



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE
LOS ESQUISTOS AZULES DE SAN JUAN RABOSO, PUEBLA.”

T E S I S
PARA OBTENER EL TÍTULO DE
I N G E N I E R O G E Ó L O G O
P r e s e n t a:

FERNANDO PÉREZ LÓPEZ

Director de Tesis: Ing. Alfredo Victoria Morales



México, D.F., Marzo de 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

A mis padres Andrés Pérez Oropeza y Gloria Linda López Reyes por haberme dado la vida, sus grandes y sabios consejos, y sobre todo su apoyo incondicional durante esta pequeña aventura y ser parte de este gran logro en mi vida. A mi hermano el pequeño Uli por ser un gran amigo y acompañarme en las desveladas de estos últimos meses, a Fabiola por ser una gran hermana y amiga, a Regina que es un pequeño angelito que da luz y a alegría todos los días a la casa.

De igual forma a mis tíos y tías, que en algún momento mostraron su apoyo y amistad. De forma especial a mis tíos Lidia López y Lino García que aunque no estuvieron presentes siempre me apoyaron, a la familia Martínez Pérez por su gran amistad y ayuda en los momentos difíciles. Como olvidar a mis abuelos Trini, Eva y Ramiro. A Diana I Hernández gracias por compartir momentos tan bellos, apoyarme en todo momento y ser parte de este momento tan importante en mi vida, y sobre todo gracias por ser mi pareja dispareja.

A todos mis primos y primas por los momentos tan alegres y especiales que pasamos juntos, yo sé que volverán a suceder.

A la Facultad de Ingeniería por ser mi casa durante estos 5 y medio, por darme la oportunidad de ser parte de esta gran casa de estudios y adquirir todo el conocimiento en sus aulas.

A Uriel por ser una gran persona, geólogo y sobre todo un gran amigo, gracias por todos esos consejos, platicas, comidas y días de campo en Vista Hermosa y por supuesto en Xalostoc. A Miguel y Fredy por su gran amistad desde el inicio de la carrera, a Rancher Magdo, Chacon, Elder, Cesar, Nilus, Carlos Rodolfo, Alejandro de Jesús, Vago, Enrique Vidal, Miguelon, Norma, Eli, por compartir momentos tan alegres en durante la carrera. A mis Weros que son grandes personas y lo más importante grandes amigos. A Charly snarf siempre viendo el lado positivo de las cosas, por muy mal que parezcan, sigue así no cambies. A Mary gran Ingeniera, persona, con un carácter fuera de serie, muy sonriente en todo momento, gracias por ser una gran amiga, algún día tendré mi patente de yogurt de sandia. A Frank gran minero y sobre todo un buen amigo. A David Uribe gracias por tu ayuda en el campo, eres gran geólogo. Y a todos aquellos que fueron parte de esto y no estén en esta lista no se pongan tristes, porque están en mi mente...

Al Ing. Alfredo Victoria Morales por enseñarme este mundo tan maravilloso que se llama rocas metamórficas, por toda la ayuda que recibí antes y durante la realización de esta tesis, gracias por tus consejos, ayuda y lo más importante tu gran amistad, gracias Alfred.

A la Dra. Margarita Reyes por su gran interés en el tema y ayuda en las horas de laboratorio que no fueron pocas, a Ing. Consuelo Macías por el apoyo brindado para preparación de las muestras para FRX y MEB. Alex Cisneros gracias por tus consejos fueron gran ayuda en la realización de este trabajo.

A mis sinodales M. C Roberto Maldonado, Dr. Gilberto Silva, Ing. Juan Carlos Cruz, Dra. Margarita Reyes y M.C. J. Elia Escobar, por su ayuda, consejos, observaciones y correcciones a este trabajo.

Al proyecto PAPIME 103912 por toda la ayuda brindada para realizar esta tesis.

Índice

Resumen

	Página
1. Introducción	
1.1. Localización del área de estudio	1
1.2. Objetivos	3
1.3. Antecedentes	4
2. Marco teórico	
2.1. Facies metamórficas	8
2.2. Esquistos Azules	9
2.3. Facies de esquistos Azules	10
2.3.1. Transición de facies de prehnita-pumpellita a facies de esquistos azules	10
2.3.2. Transición de facies de esquistos verdes a facies de esquistos azules	11
2.4. Esquistos azules en el mundo	12
2.4.1. Complejo Franciscano	13
2.4.2. Cinturones de esquistos azules en los complejos Alpino-Himalaya	14
2.4.2.1. Orógeno Alpino-Himalaya	14
2.4.3. Esquistos azules del Complejo Bantimala, sur de Sulawesi, Indonesia	16
2.5. Esquistos azules en México	17
2.5.1. Península del Vizcaíno, Baja California sur, México	17
2.5.2. Complejo Acatlán, México.	18
3. Geología regional	
3.1. Complejo Acatlán	19
3.2. Formación Xayacatlán	23
3.3. Grupo Piaxtla	24
3.4. Rocas de alta presión en el Complejo Acatlán	24
3.5. Geología local	26
4. Petrografía	
4.1. Esquistos azules	35
4.2. Esquistos verdes	42
4.3. Meta- eclogitas	46
4.4. Esquistos pelíticos	49
4.5. Química mineral	51
4.5.1. Glaucofano-ribeckita-crossita	54

4.5.2. Zoisita	57
4.5.3. Albita	58
4.5.4 Fengita	59
5. Geoquímica	
5.1. Elementos mayores	62
5.1.2. Diagramas TAS	65
5.2. Elementos Traza	67
5.2.1. Diagramas de variación de elementos traza	68
5.2.2. Diagramas de discriminación Cr-Y	71
6. Discusión	72
7. Conclusiones y Recomendaciones	79
Referencias Bibliográficas	82
Anexos	

Resumen

La zona de estudio se localiza en el sector norte del Complejo Acatlán, en el estado de Puebla, donde se encuentra aflorando una secuencia de rocas metamórficas que corresponden a un cinturón de alta presión definido como Grupo Piaxtla, en el cual se han reportado rocas en facies de esquisto azul y facies de eclogita. En el área de San Juan Raboso y Vista Hermosa, Puebla se encuentra aflorando una secuencia de rocas metamórficas pelíticas con horizontes de rocas básicas, estas últimas corresponden a esquistos azules, esquistos verdes y meta-eclogitas, mientras que las rocas pelíticas son esquistos de micas. Los esquistos azules presentan una textura foliada nematoblástica, y están constituidos por glaucofano-ribeckita + albita + clorita + fengita + zoisita ± titanita ± granate ± ilmenita ± titanomagnetita. Los esquistos verdes presentan una textura foliada nematoblástica y están constituidos por actinolita - tremolita + epidota + albita + clorita ± titanita ± minerales opacos. La meta-eclogita presenta una textura Porfidoblástica con matriz foliada, constituida por fenoblastos de granate incluidos en una matriz de clorita+albita+fengita con escaso rutilo. El esquisto pelítico presenta una textura foliada lepidoblástica y está constituido por micas blancas + cuarzo. El análisis e interpretación de elementos mayores y elementos traza obtenidos mediante fluorescencia de rayos X indican que el protolito de las rocas de composición básica corresponden con un basalto de afinidad geoquímica MORB. La paragénesis primaria representada por glaucofano-ribeckita + albita + clorita + zoisita+ fengita +titanita ± ilmenita±titanomagnetita nos indica que las rocas estudiadas se encuentran en facies de esquisto azul esto evidenciado por la presencia de glaucofano-ribeckita, sin embargo la paragénesis secundaria representada por albita+zoisita + actinolita+ granate se encuentra reemplazando a la primer paragénesis evidenciando así al menos un evento retrogrado a facies de esquisto verde. Estas rocas se formaron en condiciones de baja temperatura y alta presión.

Introducción

I.I Localización del área de estudio

El área de estudio se encuentra en la porción sur oeste del Estado de Puebla, y pertenece al municipio de Izúcar de Matamoros, los poblados más cercanos son San Juan Raboso, Abelardo Rodríguez y Vista Hermosa. El área se encuentra inmersa en la región denominada Mixteca Baja Poblana, que comprende los poblados de San Miguel las Minas y San Salvador Patlanoaya.

Para llegar a la zona de estudio se necesita trasladarse al municipio de Izúcar de Matamoros y tomar la carretera federal 160 a Oaxaca, tomar la desviación a San Juan Raboso e ingresar en la red de terracerías hacia Vista Hermosa y San Miguel las Minas.

Dentro de la red de terracería en la dirección indicada, el recorrido es de aproximadamente 5-6 km.

En la figura 1 se encuentra el estado de Puebla, en los límites con el estado de Morelos, se puede encontrar la Ciudad de Izucar de Matamoros, además de una imagen obtenida de google earth del área de estudio.



Figura 1. Localización del área de estudio y vista aérea, el rectángulo rojo corresponde con el área de estudio. Fotografía tomada de google earth y mapa del estado de Puebla tomado de INEGI.

I.2 Objetivos

Este trabajo forma parte del proyecto PAPIME “Diseño de guías de aprendizaje de Petrología Metamórfica con base en la integración de colecciones de rocas y preparación de guías para prácticas de campo, que permitan al alumno integrar conocimientos teóricos con trabajo de campo y laboratorio”, con clave PE-103912. Cuyo objetivo es preparar una colección de rocas metamórficas de México, para integrarlas en la colección del laboratorio de petrología de la Facultad de Ingeniería de la UNAM. En este proyecto se conforma una colección de rocas metamórficas de los distintos complejos metamórficos de México, que incluye distintos ambientes geológicos.

Como parte de los ambientes tectónicos de México se desea tener muestras de rocas metamórficas formadas en condiciones de alta presión.

En afloramientos del denominado Grupo Piaxtla del Complejo Acatlán, se encuentran expuestas rocas metamórficas de condiciones de alta presión, formadas en facies de eclogita y facies de esquisto azul, en el cual se agrupan al sub-grupo Acateco y los Granitoides Esperanza, por las semejanzas en las condiciones de metamorfismo en las que fueron formados. En estudios recientes se reporta la existencia de rocas metamórficas en facies de esquisto azul, en dos cinturones de alta presión en Mimilulco- Piaxtla e Ixcamilpa- Olinalá (Galáz, 2013).

Se seleccionó el área de estudio San Juan Raboso por recomendación del Dr. José Luis Sánchez Zavala del Instituto de Geología de la UNAM, por el fácil acceso, la cercanía al D.F. y por el gran interés geológico que representa, debido a la existencia de rocas metamórficas de alta presión.

En este trabajo se plantean los siguientes objetivos:

- Realizar un mapa geológico escala 1:5000 de la zona de estudio, para definir los distintos tipos de roca presentes en el área de trabajo y para georeferenciar las muestras colectadas durante el trabajo de campo, que formaran parte de la colección del proyecto PAPIME con clave PE-103912.
- Realizar un estudio petrográfico de los principales tipos de roca para definir mineralogía, relaciones texturales entre los minerales identificados y para clasificarlas.
- Realizar análisis geoquímicos por fluorescencia de rayos X para determinar elementos mayores y elementos traza en muestras seleccionadas, para definir un posible protolito y por su afinidad geoquímica un ambiente tectónico empleando diagramas binarios.
- Caracterizar químicamente mediante estudios de Microsonda electrónica las fases identificadas en el estudio petrográfico para obtener su fórmula estructural y hacer estimaciones geotermobarométricos.

1.3 Antecedentes

En la última década e inicios de la actual, los estudios en rocas metamórficas han sido un tema de gran interés para los investigadores tanto en México como el mundo. Desde la descripción por vez primera de rocas de alta presión en facies de eclogita el Complejo Acatlán por el Dr. Ortega-Gutiérrez (1974), relacionándolas con antiguas zonas de subducción.

Ortega- Gutiérrez et. al.(1991), obtienen datos isotópicos del Complejo Acatlán mediante el método de Sm-Nd, U-Pb y Rb- Sr. Los datos de Sm-Nd obtenidos de granates en eclogitas de la metaofiolita Xayacatlán son del Devónico, edades comparables con los 370 ± 34 Ma obtenidas en zircones de los granitoides Esperanza mediante el sistema U-Pb. Estas edades corresponden con la Orogenia Acadiana.

Además estos autores obtienen datos en micas de 349 a 318 MA mediante el sistema Rb – Sr. Estos datos indican una posible orogenia en el Complejo Acatlán durante el Carbonífero temprano o un posible ascenso del complejo hacia la superficie.

Por último realizaron una interpretación de la historia tectónica del Complejo Acatlán con los datos obtenidos en sus análisis:

- La colisión del este de norte América con sur América durante el Devónico (Orogenia Acadiana), cuando el Complejo Acatlán migró hacia la parte media del cinturón Apalachiano
- Transferencia del Complejo Acatlán de la placa de sur América (Gondwana) y su viaje através de paleolatitudes del sur durante el Carbonífero.
- Fragmentación de Pangea durante el Jurásico formando migmatitas y granitos que afectan al Complejo Acatlán y el retorno de la placa de norte América durante este periodo.

Hernández y Morales (2002) elaboran una cartografía geológica de la zona entre San Miguel las Minas, San Salvador Patlanoaya y Ahuatlán, definen que existe una discordancia entre la cobertura sedimentaria y el basamento cristalino posterior al Dévónico tardío-Misisípico temprano. Nombran informalmente a la formación Otate descrita al este de Las Minas y la relacionan con la base de la Formación Patlanohaya del Devónico tardío, además de observar una intrusión en el lado oriental del Granito Palo Liso también descrito por estos autores, y de interpretar fallas inversas en la porción occidental del área de estudio.

Talavera et. al. (2005) realizó estudios geocronológicos mediante el sistema U-Pb para unidades meta-sedimentarias, suite magmática (Granitoides Esperanza) y una suite con eclogitas y esquistos azules. Obteniendo así tres eventos tectonotérmicos para los Granitoides Esperanza: 1) Grenviliano (1165 ± 30 a 1043 ± 50 Ma), 2) Taconiano (478 ± 5 a 471 ± 14 Ma) y 3) Saliniano (Acateano; 461 ± 9 a 440 ± 14 Ma). Las eclogitas de la Formación Xayacatlán tienen edades que van

desde el Neoproterozoico – temprano al Ordovícico, estas edades fueron obtenidas mediante zircones detríticos que muy probablemente provengan de Norte América (provincia Gremviliana). Las edades de los esquistos azules pertenecen al Ordovícico medio.

Ramos Arias (2007) realiza un estudio geológico en el área de Las Minas-Patlanoaya. Define dos unidades meta-ígneas: (1) granitoide Columpio del Diablo que corresponde con un gneis granítico o milonita, (2) anfibolita Anacahuite que son metabasitas deformadas toleíticas. Un plutón sin metamorfismo, Granito Palo Liso, mega-cristalino, con edad de 461 ± 2 Ma con zircones en sistema U –Pb. Cuatro unidades meta-sedimentarias: Litodema Las Minas; meta – areniscas, Litodema Otate Meta-arenisca y meta- lutita, Litodema Malpaso; meta- arenisca, meta- conglomerados, Litodema Ojo de agua; meta- volcánicos con meta-sedimentos. Una secuencia sedimentaria denominada grupo Pantlanoaya de lutita, conglomerado y pedernal.

Además de un análisis estructural en el cual determinó cuatro series de estructuras: A) Fallamiento normal en régimen dúctil, B) Plegamiento cerrado recostado, asimétrico con vergencia hacia el SE. C) Plegamiento abierto sub vertical, de cinemática dextral. D) pliegues de bandas *kink* y vetas de cuarzo en arreglo echelón.

Ramos Arias (2011) estudia rocas de alta presión que ocurren en un Klippe con vergencia hacia el W-NW en el área de Ixcamilpa, este conjunto de rocas incluye: a) ensamble Piaxtla, consiste en meta- psamitas, meta- pelitas y cuerpos de metabasitas, que han sido deformados bajo condiciones metamórficas de facies de esquistos azul – eclogita, anfibolita, y que fueron afectadas por retrogresión posicionándolas en facies de anfibolita – esquistos verde. b) los meta- sedimentos y meta- basitas son intrusionados por granitoides megacristalinos y son afectados por la deformación en conjunto con los metasedimentos. c) un ensamble de alto

grado que sobreyace en forma de cabalgadura con vergencia hacia el W sobre la unidad Zumpango conformada por rocas cuarcíticas, meta- psamitas y cenizas volcánicas. Por otra parte se realizan fechamientos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para minerales en la fábrica de deformación de las rocas de alto grado, los cuales dejaron mesetas de 344 – 339 Ma para anfíbol, 318- ± 4 Ma para glaucofano y 329 ± 2 Ma para muscovita; el intervalo de 20 Ma para dichas mesetas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, se interpreta en términos de extrusión dúctil progresiva.

Keppie et. al. (2012) realizó estudios en rocas metamórficas de alta presión las cuales ocurren en medio de cinturones extruidos en el Complejo Acatlán, el cual es la zona de raíz de un klippe hacia el oeste. En estas rocas de alta presión predominan las rocas meta-sedimentarias clásticas y se incluye una suite bimodal de anfibolitas y granitoides. Además se realizaron estudios para poder establecer fechas a estos dos últimos tipos de rocas utilizando el método de U-Pb en zircones.

Galáz - Escanilla- (2013) realizó estudios en rocas metamórficas de alta presión, que se encuentran principalmente en dos cinturones de alta presión en (facies de eclogita y facies de esquisto azul), orientados ~ N-S, que se encuentran emplazados en rocas de bajo grado metamórfico. Se interpreta también la presencia de un klippe con vergencia al W, como el contacto tectónico que yuxtapone inicialmente las unidades metamórficas de bajo grado y de alta presión. Generalmente esta estructura se encuentra sobre impuesta por numerosas fallas laterales derechas. Los datos petrológicos-estructurales indican que este klippe se inició durante el pico metamórfico en facies de eclogita (~ 16 Kbar y 750°C), continuando la segunda fase de deformación en facies de esquisto epidota-anfibolita (~ 5Kbar y 470 °C). Una tercera fase de deformación en facies de esquisto verde (~ 2.5 Kbar y 350 °C) común en ambas unidades, indica que la yuxtaposición se produce en la etapa final de este klippe.

Marco Teórico

2.1 Facies Metamórficas

En la literatura se pueden encontrar distintas definiciones para facies metamórficas, sin embargo una de las más reconocidas es la de F.J. Turner (1981, en Spear et. al. 1995): “las facies metamórficas son el conjunto de asociaciones minerales, asociadas en tiempo y espacio, de tal manera que existe una relación constante y por lo tanto predecible entre la composición mineral y la composición química de la roca”.

