadas: 648 390, 3 215 319, en el punto 12. Obra minera Los Rieles, roca al alto.

Lámina delgada: Textura cristaloblástica tendencia automorfa, casi total isotrópica. Carbonato mal cristalizado intersticial, cristales gruesos de epidota bien cristalizada, cuarzo mal cristalizado de extinción ondulante tardía. Composición global : Granate 65 %, carbonato 20 %, clorita 5 %, epidota 3 %, cuarzo 5 %, sulfuros 2 %. Clorita tipo peninita. No hay textura relictas. Sulfuros relacionados con epidota y clorita. Skarn de granate.

Muestra 03-25

Coordenadas: 648 390, 3 215 319, obra Los Rieles, muestra tomada del terrero.

Superficie pulida: mineralización en bandillas. Pirita agregados en bandillas corroídas, cementada con abundante esfalerita + abundantes inclusiones microscópicas de calcopirita (hasta 20 %) y placas má grandes de calcopirita. Composición global: pirita 30 %, esfalerita 30 %, calcopirita 10 %, magnetita + hematita 10 % con hematita > magnetita, ganga transformada 20 %. Parece que la calcopirita es más abundante hacia adentro de la placa de esfalerita (+ tardía sies relleno). Otra superficie: Pirita mal pulida englobada por esfalerita + abundantes inclusiones de calcopirita, luego discreta magnetita y luego transformación de ésta a hematita. Pirita corroída en atolón por esfalerita. Láminas de hematita a veces crece sobre esfalerita. Presencia de exsoluciones de esfalerita en estrellas en calcopirita.

Muestra 03-26

Coordenadas: 647 855, 3 215 919, punto 14.

Microdiorita masiva porfídica. Abundantes fenocristales menores de 1 mm en pasta muy fina verdosa probablemente cloritizada. Volumen fenocristales 40-50 %.

Roca y observaciones: Microdiorita porfídica. Fenocristales de plagioclasa 50 %. Antiguos ferromagnesianos 12 % alterados a clorita + pirita. Clorita 6 %, pirita 6 %. Cuarzo secundario 2 %.

Muestra 03-30

Coordenadas: 647 750, 3 216 275, en el punto 19.

Microdiorita-andesita masiva, textura fina tonos verdosos, se compone de feledspatos blancos menores de 1 mm en una mesostasis verde cloritizada. Pirita diseminada en 3 %.

Roca y observaciones: Andesita porfídica. Antiguos anfíboles alterados a clorita + pirita. Clorita 6 %, opacos 6 %. Cuarzo secundario 2 %.

Muestra 03-33

Coordenadas: 647 500, 3 216 306, en el punto 20.

Microdiorita fanerítica a porfídica, relación fenocristales/matriz 50/50. Fenocristales de plagioclasas automorfas de 1-3 mm. Matriz de grano fino, flotan probables ferromagnesianos escasos quizás cloritizados. Trazas de parches de epidota.

Roca y observaciones: Microdiorita porfídica. Fenocristales de plagioclasa 50 %. Turmalina global 8 %, clorita 3 %, piritita 7 %.

Muestra 03-34

No posicionada, punto 21.

Microdiorita leucocrática en facies más alterada y verdosa con matriz más oscura en facies más frescas. En la muestra no se observa bien textura pero parece de roca ígnea, granuda, grano fino, matriz blanca y abundante epidota verdosa en parches.

Roca y observaciones: Textura glomeroporfidoblástica. Roca ígnea original . Feldespatos 30 %, diopsida (?) 5 %, epi 30 %, carbonato 35 %, opacos 2 %.

Muestra 03-35

No posicionada, en el punto 21.

Roca perteneciente a una diorita leucocrática porfídica. Los fenocristales representan un 50 % del volumen de la roca. Miden de 0.5 a 3 mm son de plagioclasas automorfas, mientras que la matriz es verdosa alterada a clorita y probable epidota. Eventualmente hay pequeños spots de sulfuros.

Roca y observaciones: Pórfido diorítico. Fenocristales. 40 %. Alteración sericita (10 %), epidota (2 %), carbonato (1 %), cuarzo secundario (2 %), sólo en fenocristales. Alteración de la matriz de clorita (10 %) y epidota.

Muestra 03-37

No posicionada sobre arroyo principal, punto 22.

Roca intrusiva de textura porfídica o toba cristales pseudoporfídica. Fxs feldespatos blancos y rosados 1-2 mm a veces apariencia quebrados. Grandes parches rosados producto de feldespatización precoz. Mx muy fina, casi afanítica tendencia verdosa, en zonas abundancia en antiguos ferromagnesianos con cloritización. Epidota ferrífera relativamente abundante en parches y eventuales vetillas, tardía en relación con los otros. Piritita diseminada fina, menos de 1 %.

Roca y observaciones: Textura porfídica con 15 % de fenocristales. Roca afectada por metamorfismo de contacto cn: FK , diopsida 25 %, epidota retrógrada 15 %, granate 1 %, cuarzo secundario 5 %, carbonato 10 %. Esfena 1 %. Restos augita.

Muestra 03-38

No posicionada, punto 22.

Endoskarn que se desarrolla sobre estructura de rumbo N25E y 20° NW y N75E y 70° S. Se encuentra dentro de roca intrusiva. La muestra contiene zonas irregulares de tonos rosado verdosos con contenido de probable feldespato (granate?) y puntos de clorita y rodeado masivamente por granate verde microcristalino masivo.

Roca y observaciones: Skarn en estructura de granate + diopsida. Granate verde 33 %, granate transparente 30 %, diopsida 32 %, feldespato 3 %, carbonato 1.5 %, opacos 0.5 %.

Muestra 03-38

Coordenadas: No GPS en el punto 22, cerca del punto 20 que tiene: 647 500, 3 216 306, sobre arroyo San Lucas.

Superficie pulida: está efectuada sobre mineral de una estructura de endoskarn. Placa de calcopirita atravesada por microscópicas vetillas supergénicas con covelita. Inclusión de un cubo de piritita automorfa. Sulfuros introducidos en el skarn. Algo de láminas de hematita. Placa de siegenita intersticial con calcopirita, este mineral está en los cruceros de calcopirita (la reemplaza). Esta muestra tiene descripción petrográfica detallada y fue analizada por microsonda.

Muestra 03-39

No posicionada, en el punto 24.

Roca intrusiva de apariencia fresca. En muestra de mano se observa una aparente microdiorita o microgranodiorita de grano fino homogéneo. Eventualmente flotan feldespatos rosados menores de 2 mm (<1-2 %). La roca se compone exclusivamente de minerales claros de composición feldespática y de minerales ferromagnesianos verdosos producto de cloritización. La proporción de ferromagnesianos es superior a 30 %.

Roca y observaciones: Diorita probable dique. Clorita global 25 %, opacos 2 %, carbonato 5 %.

Muestra 03-40

No posicionada, punto 25.

Dique básico de rumbo N66E, 62° SE, corta roca ya metasomatizada. Roca microporfídica con un 15 % de fenocristales < 1mm y que parecen ser de plagioclasa y hornblenda menores de 1 mm, diseminados. Matriz afanítica no reconocible. Trazas de piritita diseminada.

Roca y observaciones: Dique andesítico o lamprofídico. Fenocristales en matriz microlítica. Volumen de fenocristales: 25-30 % alterados totalmente a clorita. Restos piroxeno 7 %. Biotita fina secundaria 1 %, opacos diseminados 10 %.

Muestra 03-41

Coordenadas: Muestra en punto 26 cuyas coordenadas son: 647 257 y 3 215 903. Vetilla 5-15 cm espesor carbonato bandeado + hematita especular + fuerte clorita + epidota en paredes. Dentro de intrusivo metamorfozido.

Superficie pulida: pirita automorfa corroída englobada por la ganga. Láminas de hematita tardía crecen sobre la ganga. Pirita transformada a goethita supergénica, trazas de calcopirita transformadas a goethita supergénica.

Muestra 03-43

Coordenadas : 647 287, 3 215 703, en el punto 27 sobre arroyo San Lucas estructura mineralizada de hemat + carbonatos.

Lámina delgada: skarn con abundante granate afectado por fuerte retromorfismo. Granate 36 %, piroxeno 10 %, carbonato 30 %, hematita 5 %, clorita 10 %, epidota 3 %, plagioclasa 3 %, cuarzo 3 %. Aparentes placas auto de anhidrita bien cristalizadas que reemplazan granate.

Muestra 03-44

Coordenadas: 647 273, 3 215 671, punto 28.

Skarns y hornfels en estructura N22E, 50° SE. Rocas bandeadas. La muestra corresponde a un skarn denso, masivo, textura granoblástica de grano grueso compuesta de abundantes granates rosados y verdosos, predominando los últimos. También tonos verdosos de probable epidota. Algunos "spots" de sulfuros oxidados y trazas de hematita especular tardía.

Roca y observaciones: Skarn de granate en roca ígnea. Textura glomeroporfidoblástica. Granate 35 %, Plagioclasa relicta 10 %, epidota 25 %, carbonato 30 %.

Muestra 03-45

Coordenadas: 648 265, 3 214 934, punto 25.

Microdiorita porfídica con fenocristales de feldespato rosado. Fenocristales en proporción de 15 – 20 %. Talla de los fenocristales 0.5 – 2 mm. Feldespatización discreta pero penetrativa causante del tono de los feldespatos. Resto matriz verdosa a causa de clorita.

Roca y observaciones: Pórfido monzogranito. Fenocristales de ortoclasa 20, anfíbol + biotita 10 % alterados a clorita + opacos. Clorita global 8 %, opacos 3 %.

Muestra 03-46

Coordenadas: 648 305, 3 215 068, punto 27.

Microdiorita andesita en matriz verde. La muestra presenta una textura microporfídica con fmx de 0.5-1.5 mm blancos, algunos parches rosados como de feldespatización, matriz verdosa rica en clorita.

Roca y observaciones: Toba arenosa andesítica. Clorita global 25 %, opacos 4, pedazos roca 35 %, feldespatos individuales 36 %.

Muestra 03-50

Coordenadas: 648 216, 3 215 500, punto 34.

Roca porfídica en matriz afanítica rosada, probablemente feldespatizada. Fenocristales aprox. 40 % talla 1 – 4mm, automorfos, algunos ferromagnesianos diseminados de probable anfíbol cloritizado (cerca 5 % global). Matriz fina irreconocible rosa.

Roca y observaciones: Pórfido diorita a monzodiorita. Fenocristales 40 % plagioclasa, FK 3 %, clorita global 3 %, opacos 1 %, trazas de turmalina. Trazas de sericita.

Muestra 03-51

Coordenadas: 648 163, 3 215 568, en el punto 36.

En la zona de contacto de roca intrusiva de grano fino, verde con una cuarcita blanca a rojiza por oxidación. La muestra corresponde a una cuarcita de textura sacaroide, grano fino, numerosos puntos de antigua pirita oxidada (1-2 %) limonitizada.

Roca y observaciones: Cuarcita.

Muestra 03-52

Coordenadas: 648 207, 3 215 647, en el punto 37.

Roca intrusiva de grano medio a fino. Abundantes puntos diseminados y en microvetillas menores de 2 mm parecen de clorita o turmalina en una matriz de tono salmón con abundante feldespato y/o carbonato. Se va acercando a zona del camino con mineralización anómala en Ni-Co.

Roca y observaciones: Probable roca ígnea. Turmalina 30 %, sericita 30 %, cuarzo secundario 5 %, carbonato 15 %, pirita 10 %.

Muestra 03-53

Coordenadas: 646 141, 3 215 568, en el punto 38.

Microdiorita a micromonzonita sensu strictu, fanerítica de grano medio a fino. Contiene cristales rosados de feldspatos de 1 – 2 mm, mx abundantes en minerales ferromagnesianos probablemente cloritizados en parte. Diseminación de parches rosados de probable carbonato.

Roca y observaciones: Probable andesita porfídica de anfíbol. Ferromagnesianos originales 20 % eran probables anfíboles y biotita. Alteración total a clorita. Turmalina 5 %. Carbonato 5 %.

Muestra 03-55

Coordenadas: 647 956, 3 215 587, en el punto 42.

Roca intrusiva masiva, fracturas con probable sílice + clorita + epidota. En muestra de mano se observa microporfídica con fnx de plagio hasta 40 % diseminados de 0.5 a 1.5 mm, matriz silicificada y ferromagnesianos probablemente cloritizados.

Roca y observaciones: Colada o toba de cristales composición andesítica. Turmalina 8 %, clorita parches diseminados 8 %, carbonatos 10 %, opacos 1. Matriz felsítica.

Muestra 03-57 A

Coordenadas: 647 777, 3 215 560, en el punto 44, zona el Tigre.

Lámina delgada: Roca probablemente afectada por deformación. Se aprecian aparentes fragmentos de roca porfídica con fenocristales de plagioclasas afectados por carbonatos. En el resto de la lámina sólo en ciertas zonas se ven restos de plagio. Toda la roca muy afectada por carbonato mal cristalizado y óxidos de hierro. Abundancia relativa de un mineral fibroso que parece clorita o serpentina. Pero también hay otra clorita verdosa sin deformación. Muestra afectada por abundante carbonato y clorita hidrotermal y luego atravesada por vetillas de carbonato en dientes deformados que eran de probables grietas de tensión. Óxidos de hierro enmascaran la textura de la roca. En partes se aprecia que la clorita o serpentina afecta lo que eran probables granates. La muestra pertenece a una zona de falla que afecta a una roca ígnea de tipo andesítico metamorfizada y contemporánea y, post falla, hay hidrotermalismo.

Muestra 03-59

Coordenadas: 647 850, 3 215 722, obra minera el Barranco.

Superficie pulida: restos aglomerados de piritita automorfa alterada 95 % a goethita. Placa de calcopiritita rellena, atravesada por fracturas microscópicas de goethita + poca covelita. Texturas en atolón pi~~z~~ goeth.

