



UNIVERSIDAD DE SONORA

**División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de geología**

**Caracterización Petrologica,
Mineralógica y Geoquímica de las
Rocas Anortositicas Del Bloque
Caborca. Sonora, México.**

TESIS

Presentada para obtener el grado de:

GEÓLOGO.



P R E S E N T A:

JOSE ALBERTO CAMPILLO CASTELO

Hermosillo, Sonora, Enero de 2008

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



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



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

**CARACTERIZACION PETROLOGICA, MINERALOGICA Y GEOQUIMICA DE
LAS ROCAS ANORTOSITICAS DEL BLOQUE CABORCA. SONORA, MEXICO.**

**APROVADA POR EL COMITÉ
DE SINODALES**

DEDICADO A MIS PADRES

BERTHA ALICIA CASTELO MEDINA

ELEAZAR CAMPILLO VARGAS

POR SU APOYO Y PACIENCIA.

**A MI NOVIA CECILIA VALENZUELA LEON
POR ACOMPAÑARME EN LAS BUENAS Y EN LAS MALAS**

A MIS HERMANOS:

**ALEJANDRO
DULCE MARIA
JESUS DANIEL**

A MIS AMIGOS:

**JESUS DANIEL CALLES
DAVID SANTELIZ MORENO
ROBERTO GARCIA
AYAX BRAU.**

**CARACTERIZACION PETROLOGICA, MINERALOGICA Y GEOQUIMICA DE
LAS ROCAS ANORTOSITICAS DEL BLOQUE CABORCA. SONORA, MEXICO.**

**POR:
JOSE ALBERTO CAMPILLO CASTELO**

**TESIS PRESENTADA A LA
UNIVERSIDAD DE SONORA
PARA OBTENER EL GRADO DE:**

LICENCIADO EN CIENCIAS GEOLOGICAS

UNIVERSIDAD DE SONORA

ENERO 2008

AGRADECIMIENTOS

A grupo peñoles por las facilidades proporcionadas de manera muy especial al ing. Luis Felipe Novelo, dado que sin su ayuda no hubiera sido posible realizar este trabajo.

A mis maestros del departamento de Geología de la Universidad de Sonora, a mi maestro el Dr. Inocente Guadalupe Espinoza Maldonado, por su tiempo extra. Al Dr. Lucas Ochoa Landín por permitirme el acceso al microscopio petrográfico (Cámara Digital).

Con este trabajo aprendí lo que es ser perseverante y paciente pues le dedique mucho tiempo y esfuerzo, tanto en campo, como en escritorio.

A mi familia por su apoyo y comprensión desde el inicio de mi carrera.

A mi novia Cecilia Valenzuela León por acompañarme en todas mis aventuras.

A mis compañeros de generación jamás los olvidare pues estuvieron conmigo en desveladas para exámenes y para demás fines..... tanto en la ciudad como en el campo.

RESUMEN

En la parte centro-noroeste de Sonora, específicamente al sur del municipio de Pitiquito y al sur del de Puerto Peñasco, afloran cuatro cuerpos intrusivos integrados por anortositas, anortositas gabroicas y gabros. Las rocas anortosíticas de Sonora, como todas las del resto del mundo, muestran la típica textura cumulada, donde la fase *cumulus* está constituida por más del 90% de plagioclasas, variando en composición de An₃₈-An₅₅. En la fase *intercumulus* se tiene piroxeno, en menor proporción anfíbol, además de óxidos de Fe-Ti como ilmenita, titanita, magnetita y cantidades muy bajas de cuarzo. Estas rocas muestran en el afloramiento una particular tonalidad gris-verde con aspecto graso, atribuido a la alteración de las plagioclasas y piroxeno por clorita. En general, la disposición estructural es que las anortositas intrusionan a rocas metamórficas Paleo-Proterozoicas del “Complejo Metamórfico Bamori”, ubicadas dentro de lo que hoy se conoce como “Bloque Caborca”. Las anortositas están cubiertas en contacto por falla normal de bajo ángulo, por rocas sedimentarias Neo-Proterozoicas.

Los análisis químicos muestran la típica composición de estos cuerpos intrusivos, mostrando en las fases anortosíticas, alta concentración en Al₂O₃ y CaO que es controlada por la fase cumulada de plagioclasa cálcica. En las fases más gabroicas estos componentes se empobrecen marcadamente, con un consecuente enriquecimiento de FeO, MgO y TiO₂ controlados principalmente por la presencia de piroxeno, ilmenita, titanita y en menor proporción por anfíbol. A diferencia de otras localidades, las anortositas estudiadas muestran en todas sus fases altos contenidos de V, Cr, Ni y Co, así como concentraciones muy bajas de K, Na Sr y Ba, Los patrones normalizados de tierras raras, muestran un ligera anomalía positiva de Eu (Eu/Eu* varia de 1.02 a 2.65) en las fases anortosíticas, la cual

desaparece en las fases gabroicas máficas. Los patrones muestran un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras y un comportamiento horizontal en las tierras raras pesadas. Dataciones U-Pb con SHRIMP, revelan una edad de 1095 ± 38 M.a. (Espinoza, y otros, 2003), la cual denota una edad Meso-Proterozoica, concordante con el intervalo de edad de 1700 a 900 millones de años, que presentan todas las anortositas masivas del mundo. El análisis isotópico de Nd en dos muestras, resulta en un valor de $\epsilon_{Nd} = -3.5$ que podría interpretarse como asimilación de Terreno Mojave. Concerniente a la edad de las anortositas, estas son contemporáneas a un intrusivo granítico ultrapotásico denominado “Granito Aibo”, datado por el mismo método SHRIMP.

Estos cuerpos anortosíticos en conjunto con los reportados en las montañas Orocoxia y San Gabriel del estado de California en Estados Unidos, conforman un cinturón anortosítico que regionalmente tiene una orientación NW-SE. La disposición regional de este cinturón reconstruido paleo-tectónicamente hace 1100 millones de años, coincide con una de las zonas de rompimiento del hipotético mega-continente Rodinia, lo cual podría sugerir una posible asociación con un rift y por lo tanto un carácter anorogénico. Acudiendo al modelo *AUSWUS* de Karlstrom y otros para la reconstrucción de Rodinia, este cinturón se ubicaría hace 1100 millones de años en el margen SW de Laurentia.

CONTENIDO

PRESENTACION: Aprobación por sinodales

TESIS PRESENTADA POR (III)

AGRADECIMIENTOS (IV)

RESUMEN (V)

TABLA DE CONTENIDOS (VII)

LISTA DE FIGURAS (IX)

LISTA DE TABLAS (XI)

1. Introducción	Pág. 1
a. Introducción al tema de estudio	Pág. 1
b. Anortositas Arqueozoicas	Pág. 2
c. Anortositas Masivas	Pág. 2
d. Anortositas de Sonora	Pág. 5
2. Generalidades	Pág.10
a. Localización	Pág.10
b. Fisiográfica y Geomorfología	Pág.13
c. Clima	Pág.13
d. Flora y Fauna	Pág.13
e. Objetivo de Estudio	Pág.15
f. Método de Trabajo	Pág.15
3. Bosquejo geológico regional	Pág.17
a. Geología de las áreas de estudio	Pág.19
b. Anortositas de Sierra Prieta, Puerto Peñasco	Pág.26
4. Petrografía	Pág. 31
A. Petrografía de las rocas anortosíticas	Pág.31
B. Descripción de fases minerales	Pág.32
i) Plagioclasa	Pág.32
ii) Piroxeno	Pág.36
iii) Minerales opacos	Pág.39
iv) Cuarzo	Pág.41
v) Constituyentes menores y alteración	Pág.42
C. Relaciones texturales	Pág.43

D.	Geoquímica de minerales-----	Pág. 47
5.	Geoquímica de Mayores y Trazas -----	Pág. 50
A.	Resultados de óxidos mayores -----	Pág. 52
B.	Resultados de elementos trazas -----	Pág. 57
C.	Geocronología -----	Pág. 60
6.	Conclusiones -----	Pág. 64
7.	Apéndice I Petrografía -----	Pág. 65
8.	Apéndice II Recopilación de datos -----	Pág. 73
9.	Bibliografía -----	Pág. 77

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Afloramientos de anortositas masivas estudiadas -----	Pág.7
Figura 2. Cinturón de edad Grenvilliana-----	Pág.9
Figura 3. Mapa geográfico local-----	Pág.12
Figura 4. Mapa de provincias fisiográficas-----	Pág.14
Figura 5. Mapa geológico del área Tecolote y Llano Verde-----	Pág.20
Figura 6. Mapa geológico del área el Taconazo -----	Pág.22
Figura 7(a). Mapa y sección geológica del área sur de Almejas-----	Pág.27
Figura 7(b). Mapa y sección geológica del área norte de Almejas-----	Pág.28
Figura 8(a). Fotografía mostrando fenocristal de plagioclasa.-----	Pág.33
Figura 8(b). Fotografía mostrando cristal tabular de plagioclasa-----	Pág.33
Figura 9(a, b). Fotomicrografía mostrando plagioclasas en luz polarizada-----	Pág.34
Figura 10(a, b) Fotomicrografía mostrando piroxenos-----	Pág.37
Figura 10(c, d) Fotomicrografía mostrando piroxenos-----	Pág.38
Figura 11(a). Fotomicrografía de ilmenita en luz reflejada-----	Pág.40
Figura 11(b).Fotomicrografía de ilmenita en luz polarizada-----	Pág.40
Figura 12(a).Fotomicrografía mostrando anfíboles en luz polarizada-----	Pág.42
Figura 12(b). Fotomicrografía mostrando anfíboles en luz polarizada-----	Pág.43
Figura 13. Fotografía de campo del área de Almejas-----	Pág.44
Figura 14. Fotografía de campo del área de Almejas-----	Pág.45
Figura 15. Diagrama de clasificación de rocas anortosíticas-----	Pág.46
Figura 16. Diagrama ternario-----	Pág.53
Figura 16(b).Diagrama ternario-----	Pág.54

Figura 17. Diagrama ternario-----	Pág.55
Figura 18. Diagrama ternario normativo-----	Pág.56
Figura 19,20. Diagramas de tierras raras-----	Pág.58
Figura 21. Diagrama de elementos incompatibles-----	Pág.60
Figura 22. Fotomicrografía de Zircones-----	Pág.62
Figura 23. Diagramas Geocronológicos-----	Pág.62

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Composición de cristales con (SEM) -----Pág.48

Tabla 2. Resultados de óxidos mayores -----Pág.52

Tabla 4. Recopilación de Anortositas-----Pág.73

1 INTRODUCCION:

A. INTRODUCCION AL TEMA DE ESTUDIO

Las anortositas o plagioclasitas son rocas originadas por acumulación de cristales de plagioclasa, es por eso que a su textura se le denomina “textura cumulada” (*cumulate texture*). Por definición estas rocas contienen $\geq 90\%$ en volumen de plagioclasas, las cuales varían en composición de (An₃₀₋₇₀) con un pico en abundancia en An₄₀₋₅₀, sin albita, con minerales máficos <10% en volumen, frecuentemente, ocurre piroxeno, anfíbol y olivino, además de óxidos de Fe-Ti como ilmenita, esfena y titanomagnetita, que pueden presentarse como exsoluciones de ilmenita en megacristales de piroxeno ricos en Al. También estas rocas pueden llegar a contener clinopiroxenos. La mineralogía normativa determinada a partir de la composición química total de los magmas primarios, normalmente no presenta diopsida, que es típicamente asociada con magmas derivados del manto (Dempster et al., 1999; Le Maitre, 1989). Según Ashwal (1993) las anortositas se agrupan en cuatro tipos principales considerando: su edad, mineralogía, petrología, origen y volumen en: a) Anortositas Arqueozoicas, b) Anortositas Masivas Proterozoicas, c) Anortositas en intrusiones ígneas estratificadas y d) Anortositas lunares. También se han encontrado variedades menores de anortositas en ambientes oceánicos y en algunas inclusiones de rocas ígneas. Para efectos de este trabajo solo se describirán brevemente las primeras dos variedades por ser las que comparten más rasgos con las encontradas en Sonora.

B. ANORTOSITAS ARQUEOZOICAS

Las anortositas arqueozoicas, ocurren como estratos acumulados de 1 a 100 metros de espesor, así como en forma de lentes de hasta de 1 Km. de espesor, dentro de intrusiones máficas estratificadas y en complejos ultramáficos. Estas anortositas presentan dos rasgos distintivos, consisten esencialmente de granos subhedrales a anhedrales de plagioclasa con dimensiones de hasta 30 cm, “asombrosamente equidimensionales” (Phinney, 1982). El otro rasgo su notable composición uniforme que es rica en Ca, en un rango de An_{80} - An_{90} y hasta An_{95} , aun más cálcicas que las anortositas de la luna.

C. ANORTOSITAS MASIVAS

Las anortositas masivas proterozoicas (de la palabra en Frances Massif), ocurren como afloramientos que pueden cubrir áreas de hasta miles de kilómetros cuadrados (de 1000 a 20,000 km², por ejemplo, La Península de Labrador en Canadá). Estas típicamente están constituidas de rocas casi monominerales de grano grueso a muy grueso formando variedades como anortositas, leucogabros (anortositas gabroicas o gabros anortosíticos), leuconoritas y leucotroctolitas. A diferencia de las anortositas arqueozoicas, las proterozoicas tienen plagioclasas menos ricas en Ca, cubriendo un rango de composición An_{40} - An_{65} . Los volúmenes menores de rocas comagmáticas como noritas, gabros, troctolitas y rocas ricas en óxidos de Fe-Ti (ilmenita y titanita) son comunes en los complejos de intrusiones anortosíticas. Adicionalmente, la mayoría de los complejos anortosíticos se encuentran cortados por pequeños diques o intrusiones ricas en óxidos de

Fe-Ti y plagioclasa, es decir, ferrodioritas o ferrograbros. Por lo general, la mayoría de los complejos anortosíticos se encuentran espacialmente asociados a plutones graníticos ricos en K (Duchesne y Demaiffe, 1978; Emslie y Hegner, 1993) de un amplio rango en composición química, especialmente aquellas del grupo de las charnoquitas. La relación más comúnmente reportada en la literatura, muestra que las rocas graníticas son más jóvenes que las anortositas, la relación inversa en donde las anortositas son más jóvenes es muy rara o ausente. Es ampliamente aceptado que los magmas graníticos químicamente independientes, son generados por anatexis de la roca encajonante durante la intrusión del magma principal, en donde el magma original puede ser mezclado en proporciones variables con líquidos magmáticos altamente fraccionados y residuales de la cristalización de las anortositas. (*e.g.* De Waard y Romey 1968a, b; Kolker & Lindsley, 1989; Ashwal, 1993; Emslie *et al.*, 1994, además de otros autores, ver bibliografía al final de la tesis).

A pesar de los muchos y variados intentos por descubrir la historia de las anortositas masivas proterozoicas, su génesis aun permanece incierta. Son variados los modelos que tratan de determinar un ambiente tectónico típico, origen y composición química de los magmas originales, modo de emplazamiento (magma contra diapiros cristalinos) y profundidad de cristalización (*e.g.* Ashwal, 1993 y referencias aquí citadas; Schiellerup *et al.*, 2000; Krause *et al.*, 2001). Hasta ahora se han discutido ambientes tectónicos tan diferentes para la génesis de las anortositas masivas, que van desde los márgenes tipo Andino hasta los rift continentales (*e.g.* Bruce *et al.*, 1989; McLelland, 1988; Ashwal, 1993 y referencias aquí citadas).

Un desacuerdo subsiste en lo que respecta a la procedencia del magma original. Actualmente, el modelo más aceptado sobre el origen de las anortositas, es a partir de

magmas del manto de naturaleza toleítica y con fases cristalinas máficas fraccionadas como olivino y piroxeno que se acumulan en la base de la corteza (Emslie, 1980; Emslie, 1985; Ashwal, 1993), es un proceso conocido como *underplating*. El calor liberado por el proceso de enfriamiento de estos magmas, puede fundir y asimilar parte de la corteza inferior, contaminando el magma original (Bowen, 1922; Emslie, 1980; Emslie, 1985; Ashwal, 1993). Otro modelo es el de los magmas primarios gabroicos a jotuniticos (monzonorita de hiperstena) ricos en aluminio, derivados de la corteza continental inferior (Longhi *et al.*, 1999; Duchesne *et al.*, 1999; Schiellerup *et al.*, 2000).

En lo que respecta al modo de cristalización, algunos autores están a favor de un emplazamiento de cuerpos cristalinos en forma de hongos que se formaron lentamente a gran profundidad (30 Km.) en grandes cámaras magmáticas antes de ascender hacia la corteza continental superior y emplazarse como diapiros (*e.g.* Ashwal, 1993; Lafrance *et al.*, 1996). Lo anterior descartaría la existencia de lavas anortosíticas, fenómeno que hasta ahora no ha sido reportado, así mismo, el modo de cristalización explicaría la ausencia de zonas o aureolas de metamorfismo de contacto alrededor de los complejos anortosíticos, puesto que su intrusión a niveles menos profundos en la corteza fuese en forma cristalina o solidificada.

Las edades reportadas sobre las intrusiones anortosíticas masivas, mayormente se concentran en un periodo de 1.8 a 0.9 miles de millones de años (Morse, 1992; Ashwal, 1993; Scoates, 2000). Los datos indican una edad de emplazamiento del Meso Proterozoico al Fanerozoico Temprano, teniéndose como solas excepciones al *Air ring complex*, en Nigeria (*e.g.* Demaiffe *et al.*, 1991) y a las anortositas *Eckhörner* y *O.-v.-Gruber*, en *Central Dronning Maud Land*, del Este de Antártica (Mikhalsky *et al.*, 1997; Jacobs 1998).

De lo anterior se derivan razones muy importantes por las que hay que estudiar las anortositas, entre otras tenemos: ¿Cual fue el proceso que dio origen a esas grandes concentraciones de plagioclasa y su asombrosa homogeneidad y el corto rango de su composición (An₄₀-An₆₀)?. También, ¿Por qué se tiene una ausencia de zoneamiento en los cristales de plagioclasa que descarta la posibilidad de un grado avanzado en cristalización fraccionada? (Duchesne y Demaiffe, 1978). Otro aspecto interesante son las grandes dimensiones que alcanzan algunos cristales, así como la composición y el origen del magma original. Además existe una falta de evidencias geofísicas que apoye la existencia de una contraparte máfica a profundidad, aunque bien de esto pudiera argumentarse que esta fase máfica podría haberse precipitado de nuevo hacia el manto (Ashwal, 1993). Además de ser curiosidades geológicas y de ser un problema petrológico, las anortositas juegan un papel importante dado que son asociadas a una actividad de rift durante el proterozoico, que provocó el desmembramiento del mega continente Rodinia.

D. ANORTOSITAS ESTUDIADAS EN SONORA

En este estudio, se caracterizan mineralógica y geoquímicamente los afloramientos de cuatro intrusiones anortosíticas localizadas en la parte central y noroeste de Sonora, los afloramientos están alineados siguiendo una traza de aproximadamente 300 km con rumbo NW (Fig. 1). Las muestras de los cuatro afloramientos revelan consistentemente una textura cumulada de grano grueso, integrada principalmente por *cumulus* de cristales de plagioclasa que son en su mayoría labradoritas de hasta 15 cm de largo, acompañadas por intercumulus de piroxenos, óxidos de Fe-Ti (como ilmenita, titanomagnetita, magnetita y en menor

proporción cuarzo y zircón primarios). Dada su composición y distribución mineralógica, estas rocas cubren un rango de anortositas, anortositas gabroicas y gabros. En las fases gabroicas se pueden alcanzar a ver cristales de piroxenos de hasta 10 cm de largo, las variaciones de anortositas a gabros anortosíticos y escasamente a charnokitas son graduales sin evidencias de intrusiones diferentes ni de rasgos de estratificación ígnea.

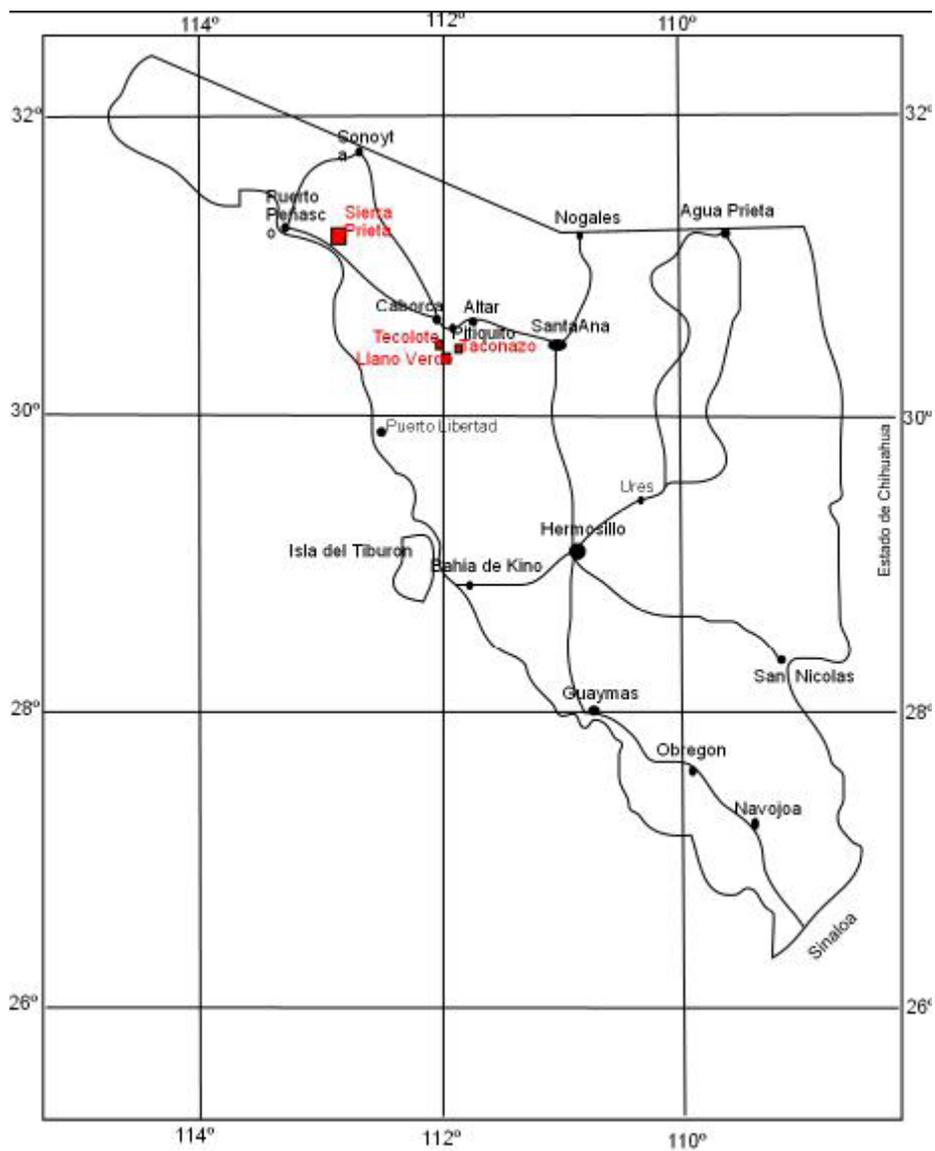


Figura 1. Figura que muestra los afloramientos de anortositas masivas meso-proterozoicas (1100 M.a) estudiadas en el estado de Sonora, México. Marcados los afloramientos (cuadros).

Las anortositas masivas estudiadas en Sonora objeto de este trabajo, revelan una edad de 1095 ± 38 M.a., que es evidentemente una edad mesoproterozoica y grenviliana (Espinoza, et al, 2003); edades similares muestran la gran mayoría de las anortositas del cinturón grenviliano del Este de Norte América; entre otras se tienen a *Marcy Massif* y *Snowy Mountain Dome* en las Montañas Adirondak (Green, et al., 1972; Simmons et al, 1978), anortosita de *Blue Ridge Roseland* (Pettingill et al., 1984), anortosita *Montpelier* (Aleinikoff et al., 1996) y otras un poco más antiguas, lo cual puede indicar que la ocurrencia de las anortositas masivas fue un fenómeno a nivel global y único en la historia geológica de la tierra (Morse, 1982; Ashwal, 1993). Dado que la mayoría de las anortositas masivas ocurren dentro o adyacentes a la provincia de *Grenville*, esto sugiere una posible relación entre la mayoría de las anortositas masivas y un ambiente tectónico durante el Mesoproterozoico.