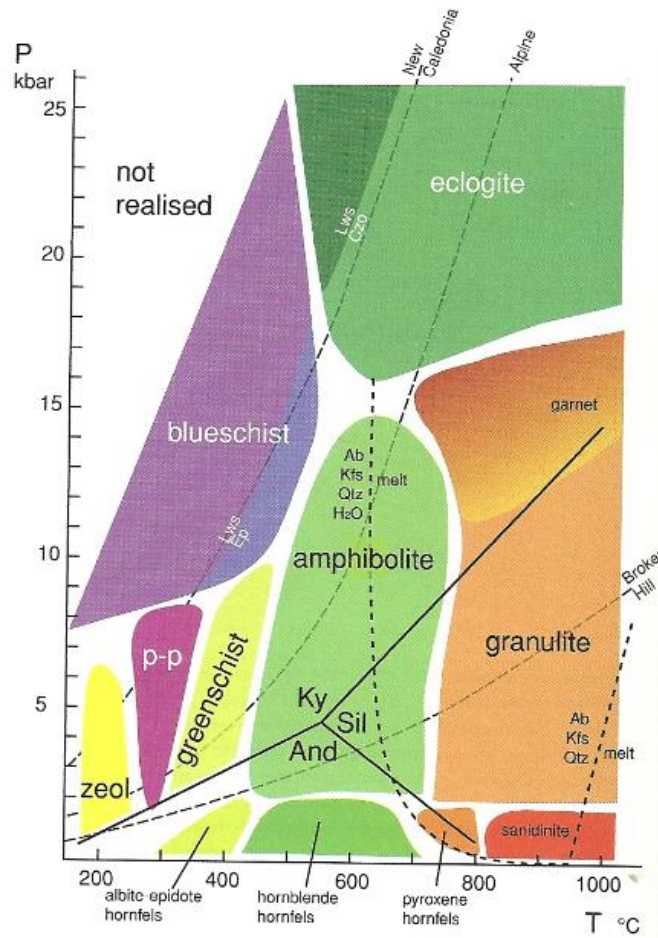


Figura 2 Diagrama de las principales facies metamórficas, derivadas de Eskola - (1915, 1921) y Turner 1981 (Tomada de Vernon y Clarke 2008).

2.2 Esquistos azules

En las primeras décadas del siglo pasado, los esquistos azules son un tema muy controvertido para los geólogos, ya que su significado geológico cobró relevancia con la consolidación de la teoría de la tectónica de placas. Hoy en día se sabe que su formación está relacionada a las zonas de subducción.

Eskola (1939, visto en Okay 1989) propone que el origen de los esquistos azules se da en condiciones de alta presión y baja temperatura HP/LT, esto se debe a que presentan minerales hidratados como el glaucofano y tienen una gran densidad en comparación de los minerales de las facies de esquistos verdes y anfibolitas.

Durante 1940-1950 esta teoría del origen de los esquistos azules en condiciones de alta presión y baja temperatura (HP/LT) se mantuvo en Europa. Mientras en el complejo Franciscano de Norte América los geólogos favorecieron la idea de que los esquistos azules son de origen metasomático.

En la década de 1960 el concepto de que el origen de los esquistos azules es metamórfico y en condiciones de HP/LT se fue consolidando cada vez más con los estudios realizados por Coleman & Lee (1963, visto en Okay 1989) y por los trabajos de Ernst (1965, visto en Okay 1989), aunque aún faltaba un mecanismo para crear las condiciones necesarias para dar origen a los esquistos azules.

Este mecanismo fue proporcionado finalmente por la tectónica de placas, cuando Hamilton (1960, visto en Okay 1989) atribuye el origen de los esquistos azules del Complejo Franciscano a una antigua zona de subducción, en donde la litosfera oceánica fría es llevada hacia la astenosfera caliente, donde la baja conductividad de calor de las rocas es la responsable de las condiciones de HP/LT en la placa que subduce.

En la parte sur de la cordillera de Norte América se encuentra el complejo Franciscano, donde los esquistos azules representan a rocas las cuales fueron parte de un proceso de subducción, posteriormente exhumadas y acrecionadas en un margen continental activo. Los protolitos de estas rocas son por lo general rocas ígneas básicas y sedimentos pelágicos, que representan los niveles superiores de la corteza oceánica.

En contraste con el sistema orogénico Alpino-Himalaya, que representa una extensa zona de colisión entre dos grandes continentes Laurasia y Gondwana. Estos esquistos azules del cinturón orogénico Alpino fueron los primeros en ser descritos y estudiados.

Los esquistos azules de este último sistema representa grandes retos para poder saber cómo es que se formaron, lo que implica hacer reconstrucciones paleogeográficas de los bloques que colisionaron, definir los mecanismos de colisión etc.

2.3 Facies de esquistos azul

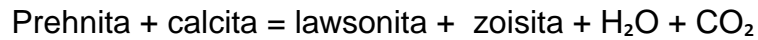
La facies de esquistos azul está caracterizada por la presencia de glaucofano, el cual es un anfíbol sódico indicativo de condiciones de alta presión, asociado con minerales como lo son fengita, albita, epidota, granate.

En los siguientes apartados se describirá la transición de facies de prehnita – pumpellita y facies de esquistos verde a facies de esquistos azul. Para esta transición se contempla un metamorfismo progresivo.

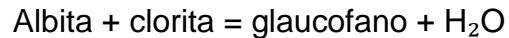
2.3.1 Transición de Facies de Prehnita- Pumpellita a facies de Esquistos Azul

La facies de prehnita- pumpellita está caracterizada por la presencia de prehnita y pumpellita en asociación con clorita, calcita. La lawsonita tal vez es estable, pero no es requerida para definir esta facies.

La transición entre estas dos facies está marcada por la desaparición de la prehnita y la aparición de glaucofano y aragonito. La prehnita muy probablemente reacciona con los carbonatos formando lawsonita y zoisita tal como se muestra en la siguiente reacción (Spear, 1993):



El glaucofano probablemente se forma por la reacción entre albita y clorita baja en aluminio.



Las características diagnosticas es la presencia de glaucofano + lawsonita. Esto da lugar a asociaciones minerales como pueden ser glaucofano + lawsonita+ albita+ clorita, glaucofano + lawsonita + albita + calcita (aragonito) y glaucofano + lawsonita + clorita + calcita. La pumpelita puede ser estable en función de las variaciones de Fe/Mg.

2.3.2 Transición de facies de esquisto verde a facies de esquisto azul

La facies de esquisto verde está definida por la asociación mineral: clorita + albita + zoisita + actinolita + cuarzo + carbonatos ± titanita.

Los cambios ocurridos en el metamorfismo progresivo en rocas en facies inferiores de esquistos azules, tienen cambios similares a las ocurridas en facies de esquistos verdes. Los anfíboles cálcicos se estabilizan normalmente como resultado de las reacciones de descarbonización, y la zoisita (o epidota), se vuelve estable en adición de lawsonita. Eventualmente la lawsonita se descompone por completo a anortita (baja presión) o zoisita + cianita + cuarzo (alta presión) (Spear, 1993).

Como resultado a estos cambios obtenemos la parte media de las facies de esquisto azul, se tienen para esta fase intermedia tres asociaciones con cuatro minerales característicos cada una: glaucofano + zoisita (o epidota) + albita +

actinolita, glaucofano + zoisita (o epidota) + albita + clorita y por último glaucofano + zoisita (o epidota) + clorita + actinolita. Estas asociaciones son típicas de metabasaltos y metagrauvas y pueden contener cualquiera de estas tres asociaciones minerales.

Típicamente metabasitas en facies de esquisto verde a similar temperatura pero a menor presión se encuentra la asociación clorita + albita + actinolita + zoisita. Esta asociación puede ser relacionada con facies de esquisto azul por la reacción:



Cuando la lawsonita es aun estable, la reacción se puede escribir de la siguiente forma:



2.4 Esquistos Azules en el Mundo

Los esquistos azules en el mundo se encuentran distribuidos a lo largo de antiguas zonas de subducción, como es el caso de los esquistos azules del Complejo Franciscano o colisión continente-continente como lo son los esquistos azules del Himalaya.

En este apartado se describen algunos complejos metamórficos con rocas de alta presión en especial la presencia de esquistos azules, en la figura 3 se puede observar la distribución espacial de los complejos estudiados y descritos en este trabajo.



Figura 3. Localización de algunos complejos metamórficos con esquistos azules en el mundo (Mapa tomado de Google earth).

2.4.1 Complejo Franciscano

El Complejo Franciscano se encuentra ubicado en Coast Ranger de California y en Oregón (Jayko et. al., 1986), este complejo se puede subdividir en tres zonas. La zona exterior está compuesta por meta-grauvacas que fueron metamorfoseadas hace 60 - 70 Ma. La zona central es predominantemente un melage tectónico, donde los bloques tectónicos más antiguos con 135 – 150 Ma ocurren en forma de lentes en los bloques más jóvenes. La zona interior consiste de bloques de rocas de lawsonita- glaucofano y bloques de meta-grauvacas. El centro y la zona interior están deformados y cubiertos por ofiolitas del Jurásico tardío (153 -170 Ma). Hacia el este y norte de las secuencias del complejo Franciscano se pueden ver una serie de nappas de ofiolitas del Jurásico (190- 120 Ma) y paleozoicas (265 -310 y 380-480 Ma), así como esquistos azules con

edades metamórficas de 170- 180 Ma. Los bloques de esquisto azul presentan la asociación mineralógica de lawsonita + glaucofano + mica blanca ± titanita ± calcita o aragonito ± asociaciones de minerales metálicos (Jayko et. al., 1986).

2.4.2 Cinturones de esquisto azul en los complejos Alpino-Himalaya

El orógeno alpino está asociado a la colisión de dos paleo-continentes Laurasia y Gondwana, mientras que el orógeno Himalaya es resultado del choque entre el escudo de la India con Laurasia.

2.4.2.1 Orógeno Alpino-Himalaya

Las construcciones paleogeográficas del mundo indican la existencia de dos mega paleo-continentes, Laurasia y Gondwana, separados en parte por un estrecho paleo-océano llamado Tethys. El Orogeno Alpino- Himalaya se crea como resultado de la colisión de estos dos mega-continentes y al cierre del Tethys. (Okay, 1989).

Los esquistos azules no están distribuidos de manera uniforme a lo largo del orógeno Alpino-Himalaya. En términos de área de afloramientos, el 80% de esquistos azules conocidos se encuentran entre España y el oeste de Turquía.

A lo largo de cuatro grandes áreas de la cadena Alpino-Himalaya se examinaron esquistos azules, estas zonas son: oeste de Apulia que comprende el oeste del Mediterráneo, Apulia al este de Grecia y oeste de Turquía, la región de Oman-Makran y el Himalaya. (Okay, 1989).

Oeste de Apulia

En el oeste de la región del Mediterráneo, un cinturón de esquistos azules de hasta 75 km de ancho, puede ser seguido por la zona interna de la gran Orogeno Alpino de la zona Betica en España a través de Calabria y Corsica hacia los Alpes. La Orogenia Alpide entre Italia y el oeste de Turquía, es resultado de la colisión de la plataforma de Apulian con Laurasia. (Okay, 1989).

En el oeste de Apulian los esquistos azules pueden ser divididos en tres regiones:

1. Esquistos azules Calibrian: el sur de Calibrian representa la continuación de la sutura Alpina. Las asociación mineral de facies de esquisto azul presentes en esta zona son: hacia el norte lawsonita + pumpelita + albita + clorita ± magnesio ribekita, las asociaciones hacia el sur son: lawsonita + pumpelita + glaucofano/ crosita ± Na-piroxeno ± clorita. (Okay, 1989)
2. Esquistos azules Betic: la cordillera Betic en el sur de España forma gran parte del cinturón orogénico Alpide. (Okay, 1989).
3. Esquistos Azules Alpinos: son descritos como tres grandes ventanas tectónicas, con glaucofano y lawsonita como minerales característicos. (Okay, 1989).

Esquistos azules en el Himalaya

Los esquistos azules en el Himalaya representan solo una pequeña fracción de las rocas metamórficas expuestas; sin embargo, aún no se reporta la existencia de eclogitas a lo largo de este gran cinturón orogénico. Los esquistos azules conocidos se encuentran a lo largo de la zona de sutura de Indus-Zangpo, parte oeste de los Himalaya en ambos lados de la Nanga Parbat syntaxis. (Okay, 1989).

Los protolitos de los esquistos azules son rocas ígneas básicas y piroclásticas con menor cantidad de pedernal de radiolarios y sedimentos pelágicos. El metamorfismo que sufrieron estas rocas ha sido en general de carácter incipiente, aunque el grado de recristalización varía de una porción tectónica a otra. La asociación mineral que presentan estos esquistos azules es: anfíbol sódico+ lawsonita + fengita + cuarzo + albita ± espesartita ± titanita ± clorita ± opacos. (Okay, 1989).

2.4.3 Esquistos azules del complejo Bantimala, sur de Sulawesi, Indonesia

La isla de Sulawesi forma parte de un gran complejo de islas al oeste de la región del Pacífico. Esta isla experimentó eventos que incluyen metamorfismo en condiciones de alta presión, emplazamiento de corteza oceánica y largos periodos de actividad magmática durante el Mesozoico y el Paleógeno. (Maulana et. al., 2013)

Sulawesi puede ser agrupado en cuatro provincias litotectónicas, nombradas:

1. Oeste y norte de Sulawesi Arco Pluto – Volcánico.
2. Centro de Sulawesi, cinturón metamórfico
3. Este de Sulawesi, cinturón ofiolítico.
4. Fragmentos continentales de Banggai – Sula y Tukang Besi

El basamento es un complejo pre-Cenozoico que consiste de rocas metamórficas, sedimentarias y rocas ultramáficas las cuales ocurren en dos bloques en el área de Batimala y Barru. Las rocas metamórficas de alta presión, nombradas esquistos de glaucofano, esquistos de albita – actinolita – clorita, esquistos de clorita – mica, rocas de granate – glaucofano, esquistos de granate – cloritoide – glaucofano – cuarzo, cuarcitas, filitas y bloques de eclogita en esquistos azules. (Maulana et. al., 2013)

Basados en las asociaciones minerales fueron identificados dos tipos de esquistos azules: esquistos de albita – epidota – glaucofano, esta débilmente foliado y está compuesto esencialmente por porfidoblastos de granate y débilmente cloritizado, en una matriz de grano fino de glaucofano- actinolita con albita, epidota, fengita, clorita, cuarzo, y titanita con rutilo, ilmenita, apatito, pirita, calcopirita, zoisita y zircones como mineral accesorio (Maulana et. al., 2013). El esquistos de cuarzo- glaucofano está caracterizado por una buena foliación definida por la orientación del cuarzo y el anfíbol azul y micas. Estas rocas consisten en una asociación de cuarzo, glaucofano, granate, clorita, fengita, albita y epidota, el rutilo se presenta

como mineral accesorio que en ocasiones es remplazado por titanita (Maulana et. al., 2013).

2.5 Esquistos azules en México

Los esquistos azules en México se han documentado en la Península de Baja California sur, que corresponde con el Terreno Cochimí (Seldock et. al., 1993). En el Complejo Acatlán se han documentado esquistos azules a lo largo de cinturones de alta presión perteneciente al Grupo Piaxtla (Talavera et. al., 2005, Ramos-Arias 2011, Galaz Escanilla, 2013).

2.5.1 Península del Vizcaíno Baja California sur, México

Esta zona se encuentra dentro del terreno Cochimí descrito por Seldock et. al en 1993.

La región de Cedros- Benitos-Vizcaíno, del terreno Cochimí consiste de tres unidades estructurales: la placa superior consiste de rocas de arco y una ofiolita, que corresponden con los subterrenos del Choyal, Vizcaíno norte y Vizcaíno sur. La placa inferior consiste de rocas de metamorfismo regional en facies de esquisto azul en un melange con matriz de serpentinita y corresponden al subterreno del Oeste Baja. (Sedlock et. al 1993)

El melange con la matriz de serpentinita tiene bloques de esquisto verde, esquisto azul, metagabro, orto-gneis, anfíbolita y eclogita están dentro de una pequeña ventana estructural debajo de la ofiolita del Triásico superior, cerca del 2 km al norte de Puerto Nuevo en el centro de la Península del Vizcaíno (Moore, 1986).

Los bloques exóticos de rocas incluyen metabasalto, metagabro, metapedernal, metatonalita y metaperidotita y cromita de carácter ofiolítico, metagrawvaca, metatonalita y bloques de metariolita de posible afinidad de arco. Los bloques de metabasitas forman grupos que tienen elementos mayores y traza característicos de basaltos de piso oceánico. Las asociaciones minerales que se presentan van

desde facies de pumpelita-actinolita (albita + pumpelita + epidota + actinolita ± clorita ± mica), esquisto verde (actinolita + clorita + epidota + albita + mica), eclogita (clinopiroxeno + granate) (Moore, 1986).

Los esquistos azules de este complejo presentan la asociación glaucofano-crosita + albita + epidota + mica + lawsonita. Se encuentran intercalados con esquistos verdes con una mineralogía a similar a los esquistos azules, cambiando solamente el glaucofano-crosita por actinolita.

2.5.2 Esquistos azules del Complejo Acatlán

En el Complejo Acatlán se reporta la presencia de esquistos azules a lo largo de dos cinturones de alta presión (Talavera et. al. 2005, Ramos-Arias, 2011, Duncan Keppie, et. al., 2012, Galaz- Escanilla 2013).

Talavera et. al. (2005) realizó estudios de geocronología mediante el sistema U-Pb para unidades metasedimentarias, una suite magmática (Granitoides Esperanza) y una suite con eclogitas y esquistos azules. Obteniendo así tres eventos tectonotérmicos para los Granitoides Esperanza: 1) Grenviliano (1165 ± 30 a 1043 ± 50 Ma), 2) Taconiano (478 ± 5 a 471 ± 14 Ma) y 3) Saliniano (Acateano; 461 ± 9 a 440 ± 14 Ma).

Los mismos autores reportan la existencia de esquistos azules con protolitos que muestran una afinidad geoquímica OIB y MORB, además con datos geotermobarométricos indica que fueron metamorfoseados a una temperatura de $300 - 350$ °C y presiones de $5 - 7$ kb

En la unidad Coacalco, Ramos-Arias (2011) reporta la presencia de rocas metamórficas de alta presión en facies de esquisto azul, caracterizadas por la presencia de glaucofano asociado con albita, epidota y zonas con granate, intercaladas con zonas de textura lepidoblástica que contienen clorita, mica blanca, fibras de anfíbol azul y rutilo- titanita, óxidos de Fe y zircones como minerales accesorios.