Lámina delgada: restos text cristaloblástica. Mosaico fantasmas de granate reemplazado por carbonato y mucho menos cuarzo. Zona con relictos de granate parecido a apatito. En los intersticios del original skarn hay cuarzo sucio con extinción ondulante, carbonato bien cristalizado y sulfato automorfo. Composición global: granate relicto 10 %, carbonato 77 %, sulfuros 3 %, cuarzo 10 10 %. En el carbonato hay aparentes láminas de hematita alteradas a óxidos de hierro. Skarn con fuerte retromorfismo.

Muestra 03-60

Coordenadas: 647 850, 3 215 722, obra minera el Barranco.

Aparentes relictos de una especie de textura cristaloblástica en mosaico, restos de granates automorfos pero son escasos. Fuerte retromorfismo con abundante carbonato y cuarzo sucio. Composición global: Granate 3 %, cuarzo 30 %, carbonato 62 %, sulfuros 5 % \approx Fe ox. Atravesada por zona de bx tardía con carb + sulf \approx Fe ox +clor (hidrobiotita)+cuarzo+turmalina.

Muestra 03-61

Coordenadas: 647 850, 3 215 722, muestra colectada por Jorgito Ruiz en El Barranco.

Superficie pulida: En zonas de abundante calcopirita hay siegenita con reemplazamiento parcial por cpi. Se encuentra en intersticios en la roca y parece asociarse con cuarzo. La calcopirita también moldea y cementa pirita y es atravesada por microvetillas supergénicas con covelita. Agregados de láminas de hematita especular postsulfuros también son intersticiales. Pirita automorfa atravesada por numerosas fracturas de óxidos de hierro supergénico. Calcopirita en intersticios de granate.

Muestra 03-63

Coordenadas: 647 144, 3 214 407, en el punto 51.

Zona de alteración rojiza con sílice + sericita + pirita (2 %). La muestra corresponde a una roca de aparente textura fluidal, porfídica con tabletas de plagioclasas orientadas, menores de 1.5 mm, las bandas parecen silicificadas. Recuerda una ignimbrita.

Roca y observaciones: Roca volcánica, toba soldada composición andesítica. Fenocristales 40 %. Plagioclasas 30 %, ferromagnesianos originales 10 %. Matriz fluidal. Óxidos de Fe 15 %.

Muestra 03-63

Coordenadas: 647 144, 3 214 407. Zona de alteración rojiza con sílice+sericita+ Pi 2% diseminada.

Lámina delgada: Toba andesítica o colada andesítica brechada. Roca textura porfídica. Fnx 35 %. Antiguas tabletas de feldespato, sólo fantasmas, silicificados. Fantasma de piroxeno

o biotita basal totalmente silicificados. Opacos diseminados 8 %. Matriz vitrofídica silicificada con cuarzo globular xenomorfo. Vetillas <0.2 mm con sílice + barita, tardíos en relación a los sulfuros y la silicificación penetrativa. Aparentes fragmentos tobáceos y andesíticos.

Muestra 03-64

Coordenadas: 647 352, 3 214 424, en el punto 55.

Rocas volcánicas andesíticas estratificadas. Actitud capas N50W, 50° N. La muestra corresponde a una toba arenosa andesítica de grano medio a fino. Destaca un 5 % de feldespatos blancos menores de 1 mm más numerosos fragmentos de roca del mismo tamaño. Matriz roca café por hierro férrico. Roca fresca.

Roca y observaciones: Toba andesítica sin alteración hidrotermal, matriz microlítica. Calcita 3 %, biotita 0.5 %, opacos 5 %.

Muestra 03-66

Coordenadas: 647 843, 3 215 045, en el punto 65.

Tomada en contacto caliza con cuarcita. Caliza masiva recristalizada, rugosa con pequeños nódulos de sílice irregulares, diseminados. La muestra testigo muestra una caliza marmorizada microbrechada, fragmentos milimétricos a centimétricos, atravesada y cementada con abundantes carbonatos rosados o de tono salmón.

Roca y observaciones: Brecha de mármol cementada por carbonato oxidado.

Muestra 03-67

Coordenadas: 648 005, 3 215 250, punto 68.

Según notas roca ígnea diorita-andesita. Roca de textura porfídica que pudiera corresponder a una microdiorita-andesita o a una roca piroclástica o epiclástica, presenta cristales blancos diseminados de feldespatos y aparentes parches más rosados que pudieran ser antiguos fragmentos de roca. La matriz es verdosa a causa de cloritización. Hay trazas de pirita diseminada.

Roca y observaciones: Colada andesítica tipo aglomerado. Matriz microlítica. Plagioclasas 40 %, fragmentos de roca, clorita 20 %, carbonato 5 %, opacos 5 %.

Muestra 03-68

Coordenadas: 648 088, 3 215 358, en el punto 70.

Techo colgante de cuarcita, pico más alto sobre cuerpo ígneo. La muestra corresponde a una cuarcita de tonos rosados debido a la oxidación. Grano medio a fino sacaroide, sin mayor interés.

Roca y observaciones: Cuarcita, no oxidación.

Muestra 03-69

Coordenadas: 647 939, 3 215 429, en el punto 71.

Roca ígnea con endometamorfismo. Roca ígnea clara de tonos claros aparente textura porfídica relictal mal presentada. Puntos como cristales de feldespato blanco y como parches en matriz verdosa a causa de minerales cloríticos.

Roca y observaciones: Textura microporfídica relictal. Granate 30 %, diopsida 15 %, cuarzo 3 %, carbonato 15 %, matriz 30 %, epidota 5 %, sulfuros 2 %.

Muestra 03-70

Coordenadas: 647 855, 3 215 453, en el punto 72.

Roca ígnea con endometamorfismo. Numerosas fracturas con epidota ferrífera. Sobre la muestra se observa una roca de tonos claros, textura probable relictal porfídica, con presencia probable de minerales verdes como granate y clorita.

Roca y observaciones: Skarn en roca volcánica. Granate 60 %, diopsida 35 %, carbonato 5 %.

Muestra 03-71

Coordenadas: 647 761, 3 215 407, en el punto 73.

Estructura N80W, 40° S, rocas metasedimentarias procedentes de calizas arenosas. La muestra corresponde a una roca levemente rosada en superficie de corte de textura granular fina, con numerosos puntos verdosos. La roca está atravesada por una estructura irregular de 1 a 3 mm de espesor de un material rosado muy similar a la matriz. Este material rosado parecería ser FK aunque pudiera ser rodonita o un carbonato. Los numerosos puntos rosados son seguramente de clorita.

Roca y observaciones: Caliza micrítica con trazas de metamorfismo.

Muestra 03-73

Coordenadas: 648 214, 3 215 749, en el punto 78.

Aparente microdiorita en zona de falla de 20 m de ancho. La muestra tiene una estructura como piroclástica con brecha volcánica, fragmentos irregulares menores de 1.5 cm

irregulares textura aparente fanerítica de grano fino pero alterada. Toda la matriz de la roca esta cloritizada y hay numerosos parches oxidados de probable carbonato ferrífero.

Roca y observaciones: Colada andesítica porfídica . Fenocristales 50 %, todos plagioclasa matriz microlítica. Carbonato 10 %, clorita 15 %, tur malina 5 %, opacos 3 %. Fantasmas de piroxenos.

Muestra 03-74

Coordenadas: 648 301, 3 215 456, en el punto 79.

Diorita-monzonita porfídica sobre camino. Fenocristales de feldespatos aproximadamente 15 % matriz crema a verdosa probablemente silicificada + sericita, moderada oxidación. Pirita diseminada y oxidada muy fina de 2-3 %.

Roca y observaciones: Andesita porfídica. Alteración débil a moderada. Sericita + montmorillonita 12 %, pirita 10 %, cuarzo secundario 3 %.

Muestra 03-75

Coordenadas: 647 080, 3 214 621, en el punto 83.

Roca y observaciones: Colada andesítica porfídica. Fenocristales 10 %. Carbonato 15-20 %, Arcillas 10 %, cuarzo secundario 10 %.

Muestra 03-76

Coordenadas: 647 363, 3 214 654, en el punto 88.

Sobre una cañada, andesita porfídica masiva. Roca de color café, textura microporfídica con fenocristales de plagioclasa en general menores de 1 mm en una pasta afanítica café, muy fresca.

Roca y observaciones: Colada andesítica. Fenocristales de plagioclasa 30 % en matriz orientada microlítica. Antigua biotita 3 %. Carbonato global 5 %, Arcillas globales 3-5 %, Opacos 8-10 %, cuarzo secundario 3 %.

Muestra 03-79

Coordenadas: 646 853, 3 214 503, punto 97.

Roca amarillenta puesta en el plano como roca intrusiva en contacto por falla con terrazas. Vista en detalle la muestra es una aparente toba soldada con bandas de flujo, se observan feldespatos probablemente silicificados y bandas de soldamiento.

Muestra 03-80

Coordenadas: 647 176, 3 215 848, punto 104.

Roca supuestamente más “fresca” que encajona las costillas de skarn de la muestra siguiente. Se trata de una roca porfídica de composición monzonítica, con cerca del 40 % de fenocristales de plagioclasas y otros rosados de FK, la talla de los mismos es de 1 a 3 mm. Algunos ferromagnesianos de 2 mm flotan (<5 %) parecen ser de anfíbol cloritizado. La mesostasis de la roca es muy rosada, feldespatizada de grano muy fino.

Roca y observaciones: Pórfido hipabisal de granodiorita. Fenocristales 40 %. Ojos de cuarzo 3 %. Biotita global 1-2 %, Antiguos anfíboles 4 %, FK primario, clorita global 5 %, sericita global 3 %.

Muestra 03-81

Coordenadas: 647 176, 3 215 848, punto 104.

Costilla de skarn centimétrica. Roca densa tonos rosados a verdosos. Grano grueso granoblástica probable en nido de abejas. Se compone de granates rosados y verdosos. Algunas vesículas sin relleno tardío.

Roca y observaciones: Skarn de granate dentro e la roca anterior.

Muestra 03-83

Coordenadas: 647 199, 3 215 989, en el punto 106.

Monzonita de cuarzo granuda en notas de campo. Roca porfídica en matriz rosada composición diorítica a monzodiorítica. 30 % de fenocristales de feldespato de 1 a 5 mm, principalmente plagioclasas automorfas o en tabletas. Algunos fenocristales de anfíboles parcialmente cloritizados. Mesostásis muy fina rosada probable producto de feldespatización tardía.

Roca y observaciones: pórfido traquiandesita o sienodiorita. Fenocristales 30 %. Matriz feldespática, plumosa microlítica. Antiguos anfíboles alterados a carbonatos + clorita + opacos. Antigua biotita alterada a clorita + opacos. Clorita global 8 %, opacos globales 2 %, carbonato global 2 %, piritita global 2 %.

Muestra 03-86

Coordenadas: 647 394, 3 216 420, punto 109.

Muestra tomada sobre dique E-W, 43° S. Dique oscuro, verdoso, textura porfídica con menos 5 % de fenocristales de ferromagnesianos probable hornblenda. Hay parches diseminados rosados como de feldespato y también microvetillas apenas perceptibles. Esto indicaría probable feldespatización postdique. Matriz de la roca oscura verdosa probablemente con cloritización.

Roca y observaciones: Dique de lamprófidio de piroxena. Textura porfídica en matriz microlítica intersertal. Fenocristales de 2 tipos: 6 % fantasmas alterados a clorita, 2 % piroxenos augita. Piroxenos microcristalinos de la matriz 30 %. Opacos 10 %.

Muestra 03-87

Coordenadas: 647 394, 3 216 420, punto 109.

Intrusivo aparentemente más fresco. Tonos claros textura porfídica a glomeroporfídica con fenocristales de 1 a 4 mm en una matriz de grano fino clara verdosa con un 10 % de epidota diseminada.

Roca y observaciones: Pórfido diorítico afectado por metamorfismo de contacto. Textura porfídica relicta con 20-30 % fenocristales. Granate 10 %, probable diopsida 15 %, epidota 20 %, pirita 1 %.

Muestra 03-88

Coordenadas: 647 394, 3 216 420, punto 109.

Intrusión, roca porfídica con endometamorfismo. Aparentes relictos de textura porfídica y zonas con parches siguiendo aparentes estructuras con probable feldespatos rosado y epidota.

Roca y observaciones: Skarn procedente de roca ígnea. Granate 40 %, diopsida probable 30 %, carbonato 10 %, epidota tardía 15 %, restos de feldespatos 5 %.

Muestra 03-90

Coordenadas: 647 370, 3 216 575, en el punto 112.

Dique negro de rumbo N35W, 70° S. Roca afanítica de tonos gris oscuro, en detalle, matriz levemente rosada (feldespatización?). Flotan algunos fenocristales pequeños menores de 1 mm de plagioclasas (<5 %), también minerales oscuros ferromagnesianos (anfíboles?) con probable sericita. Matriz sumamente fina oscura.

Roca y observaciones: Dique de andesita porfídica en matriz microlítica fluidal. Fenocristales 15 %. Plagioclasas alteradas a sericita + carbonatos. Antiguos anfíboles transformados a clorita + opacos. Clorita global 5 %. Opacos 3 %.

Muestra 03-91

Coordenadas: 647 281, 3 216 483. Punto 113.

Lámina delgada: Monzonita a sienodiorita microporfídica, hipabisal a subvolcánica. No hay metamorfismo de contacto. Fuerte alteración con cuarzo + turmalina + sulfuros ± epidota tardía. Roca microporfídica seriada en matriz microlítica a vitrofídica. Los

fenocristales son tabletas de plagioclasa y otros menores de ortoclasa (total fenocristales 40-50 %). Turmalina parches diseminados agregados microcristalinos tipo chorlito diseminado en la roca 3-5 % + cuarzo secundario. Microvetillas de cuarzo < 0.5 mm compuesta de turmalina + epidota-pistachita. Sulfuros diseminados asociados a turmalina. El cuarzo es xenomorfo intersticial.