Se han reportado afloramientos de rocas anortosíticas de la misma edad en el suroeste de los Estados Unidos de America, dichos afloramiento se localizan en las Montañas San Gabriel, Montañas Orocopia y Sierras Mecca, todos en California (Carter y Silver, 1972; Crowell y Walker, 1962; Anderson y Morin, 1969; Ryder, 1974). En conjunto, los afloramientos de California y los de Sonora estarían dispuestos en un cinturón anortosítico siguiendo una orientación NW (Fig. 2). Al Noreste de Norteamérica, existe otro cinturón anortosítico localizado dentro de lo que se conoce como Provincia o cinturón *Grenville*, este cinturón se prolonga al otro lado del Atlántico en los países escandinavos siguiendo una traza con orientación NE. Algunos autores han propuesto (Krogh y Davis, 1971; Bridgwater y Winley, 1973; Baer, 1974; Anderson, 1975) que los cinturones

anortosíticos alineados, representan zonas proterozoicas de adelgazamiento de la corteza, posiblemente asociadas a zonas de rift.

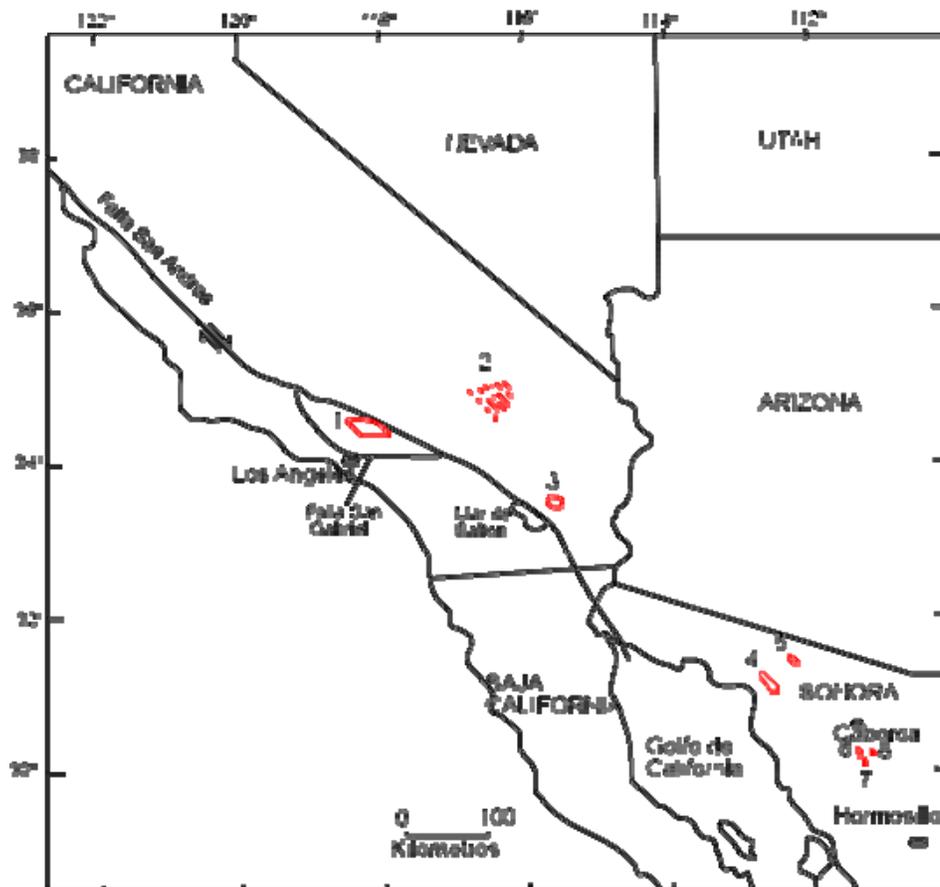


Figura 2, Muestra en forma esquemática la distribución de las rocas de edad grenviliana en California y Sonora, (1) Montañas San Gabriel, (2) Diques Parhump, (3) las Montañas Mecca, (4) Sierra Prieta, (5) Granito Bustamante, (6) Cerros El Tecolote, (7) Cerros Llano Verde y (8) Cerro Taconazo. Es importante observar la disposición lineal de los afloramientos mesoproterozoicos grenvilianos anortosíticos y graníticos de California y Sonora, lo cual puede sugerir un cinturón anortosítico-granítico, como el localizado al noreste de Norteamérica y que se prolonga hacia lo que ahora es la Península Escandinava antes pasando por Groenlandia. La gran diferencia sería que el cinturón en California y Sonora es más corto y tiene una orientación NW, mientras que el cinturón del este de Norteamérica es más largo y con una orientación NE.

II. GENERALIDADES

A. LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

Las zonas de estudio consisten de cuatro áreas donde se ubican los afloramientos anortosíticos. Tres afloramientos se localizan en el Municipio de Pitiquito y uno más en Sierra Prieta, en el Municipio de Puerto Peñasco (Fig. 3).

Para llegar a los afloramientos de Pitiquito, se toma el camino que parte de la cabecera municipal Pitiquito, hacia el sur rumbo al poblado de la Ciénaga. Siguiendo por el camino hacia el sur a 39 kilómetros, se aparta una desviación hacia el Este que lleva a los Ranchos Pénjamo y San Agustín; continuando por esa desviación hacia el Este, los afloramientos anortosíticos se alcanzan aproximadamente a 5.5 kilómetros en las coordenadas UTM (3355670N, 411727E), los afloramientos están al borde del camino. A estos afloramientos se les denominó **Anortosita El Tecolote**. Siguiendo por el mismo camino por 2.5 kilómetros más, se llega al rancho San Agustín. De dicho rancho parten varios caminos que llevan hacia el Este, por cualquiera de ellos se pueden alcanzar los afloramientos de la segunda área, los cuales se localizan aproximadamente a 2.5 kilómetros del Rancho con las coordenadas UTM (3352242N, 411396E), a estos afloramientos se les denominó **Anortosita Llano Verde**.

El acceso al tercer afloramiento de anortositas del municipio de Pitiquito, se realiza partiendo del poblado de Trincheras siguiendo el camino de terracería que lleva al poblado de la Ciénaga. Después de trasladarse durante 17.5 kilómetros, habiendo salido de Trincheras hacia la Ciénaga, se aparta una desviación directamente hacia el Norte que lleva a los Ranchos Apenitas, Taconazo y San Antonio. Específicamente, el rancho El Taconazo se localiza a 7 kilómetros al Norte siguiendo por la desviación

mencionada. Los afloramientos de anortositas se localizan exactamente en las lomas detrás de la casa del Rancho “El Taconazo” a escasos 100 metros, con las siguientes coordenadas UTM (3362400N, 432090E). A estos afloramientos anortosíticos se les denominó como **Anortosita El Taconazo**. Es importante mencionar que estos afloramientos se encuentran a 21 kilómetros al este de la Anortosita Llano Verde, pero no existe ningún camino que una directamente a estas dos localidades.

El cuarto afloramiento de rocas anortosíticas se localiza en el Municipio de Puerto Peñasco. El acceso a esta área se realiza utilizando la carretera costera pavimentada que une la ciudad Caborca con Puerto Peñasco. Partiendo de Caborca a aproximadamente 105 km, se llega a lo que antes fue Estación Almejas, en ese lugar actualmente se localiza un restaurante de mariscos y un estero en la Bahía de San Jorge. De este lugar sale un camino de terracería hacia el Este, hacia las dunas del desierto de Altar. A aproximadamente 7 kilómetros siguiendo por ese camino, se localizan los afloramientos anortosíticos, los cuales son fácilmente identificables por su relieve que destaca sobre las dunas, así como por su coloración que varía de blanco y tonos claros de verde y gris a tonos más oscuros de estos mismos colores. Los afloramientos están al borde del camino con las siguientes coordenadas UTM (3454661N, 311032E) y constituyen el relieve que lleva el nombre de “Sierra Prieta”. Estos afloramientos anortosíticos se prolongan hacia el NW por una distancia 7.5 kilómetros y se les denominó como **Anortosita Almejas**.

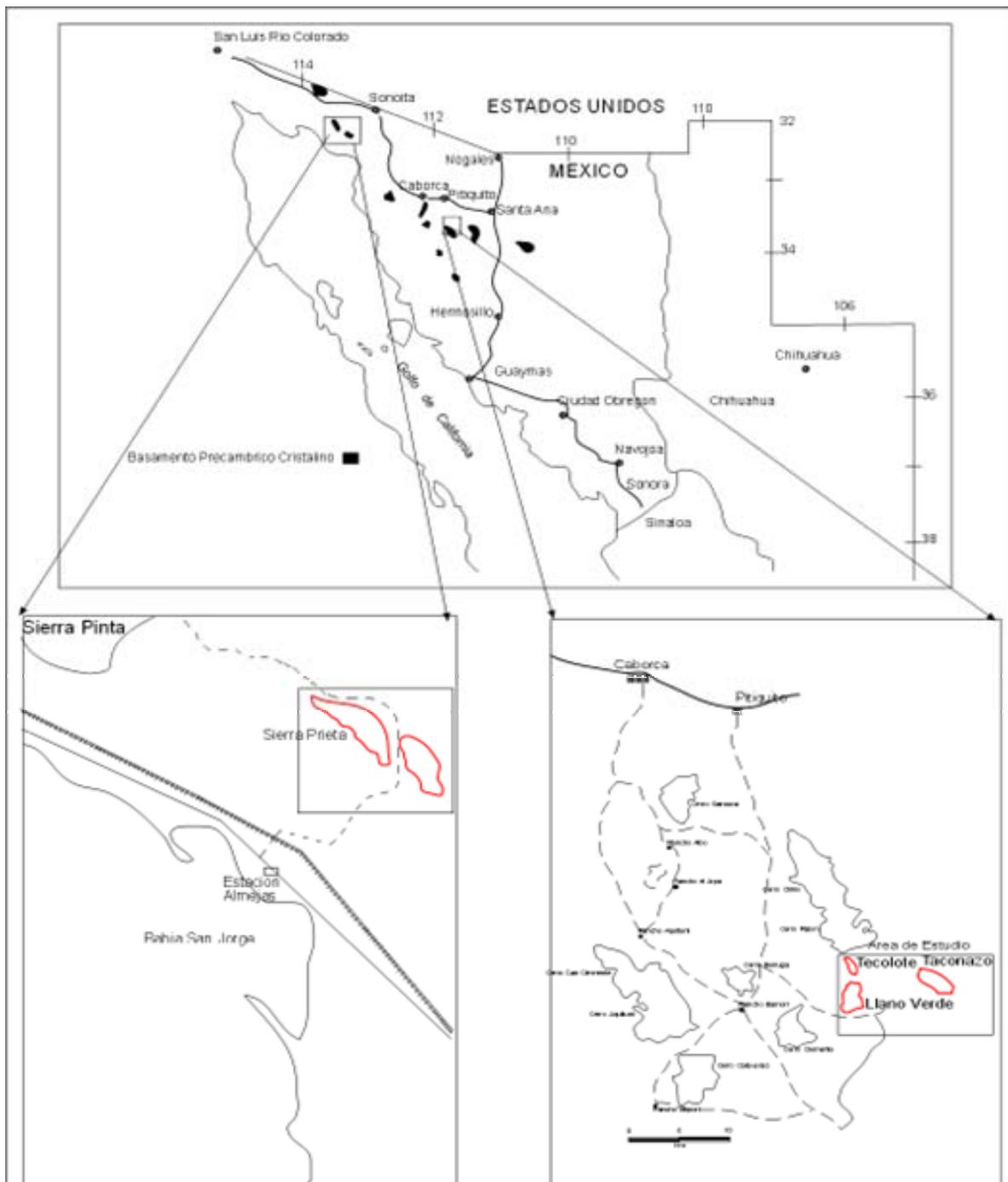


Figura 3. Mapa de distribución de los afloramientos de anortositas y detalle de las áreas de estudio.

B. FISIOGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA:

Las áreas de los cuatro afloramientos anortosíticos se ubican en la porción norponiente de la llanura costera del Golfo de California, forman parte del dominio sur de la vasta provincia fisiográfica de Norte América denominada “*Basin and Range*” (Sierras y Valles) (Stewart, 1971). Esta provincia es caracterizada por el arreglo paralelo y discontinuo de sierras y amplios valles orientados en dirección NW-SE. Según la carta fisiográfica del INEGI (1997), la Sierra Prieta pertenece a la llamada llanura Sonorense dentro de la división de subprovincia Sierras y Llanuras Sonorenses. La topografía presente en el área son montañas, llanuras, lomas y dunas (Fig. 4).

La geomorfología de las áreas y sus alrededores esta representada por sierras y cerros de diferente elevación, separados por extensas llanuras arenosas casi planas, dando la apariencia de pequeñas islas en un mar de arena.

C. CLIMA

El clima de la región es considerado cálido muy seco, con temperatura media anual 45° C en verano y que descienden hasta -10° C en el invierno. Las principales estaciones de lluvia son durante el verano, de (Julio a Septiembre) y se les conoce como Las Aguas, con un rango de precipitación anual de 25 a 50 mm, consisten de lluvias torrenciales acompañadas de tormentas de polvo y arena.

D. FLORA Y FAUNA

La vegetación en esta área es halófila (característica de suelos salinos), con flora adecuada para dunas costeras, se pueden observar cactáceas como: Sahuaro (*Carnegiea gigantea*), Cholla (*Opuntia sp.*), Pitahaya (*Lamprocarum thurberii*), Ocotillos

(*Fouquieria splendens*), nopales (*Opuntia* sp.), el arbusto más común en los valles es la gobernadora (*Larrea tridentada*), existen escasos árboles de mezquite (*Prosopis juliflora*) y palo verde (*Cercidium microphilum*).

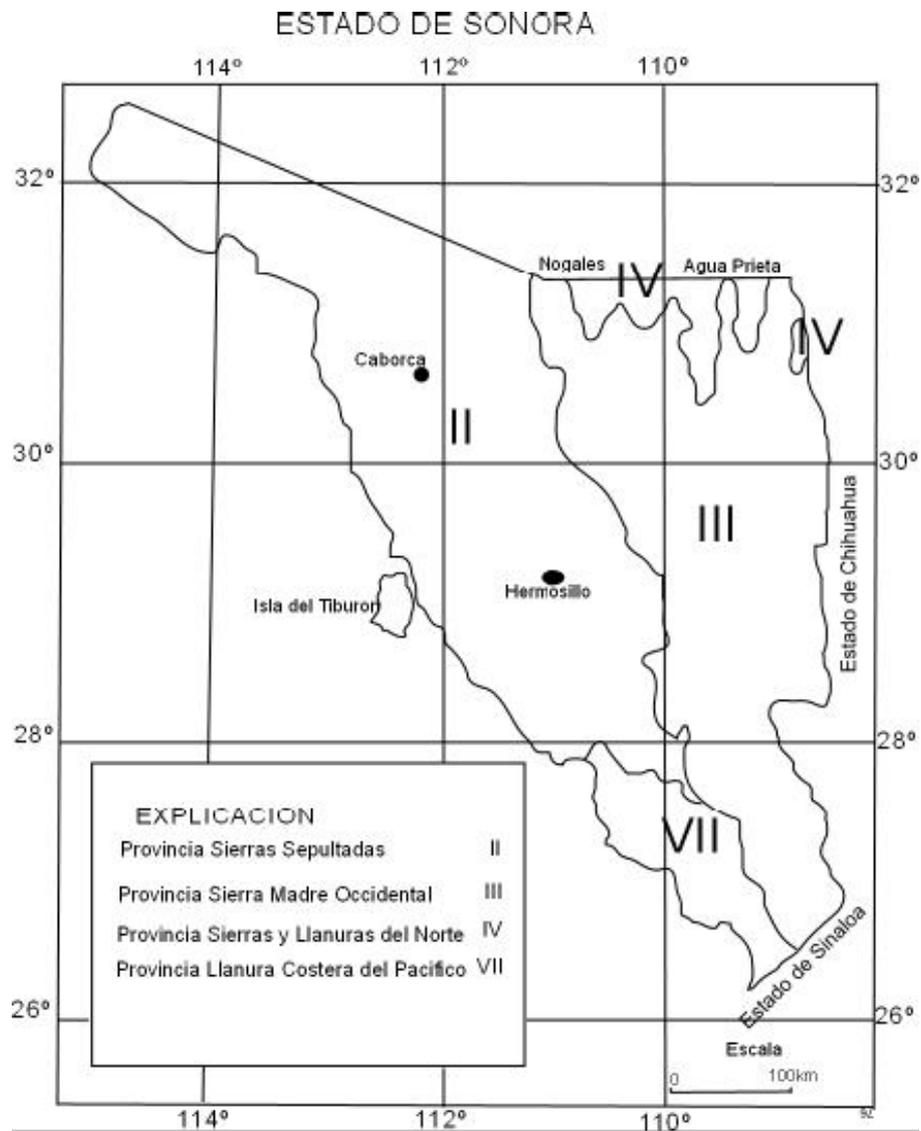


Figura 4. Mapa de Provincias Fisiográficas del Estado de Sonora. (SGM)

La fauna es la típica de estas zonas semidesérticas, los mamíferos más importantes son el borrego cimarrón (*Ovis candensis mexicana*), berrendos (*Antilocapra americana sonorensis*), venado bura (*Odocoileus hemionus*), venado cola blanca (*Odocoileus virginianus*), existen tortugas del desierto (*Gopherus agassizi*) y víboras de cascabel (*Crotalus sp.*), etc. Algunas de estas especies en peligro de extinción y otras sujetas a protección especial dentro la Reserva de la Biosfera El Pinacate y Gran Desierto de Altar que está ubicada muy próxima al área de estudio.

OBJETIVO DEL ESTUDIO

Este trabajo está orientado a caracterizar las anortositas de Sonora, describiendo su mineralogía megascópicamente y microscópicamente, la textura, composición química, edad y forma de emplazamiento.

METODO DE TRABAJO

Para alcanzar el objetivo, primeramente se realizó una exhaustiva consulta bibliográfica, con el fin de conocer el estado del arte en lo que respecta al estudio de las anortositas masivas. Simultáneamente, se efectuó una compilación de datos sobre la composición química (mayores y trazas) de las anortositas más estudiadas en el mundo, para compararlos con los datos de las anortositas estudiadas en Sonora y evaluar sus semejanzas y diferencias. Los datos compilados se incluyen en un apéndice en esta tesis.

Posteriormente, se realizaron tres campañas de trabajo de campo cubriendo las tres áreas de afloramientos. Durante dichas campañas, se recolectaron muestras para su descripción mineralógica tanto en muestra de mano como en lámina delgada (microscopio convencional y SEM). De las mismas muestras se conservaron testigos

para el posterior análisis por óxidos mayores y trazas, así como para su datación U-Pb por SHRIMP.

Tanto los datos compilados como los generados en laboratorio fueron tratados utilizando un software petrológico, del cual se derivaron diagramas que sirvieron de apoyo en la interpretación de los datos y en la descripción química de las rocas. De la interpretación se derivaron conclusiones y modelos, los cuales se plantean al final de este trabajo.

BOSQUEJO GEOLOGICO REGIONAL

En este bosquejo geológico sólo se incluyen a las rocas Proterozoicas, debido a que en las tres áreas de estudio donde afloran las intrusiones anortosíticas, las principales unidades litológicas son Proterozoicas.

Como resultado de la distribución de las unidades proterozoicas, el Estado de Sonora presenta un contexto geológico muy complejo que es dado en parte como consecuencia del escaso número de unidades aflorantes, así como, por su amplio rango cronológico (que comprende todo el Proterozoico) y, por su ausente asociación estratigráfica y estructural entre ellas, sin embargo, es posible ofrecer un panorama que permite establecer la relación entre las diferentes unidades.

PROTEROZOICO.

Las rocas proterozoicas se pueden dividir en dos conjuntos litológicos bien definidos. El primero de ellos, se constituye por rocas de origen ígneo metamórficas Paleo-proterozoicas que aparecen en las regiones de Caborca, Pitiquito, Sonoyta, Cananea y Agua Prieta. En la zona de Caborca-Pitiquito, las rocas metamórficas han sido definidas por Longoria, y perez (1978) como “Complejo Bamori”, que viene a formar el basamento cristalino del Noroeste de México, conformándose por esquistos, cuarcitas, anfibolitas y gneises, cuyas edades fluctúan entre los 1700 y 1800 M.a. (Anderson y Silver. 1979).

En el área de Agua Prieta las rocas metamórficas precámbricas tienen una edad entre 1700 y 1600 M.a. Se encuentran bien expuestas en la Sierra los Ajos y han sido correlacionadas con los Esquistos Pinal del Sur de Arizona. En tanto que las rocas ígneas son conocidas como el Granito Mesteñas, en el distrito minero de Cananea, y el

Granito Aibó, en el área de Caborca, a los que se les asignó una edad Meso-Proterozoica que va de 1440 a 1100 M.a. respectivamente (Anderson y Silver 1978), además se incluyen a estos afloramientos anortosíticos del denominado Bloque Caborca objeto de este estudio, los cuales fueron datados por U-Pb (SHRIMP) en una edad de 1095 ± 30 M.a. (Espinoza et.al., 2003). Con base a lo anterior, se interpreta que las rocas anortosíticas intrusionan a las rocas paleo-proterozoicas y meso-proterozoicas tempranas, tal disposición no fue observada en el campo, pero debido a la relación en las edades no puede esperarse de otra forma.

El segundo conjunto, está representado por rocas sedimentarias tanto continentales como marinas neo-proterozoicas que ocurren en la porción de Caborca y que incluye a las formaciones Pitiquito y Gamuza (Longoria y Pérez, 1978), constituidas por dolomías con abundantes estromatolitos, areniscas de cuarzo, lutitas y calizas. Se tiene reportada una edad de 750 M.a. Para estas rocas sedimentarias la disposición estructural de las rocas anortosíticas cronológicamente más antiguas, con respecto a la secuencia sedimentaria neo-proterozoica es mediante contacto por falla normal de bajo ángulo. Es sin embargo importante agregar, que en el área del Rancho Aibo, el Granito Aibo de edad 1100 M.a., subyace a la secuencia sedimentaria neo-proterozoica por contacto erosional, lo cual indicaría que el granito sería el basamento cristalino sobre el cual descansa toda la secuencia sedimentaria. Se esperaría por lo tanto, que al ser las intrusiones anortosíticas cronológicamente contemporáneas al "Granito Aibo" la relación estructural y estratigrafía sería la misma en ambos casos, sin embargo esto no fue observado en el campo.

La siguiente unidad que presenta alguna relación con las intrusiones anortosíticas es el aluvión cuaternario, el cual obviamente cubre a las anortositas en las zonas de relleno y de bajo relieve.

GEOLOGIA DE LAS AREAS DE ESTUDIO

I Anortositas del Municipio de Pitiquito

A una distancia aproximada de 42 Km. en línea recta al sur del pueblo de Pitiquito, afloran dos cuerpos intrusivos anortosíticos separados uno del otro por una distancia aproximada de 3 km (Fig. 5). El afloramiento de menor dimensión y relativamente más al norte, se localiza a 5 Km. al NW del rancho San Agustín. El afloramiento consiste de un cuerpo continuo alargado de aproximadamente 1 km de longitud y 100 metros de ancho, en coordenadas UTM (411729E, 335575N; 412515E, 3356389N). A este cuerpo se le identifica como Anortosita **El Tecolote**, debido a que se encuentra en la margen sureste de los Cerros El Tecolote. El segundo cuerpo y más grande en dimensión superficial y relativamente más al sur, se encuentra exactamente a 2 km, al Oeste del Rancho San Agustín, a este cuerpo se le denomina como **Anortosita Llano Verde** por localizarse en la margen este de los Cerros Llano Verde, en ambos casos, los cuerpos presentan relieves bajos. Es importante mencionar, que estos dos cuerpos fueron ya anteriormente reportados por Koehnken en 1976 en su tesis de maestría.

Las dos intrusiones anortosíticas son topográficamente sobreyacidas en contacto por falla normal de bajo ángulo, por una secuencia de rocas sedimentarias mayormente carbonatadas de dolomías y calizas e intercaladas con lutitas, presumiblemente de edad precámbrica (Cooper y Arellano, 1946; Merriam, 1971; Eells, 1972; Longoria y Pérez, 1978; Stewart, 1978; Maytorena y Durazo, 1980, González 1979). El contacto entre las anortositas y las sobreyacientes rocas sedimentarias carbonatadas en el área de los Cerros el

Tecolote y Llano Verde ha sido reportado en la literatura como una falla de cabalgadura (Merriam, 1971; Eells, 1972; Kohenken, 1976; Maytorena y Durazo, 1980). Según la descripción de Merriam (1971) y siguiendo la definición de cabalgadura los cuerpos anortosíticos serían la porción de una capa cabalgante estructuralmente más alta de rocas meso-proterozoicas cristalinas. Lo anterior es incongruente, debido a que son las rocas sedimentarias más jóvenes las que sobreyacen a las anortositas, lo cual descarta por definición la cabalgadura.