Geología regional

3.1 Complejo Acatlán

La gran variedad litológica, extensión y grandes afloramientos el Complejo Acatlán, es objeto de estudio para los investigadores de ciencias de la tierra debido a la presencia de rocas cristalinas que se encuentran expuestas en la parte sur oeste del estado de Puebla y en noroeste del estado de Oaxaca.

Las primeras descripciones se hicieron a principios del siglo XX, dándole el nombre de “Formación Acatlán”, el geólogo José G. Aguilera en 1896 (Ortega-Gutiérrez 1978) y Ezequiel Ordoñez en 1906 (Ortega-Gutiérrez 1978), quienes lo situaron como parte del basamento cristalino con una edad arcaica, asentaron con claridad que estas rocas cristalinas tenían un aspecto diferente en comparación con las rocas gneísicas de la región costera del Pacífico y parte central del Estado de Oaxaca, conocidas hoy en día como los Complejos Xolapa y Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Ordoñez en 1906 (Ortega-Gutiérrez 1978), realizó un intento por subdividir estratigráficamente a las rocas metamórficas de la región de Acatlán, refiriéndose a un augengneis como base, subyaciendo a una secuencia de “pizarras verdes” sumamente plegadas y dislocadas, denominándolo “Formación Acatlán “

El nombre de Formación Acatlán fue puesto formalmente en 1965 por Frías y Rincón Orta en 1965 (Ortega-Gutiérrez 1978), para sustituir al de esquistos Acatlán, dado anteriormente por Salas en el año de 1949 (Ortega-Gutiérrez 1978).

En 1974 se documenta la presencia de eclogitas en diferentes localidades entre Acatlán y Tehuiztingo, siendo la primera descripción en México las rocas forman parte de un complejo ofiolítico metamorfoseado y deformado varias veces durante el Paleozoico (Ortega-Gutiérrez, 1974).

Cuatro años más tarde se redefine la “Formación Acatlán”, elevándola de rango a Complejo Acatlán, el cual comprende al Subgrupo Petlalcingo y al Subgrupo Acateco, en estos se distinguen cuatro unidades metasedimentarias y una de origen magmático. El resto del Complejo Acatlán lo conforman tres unidades graníticas que intrusionan a los anteriores (Ortega-Gutiérrez, 1978).

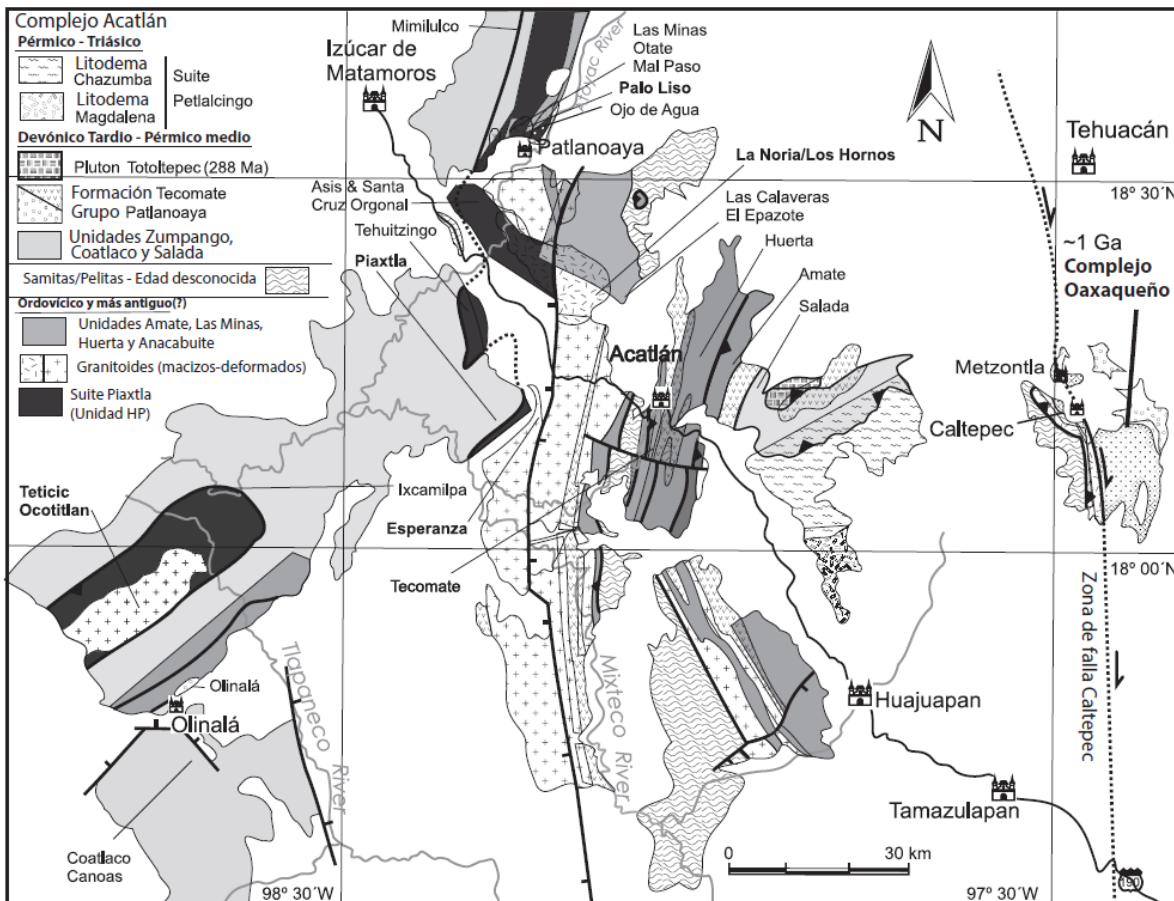


Figura 4. Mapa del Complejo Acatlán (elaborado por Ortega-Gutiérrez et. al (1999) y modificado por D. Keppie et al., 2012.)

Subgrupo Petlalcingo: situado en el borde occidental de una extensa zona de afloramientos del Complejo Acatlán en su mayoría constituida por unidades litoestratigráficas de este subgrupo. Las tres formaciones que lo integran son Formación Cosoltepec, Formación Chazumba y Migmatita Magdalena (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Subgrupo Acateco: este grupo consiste de dos formaciones, en su parte inferior la Formación Xayacatlán y en la parte superior la Formación Tecomate (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Tabla 1. Unidades litoestratigráficas del Complejo Acatlán (tomada de Ortega-Gutiérrez, 1978)

Unidades litoestratigráficas del Complejo Acatlán	
Diques San Miguel	Conjunto de intrusiones tabulares que incluyen tonalita de hiperstena, granito de muscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y aplita.
Tronco de Totoltepec	Intrusión trondhjemítica débilmente deformada y metamorfoseada.
Granitoides Esperanza	Rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas, con intercalaciones de bandas metasedimentarias y de rocas verdes; el conjunto forma un complejo cataclástico de protomilonita-milonita-ultramilonita recristalizado.
Formación Tecomate	Metagrauvaca, meta-arcosa- y pelitas o semipelitas de débil a medianamente carbonosas, con un miembro conglomerático compuesto por cantos deformados, principalmente graníticos y volcánicos; otro miembro distintivo está compuesto por metacaliza impura con fragmentos de invertebrados fósiles.
Formación Xayacatlán	Rocas verdes de grano fino, metagrabos bandeados de horblenda y augita milonitizados, serpentina, anfibolita, eclogitas y metasedimentos cuarcíticos y polícticos, con afinidad ofiolítica
Formación Cosoltepec	En la base anfibolita, cuarcita y metapelita; en la parte media, metapelita, cuarcita y metapedernal, rocas verdes y esquisto calcáreo; en la parte superior, filita y cuarcita impura con escasas rocas verdes intercaladas.
Formación Chazumba	Interestratos de esquistos pelíticos micáceos(principalmente de biotita) y cuarcitas o rocas silíceas (meta-grauvacas), con un dique estrato de gabro diferenciado y esquisto feldespático lit-par-lit hacia las partes media e inferior, respectivamente
Migmatita Magdalena	Migmatitas de composición tonalítico- diorítica, con abundante movilización neosomática en forma de diques y cuerpos irregulares, concordantes y discordantes de composición granítica y pegmatítica. Remanentes (restitas) de anfibolita, piroxenita, calsilicatita y mármol y frecuentes intervalos de gneis granítico.

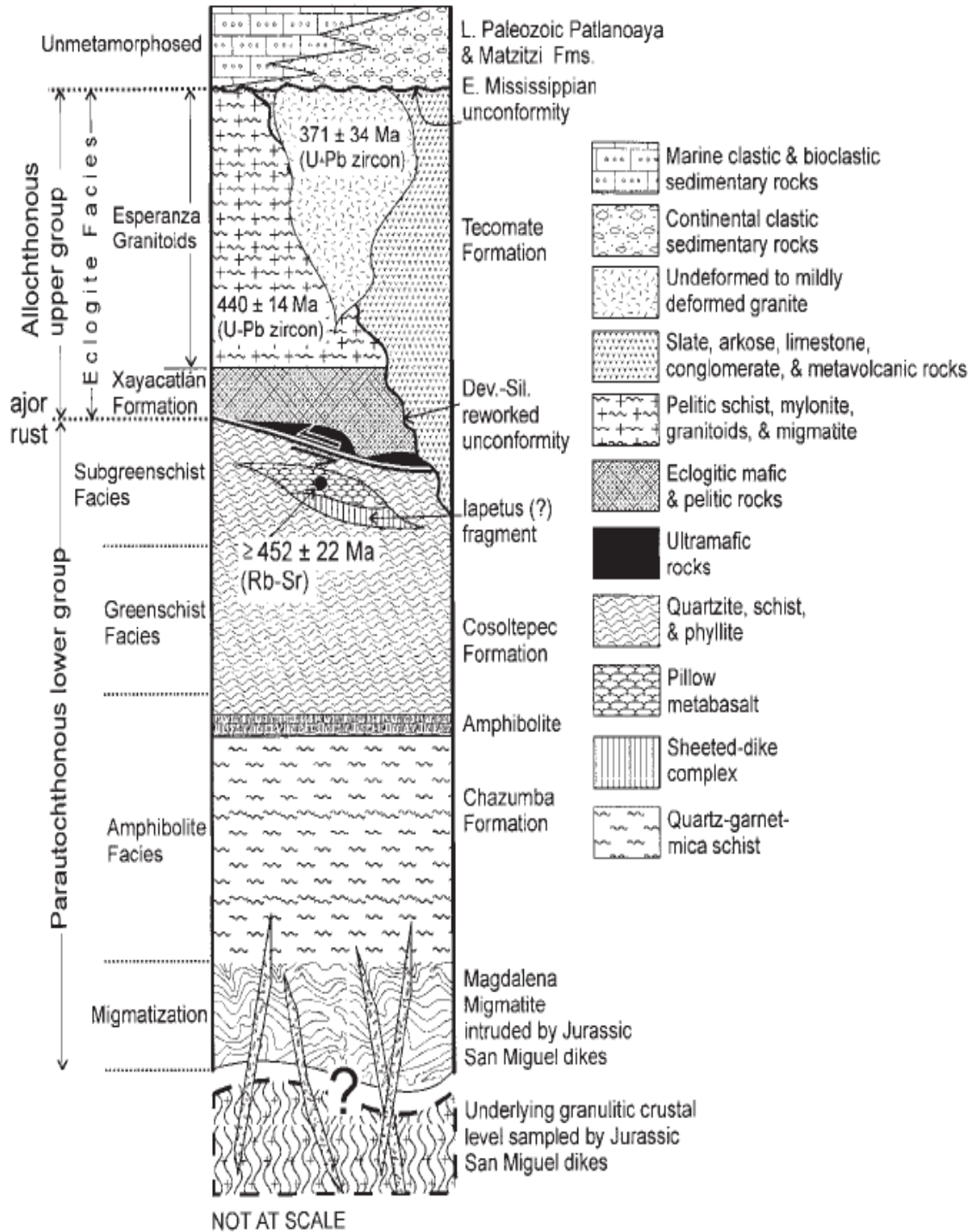


Figura 5. Columna Tectonoestratigráfica del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez et al., 1999).

El Complejo Acatlán forma parte del basamento del terreno Mixteco del sur de México. Estratigráficamente y tectonoestratigráficamente las unidades que conforman al complejo fueron descritas a detalle en trabajos anteriores (Ortega-Gutiérrez, 1978,1981). El complejo puede ser dividido principalmente en dos unidades tectónicas separadas por una falla. La placa inferior consiste en un paquete de rocas metasedimentarias (Fm. Cosoltepec, Chazumba y Fm Magdalena), interpretadas depósitos de trinchera y Fore-Arc de margen continental convergente. La placa superior (Fm Xayacatlán y Granitoides Esperanza) son rocas máficas y ultramáficas eclogitizadas e intercaladas con metasedimentos pelíticos y silíceos (Ortega-Gutiérrez et. al., 1999)

3.2 Formación Xayacatlán.

Esta formación tiene un significado litológico de gran interés, ya que en ella, por primera vez, se reconocieron rocas eclogíticas en México. La Formación Xayacatlán consiste en una secuencia metamórfica de esquisto verde, anfibolita, eclogita, serpentinita, milonita, esquistos pelíticos y cuarcita. El carácter magmático de las rocas básicas y ultrabásicas de la Formación Xayacatlán lo demuestran tanto sus texturas primarias relictas (vesículas, bandeamientos ígneos), como sus texturas (dolerítica, gabroide) y minerales relictos (hornblenda basáltica, ilmenita esqueletal). Posiblemente la unidad consistió de un complejo ofiolítico originalmente formado por peridotita, gabro, dolerita, basalto y sedimentos pelágicos asociados. Reagrupando las serpentinitas (metaperidotitas), metagabros, esquistos verdes y anfibolitas (metabasaltos y metadoleritas) en orden estructural ascendente, se tendría la secuencia de un conjunto típicamente ofiolítico (Ortega-Gutiérrez, 1978).

La formación Xayacatlán se interpreta como una ofiolita que probablemente marque una etapa de la divergencia litosférica (acreción) con que se inició el Ciclo tectónico Paleozoico del sur de México (Ortega-Gutiérrez, 1981).

3.3 Grupo Piaxtla

Este grupo fue propuesto por Ramírez (2001) para incluir a las unidades Xayacatlán y Granitoides Esperanza; argumentando que dichas unidades muestran un grado metamórfico similar. Estilo de deformación y relación tectónica con respecto a las otras unidades; asimismo, agrega que dado que las formaciones Xayacatlán y Tecomate muestran un grado metamórfico y litología muy distinto, sugiere su separación y por consiguiente el abandono del término subgrupo Acateco (Ramírez, 2001)

El Grupo Piaxtla es una unidad clave en la evolución tectónica del Complejo Acatlán, consiste en cuerpos ultrabásicos, metabasitas y metasedimentos (Formación Xayacatlán) y metagranitoides peraluminosos estrechamente relacionados (Granitoides Esperanza). Que en conjunto manifiestan una historia compleja de deformación y metamorfismo de alta presión (Bonilla- Ramos & Elías-Herrera, 2002).

Suite Piaxtla

3.4 Rocas de alta presión en el Complejo Acatlán

Talavera *et. al.* (2005) realiza estudios de geocronología mediante el sistema U-Pb para unidades metasedimentarias, suite magmática (Granitoides Esperanza) y una suite con eclogitas y esquistos azules. Obteniendo así tres eventos tectonotermales para los Granitoides Esperanza: 1) Grenviliano (1165 ± 30 a 1043 ± 50 Ma), 2) Taconiano (478 ± 5 a 471 ± 14 Ma) y 3) Saliniano (Acateano; 461 ± 9 a 440 ± 14 Ma).

Los mismos autores obtienen edades para las eclogitas de la formación Xayacatlán situándolas en el Neoproterozoico – temprano al Ordovícico, edades obtenidas de zircones detríticos que muy probablemente provengan de Norte América (provincia Grenviliana). También reporta la existencia de esquistos azules en con protolitos que muestran una afinidad geoquímica OIB y MORB, además

con datos geotermobarométricos indican que fueron metamorfoseados a una temperatura de 300 – 350 °C y presiones de 5 – 7 kb

Dos cinturones de alta presión se encuentran en rocas Paleozoicas del Complejo Acatlán: el primero es el cinturón de Piaxtla-Organal - Asis- Mihilulco y segundo corresponde con el cinturón Ixcamilpa- Olinalá (Keppie, 2012).

La unidad Coacalco (Ramos-Arias, 2011) perteneciente al cinturón de Ixcamilpa-Olinalá (Keppie, 2012) se caracteriza por la presencia de esquistos azules caracterizadas por la presencia de glaucofano asociado con albita, epidota y zonas con granate, intercaladas con zonas de textura lepidoblástica que contienen clorita, mica blanca, fibras de anfíbol azul y rutilo- titanita, óxidos de Fe y zircones como minerales accesorios. (Ramos-Arias, 2011)

Las rocas de la Suite Piaxtla se encuentran emplazadas tectónicamente en la unidad de bajo grado, formando dos cinturones de alta presión ubicados al centro (Mihilulco-Piaxtla) y occidente (Ixcamilpa- Olinalá) del complejo Acatlán. El cinturón occidental de alta presión ha sido interpretado como un Klippe (cabalgadura plegada), que yuxtapone la unidad metamórfica de alta presión sobre la unidad de bajo grado mediante una falla inversa de vergencia oeste. Por su parte, el límite oriental del cinturón central ha sido interpretado como una zona de cizalla listrica N-S, con vergencia oeste y componente normal, sin embargo la edad e interpretación tectónica del contacto occidental de este cinturón aún no han sido determinadas. (Galaz, 2013)

3.5 Geología local

Los esquistos azules, esquistos verdes, meta- eclogitas y esquistos de mica afloran en área de Vista Hermosa, Puebla, a 6 km del poblado de San Juan Raboso.

El área de estudio se caracteriza por una secuencia de rocas metamórficas que contienen una intercalación de esquistos azules con epidota, esquistos verdes, meta-eclogitas y esquistos pelíticos de mica blanca y oscura.

La topografía en el área no representa un problema, ya que los caminamientos se realizaron a lo largo del cauce de un pequeño río, el cual solo tiene agua en temporada de lluvias.

Esquistos azules

Lo esquistos azules se encuentran expuestos en el cauce de un pequeño río en forma de cuerpos lenticulares, en muestra de mano presentan un color gris oscuro con tomos verde pistache y tonos gris claro, esto debido en gran parte a su mineralogía la cual está compuesta por anfíbol azul, epidota, micas blancas.