Muestra 03-92

Coordenadas 647 259, 3 215 500, punto 115.

Estructura bandeada N40W, 45° S. Hornfels y skarns verdosos. La muestra vista en detalle corresponde a una roca porfídica con fenocristales de 1-2 mm alargados menos de 10 %. Matriz rosada enmascarada debido a feldespatización, tonos verdosos debido a clorita procedente de ferromagnesianos de grano fino. Trazas de pirita fina diseminada.

Roca y observaciones: pórfido traquiandesítico, roca volcánica - colada. Textura porfídica burdamente fluidal. Fenocristales 12 %. Matriz microlítica. Clorita global 5 %, carbonato 5 %, opacos 3 %, sericita global 5 %.

Muestra 03-93

Coordenadas: 647 350, 3 215 481, punto 116.

Roca intrusiva porfídica muy rosada a causa de feldespatización. Textura porfídica con fenocristales (15 %) de feldespatos de 1 – 3 mm. Roca totalmente rosada. Puntos diseminados de clorita y trazas de epidota, pirita diseminada en 3 % menos de 1 mm microaglomerados. Cortada por vetillas con franja en contacto blanca de 3 – 5 mm de probable albita y luego verde con abundantes epidota y especularita.

Muestra 03-94

Coordenadas: 646 950, 3 215 670, en el punto 120.

Roca intrusiva según nota de campo casi fresca , con endometamorfismo. La muestra se observa fuertemente metamorfizada probable skarn. Grano grueso, tonos verdosos, restos parches rosados de feldespatos, textura granuda con probables granates abundantes de grano grueso bordeados por puntos verde oscuro, de probable clorita.

Roca y observaciones: Skarn de granate + diopsida en roca ígnea. Granate 50 %, diopsida 20 %, FK 5 %, Epidota 7 %, Clorita 7 %, Carbonato 10 %.

Muestra 03-95

Coordenadas: 647 062, 3 215 773, en el punto 121.

Roca intrusiva endometamorfizada. Se trata de una roca de grano grueso aparente textura de skarn, nido de abejas tonos rosados y verdes. Lo rosado son feldespatos o granates,

coronados por bandillas verdosas de granates verdes. Zonas con puntos de tonos verde oscuro que pueden ser de clorita. Trazas pi.

Roca y observaciones: Skarn de granate procedente de roca ígnea. Granate transparente 77 %, granate verde 10 %, FK + qtz 10 %, epidota + clorita 2-3 %.

Muestra 03-99

Coordenadas: 652 123, 3 204 319, en el punto 137.

Andesita equivalente a la Fm Tarahumara, es melanócrata, de grano fino probablemente con abundante biotita fina en la matriz.

Roca y observaciones: Andesita con alteración hidrotermal penetrativa deutérica o hidrotermal precoz. Textura porfídica en matriz afanítica. Epidota (?) 10 % o diopsida (?). Biotita deutérica 12 %. Opacos diseminados 15 %, cuarzo secundario 3 %.

Muestra 03-100

Coordenadas: 651 510, 3 203 984, en el punto 137'.

Microgranito de grano fino con biotita + hornblenda, entre esta muestra y la 03-99 hay una falla sobre el arroyo. La muestra tiene una composición probable de granodiorita, es equigranular de grano medio a fino y los ferromagnesianos deben representar un 7-8 %.

Roca y observaciones: Microgranodiorita plutónica de biotita y hornblenda. Textura microcristalina. Plagioclasa 59 %, cuarzo 30 %, FK 10 %, antigua hornblenda 3 % (actinolizada), biotita 5, opacos 3.

Muestra 03-101

Coordenadas: 650 739, 3 203 487, en el punto 138

Roca sobre el camino Bacanora-Novillo. Granodiorita blanca con numerosos ferromagnesianos diseminados (22-25 %) correspondientes a biotita y hornblenda, con débil alteración a sericita+clorita. La matriz blanca es de grano medio principalmente feldespática.

Roca y observaciones: Granodiorita plutónica de biotita y hornblenda. Cuarzo 12 %, FK 15 %, plagioclasa 50 %, hornblenda 7 %, biotita 8 %. clorita global 5 %, sericita global 3 %, opacos 3 %, epidota 0.5 %.

Muestra 03-102

Coordenadas: 649 209, 3 203 423, en el punto 139.

Granito correspondiente a batolito entre Bacanora y el Novillo. Roca fanerítica de grano medio rosada abundantes ferromagnesianos (15 %) de hornblenda y biotita. Minerales claros son cuarzo, Fk y plagioclasas.

Roca y observaciones: Granodiorita plutónica de biotita y hornblenda. Cuarzo 20 %, FK 25 %, plagioclasa 40 %, biotita 10 %, hornblenda 5 %, opacos 4 %. Clorita global 3 %.

Muestra 03-103

Coordenadas: 639 129, 3 204 035, en el punto 140.

Granito-granodiorita de grano grueso a medio. Solo 5-7 % de ferromagnesianos. Se compone de cuarzo y plagioclasa en mayor proporción que FK.

Roca y observaciones: Monzogranito plutónico de grano grueso de hornblenda. Cuarzo 20 %, plagioclasa 30 %, FK 45. Sericita global 2 %, opacos 1 %, esfena 0.5 %.

Muestra 03-104

Coordenadas: 644 198, 3 217 049, en el punto 141.

Roca cristalina de tono oscuro, textura fanerítica de grano medio, presenta abundantes minerales ferromagnesianos en una matriz de plagioclasa. Entre los ferromagnesianos destaca la presencia de biotita fresca. La roca está atravesada por vetillas inferiores a 1 mm de espesor blancas con probable presencia de feldespatos.

Roca y observaciones: Tonalita de piroxena+biotita. Plagioclasa 44 %, FK 12 %, cuarzo 10 %, piroxeno 20 %, biotita 4 %, opacos 10 %. Piroxeno primario augita o aegirita. Cuarzo de tendencia micropegmatítica. FK tardimagnético. Vet tardías FK + actinolita.

Muestra 03-105

Coordenadas: 644 198, 3 217 049, en el punto 141.

Probable dique que intrusión la roca anterior. Es una roca porfídica en mx microcristalina de tonos rosados. Los Fnx representan un 50 % y llegan a medir hasta 4 mm. Son fundamentalmente de plagioclasa y un 10 % de ferromagnesianos principalmente de hornblenda, débilmente cloritizada. La matriz es de grano muy fino probablemente rica en FK. Esta roca aloja vetillas con granate y se parece a la del arroyo San Lucas.

Roca y observaciones: Pórfido de monzogranito a granito de hornblenda. Fenocristales 50 %, matriz 50 %. Plagioclasa 35 %, anfíbol 12 %, ortoclasa 3 %. Matriz de FK 50 % aproximadamente. Sericita secundaria 5 %, clorita 3 %, calcita 2 %, actinolita 7 % (procedente de anfíbol), opacos 3 %, cuarzo 3 %. Esta roca se vincula al pórfido San Lucas.

Muestra 03-106

Coordenadas: 643 949, 3 216 668, en el punto 142.

Roca de textura probablemente microporfídica, apariencia burda sacaroide, textura de sal y pimienta, destacando ferromagnesianos menores de 1 mm con probable débil cloritización. También se observan plagioclasas alargadas hasta de 3 mm con muy burda orientación. Matriz de grano muy fino rosada, quizás rica en FK.

Roca y observaciones: Sienogranito de piroxeno + débil actinolita. Plagioclasa relicta 10 %, FK tardío 56 %, piroxeno original 15 %, opacos 3 %, actinolita 5 %, cuarzo 8 %, opacos 3 %, sericita 3 %. El piroxeno es probablemente augita. Cuarzo tardío. FK xenomorfo intersticial. Apatito libre. La roca se parece a 03 - 104 pero es más evolucionada.

Muestra 03-107

Coordenadas: 642 249, 3 216 450, en el punto 143.

Roca granuda mesocrática de grano medio. Se compone la mitad de ferromagnesianos y la otra de minerales claros. Los ferromagnesianos son verdosos de tipo piroxeno-diopsida y hay algunos parches muy negros frescos que parecen biotita. La mesostásis es de grano medio xenomorfa de plagioclasa.

Roca y observaciones: Tonalita de piroxeno + biotita con débil actinolita y sericita. Plagioclasa 55 %, piroxeno primario 15 %, FK 3 %, biotita primaria 4 %, cuarzo 5 %, sericita secundaria 10 %, opacos diseminados 3 %, actinolita secundaria 5 %. Piroxeno probablemente augita. Trazas de mirmequitas.

Muestra 03-108

Coordenadas: 642 242, 3 216 360, en el punto 144.

Granito batolítico. Roca intrusiva fanerítica granuda holocristalina de grano grueso. Proporciones aproximadas de plagioclasa 40 %, FK 35 % y ferromagnesianos 25 %. Los ferromagnesianos son verdosos la mayor parte con débil cloritización y era probable anfíbol. La plagioclasa llega a medir 4 mm es automorfa. El FK es rosado e intersticial.

Roca y observaciones: Monzonita de cuarzo de hornblenda y biotita con actinolita y sericita. Cuarzo 25 %, FK 30 %, plagioclasa 30 %, hornblenda 10 %, biotita 5 %, sericita secundaria 5 %. El FK es ortoclasa perfitica intersticial. Cuarzo tardío conteniendo inclusiones fluidas que contienen NaCl. La hornblenda se transforma a actinolita + opacos. Presencia de inclusiones de zircón en biotita.

Muestra 03-109

Coordenadas: 644 072, 3 215 552, en el punto 148.

Granito batolítico, facies más fina. Roca fanerítico de grano medio a fino, rosada y salpicada con puntos verdosos de ferromagnesianos. Estos últimos representan un 12 %

probables anfóbulas cloritizadas. La matriz es feldespática en la que se observan cristales automorfos de plagioclasa y una matriz más rosada probablemente de FK, las plagioclasas son invadidas en parte de FK.

Roca y observaciones: Monzonita a monzodiorita probablemente calcoalcalina actinolizada. Plagioclasa 50 %, FK 35 %, cuarzo 3 %, actinolita 7 %, epidota 3 %, opacos 2 %. El FK es ortoclasa tardía. Presencia de esfena y actinolita en agregados fibrosos.

Muestra 03-110

Coordenadas: 644 585, 3 215 317, en el punto 149.

Granitoide de grano fino. Roca de textura seriada de tonos rosados. Los cristales mayores llegan a tener 4 mm, pero los hay menores de 1mm. Los ferromagnesianos son verdosos, un 15 %, de probable anfíbol original actinolizado. Los cristales de plagioclasa son blancos opacos, mientras que el feldespato potásico predomina y es rosado.

Roca y observaciones: Monzogranito pobre en ferromagnesianos. Plutón somero. Cuarzo 15 %, plagioclasa 30 %, FK 48 %, biotita 3 %, actinolita 2 %, opacos 2 %. Actinolita en agregados fibrosos y apatito aislado. FK perítico y cuarzo xenomorfo intersticial micropegmatítico.

Muestra 03-111

Coordenadas: 647 420, 3 216 882, en el punto 154.

Roca microporfídica de matriz rosada. Presenta microcristales alargados verdosos aparentemente orientados, son de probable anfíbol cloritizado. También se observan fenocristales de plagioclasa con trazas de oxidación quizás debido a la alteración de carbonatos. La mesostásis es muy fina rosada tal vez orientada y rica en FK.

Roca y observaciones: Pórfido traquiandesítico o monzodiorítico de biotita + hornblenda. Se parece a la muestra 03-83. Pórfido de textura porfídica en matriz microlítica afieltrada. Fenocristales 20-25 % todos son de plagioclasa. Los ferromagnesianos representan 10 %. La matriz es microlítica en un 70 %. Las plagioclasas miden hasta 4 mm largo. Fenocristales de biotita con fuerte alteración a sericita + clorita + feos + esfena. Antíguo anfíbol alterado a clorita + calcite + feox. Cuarzo tardío 10 %, calcita 7 %, sericita procedente de plagioclasa y biotita 7 %. Apatito 1 %.

Muestra 03-112

Coordenadas: 646 981, 3 216 888, el punto 155 (hay dos 155).

Roca rosada con puntos verdosos tipo sal y pimienta. La roca se compone de un 15 % de minerales verdosos diseminados microcristalinos de probable diopsida o epidota. La matriz es microcristalina de grano fino y composición feldespática. Trazas de pirita diseminada.

Roca y observaciones: Micromonzonita de piroxeno actinolizada y biotitizada. Textura porfídica en matriz microcristalina de grano medio a fino. Plagioclasa 20 %, FK 52 %, piroxeno 15 %, biotita 3 %, opacos 5 %. Sericita 5 %. Cuarzo <5. Biotita muy fina parece secundaria. El piroxeno es probable augita alterada a actinolita + opacos + biotita. Apatito en cristales aislados.

Muestra 03-113

Coordenadas: 646 987, 3 217 018, en el punto 155 (hay dos 155).

Roca verde de grano fino como enclave en la 114. Es fanerítica de grano fino con algunas plagioclasas diseminadas hasta de 6 mm de largo. La mesostásis se compone de abundantes minerales ferromagnesianos verdes y seguramente de plagioclasas.

Roca y observaciones: Enclave probable lamprófidio o diorítico. Fenocristales 15 % sólo plagioclasas. Los min verdes originales son de hornblenda 30 % alterados a actinolita + clorita + calcita. Clorita 7 %, calcita 3 %. Opacos 1-2 %.

Muestra 03-114

Coordenadas: Coordenadas 646 987, 3 217 018, en el punto 155 (hay dos 155).

Roca dentro de la que se encuentra el enclave anterior. Roca de textura porfídica con un 40 % de fenocristales y color general rosado. Los fenocristales son en su mayor parte de plagioclasa (30 %) hasta de 4 mm, automorfas. También hay diseminados minerales ferromagnesianos (10 %) de probable anfíbola actinolizada o cloritizada. Toda la matriz es microcristalina rosada probablemente con abundancia de FK.