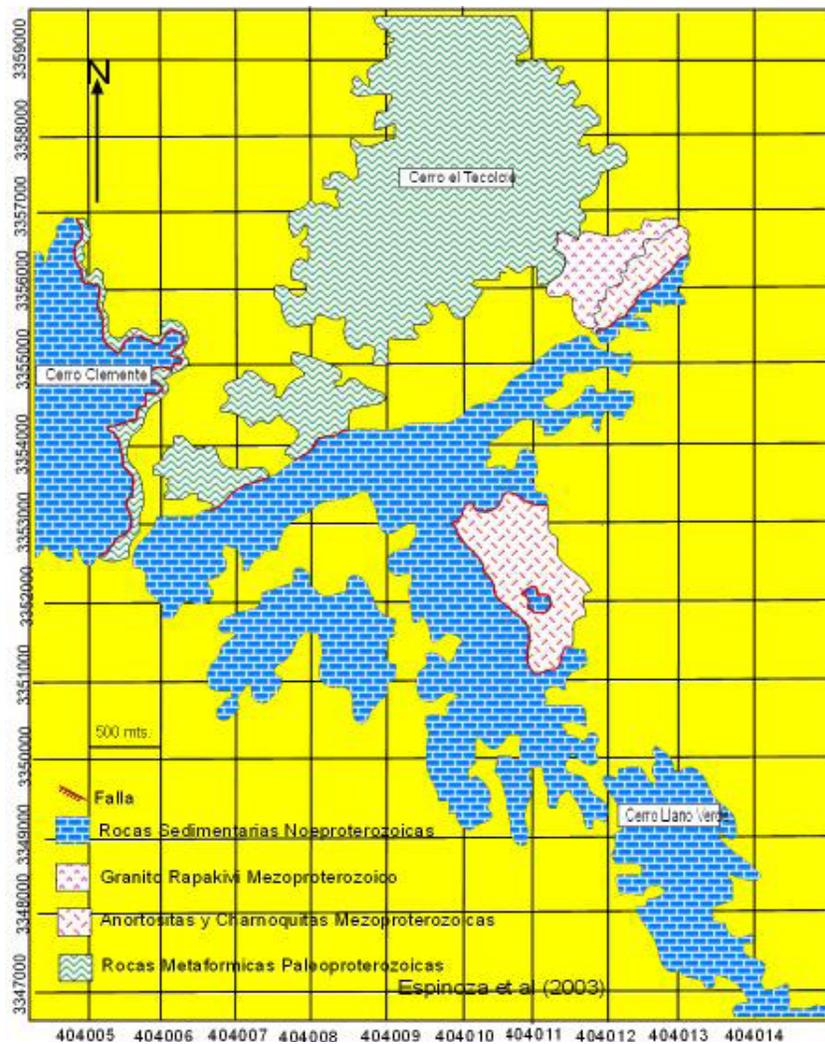


Fig. (5) Mapa geológico del área Tecolote y Llano Verde.

A una distancia aproximada de 20 Km. al NE del Rancho San Agustín, aflora otro cuerpo de anortosita de dimensión en superficie un tanto mayor a los cuerpos de los Cerros el Tecolote y Llano Verde. El intrusivo anortosítico, aflora en el lado Oeste del camino de terracería que comunica los ranchos Apenitas, Taconazo y San Antonio, el cual sigue una dirección Norte-Sur. En alusión al rancho El Taconazo, la anortosita en esta área se le nombra como **Anortosita El Taconazo**. Es importante apuntar, que los afloramientos anortosíticos de El Taconazo no habían sido reportados anteriormente y que es en este trabajo de tesis donde son reportados por primera vez. En trabajos previos a estas rocas se les había identificado erróneamente como rocas metamórficas y asignado una edad paleoproterozoica por correlación con las del Cerro El Tecolote y de la Sierra Santa Rosa, ubicada al Oeste y al Sur respectivamente. En este trabajo se ha demostrado que tanto la litología como la edad anteriormente asignadas son incorrectas.

En el área de El Taconazo, el afloramiento consiste de un solo cuerpo intrusivo alargado con una orientación paralela al camino N-S (Fig. 6). La dimensión longitudinal es de aproximadamente unos 7 kilómetros mientras que la transversal es de aproximadamente dos kilómetros. El afloramiento del intrusivo se pierde pendiente abajo al ser cubierto por el aluvión cuaternario en la zona de pie de monte. De esta área se colectaron un total de 12 muestras, a todas se les hicieron láminas delgadas y se les realizaron análisis químicos por óxidos mayores y a cuatro en conjunto por óxidos mayores y elementos trazas incluyendo (tierras raras).

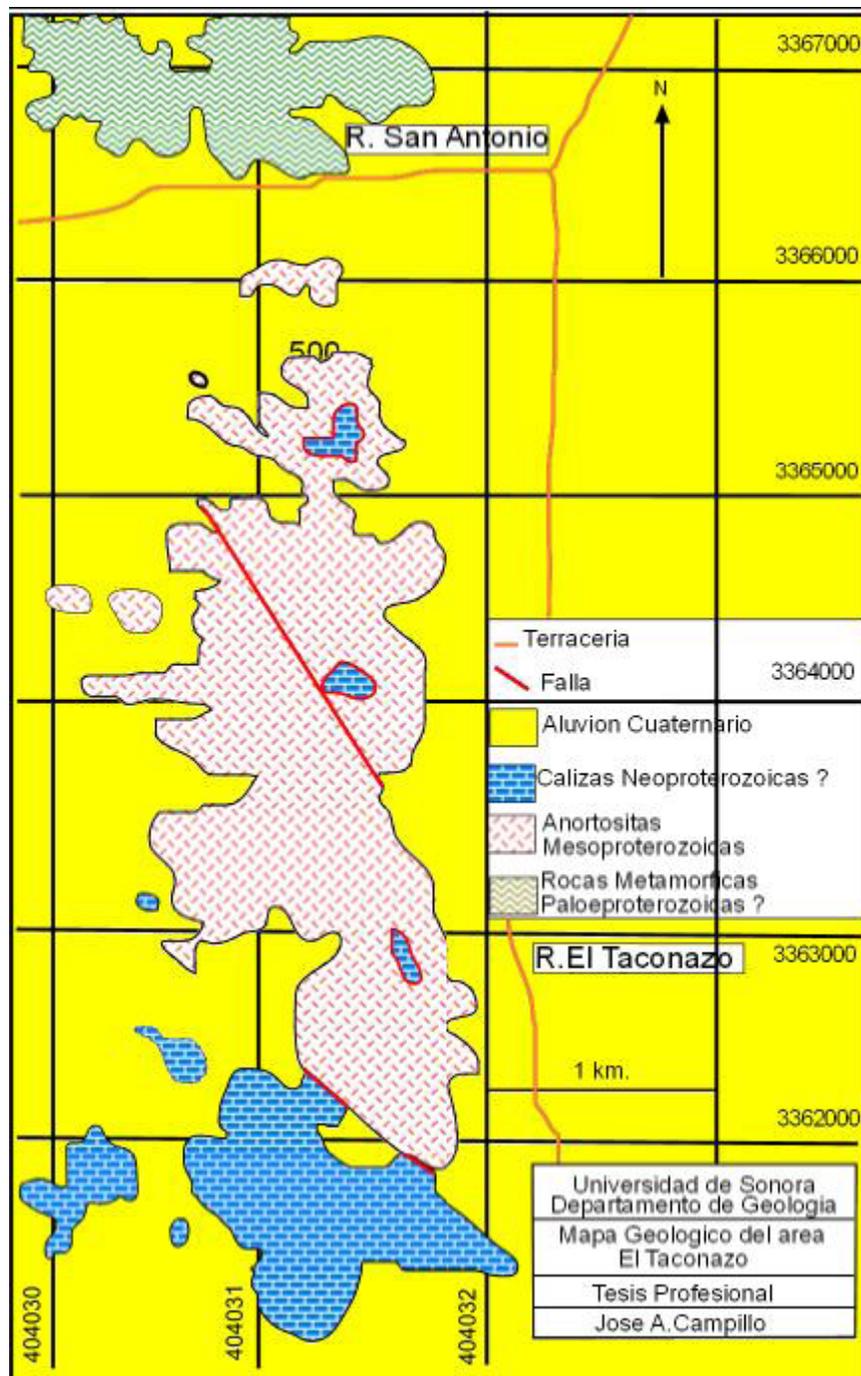


Fig. (6). Mapa Geológico del Área El Taconazo.

Al igual que en la zona de los Cerros Llano Verde y El Tecolote, la anortosita **El Taconazo**, está topográficamente sobreyacida por rocas sedimentarias carbonatadas de edad Precámbrica (Cooper y Arellano, 1946; Merriam, 1971; Eells, 1972; Longoria, 1978; Stewart, 1978; Maytorena y Durazo, 1980, González, 1979). En el área de los ranchos Apenitas-Taconazo-San Antonio se observan zonas de capas imbricadas y muy milonitizadas, foliadas y cizalladas tanto de las rocas anortositas mesoproterozoicas como de las rocas neo-proterozoicas sedimentarias, justo al contacto con las subyacentes rocas anortosíticas. Al igual que en los cerros Llano Verde y El Tecolote, la actitud de las capas así como la disposición topográfica de las rocas neo-proterozoicas carbonatadas es encima de las anortositas, indican que el contacto entre las anortositas y las rocas sedimentarias es claramente estructural. Sin embargo, la descripción anterior se contrapone con la argumentación de Merriam (1971), puesto que las evidencias de campo indican que las rocas carbonatadas sobreyacen en contacto por falla a las rocas anortosíticas; es decir, aparentemente las rocas carbonatadas están en contacto con las anortositas por una falla normal de bajo ángulo. Lo anterior de confirmarse, entonces la capa estructuralmente más alta sería en realidad un *klipe* de rocas carbonatadas y las rocas anortosíticas serían una ventana en las rocas carbonatadas, lo cual descarta de nuevo la cabalgadura.

Como se explicó anteriormente debido a que las anortositas se originan por acumulación de cristales de plagioclasa (de allí se deriva el término textural (*cumulate texture*), estas al ascender a niveles menos profundos en la corteza, lo hacen en forma diapírica. Lo anterior explica la ausencia de zonas o aureolas de metamorfismo de contacto alrededor de los complejos anortosíticos, puesto que su intrusión a niveles menos profundos en la corteza fue en forma cristalina o solidificada. Es por eso, que en ninguna de las intrusiones (El

Tecolote, Llano Verde, El Taconazo, Sierra Prieta), se ven evidencias o rasgos de metamorfismo de contacto. La excepción a la regla anterior, sería en el área de las montañas *Adirondike* en el Estado de Nueva York, E.U.A, donde se reporta una aureola de metamorfismo de contacto alrededor de las intrusiones anortosíticas.

En ninguna de las intrusiones anortosíticas El Tecolote y Llano Verde, se ven algún rasgo de estratificación ígnea (*layering intrusión*). En general se pueden observar dentro de los dos cuerpos anortosíticos, zonas que se distinguen por variaciones en tamaño de grano (grano fino a muy grueso), variaciones mineralógicas (máficos >10%) a zonas más gabroicas, pero todas ellas sin presentar un arreglo o tendencia determinada, siendo un comportamiento totalmente aleatorio. Ambos cuerpos están atravesados por series de dique de espesores pequeños, sin llegar al medio metro. Estos diques son de tonos oscuros de coloración verde y gris, en lámina delgada se puede observar alteración de clorita y sericita sobre los minerales primarios hornblenda y plagioclasa; la textura es mayormente de grano fino. La dirección preferencial de estos diques es aproximadamente 35NE.

En general en la anortosita El Taconazo, el cuerpo mineralógicamente gradúa de rocas claramente anortosíticas en el sur (plagioclasas >90%), que en el afloramiento muestran variaciones de tonalidades blancas, gris claro y gris verdoso, donde se pueden ver claramente los fenocristales y megacristales de plagioclasa, que en algunas partes se puede ver fácilmente la macla de Carlsbad; hacia el norte a gabros (minerales máficos >50%) con coloraciones de verde muy oscuro, donde se pueden observar megacristales alargados prismáticos de piroxeno. Esta característica no se observa en El Tecolote y Llano Verde. El contacto hacia el norte es con rocas metamórficas paleo-proterozoicas del Complejo Metamórfico Bámori, este no fue observado debido a que está cubierto por una capa de

aluvión cuaternario. Se trató de determinar el contacto mediante secciones de magnetometría, pero no fue posible, debido a que perturba un tubo metálico que transporta agua y que se encuentra colocado exactamente en el valle siguiendo la traza del posible contacto a profundidad. Pero obviamente, al ser estas más jóvenes se asume que es por intrusión.

Los intrusivos de las áreas de Sierra Prieta, Cerros Tecolote y Llano Verde, aunque en forma global los intrusivos muestran variaciones mineralógicas y texturales, las cuales llevan a variaciones petrográficas, estas no evidencian o no muestran una tendencia clara de estratificación ígnea (*layering intrusión*), las variaciones son irregulares. Tampoco se pueden ver zonas de borde de intrusión donde el enfriamiento pudiese haber sido más rápido y pudiéramos encontrar grano más fino de cristales. A diferencia de los cuerpos de los Cerros El Tecolote y Llano Verde donde se pueden observar pequeños y discontinuos diques de color gris oscuro, estos no están presentes en el cuerpo anortosítico de El Taconazo, el cual se encuentra aproximadamente a 20 km. al SW de los primeros. Tampoco se observan las intrusiones graníticas de textura *rapakivi* que sí están presentes en El Tecolote-Llano Verde. Otra gran diferencia, es que en esta área donde se conservan más claramente las características ígneas (mineralógicas y texturales) originales es decir, los efectos de metamorfismo, tectonismo (cizallamiento, esquistosidad, foliación) y alteración posteriores a la intrusión están ausentes. Por lo tanto es el área ideal para hacer un estudio petrográfico y petrogenético a detalle.

En lo que respecta a las características petrográficas (mineralógicas y texturales) tanto en el campo como en sección delgada, estas son las mismas que se observan en las intrusiones de Sierra Prieta, El Tecolote y Llano Verde, con la excepción de que es en esta

zona donde se encuentran mejor conservadas. Algo digno de resaltar, es que las anortositas de El Taconazo no se habían reportado antes, este es el primer reporte sobre las características mineralógicas y geoquímicas de las anortositas de los ranchos Apenitas-Taconazo-San Antonio, lo cual las hace muy atractivas para estudios científicos posteriores.

Anortositas de la Sierra Prieta, Municipio de Puerto Peñasco.

Otra intrusión anortosítica aflora en el área conocida como Sierra Prieta, la cual se localiza a 7 km al Este de lo que antes fue la estación del ferrocarril Almejas, así como de la carretera que une a la ciudad de Caborca con Puerto Peñasco. La Sierra Prieta tiene una longitud aproximada de 6.4 km y un ancho en promedio de 700 metros, y longitudinalmente tiene una orientación hacia el NW (Fig.7, a, b). El acceso a la parte más al sur de la Sierra puede hacerse mediante vehículo con tracción simple, sin embargo para llegar a la parte norte es imprescindible vehículo con doble tracción (4x4) o en su defecto cuatrimoto, debido a que la sierra se encuentra rodeada de dunas en todas direcciones, lo cual hace demasiado difícil el acceso. Este cuerpo anortosítico también fue reportado por Koehnken en 1976 en su tesis de maestría. Sin embargo, como un resultado del presente trabajo se determinó que la extensión en área superficial de los afloramientos de las rocas anortosíticas del área de Sierra Prieta, es por lo menos un 50% mayor que el área mapeada y reportada por Koehnken en 1976. Los afloramientos se extienden por lo menos unos 3 km, más al NW.

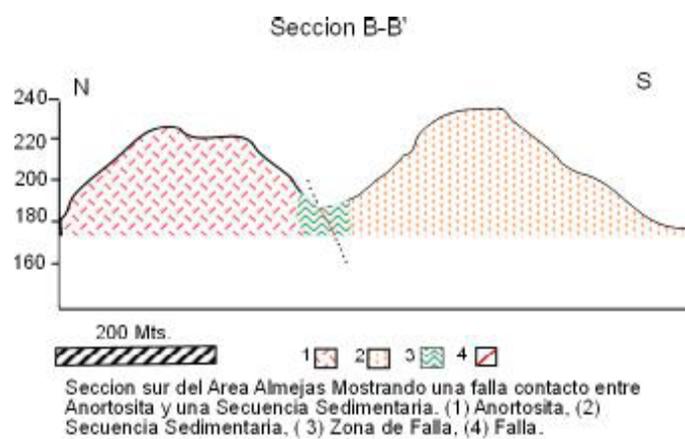
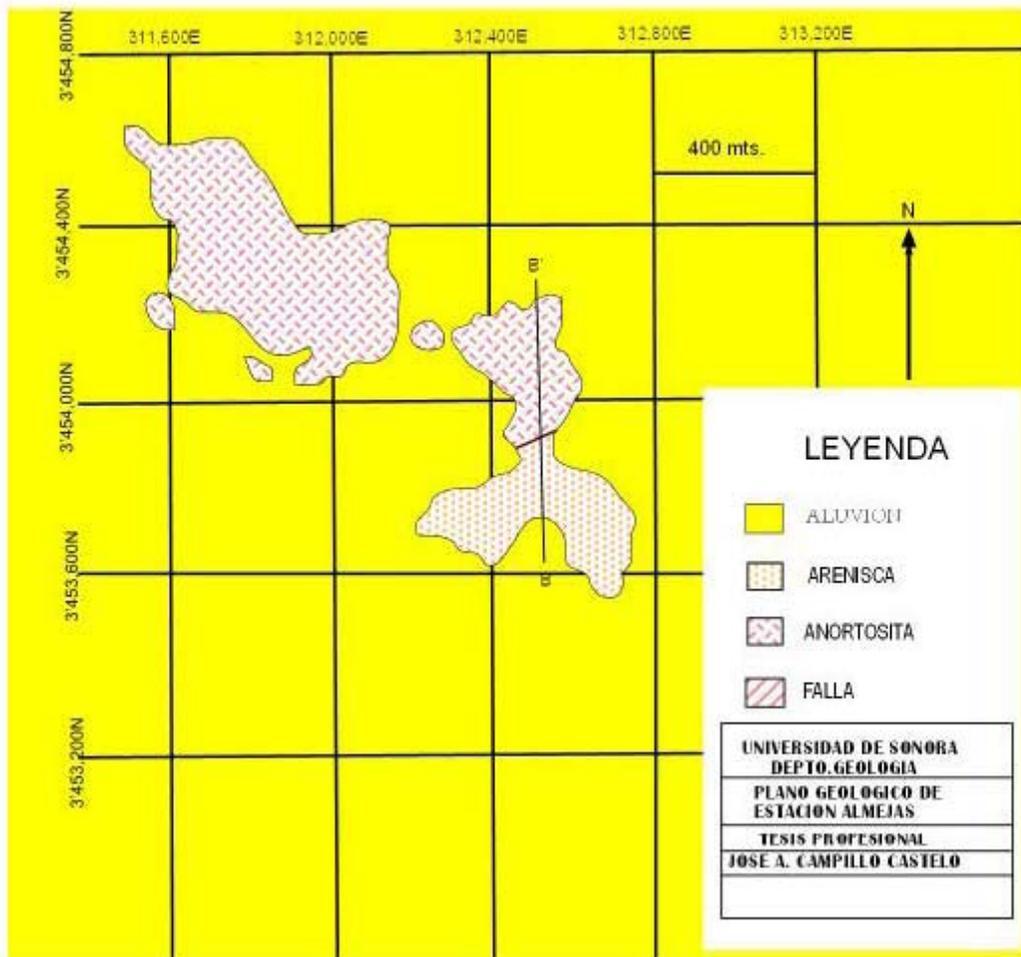


Fig. 7. (a) Mapa Geológico del Área sur de Almejas y Sección Geológica.

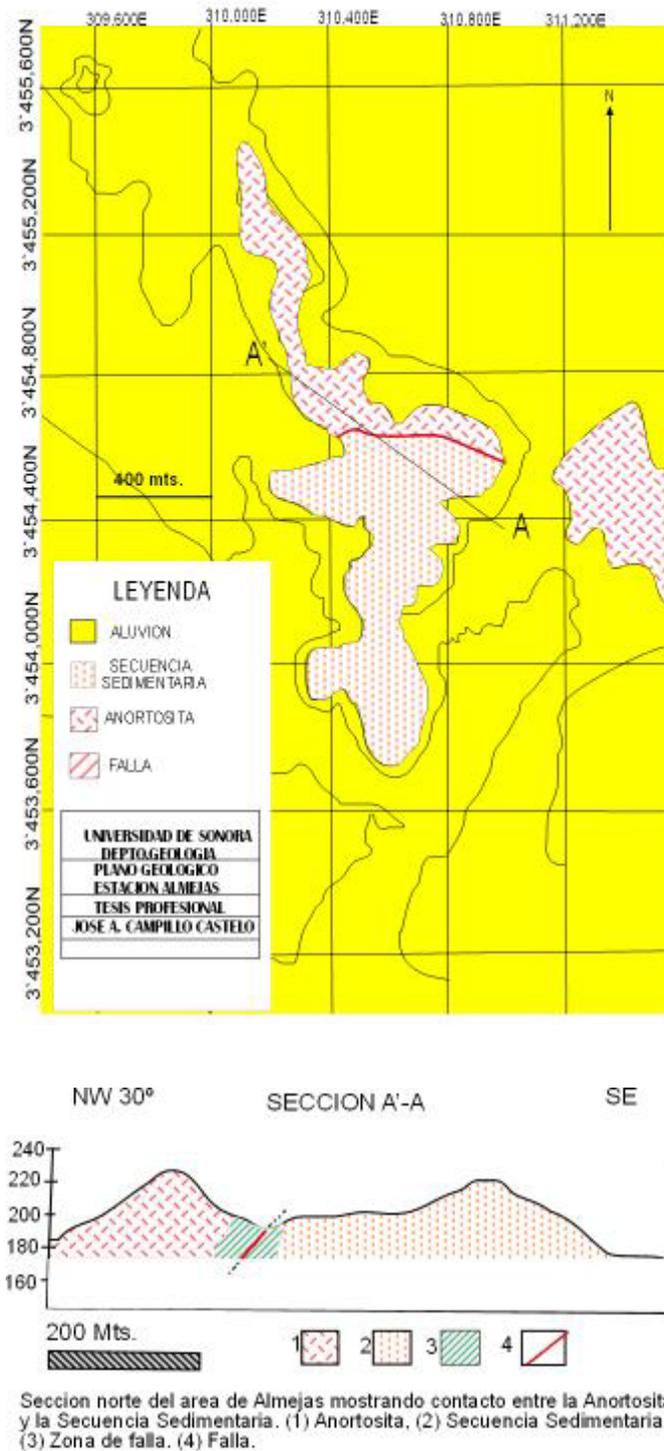


Fig. (7.b). Mapa Geológico del Área Norte de Almejas y Sección Geológica.

A diferencia de los afloramientos del municipio de Pitiquito, las anortositas en esta área se encuentran muy tectonizadas (cizalladas y foliadas). Los afloramientos anortosíticos son fácilmente distinguibles en el campo por sus contrastantes tonalidades oscuras de verde y gris, con respecto a los tonos claros de una secuencia de rocas sedimentarias detríticas y las dunas que rodean los afloramientos anortosíticos. Puede decirse que la tonalidad de las anortositas en esta área es un tanto más oscura que las de Pitiquito. Las anortositas están en contacto por falla normal de bajo ángulo con las rocas sedimentarias detríticas. No existe en la literatura ninguna información sobre la edad de las rocas sedimentarias, por lo cual no se puede hacer ninguna correlación ni estratigráfica ni litológica.

Comparativamente las anortositas de Sierra Prieta y Pitiquito, comparten las mismas características petrológicas, mineralógicas y texturales. En general presentan una fase cumulada, predominantemente de cristales en su mayoría anhedrales de plagioclasa, que en lámina delgada muestran macla polisintética y una composición que varía en un rango de An_{50} - An_{57} (labradorita). La alteración predominante de las plagioclasas es sericita, clorita, epidota y calcita. La composición de las plagioclasas fue determinada aplicando el método de Michel-Levy y comprobada mediante análisis con microscopio electrónico de barrido (SEM). La fase *intercumulus* esta principalmente integrada por cristales de piroxeno de formas muy irregulares, minerales opacos como ilmenita y titanita, así como cuarzo primario. Los minerales de piroxeno en su mayoría están remplazados por una mezcla de epidota, clorita, anfíbol, calcita y en menor cantidad hematita y magnetita.

En afloramiento, las rocas aparentan una condición fresca y se alcanzan apreciar a simple vista la macla de Carsbald en las plagioclasas, pero en lámina delgada se muestra el alto grado de alteración en que se encuentran estas rocas, se puede observar que las

plagioclasas están en algunos casos completamente remplazadas por sericita. Así como en las anortositas de Pitiquito, se pueden apreciar zonas o manchas gabroicas con textura granular muy gruesa, casi pegmatítica con megacristales prismáticos de piroxeno de hasta 8 cm de largo. Estas zonas se pierden gradualmente hasta convertirse a anortositas en el sentido estricto. Una particularidad de las anortositas de la Sierra Prieta, es que en este lugar se encontraron los especímenes más grandes de plagioclasa, los cuales llegan a alcanzar dimensiones de hasta 15 cm (ver fotos), esta particularidad no se observa en las anortositas de Pitiquito.