Esta secuencia presenta una foliación definida con una orientación preferencial de 57° - 30° , observándose en muestra de mano al menos dos eventos de deformación como se puede observar en la figura 6, estos bloques se encuentran afectados por dos sistemas de fracturas con orientaciones preferenciales de 247° - 66° y 312° - 52° .

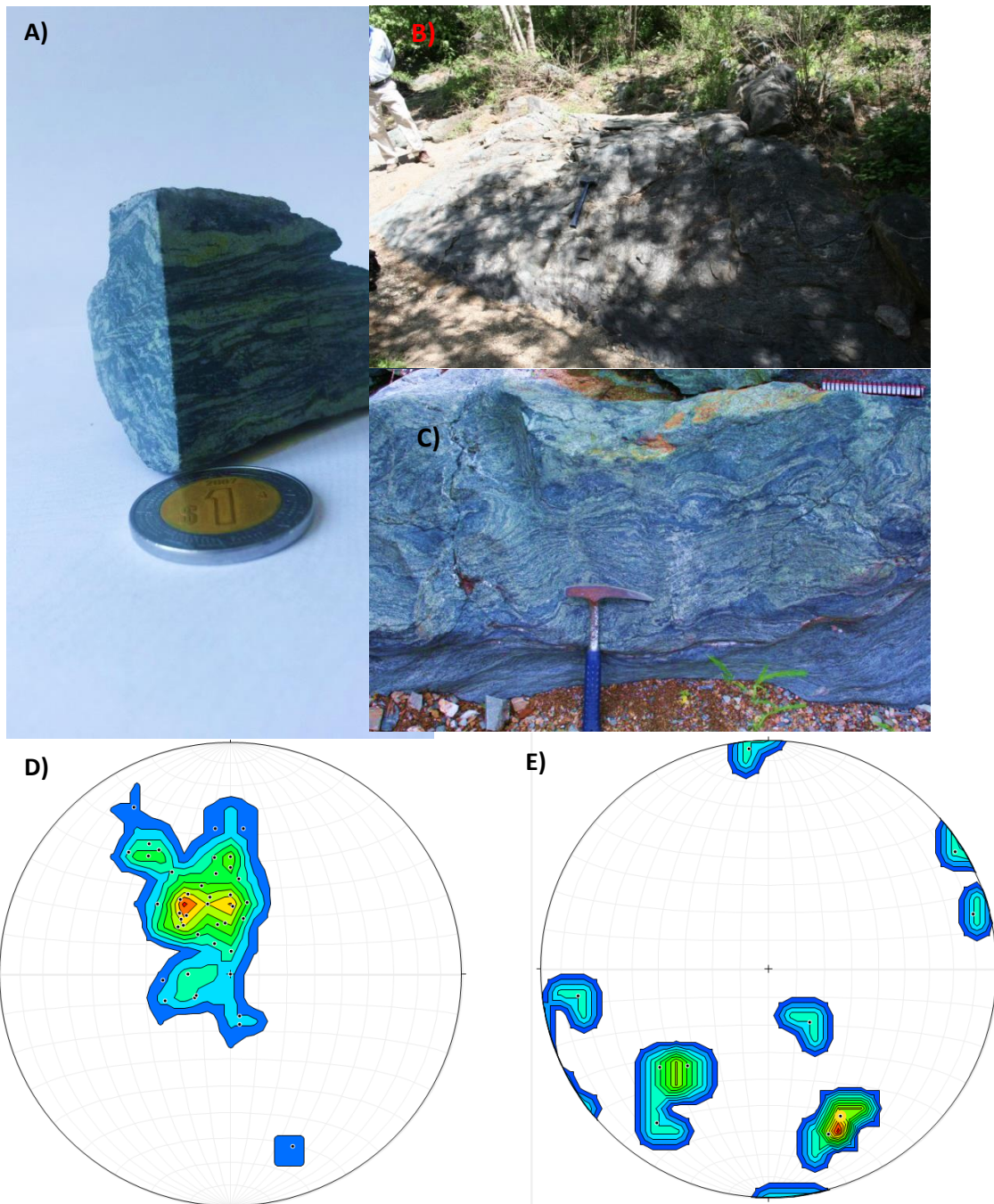


Figura 6 A) fotografía de muestra de mano de esquistos azules donde es posible observar por lo menos dos eventos de deformación. B) Afloramiento de esquistos azules con fracturas. C) Intensa deformación en bloque de esquistos azules, evidenciado por los pliegues de epidota y anfíbol azul. D) Estereograma de foliaciones. E) Estereograma de fracturas en esquistos azules

Los esquistos azules se encuentran en contacto con lentes de esquistos verdes, meta-eclogitas y esquistos de mica, estos últimos también se encuentran intercalando a las litologías mencionadas anteriormente.

Esquistos Verdes

Los esquistos verdes se encuentran expuestos en forma de cuerpos lenticulares de no más de 10m de espesor. Estos presentan un color verde con tonos gris claro. Se pueden observar minerales como epidota y un anfíbol color verde de hábito fibroso que podría ser actinolita- tremolita (ver capítulo 4), también es posible ver en pequeñas cantidades sulfuros (pirita) y óxidos. La parte más superficial de los esquistos verdes se encuentra muy meteorizada.

Estos esquistos presentan foliación que tiene una dirección preferencial de 75°- 26° y al igual que los esquistos azules se encuentran afectados por tres familias de fracturas con orientación: 331°- 71°, 108° - 26°, 240°- 77°.

Además estos esquistos se encuentran milonitizados, presentando estructuras en forma de lápiz.

Se encuentran en evidente contacto con esquistos azules, meta- eclogitas y esquistos de micas.

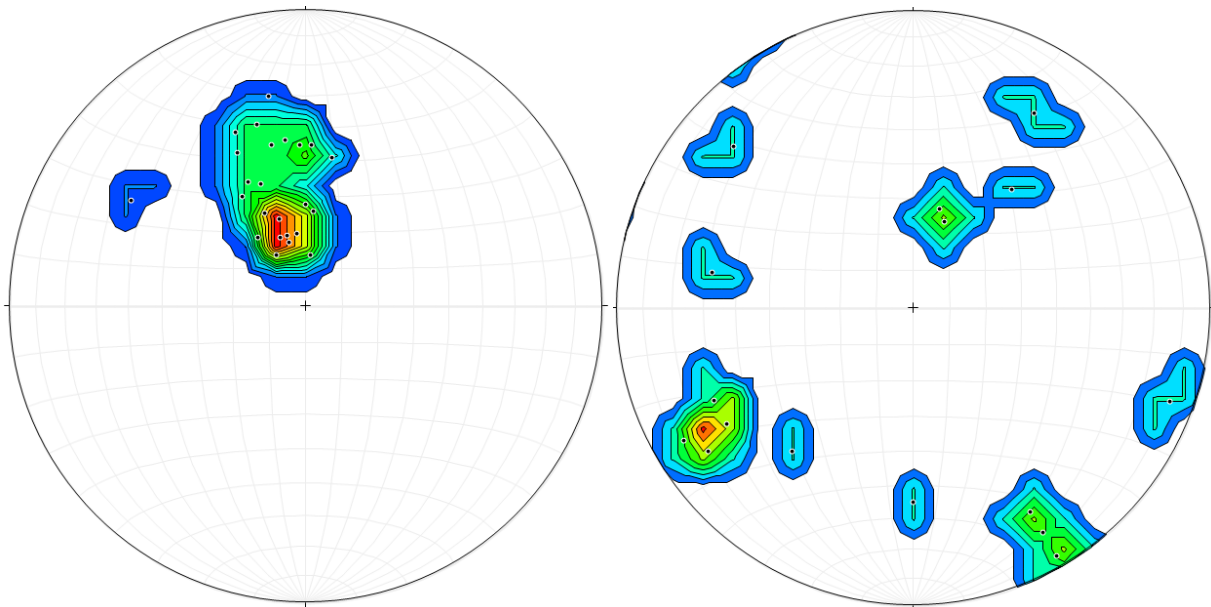


Figura 7. A) Afloramiento de esquistos verdes sobre el cauce del río. B) bloque de esquistos verdes. C) Esquistos verdes milonitizados. D) estructuras en forma de lápiz E) Estereograma de foliaciones de esquistos verdes. F) Estereograma de fracturas de esquistos verdes.

Meta-eclogitas

Las meta-eclogitas se encuentran aflorando en forma de cuerpos de ~ 5-6m de espesor sobre el cauce del río. Estos son de color verde claro, con tonos rojizos. La mineralogía presente es de granate en una matriz de minerales verdes y algunas micas, puede apreciarse cierta orientación entre los cristales que conforman la matriz, la textura de esta roca en muestra de mano es de tipo porfidoblástica. También esta roca se encuentra en contacto con las rocas descritas anteriormente.

Esquistos de mica

Los esquistos de mica son de color gris claro a pardo, la mineralogía es de micas en más de 80% aunque también presentan lentes de cuarzo y en algunas zonas es posible observar granates. Tienen una textura foliada con una dirección preferencial de $76^\circ - 24^\circ$. En la figura 8 se puede observar la foliación de estos esquistos de mica, así como una gran deformación evidenciada por la formación de pliegues.

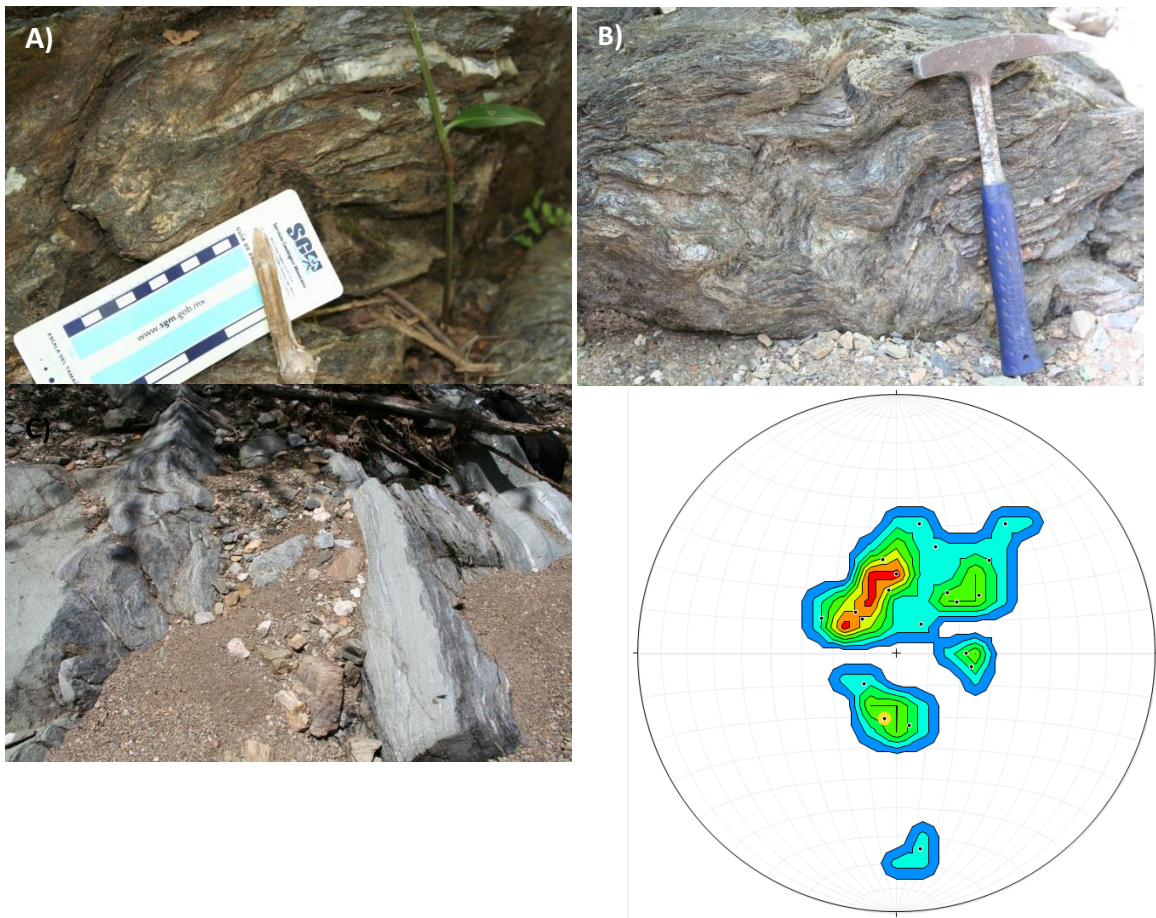


Figura 8. A) Lente de cuarzo en esquisto de micas B) Foliación y plegamientos en los esquistos de micas. C) Intercalación de rocas metamórficas de composición química básica con los esquistos de micas. D) Estereograma de foliación de esquistos de micas.

Rocas post-metamórficas

Se tiene una serie de diques de composición intermedia, que se encuentran con meteorización avanzada, además presentan una textura porfídica, los minerales que se pueden observar en muestra de mano se observan anfíboles y plagioclasa. Este dique se encuentra cortando la secuencia de esquistos de micas, evidenciando que es post-metamórfico.



Figura 9. A) Dique intensamente fracturado y meteorizado B) Dique cortando a secuencia de esquistos de micas.

Petrografía

Este capítulo presenta los resultados obtenidos del análisis petrográfico de muestras obtenidas en el poblado de Vista Hermosa, Puebla. Se seleccionaron 23 muestras para estudio petrográfico, nueve para estudios geoquímicos de elementos mayores y traza.

Las muestras para análisis petrográfico se seleccionaron por ser representativas de las litologías encontradas en campo. Las láminas delgadas fueron preparadas por la Empresa Petroanálisis S.A de C.V y por el Laboratorio de Edafología del Instituto de Geología, de la UNAM.

El estudio petrográfico consistió en la descripción de secciones delgadas por contenido mineral y textural y las clasificaciones se realizaron a partir de comparaciones visuales de porcentaje.

Las fotografías anexas se tomaron con una cámara digital marca Sony acoplada al microscopio de marca Carl Zeiss modelo Axio Vision.

Las muestras analizadas forman parte de la zona de alta presión del Complejo Acatlán y rocas asociadas espacialmente. La vegetación en el área por tratarse de un río es bastante abundante, lo cual dificulta el muestreo pero no el acceso. El clima ha provocado que las rocas se encuentren moderadamente meteorizadas, por lo que coleccionar muestras sanas fue algo complicado. Las muestras coleccionadas corresponden a los afloramientos más representativos, obteniendo un mayor número de muestras de una litología en especial, ya que es el motivo de este trabajo.



Figura 10. Relieve y vegetación del área de estudio. A) Vista del río aguas abajo. B) esquistos verdes en primer plano. C) el relieve de zona lo conforman lomeríos. D) en primer y segundo plano Grupo Piaxtla, en tercer plano Sierra Nevada.

Las abreviaciones utilizadas se han tomado a partir de British Geological Survey

Albita = Ab, Actinolita = Act, Carbonato = Cb, Clorita = Chl, Epidota = Ep, Glaucofano= Gln, Granate =Grt, Fengita = Phg, Plagioclasa = Pl, Rutilo = Rt, Titanita = Ttn, Zircon = Zr, Anfíbol = Am, Biotita = Bt, Cuarzo = Qtz, Ribbeckita= Rbk.

4.1 Esquistos Azules

Las muestras de esquistos azules estudiadas fueron colectadas sobre el cauce del río que se encuentra a un costado de la terracería que conecta al poblado de Vista Hermosa y San Miguel las Minas.

La mineralogía de estos lentes es de anfíbol azul, epidota, micas blancas y óxidos se encuentran intercalados con esquistos pelíticos (ver capítulo 4.3), además se encuentran intercalados con esquistos verdes (ver capítulo 4.2) y meta eclogitas (ver capítulo 4.4).

En los afloramientos se pueden observar una estructura con bandeamientos de cristales verdes de epidota con cristales aciculares de anfíbol azul con espesores variables de ~ 5mm. La textura que presentan los esquistos es de tipo foliada esquistosa.

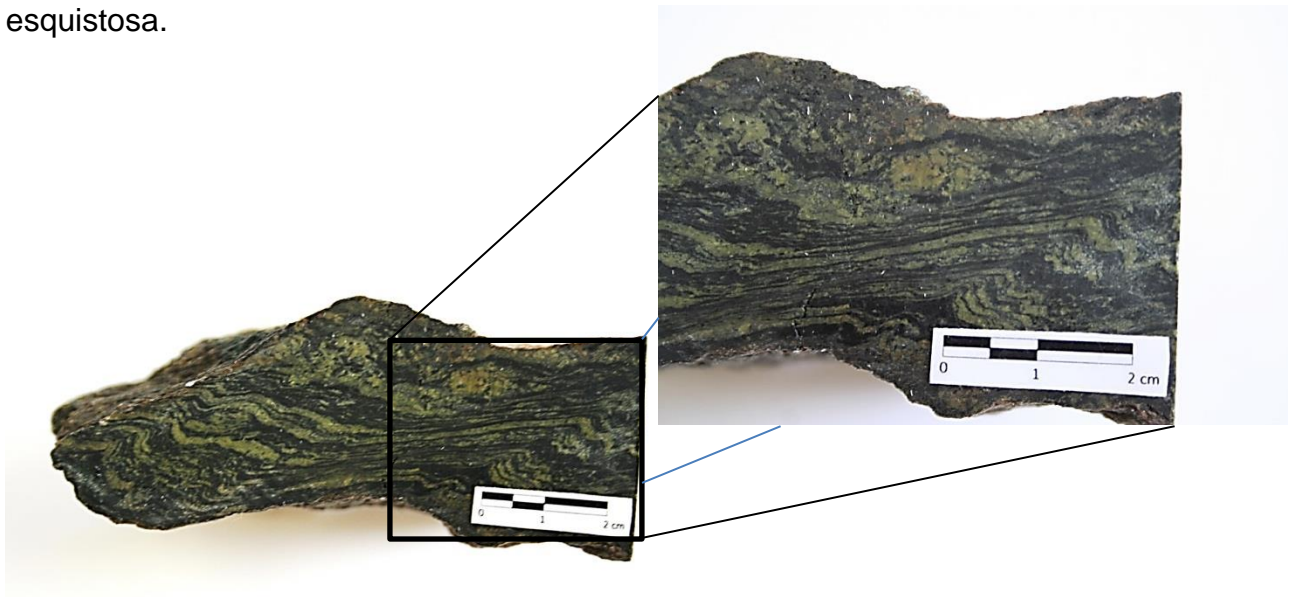


Figura 11. Muestra de esquistos azules con bandeamientos de anfíbol azul y epidota.