Roca y observaciones: Pórfido de monzonita de cuarzo (tonalita en libreta de campo). Plagioclasa 20 % en fenocristales, cuarzo 5 %, biotita 7 %, hornblenda 3 %, apatito 1 %. Matriz felsítica casi microlítica (rica en FK). Carbonato secundario 2 %.

Muestra 03-115

Coordenadas: 646 702, 3 217 317, en el punto 156.

Andesitas masivas verdosas. Roca verde de textura microporfídica. Hay un pedazo centimétrico de composición similar al resto de la matriz. Se trata de una roca con pequeños fenocristales hasta de 1 a 2 mm, de plagioclasas automorfas, hay numerosos ferromagnesianos diseminados. La matriz es de grano muy fino verdosa.

Roca y observaciones: Colada andesítica de hornblenda. Textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y antiguos ferromagnesianos. Plagioclasa 20 %, antiguos ferromagnesianos 18 %. Matriz felsítica vitrofídica 55 %. Cuarzo secundario 7 %. Arcillas globales 10 %. Biotita fina en matriz 5 %. Sericita 3 %.

Muestra 03-116

Coordenadas: 646 483, 3 217 317, en el punto 157.

Roca que intrusión a las andesitas de 115. Roca rosada de textura porfídica, presenta un 50 % de fenocristales. Dichos fenocristales son en su mayor parte (40 %) de plagioclasas automorfas hasta de 5 mm. Los ferromagnesianos eran de anfíbol y biotita (10 %) y se alteran a minerales verdosos de probable clorita y epidota. Toda la matriz es rosada constando de FK de grano muy fino.

Roca y observaciones: Pórfido de granodiorita a monzonita hipabisal a subvolcánico. Fenocristales 50 % en matriz felsítica de grano muy fino. Plagioclasa 40 %, Ferromagnesianos 10 %, cuarzo 5 %, clorita 5 %, epidota 2 %, carbonato 2 %. Los ferromagnesianos eran biotita y hornblenda que se alteraron a clorita + epidota + carbonato. La mesostásis es felsítica irreconocible probablemente rica en FK. El cuarzo contiene numerosas inclusiones fluidas trifásicas.

Muestra 03-117

Coordenadas: 646 588, 3 217 585, en el punto 158.

Roca de color rosado, textura porfídica con fenocristales hasta de 6 mm distribuidos en un 50 %. Son principalmente de plagioclasas blancas (40 %) automorfas. Los ferromagnesianos son más pequeños en general aunque hay placas hasta de 3 mm, son de anfíbol en parte cloritizados. Toda la matriz de la roca es muy rosada, de grano muy fino y probablemente compuesta de FK, a veces embeben plagioclasas. Se advierten eventuales ojos de cuarzo.

Roca y observaciones: Pórfido de monzonita de cuarzo hipabisal. Textura porfídica, los fenocristales se distribuyen en 50 %. Cuarzo 5 %, antiguos ferromagnesianos 10 %, plagioclasa 35 %, cuarzo de la matriz 5 %, mesostásis 50 %. Los ferromagnesianos originales eran hornblenda que se transformó a actinolita 8 % y clorita 2 %. Las plagioclasas son tabletas con trazas de feldespaticación. El cuarzo contiene inclusiones fluidas trifásicas con NaCl. La matriz de la roca es microcristalina felsítica, probablemente rica en FK.

Muestra 03-118

Coordenadas: 646 308, 3 218 053, en el punto 159.

Roca rosada de textura porfídica, presenta fenocristales de talla homogénea de 1 a 3 mm que representan un 50 % global. Los fenocristales son de plagioclasa automorfa (40 %). Los minerales ferromagnesianos (10 %) parecen de anfíbol en parte actinolizados o cloritizados. La mesostásis es rosada de composición feldespática.

Roca y observaciones: Pórfido de monzonita de hornblenda actinolizado. Los fenocristales representan 50 %, de los cuales el 43 % son plagioclasas y el 7 % ferromagnesianos. Los ferromagnesianos eran hornblenda y se transformaron a actinolita. El cuarzo es

xenomorfo, en la matriz y representa 4 %. Sericita global 3 %, calcita global 2 %. La matriz es microcristalina xenomorfa, rica en FK.

Muestra 03-118 A (bis)

Coordenadas: 647 654, 3 215 600, en el punto 160 (mojonera la Esperanza). Al bajo de los Rieles.

Roca metamórfica verdosa, muy dura y densa. Presenta textura granoblástica. No se advierte la textura del protolito. Se compone muy probablemente de granates y piroxenos y está atravesada por vetillas muy angostas tardías con minerales verdes.

Roca y observaciones: Skarn de granate>>piroxena, no se advierte tipo de protolito, pero debería ser endoskarn, hay textura porfídica relictica. Textura cristaloblástica. Granate 58 %, carbonato 20 %, piroxeno 20 %, epidota 2 %, feldespatos 5 %. El piroxeno está probablemente reemplazado por un mineral fibroso. Carbonato intersticial moldea y cementa granate. El FK es tardío, en forma de parches. Los piroxenos microscópicos atraviesan la masa de granate pero son anteriores al carbonato y al cuarzo.

Muestra 03-119

Coordenadas: 647 654, 3 215 600, en el punto 160 (mojonera la Esperanza). Al alto de los Rieles.

Roca metamórfica de tonos verdosos sobre una matriz blanquecina. Presenta textura granoblástica y en ciertas zonas se alcanza a apreciar una probable textura de roca ígnea. Se compone de zonas rosadas con probable FK (o ¿carbonato?), algunos parches verdosos con preponderancia de granates y piroxeno y una pasta blanca de probable feldespatos.

Roca y observaciones: Endoskarn mal cristalizado de granate y piroxeno y etapa hidrotermal tardía con epidota + carbonato + sulfuros. Textura granoblástica mal formada. Composición global: granate 59 %, piroxeno 10 %, carbonato 20 %, epidota 5 %, feldespatos 5 %, opacos 1 %.

Muestra 03-121

Coordenadas: 647 853, 3 215 714, de la zona del Barranco, zona mineralizada.

Superficie pulida: Pirita en cristales automorfos alterados a goethita, restos de pirita dispuestos en zonas. Alteración general de 10 a 90 % a goethita. Abundantes agregados de láminas de hematita intersticial. En lámina delgada se observa zona de cuarzo fibroso sucio con abundantes inclusiones fluidas + láminas de hematita. Aglomerado de láminas muy alargadas con agujas grises fibrosas de probable wollastonita. La pirita automorfa crece sobre el cuarzo. Presencia de cristales aglomerados de alto relieve que parecen de apatito o granate (?). Prob roca metamórfica con wollastonita + granate (?), cuarzo secundario + hematita tardía.

Muestra 03-122

Coordenadas: 647 853, 3 215 714, de la zona del Barranco, zona mineralizada.

Lámina delgada: Restos de formas de granate ~~+~~ clorita + hematita especular. Carbonato fibroso + cuarzo con extinción ondulante, probable producto de retromorfismo de un mineral fibroso que pudiera ser wollastonita. Restos de granate verdoso automorfo en LN totalmente transparente y en LP bien isotrópico, probablemente atravesado por hematita. Asociado al carbonato hay otro mineral de alta birrefringencia parecido al talco. Composición global: granate 15 %, carbonato fibroso 20 %, cuarzo secundario en placas mal formadas 25 %, clorita 10 %, opacos - sulfuros 30 %. Probable abundancia de yeso en ciertas zonas.

Muestra 03-123

Coordenadas: 647 853, 3 215 714, de la zona del Barranco. Tomada un poco arriba de la zona mineralizada.

Lámina delgada: Zona pirita en cristales automorfos + cuarzo automorfo con extinción ondulante bien cristalizado. Lo anterior es cementado por carbonato con abundantes óxidos de Fe, probable siderita y trazas de barita en el cemento. Numerosas cicatrices con inclusiones fluidas secundarias en cuarzo, quizás relacionadas con los carbonatos. Inclusiones de turmalina o rutilo en el cuarzo. Carbonatos con deformación tipo kink.

Muestra 03-124

Coordenadas: cerca de 647 853, 3 215 714, de la zona del Barranco (roca encajonante).

Roca ígnea de tonos rosados de aspecto fanerítico o tobáceo con puntos verdosos diseminados. No se observa claramente la mineralogía, salvo cristales de aparentes feldespatos diseminados. Los parches verdosos son de clorita. Hay diseminación de parches oxidados que pueden ser de carbonatos. Algunos sulfuros diseminados oxidados.

Roca y observaciones: Textura pseudoporfídica o tobácea. Probable toba litico-cristalina o colada de composición traquiandesítica. Fuerte alteración hidrotermal de carbonato + cuarzo + clorita + sulfuros. Restos de plagioclasa muy alterados a carbonatos + Fe ox. Sulfuros diseminados 3 %, clorita (peninita) 7 %, carbonato mal cristalizado abundante 30 %, cuarzo 7 %. La matriz es una masa feldespática sucia y, en ocasiones, microlítica.

Yacimiento	Producción, Recursos y leyes	Contexto geotectónico	Rocas Asociadas	Edades	Morfología mineralización	Paragénesis metálica	Referencias
Complejo Ígneo de Sudbury (CIS), Ontario, Canada.	1650 Mt 1.2% Ni, 1.03 % Cu.	Complejo intrusivo como lopolito de 65 x 25 km entre rocas de cuenca sedimentaria.	“Contact Sublayer”: gabro- noritas y complejo de diques de cuarzo diorita.	1850 Ma para el CIS, Proterozoico inferior para el Grupo Whitewater.	Sulfuros masivos como horizontes en la norita, stockworks y diseminaciones en brecha del piso y diques.	Pirrotita, pentlandita, calcopirita, pirita y magnetita.	
Noril'sk-Talnakh, Siberia, Rusia.	1200 Mt >0.3% Ni, >0.5% Cu, >3gr PGE. (153 Mt mena rica >3% Ni, >4% Cu, >9gr PGE).	Complejo de sills alimentadores de 3500 m de coladas basálticas, sobre plataforma paleozoica de 6000 m. con carbonatos y evaporitas.	Sills gabro-dolerita de olivino y basaltos picríticos.	250 Ma para el complejo ígneo (Permo-Triásico).	Sulfuros diseminados y masivos dentro de los sills.	En los sulfuros masivos: pirrotita, cubanita, calcopirita, con minerales asociados de pentlandita, moihoekita y talnakhita.	Czamanske et al, 1995, Portergeo.nickel, 2000, Naldrett, 1989.
Jinchuan, Gansu, China.	>500 Mt 1.25% Ni, 0.8 % Cu, 0.34 Co, 1 gr Au+PGE.	Intrusiones máficas y ultramáficas a lo largo de 2 fallas en migmatitas y gneises del Proterozoico medio.	Intrusión Jinchuan de dunitas, peridotitas, lherzolitas y piroxenitas	1510 Ma para la intrusión.	Cuerpos lenticulares con sulfuros entre cúmulos de olivino, también diseminados y en vetillas (network).	Pirrotita dominante, pentlandita (violanita), calcopirita, cubanita, mackinawita, pirita.	Portergeo.nickel, 2000.

Kambalda, Australia Occidental.	70 Mt 2.9 % Ni.	Komatiita Kambalda entre dos paquetes de basalto, intrusionadas por sotck granitoide.	Komatiita Kambalda.	Komatiita Kambalda 2710 Ma, Basaltos Devon y sedimentos 2710-2670 Ma, stock granitoide 2662 Ma.	Mineralización contacto inferior Komatiita, lentes alargados, sulfuros diseminados y masivos.	Pentlandita (principal), pirrotita, calcopirita, cromita y magnetita.	Portergeo.nickel, 2000. Lesher, 1989.
Mt Keith, Australia Occidental.	517 Mt en Recursos y reservas 0.54 % Ni. (Reservas económicas: 269 Mt 0.58 %Ni.	Rocas verdes cubiertas por basaltos, rocas volcaniclásticas y 2500 m de komatiitas.	Cuerpos ultramáficos con olivino y gabroicos.	Aqueano.	Lentes y sulfuros entre granos de olivino.	Pentlandita (principal), acompañada de pirrotita+magnetita.	Portergeo.nickel, 2000.
Leinster, Australia Occidental.	20 Mt > 1.65 % Ni. Recursos indicados: 79 Mt 0.7 % Ni.	Basaltos tholeiticos, sedimentos y komatiitas dentro de rocas verdes.	Komatiitas dentro de un paquete félsico.	2700 Ma en komatiitas.	Mineralización en la base del complejo ultramáfico (peridotitas), masiva y diseminada.	Pirrotita y pentlandita.	Portergeo.nickel, 2000.
Raglan, Québec, Canada.	22 Mt 3.06 % Ni, 0.87% Cu. En 6 depósitos de 400 000 a	Lavas komatiiticas y tholeíticas en contacto con grupo de sedimentos de plataforma.	Peridotitas duníticas como parte de originales komatiitas.	1920 Ma en peridotitas.	Mineralización en la base de komatiitas (peridotitas), sulfuros diseminados y	Pirrotita, pentlandita y menor calcopirita.	Portergeo.nickel, 2000.