Se puede observar en algunas zonas de la anortosita de la Sierra Prieta, el desarrollo de una fuerte esquistosidad, con la presencia de una asociación mineralógica de clorita-cuarzo-epidota-albita, asociación mineralógica característica de facies de esquistos verdes en metamorfismo regional de bajo grado. En estas zonas la textura es muy fina, la roca presenta coloraciones café y verde en tonos oscuros. Dada la condición de que estas zonas de esquistosidad no están ampliamente distribuidas y, de que ocurren en asociación con anortositas no deformadas, se puede interpretar que no es resultado de algún evento de metamorfismo regional, sino más bien originadas por eventos muy locales de deformación, asociado principalmente a fallas y a la migración de fluidos hidrotermales a través de ellas. Es importante mencionar que a 15 km al noroeste de los afloramientos anortosíticos, específicamente en la Sierra Pinta, afloran rocas metamórficas, las cuales fueron reportadas por Elizabeth Araux Sánchez en su tesis de Maestría (2000), en su descripción argumenta que son rocas de metamorfismo regional de las facies de esquistos verdes y anfibolita. Estas zonas locales de esquistosidad, están ausentes en las anortositas de Pitiquito.

A. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS ANORTOSÍTICAS

Se colectaron un total de 30 muestras de rocas anortosíticas del área de los Cerros El Tecolote y El Cerro Llano Verde, de las cuales 18 fueron analizadas petrográficamente, de estas últimas 6 fueron seleccionadas para análisis químicos por elementos mayores y trazas (incluyendo tierras raras). Del total inicial de muestras no se utilizaron 12, debido a que estas presentan un grado muy avanzado de alteración y por tal motivo no aportan ninguna información significativa mineralógica y química útil para este estudio. En la tabla 1, se reporta la descripción mineralógica modal, así como su composición química. Las rocas descritas por su mineralogía modal, también fueron descritas por conteo de puntos (utilizando el programa *Imaje J*), tanto en muestra de mano como en sección delgada. El resultado de conteo de puntos fue utilizado para determinar el porcentaje de los minerales mayoritarios en las rocas. El nombre de las rocas fue asignado en bases a la mineralogía modal obtenida por el conteo de puntos. Una roca anortositica es estrictamente una roca que contiene más del 90% de plagioclasas en un rango de composición de labradorita a anortita.

En afloramiento, tanto las anortositas de los Cerros El Tecolote como la del Rancho San Agustín, consisten de anortositas y gabros anortosíticos variando en color de blanco a blanco-verdoso para las anortositas y colores verde claro a oscuro para las anortositas gabroicas. La terminología utilizada para anortositas en descripción de campo son aquellas rocas que contienen un porcentaje de minerales oscuros en un rango de 5 a 10 %; en el caso de los gabros anortosíticos, el contenido de minerales oscuros varía en un rango de 22 a

35% (Isachsen, 1969). La textura observada en muestra de mano es la típica de una anortosita, consistiendo de una textura cumulada fanerítica gruesa, integrada por cristales subhedrales a anhedrales gris a verde-claro a blanco de plagioclasa mayormente labradorita representando el *cumulus*; además de pequeñas cantidades intersticiales de cristales irregulares a prismáticos alargados de piroxeno (Cpx y Opx), que representaría el *intercumulos*. También se pueden observar como parte del intercumulos a minerales opacos, óxidos de hierro y titanio, cuarzo y zircón como minerales accesorios.

B. DESCRIPCION DE LAS FASES MINERALES

i) PLAGIOCLASA

Es la fase mineral más abundante, se presenta en forma de cristales tabulares de hasta 20 cm de largo y de formas irregulares alcanzando, dimensiones de hasta 10 cm Fig. (8a y 8b). En lámina delgada despliegan la macla simple y polisintética de las variedades de albita y periclina, la cual fue utilizada para el análisis utilizando el método de Michel Levy y determinar así empíricamente el tipo de plagioclasa, resultado confirmado después mediante análisis químico semicuantitativo utilizando microscopio electrónico de barrido (SEM) del Departamento de Polímeros y Materiales. La composición de la plagioclasa varía de An_{33} a An_{67} , sin embargo la mayoría de los cristales se concentran en un rango de An_{50} a An_{60} . El zoneamiento en los cristales de plagioclasa no se presenta (Fig. 8a y 8b). La mayoría de los cristales de plagioclasa presentan alteración sericítica total o parcial, debido al fallamiento en las intrusiones anortosíticas y algunos casos el cristal ha sido totalmente remplazado por sericita y solo se observan los restos del mineral original. Algunos cristales

de plagioclasa presentan fracturas, las cuales han sido rellenadas por mezclas de cristales muy finos de calcita, epidota y sericita.



Figura 8a. Megacristal de plagioclasa de 10 cm. en longitud transversal en un gabro anortosítico colectado en el área de Sierra Prieta, Puerto Peñasco, Sonora. Se ha argumentado que la condición para que se desarrollen cristales tan grandes es en ambientes bastante profundos.



Figura 8b. Megacristal de plagioclasa de 10 cm. Longitudinal en un gabro anortosítico colectado en el área de Sierra Prieta, Puerto Peñasco, Sonora. Se puede apreciar la típica textura cumulada de las rocas anortosíticas, vemos cristales de plagioclasa en la fase *cumulus* y piroxenos y óxidos de Fe-Ti (ilmenita, titanomagnetita) en la fase intercumulus.

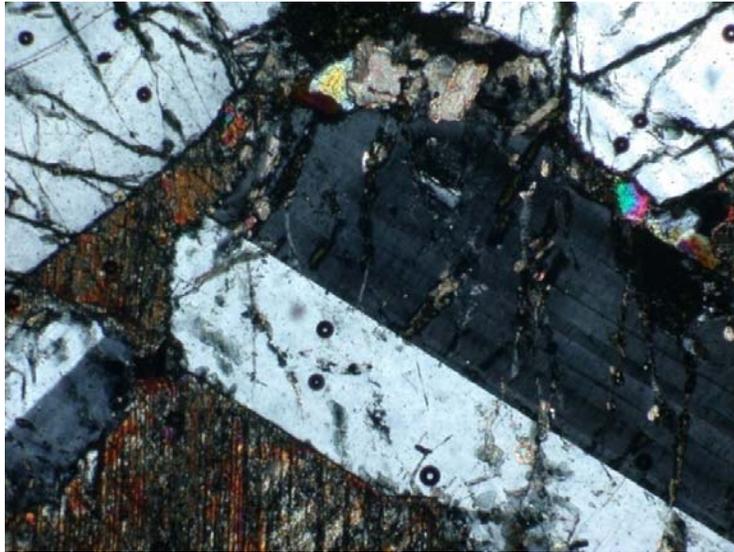


Figura 9a. Fotomicrografía (5x) en luz polarizada. Aquí se pueden observar los cristales de plagioclasa (*cumulus*) rodeados por piroxeno (*intercumulus*). También se pueden observar (como es el caso) totalmente remplazados por anfíbol pleocroico con cloraciones de verde pálido, verde olivo y café pálido, además de clorita y calcita.

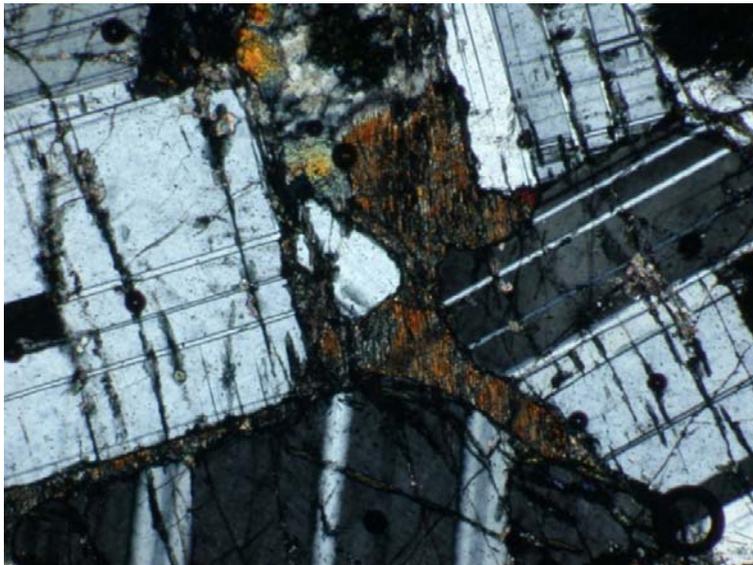


Figura 9b. Fotomicrografía (5x) en luz polarizada. Aquí se pueden observar los cristales de plagioclasa (*cumulus*) rodeados por material *intercumulus* compuesto por cristales relictos de piroxeno remplazados por anfíbol y calcita secundaria.

Además de la alteración sericítica, también se puede observar alteración por clorita de la variedad peninita, que en lámina delgada con nicols cruzados muestra el clásico pleocroísmo ondulante azul de este mineral. En afloramiento, la alteración clorítica es fácilmente identificable debido a que esta alteración aporta una coloración verde claro a las anortositas.

Una característica particular de los afloramientos de anortositas gabroicas del rancho San Agustín, es la presencia de alteración en forma de manchas circulares variando en color de púrpura a gris oscuro y café, una gran cantidad de estas manchas oscuras ocurren en pequeñas vetas del mismo material; en estas áreas los cristales de plagioclasa llegan a estar substancialmente remplazados por este componente mineral. Posiblemente la coloración púrpura oscura de este material puede derivarse de pequeños cristales de hierro y titanio. La distribución penetrante de este tipo de alteración puede indicar una relación implícita con la composición de la roca así como la relación a una alteración del tipo deutérico.

La descripción que hizo (Smith, 1964) argumenta que esta alteración está restringida a plagioclasas de composición intermedia (andesina-labradorita), relacionada a condiciones de alta temperatura donde permanece la plagioclasa por largo tiempo en presencia de volátiles (principalmente agua) con contenido de hierro y titanio. Según lo reportado en la literatura por otros autores, aparentemente este tipo de alteración no es rara en rocas anortosíticas, puesto que ya se reportado en Oslo, Provincia *Grenville* en Canadá y en Groenlandia. Los datos geoquímicos de las rocas anortosíticas del área del rancho San Agustín revelan altas concentraciones de hierro total y titanio.

ii) PIROXENO

En la gran mayoría, los piroxenos han sido alterados por clorita, su identificación en estos casos solo ha sido por comparación por su hábito con el reducido número de cristales frescos. En muestra de mano, los piroxenos se observan en forma de cristales prismáticos alargados presentando tonalidades oscuras de azul y verde. Su ocurrencia es principalmente en fase intersticial (*intercumulus*) entre cristales de plagioclasa (*cumulus*) y forman de manchas de aglomeraciones de cristales con dimensiones que varían de 10 mm hasta 5 cm. En sección delgada se observa preferentemente anhedral, en forma de granos sub-ópticos alargados muy irregulares y ópticamente continuos (Fig. 10a, 10b, 10c, 10d). Esta forma de presentarse revela el carácter intercumulos del piroxeno. Se observa que la fase piroxeno está presente tanto en ortopiroxeno como clinopiroxeno. Dada la condición de que la mayoría de los cristales de piroxeno están casi completamente alterados, es muy difícil determinar la proporción entre clinopiroxeno y ortopiroxeno, ya sea en muestras individuales o en todo el afloramiento. Sin ser concluyente debido a la falta de información, aparentemente la fase clinopiroxeno es más abundante y a priori se puede observar que el ortopiroxeno es más susceptible a la alteración, lo cual podría reducir su presencia en la roca. Un gran número de reportes bibliográficos indican que en la mayoría de las anortositas el clinopiroxeno es augita con variaciones a salita y el ortopiroxeno enstatita y en menor proporción ferrosilita. El clinopiroxeno presenta coloraciones de verde claro, café claro y en menor proporción incoloro; mientras que el ortopiroxeno es casi exclusivamente café claro a incoloro en sección delgada.

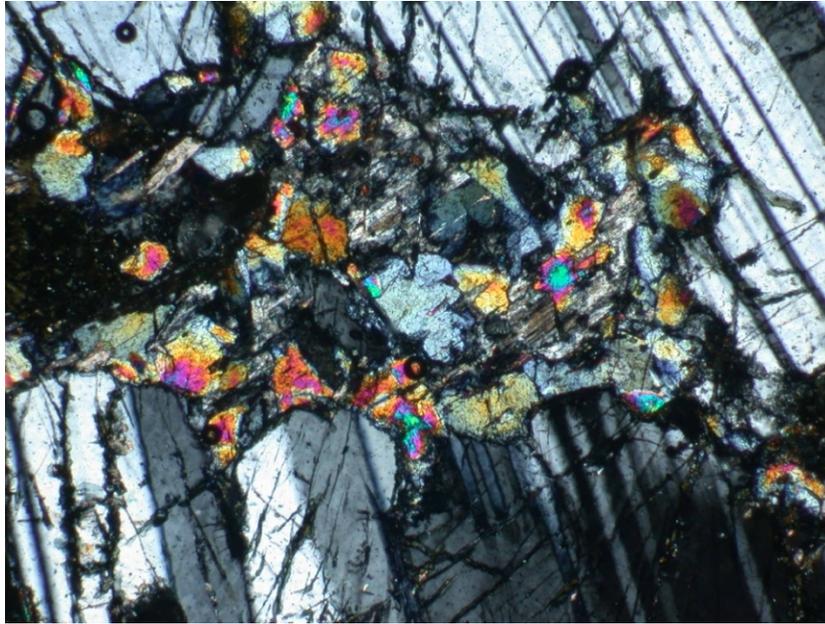


Figura 10a. Fotomicrografía (5x) en luz polarizada. Cristales de piroxeno como material *intercumulus* todavía parcialmente bien preservados.

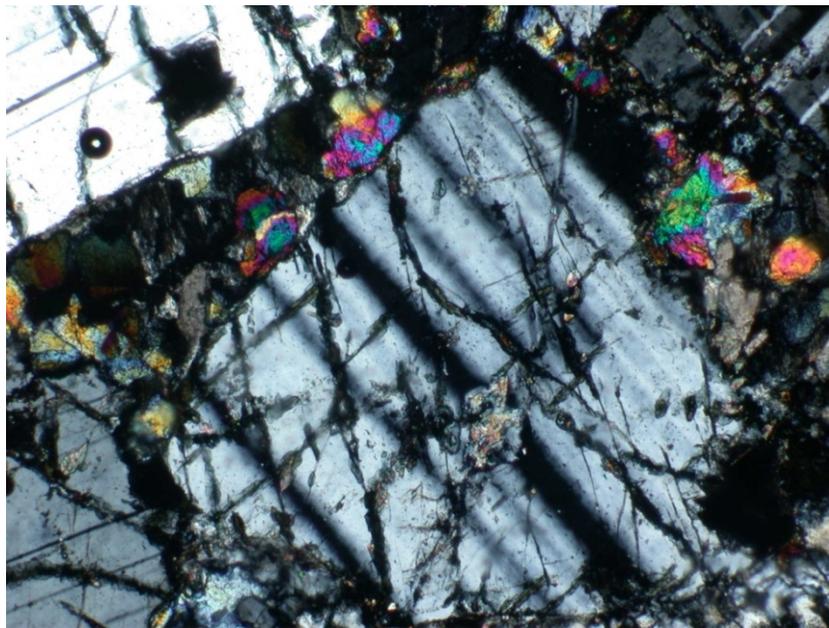


Figura 10b. Fotomicrografía (5x) en luz polarizada. Cristales *intercumulus* de piroxeno todavía parcialmente bien preservados.

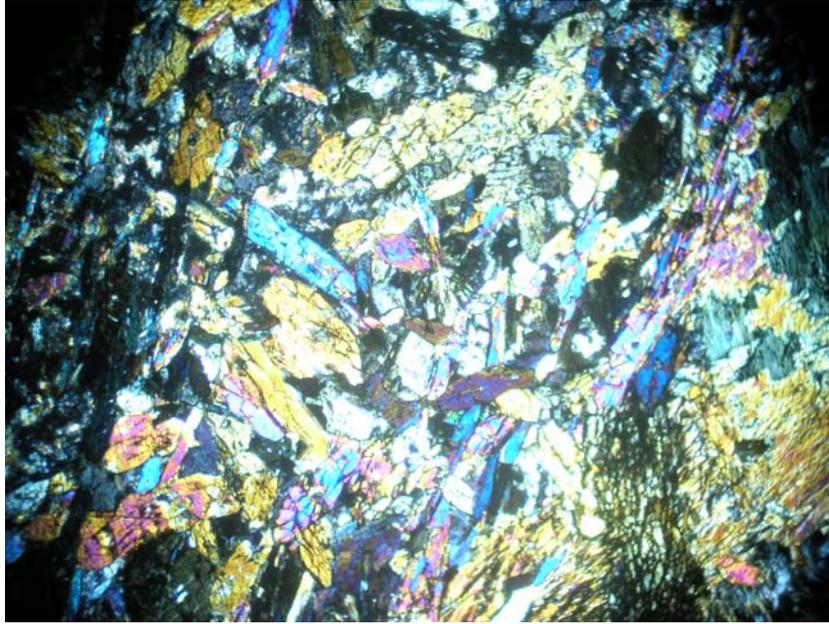


Figura 10c. Fotomicrografía (4x) de gabro de piroxeno del área de El Taconazo en luz polarizada.

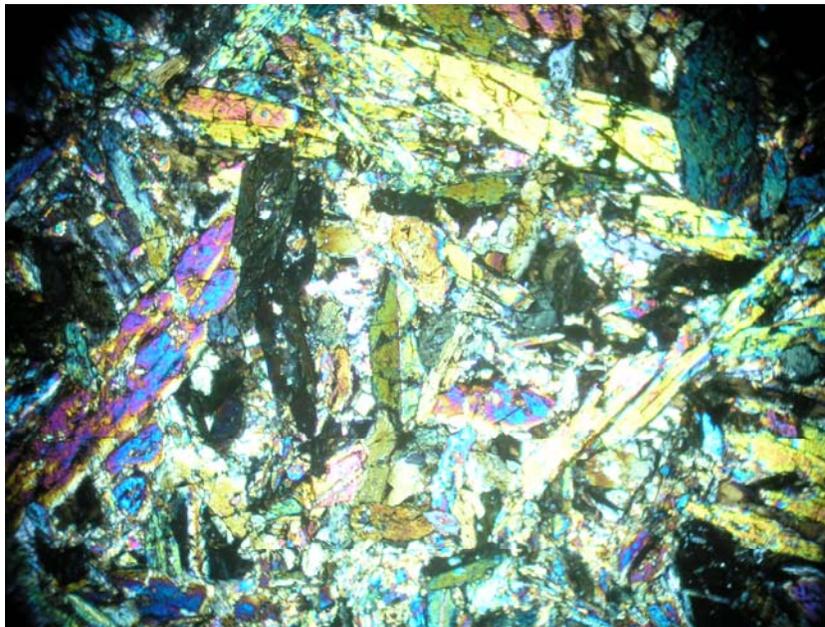


Figura 10d. Fotomicrografía (4x) de gabro de piroxeno del área de El Taconazo en Luz polarizada.

La mayoría de los piroxenos, en general clinopiroxeno y ortopiroxeno, presentan abundantes rasgos de exsolución en forma de bandas, burbujas o formas lamelares alargadas, proceso termodinámico conocido como textura partitiva y/o antipretítica, según sea el caso. El proceso ocurre debido a que a baja temperatura la solución sólida se pierde y una de las fases exsolve en la otra. La coexistencia de enstatita y augita en la mayoría de las anortositas, ha llevado a los investigadores a sugerir una temperatura de cristalización de alrededor de los 1200 °C. La paragénesis de alteración en los piroxenos incluye; clorita, hematita, magnetita, calcita, antigorita, epidota, posiblemente talco y uralita.

iii) MINERALES OPACOS

Los óxidos de Fe-Ti son fases menores y/o constituyentes accesorios en las anortositas. En el área del rancho San Agustín se pueden observar algunas zonas (menores del metro en espesor) enriquecidas en estos minerales, principalmente ilmenita (Fig. 11a, 11b). El comportamiento de estas acumulaciones de óxidos de hierro es desaparecer gradualmente hacia los bordes, hasta convertirse completamente en anortositas. La ocurrencia más común de los minerales opacos es en forma de cristales irregulares como intercúmulo entre los cristales de plagioclasa acompañando al piroxeno, donde en su mayoría es magnetita. La presencia del mineral ilmenita en muestra de mano se puede en algunos casos determinar por el color púrpura y débil magnetismo que la mayoría de las fases opacas presentan.

Los minerales opacos en sección delgada muestran algunas características importantes. Los granos varían en tamaño de 0.05 a 2.5 mm. En casos excepcionales

alcanzan hasta 5 mm. La magnetita presenta colores metálicos brillantes negros y azul oscuro en luz reflejada, acompañada de colores café rojizo atribuida a la presencia de hematita, así como la presencia de clorita café que puede estar total o parcialmente alterando al mineral opaco original.

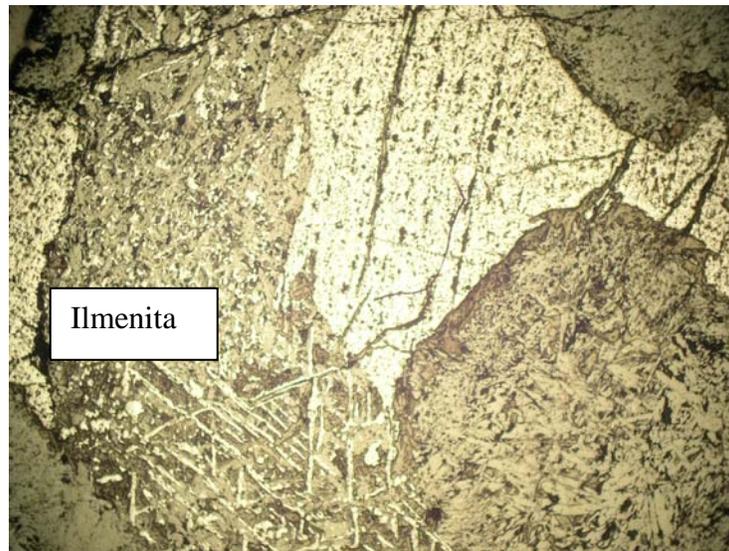


Fig.11a. Fotomicrografía (4x) en luz reflejada. Mostrando Ilmenita

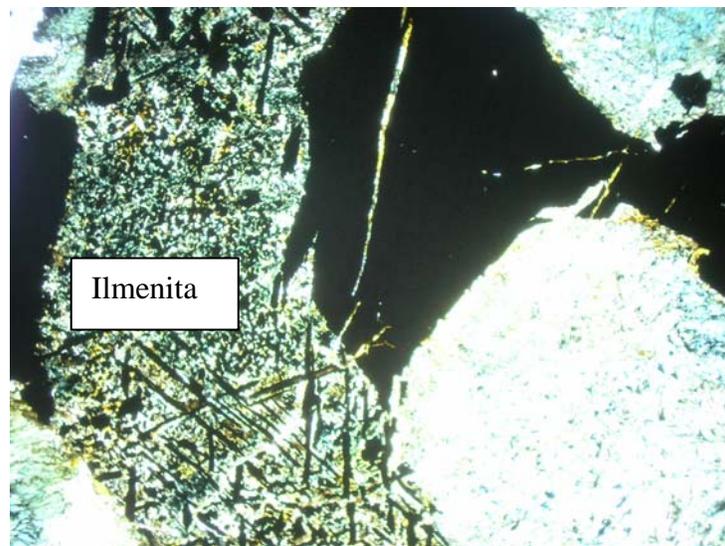


Fig.11b. Misma sección pero en luz transmitida.