Los esquistos azules presentan como ya se mencionó bandeamientos entre estas dos fases minerales tan distintivas, además en muestra de mano es posible observar mica blanca, minerales metálicos, granate y algunas vetillas de calcita.

Los afloramientos presentan un alto grado de fracturamiento, pudiendo identificar por lo menos tres direcciones preferenciales de este. Debido al intenso grado de deformación que han sufrido estas rocas la foliación tiene distintas direcciones, logrando identificar en los afloramientos y muestra de mano que se forman pliegues.

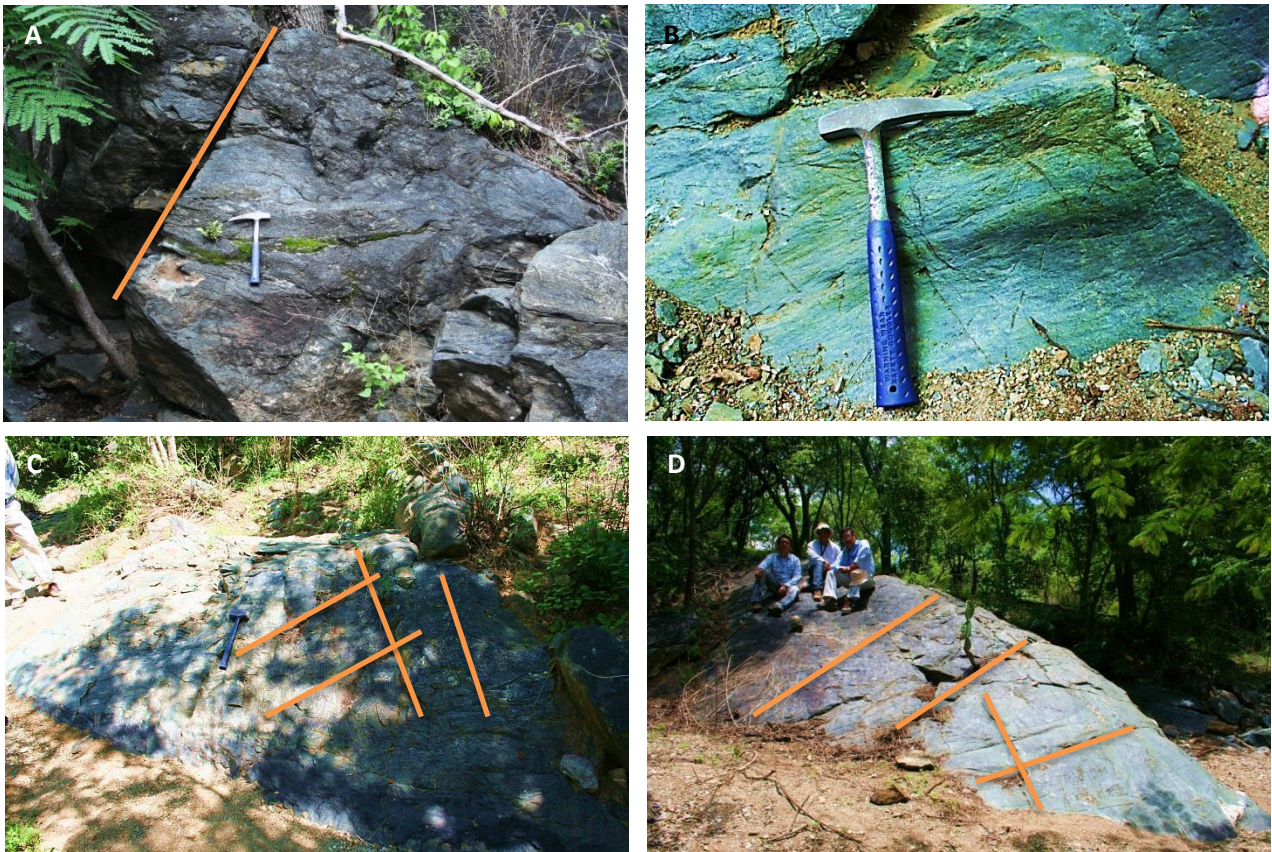


Figura 12. Fotografías de afloramientos de esquistos azules. A) Bloque de esquistos azules con fracturamiento en una dirección. B) Esquistos azules, se puede observar las bandas de epidota (verde) y anfíbol azul. C) Bloque de esquistos azules sobre el cauce del río, se pueden observar fracturamiento en dos direcciones. D) Bloque de esquistos azules de ~5 m de largo, intensamente fracturado preferencialmente en dos direcciones.

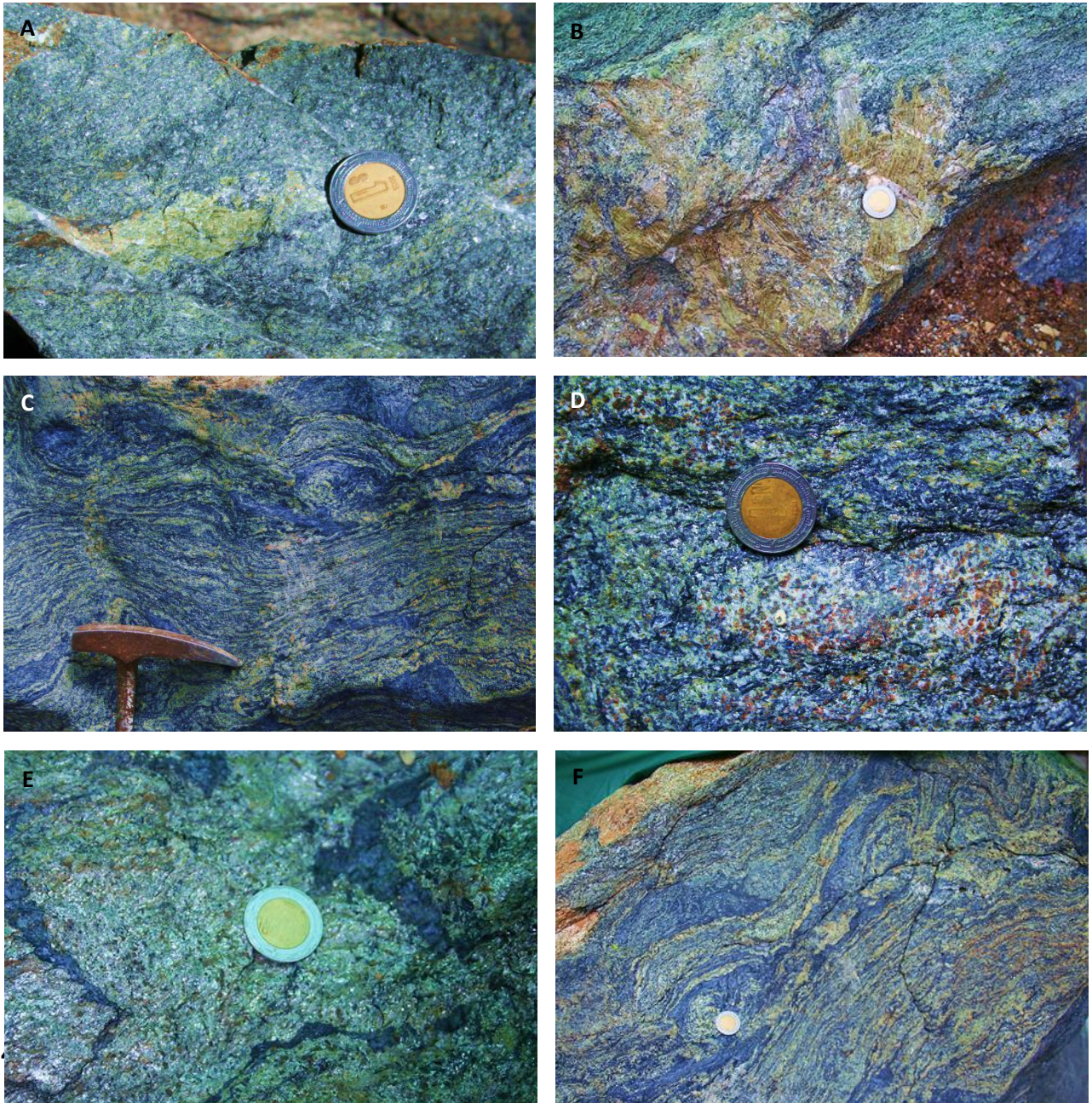


Figura 13. Detalles de afloramientos. A) Cristales de epidota de más de un centímetro, orientados con la foliación. B) cristales euhedrales de epidota de ~8cm de largo. C) Bloque de esquistos azul, se observa la foliación correspondiente a la última etapa de deformación. D) En rojo se pueden observar granates en una matriz de epidota y glaucofano. E) se observa el anfíbol azul, en color gris claro corresponden a micas blancas. F) Se puede observar la intensa deformación, formando pliegues.

Los esquistos azules son rocas metamórficas de composición básica, con cristales de tamaños medios a gruesos. Su coloración es azul con bandas verdes pistache, esto dependiendo del mineral predominante, pueden ser verde con tonos azules, se pueden observar también minerales de color gris metálico y algunos con tonalidades rojizas, correspondientes a óxidos. También es posible distinguir minerales de color gris claro y minerales de color rojo.

Como asociación mineral principal se tiene gln-rbk + ep + ab + mica blanca y pequeñas poblaciones de zircón. Como segunda asociación mineral act + chl + grt + ttn. También existe calcita posterior a las dos asociaciones, ésta se encuentra rellenando fracturas en la roca.

La roca en lámina delgada presenta una textura tipomórfica Nematoblástica. El tamaño de los granos minerales es medio, aunque los minerales secundarios en menor cantidad son de grano fino. La roca bajo el microscopio se observa como un mosaico de anfíbol azul, epidota, albita y clorita. Se encuentran microestructuras de deformación como maclas de deformación y bordes suturados.

El gln –rbk presenta una birrefringencia anómala de color pardo claro, está es una característica de este tipo de anfíbol. La forma de los cristales van desde euhedrales a subhedrales, llegándose a encontrar secciones basales y zoneadas de esta fase mineral, la abundancia de esta fase mineral es del 50% en área de la sección delgada. El gln- rbk en algunas zonas presenta un remplazamiento por la serie de anfíboles actinolita- tremolita, en algunas ocasiones este es totalmente remplazado por el anfíbol mencionado anteriormente. La plagioclasa por su parte se encuentra íntimamente relacionada con el gln-rbk ya que presenta una textura poikilobástica y además se puede observar en equilibrio con el gln-rbk evidenciado por bordes planos entre estas dos fases minerales.

En tanto la epidota se presenta de forma muy granular y fracturada con una birrefringencia anómala.

Se identificaron dos tipos de clorita con base en la birrefringencia que presentan, la primera con un color pardo, la cual es más abundante, y el segundo tipo de clorita presenta un color de interferencia azul Berlín y se observan siempre íntimamente relacionados con la titanita.

El granate se puede encontrar en cristales subhedrales y euhedrales, muy fracturados, en algunos es posible encontrar cristales de gln-rbk totalmente deformando en forma de "S".

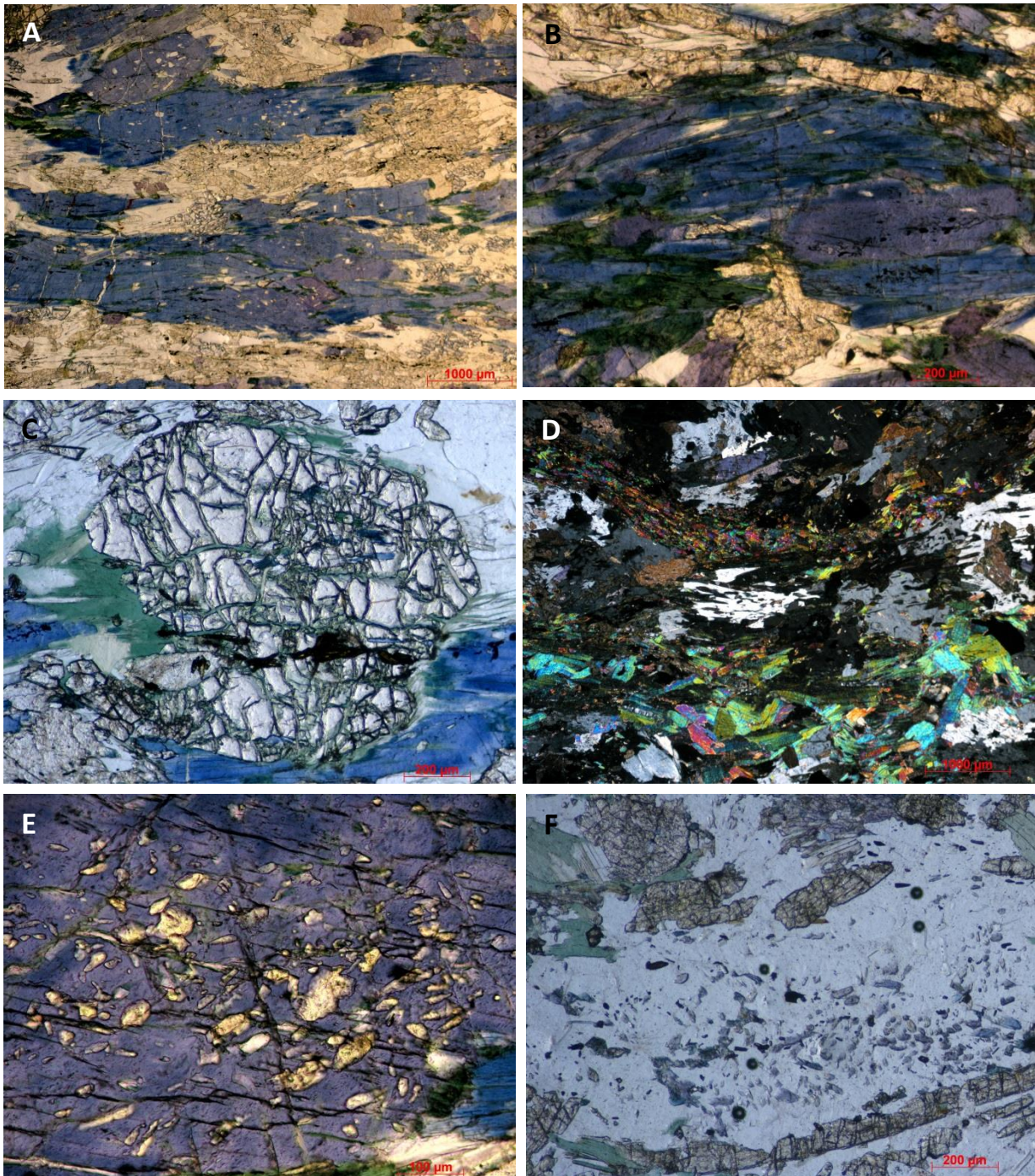


Figura 14. Fotografías de sección delgada. A) Textura nematoblastica B) Cristales orientados de gln-rbk, epidota. C) Granate remplazado por clorita y rodeado por gln-rbk, también se observa inclusiones de rutilo y pequeños cristales de gln-rbk. D) Textura nematoblastica vista con nicoles cruzados, los minerales observados son micas blancas, gln-rbk, epidota, plagioclasa y clorita. E) Islas de plagioclasa y epidota en gln-rbk. F) Islas de gln-rbk y epidota en plagioclasa.

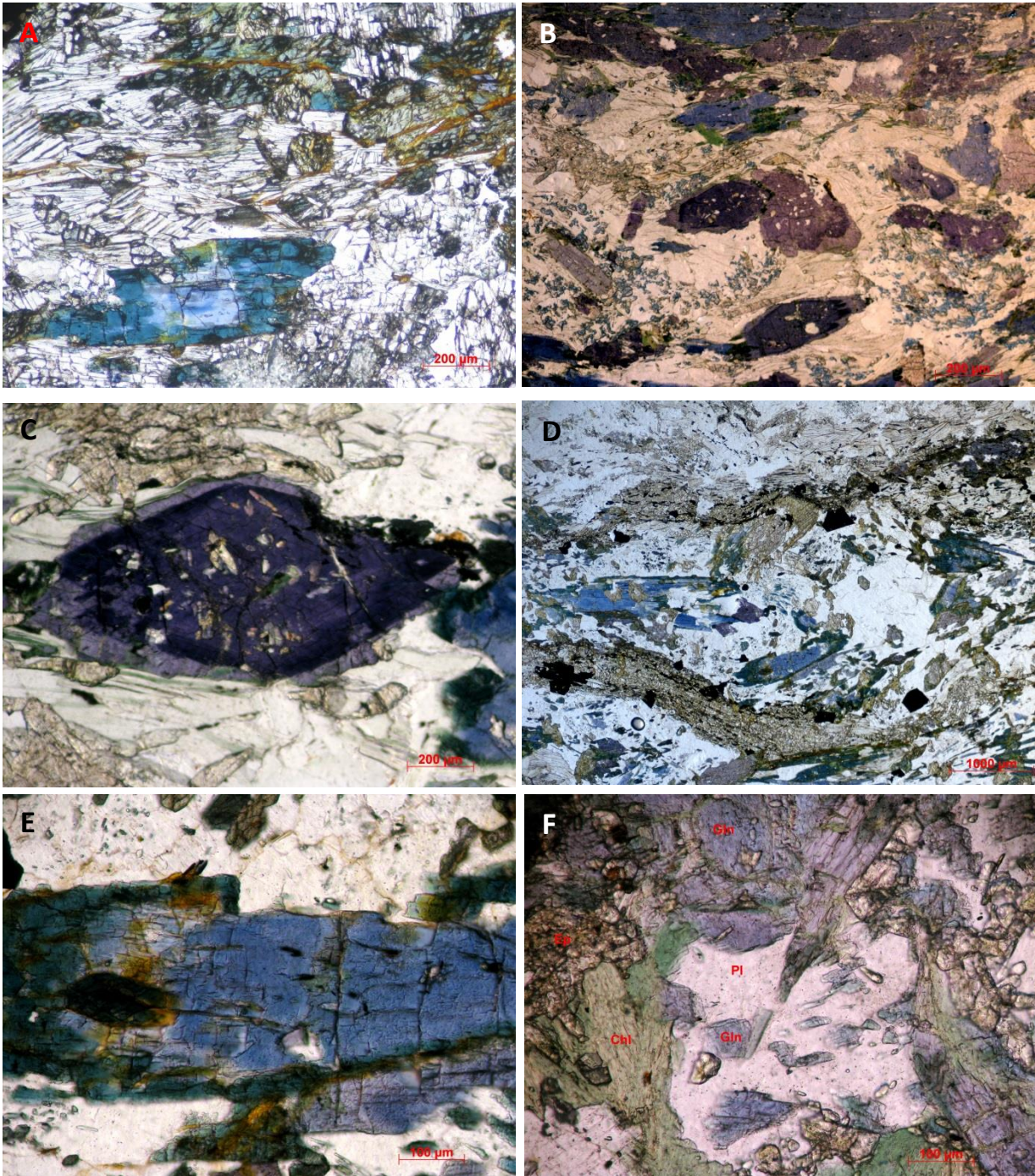


Figura 15 Fotografías de esquistos azules en sección delgada. A) en la parte inferior de la fotografía se observa un cristal subhedral de gln-rbk coronado por actinolita. B) Cristales subhedrales de gln-rbk zonificados. C) Sección basal de gln-rbk en donde se puede observar la zonificación en tres bandas muy claras. D) Secciones subhedrales de gln-rbk zonificados y reemplazados por actinolita. E) Cristal subhedral de gln-rbk en donde se observa el reemplazamiento por actinolita. F) En el centro de la imagen se observa el crecimiento de gln-rbk a partir de plagioclasa, otros minerales presentes son epidota y clorita.