	1.2 Mt.				masivos.		
Voisey's Bay, Labrador, Newfoundland, Canada.	137 Mt. 1.59 % Ni, 0.85 % Cu, 0.09% Co. Cuerpo Ovoid: 32 Mt 32 Mt 2.83% Ni, 1.68% Cu, 0.12% Co. Cuerpo Eastern Deeps: 50 Mt 1.36% Ni, 0.67% Cu, 0.09% Co.	Nain Plutonic Suite: anortositas, granitos, troctolitas y ferrodioritas.	Troctolitas que comprenden gabros de olivino.	Troctolita de 1334 Ma dentro de la nain Plutonic Suite de 1350 a 1290 Ma.	Sulfuros masivos, lentes y cuerpos diseminados.	Pirrotita y pentlandita, con menor calcopirita, cubanita y magnetita.	Naldrett y Li, 2000, Scoates y Mitchell, 2000, Evans et al, 2000.
Thompson, Manitoba, Canada.	89 Mt 2.5 % Ni, 0.13% Cu.	Secuencia volcanosedimentaria de plataforma que incluye: limolitas, cuarcitas, filitas, dolomitas y basaltos.	Lentes ("boudines" por deformación) peridotíticos en esquistos con sulfuros.	1850 Ma.	Lentes de sulfuros masivos y en vetillas concordantes con esquistos pelíticos.	Pirrotita y pentlandita.	Portergeo.nickel, 2000.
Talvivaara, Finlandia	300 Mt 0.26% Ni, 0.14% Cu, 0.53% Zn, 0.02% Co.	Metasedimentos (esquistos negros) del Proterozoico temprano.	Serpentinitas y metasedimentos.	1970 a 1960 Ma en las serpentinitas.	Depósitos estratiformes.	Pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, alabandita y pentlandita.	Loukola- Ruskeeniemi et al, 1996.

Outokumpu, Finlandia	50 Mt 2.8 % Cu, 1% Zn, 0.2% Co.	Serpentinitas, rocas calcosilicatadas, esquistos negros, dolomías.	Serpentinitas.	Roca encajonante: 1970 Ma, mineralización: 1960 Ma.	Depósitos estratiformes, masivos, deformados.	Pirita, calcopirita, esfalerita, pentlandita, cubanita.	Gaál y Parkkinen, 1995.
Duluth, Complex, Minessotta.	4000 Mt 0.66% Cu, 0.2% Ni.	Flujos de basalto y correspondiente intrusiva.	Intrusiones troctolíticas a lo largo de 50 km y más de 6 km ancho.	Keweenawano, Provincia Lago Superior, 1120 Ma en la intrusión.	Mineralización en la margen oeste de intrusiones troctolíticas (base). Sulfuros en texturas magmáticas.	Pirrotita, calcopirita, pentlandita y cubanita.	Naldrett, 1989.

Otros Yacimientos:

Yacimiento	Recursos, producción, reservas, leyes	Referencia
Bou-Azzer, Marruecos	55 000 ton Co y 2-5 ton Au	En-Naciri et al, 1997.
Namew Lake, Manitoba, Canada	2.57 Mt 0.63 % Cu, 1.79 % Ni, 1.2 gr Au+PGE	Menard et al, 1996.
Lindsay 4b, Sudbury, Canada	0.93 Mt 4.21% Cu, 2.23% Ni, 0.124% Co, 11.3 gr Au+PGE	Molnar et al, 1997.
Moak, Thompson, Canada	20 Mt 0.6 % Ni	Routhier, 1980.
Dumont, Québec, Canada	200-300 Mt 0.34% Ni	Routhier, 1980.
Blackbird District, Idaho	Varios entre 100 000 a 1.3 Mt 0.4-0.6% Co y 1.3% Cu	Earhart, 1986.
Sheep Creek deposits, Montana	4.5 Mt 2.5% Cu, 0.12% Co y 1.8 Mt 6 % Cu	
Totten, Sudbury, Canada	10.1 Mt 1.50% Ni, 1.97% Cu, 4.9 gr Pt+Pd	
Onaping-Craig Mine, Sudbury, Canada	23.5 Mt 1.55% Ni, 1.33% Cu	
Kelly Like, Sudbury, Canada	10.5 Mt 1.77% Ni, 1.34% Cu, 3.6 gr PGE	
Birchtree Mine, Manitoba, Canada	13.6 Mt 1.80% Ni.	
Depósito Keretti, Outokumpu, Finlandia	30 Mt 3.8 % Cu, 0.31 % Co y 1 % Zn.	

Depósito Vuonos, Outokumpu, Finlandia 5.5 Mt 0.44 % Ni, 0.13 % Co, 0.36 % Cu.

Pechenga, Rusia 30 Mt 2 % Ni, 1 % Cu, 0.04 % Co.

Agua Blanca, España 31 Mt 0.46 % Cu, 0.62 % Ni, 0.01 % Co, 0.6 gr (Pt+Pd).

Apéndice c

Las principales mineralizaciones de Ni-Co en el mundo

Contenido:

1. Introducción.
2. Los principales yacimientos con Ni en el mundo.
 - 2.1. Sulfuros magmáticos de Cu-Ni asociados con series komatiíticas.
 - a). Kambalda, Australia Occidental.
 - b). Mt Keith, Australia Occidental.
 - c). Leinster, Australia Occidental.
 - d). Raglan, Québec, Canada.
 - 2.2. Sulfuros magmáticos de Cu-Ni intrusiones ultramáficas complejas.
 - a). Sudbury, Ontario, Canada.
 - b). Noril'sk-Talnakh, Siberia, Rusia.
 - c). Jinchuan, Gansu, China.
 - d). Voisey's Bay, Labrador, Canada.
 - e). Duluth Complex, Minesotta, EUA.
 - 2.3. Concentraciones sinsedimentarias en series de lutitas negras con o sin volcanismo asociado.
 - a). Thompson, Manitoba, Canada.
 - b). Talvivaara, Finlandia.
 - c). Outokumpu, Finlandia.
 - d). Otras concentraciones estratiformes.
 - 2.4. Reconcentraciones hidrotermales de sulfuros magmáticos.
 - 2.5. Vetas hidrotermales con paragénesis metálicas complejas (5 elementos).
3. Los principales yacimientos con Co en el mundo.
 - 3.1. Concentraciones sinsedimentarias en series de lutitas negras con o sin volcanismo asociado.
4. Yacimientos o manifestaciones con Ni y/o Co relacionados con magmatismo ácido.
 - 4.1. Yacimientos en skarn.
 - a). Mount Elliot, Australia.
 - 4.2. Vetas hidrotermales.

5. Referencias bibliográficas.

1. Introducción.

El níquel (Ni) y el cobalto (Co) son elementos que pertenecen al grupo de los metales de transición. Se ubican en el grupo VIII de la tabla periódica. Ambos son adyacentes en la misma tabla, tienen números atómicos de 28 y 27 respectivamente y una masa atómica cercana a 59. También trabajan con los números de oxidación que corresponden a 2 (más frecuente) y 3. Desde el punto de vista industrial, dadas las características del Ni de resistencia al calor y a la corrosión, es utilizado en aleaciones con el hierro para constituir aceros de alta resistencia o aceros inoxidable. De la misma manera, el Co también es usado para la fabricación de aceros especiales.

El contenido geoquímico normal en la corteza (Clark) varía según diversos autores (Tabla M), está entre 55-75 ppm para el Ni y de 22-24 ppm para el Co. Mientras tanto, el contenido de los mismos elementos en granitos es de 0.8-15 ppm para Ni y de 1-3 ppm para Co (Tabla 1). La tasa de concentración de estos elementos en los yacimientos minerales es enorme, el Ni va de 2.6×10^5 en depósitos grandes, a 2.2×10^8 en depósitos supergigantes, mientras que el Co va de 9.6×10^5 en depósitos grandes a 10.6×10^7 en depósitos supergigantes (Laznicka (1999)). En las rocas ultramáficas ambos elementos se concentran en las redes cristalinas de minerales ferromagnesianos como los olivinos. Sin embargo, el carácter calcófilo permite su presencia en forma de sulfuros en muchos yacimientos minerales. De los sulfuros el más común para el Ni es la pentlandita $(Ni,Fe)_9S_8$, que contiene 34 % de Ni, mientras que para el Co es la carrolita (Co_2CuS) y la pirita cobaltífera. Otros sulfuros muy comunes que acompañan a los sulfuros de Ni y Co son la pirrotita, calcopirita y cubanita.

En relación a los aspectos económicos, muchas minas que se explotan por Ni, aún cuando pudieran ser económicas sólo por este metal, se acompañan de cobre como elemento principal, recuperándose el Co como subproducto. Por otra parte, se puede decir que no existen en sí minas que se pudieran llamar “de cobalto”, los depósitos más reputados como

de Co son los del cinturón centroafricano, aunque también hay cobre como elemento principal,. De los 130 millones de toneladas de Ni que existen como recursos en tierra, el 60 % se encuentran en lateritas (Gleason et al, 2003), pero aportan sólo el 40 % de la producción mundial. Los yacimientos de afinidad magmática contribuyen con el 60 % de la producción total de Ni. En el caso del Co, el cinturón centroafricano ha producido la mayor parte del Co utilizado y alberga las mayores reservas mundiales de este metal (Laznicka, 1999).

El objeto del presente trabajo es el de efectuar una revisión bibliográfica sobre yacimientos que tengan concentraciones de Ni y Co en rangos económicos. Esto permitirá un nivel mínimo de información sobre el tema, en relación con el proyecto de tesis del suscrito que se refiere a un depósito con presencia de estos elementos en niveles que pudieran ser económicos. Sin embargo, aún cuando los depósitos de Ni vinculados a lateritas son en la actualidad tan importantes como los magmáticos, se ha decidido focalizar únicamente sobre estos últimos y sobre aquellos relacionados con series de rocas sedimentarias o volcanosedimentarias. Esto es debido a que estos yacimientos pudieran darnos más ideas en relación con el origen del depósito que nos ocupa. Ahora bien, en un principio se pensaba que una revisión bibliográfica sobre el tema permitiría encontrar ejemplos de yacimientos parecidos al que estamos estudiando, lamentablemente, a pesar de la búsqueda intensiva en relación a yacimientos en skarn o vinculados con rocas granitoides, no se encontraron, salvo probablemente uno, ejemplos similares. Esto permite seguir considerando lo novedoso de nuestro tema de estudio tanto en nuestro país, como en el mundo.

2. Los principales yacimientos con Ni en el mundo.

Como ya se mencionó anteriormente, el 40 % de la producción anual de Ni proviene de lateritas (Gleeson et al, 2003). Estas se ubican en zonas de climas tropicales. Los mayores productores son Nueva Caledonia, Cuba, Filipinas, Indonesia, Colombia y Australia. Los yacimientos resultan del intemperismo sobre rocas ultramáficas que contienen silicatos con Ni. Las rocas madres son harzburgitas (peridotitas ricas en ortopiroxeno). La mineralización se concentra en el llamado horizonte saprolítico, con concentraciones del orden de 5.3 % de NiO. El mineral que se explota se conoce genéricamente como garnierita (en realidad un grupo de minerales silicatados de color verde). Los depósitos son cuerpos

de 1 a 5 millones de toneladas con 1-2.5 % de Ni. Este párrafo únicamente deja constancia de estos depósitos, en lo sucesivo, no volveremos a ocuparnos de ellos.

Los yacimientos vinculados a magmatismo son los que aportan la mayor producción de Ni en el mundo. Se calcula que contienen cerca del 40 % de las reservas del mundo. Naldrett (1989) clasifica estos depósitos según su ambiente petrotectónico, entre los más importantes, aquellos depósitos sinvolcánicos (en general del Arqueano) con rocas komatiíticas o tholeínicas; otros relacionados a complejos en zonas de rift, u otros en áreas cratónicas: a veces relacionados con pilas de rocas basálticas y sus correspondientes intrusiones o bien con grandes complejos ígneos estratiformes.

Para el Co, la concentración más excepcional corresponde al cinturón centroafricano, mismo que ha producido 1.04×10^7 toneladas de Co metálico y 1.25×10^8 toneladas de Cu metálico, contiene además en reservas 1.04×10^7 toneladas de Co metálico (Laznicka, 1999). Más detalles sobre estos depósitos se dan posteriormente.

A continuación pasaremos a hacer una revisión sobre los ejemplos más importantes y típicos de estos elementos. La secuencia a seguir ha sido seleccionada según las rocas asociadas y siguiendo un orden de acuerdo a la importancia económica del depósito. Un resumen de las características de los yacimientos se da en la Tabla II.

2.1.Sulfuros magmáticos de Cu-Ni asociados con series komatiíticas.

Los yacimientos asociados a rocas komatiíticas constituyen los ejemplos más importantes de mineralización magmática en rocas volcánicas. Contienen el 25 % del total de recursos de Ni con leyes mínimas iguales o superiores a 0.8 % Ni (Leshner, 1989). Contienen además cantidades accesorias de Cu y minerales del grupo del platino (PGE). Las komatiitas son rocas ultramáficas con 18-32 % de MgO. El término komatiítico también puede ser aplicado como un adjetivo (ejemplo basaltos komatiíticos). Estas rocas pueden tener olivino y clinopiroxeno y la textura de la mesostasis es vítrea, sin embargo, son también comunes las texturas en cummulus. En cuanto a su ambiente tectónico, parecen ubicarse en zonas de rifts intracratónicos. Abundan en el oeste de Australia dentro del llamado bloque Yilgarn. También en Canada (Abitibi) y en Zimbabwe. La mineralogía primaria es simple: pirrotita-

pentlandita-pirita, pudiendo existir como fases menores calcopirita y magnetita. A continuación se describen algunos de los yacimientos más típicos.

a). Kambalda, Australia Occidental.