Debido a que la clorita se desarrolla en presencia de fluidos hidratados, puede asumirse que esta alteración está ligada a un proceso hidrotermal. Las coloraciones amarillas o blancas en la ilmenita podrían indicar la presencia de un tipo particular de alteración no identificada en este trabajo. Ciertos autores (Budington and Lindsley, 1964) consideran que la mayoría del TiO_2 proviene del mineral primario titanomagnetita en la forma de ulvoespinela (Fe_2TiO_4) en vez de la ilmenita. En condiciones no-reductoras donde la fase volátil (principalmente agua) es más abundante que los minerales de hierro ferroso, mucho del Fe_2TiO_4 es convertido a ilmenita y magnetita, este último apareciendo como exsolución en el mineral huésped. Este proceso puede derivar en la presencia de granos lamelares de exsolución de magnetita e ilmenita en las fases originales de titanomagnetita habiendo alcanzado un enfriamiento avanzado. Como se anotó anteriormente, los granos de ilmenita son de formas irregulares y muestran tonos púrpura en luz reflejada, presentando diferentes grados de alteración de total a parcial, la cual se manifiesta en coloraciones amarillas y blancas.

iv) CUARZO

El cuarzo está presente en algunas zonas de los intrusivos anortosíticos. El mineral se presenta en forma irregular, ópticamente con extinción bien marcada, ocurriendo en menor cantidad en forma intersticial en los cristales de plagioclasa al igual que los piroxenos. El cuarzo sin embargo ocurre dimensionalmente en tamaños más pequeños que las otras fases minerales.

v) CONSTITUYENTES MENORES Y DE ALTERACION

Algunas muestras indican la presencia de minerales adicionales a los descritos anteriormente, a los cuales puede considerárseles excepcionales, entre ellos se tienen al apatito, que ocurre en cristales prismáticos irregulares euhedrales a anhedrales. Su distribución no es homogénea, puesto que no en todas las muestras se le pudo observar. El mineral epidota (clinozoicita) se puede observar en una pequeña zona en el área de los Cerros El Tecolote. Otro mineral en muy baja proporción es el zircón, aunque la abundancia es muy baja, su presencia es esencialmente importante debido que fue utilizado para la datación geocronológica por el método de U-Pb. Como alteración de los piroxenos se tiene a anfíboles color café oscuro como se ve en la (Fig.12 a, 12b)

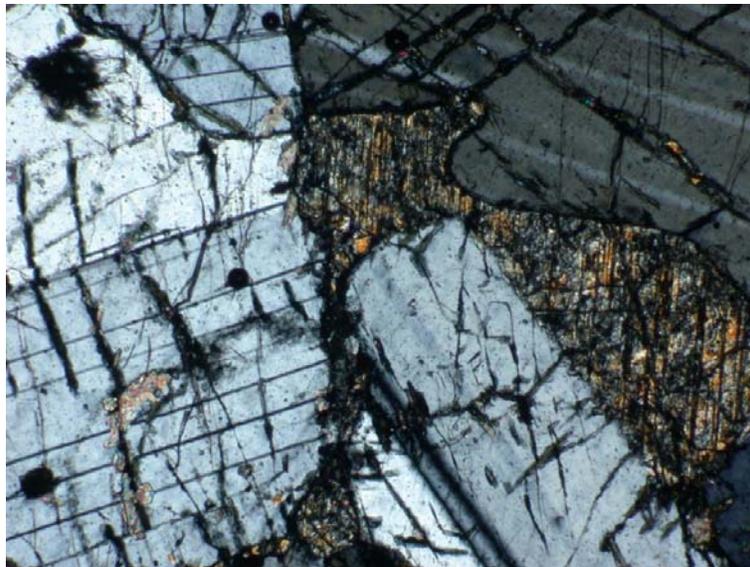


Figura.12a. Fotomicrografía (5x). *Intercumulos* de piroxeno totalmente remplazados por anfíbol.

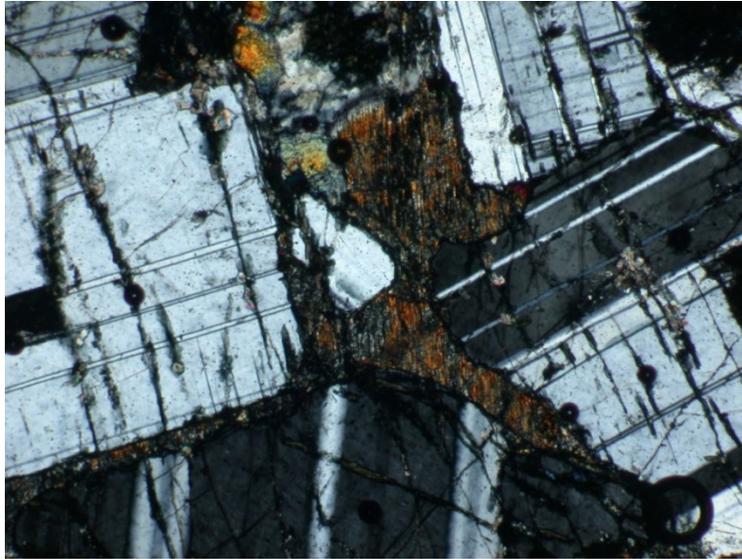


Figura 12b. Fotomicrografía (5x). Anfíbol pleocroico reemplaza totalmente a material *intercumulus* de piroxeno.

C. RELACIONES TEXTURALES

En las cuatro áreas de estudio se observa una consistencia en la mineralogía modal de las rocas, lo que hace que en lo general por volumen predominen las anortositas gabroicas es decir con un porcentaje menor al 90% de plagioclasas. Sin embargo la presencia de anortositas es la que sigue en proporción de volumen, teniéndose los ejemplares de rocas realmente anortositas en la Sierra Prieta donde se pueden ver afloramientos con un porcentaje de plagioclasas que llega a ser de hasta un 98%. También se tienen en proporción gabros anortosíticos, así como gabros máficos en el sentido estricto. Aun se puede observar claramente la textura original en la mayoría de los afloramientos, en los cuales se muestra la naturaleza cumulada de las rocas, teniendo a la plagioclasa como fase cumulada y al resto de los minerales como *intercumulos*.

En general las rocas son equigranulares y el tamaño varía de grano medio de (3 a 4 mm), a grano grueso (1 a 3 cm), aunque se pueden observar ejemplares con plagioclasa de hasta 14 cm de largo. (Fig. 13 y 14) Utilizando la terminología de Winter (2003), la textura varía de mesocumulada (*mesocumulate*) a adcumulada (*adcumulate*), predominando la primera, siendo la plagioclasa la única fase cúmulos. En ninguna de las áreas de estudio se observó alguna disposición o tendencia a estratificación en la mineralogía de las rocas. En ninguna de las muestras colectadas se observó algún zoneamiento en las plagioclasa, su composición varía de labradorita a bitownita en todas las áreas, una composición asombrosamente homogénea, negándose así rotundamente la intervención de algún proceso de diferenciación en la cristalización de estas rocas.



Fig. 13. Foto del afloramiento donde se observa la textura gruesa, los cristales de plagioclasa se observan tabulares con variedad de tamaño y sin tendencia a estratificación, Área de Almejas, Puerto Peñasco.



Fig. 14. También del área de Almejas. Donde se observa de igual manera la textura gruesa, con los cristales acomodados en forma aleatoria.

En la (Fig. 15) se muestra en un diagrama ternario, la variación en la presencia de plagioclasa relativo a minerales de Fe-Ti para las rocas estudiadas, la cual se utilizó como clasificación para asignar un nombre informal a los diferentes tipos de rocas anortosíticas y gabroicas. La clasificación está basada en la utilización del software “Image J”. Este programa cuantifica dos fases: una fase blanca que se asocia con las plagioclasas y otra fase asociada con minerales oscuros de Fe-Ti y ferromagnesianos.

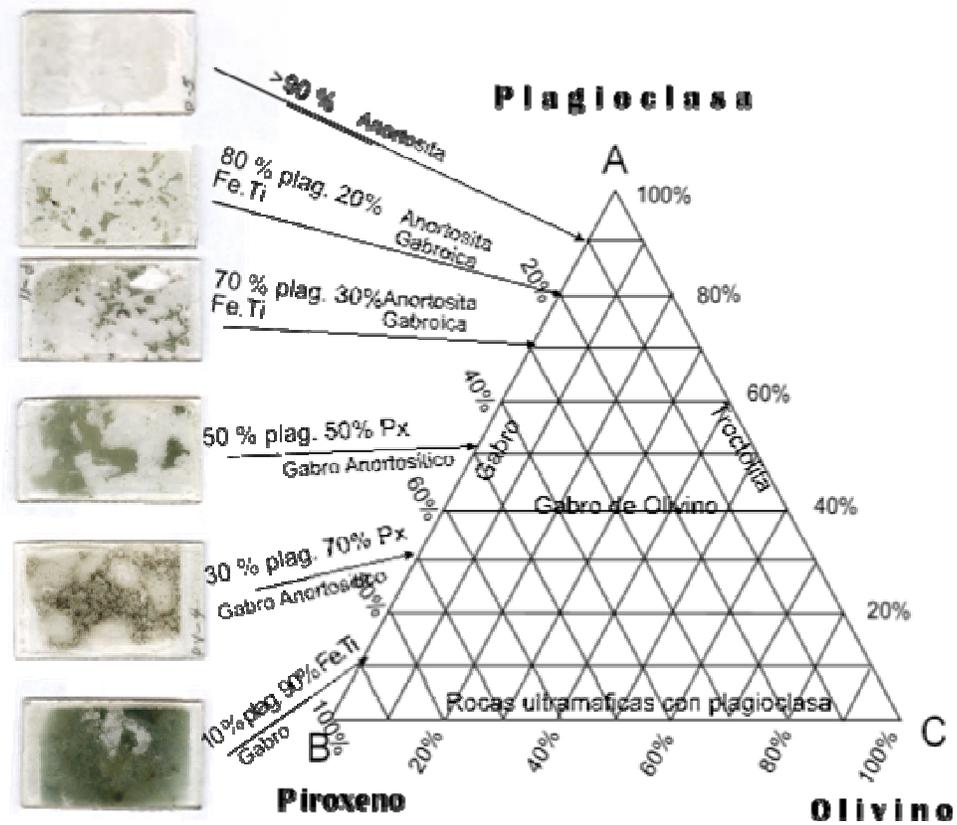


Fig.15 Diagrama ternario de clasificación de las rocas anortosíticas estudiadas en Sonora.

D. GEOQUIMICA MINERAL

Los datos obtenidos utilizando el microscopio electrónico de barrido (SEM) se muestran en la tabla 1. Los datos fueron procesados mediante algoritmos o formulas en el programa Excel para determinar la formula química-estructural de algunos de los minerales presentes en las rocas anortosíticas. Es importante mencionar que los datos son semicuantitativos y por lo tanto llevan su margen de error, por tal motivo los datos son para apoyar el trabajo petrográfico y el resultado fue en general congruente con lo visto al microscopio petrográfico, lo cual se describe enseguida.

	Ilmenita	Plag.	CPx	Opx	Ilmenita	ferrosilita	P6AGB	P6AGN	P6BRXBC	P6BRXNC	P6CRXBC	P6CRXN	P6DGRXB	P6DGRXN	P5BHRXB	P5CFRXB
Al ₂ O ₃	0.92	28.97	19.50	23.74	0.94	2.8	28.09	22.5	26.2	21.5	27.4	24.92	7.22	20.3	3.62	1.59
SiO ₂	1.81	46.12	46.19	35.96	2.08	20.89	44.9	62.19	45.84	65.25	45.05	46.98	55.96	66.34	58.27	40.8
CaO	0.64	19.77	11.31	2.93	0.44	3.79	20.73	6.56	19.54	3.92	20.43	15.31	11.58	3.95	11.75	25.49
TiO ₂	50.44	0	0	0	50.01	0.33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	23.99
MnO	1.79	0	0	0	0.54	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.66	0	0	0	0	0	0	0	2.14	0	0	0.58	0.37
MgO	0	0	0	13.01	0	3.75	0	0	0	0	0	0	10.45	0	13.58	3.6
Fe ₂ O ₃	44.41	3.89	17.06	23.70	46	66.1	5.08	1.23	6.49	0.8	5.91	5.1	13.79	1.87	12.21	4.17
Na ₂ O	0	1.25	0	0	0	0	1.2	7.47	1.43	8.54	1.21	3.52	1	7.54	0	0
K ₂ O	0	0	0.78	0	0	0.74	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.03	0	0	0	0
	An ₈₉	Wo ₃₅	Wo ₇				An ₉₀	An ₃₂	An ₈₈	An ₂₀	An ₉₀	An ₇₀	Enstatita	An ₂₃	Enstatita	Titanite
	Ab ₁₁	En ₂₂	En ₄₆				Ab ₁₀	Ab ₆₇	Ab ₁₂	Ab ₈₀	Ab ₁₀	Ab ₃₀		Ab ₇₇		
	Or	Fs ₄₃	Fs ₄₇				Or	Or	Or	Or	Or	Or		Or		

Tabla I. Mostrando los datos obtenidos con el (SEM), los resultados son en óxidos mayores., en la parte inferior se muestra la norma, de las plagioclasas, que varían en un rango de An₄₀-An₇₀.

Se realizaron análisis sobre 9 láminas delgadas en distintos puntos en cristales de plagioclasa. Los resultados muestran en promedio una variación en la composición de las plagioclasas de An_{60} a An_{90} , lo cual confirma con más precisión lo observado en el microscopio convencional. Además, se incluyen en la misma tabla los resultados de análisis sobre cristales de ilmenita, titanita, ortopiroxenos, clinopiroxenos, anfíboles. En el caso de ilmenita y titanita no hubo ningún problema para la determinación de la fórmula estructural, debido a que no conforman una solución sólida entre miembros finales. Sin embargo, en el caso de los piroxenos se utilizó un programa diseñado en Excel, siguiendo el método propuesto por Deer, Howie & Zussman en su libro *“The Rock Forming Minerals”* en los apéndice 1, 2 y 3, páginas 678-685, para el cálculo de la fórmula estructural a partir de análisis químicos y el cálculo de los miembros finales en una solución sólida. Los resultados muestran proporciones variables tanto de clinopiroxenos (piroxenos con calcio) como de ortopiroxenos (piroxenos sin calcio), sin tener ninguna implicación en la composición química de la roca total y tampoco en la distribución en superficie de afloramiento, ni tampoco en la textura de la roca.

5. GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE LAS ROCAS ANORTOSITICAS ESTUDIADAS EN DE SONORA

Se seleccionaron 3 muestras de cada uno de los afloramientos descritos en este trabajo (El Tecolote, Llano Verde, El Taconazo y Sierra Prieta). Un total de 9 muestras se enviaron al laboratorio comercial Chemex Labs, donde se les realizaron análisis por óxidos mayores y elementos trazas, incluyendo tierras raras, junto con los resultados también se recibió el certificado de autenticidad de resultados. Dos muestras (TEC3 y TEC4) se analizaron en el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), en Denver Colorado.

Un set adicional de 6 muestras fue analizado por fluorescencia de rayos X, en el Laboratorio de Geoquímica y Rayos X Carlos Duarte del Departamento de Geología, de la División de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Sonora. A continuación se describe la sistemática e instrumentos utilizados en la preparación y análisis de las rocas anortosíticas.

Primeramente, las muestras de roca colectadas en el campo de 8 Kg. De peso, fueron quebradas con marro y pica, posteriormente fragmentadas en un molino de quijadas en la estación regional noroeste del Instituto de Geología de la UNAM (ERNO), hasta alcanzar un tamaño de 1 cm. en promedio. Posteriormente los fragmentos se cuartearon, para tomar muestras representativas de 100 gramos, las cuales se pulverizaron en un molino HERZOG de anillos de tungsteno en el Laboratorio Carlos Duarte. La pulverización se realizó tomando un tiempo de 8 minutos en promedio, para obtener una muestra con textura de harina (malla de 220). Este proceso fue llevado a cabo con todos los cuidados posibles, limpiando entre muestra y muestra para no contaminarlas.

Las muestras pulverizadas se analizaron cualitativa y cuantitativamente utilizando un equipo de Fluorescencia de Rayos X marca Bruker 3400, versión 2002. Para el método cuantitativo se utilizaron dos diferentes set de estándares, uno con los estándares entregados por SIEMENS junto con el equipo de Fluorescencia de Rayos X y otro con estándares del Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM. Los resultados fueron en general iguales con diferencias de menos del 0.05 %. El mismo set de muestras se analizo en el Laboratorio del Instituto de Geología de la UNAM, utilizando un equipo de Fluorescencia de Rayos X, Bruker 3000, obteniéndose esencialmente los mismos resultados.

A continuación se desglosa la preparación de perlas utilizada, para la determinación de óxidos mayores.

- Pesar 9 g de fundente y 1 g de muestra en un vaso de precipitado. de 50 ml.
- Vaciar el contenido del vaso al crisol, evitando al máximo dejar residuos de muestra o fundente en el vaso.
- Mezclar el contenido del crisol con una barra de teflón limpia.
- Agregar dos gotas de solución de LiBr (conc.250g/L).
- Iniciar el proceso de fusión usando el programa 5 del hornillo Fluxy.
- Una vez terminado el ciclo de fusión (Aprox.10 min.) esperar hasta que la perla formada alcance la temperatura ambiente y entonces se proceda a sacarla usando un molde ó (chupon) de plástico para succionarlo.

Terminando este proceso se procede a introducir la perla al equipo de Fluorescencia de rayos X en un porta muestra de aluminio para los análisis de elementos mayores. Los resultados de los análisis por óxidos mayores en USGS y Chemex se muestran en la

Tabla2. Los resultados obtenidos en la Universidad de Sonora se muestran en el apéndice A, se incluye además una recopilación de los análisis de óxidos mayores y elementos trazas reportados en la literatura sobre afloramientos de anortosíticas de distintas partes del mundo.

A. RESULTADOS DE OXIDOS MAYORES

Los resultados de los análisis químicos por óxidos mayores de las rocas anortosíticas estudiadas en Sonora (Pitiquito y Puerto Peñasco) se muestran en la Tabla 2. Al comparar los datos de las anortositas de Sonora con los datos de otras anortositas del mundo (Tabla apéndice), se observa que en la generalidad son muy similares. Las anortositas de Sonora son deficientes en SiO_2 y TiO_2 y ligeramente deficientes en Al_2O_3 , K_2O y Na_2O , y ricas en CaO y significativamente ricas en FeO y MgO , relativo a las típicas anortositas del resto del mundo lo cual podemos verlo en las figuras 16 y 17.

TABLA 2. Análisis químicos de rocas anortosíticas de las áreas de Pitiquito y Sierra Pinta, Sonora, México.

	SAN										
	TEC-3	TEC-4	SI0625	SI0625-B	ANTONIO	SANANT	PJ5	PV1	TACO111	PJ4	Llano Verde
	Anorto	Anorto	Gabro	AnorGa	Anorto	Anorto	Anorto	Anorto	AnorGa	AnorGa	Anorto
SiO ₂	49.4	49.3	40.95	50.99	48.31	47.94	49.7	48.7	48.5	47.9	48.2
TiO ₂	0.42	0.28	2.63	0.78	0.36	0.63	0.66	0.93	0.56	1.48	0.31
Al ₂ O ₃	19.1	20.9	13.41	17.55	26.1	24.11	20.2	24	18.6	15.9	22.3
FeO	6.17	5.43	16.28	6.26	3.28	3.61	4.84	2.82	6.15	9.22	3.11
Fe ₂ O ₃	1.92	1.78	4.13	2.28	1.86	2.13	2.16	2.43	2.06	2.98	1.81
MnO	0.14	0.12	0.22	0.11	0.05	0.06	0.1	0.09	0.14	0.17	0.05
MgO	5.34	5.5	8.67	5.42	3.1	2.89	4.93	2.27	6.07	7.39	7.39
CaO	11.2	10.4	9.52	11.81	10.01	12.26	12.05	9.57	10.75	12.15	12.5
Na ₂ O	1.61	1.69	0.85	2.05	3.47	2.39	3.05	3.05	1.76	1.63	2.45
K ₂ O	0.13	0.14	0.34	0.17	0.35	0.23	0.18	0.18	0.12	0.13	0.21
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.1	0.08	0.05	0.07	0.05	0.15	0.01	0.04	0.05
LOI	3.95	4	2.08	1.86	2.41	3.03	2.01	1.73	2.03	1.44	1.83
Total	99.44	99.6	99.18	99.36	99.35	99.35	99.93	95.92	96.75	100.43	100.21

Las muestras Tec-3, Tec-4, se analizaron en Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) oficina regional de Denver, Colorado. Con fluorescencia de rayos X, en estas dos

muestras se calculo el FeO y Fe₂O₃. Y las 9 restantes en el laboratorio comercial Chemex Lab, con I.C.P.

El resultado de la comparación nos confirma a la plagioclasa (labradorita) como la fase acumulada predominante, lo cual corresponde con el alto contenido de CaO. Así mismo, las muestras analizadas presentan un alto contenido FeO y MgO, que debe de corresponder a una mayor abundancia de minerales ferromagnesianos con respecto a las típicas anortositas. La deficiencia en Al₂O₃, puede interpretarse que la mayoría de este componente químico lo aportan las plagioclasas y nos demuestra la ausencia de aluminopiroxenos.

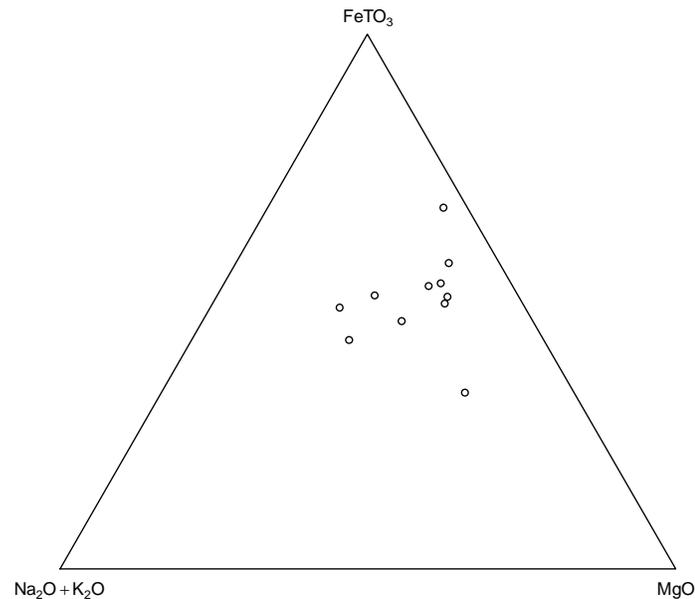


Figura 16. Rocas anortosíticas estudiadas en Sonora, donde se muestra el enriquecimiento en Fe-Mg.

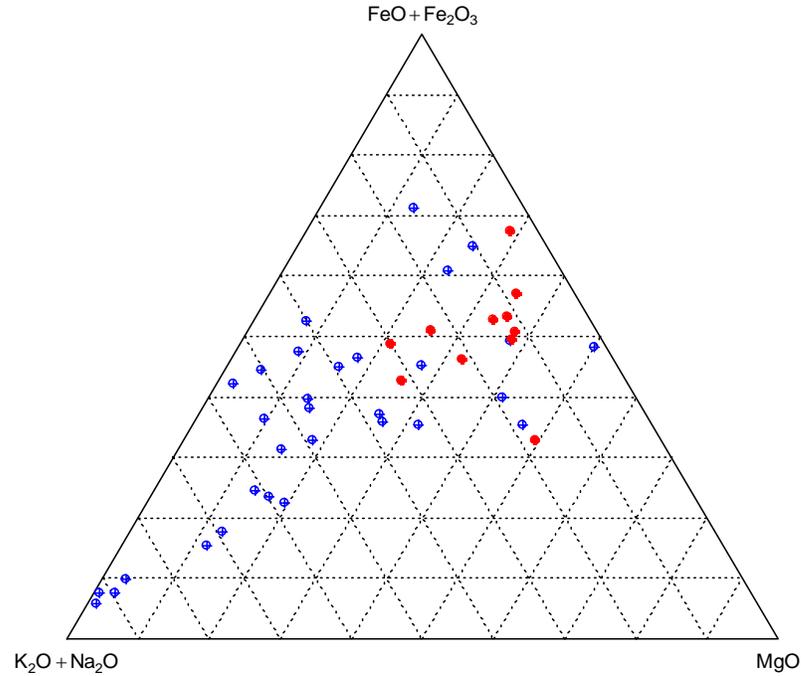


Figura 16b. Rocas anortosíticas estudiadas en Sonora (en rojo) o círculos llenos, comparadas con otras regiones del mundo (azul) o círculos huecos, donde se muestra su enriquecimiento en Fe-Mg.

El empobrecimiento en K_2O (Fig. 17) nos revela la ausencia del feldespato potásico y, que la exsolución de ortoclasa en labradorita, comúnmente conocida como textura anti-perfítica no ocurre en estas plagioclasas. La deficiencia en Na_2O en estas rocas confirma que las plagioclasas son ricas en Ca. La (Fig. 18), muestra la mineralogía normativa con una ausencia total de ortoclasa, congruente con la deficiencia en K_2O

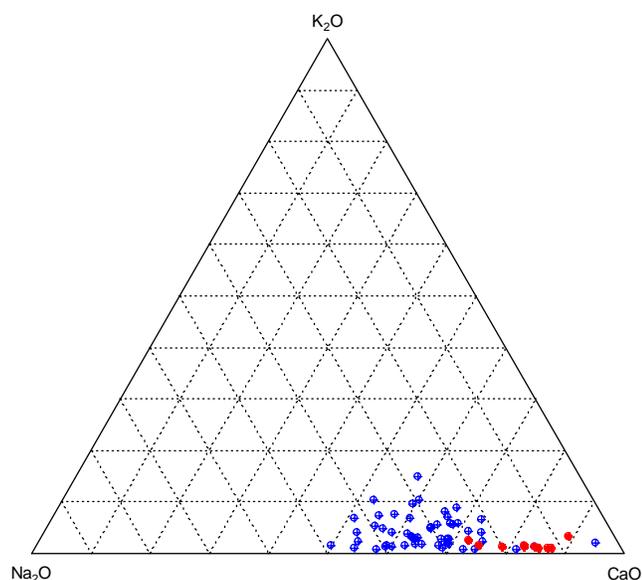


Figura 17. Diagrama ternario que muestra el enriquecimiento en CaO de las anortositas de Sonora y el empobrecimiento en K₂O y Na₂O, lo cual concuerda con la abundante presencia de plagioclasas ricas en Ca.