4.2 Esquistos Verdes

En muestra de mano los esquistos verdes presentan mineralogía de anfíboles verdes, que dan el color verde a los afloramientos, en algunos casos el grado de meteorización hace que los afloramientos no sean del todo sanos. Estos bloques presentan un intenso fracturamiento en dos direcciones. Los minerales en muestra de mano presentan una apariencia fibrosa característica de un anfíbol.

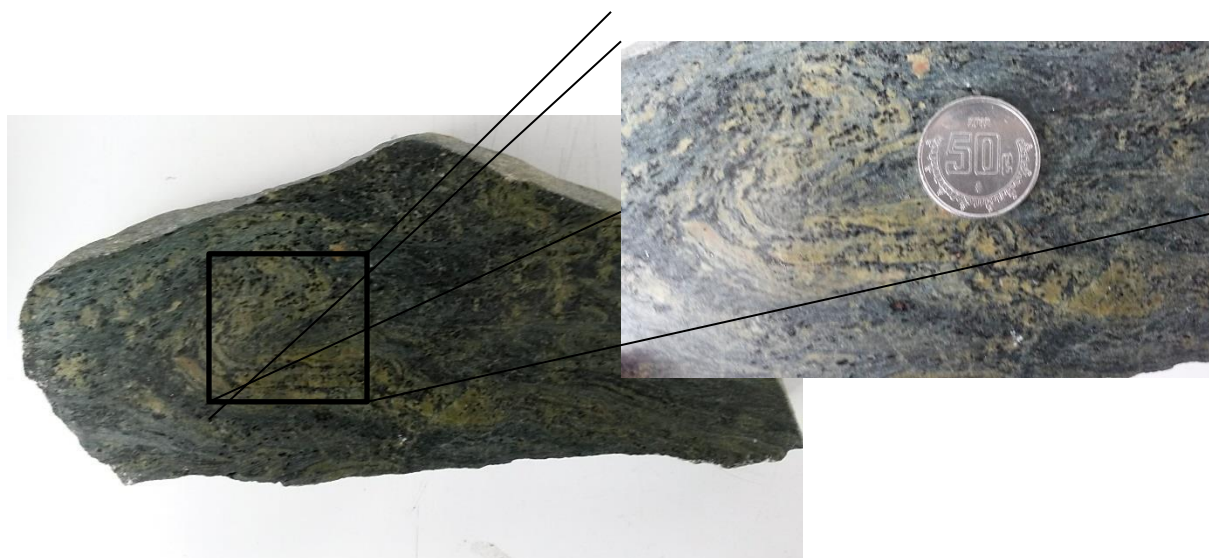


Figura 16. Muestra de mano de esquistos verdes, con pliegues de epidota.

La roca tiene una textura foliada. La coloración es verde claro con puntos amarillos (sulfuros) y puntos gris oscuro. Se observan minerales como la epidota totalmente orientados y en algunos casos formando pliegues junto con otro anfíbol verde de aspecto fibroso. Los minerales en muestra de mano no superan el 1cm de largo.

La asociación mineral presente corresponde con Act - Tr + Ep + Pl + Chl ± Ttn ± minerales opacos. Se puede observar en pequeñas cantidades calcita relleno de fracturas.

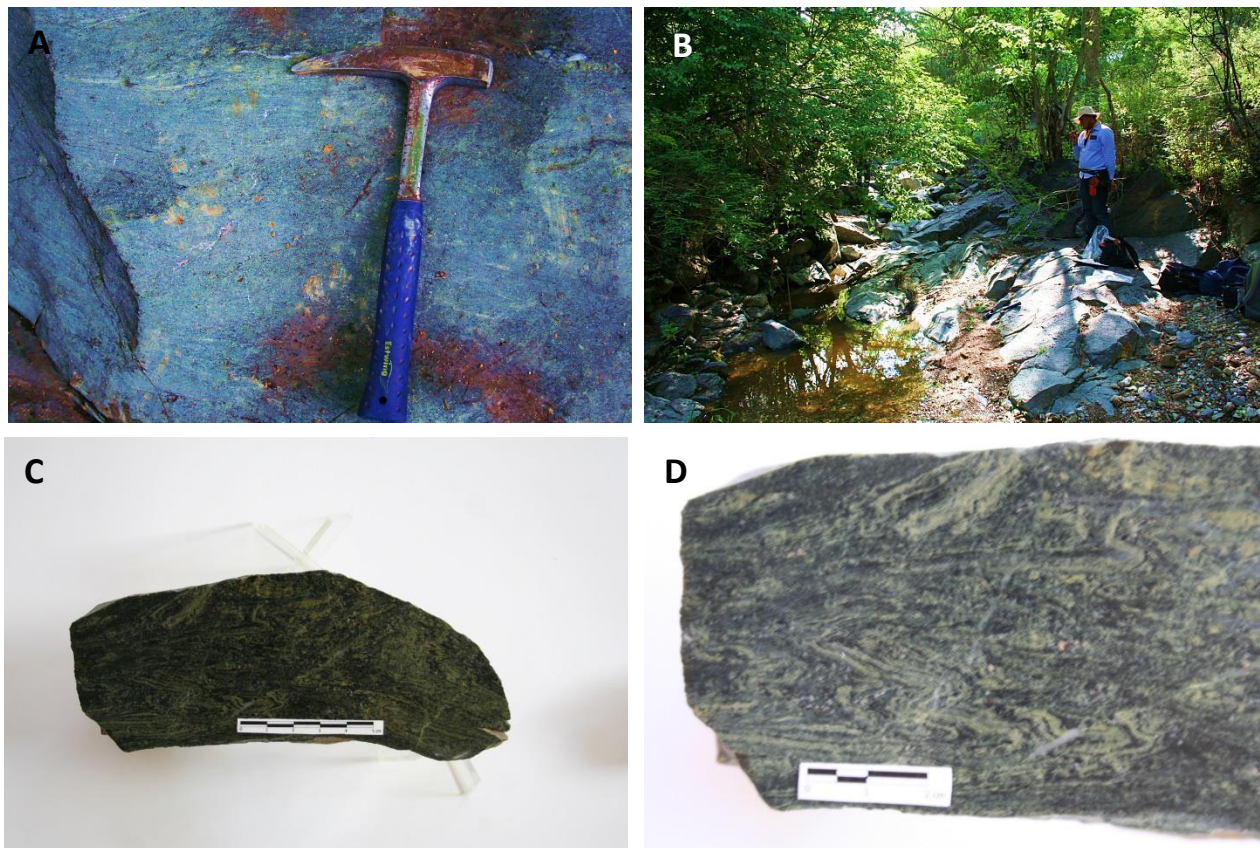


Figura 17. A) Afloramiento de esquisto verde, donde se puede observar la foliación. B) Afloramiento de esquisto verde paralelo al río. C) Muestra de mano de esquisto verde donde se puede observar la foliación. D) Pliegues en forma de “Z” y “S” de epidota con actinolita.

Los esquistos verdes presentan una textura tipomórfica nematoblástica. El tamaño de los minerales que lo constituyen en su mayoría son granos medianos y algunos finos. La mayoría de los cristales tienen una forma que va de subedral a anedral, a excepción de las titanitas que son euedrales.

Las fases minerales predominantes son epidota y tremolita – actinolita, teniendo ambas fases porcentajes de 35% del volumen total de la roca. La otra fase la constituyen plagioclasa con porcentaje de 15%, clorita con 10% y como mineral accesorio esta la titanita con un porcentaje del 5%.

La epidota se encuentra en dos fases, la primera intercrecida con clorita presentando bordes planos entre ellas, la segunda intercrecida con epidota y remplazada por plagioclasa y clorita. Los cristales de epidota son en su mayoría anhedrales y están muy fracturados.

La actinolita – tremolita, se encuentra en cristales con forma fibrosa, orientados y deformados, formando pliegues, además se encuentra asociada a la epidota y plagioclasa en forma de islas dentro de estas.

La plagioclasa se encuentra en forma de cristales anedrales, orientados, con extinción ondulante, contiene islas de actinolita – tremolita y epidota.

La clorita presenta extinción ondulante íntimamente relacionada con la titanita, en algunas zonas se observa como está remplazando a la epidota.

La calcita se encuentra en forma anedral, y está rellenando fracturas.

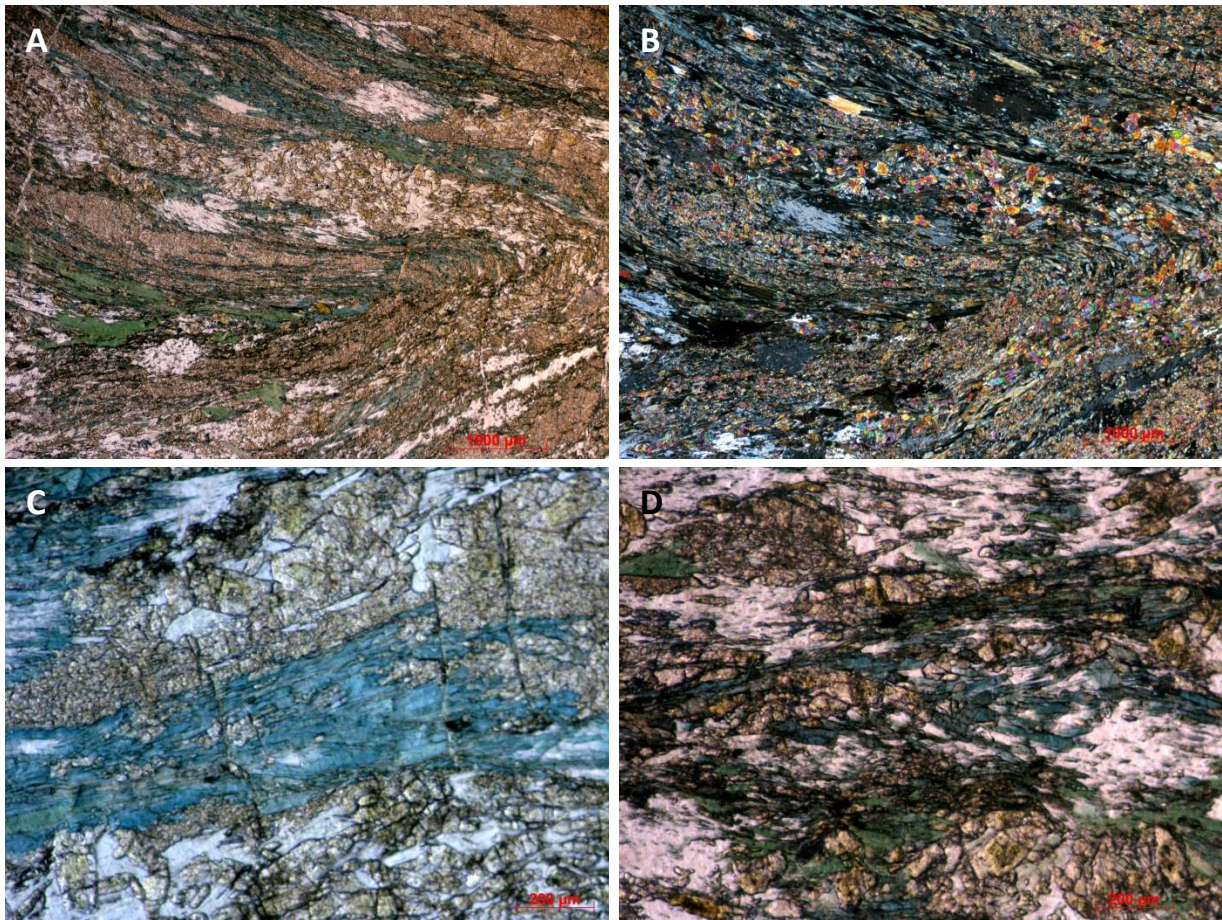


Figura 18 Fotografías de sección delgada. A) Pliegues de epidota y actinolita - tremolita, se observa también clorita y plagioclasa. B) Actinolita – tremolita y epidota, observadas con nicoles cruzados. C) En el centro de la imagen cristal de Act – Tr con islas de epidota. D) islas de epidota y actinolita – tremolita en plagioclasa, además se observa clorita.

4.3 Meta-eclogitas

Los cuerpos de meta-eclogita se encuentran relacionados con los esquistos azules y verdes espacialmente. Se encuentran como lentes intercalados con esquistos verdes. Es poca la abundancia de este tipo de roca en comparación con las anteriores. El afloramiento es de no más de ~3m de largo por ~2m de ancho.

El tamaño de grano es medio, la roca presenta una color verde con puntos rojos-pardo, al igual que las litologías anteriores se encuentra fracturada en dos direcciones. Presenta una textura en muestra de mano porfidoblástica, aunque es posible apreciar una débil foliación.

La roca se encuentra muy meteorizada por lo cual tomar muestras de roca sana, es algo complicado.



Figura 19. Afloramientos de meta eclogitas. A) meta eclogita asociada con esquistos verdes, presenta fracturamiento en dos direcciones. B) Acercamiento de bloque de meta eclogita presenta fracturamiento y está muy meteorizada.

La mineralogía presente es de Grt + Rt + Chl+ Pl + Mic. Como mineral accesorio calcita.

La roca presenta una textura en sección delgada de tipo porfidoblástica con matriz foliada. Los minerales que constituyen a la roca van desde euhedral a anhedral.

El granate se encuentra muy fracturado y de forma euhedral a subhedral, tienen inclusiones de rutilo. La clorita está intercrecida con plagioclasa en una primera etapa, en la segunda se encuentra reemplazando al granate.

Las micas blancas están orientadas e intercrecidas con plagioclasa, clorita, además de que en las orillas de algunas micas es posible observar rutilo.

El rutilo como ya se mencionó solo se encuentra asociado a dos fases minerales, la primera es granate y la segunda mica.

Las plagioclasas se encuentran intercrecidas con los minerales anteriores, presentando una extinción ondulante y cristales subhedrales.

Las evidencias de que se trata de una meta- eclogita es la presencia de rutilo y granate como relictos.

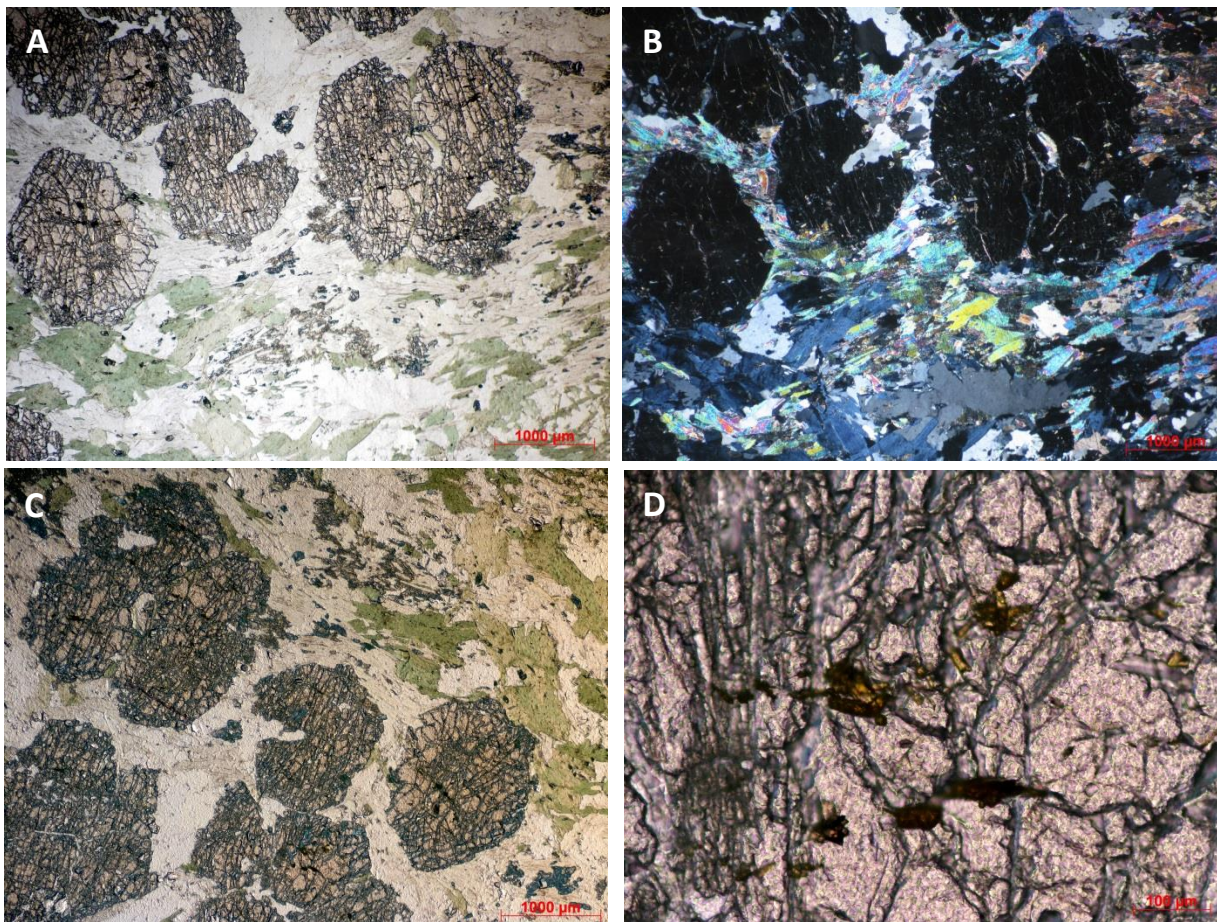


Figura 20. Fotografías de sección delgada. A) Mineralogía de granate + clorita + micas y plagioclasa. B) Imagen con nicols cruzados donde se puede observar la foliación de los minerales, la clorita presenta una anisotropía de color azul Berlín. C) Cristales de granate subhedrales fracturados. D) Inclusiones de rutilo en los granates.