Los yacimientos de Kambalda se ubican dentro de un cinturón de rocas verdes a 60 km al SSE de Kalgoorlie en Australia Occidental. Un resumen de sus características se puede ver en la Tabla II. Las reservas más producción son superiores a 70 Mt con 2.9 % de Ni, existen 8 cuerpos principales con reservas superiores 0.9 Mt y leyes de 2.3 a 3.9 % de Ni. Las rocas huéspedes de los depósitos son la Komatiita Kambalda de 2710 Ma, la cual sobreyace el Basalto Lunnon y está cubierta por Basalto Devon y un paquete de sedimentos pelíticos y detríticos de 2710 a 2670 Ma. Estas rocas están intrusionadas por un stock granitoide de forma dómica, fechado en 2662 Ma, el cual forma el núcleo del llamado Domo Kambalda de 8 x 3 km, alrededor del cual se distribuyen varios yacimientos individuales. Diques porfídicos asociados al mismo stock, cortan las rocas encajonantes y la mena. La mineralización de Fe y Ni más importante se ubica en la parte basal de la komatiita en especie de “flujos de canal” y son llamados cuerpos de contacto. Ocasionalmente hay mineralización en la parte alta del flujo. Los cuerpos de contacto alojan el 80 % de las reservas. Se comportan como cuerpos alargados, como burdos lentes o listones (“ribbon”), llegan a medir hasta 3 km de largo, 300 m de ancho y menos de 5 m de espesor. Los cuerpos individuales van de <0.5 a 10 Mt de mineral. La parte basal de los cuerpos individuales es la que contiene el 80 % de mena, mientras que hacia arriba la mineralización se hace diseminada. El mineral principal de Ni es la pentlandita, acompañada de cantidades variables de pirrotita, pirita, calcopirita, cromita y magnetita, así como proporciones menores de millerita. Evidencias texturas en los sulfuros masivos indican que hubo originalmente 2 conjuntos de sulfuros primarios: pentlandita-millerita-pirita y pirrotita-pentlandita-pirita, los cuales fueron afectados por alteración supergénica (Keele y Nickel, 1974) de tal forma que hay violarita que se produjo a partir de la alteración de pirrotita (por adición de Ni) y pentlandita (por sustracción de Ni).

b). Mt Keith, Australia Occidental.

Este yacimiento es uno de los más grandes de mundo en Ni en sulfuros de baja ley. Se ubica a unos 425 km al norte de Kalgoorlie dentro del mismo cinturón de rocas verdes (“greenstone-belt”) del anterior. Los recursos y reservas son del orden de 517 Mt y las leyes de 0.54 % Ni, de éstas, se consideran actualmente como económicas 269 Mt con 0.58 % Ni. Mt Keith se desarrolla en una franja de 5 x 25 km al centro del cinturón. En esta parte, la geología se compone de rocas volcánicas interestratificadas, depósitos piroclásticos, lutitas y cherts, cubiertas por una espesa serie de basaltos almohadillados y una serie superior de flujos delgados komatiíticos, gabros bandeados y basaltos tholeíticos magnesianos. La sección del intervalo komatiítico llega hasta 2500 de espesor. La mineralización de Ni se aloja en una zona delgada con textura de ortocummulus conocida localmente como MKD5. El espesor máximo de MKD5 es de 650 m y se divide a su vez en 3 zonas con diferentes grados de texturas en cummulus (ad-meso-ortocummulus): un basalto de olivino, un lente central no mineralizado de grano grueso, el cual va variando hacia arriba a texturas con olivino-sulfuros que constituye el cuerpo propiamente dicho, y una zona superior con cuerpos gabroicos diferenciados. Las rocas de MKD5 están serpentinizadas y las volcanoclásticas han sido afectadas a un conjunto de albita-actinolita-epidota-clorita. La mineralización de Ni se extiende sobre 2 km a rumbo y continúa a profundidad en dirección del echado al menos 500 m. El sulfuro de Ni predominante es pentlandita acompañada con pirrotita \pm magnetita.

c). Leinster, Australia Occidental.

Estos depósitos se ubican a 90 km al sur de Mt Keith. Los yacimientos se conocen como Perseverance y Rocky’s Reward separados 2 km uno del otro. Entre ambos depósitos tienen reservas por 20 Mt con 1.65 % Ni y recursos indicados por 79 Mt con 0.7 % Ni, así como recursos inferidos por 144 Mt. Los yacimientos se ubican dentro del “Norseman-Willuma Greenstone Belt”, el mismo que aloja los depósitos antes descritos. En el área, el ambiente geológico es de gruesas unidades de basaltos tholeíticos, con intercalaciones de sedimentos y komatiitas. Al oriente de la anterior hay unidades volcánicas félsicas, sedimentos, komatiitas y lutitas ne gras con sulfuros. Toda la mineralización se ubica en las komatiitas de este último paquete, las cuales están fechadas en 2700 Ma. Las rocas son cummulus de olivino coronados por flujos con textura spinifex. El cuerpo mineral se encuentra en la base

de estas rocas, en un modo de presentación de sulfuros masivos y diseminados. Los sulfuros son principalmente pirrotita y pentlandita.

d). Raglan, Quebec, Canada.

Estos depósitos se ubican en un cinturón de rocas del Proterozoico inferior a medio llamado “Cape Smith Belt” al norte de Québec. Se trata de una secuencia de rocas plegadas pertenecientes a varios grupos geológicos y compuestos de sedimentos de plataforma y basaltos tholeíticos, así como komatiitas, otras lavas tholeíticas y cuerpos intrusivos. Los depósitos contienen reservas del orden de 22 Mt con 3.06 % Ni y 0.87 % Cu. Son 6 yacimientos distribuidos sobre una longitud de 65 km. Estratigráficamente la mineralización se ubica lentes de peridotita dunítica de 1920 Ma. Desde el punto de vista morfológico, la mineralización está en lentes cuyas dimensiones promedio son 200 x 200 x 15 a 30 m. Cada uno ocurre hacia la base, en canales de secuencias compuestas de basaltos peridotíticos komatiíticos. En los cuerpos la mineralización es de pirrotita y pentlandita diseminadas a masivas, con calcopirita y menor pirita, además de trazas de magnetita, todo en una ganga peridotítica.

2.2.Sulfuros magmáticos de Cu-Ni en intrusiones ultramáficas complejas.

a). Sudbury, Ontario, Canada.

Los yacimientos de Sudbury se ubican en la provincia de Ontario en Canada. Se constituyen como los mayores productores de Ni del mundo con 8 millones de toneladas de metal y otro tanto de cobre, así como menores proporciones de Pt, Co, Fe, S, Au, Ag, Se y Te. Sus reservas se evalúan en 1650 Mt, con leyes de 1.2 % de Ni y 1.03 % de Cu. Se trata de un distrito extraordinario en el que sus reservas y recursos representan más de 300 mil millones de dólares. Aún en los últimos se continúan encontrando yacimientos nuevos, por ejemplo, en el año 2000 se descubrió el depósito de Totten con 10.1 Mt con leyes de 1.5 % de Ni, 1.97 % de Cu y 4.8 gr/t de Pt+Pd. Se ubican en el horizonte basal (“basal layer”) de un complejo de forma lopolítica, oval, de 65 x 25 km, llamado Complejo Ígneo Sudbury (CIS) fechado en 1850 Ma El complejo corta rocas del Arqueano y rocas del Proterozoico inferior. Se compone de una serie de noritas, gabros y granófidios. Encima del grupo se encuentran rocas del Grupo Whitewater del Proterozoico inferior consistente de brechas

heterolíticas, argilitas carbonosas y turbiditas. El CIS comprende dos zonas principales: una inferior de 500 a 2500 m de espesor con noritas, gabro-noritas y gabros de cuarzo; y una zona superior de 1 a 2500 m de espesor principalmente con un granófono y gabros de cuarzo. El granófono intrusión el Grupo Whitewater. La base del primer grupo (“sublayer”) contiene la mayor parte de los depósitos de Ni-Cu. El horizonte se compone de dos facies: una en forma de lentes discontinuos en el contacto compuesta de gabro-norita, y otra que consta de un grupo de diques que se proyectan e intrusionan hacia las rocas del piso. Las rocas del piso han sido afectadas por un halo metamórfico de gran magnitud y contienen una brecha importante. Hay varios tipos morfológicos de mineralización, dentro de los que destaca mineralización masiva en las noritas de las zonas de contacto (hasta > de 95 % de sulfuros) que varían a diseminadas hacia arriba; pero también hay zonas de stockwork en la brecha del piso y sulfuros diseminados en los diques. La mineralogía principal consta de pirrotita, pentlandita, calcopirita, pirita y magnetita. Este tipo de yacimientos es único en el mundo y dentro de las teorías más aceptadas actualmente acerca de su origen, destaca la que postula la derivación de yacimientos y rocas a partir de un impacto meteorítico.

b). Noril'sk-Talnakh, Siberia, Rusia.

Los yacimientos de Noril'sk-Talnakh se ubican en Siberia. Son yacimientos tan extraordinarios como los de Sudbury por su tamaño. Muy poca información existe sobre sus características económicas, pero se han podido calcular más de 1200 Mt con leyes superiores a 0.5 % de Ni, más de 1 % de Cu y más de 5 gr/t de PGM. La Tabla III muestra los datos económicos para diferentes tipos de mineral. Los depósitos se encuentran dentro o adyacentes a “sills” de gabro-dolerita picríticos que representan las zonas de alimentación de más de 3500 m de espesor de vastas coladas de basalto del Pérmico-Triásico. La plataforma siberiana se compone de rocas proterozoicas cristalinas y 6000 metros de rocas paleozoicas compuestas de dolomías, argilitas, areniscas, calizas y evaporitas. Las menas se alojan en los cuerpos intrusivos de forma de sills de grandes extensiones y de 50 a 300 m de espesor. Un “sill” típico consta de una gabro-dolerita melanócrata que contiene olivino, la cual pasa hacia arriba a gabros-doleritas leucocráticas. Hacia los márgenes superior o inferior hay zonas llamadas de taxita (roca máfica con textura muy variable de fina a

pegmatítica), donde hay sulfuros, platinoides y cromita. Las unidades taxíticas presentan de 8-18 % de MgO, mientras que las picríticas tienen de 18-19 % de MgO (Czamanske et al, 1995). La mineralización más abundante es diseminada, en cuerpos hasta de 40 m de espesor, que contienen calcopirita, cubanita, pirrotita, troilita y pentlandita. En la parte inferior de los “sills” hay mineralización masiva con pirrotita, cubanita, calcopirita y pentlandita. La mineralogía presenta una distribución zonal tanto vertical como lateral. Las intrusiones mineralizadas económicas muestran un $\delta^{34}\text{S}$ de +8.9 a +11.4 ‰, mientras que las intrusiones mineralizadas no económicas presentan un $\delta^{34}\text{S}$ de +5.5 a +8.4 ‰ (Naldrett, 1989). Por otra parte las intrusiones no mineralizadas tienen $\delta^{34}\text{S}$ de +0.4 a +0.6, los datos son interpretados como producto de un azufre contaminado por las evaporitas de la plataforma (Naldrett, 1989).

c). Jinchuan, Gansu, China.

Este complejo se ubica en la provincia de Gansu, unos 1200 km al oeste de Beijing. Contiene más de 500 Mt con 1.25 % de Ni, 0.8 % de Cu, 0.34 % de Co y 1 gr de Au+PGE, las leyes mínimas de corte son de 0.5 % de Ni. Se trata de intrusiones ultramáficas proterozoicas que intrusionan a lo largo de dos fallas, un terreno del Proterozoico medio de migmatitas, gneises de biotita y mármoles. La intrusión Jinchuan que aloja los yacimientos ha sido fechada en 1510 Ma, comprende un cuerpo alargado de unos 600 km de largo por 300 m de ancho. Han sido definidos numerosos lentes de mena, principalmente hacia la base de la masa ígnea, pero 3 de ellos son los más importantes. Las rocas asociadas son dunitas, peridotitas, lherzolitas y piroxenitas. El llamado cuerpo 24 es uno de los más importantes, se trata de una masa tabular de 100 a 200 m de ancha. Todas las rocas, salvo la piroxenita contienen mineral. Hay varios tipos de mineralización dentro de los cuales se puede mencionar especie de lentes con texturas de sulfuros en red, los cuales constan de sulfuros en los intersticios de cummulus de olivino; también hay sulfuros diseminados y, en ocasiones, sulfuros masivos. La mineralogía consta de pirrotita dominante, pentlandita (violarita), calcopirita, cubanita, mackinawita y pirita.

d). Voisey's Bay, Labrador, Canada.

Este yacimiento se encuentra en la costa del Labrador, unos 1500 km al noreste de Montreal, Canada. Contiene 137 Mt de mineral con leyes de 1.59 % Ni, 0.85 % Cu y 0.08 % Co y se ubica como uno de los mayores depósitos de sulfuros magmáticos (Naldrett et al, 2000, McKenzie, 2000). Se aloja dentro de una troctolita de 1134 Ma que es parte de la Nain Plutonic Suite de 1350 a 1290 Ma, una serie de rocas batolíticas que comprenden anortositas, granitos, troctolitas y ferrodioritas. Hasta antes del descubrimiento de este depósito, no se conocían depósitos asociados con la serie: anortosita-troctolita-granito-ferridiorita (Naldrett, 2000, Scoates y Mitchell, 2000, Chusi Li et al, 2000). Dos intrusiones hospedan la mineralización de Voisey's Bay: Reid Brook y Eastern Deeps, ambas están relacionadas por medio del dique Feeder Sheet. Las rocas que componen estas intrusiones son gabros de olivino, troctolitas y gabros de olivino. Mineralización económica, principalmente sulfuros masivos ocurren en el Feeder Sheet y en la base de la intrusión de Eastern Deeps, ambos relacionados genéticamente (Evans et al, 2000). Entre los cuerpos más importantes se encuentra el Ovoid (el más rico), de 350 x 600 m y 110 m de profundidad, en la zona de confluencia del Eastern Deeps y el Feeder Sheet. En el Ovoid hay sulfuros masivos con 75 % de pirrotita y 12 % de pentlandita. También hay mineralización en lentes y diseminada. En Reid Brooke hay una zona de sulfuros masivos de 200-400 m de ancho en lentes, hasta de 35 m de espesor (Evans et al, 2000). El Co en los yacimientos se encuentra dentro de la pentlandita según lo consigna Naldrett et al (2000), ya que este mineral contiene de 1.7 a 2 % de Co; en Ovoid también se reporta linnaeita (Co_3S_4) y violarita (Ni_5S_4).