La deficiencia en Na₂O, también nos puede indicar la ausencia de los piroxenos sódicos jadeíta y aegirina (**NaAlSi₂O₆** y **NaFeSi₂O₆**). Aunque los valores de K₂O son muy bajos en las anortositas estudiadas en Sonora, estas caen dentro de los mismos valores de las anortositas del resto del mundo. Sin embargo, según los estudios de Emslie (1973), las anortositas de Sonora tendrían cocientes altos de $\left(\frac{K_2O}{SiO_2}\right)$ muy similares a las anortositas del resto del mundo. Según Dickinson y Hatherton (1967), argumentan que el enriquecimiento de K₂O con respecto a SiO₂ en las anortositas, indica que los magmas fuentes de estas rocas son de origen bastante profundo. Dada la presencia de grandes (mega cristales) cristales de plagioclasa, también pudiera argumentarse una cristalización muy profunda y la ausencia de zoneamiento en las plagioclasas se contrapone a un modelo de cristalización fraccionada como origen para estas rocas.

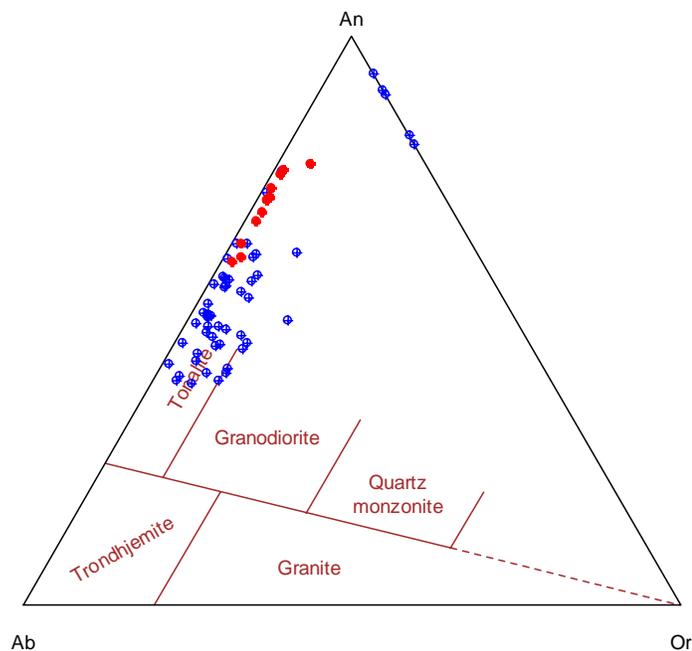


Figura 18. Diagrama ternario donde se proyecta la mineralogía normativa de las anortositas estudiadas en Sonora (color rojo) ó círculos cerrados, relativo a otras localidades en el mundo (color azul) ó círculos abiertos.

El alto contenido de FeO y MgO, es difícil relacionarlo con algún piroxeno en especial, debido a que el piroxeno rico en Mg es enstatita ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), ferrosilita es rico en Fe ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) y la hiperstena tiene Mg y Fe ($(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$), mientras que el clinopiroxeno diopsida tiene Mg y Ca ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$). Dado que en la mayoría de las anortositas son comunes los piroxenos diopsida y enstatita, se pudiera esperar que estos también estuvieran presentes en las anortositas de Sonora. Solo un estudio con Microsonda puede dar claridad en la composición química de los piroxenos presentes en estas anortositas. Una argumentación adicional con respecto a la abundancia, en este caso del FeO, pudiera estar relacionada con la presencia de Ilmenita ($\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$), lo cual fue confirmado con el análisis cualitativo realizado con SEM, mediante la misma técnica

analítica se confirmó la presencia del mineral titanita (esfena) cuya fórmula es (**CaTiSiO₅**).

Emslie (1973) estudió las variaciones del cociente $\left(\frac{Mg}{Fe}\right)$ utilizando diagramas de Fe vs Mg,

con el fin de relacionarlas con posibles líquidos en presencia de las fases acumuladas de plagioclasa en anortositas. Sus resultados indican que la mayoría de las intrusiones anortosíticas del NE de

Norte América (Canadá y EUA) presentan valores de $\left(\frac{Mg}{Fe}\right)$ menores a 4.6, lo cual no implica que

durante la acumulación de la plagioclasa en la cámara magmática el líquido residual no era más rico

en Mg que Fe. Las anortositas de Sonora presentan valores de $\left(\frac{Mg}{Fe}\right)$ mayores que las de Canadá y

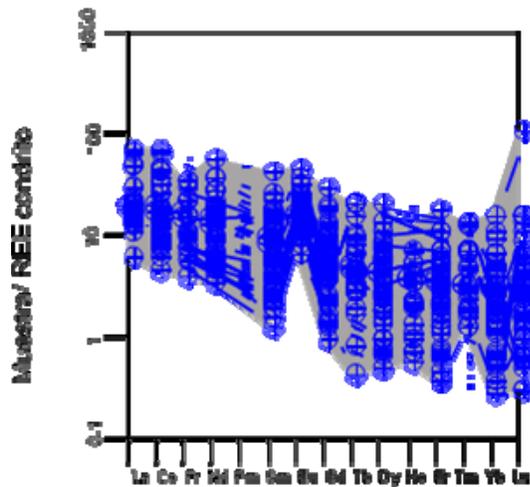
EUA. Puesto que la plagioclasa excluye al Fe y al Mg de su estructura cristalina, esto puede servir de argumento a favor de la presencia del ortopiroxeno rico en Mg, es decir enstatita.

B. RESULTADOS DE ELEMENTOS TRAZA

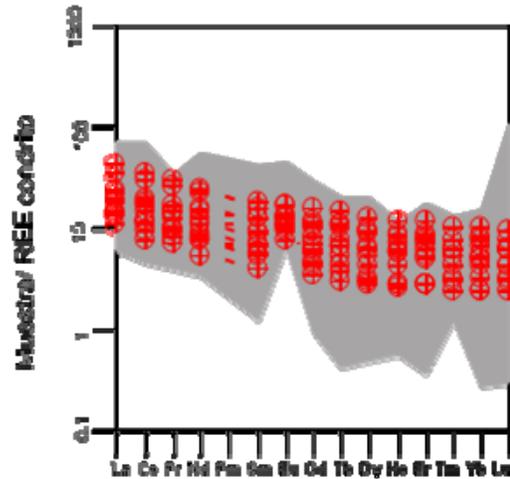
Los resultados de los análisis por elementos trazas, realizados tanto en el USGS como en Chemex Lab. Se muestran en la Tabla 3. Como se aprecia en los resultados, a diferencia de otras localidades mundiales, en Sonora las anortositas en todas sus fases muestran altos contenidos de V, Cr, Ni y Co, en todas sus variedades, con valores máximos respectivamente (624, 234, 180, 90 todos en ppm), por mucho valores más altos que en las otras anortositas. Concentraciones de K, Na Sr, Rb y Ba (0.29%, 2.57%, 336 ppm, 32 ppm, 120 ppm) son más bajas que el promedio reportado en las anortositas de la literatura. También se presentan valores más altos de Zr (57.82 ppm.) para las muestras de Sonora, en comparación con los encontrados en la literatura (28.06 ppm) y en Sr tiene un valor bajo para Sonora (276.55 ppm), mientras que para las demás muestras es 821.508 ppm

Los patrones normalizados de tierras raras, muestran una anomalía positiva de Eu (Eu/Eu* varia de 1.02 a 2.65) en las fases anortosíticas, la cual desaparece en las fases mas gabroicas (Fig. 19 y 20). Los patrones muestran un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras y un comportamiento horizontal en las tierras raras pesadas. Los valores de ([La/Yb]N) están en un rango de 2.88 a 6.26, que se traduce en una pendiente suave y en correspondencia con un fraccionamiento bajo entre tierras raras ligeras y pesadas.

Recopilación de Anortositas



Anortositas de Sonora
graficadas sobre recopilación.



Figuras 19 y 20. Respectivamente Diagramas de tierras raras normalizados a condrito según Boynton, W.V (1984) el diagrama 19 muestra los patrones de la compilación de rocas anortosíticas de varias partes del mundo. El diagrama 20 muestra los patrones de las rocas anortosíticas estudiadas en Sonora, la zona sombreada corresponde a los valores graficados en el diagrama 19. En estos diagramas podemos ver la correspondencia entre ambos los patrones (Sonora vs. Literatura) de tierras raras, lo que indica una correlación en la concentración de estos elementos.

Los valores en los **gabros anortosíticos** presentan diferencias químicas considerables respecto a las anortositas reportadas en la literatura, la concentración en Ni aumenta considerablemente teniendo como promedio 90 ppm, en comparación con las anortositas en la literatura donde el promedio es 26 ppm. El Rb también muestra una concentración ligeramente elevada con promedio de 10 ppm. Siendo el promedio 7 ppm. en la literatura. Mientras que el promedio de Sr 276 ppm. Para las anortositas estudiadas en Sonora, teniendo como promedio 800 ppm. Para las encontradas en la literatura.

Los valores de los elementos incompatibles, de las anortositas estudiadas fueron graficados en el aragnigrama (Fig. 21) donde las anortositas de Sonora en general caen dentro de la composición de las anortositas reportadas en otras partes del mundo. El campo cubierto por líneas horizontales de color negro, (el rango más amplio) representa a las Anortositas de otras partes del mundo y las líneas inclinadas rojas, representan a la anortositas de Sonora. Podemos ver que con la excepción del Ta y Hf donde las anortositas de Sonora presentan empobrecimiento, en el resto de los elementos el comportamiento es en general igual o similar.

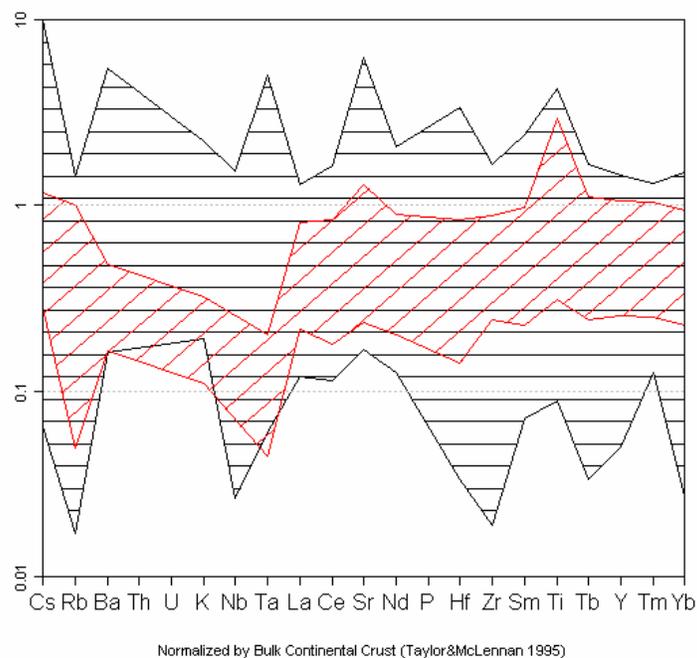


Figura 21. Diagrama de elementos incompatibles normalizados a la composición total de la corteza continental por Taylor y McLennan (1995).

Como corolario tenemos que en general las rocas anortosíticas de Sonora muestran concentraciones bajas en elementos de radio iónico grande (LILE, Sr, Ba, and Rb) y en elementos de alto campo de fuerza (HFSE, Zr, Hf and Y). En los diagramas de tierras raras (REE) normalizados a condrita se muestra un empobrecimiento global en tierras raras ligeras (LREE) con una ligera anomalía de Eu, la cual desaparece en las fases más máficas. Sin embargo, los valores de Cr son relativamente más altos para anortositas.

C. GEOCROLOGIA

La datación de U–Pb en zircones reportada por Espinoza y otros, fue realizada utilizando el equipo SHRIMP (*Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe*) instalado en la Universidad de Stanford y compartido con USGS de *Menlo Park*, California. La muestra que se seleccionó para este tipo de estudio corresponde a una anortosita compuesta por plagioclasa rica en calcio

(labradorita) de la fase *cumulada* y piroxeno (clino y orto), titanita, ilmenita y anfíbol, en la fase intercumulus, la muestra se tomó al Noroeste de la intrusión de anortositas, cerca del contacto con los gneises del Complejo Metamórfico Bámori. Cristales de zircón euhedral con bajo contenido de U, fueron separados de la roca anortosítica de grano grueso emplazadas en lo que ahora se conoce como “Bloque Caborca” (*The Caborca Block*) Sonora, México.

La cantidad de zircón extraída reportada por Espinoza y otros., fue relativamente baja, obteniéndose 0.1 miligramos a partir de una muestra de 20 kilogramos. Según estos autores, los zircons extraídos corresponden a cristales anhedrales, prismáticos, claros e incoloros (Fig. 22). No se observa zoneamiento en ninguno de los cristales, ninguna estructura interna, ó fracturamiento. Por lo tanto, ellos concluyen que los zircons no muestran ningún rasgo físico de herencia, es decir, son zircons evidentemente magmáticos y morfológicamente típicos de anortositas (cf., Van Breemen y otros., 1986). El análisis isotópico de U-Pb por SHRIMP se realizó en ocho puntos (no más de un punto por cristal individual de zircón), esto generó un grupo de puntos alrededor de la concordia proporcionando una edad media $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1095 \pm 38\text{Ma}$ (Espinoza y otros., 2003) (Fig. 22). Esta edad correlaciona con la de una intrusión granítica ultrapotásica reportada en la literatura como Granito Aibo, el cual ha sido fechado por el mismo método (Iriando y otros., 2003), reportando edades de $1180 \pm 20\text{Ma}$, dicha intrusión granítica se encuentra a 30 kilómetros al oeste de los afloramientos anortosíticos.

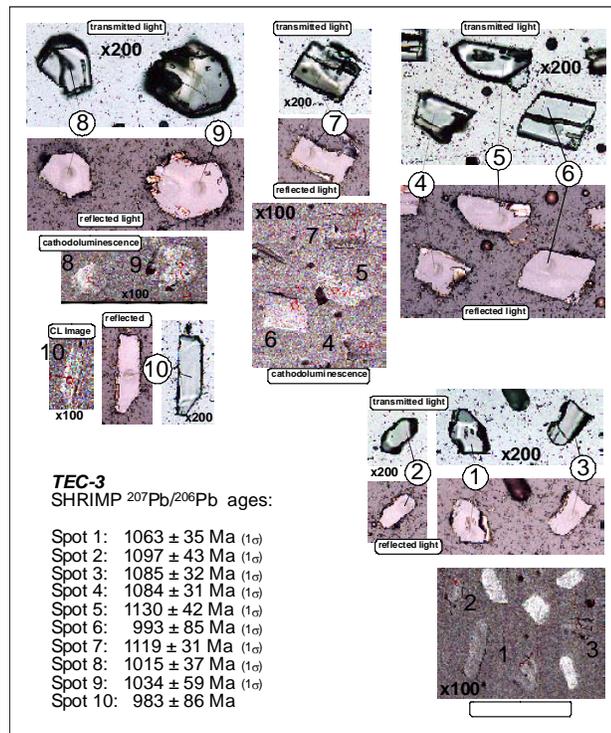


Figura 22. Fotomicrografías de zirrones separados en las anortositas masivas del Cerro El Tecolote. Las fotos se iluminan con termoluminiscencia. Tomado de Espinoza y otros. (2003).

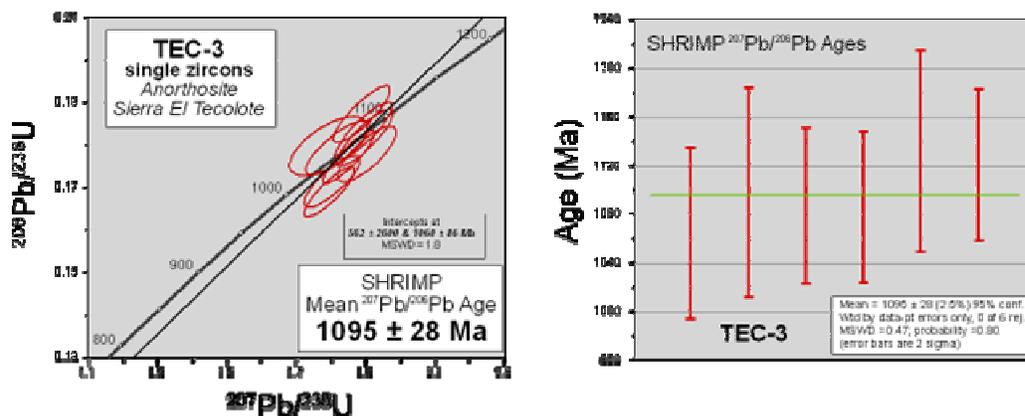


Figura 23. Diagramas geocronológicos que muestran concordia U-Pb de las anortositas masivas del Cerro El Tecolote. Tomado de Espinoza et al., (2003).

Las edades, al emplazarse en la misma roca encajonante y la cercana, sugieren que las dos intrusiones habrían experimentado una historia geológica relativamente muy similar. Iriondo y colaboradores (2003), reportan un afloramiento de un intrusivo granítico de edad de 1100 millones

de años en el área de Quitovac, específicamente nombrado por ellos como Granito Bustamante. Otras localidades en Sonora con afloramientos de rocas ígneas intrusivas con edades cercanas a los 1100 millones de años, han sido reportadas cerca de Cucurpe y Tuape (José Luís Rodríguez, comunicación personal) y aparentemente otra más en el área de Opodepe.

Con base en lo anterior, podemos ver que los afloramientos de intrusiones ígneas con edades cercanas a 1100 millones de años ya no son tan excepcionales como se creía anteriormente. La idea que plantearon Farmer y colaboradores. (1997) y así como Stewart y colaboradores (2001) de que está oculta la posible fuente de la anomalía de zircones de 1100 millones de años que aparece en los sedimentos siliciclásticos de las formaciones Puerto Blanco, quizás no sea del todo cierta. Antes se asumía como la única fuente al Granito Aibo, pero ahora vemos que existen más fuentes que pueden aportar zircones de 1100 millones de años.

Comparando con otras anortositas del mundo, los datos muestran que las anortositas estudiadas en Sonora, son similares en edad a algunas ocurrencias en el NE de Norte América, como la anortosita *Roseland de Blue Ridge* (1045 \pm 44 Ma, Pettingill et al., 1984) y la anortosita Montpelier en el Terreno *Goochland* (1045 \pm 10 Ma, Aleinikoff et al. 1996), solo por citar algunas áreas. Otros afloramientos más cercanos de anortositas con edades cercanas a los 1100 millones de años se tienen en las Montañas San Gabriel, Montañas Orocopia y Mecca todas en California. Otros eventos ígneos de edades correlacionables a 1100 Ma. son los diques de diabasa en la Formación Pahrump en el Desierto de Mojave en California y El granito *Pikes Peak* en Colorado. Con esto podemos decir, que hubo un evento magmático de edad de 1100 Ma. en el suroeste de Norte América, que correspondería al Suroeste de lo que fue Laurencia hace 1100 M.a.

CONCLUSIONES

En base a los resultados obtenidos en el presente trabajo podemos arrojar las siguientes conclusiones:

- 1.- Las rocas estudiadas muestran una textura cumulada típica de las rocas, Anortosíticas.
- 2.- Las plagioclasas muestran un rango de composición en promedio de An₅₀₋₅₇.
- 3.- La ausencia de un zoneamiento en los cristales de plagioclasa de estas rocas descarta definitivamente la posibilidad de la existencia de cristalización fraccionada en la formación de esta fase mineral.
- 4.- Dado el gran tamaño que se puede observar en algunos cristales de plagioclasa y piroxeno, se puede considerar que el crecimiento se llevo a cabo condiciones de equilibrio de presión y temperatura, también, nos permite establecer que el gran tamaño de esos cristales indica una cristalización a gran profundidad, es decir a alta presión.
- 5.- Estas rocas anortosíticas presentan algunas discrepancias con respecto a los reportados en otros lugares del mundo: a) muestran una concentración más alta en Cr., b) valores de Sr relativamente más bajos y, c) comparativamente los afloramientos son mucho más pequeños.
- 6.- El contacto entre las anortositas y las rocas sedimentarias Neoproterozoicas se interpreta como un contacto por falla normal de bajo ángulo, a partir de las observaciones de campo, como: actitud de las capas sedimentarias, la presencia de esquistosidad, foliación, milonitización.
- 7.- A diferencia de lo reportado en estudios anteriores, el contacto por falla es en bajo ángulo, lo que descarta la cabalgadura debido a que son las rocas carbonatadas las que topográficamente están encima de las rocas anortosíticas.
- 8.- Se reportan por primera vez los afloramientos de las rocas anortosíticas del **“Rancho El Taconazo”**.
- 9.- Se reconoce un patrón lineal con orientación NW de los afloramientos anortosíticos de SW de USA y del NW de México, lo que en conjunto con las intrusiones graníticas mezoproterozoicas grenvilinas (Granitos Bustamente y Aibo) pudiese sugerir un cinturón anortosítico.

Área: Estación Almejas.
 Localización: Puerto Peñasco
 No. Muestra: PJ-4
 Nombre de la Muestra: Gabro Anortositico.

Descripción de muestra de mano:

Estructura: Masiva

Textura: Cumulus

Cristalinidad: macrocristalina y holocristalina

Tamaño de Grano: en promedio 5 cm. Aunque se presenta hasta de 10 cm.

Minerales Observables:

Plagioclasa

Piroxenos.

Anfíboles.

Ferromagnesianos.

Lamina Delgada:

Plagioclasa.....40%

Mediciones de ángulo con método Michel-levy.

20° Labradorita

20° Labradorita.

30° Bytownita.

30° Bytownita.

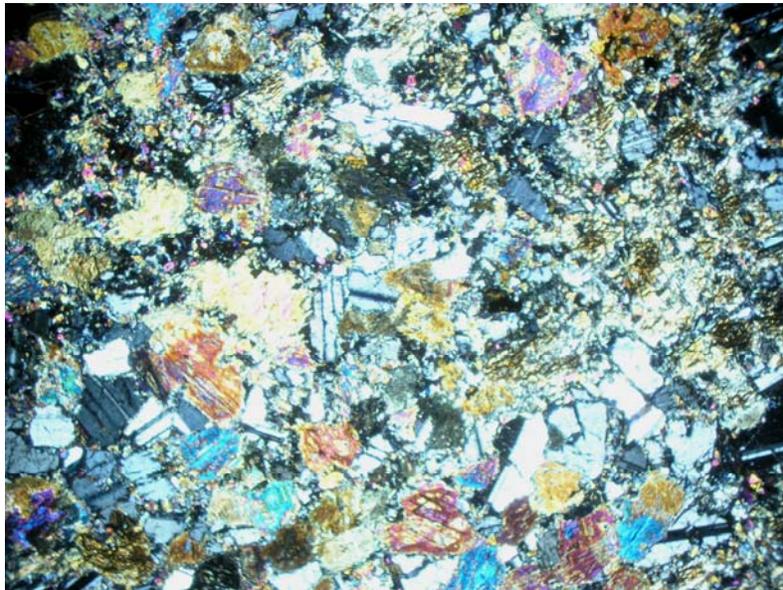
Ferromagnesianos.....30%

Sericita.....10%

Clorita.....12%

Opacos.5%

Óxidos de Fe y Ti.....3%



Lamina con Luz polarizada, aumento 4x, mostrando piroxenos, en mayor porcentaje, respecto a plagioclasas.

Área: Estación Almejas.
 Localización: Puerto Peñasco
 Número de Muestra: PM-6
 Nombre de la roca: Anortosita

Descripción de Muestra de mano:

Estructura: Masiva
 Textura: Cumulus
 Cristalinidad: Macrocristalino y Holocristalino.
 Tamaño de Grano: Dos tamaño de grano las plagioclasa 5cm.y 2 cm. Promedio
 Color: verde claro- gris claro

Minerales Observables:

Plagioclasa.
 Anfíboles
 Piroxenos
 Ferromagnesianos.