4.4 Esquistos Pelíticos

Estos esquistos forman cuerpos masivos de dimensiones métricas. Son homogéneos en composición. Sin embargo en ocasiones presentan lentes de cuarzo y una mica de color verde. Presentan además una gran deformación, lo cual hace que la dirección de foliación cambie constantemente.

Las muestras tomadas corresponden con afloramientos expuestos a lo largo de la sección estudiada.

En muestra de mano presentan una textura foliada, con una mineralogía que consiste en su mayoría de micas y pequeños lentes de cuarzo.

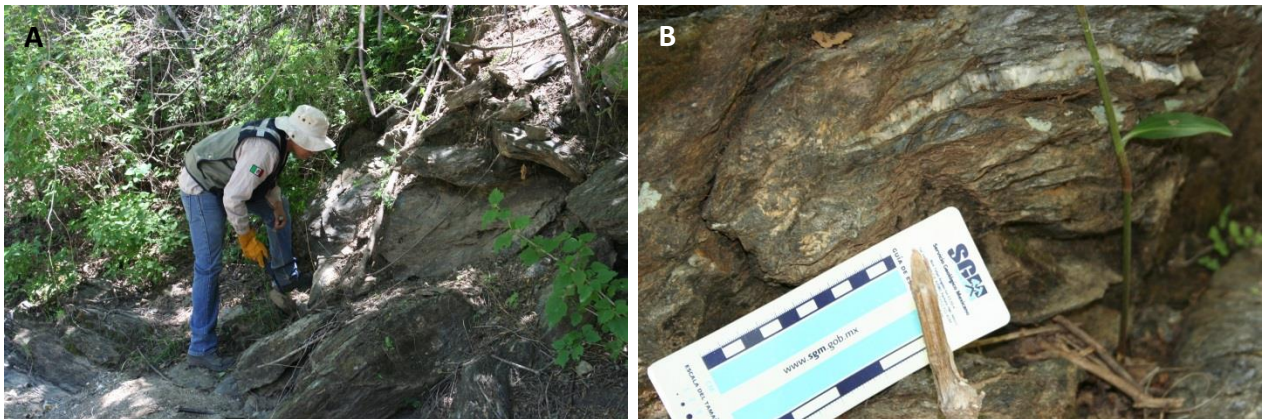


Figura 21. Fotografías esquistos pelíticos. A) Afloramiento de esquistos pelíticos. B) esquistos pelíticos con lentes de cuarzo. La roca en sección delgada presenta una textura tipomórfica lepidoblástica. La asociación mineral presente es Mica + Cuarzo \pm Clorita.

Las micas se presentan como cristales laminares y orientados, con un porcentaje de 60%, intercrecida con cuarzo. La clorita se presenta en forma anedral, con extinción ondulante y como mineral accesorio. El cuarzo encuentra en forma anedral con extinción ondulante.

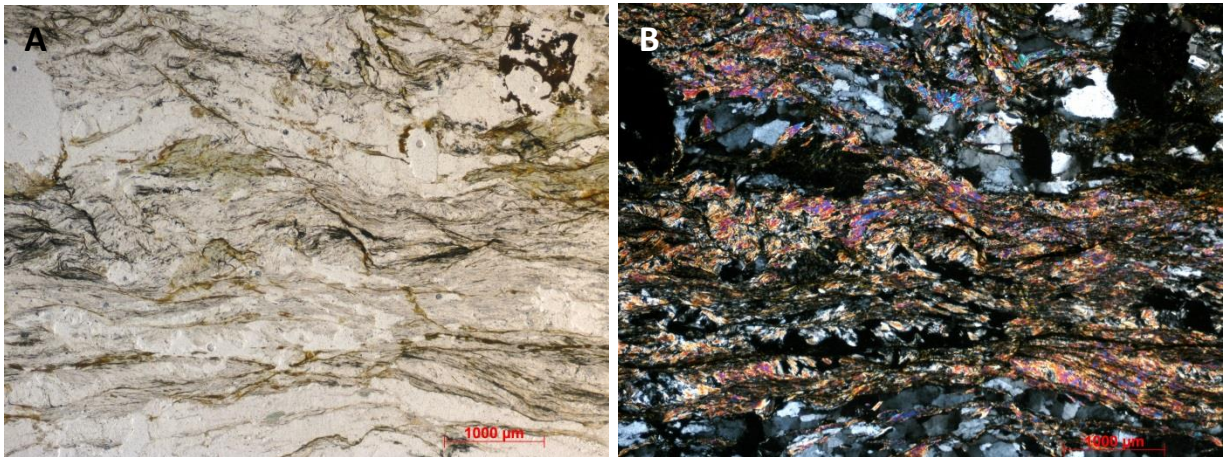


Figura 22. Fotografías de sección delgada. A) Textura lepidoblástica. B) Textura lepidoblástica observada con nicols cruzados, además de puede observar la deformación de los cristales tanto de micas como de cuarzo.

4.5 Química mineral

Los análisis fueron realizados en el Instituto de Geología de la UNAM, empleando un microscopio tipo JOEOL-6300 en condiciones de trabajo de 20 kv y 20nm, el cual tiene acoplado un detector de energía dispersiva de rayos x de tipo EDSX. Las imágenes fueron obtenidas mediante electrones retrodispersos (EDX) y los análisis químicos mediante energía dispersiva de rayos x.

A pesar de no haberse obtenido análisis cuantitativos, de microsonda electrónica. Se realizaron mediciones semi-cuantitativas y cualitativas que permiten conocer con cierta precisión la química mineral de las principales fases, así como su variación espacial en cristales individuales.

Con los datos obtenidos en este estudio, a pesar de ser semi-cuantitativos, se llevó a cabo el cálculo de las fórmulas minerales de cada grupo con fines puramente descriptivos e ilustrativos.

Resultados de análisis químicos mediante energía dispersiva de rayos X																						
Pagiolgasa				Afibol Na-Ca										Zoisita								
Clave	04-a	7	04-b	Clave	0-4	0-2	0-7	0-7	04o1	04o1	04c1	04c2	Clave	0-4	0-4	0-2	0-2	0-7	0-7			
SiO2	71.46	71.51	69.97	SiO2	54.58	44.40	55.83	56.12	42.77	42.83	54.58	52.60	SiO2	36.4	36.67	35.98	35.07	35.9	34.76			
TiO2	0.03	0	0	TiO2	0.05	0.38	0.31	0.00	0.45	0.21	0.05	0.19	TiO2	0.18	0.16	0.32	0.61	0.4	0.22			
Al2O3	19.39	19.45	18.59	Al2O3	10.38	9.93	7.37	10.19	9.52	10.54	10.38	10.65	Al2O3	20.88	21.72	20.87	21.1	24.4	22.92			
Cr2O3	0	0	0	FeO	21.66	27.18	23.76	21.12	27.60	28.67	21.66	22.29	Fe2O3									
Fe2O3	0	0	0	MnO	0.22	0.00	0.35	0.02	0.18	0.44	0.22	0.30	FeO	16.97	15.37	16.19	16.11	12.9	13.06			
FeO	0.54	0	0.21	MgO	5.51	6.48	5.73	5.75	6.39	5.24	5.51	5.75	MnO	0.22	0.10	0.3	0.42	0.3	0			
MnO	0	0	0.16	CaO	1.18	7.13	0.16	0.85	6.57	5.76	1.18	1.38	MgO	0.13	0.06	0	0.01	0	0			
MgO	0	0	0	Na2O	5.86	4.34	6.18	5.81	4.73	5.32	5.56	5.87	CaO	23.98	23.98	25.25	25.3	26	25.18			
CaO	0.12	0	0.06	K2O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.50	0.47	0.00	0.00	Na2O	0.06	0.16	0.35	0.08	0.08	0.11			
BaO	0	0	0	Total	99.44	99.84	99.69	99.88	98.71	99.48	99.14	99.03	K2O	0.06	0	0	0	0	0.07			
Na2O	7.35	10.05	10.15	Si	7.600	6.501	7.766	7.730	6.384	6.358	7.600	7.372	Total	98.88	98.22	99.26	98.7	99.9	96.32			
K2O	0	0	0	Al iv	0.400	1.499	0.234	0.270	1.616	1.642	0.400	0.628	Si	2.890	2.914	2.859	2.805	2.805	2.825			
Total	98.89	101.01	99.14	Al vi	1.303	0.215	0.974	1.384	0.059	0.202	1.303	1.131	Ti	0.011	0.010	0.019	0.037	0.024	0.013			
Si	3.265	3.116	3.125	Ti	0.005	0.042	0.032	0.000	0.051	0.023	0.005	0.020	Al	1.954	2.034	1.955	1.987	2.246	2.191			
Ti	0.001	0.000	0.000	Fe3+	1.153	1.730	1.481	1.080	1.890	1.940	1.234	1.448	Fe+3	1.127	1.022	1.076	1.076	0.841	0.889			
Al	1.044	0.999	0.979	Fe2+	1.369	1.598	1.283	1.353	1.556	1.619	1.288	1.164	Fe+2									
Cr	0.000	0.000	0.000	Mn	0.026	0.000	0.041	0.002	0.023	0.055	0.026	0.036	Mn	0.015	0.007	0.020	0.028	0.020	0.000			
Fe3	0.000	0.000	0.000	Mg	1.144	1.415	1.188	1.181	1.422	1.160	1.144	1.201	Mg	0.015	0.007	0.000	0.001	0.000	0.000			
Fe2	0.021	0.020	0.008	Ca	0.176	1.119	0.024	0.125	1.051	0.916	0.176	0.207	Ca	2.040	2.042	2.150	2.166	2.179	2.192			
Mn	0.000	0.000	0.006	Na	1.582	1.232	1.667	1.552	1.369	1.531	1.501	1.595	Na	0.009	0.025	0.054	0.054	0.017	0.017			
Mg	0.000	0.000	0.000	Normalizado considerando 23 oxígenos y 13-15 cationes										K	0.006	0.000	0.000	0.000	0.007	0.007		
Ca	0.006	0.006	0.003										H	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000			
Ba	0.000	0.000	0.000										Normalizado con 12.5 oxígenos y 9 cationes									
Na	0.651	0.849	0.879																			
K	0.012	0.011	0.000																			
An	0.8785	0.6471	0.3256																			
Ab	97.378	98.069	99.674																			
Or	1.7435	1.2841	0																			
ando 8 oxígenos y 5 cationes																						

(continuación)						
	Mica blanca				Granate	
Clave	04-b	0-7	04-b	04-b	SiO ₂	30.54
SiO ₂	50.000	49.210	50.920	50.920	TiO ₂	0.10
TiO ₂	0.380	0.210	0.210	0.020	Al ₂ O ₃	16.88
Al ₂ O ₃	28.950	26.130	28.020	23.500	Cr ₂ O ₃	0.00
Fe ₂ O ₃					Fe ₂ O ₃	0.00
FeO	5.950	8.730	6.230	6.720	FeO	30.78
MnO	0.410	0.000	0.000	0.200	MnO	5.46
MgO	2.080	2.190	2.000	2.910	MgO	0.76
CaO	0.000	0.250	0.000	0.000	CaO	8.66
Na ₂ O	0.670	0.370	0.280	0.360	total	93.18
K ₂ O	0.000	11.810	12.020	11.820	Si	2.676
H ₂ O	0.000	0.000	0.000	0	Ti	0.007
Total	88.440	98.900	99.680	96.450	Al	1.743
Si	3.420	3.308	3.338	3.470	Cr	0.000
Ti	0.020	0.011	0.010	0.001	Fe ₃	0.891
Al	2.334	2.070	2.165	1.887	Fe ₂	1.365
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	Mn	0.405
Fe ⁺²	0.340	0.491	0.342	0.383	Mg	0.099
Mn	0.024	0.000	0.000	0.012	Ca	0.813
Mg	0.212	0.219	0.195	0.296	end	mol %
Ca	0.000	0.018	0.000	0.000	membr	with
Na	0.089	0.048	0.036	0.048		Fe ³⁺ , etc.
K	0.000	1.013	1.005	1.027	almar	50.89
H	2.000	2.000	2.000	2.000	pyrop	3.70
Normalizado considerando 11 oxígenos y 9 cationes					grossul	20.01
					spess	15.11
					uvaro	0.00
					andra	10.22
					Ca-Ti	0.08
					total	100.00

4.5.1 Glaucofano-Ribeckita y Barrosita

La fórmula general de los anfíboles de acuerdo con Griffen (1992), es: $W_{0-1}X_2Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$ dónde:

- W (A)= Na, K
- X (M4)= Na, Ca, Fe, Mn, Mg y Li
- Y (M (1), M (2), M (3))= Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Mn, Al y Ti
- Z= Si

Las formulas obtenidas para el anfíbol azul de las rocas de San Juan Raboso, mediante los resultados de análisis semi-cuantitativos por energía dispersiva de rayos X, se anotan en la tabla 2, donde se observa que el anfíbol azul puede corresponder con tres anfíboles sódicos-cálcicos y cinco anfíboles sódicos.

Para la clasificación de los anfíboles azules se empleó los diagramas de Griffen (1992), figura 23.

Para los anfíboles cálcicos- sódicos el sitio X (M (4)) es ocupado los cationes Ca-Na, las cantidad de (Na+K) y la relación de $\frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}}$ son determinantes para poder realizar una clasificación como se observa en la figura 23. Cuando los valores de (Na+K) son < 0.50, se emplea el diagrama para la serie winchita- barrosita (Griffen , 1992), obteniendo así el nombre de ferro- barrosita para el primer anfíbol sódico-cálcico. Si los valores de (Na +Ca) son ≥ 0.50 , se emplea el diagrama para la serie richterita- taramita (Griffen , 1992), obteniendo para dos anfíboles el nombre de taramita.

Los anfíboles sódicos tienen una cantidad de $Na_x \geq 1.34$ apuf, además el sitio X (M (4)) es ocupado solo por el catión Na, cuando la relación de (Na+K) <0.50, se emplea el diagrama para la serie glaucofano- ribeckita (Griffen , 1992), obteniendo así el nombre de crossita para cinco anfíboles.

En la figura 23 se observan las diferentes composiciones de los anfíboles estudiados. La ferro- barrosita se clasifica como un anfíbol sódico- cálcico, que presenta una cantidad de Fe³⁺ de 1.730 átomos por unidad de fórmula (apuf) y Fe²⁺ de 1.598 apuf, los valores de Ca para esta fase mineral son de 1.119 apuf y

de 1.232 apuf de sodio. La taramita se encuentra también dentro de los anfíboles sódico-cálcicos con valores de sodio de 1.369 apuf y 1.369 apuf de calcio. Por último se obtuvieron cinco muestras que se encuentran en el campo intermedio de la serie glaucofano-ribeckita. La crossita es un anfíbol sódico con valores de $\frac{Fe^{2+}}{(Fe^{2+}+Mg)}$ entre 0.3 y 0.7 (Deer, et al., 1992), la relación mencionada anteriormente presenta valores que varían entre 0.455 apuf y 0.508 apuf.

En los anfíboles zonificados se encontró que los extremos están constituidos por un anfíbol sódico- cálcico de nombre taramita (X= Ca-Na) y el núcleo por crossita (X= Na) que representa un anfíbol sódico.

Tabla 2 Formulas obtenidas para el anfíbol azul por análisis de energía dispersiva de rayos X, de los puntos localizados en las imágenes C y F de la figura 24.

Formulas minerales		
Clave	Mineral	Formula
04	Crossita	$Na_{1.582}(Mg_{1.440}Al_{1.703}Fe^{3+}_{1.153}Fe^{2+}_{1.369})Si_{7.60}O_{22}(OH)_2$
02	Ferro-barrosita	$Ca_{1.119}Na_{1.232}(Fe^{2+}_{1.592}Fe^{3+}_{1.730})Si_{6.501}Al_{1.714}O_{22}(OH)_2$
07	Crossita	$Na_{1.667}(Mg_{1.188}Al_{1.208}Fe^{3+}_{1.418}Fe^{2+}_{1.283})Si_{7.66}O_{22}(OH)_2$
07	Crossita	$Na_{1.552}(Mg_{1.181}Al_{1.654}Fe^{3+}_{1.080}Fe^{2+}_{1.283})Si_{7.736}O_{22}(OH)_2$
Orilla 2	Taramita	$Ca_{1.051}Na_{1.369}(Fe^{2+}_{1.556}Fe^{3+}_{1.890})Si_{6.384}Al_{1.675}O_{22}(OH)_2$
Orilla 1	Taramita	$Ca_{0.916}Na_{1.531}(Fe^{2+}_{1.619}Fe^{3+}_{1.940})Si_{6.358}Al_{1.844}O_{22}(OH)_2$
Centro1	Crossita	$Na_{1.501}(Mg_{1.144}Al_{1.703}Fe^{3+}_{1.234}Fe^{2+}_{1.288})Si_{7.600}O_{22}(OH)_2$
Centro2	Crossita	$Na_{1.595}(Mg_{1.201}Al_{1.759}Fe^{3+}_{1.448}Fe^{2+}_{1.164})Si_{7.372}O_{22}(OH)_2$

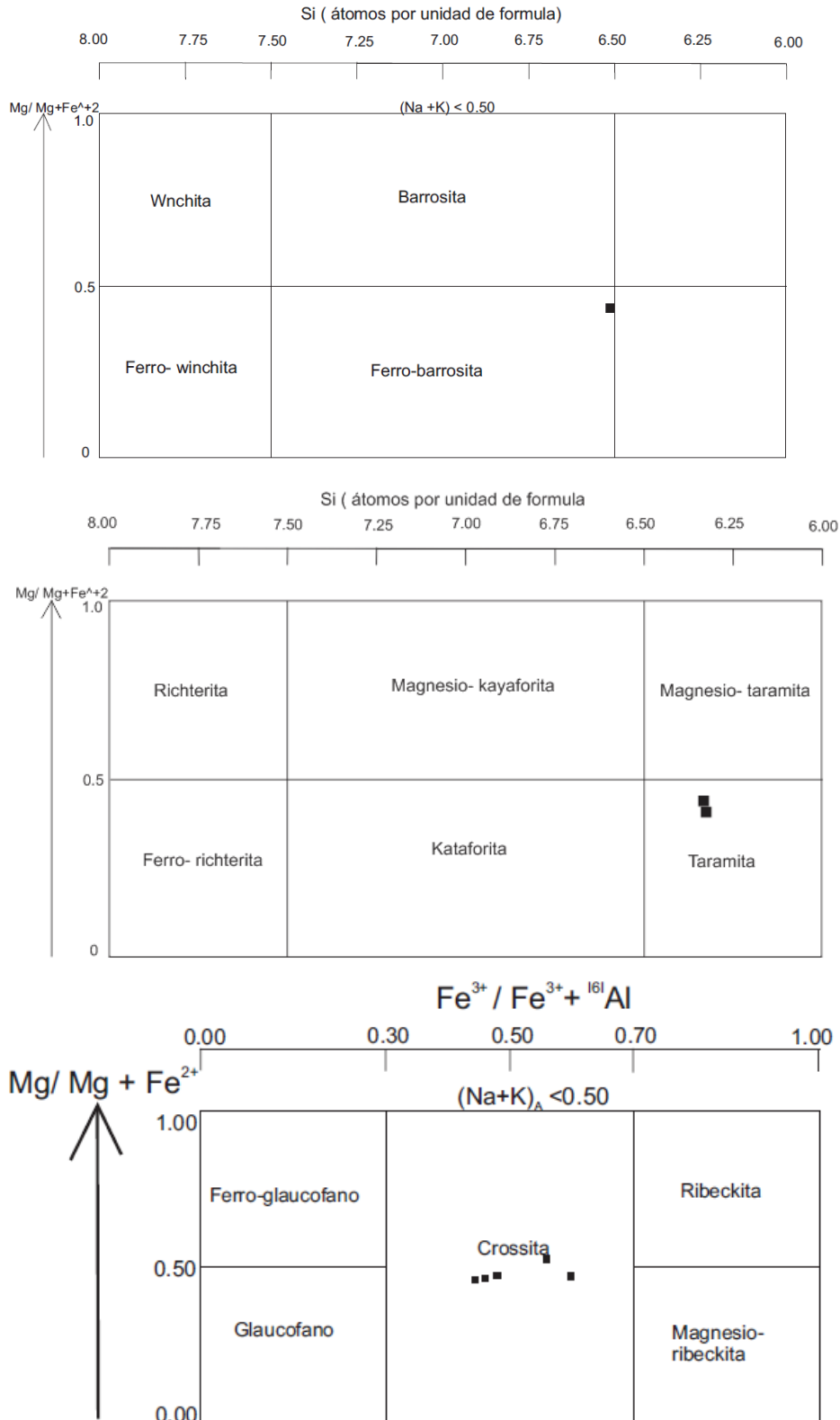


Figura 23. Diagrama de clasificación y variación química de los anfíboles sódicos y cálcicos-sódicos (Griffen , 1992).