Los isótopos de O indican un $\delta^{18}\text{O}$ para las intrusiones en rangos que varían de 5.5 a 7.7 ‰ (Ripley et al, 2000), más del 90 % de las muestras estudiadas tienen menos de 7 ‰, lo cual indica que el magma no fue contaminado, ya que el $\delta^{18}\text{O}$ de los gneises encajonantes es de 8.3 a 16.1 ‰. Sin embargo, isótopos de S en el oeste de los depósitos contienen componentes derivados de gneises proterozoicos encajonantes (Ripley et al, 2000).

e). Duluth Complex, Minesotta, EUA.

Los yacimientos del Complejo de Duluth se ubican en el estado de Minesotta dentro de la provincia de los grandes lagos. Son considerados de más baja ley que los anteriores. Contienen más de 400 Mt de mineral con 0.66 % Cu y 0.2 % Ni. El complejo corresponde a

la parte intrusiva de una provincia de flujos de basalto del Keeweenawano, la edad de la parte intrusiva es de 1120 Ma. Las intrusiones se ubican a lo largo de 50 km y sobre unos 6 km de ancho, en esta franja hay al menos 4 áreas de yacimientos. La mineralización ocurre en las márgenes oeste de intrusiones troctolíticas. Los minerales metálicos descritos son pirrotita, calcopirita, pentlandita y cubanita. En el yacimiento de Runka el promedio de $d^{34}\text{S}$ es de 7.5 ‰, lo cual argumenta a favor de la roca encajonante como fuente del azufre.

2.3. Concentraciones sinsedimentarias en series de lutitas negras con o sin volcanismo asociado.

Dentro de este grupo ubicamos numerosos yacimientos importantes que se caracterizan por una asociación constante con series de rocas pelíticas carbonosas, que pueden o no tener volcanismo asociado, cuando manifestaciones de éste se encuentran, casi siempre son de tipo distal a la fuente.

a). Thompson, Manitoba, Canada.

Estos depósitos se ubican en Manitoba, Canada. Contienen 89 Mt de mineral que incluye producción más reservas, con 2.5 % de Ni y 0.13 % Cu. El cinturón se encuentra entre dos provincias: la Superior de 2500 Ma y la Churchill de 1700 a 1600 Ma. Todo el cinturón se compone de paragneises, metavolcanitas y metaperidotitas. Los depósitos se alojan en una serie volcanosedimentaria fechada en 1850 Ma que consta de limolitas, cuarcitas, filitas, dolomías, formaciones de fierro y basaltos almohadillados. Las rocas encajonantes y la mineralización asociada han sido metamorfizadas y desarrolladas en extremo. La mineralización se asocia con metasedimentos y serpentinitas que provienen de harzburgitas, las cuales han sido deformadas y desmembradas, provocando lentes y budines, junto con esquistos pelíticos ricos en sulfuros, que contienen la mena. Las zonas ricas en sulfuros son de pirrotita dominante y sulfuros de Ni concordantes con los esquistos pelíticos en forma de lentes de sulfuros masivos y también en hilillos (“stringers”).

b). Talvivaara, Finlandia.

Los depósitos de Talvivaara se localizan en el escudo escandinavo. Albergan 300 Mt de mineral con 0.26 % de Ni, 0.14 % Cu, 0.53 % Zn y 0.02 % Co. Está dentro del cinturón

Kainu del Proterozoico temprano, el cual se compone de metasedimentos (esquistos negros) con remanentes de serpentinita de 1970 a 1960 Ma. (Loukola-Ruskeeniemi y Heino, 1996). Los yacimientos son estratiformes (sinsedimentarios). El espesor original de las rocas mineralizadas fue probablemente de 20-100 m pero fue multiplicado por deformación hasta 400 m. Los sulfuros presentes son pirita (esferoidal), pirrotita, calcopirita, esfalerita, alabandita y pentlandita. La pentlandita ocurre como flamas en pirrotita. Desde el punto de vista geoquímico el $\delta^{13}\text{C}$ de los esquistos negros es de -24 a -27 ‰, lo cual indica un origen orgánico para el carbón, mientras que el $\delta^{34}\text{S}$ de pirita y pirrotita de los esquistos ricos en Ni dan -3 ‰ (Loukola-Ruskeeniemi y Heino, 1996). El origen de los depósitos parece ser compatible con yacimientos hidrotermales submarinos sinsedimentarios.

c). Outokumpu, Finlandia.

Estos yacimientos también se ubican en Finlandia. Entre 1913-1989 se minaron 3 depósitos y se conocen otros 11. Entre reservas y material minado se cuentan 50 Mt con 2.8 % Cu, 1 % Zn y 0.2 % Co (Gaál y Perkkinen). Las rocas asociadas son serpentinitas, rocas calcosilicatadas, esquistos negros y dolomías, todas de edad precámbrica. Las concentraciones también son estratiformes y los sulfuros presentes son de pirita, calcopirita, esfalerita y pentlandita. Datos geoquímicos indican un $\delta^{13}\text{C}$ alrededor de -27 ‰, lo cual es compatible con un origen orgánico, mientras que los sulfuros muestran un $\delta^{34}\text{S}$ de -3.5 ‰ (Loukola-Ruskeeniemi y Heino, 1996).

d). Otras concentraciones estratiformes.

En el sur de China existe una serie de lutitas negras del Cámbrico, dentro de las cuales hay horizontes de 1 a 30 cm de espesor del Cámbrico inferior, pero pueden ser seguidas sobre una distancia superior a 1500 km. Entre ellas destaca el “nick sulfide bed” que tiene 5 % de Ni, 0.7 % de Zn y 0.24 % de Mo (Coveney Jr. et al, 1994). Otros elementos presentes son C, S, Pt, Pd y Au. Otros yacimientos relacionados con las menas de Ni-Mo incluyen los horizontes de barita más grandes del mundo, así como uranio en el mismo horizonte estratigráfico de Ni-Mo. Los minerales de mena incluyen jordisita, vaesita, bravoita y

gersdorffita. Al parecer algo similar ocurre en estratos devónicos del Yukón en Canada (Coveney Jr. et al, 1994).

Otras concentraciones similares ocurren en lutitas negras del Proterozoico en el macizo Bohemiano de la República Checa (Pasava et al, 1996). Las lutitas negras tienen, entre otros elementos: 5.2 % S, 0.42 % Zn, 0.12 % Ni, 0.12 % Cu y 0.06 % As. El espesor va de 1 a 45 m. Dentro de la mineralogía hay pirita framboidal, esfalerita, calcopirita, pentlandita y otros. Isótopos de S hechos en pirita y pirrotita de sedimentos y metavolcánicas dan -26 a $+10$ ‰, lo cual se interpreta como un S de agua de mar, reducido por bacterias (Pasava et al, 1996). Inclusiones fluidas hechas sobre calcita de vetillas vinculadas con fenómenos posteriores a la mineralización dan temperaturas de homogeneización de $115-225$ °C y salinidad equivalente a 3.2-5.4 %; también se identifican otras inclusiones que contienen H_2O-CO_2 , por lo que se interpreta como que las inclusiones se vinculan a un evento metamórfico posterior.

Otras concentraciones similares a las anteriores son las de Blackbird District en Idaho y Sheep Creek en Montana, los cuales se encuentran en rocas precámbricas (Earhart, 1986). Datos económicos de estos yacimientos se muestran en la Tabla II.

2.4.Reconcentraciones hidrotermales de sulfuros magmáticos.

Es importante señalar en esta revisión que existen varios casos de removilización hidrotermal en yacimientos reputados como magmáticos. Es el caso de mineralizaciones en vetillas y diseminadas en el yacimiento de Lindsay 4b en el Complejo Ígneo de Sudbury (Molnar et al, 1997). El depósito 4b de Lindsay es un cuerpo de sulfuros masivos de 930 000 toneladas con 2.23 % Ni, 4.21 % Cu, 0.124 % Co, 1.11 gr Au/t, 2.86 gr/t Pt y 7.36 gr/t Pd. La mineralogía fundamental es de pirrotita, pentlandita y calcopirita. En el contacto entre el cuerpo 4b y el granito Murray (2400 Ma) hay evidencias de hidrotermalismo. Estudios de inclusiones fluidas fueron realizados por Molnar et al (1997), entre los datos destacan inclusiones en FK que acompaña a la mena, cuyas temperaturas de homogeneización (T_h) lo hacen entre $250-340$ °C; otras identificadas en cuarzo contienen además halita y silvita (37-43 % de NaCl+KCl) y homogeneizan entre $200-300$ °C; otro tipo de inclusiones tiene además CO_2 . Estos datos, entre otros, hacen concluir a los autores

en una removilización hidrotermal de las menas de Sudbury. Más estudios de inclusiones fluidas han sido hechos por Farrow et al (1994) sobre sulfuros de varios depósitos en los bordes norte y sur de Sudbury. Se estudiaron vetas con calcopirita y menos abundante cubanita, pentlandita, millerita, bornita, magnetita, pirrotita y pirita. Los datos de las inclusiones fluidas indicaron más de 250 °C y proporciones abundantes de Cl y Na. Los autores también concluyen en removilización de sulfuros magmáticos por fluidos hidrotermales.

2.5. Vetas hidrotermales con paragénesis metálicas complejas (5 elementos).

Yacimientos minerales netamente hidrotermales con presencia de minerales de Ni-Co han sido identificados en Canada, Alemania, Noruega y México (Andrews, 1986). Este tipo de mineralización también es referido en la literatura como vetas de 5 elementos con: Ag-Ni-Co-As±(Bi, U).

En general son vetas que se forman en fallas de alto ángulo a altos niveles de la corteza. Las rocas encajonantes son variadas pero predominan metasedimentos y rocas básicas. La mineralogía es de plata nativa con arseniuros de Ni-Co (rammelsbergita, safflorita, nicolita, cloanthita, maucherita), así como arseniuros de Co, Ni, Fe y Sb, entre otros. Datos de inclusiones fluidas consignan temperaturas de homogeneización de 150-250 °C y fuertes salinidades, relacionándolas con soluciones magmáticas diferenciadas. Ejemplos típicos de estos yacimientos son los de Rosslund Camp, Canada.

Un ejemplo individual es el de Bou-Azzer en Marruecos. Este yacimiento ha producido desde 1933 una cantidad de 55 000 tons de Co y de 2 a 5 ton de Au (Leblanc y Billaud, 1982). El yacimiento se ubica en la parte central del Anti-Atlas, en un complejo ofiolítico proterozoico (788±9 Ma) de 5 km de espesor. El depósito está en el límite entre un macizo de serpentinita y un conjunto de rocas plutónicas, metamórficas y volcánicas. La mineralización está en el contacto en forma de vetas y stockworks. En la mineralogía existen arseniuros de Ni (rammelsbergita y pararammelsbergita), arseniuros de Co (safflorita, clinosafflorita y skutterudita, a veces oro nativo, arseniuros de hierro (lollingita), sulfoarseniuros (arsenopirita, cobaltita, gersdorffita) y sulfuros y sulfosales de plata nativa. La edad de la mineralización es 240±10 Ma (hercínica). Datos de inclusiones fluidas (En-Naciri et al, 1997) indican abundantes inclusiones primarias y secundarias con H₂O_L, H₂O_V

y halita, las cuales permiten medir temperaturas de fusión del hielo de -47.8 a -35.1 °C y temperaturas de homogeneización total (disolución de halita) a 225 °C y 190 °C. Los mismos autores relacionan el contenido de sal de las inclusiones con disolución hidrotermal de sal de paleoevaporitas.

3. Los principales yacimientos con Co en el mundo.

En un principio se comentaba que en muchos yacimientos que contienen Cu-Ni se obtiene Co como un subproducto. En este inciso resumiremos sobre, probablemente, los únicos yacimientos en el mundo que pudieran explotarse sólo por sus contenidos de Co, a pesar que es también el Cu un elemento principal.

3.1. Concentraciones sinsedimentarias en series de lutitas negras con o sin volcanismo asociado.

Preferimos llamar este inciso con un término genérico, a pesar que sólo comentaremos acerca del cinturón centroafricano (CCA). Estos yacimientos se ubican principalmente en los países de Zambia y Congo (ex-Zaire) . Constituyen un cinturón de 800 km de largo sobre 50-60 km de ancho. Hasta 1975 el CCA había producido 36 Mt de Cu, correspondiente al 20 % de la producción mundial y albergaba el 15 % de las reservas mundiales. Tan sólo en Jenke-Fungurume (Shaba), provincia del Congo (ex-Zaire), había 47 Mt de mineral con 5.6 % de Cu y >0.46 % de Co. Los depósitos corresponden a estratos de lutitas negras, dolomías y areniscas del Proterozoico superior. Los yacimientos son estratiformes y se encuentran alojados dentro del Supergrupo Katanga que consta, desde la base a la cima de: cuarcitas, conglomerados, argilitas, lutitas carbonosas, dolomías, areniscas y calizas. Las rocas de la serie de base van de 1300 a 840 Ma, la más joven de 620 Ma. La longitud de las zonas mineralizadas es hasta de 9 km, con una potencia de 6-12 m. En la parte de Zambia los horizontes son más pelíticos, mientras que en Shaba son más dolomíticos. Los principales minerales de mena son calcosita, bornita, calcopirita y pirita, en las partes oxidadas hay abundante malaquita. El cobalto se encuentra en forma de carrolita y de pirita cobaltífera. El ambiente correspondió a depósitos deltáicos marginales o paralicos, al borde de una masa continental casi plana.