Lamina Delgada:

Plagioclasa.....	15%
Mediciones de ángulo con método Michel-Levy	
30° Bytownita	
30° Bytownita	
Sericita.....	50%
Clorita.....	20%
Cuarzo.....	5%
Minerales Opacos.....	10%



Lamina en Luz natural, aumento 4x, se observan piroxenos con alteración clorítica.

Area: Cerro El Tecolote
 Localización: Pitiquito
 Número de Muestra: CT-3
 Nombre de la roca: Anortosita Gabroica

Descripción de Muestra de mano:

Estructura: Masiva

Textura: Cumulus

Cristalinidad: macrocristalina y holocristalina

Tamaño de Grano: Dos tamaño de plagioclasa 5cm. y 2 cm. Promedio.

Color: Verde Oscuro

Minerales Observables:

Plagioclasa

Ferromagnesianos

Lamina Delgada:

Plagioclasa.....40%

Mediciones de ángulo con método Michel-Levy

15° Labradorita

20° Bytownita

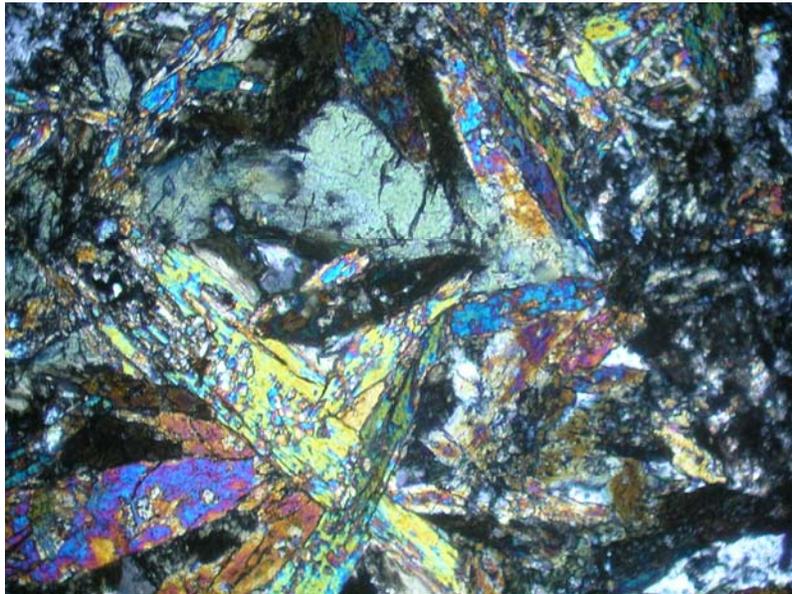
20° Bytownita

Sericita.....20%

Clorita..... 15%

Piroxenos.....15%

Ferromagesianos..... 10%



Lamina en luz poralizada, aumento a 10x, se observan ferromagnesianos, (anfíboles, piroxenos y minerales opacos).

Área: Llano Verde
 Localización: Pitiquito
 Número de Muestra: LL-V1
 Nombre de la roca: Anortosita

Descripción de Muestra de mano:

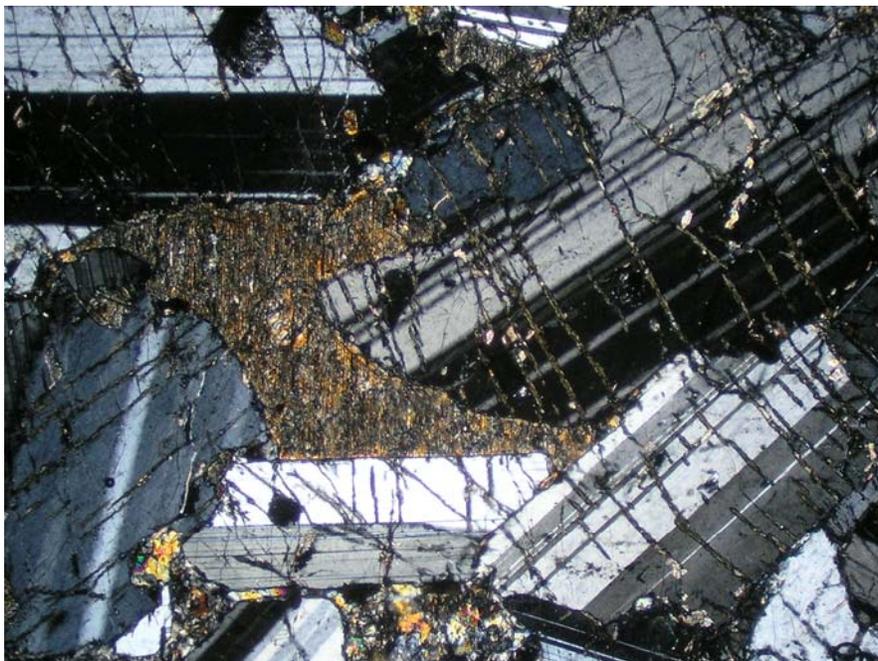
Estructura: Masiva
 Textura: Cumulus
 Cristalinidad: Macrocristalina y Holocristalina
 Tamaño de Grano: Dos tipos 5cm. y 2cm. promedio
 Color: Verde Claro

Minerales Observables:

Plagioclasa
 Ferromagnesianos

Lamina Delgada:

Plagioclasa.....	90%
Mediciones de Angulo con método Michel-Levy	
30° Limite Bytownita-Anortita	
20° Bytownita	
25° Bytownita	
Piroxenos.....	5%
Minerales Opacos.....	2%
Sericita.....	3%



Lamina con luz polarizada, aumento 4x, fenocristales de plagioclasa, (cumulus) y ferromagnesianos (intercumulus).

Área: San Antonio
 Localización: Pitiquito Rancho El Taconazo
 Número de Muestra: Sio625
 Nombre de la roca: Gabro Anortositico

Descripción de Muestra de mano:

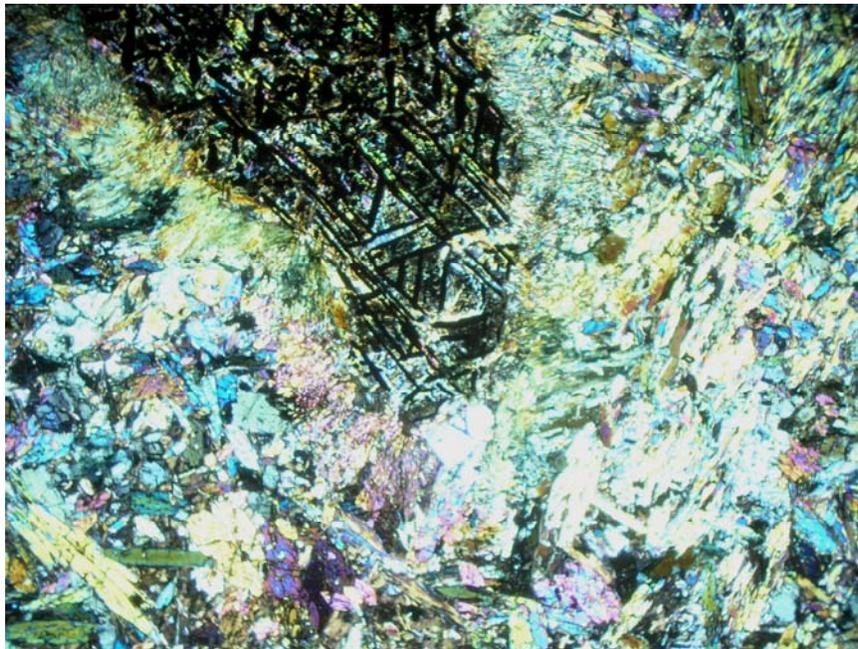
Estructura: Masiva
 Textura: Cumulus
 Cristalinidad: Macrocristalina y holocristalina
 Tamaño de Grano: 5 cm.
 Color: Verde Oscura

Minerales Observables:

Plagioclasa
 Ferromagnesianos

Lamina Delgada:

Plagioclasa.....	10%
Mediciones de ángulo con método Michel-Levy No se observaron buenas plagioclasa óptimas para este método.	
Sericita.....	15%
Clorita.....	25%
Anfiboles.....	20%
Piroxenos.....	15%
Minerales Opacos.....	10%
Óxidos de Hierro y Titanio (Ilmenita).....	5%



Lamina con luz polarizada, aumento 4x, se observa la Ilmenita parte superior izquierda, en una matriz compuesta por ferromagnesianos (Piroxenos)

Área: Estación Almejas
 Localización: Puerto Peñasco
 Número de Muestra: PJ-5
 Nombre de la roca: Anortosita

Descripción de Muestra de mano:

Estructura: Masiva

Textura: Cumulus

Cristalinidad: Macrocristalina y Holocristalina

Tamaño de Grano: 5 cm. y 2 cm. hasta tener fenocristales de 10 cm.

Color: Verde Claro.

Minerales Observables:

Plagioclasa

Ferromagnesianos

Lamina Delgada:

Plagioclasa.....40%

Mediciones de ángulo con método Michel-Levy

25° Bytownita

15° Labradorita

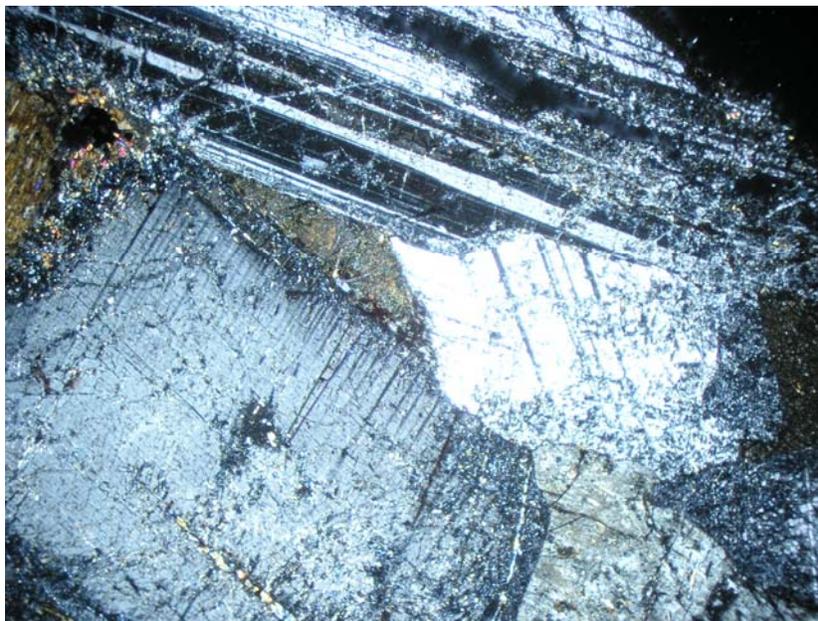
25° Bytownita

Sericita.....20%

Clorita.....30%

Minerales Opacos.....7%

Cuarzo.....3%



Lamina con Luz polarizada, aumento 4x, se observa la textura cumulada de las plagioclasa con intercumulus de piroxeno.

Área: Estación Almejas
 Localización: Puerto Peñasco
 Número de Muestra: PV-01
 Nombre de la roca: Anortosita Gabroica

Descripción de Muestra de mano:

Estructura: Masiva

Textura: Cumulus

Cristalinidad: Macrocristalina y Holocristalina

Tamaño de Grano: 5 cm. y 2 cm. promedio. Se observan fenocristales de 10 cm.

Color: Verde Claro

Minerales Observables:

Plagioclasas

Ferromagnesianos

Lamina Delgada:

Plagioclasa.....20%

Mediciones de ángulo con método Michel-Levy

27° Bytownita

35° Bytownita-Anortita

Sericita.....50%

Ferromagnesianos.....20%

Clorita.....6%

Cuarzo.....2%

Calcita.....2%



Lamina en luz paralizada, aumento 4x, mostrando una plagioclasa, rodeada por ferromagnesianos, se presenta una fuerte alteración sericitica.

Área: Estación Almejas
 Localización: Puerto Peñasco
 Número de Muestra: PV-04
 Nombre de la roca: Anortosita Gabroica.

Descripción de Muestra de Mano:

Estructura: Masiva

Textura: Cumulus

Cristalinidad: Macrocristalina y Holocristalina.

Tamaño de Grano: 5 cm. 2 cm. Promedio. Aunque se presentan fenocristales de 10cm.

Color: Verde Claro-Oscuro.

Minerales Observables.

Plagioclasa.

Ferromagnesianos.

Lamina Delgada:

Plagioclasa.....40%

Mediciones Del Angulo Con Método Michel-levy

30° Bytownita

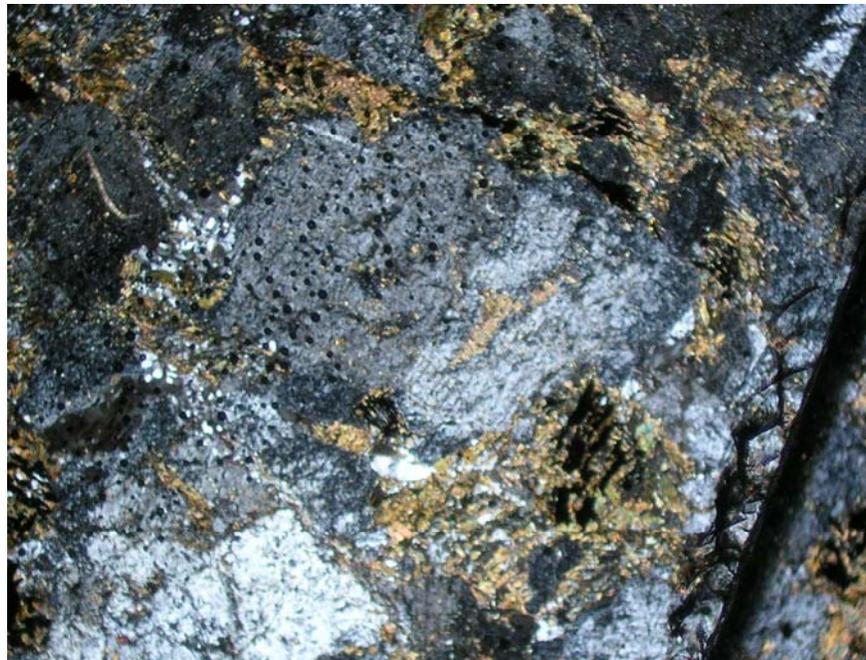
30° Bytownita

35° Bytownita-Anortita

Sericita..... 25%

Ferromagnesianos.....25%

Opacos..... 10%



Lamina en luz polarizada con aumento 4x, mostrando cristales de plagioclasa, rodeado por una variedad de clorita rica en magnesio, también se pueden observar minerales opacos.

	Intrusion	Locality	Petrology	Outcrop	Symbol	Colour	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
89-12B	Anortosita	St. Charles	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	51.3	0.7	24.3	3.05	2.21	0.07	2.49	10.2	3.9	0.75	0.12
89-13	Anortosita	St. Charles	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	51.2	0.7	23.8	3.15	2.2	0.06	2.74	10.1	4	0.71	0.08
89-15	Anortosita	St. Charles	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	51.7	0.48	26.1	1.37	1.98	0.04	1.79	10.6	4.4	0.44	0.09
89-16	Anortosita	St. Charles	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	52.1	0.47	26.4	1.29	1.97	0.04	1.54	10.9	4.5	0.52	0.12
89-18	Anortosita	St. Charles	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	51.9	0.61	25.5	1.7	2.11	0.05	2.06	10.4	4.3	0.53	0.15
89-19	Anortosita	St. Charles	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	52.3	0.58	25.6	1.64	2.08	0.05	1.72	10.5	4.4	0.63	0.15
89-20A	Anortosita	St. Charles	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	52.4	0.68	25.8	1.1	2.18	0.04	1.21	10.5	4.6	0.86	0.13
89-21	Anortosita	St. Charles An	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	51.7	0.72	24.7	2.32	2.22	0.06	2.39	10.4	0	0.61	0.14
89-22	Anortosita	Mercer Anorth	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	50.1	0.93	22.6	4.11	2.43	0.08	3.82	9.63	0	0.9	0.22
89-25	Anortosita	Mercer Anorth	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	51.4	0.43	23.8	2.67	1.93	0.05	3	9.27	0	1.64	0.1
89-26	Anortosita	Mercer Anorth	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	51.7	0.76	23.9	3.1	2.26	0.08	2.93	9.85	0	0.86	0.16
89-27	Anortosita	Mercer Anorth	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	53	0.45	24.5	1.49	1.95	0.06	1.07	8.86	0	1.71	0.13
ILO	Anortosita	PERU	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	52.5	0.11	27.89	0.44	0.34	0.02	0.27	9.31	4.4	2.4	0.04
TV02/01	Anortosita	Uluguru Moun	Plag-Opx-Cpx-I	Ilm-Tita	10	4	54.9	0.48	24.63	2.65	0.47	0.04	0.2	9.19	4.93	0.81	0.12
TV02/08	Anortosita	Uluguru Moun	Plag-Opx-Cpx-I	Ilm-Tita	10	4	54.8	0.34	26.42	1.67	0.29	0.03	0.83	9.54	5.18	0.61	0.08
TV02/05	Anortosita	Uluguru Moun	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	55.4	0.25	26.66	1.15	0.2	0.02	0.2	9.27	5.54	0.75	0.08
TV02/09	Anortosita	Uluguru Moun	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	53.7	0.76	26	2.66	0.47	0.05	0.64	9.24	5.18	0.71	0.09
TV02/10	Anortosita	Uluguru Moun	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	51	0.32	25.74	2.74	0.48	0.04	2.41	10.8	4.19	0.44	0.06
CS36	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	50.8	1.4	3.5	13.4	2.9	0.31	16.9	9.4	0.38	0.21	0
CS39	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	51.6	2.42	21.2	2.08	3.92	0.09	2.11	10.1	4.4	0.87	0
CS40	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	55.9	0.24	27.2	0	1.74	0.02	0.21	9.65	5.23	1.1	0
CS41	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	54.1	0.6	24.3	1.6	2.1	0.05	2.05	10.2	4.74	0.78	0
CS42	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	54.2	1.28	22.4	3.59	2.78	0.09	1.19	8.86	4.33	1.53	0
CS45	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	55.8	0.26	26.2	0	1.76	0.02	0.35	8.43	5.1	1.12	0
CS47c	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	54	1.06	22.3	1.66	2.56	0.06	1.1	9.15	4.77	1.48	0
CS2	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	53	0.39	27	0.97	1.89	0.04	1.33	11	4.5	0.45	0
CS23	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	50.8	0.46	25.3	2.98	1.96	0.07	3.39	10.4	4.06	0.91	0
CS24	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	51.6	0.42	24.8	2.85	1.92	0.07	3.51	10	3.95	1.07	
CS26	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	49.9	0.38	25.8	2.84	1.88	0.06	4.22	11	3.71	0.66	0
CS34	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	50.6	0.61	26.1	2.02	2.11	0.06	1.63	11.3	4.13	0.96	0
CS35	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	52.2	0.75	25.5	2.04	2.25	0.06	1.52	10.8	4.11	0.87	0
CS50	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	57.6	0.14	26.1	0	1.64	0.02	0.4	8.45	6	0.81	0
CS51c	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	52	0.33	20.6	4.77	1.83	0.09	8.66	7.51	3.09	0.29	0
CS53a	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	55.1	0.15	27.1	0.32	1.65	0.03	1.14	10.3	4.5	0.43	0
CS53b	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	48.7	0.12	31.6	0	1.62	0.02	0.65	15.2	2.63	0.22	0
CS54b	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I	working quarry	10	4	54	1.7	21.5	3.46	3.2	0.1	2.55	9.49	4.41	0.71	0

CS63	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	51.9	3.75	22.8	0.63	5.25	0.07	0.7	7.39	5.22	1.46	0
CS43	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	48.9	1.16	18.9	8.94	2.66	0.16	8.85	8.63	2.58	0.48	0
CS61	Anortosita	ADIRONDACK	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	49.2	0.51	22.7	5.15	2.01	0.09	7.41	10	3.02	0.32	0
4	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	58	0.1	26.82	0	0.61	0.04	0	8.21	6.62	0.36	0.04
10A	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	57.6	0.2	26.18	0	0.59	0.02	0.1	8.39	5.66	0.7	0.06
46	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	57.5	0.21	25.59	0	0.54	0.02	0.03	7.56	6.24	1	0.04
47	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	55.4	0.13	28.03	0	0.78	0.13	0.01	9.89	5.78	0.25	0.06
15	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	55.2	0.23	28.38	0	0.52	0.02	0.08	9.91	5.32	0.29	0.02
63	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	54.2	0.14	28.59	0	0.93	0.13	0.05	10.5	5.36	0.27	0.03
1	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	55.6	1.67	25.35	0.9	4.07	0.04	0.27	7.4	6.02	0.55	0.03
10B	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	53.3	0.87	19.58	2.9	5.27	0.09	4.92	10.3	3.64	1.34	0.04
31	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	51.5	1.09	22.89	3.07	5.66	0.06	1.22	8.18	5.59	1.07	0.54
6	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	50.6	3.82	25.01	0	5.28	0.06	1.2	8.59	4.81	0.54	0.06
53	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	49.1	1.13	17.5	10	12.63	0.2	4.18	8.6	4.49	0.42	0.54
52	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	47.6	1.7	16.14	7.17	10.37	0.15	6.7	8.89	3.53	1.09	0.41
42	Anortosita	San Gabriel M	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	46.7	1.61	14.92	9.63	12.74	0.17	8.51	9.71	2.77	0.87	0.19
92-10 BL	Anortosita	MADAGASCA	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	53.4	0.09	28.1	0.71	0.31	0.01	0.8	10.9	4.5	0.33	0.01
92-10 BR	Anortosita	MADAGASCA	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	53.3	0.11	27.23	1.3	0.5	0.04	1.57	10.7	4.42	0.26	0
92-12	Anortosita	MADAGASCA	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	53.7	0.16	26.65	1.49	0.67	0.04	1.53	9.53	5.09	0.41	0.03
93-92	Anortosita	MADAGASCA	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	55.2	0.08	27.26	0.39	0.02	0.01	0.09	9.42	5.95	0.64	0.03
93-97	Anortosita	MADAGASCA	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	54.6	0.12	28.2	0.43	0.06	0.01	0.05	9.98	5.45	0.53	0.03
93-380	Anortosita	MADAGASCA	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	54.1	0.11	26.93	1.02	0.45	0.03	1.09	9.74	5.31	0.47	0.07
93-387	Anortosita	MADAGASCA	Plag-Opx-Cpx-I working quarry	10	4	54.5	0.13	28.22	0.44	0.06	0	0.2	10.1	5.42	0.45	0.06
P-12	Anortosita	Mazury compl	Plag-Opx-Cpx-Ilm-Tita	10	4	53	0.23	26.91	1.3	0.34	0.02	0.58	10.6	4.1	0.61	0.01
P-13	Anortosita	Mazury compl	Plag-Opx-Cpx-Ilm-Tita	10	4	53.9	0.11	27.46	0.62	0.16	0.01	0.16	11	3.97	0.67	0.01
P-18	Anortosita	Mazury compl	Plag-Opx-Cpx-Ilm-Tita	10	4	53.9	0.2	27.33	1.11	0.29	0.01	0.22	10.9	3.81	0.73	0.01
P-14	Anortosita	Mazury compl	Plag-Opx-Cpx-Ilm-Tita	10	4	52.1	0.12	28.4	0.95	0.25	0.02	0.52	12	3.39	0.54	0.13
P-21	Anortosita	Mazury compl	Plag-Opx-Cpx-Ilm-Tita	10	4	54.4	0.26	26.64	1.39	0.36	0.02	0.28	10.5	4.08	0.86	0.03