Otro ejemplo importante lo constituyen los yacimientos de Lubin en Polonia (Oszcepalski, 1999). Los recursos de estos yacimientos son del orden de 315.8 Mt con 2.2 % de Cu y 60 gr Ag/t. No obstante, se considera que las reservas en el 2000 eran de 151 000 ton metal de Co (clase mundial según el tamaño), lo cual permite calcular una ley general en mineral de mena de alrededor de 0.5 % Co. Otros elementos presentes son Pb, Au, Mo, Ni y V. Las rocas asociadas son el mismo horizonte estratigráfico de lutitas negras del Kupferschiefer del Pérmico, sin embargo, la edad de la mineralización determinada sobre arcillas diagenéticas es del Triásico temprano (216-190 Ma). La mineralización es estratiforme, de forma de depósito diagenético, con una mineralogía esencial de calcosita, bornita y calcopirita. Existe una zonificación en los minerales de cobre tanto en sentido horizontal, como vertical.

4. Yacimientos o manifestaciones con Ni y/o Co relacionados con magmatismo ácido.

En este capítulo abordaremos todas aquellas manifestaciones relacionadas con cuerpos intrusivos de tipo félsico, cuyas concentraciones se consideren superiores a fondos geoquímicos normales. Como podrá observarse, los ejemplos que ofrece la literatura son bastante escasos.

4.1. Yacimientos en skarn.

En los trabajos de Einaudi (1983) acerca de skarns en el suroeste de los Estados Unidos, algunos de ellos, vinculados con pórfidos cupríferos, no se mencionan concentraciones o minerales que contengan Ni ó Co. En la revisión de skarns hecha por Ray y Dawson (1998) reporta la presencia de cobaltita (CoAsS) en skarns de Fe, Cu, Au y Mo. Sólo en el caso de skarns de oro se menciona la presencia de Ni y Co como parte de la firma geoquímica de estos yacimientos, incluyendo además: Au, As, Bi, Te, Cu y Zn. En el caso del skarn de Fe de Paxon del campo de hierro de Texada, hay cerca de 150 ppm de Co en el skarn; hay que decir que este skarn se desarrolla en la Fm Texada que contiene flujos basálticos, tobas y menores calizas

Por otra parte en las revisiones de skarn de Meinert (1998), no aparecen skarns que hayan sido minados por Ni o Co. Sin embargo, sí menciona que en Fortitude (Nevada?) el Co y Ni

son anómalos, en Crown Jewel (Washington) hay presencia de cobaltita y en Junction Reefs (Australia) el Co se encuentra dentro de otros elementos anómalos.

Los yacimientos de Novelty y Giant del campo de Coxey (Columbia Británica) son skarns inusuales de Mo, localmente enriquecidos en Au, As, Co, Ni y U (Ray et al, 1995). En ellos se han detectado zonas zonas que llegan a tener: Au (47 gr/t), Ni (1.4 %), As (30.5 %) y Co (4.84 %). El área mineralizada también se le conoce como Campo Rosslund y los skarns se desarrollan dentro de la Fm Elisa del Rosslund Group perteneciente al Jurásico inferior a medio (?).

En el caso de los grandes yacimientos de Jinchuan en China, una de las maneras de presentación mineral de las que se habla es de metasomatismo (skarn) en el contacto del cuerpo intrusivo y mármoles.

a). Mount Elliot, Queensland, Australia.

Uno de los depósitos más interesantes, por su relativa analogía con nuestro tema de estudio es el yacimiento de Mount Elliot en Australia (Wang y Williams, 2001). Se trata de un depósito de skarn con una paragénesis de Cu-Au (Co-Ni), el cual se encuentra en el Distrito de Cloncurry del Bloque Mount Isa. Este bloque es del paleoproterozoico a mesoproterozoico. La secuencia de la mina es de metapelitas carbonosas y metagrauvascas, conteniendo anfibolitas derivadas de rocas básicas tholeíticas. La edad plataforma (“plateau age”) por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hecha sobre actinolita asociada a sulfuros da 1510 Ma,. Las rocas ígneas que se asocian con los depósitos son diques de traquiandesita que intrusionan y tienen afinidad a una serie granitoide llamada Eureka, la cual es alta en potasio. La mineralización consta de sulfuros y magnetita y otros minerales metamórficos y de alteración como diopsida y andradita, actinolita, escapolita, apatito, turmalina y calcita. Isótopos estables en sulfuros sugieren fluidos magmáticos, pero el contenido del skarn en Cu-Au-Ni-Co-Te-Se puede provenir tanto de fluidos magmáticos como de lixiviación de la roca encajonante (Wang y Williams, 2001).

6. Referencias bibliográficas:

- Andrews, A.J. 1986. Silver ve in deposits: Summary of recent research. Canadian Journal of Earth Sciences. Vol 23. p. 1459-1462.
- Coveney, R.M.Jr., Chen, N.S. 1991. Ni-Mo-PGE-Au-rich ores in Chinese black shales and speculations on possible analogues in the United States. Mineralium Deposita. V. 26. p. 83-88.
- Coveney, R.M.Jr., Grauch, R.I., Murowchick. 1994. Metals, phosphate and stone coal in the Proterozoic and Cambrian of China: the geologic setting of precious metal-bearing Ni-Mo ore beds. SEG Newsletter. Society of Economic Geologists. No. 18.p. 1, 6-11.
- Chusi Li, Lightfoot, P.C., Amelin, Y., Naldrett, A.J. 2000. Contrasting petrological and geochemical relationships in the Voisey's Bay and Mushuau intrusions, Labrador, Canada: implications for ore genesis. Economic Geology. Vol 95. No. 4. p. 771-799.
- Einaudi, M.T. 1983. Description of skarns associated with porphyry copper plutons: South western North America. In Titley, S.R: Advances in geology of the porphyry copper deposits. University of Arizona Press. Tucson, Az. P. 139-183.
- Einaudi, M.T. 1983. General features of skarns associated with porphyry copper plutons : South western North America. In Titley, S.R: Advances in geology of the porphyry copper deposits. University of Arizona Press. Tucson, Az. P. 185-209.
- En-Naciri, A. Barbanson, L., Touray, J.C. 1997. Brine inclusions from the Co-As (Au) Bou Azzer District, Anti-Atlas Mountains, Morocco. Economic Geology. Vol. 92. No. 3. p. 360-367.
- Evans-Lamswood, D.P., Butt, D.P., Jackson, R.S., Lee, D.V., Muggridge, M.G., Wheeler, R.I., Wilton, D.H.C. 2000. Physical controls associated with the distribution of sulfides in the Vosiey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador. Economic Geology. Vol 95. No. 4. p. 749-769.
- Earhart, R.L. 1986. Descriptive model of Blackbird Co-Cu. In Cox, D.P. and Singer, D.A. Eds. Mineral Deposits. U.S. Geological Survey Bull. 1693. p. 142.
- Farrow, C.E.G., Watkinson, D.H., Jones, P.C. 1994. Fluid inclusions in sulfides from North and South Range Cu-Ni-PGE deposits, Sudbury structure, Ontario. Economic Geology. Vol. 89. p. 647-655.
- Faure, G. 1998. Principles and applications of geochemistry. Ed. Prentice Hall. Second Edition. 600 p.
- Flete, M.E. 1977. Origin of disseminated copper-nickel sulfide ore at Frood, Sudbury, Ontario. Economic Geology. Vol. 72. No.8. p. 1449-1456.

- Gaál, G., Parkkinen, J. 1995. Early proterozoic ophiolite-hosted Cu-Zn-Co deposit of the Outokumpu type. Geological Association of Canada. Special paper 40. p. 335-341.
- Gleeson, S.A., Butt, C.R.M., Elias, M. 2003. Nickel laterites: a review. SEG Newsletter. Society of Economic Geologists. No. 54. p. 1. 13-18.
- Keele, R.A., Nickel, E.H. The geology of a primary millerite –bearing sulfide assemblage and supergene alteration at the Otter Shoot, Kambalda, Western Australia. Economic Geology. Vol 69. p. 1102-1117.
- Kissan, S.A. (1993): Five-element (Ni-Co-As-Ag-Bi) Veins, in Ore Deposit Models, Sheahan, P.A. and Cherry, M.E., Editors, Geoscience Canada, Reprint Series 6, pages 87-99.
- Krauskopf, . 1979. Introduction to geochemistry. Mc Graw-Hill Book Company. Second Edition. 617 p.
- Laznicka, 1999. Quantitative relationships among giant deposits of metals. Economic Geology. V. 94. p. 455-474.
- Leshner, C.M. 1989. Komatiite associated nickel sulfide deposits. In Whitney, J.A. and Naldrett, A.J. Eds: Ore deposition associated with magmas. Reviews in Economic Geology. Society of Economic Geologists. Vol 4. p. 45-101.
- Loukola-Ruskeeniemi, K., Heino, T. 1996. Geochemistry and genesis of the black shale-hosted Ni-Cu-Zn deposit at Talvivaara, Finland. Economic Geology. Vol. 91. No. 1. p. 80-110.
- Marshall, D.D., Diamond, L.W., Skippen, G.B. 1993. Silver transport and deposition at Cobalt, Ontario, Canada: Fluid inclusion evidence. Economic Geology. Vol. 88. p. 837-854.
- Maynard, J.B., Okita, P.M. 1991. Bedded barite deposits in the United States, Canada, Germany, and China. Economic Geology. Vol. 86. p. 364-376.
- McKenzie, C.B. 2000. A special issue on the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. Preface. Economic Geology. Vol. 95. p. 673-674.
- Megaw, P.K.M., Ruiz, J., Titley, S. 1988. High temperature, carbonate hosted Ag-Pb-Zn (Cu) deposits of Northern Mexico. Economic Geology. V. 83. p. 1856-1885.
- Menard, T., Leshner, M., Stowell, H.H., Price, D.P., Pickell, P.R., Onstott, T.C., Hulbert, H. 1996. Geology, genesis, and metamorphic history of the Namew Lake Fe-Ni-Cu sulfide deposit, Manitoba. Economic Geology. Vol. 91. No. 8. p. 1394-1413.

- Meinert, L.D. 1998. A review of skarns that contain gold. In Lentz, D.R. Ed: Mineralized intrusion related skarn systems. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series. Vol. 26. p. 359-414.
- Molnár, F., Watkinson, D.H., Jones, P.C., Gatter, I. 1997. Fluid inclusion evidence for hydrothermal enrichment of magmatic ore at the contact zone of the Ni-Cu-Platinum Group Element 4b deposit, Lindsley Mine, Sudbury, Canada. *Economic Geology*. Vol. 92. No.6. p. 674-685.
- Naldrett, A.J., Chusi, Li. Editores. 2000. A special issue on Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit. *Economic Geology*. Vol 95. No. 4. p. 673-915.
- Naldrett, A.J., Singh, J., Krstic, S., Chusi Li. 2000. The mineralogy of Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, northern Labrador, Canada: influence of oxidation state on textures and mineral compositions. *Economic Geology*. Vol 95. No. 4. p. 889-900.
- Naldrett, A.J. 1989. Introduction: magmatic deposits associated with mafic rocks. In Whitney, J.A. and Naldrett, A.J. Eds: Ore deposition associated with magmas. *Reviews in Economic Geology*. Society of Economic Geologists. Vol 4. p. 1-3.
- Naldrett, A.J. 1989. Ores associated with flood basalts. In Whitney, J.A. and Naldrett, A.J. Eds: Ore deposition associated with magmas. *Reviews in Economic Geology*. Society of Economic Geologists. Vol 4. p. 103-118.
- Oszczepalski, S. 1999. Origin of the Kupferschiefer polymetallic mineralization in Poland. *Mineralium Deposita*. No. 4. p. 599-613.
- Pasava, J., Hladiková, J., Dobes, P. 1996. Origin of Proterozoic metal-rich black shales from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Economic Geology*. Vol. 91. No. 1. p. 63-79.
- Ray, G.E., Dawson, K.M. 1998. Mineralized skarns in the Canadian Cordillera. In Lentz, D.R. Ed: Mineralized intrusion related skarn systems. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series. Vol. 26. p. 475-518.
- Ray, G.E., Webster, I.C.L., Ettlinger, A.D. 1995. The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks. *Econ. Geol.* 90. 920-937.
- Ripley, E.M., Young-Rok Park, Chusi Li, Naldrett, A.J. 2000. Oxygen isotope studies of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. *Economic Geology*. Vol 95. No. 4. p. 831-844.
- Routhier, P. 1980. Ou sont les métaux por l'Avenir?. *Memoire du BRGM No. 105*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Orléans. P. 253-278.

- Scoates, J.S., Mitchell, J.N. 2000. The evolution of troctolite and high Al basaltic magmas in Proterozoic anorthosite suites and implications for the Voisey's Bay Massive Ni-Cu sulfide deposit. *Economic Geology*. Vol 95. No. 4. p. 677-701.
- Tornos, F., Casquet, C., Galindo, C., Velasco, F., Canales, A. 2001. A new style of Ni-Cu mineralization related to magmatic breccia-pipes in a transpressional magmatic arc, Agua Blanca, Spain. *Mineralium Deposita*. No. 36. p. 700-706.
- Wang, S., Williams, P.J. 2001. Geochemistry and origin of Proterozoic skarns at the Mount Elliot Cu-Au (Co-Ni) deposit, Cloncurry district, NW Queensland, Australia. *Mineralium Deposita*. V. 36. No.2. p. 109-124.
- Wedepohl, K.H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V. 59. p. 1217-1232.

Tabla I Contenidos geoquímicos de Ni-Co en la corteza y en diversos tipos de roca, según diferentes autores (valores en ppm).

	Corteza ¹	Corteza ²	Basalto ²	Basalto ³	Granito ²	Granitos ³	Lutita ²	Lutita ³
Ni	55	75	150	145	0.8	4.5-15	80	68
Co	24	22	48	47	3	1-7	20	19

¹Wedespohl, 1995

²Krauskopf, 1979

³Turkian y Wedepohl, 1961 *in* Faure, 1998

Tabla III Reservas y recursos conocidos para los yacimientos de Noril'sk-Talnakh.

Tipo	Tonelaje	Ni %	Cu %	PGM gr
Diseminada	933	0.3-0.6	0.5-1	3-9
Cuprosa	136	0.5-1	2-4	8-11
Rica en Ni	153	3-5	4-6	9-13