	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Ni	Co	Zn	Cr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Cs	Ta	Hf		
89-12B	365	5.61	804	4.59	3.06	29.5	21.4		51.7	5.92	15.1	2	8.6	1.79	1.1	1.65	0.23	1.38	0.27	0.8	0.1	0.65	0.1	7	0.2	0.2	0.2		
89-13	253	5.16	752	11.6	2.48	30.5	23		54	5.97	13	1.7	7.3	1.55	1.1	1.5	0.22	1.32	0.26	0.7	0.1	0.64	0.1	7	0.1	0.2	0.4		
89-15	311	5.64	869	5.27	1.84	31.1	16.1		20.7	4.4	9.7	1.21	5.2	1.01	0.8	0.94	0.13	0.79	0.15	0.4	0.06	0.37	0.1	8	0.1	0.1	0.1		
89-16	304	2.58	841	3.34	2.32	23.2	13.4		15.8	4.22	10.1	1.24	5.44	1.06	0.8	0.95	0.14	0.82	0.16	0.5	0.06	0.41	0.1	4	0.1	0.2	0.1		
89-18	362	4.55	885	5.62	2.91	37	17.3		13.7	6.48	14.4	1.85	8.06	1.63	1	1.5	0.21	1.24	0.24	0.7	0.09	0.59	0.1	7	0.1	0.2	0.2		
89-19	362	5.12	892	6.18	5.26	25.3	15.2		16.6	6.58	15.1	1.94	8.53	1.72	1	1.54	0.22	1.31	0.25	0.7	0.1	0.63	0.1	7	0.1	0.5	0.2		
89-20A	347	14.2	872	6.52	3.05	14.4	11.3		11.2	6.42	14.3	1.83	7.96	1.62	1	1.49	0.21	1.25	0.24	0.7	0.09	0.58	0.1	7	0.3	0.3	0.3		
89-21	354	5.08	868	7.45	2.61	39.8	19.1		20.3	6.59	14.9	1.93	8.52	1.76	1	1.65	0.24	1.4	0.28	0.8	0.1	0.67	0.1	8	0.1	0.2	0.2		
89-22	356	9.14	667	11.9	4.73	76	30.9		81.4	8.94	19.9	2.59	11.1	2.3	1.1	2.23	0.32	1.97	0.39	1.1	0.15	0.97	0.1	11	0.1	0.5	0.4		
89-25	541	30	708	8.04	1.04	58.4	24.3		21.3	4.91	10.2	1.28	5.32	1	0.7	0.92	0.13	0.77	0.15	0.4	0.06	0.38	0.1	4	0.4	0.2	0.2		
89-26	259	8.62	701	10.8	4.56	47.8	22.5		20.7	9.19	20.4	2.63	11.2	2.31	1.1	1.12	0.32	1.93	0.39	1.1	0.16	1.03	0.2	11	0.2	0.4	0.4		
89-27	518	38.1	725	22.4	8.77	17.9	7.56		37.8	14.8	32.7	4.02	16.4	3.39	1.3	3.04	0.45	2.65	0.52	1.5	0.21	1.41	0.2	15	0.6	0.6	0.6		
ILO																													
TV02/07	717	11	1230	81	4	20	6	34	91	19.9	35.5	3.56	12.9	1.96	1.4	1.45	0.19	0.9	0.16	0.4	0.06	0.42	0.1	5	0.1	0.2	1.9		
TV02/08	548	3	1220	11	2	27	4	30	98	3.39	6.84	0.81	3.34	0.66	1.2	0.61	0.08	0.44	0.08	0.2	0.04	0.23	0	2	0.1	0.1	0.1		
TV02/09	703	2	1350	19	1	20	1	30	20	3.96	7.95	0.93	3.86	0.75	1.3	0.66	0.09	0.52	0.1	0.3	0.04	0.25	0	3	0.1	0.1	0.1		
TV02/09	538	8	1030	28	4	20	3	34	20	5.2	10.5	1.27	5.71	1.19	2.3	1.15	0.16	0.85	0.16	0.4	0.06	0.39	0.1	4	0.1	0.2	0.7		
TV02/10	341	10	1017	24	10	33	55	31	21	1.91	3.73	0.49	2.03	0.38	0.8	0.35	0.02	0.22	0.05	0.1	0.05	0.06	0.1	10	10	5	5.9		
CS36	40.5	6.55	43.4								12.9		9.77	3.04	0.6	3.55		3.54		2.2		2.17	0.3						
CS39	382	5.96	696								14.7		9.84	2.3	1.6	2.41		2.23		1.2		1.11	0.2						
CS40	332	4.94	766								7.84		4.26	0.85	1.4	1.38		0.59		0.3		0.26	0						
CS41	702	2.13	702								11.9		7.48	1.71	1.3	1.66		1.52		0.8		0.8	0.1						
CS42	495	14.7	625.0								50.3		33.1	8.34	2.6	7.49		6.62		3.8		3.32	3.3						
CS45	238	8.13	772.0								7.54		4.2	4.2	1.9	1.92		0.66		0.4		0.31	0						
CS47c	477	14.4	697								34.1		22	4.86	1.8	4.8		4.19		2.3		1.97	0.3						
CS2	331	3.29	925								10.6		5.7	1.13	0.9	1.11		0.88		0.5		0.42	0.1						
CS23	343	24	678								26.2		10.8	2.11	1	1.94		1.72		1		0.96	0.1						
CS24																													
CS26	90.1	3.41	644								11.6		6.03	1.24	0.9	1.17		1.06		0.6		0.54	0.1						
CS34	321	16.1	796								21.1		11	2.33	1.1	2.1		1.76		1		0.84	0.1						
CS35	538	14.3	716								28.5		15.9	3.33	1.3	3.23		2.78		1.5		1.32	0.2						
CS50	409	2.64	758								6.51		2.84	0.44	1.2	0.34		0.25		0.1		0.11	0						
CS51c	126	0.927	473								4.76		2.31	0.47	0.5	0.55		0.59		0.4		0.44	0.4						
CS53a	265	1.72	695								7.81		3.42	0.53	0.8	0.43		0.31		0.2		0.14	0						
CS53b	101	0.55	293								10.4		3.24	0.45	0.5	0.38		0.31		0.2		0.13	0						
CS54b	374	8.9	515								19.8		10.6	2.14	1.5	2.07		1.88		1.1		0.99	0.1						

BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS

- Aleinikoff, J. N.; Horton, J. Wright y Marianne Walter (1996). Middle Proterozoic age for the Montpelier Anorthosite, Goochland Terrane, eastern Piedmont, Virginia. *GSA Bulletin*; v. 108; no. 11; p. 1481-1491.
- Abramoff, M.D., Magelhaes, P.J., Ram, S.J. "Image Processing with Image J". Biophotonics International, volume 11, issue 7, pp. 36-42, 2004.
- Anderson, T. H. y Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the evolution of northern Sonora, *in* Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, J., eds., Geology of northern Sonora: The Geological Society of America Field Trip Guidebook, Field trip no. 27, p. 59–68.
- Anderson, T.H., Eells, J., y Silver, L.T., 1979, Geology of the Precambrian and Paleozoic rocks, Caborca-Bamori region, *in* Anderson, T.H., and Roldan-Quintana, J., eds., Geology of northern Sonora: Pittsburgh, Pennsylvania, and Hermosillo, Mexico, University of Pittsburgh and Instituto de Geología, Guidebook for Field Trip 27, Geological Society of America Annual Meeting, p. 1–22.
- Anderson, T. H., Eells, J. H., y L. T., **1978**, Rocas precámbricas y paleozoicas en la región de Caborca, Sonora, México: *in* Roldan-Quintana, Jaime, y Salas, C. A., libreto-guia. Primer simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora. Hermosillo, Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología, p. 5–34.
- Anderson, T.H. y Silver, L.T. (1977). Geochronometric and Stratigraphic outlines of the Precambrian rocks Northwest, Mexico. *Geo. Soc. Amer. Abstr.* Vol.9(7).
- Anderson, T.H. y Silver, L.T. (1974). Late Cretaceous Plutonism in Sonora, México and relationship Circumpacific Magmatism. *Geol. Soc. Amer. Abstr.* Vol.6(5), p.484.
- Anderson, T.H. y Silver, L.T. (1970) Reconnaissance Survey of Precambrian rocks, northwestern Sonora, Mexico. *Soc. Amer. Abstr.* Vol.2(7):484.
- Anderson, A. T., Jr. y Morin, M. (1969) Two types of massif anorthosites and their implications regarding the thermal history of the crust. In Y. W. Isachsen, Ed., *Origin of Anorthosite and Related Rocks*, p. 47-55. New York State Museum y Science Service Memoir 18, p. 57-69, Albany, New York.
- Ashwal, Lewis D.; Hamilton, Michael A.; Morel Vincent P.I.; Rabeloson, Roger A. (1998). Geology, petrology and isotope geochemistry of massif-type anorthosites from southwest Madagascar. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 113, Issue 4, p. 389-401.
- Ashwal, L.D., 1993. *Anorthosites*. Springer, Berlin.

- Araux Sánchez E. (2000). Geología y Yacimientos Minerales de la Sierra Pinta, Municipio de Puerto Peñasco, Sonora. Tesis de Maestría, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 121 p.
- Arellano, A.R.V. (1956) Relaciones del Cambrio de Caborca, especialmente con la base del paleozoico. Congr. Inter. XX Sec. México,1956. Simposio sobre el sistema cambrio, su paleogeografía y el problema de su base. Vol.2 p.509-527.
- Baer, A.J. (1974): Grenville problems reviewed *Geotimes* 19, 17.
- Bickford, M.E.; Soegaard, Kristian; Nielsen, Kent C. y McLelland, Jonathan M. (2000). Geology and geochronology of Grenville-age rocks in the Van Horn and Franklin Mountains area, west Texas: Implications for the tectonic evolution of Laurentia during the Grenville. *GSA Bulletin* v. 112; no. 7; p. 1134–1148.
- Bowen, N.L. (1922): The problem of anorthosites. *J. Geol.* 25, 209-243.
- Boynton, W.V.,(1984), Cosmochemistry of the rare element, meteorite studies in; Henderson, P.(ed), rare Element earth Geochemistry, Elsevier, Amsterdam,p.63-114.
- Bridwater, D. y Windeley, B. F. (1973), Anorthosites, post-orogenic granites, acid volcanic rocks and crustal development in the North Atlantic Shield during the Mid-Proterozoic. In: SYMP. GRANITES, GNEISSES AND RELATED ROCKS. *Geol. Soc. S. Afr.*, p. 307-317. (Spec. Publ. 3)
- Ryan, B.(1989),The Nain-Churchill Boundary and the Nain Plutonic Suite: A Regional Perspective on the Geologic Setting of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co Deposit,*Economic Geology* 2000 95: 703-724.
- Buddington, A. F. y Lindsley, D. L. (1964) Iron titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology* 5,p.310-357.
- Burrett, C, and Berry, R., 2000, Proterozoic Australia–western United States (AUSWUS) fit between Laurentia and Australia: *Geology*, v. 28, p. 103–106.
- Carter, B. y Silver, L. T. (1972) Structure and petrology of the San Gabriel anorthosite- syenite body, California. *Proceedings 24th International Geological Congress, Montreal, Section 2*, p.303-311.
- Cooper, C. A., y Arellano, A. R. V., 1946 ,Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, Mexico: *Am.Assoc.Petroleum Geologists Bull.*, v. 30 ,p. 606–619 .
- Crowell, J. C., y Walker, J. W. R., 1962, Anorthosite and related rocks along the San Andreas fault, southern California: *Univ. California Publications Geological Sciences* v. 40, p. 219-288.

- Damon, P. E. (1978) Mineralization in time and space in Northwestern Mexico and Southwestern United States. Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora, mayo 1978, Resúmenes, p. 41-45.
- Damon, P. E., Livingston, D.E., Mauger, P.L., Guilleti, R.J. & Pantoja, J. (1962) Edad del Precámbrico Anterior y de otras rocas del Zócalo de la región de Caborca-Altar de la parte Noroccidental del Estado de Sonora. Bol. Int. Geol. UNAM. No.64, Pt.2, p. 11-44.
- Dalziel, I.W.D., 1991, Pacific margins of Laurentia and East Antarctica–Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an cambrian supercontinent: *Geology*, v. 19, p. 598–601.
- Dalziel, I.W.D., 1992, On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia: *GSA Today*, v. 2, p. 237–241.
- Deer, H. y Zussman,.,1992, *An Introduction to the Rock Forming Minerals* second edition.
- Demaiffe, D., Bingen, B., Wertz, P. y Hertogen, J. (1990). Geochemistry of the Lyngdal hyperites, S.W. Norway: comparisons with the monzonorites associated with the Rogaland anorthosite complex. *Lithos* 24, 237-250.
- Demaiffe, D., Moreau, C., Brown, W. L., y Weis, D., 1991, Geochemical and isotopic (Sr, Nd and Pb) evidence on the origin of the anorthosite-bearing anorogenic complexes of the Air Province, Niger: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 105, p. 28–46.
- Dempster, T. J. ; Preston R. J. & B. R. Bell (1999). The origin of Proterozoic massif-type anorthosites: evidence from interactions between crustal xenoliths and basaltic magma. *Journal of the Geological Society*; v. 156; issue.1; p. 41-46.
- De Waard, D; y D.W. D. Romey (1968) Chemical and petrologic trends in the anorthositecharnockite series of the Snowy Mountain mazzsif, Adirondack highlands. *Amer. Mineral.*54, 529-538.
- De Waard, D; y D.W. D. Romey - (1978) Petrogenetic relationships in the anorthosite-charnockite series of Snowy Mountain dome, south-central Adirondacks N. Y State Mus. Sci. Serv. Mem.18, 307-315.
- Duchesne, J.C ; Liégeois, J.P; Vander Auwera, J.; y Longhi J. (1999). The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites *Terra Nova* 11 (2-3),100-105.
- Duchesne, J.C.; y Demaiffe, D. (1978) Trace elements and anorthosite génesis. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 38, Issue 1, p. 249-272

- Eells, J. L., 1972, The geology of the Sierra de La Berruga, northwestern Sonora, México: San Diego State College, tesis de maestría, inédita.p.86
- Ekstrom, Harold; Morrison, Jean & Anderson, J. Lawford (1994). Petrogenetic modeling and stable isotopic evaluation of anorthositic and jotuniitic to syenitic magma series in the San Gabriel anorthosite complex, southern California. *Precambrian Research* 70, pp 1-24.
- Emslie, R.F., Hamilton, M.A., Theriault, R.J., (1994). Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) Complex: Isotopic and Chemical Evidence from the Nain Plutonic Suite. *Journal of Geology* 102, 539-558.
- Emslie, R.F. & Hegner, E.(1993). Reconnaissance isotopic geochemistry of Anorthosite mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology*, 106, 279-298.
- Emslie, R. F. (1980). Geology and petrology of the Harp Lake Complex, central Labrador: an example of Elsonian magmatism. *Geological Survey of Canada Bulletin* 293, 1-136.
- Emslie, R. F. (1985). Proterozoic anorthosite massifs. In: Tobi, A. C. & Touret, J. L. R. (eds) *The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces*. Dordrecht: Reidel, pp. 39-60.
- Emslie, R. F. (1973). Some Chemical characteristics of Anorthositic suites and their significance. *Canada J. Earth Sci.* 10 (1).p 54.
- Espinoza, I. Iriondo, A., Premo, V., Valencia, M., (2003) Geochemistry and SHRIMP U-PB Zircon geochronology of anorthositic rocks at Sierra El Tecolote in the Caborca Block, northwestern Sonora: Geological Society of America Abstracts whit programs, v.35, no.5, p.84.
- Farmer, G.L., and Ball, T.T., 1997, Sources of Middle Proterozoic to Early Cambrian siliciclastic sedimentary rocks in the Great Basin: A Nd study: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 1193–1205.
- Gamper, M. A. & Longoria, J. F.(1978) Sobre la Ocurrencia de Estromatolitos en la secuencia Precámbrica del Cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora. *Bol. Depto. Geol. UNI-SON.* Vol.1 (2), p.95-104.
- Gonzalez, M. A. (1979) Bosquejo Geológico de los Cerros El Arpa y Gamuza, Cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW del Estado de Sonora. Universidad de Sonora. Tesis.
- Green, T. H.; Brunfelt, A. O.; y Heier, K. S. (1972), Rare-earth element distribution and K/Rb ratios in granulites, mangerites and anorthosites, Lofoten-Vesteraalen, Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 36, Issue 2, p.241-257

- Hanson, R.E., Martin, M.W., Bowring, S.A., and Munyanyiwa, H., 1998, U-Pb zircon age for the Umkondo dolerites, eastern Zimbabwe: *Geology*, v. 26, p. 1143–1146.
- Hoffman, P.F., 1991, Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?: *Science*, v. 252, p. 1409–1412.
- Haxel, G.B., Tosdal, R.M., May, D.J., Wright, J.E. , (1984), Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona: Thrust faulting, regional metamorphism, and granitic plutonism: *Geological Society of America Bulletin*, 95, 63 -653.
- Iriondo, A., Miggins, D., and Premo, W.R., (2003). The Aibo-type (~1.1 Ga) Granitic Magmatism in NW Sonora, Mexico: Failed Continental Rifting of Rodinia? *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, vol. 35, no. 4, p. 84.
- Isachsen, Y. W. 1969. Origin of Anorthosite and Related rocks; A Summarization. In *Origin of Anorthosite and Related Rocks*. New York State Museum and Science Service Memoir 18, edited by Y. W. Isachsen, pp. 435-445. The University of the State of New York, Albany, New York.
- Jacobs, J. (1998). Neoproterozoic/Lower Palaeozoic Events in Central Dronning Maud Land (East Antarctica) *Gondwana Research Volume 2, Issue 3*, p. 473-480
- Jacques-Ayala, C., García-Barragán, J.C., De Jong, K.A. , (1990), Caborca-Altar Geology: Cretaceous sedimentation and compression, Tertiary uplift and extension, *Arizona Geological Survey Special Paper*, 7, 165- 182.
- Karlstrom, K.E., Williams, M.L., McLelland, J., Geissman, J.W., y Ahall, Karl-Inge, 1999, Refining Rodinia: Geologic evidence for the Australia–western U.S. connection in the Proterozoic: *GSA Today*, v. 9, no. 10, p. 1–7.
- Kolker, A, y Lindsley, D.H. (1989), Geochemical evolution of the Maloin Ranch pluton, Laramie Anorthosite Complex, Wyoming: *Petrology Wyoming: Trace elements and petrogenetic models*. *American Mineralogist*, 75, 000-000
- Koehnken, Patricia J. (1976), *Petrology of anorthosites from two localities in northwestern Sonora, Mexico*. University of Southern California, Unpubl. Master Thesis, pp 97.
- Krause O.; Dobmeier C.; Raith M.M.; Mezger K. (2001), Age of emplacement of massif-type anorthosites in the Eastern Ghats Belt, India: constraints from U-Pb zircon dating and structural studies. *Precambrian Research*, Volume 109, Number 1, pp. 25-38 (14).
- Krogh, T.E., y Davis, G.L. (1973). The significance of inherited zircons on the age and origin of igneous rocks-An investigation of the ages of the Labrador adamellites. *Carnegie Institution of Washington Year Book* 72,610-613.

- Krogh, T.E. y Davis, G.L.(1971). The Grenville Front interpreted as an ancient plate boundary. *Carnegie Inst. Washington Yearbook* 70, 239-240.
- Lafrance, B.; John, Barbara E.; James S. Scoates, y James E. (1996). Syn-emplacement recrystallization and deformation microstructures in the Poe Mountain anorthosite, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 122, N 4.
- Le Maitre, R.W., Ed.(1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.
- Li, Zheng-Xiang, Zhang, L., and Christopher, M.A., 1995, South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-Antarctica and Laurentia?: *Geology*, v. 23, p. 407–410.
- L. M. Heaman, and J. P. Grotzinger (1992). 1.08 Ga diabase sills in the Pahrump Group, California; implications for development of the Cordilleran Miogeocline. *Geology*; July 1992; v. 20; no. 7; p. 637-640.
- Lobo, C.F., and Osborne, R.H., 1976, Petrology of late Precambrian– Cambrian quartzo sandstones in the Eastern Mojave Desert, southeastern California: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p. 829–846.
- Longhi, J.; Vander A., Jaqueline, F., Miranda S.; y Duchesne, J.C. (1999). Some Phase Equilibrium Constraints on the Origin of Proterozoic (Massif) Anorthosites and Related Rocks. *Journal of Petrology*, 40 (1): p. 339-362
- Longoria, J.F., Pérez, V.A. , 1978, Bosquejo geológico de los Cerros Chino y Rajón, cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NW de Sonora): Universidad de Sonora, Boletín Departamento de Geología, 1(2), 9- 44.
- Longoria, J. F. , Gonzalez, M. A., Mendoza, J. J., y Perez, V. A.,(1978), Consideraciones estructurales en el Cuadrangulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora: Univ. Sonora, Dept. Geologia, Bol., vol. 1(1), p. 61–67 .
- Martignole, J.; Stevenson, R.; Martelat, J.E. (2005). A Grenvillian anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite in the basement of the Andes: The Ilo AMCG suite (southern Peru). 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 481-484.
- Maytorena Silva J.F.; Durazo Tapia G.E.(1980). Bosquejo Geológico y Estructural de los Cerros Clemente y San Agustín, Cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, Noroeste del Estado de Sonora. Tesis de Licenciatura, Departamento de Geología, Universidad de Sonora. p.45.
- Merriam, R. y Eells, J. L. (1978) Reconnaissance Geologic map of the Caborca Cuadrangle, Sonora, Mexico, Bol. Depto. Geol. UNI-SON, Vol. 1(2), p.87-94.

- McLelland, J., Chiarenzelli, J., 1990. Isotopic constraints on the emplacement age of the Marcy massif, Adirondack Mountains, New York. *J. Geol.* 98, 19–41.
- McLelland, J., Chiarenzelli, J., Isachsen, Y. y Whitney, P. (1988). U–Pb zircon geochronology of the Adirondack Mountains and implications for the geologic evolution. *Geology* 16, 920–924
- Mikhalsky, E.V., Beliatsky, B.V., Savva, E.V., Federov, L.V. y Hahne, K., 1997. Isotopic systematics and evolution of metamorphic rocks from the northern Humboldt Mountains (the Queen Maud Land, East Antarctica): VII Int. Sym. on Antarctic Earth Sciences, Siena (Abs.), p. 270.
- Moore, E.M., 1991, Southwest U.S.–East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis: *Geology*, v. 19, p. 425–428.
- Morse, S. A. (1992). Partitioning of strontium between plagioclase and melt: a comment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1735–1737.
- Morse, S. A. (1982). A partisan review of Proterozoic anorthosites. *American Mineralogist* 77, 1087–1100.
- Pettingill H. S.; Sinha A. K. y Tatsuoto M. (1984). Age and origin of anorthosites, charnockites, and granulites in the Central Virginia Blue Ridge: Nd and Sr isotopic evidence. *Contrib. Mineral.Petrol.*, 85, 279- 291.
- Phinney, W.E. (1982) Guidebook for the boulders at Station 6, Apollo 17, Publication 17243, 125 p. NASA Johnson Space Center Curatorial Facility, Houston, Texas.
- Rasband, W.S., ImageJ, U. S. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA, <http://rsb.info.nih.gov/ij/>, 1997-2007.
- Rodriguez-Castañeda, J.L., 1994, Geología del area el Teguachi, Estado de Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, no. 1, p. 11–28.
- Ryder, Graham (1974). A rationale for the origins of massif anorthosites. *Lithos*, 7, 139-146.
- Schiellerup, Henrik; Lambert, David D.; Prestvik, Tore; Robins, Brian; McBride, Jannene S.; and Larsen, Rune B. (2000). Re–Os isotopic evidence for a lower crustal origin of massif-type anorthosites *Nature* 405, 781-784 (15 June 2000)
- Scoates, J. S. and Mitchell, J. N. (2000). The Evolution of Troctolitic and High Al Basaltic Magmas in Proterozoic Anorthosite Plutonic Suites and Implications for the Voisey's Bay Massive Ni-Cu Sulfide Deposit. *Economic Geology*, 95(4): 677 - 701.
- Simmons, E. C. & Hanson, G. N. (1978). Geochemistry and origin of massif-type anorthosites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66, 119-135.

- Smith, C. S. (1964). Some elementary principles of polycrystalline microstructure. *Metallurgical Reviews* 9, 1–48.
- Stewart, J.H. (1971). Basin and Range structure: A system of horsts and grabens produced by deepseated extension. *Bull. geol. Soc. Am.*, 82, 1019–1044.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Ketner, K.B., Madrid, R.J., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., (1990), Tectonics and Stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico, *en*: Gehrels, G.E., Spencer, J.E. (eds.), Geologic excursions through the Sonora Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Society, Special Paper, 7, 83-202.
- Stewart, John H; Andrew, P. Barth; Link, Paul K.; Christie-Blick, Nicholas and Wrucke, Chester T. (2001): v. 113; no. 10; p. 1343–1356.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985). *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell.
- Van Schmus, W.R., Bickford, M.E., Anderson, J.L., Bender, E.E., Anderson, R.R., Bauer, P.W., Robertson, J.M., Bowring, S.A., Condie, K.C., Denison, R.E., Gilbert, M.C., Grambling, J.A., Mawer, C.K., Shearer, C.K., Hinze, W.J., Karlstrom, K.E., Kisvarsanyi, E.B., Lidiak, E.G., Reed, J.C., Jr., Sims, P.K., Tweto, O., Silver, L.T., Treves, S.B., Williams, M.L., and Wooden, J.L., 1993, Transcontinental Proterozoic provinces, *in* Reed, J.C., Jr., et al., eds., Precambrian: Conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. C-2, p. 171–334.
- Walker, N.W., 1996, Testing the “Sweat” hypothesis: Ages of detrital zircons in upper Neoproterozoic siliciclastic rocks from east Antarctica and southwest Laurentia: Geological Society of America Abstracts with Programs v. 28, no. 5, p. 121.
- Winter, J.D., 2001, Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, An Prentice Hall; 1st Edition. p.699.