4.5.2 Zoisita

Al grupo de la epidota pertenecen la zoisita, clino-zoisita, alanita, la diferencia más notoria entre estas es tanto el contenido de sílice y pequeñas variaciones de Al_2O_3 y Fe_2O_3 . Por el tipo de roca en estudio se podemos descartar a la allanita, ya que es un mineral accesorio de rocas ígneas (p.e. Granitos, monzonitas, granodioritas y en rocas metamórficas como pegmatitas y skarn).

La fórmula general del grupo de la epidota es $X_2Y_3Z_3(O, OH, F)_{13}$ dónde:

- X es ocupado por el catión Ca (Deer, et al., 1992)
- $Y = Al, Fe^{3+}$
- $Z = Si$

La fórmula general de una zoisita es: $Ca_2(Al, Fe^{3+})Al_2O OH Si_2O_7 Si_2O_4$ (Deer, et al., 1992). Las formulas se presentan en la tabla 3.

La zoisita se encuentra en forma de islas tanto en la albita como en el glaucofano.

Tabla 3. Fórmulas químicas de zoisita en los esquistos azules de San Juan Raboso

Formulas químicas de la Zoisita		
Clave	Nombre	Formula
04	Zoisita	$Ca_{2.040}(Al_{1.954}Fe_{1.127}^{3+}Si_{2.890})(O, OH)_{13}$
04b	Zoisita	$Ca_{2.042}(Al_{12.039}Fe_{1.022}^{3+}Si_{2.914})(O, OH)_{13}$
02	Zoisita	$Ca_{2.166}(Al_{1.955}Fe_{1.076}^{3+}Si_{2.859})(O, OH)_{13}$
02	Zoisita	$Ca_{2.166}(Al_{1.987}Fe_{1.076}^{3+}Si_{2.805})(O, OH)_{13}$
07	Zoisita	$Ca_{2.179}(Al_{2.246}Fe_{0.841}^{3+}Si_{2.80})(O, OH)_{13}$
07	Zoisita	$Ca_{2.192}(Al_{2.191}Fe_{0.889}^{3+}Si_{2.825})(O, OH)_{13}O$

4.5.3 Albita

La fórmula general y simplificada para los feldespatos es MT_4O_8 , donde:

- M= k, Na, Ca,
- T= Si-Al. (Griffen , 1992).

Las formulas calculadas para la plagioclasa se muestran en la tabla 4.

Los valores de albita son de ab= 97.3% – 99.67%, de anortita an= 0.325% - 0.878%, de ortoclasa or= 0% - 1.74335%. Con los datos anteriores se concluye que la plagioclasa estudiada corresponde con una albita.

La albita se encuentra relacionada con el gln-rbk en texturas de equilibrio, además se encuentra incluida en fenoblastos de zoisita, en otras muestras la albita presenta inclusiones de zoisita.

Tabla 4. Formula química de Albita en los esquistos azules de San Juan Raboso

Plagioclasa		
Clave	Nombre	Formula
04 ^a	Albita	$Na_{0.651}Al_{1.044}Si_{3.265}O_8$
07	Albita	$Na_{0.0.859}Al_{0.999}Si_{3.116}O_8$
04 ^b	Albita	$Na_{0.879}Al_{0.979}Si_{3.125}O_8$

4.5.4 Fengita

Las formula general de las micas es $W_1Y_{2-3}Z_7O_{10}(OH, F, Cl)_2$, donde:

- W= K, Na, Ca, Ba, Rb, Li,
- Y= Al, Mg, Fe, Li, Mn, Fe, Ti, Mn, Ni, Co
- Z= Si, Al, Fe, B, Be, Ge, Ga, Mg, Fe. (Griffen , 1992)

En la tabla 5 se presentan las formulas obtenidas para un total de cuatro muestras de mica blanca.

La fengita es característica de ambientes metamórficos de alta presión está presente en los esquistos azules estudiados, esta mica tiene la característica de tener altos valores de sílice y de Al_2O_3 . La fengita presenta inclusiones de ilmenita, epidota, además de estar asociada con la albita. Las inclusiones presentes en este mineral se encuentran orientadas en dirección de la sección más larga.

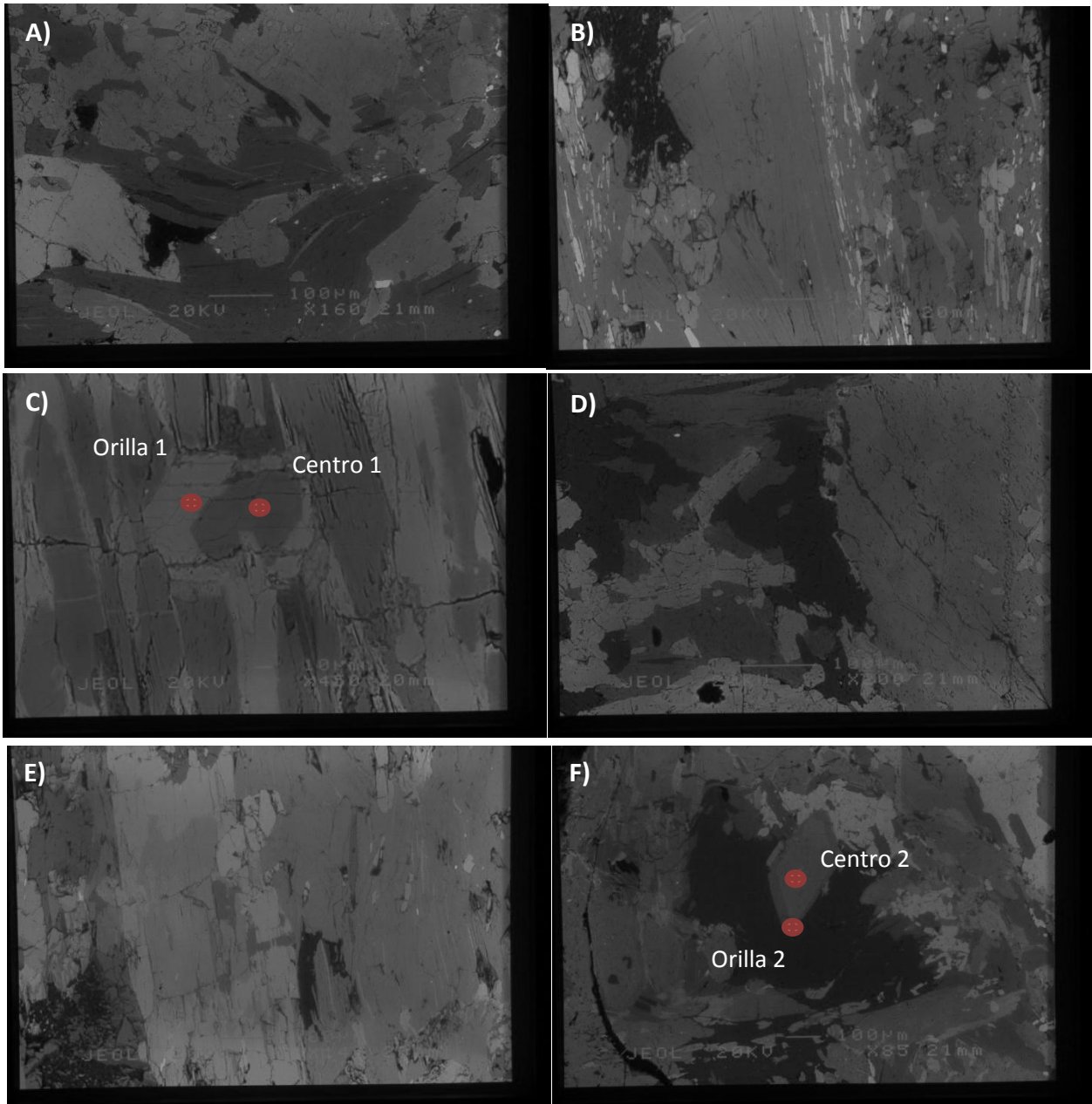
Tabla 5. Formula química de Fengita en los esquistos azules de San Juan Raboso

Fengita		
Clave	Nombre	Formula
04b	Fengita	$Al_{2.334}(Mg_{0.212}Fe_{0.340}^{2+})Si_{3.420}Al_{2.334}O_{10}(OH)_2$
07	Fengita	$K_{1.013}Al_{2.070}(Mg_{0.219}Fe_{0.491}^{2+})Si_{3.308}Al_{2.070}O_{10}(OH)_2$
04b	Fengita	$K Al_{2.165}(Mg_{0.195}Fe_{0.342}^{2+})Si_{3.338}Al_{2.165}O_{10}(OH)_2$
04b	Fengita	$K_{1.02}Al_{1.187}(Mg_{0.296}Fe_{0.383}^{2+})Si_{3.470}Al_{1.187}O_{10}(OH)_2$

El único cristal de granate estudiado presenta una composición química de:

- almandino= 50.89 %
- piropo= 3.70%, grosularita =20.1%
- espesartita = 15.11%,
- andradita= 10.22

El estudio por energía dispersiva de X permitió identificar a los minerales opacos como: titanita, ilmenita, magnetita, magnetita con Ti, y rutilo. Todas estas fases se encontraron como inclusiones dentro de fengita, albita y clorita.



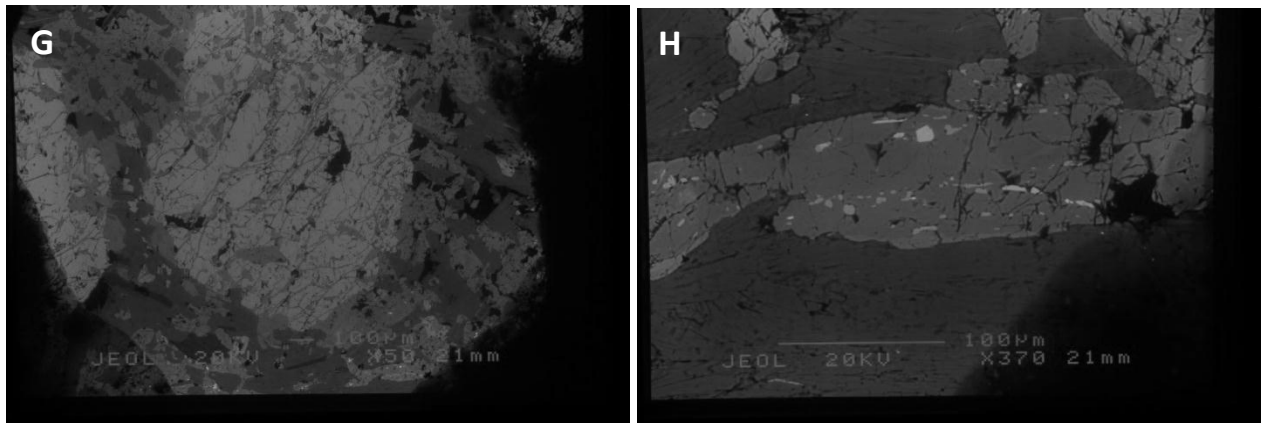


Figura 24 Fotografías de Microscopio electrónico de barrido (MEB). A) Se observa en diferentes tonos de grises a clorita, fengita. B) Sección de fengita, en el cual se observan inclusiones de ilmenita y magnetita orientadas. C) En el centro se puede observar un gln-rbk zonificado. D) La albita se observa de color gris oscuro asociada con epidota. E) cristal subedral de glaucofano remplazado por actinolita F) en el centro se observa un cristal euedral de gln- rbk zonificado y asociado con albita. G) Granate Subedral intensamente fracturado, con inclusiones de gln-rbk H) Cristal anhedral de epidota con inclusiones de ilmenita y rutilo.

Geoquímica

Se analizaron por elementos mayores y elementos traza 9 muestras consideradas representativas de las litologías presentes en la zona de interés. Seis muestras de esquisto azul, una de meta- eclogita, una de esquisto pelítico y una de un dique. Para comparar composiciones de las rocas metamórficas de composición básica. Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología de la UNAM.

5.1 Elementos Mayores

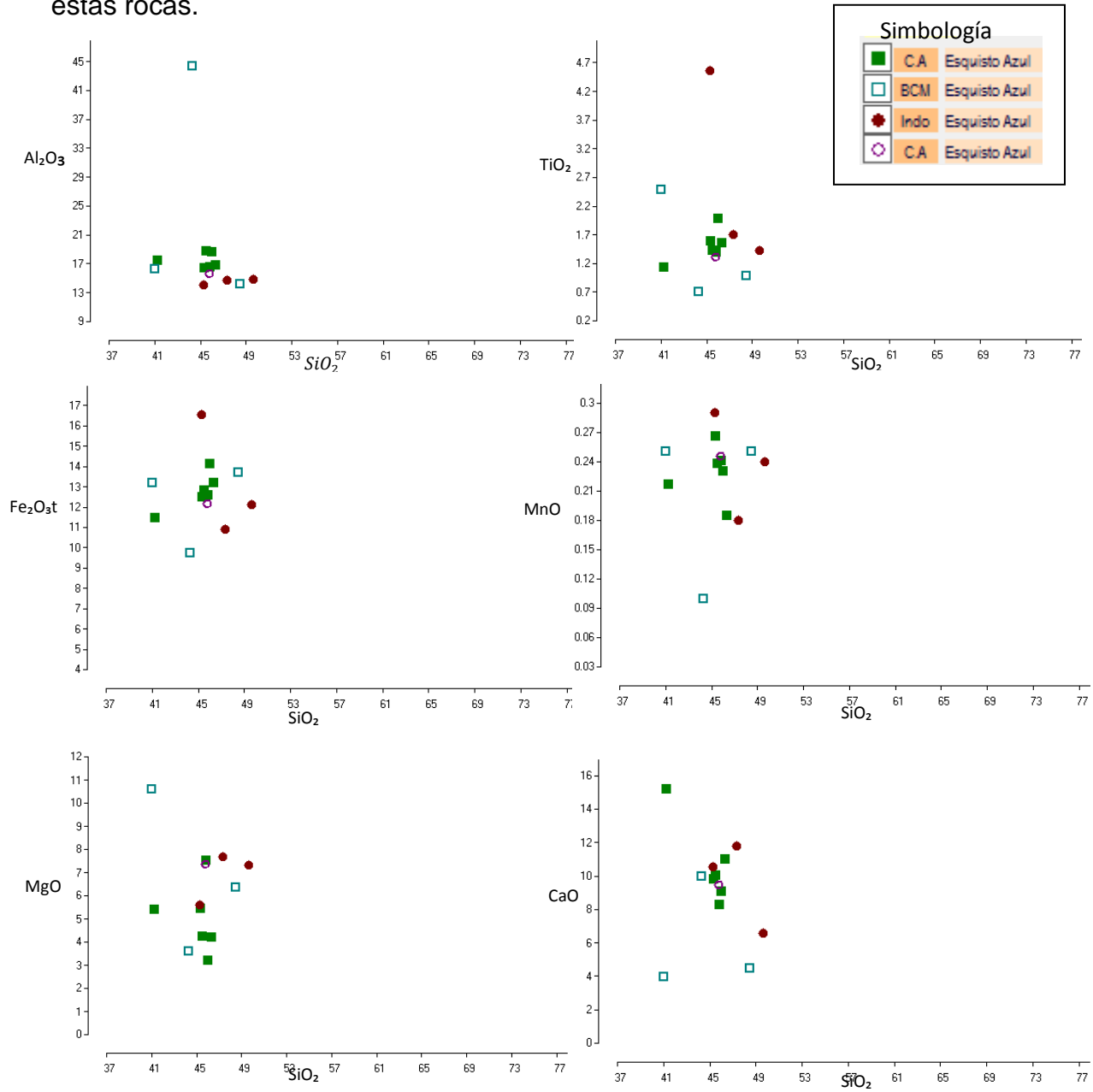
Rollinson (1993), explica que el principal factor que controla la composición química de las rocas metamórficas es la naturaleza de su protólito. El principal control es por movimiento de fluidos y condiciones de temperatura durante el metamorfismo. El metamorfismo frecuentemente se encuentra acompañado por deformación, particularmente en altos grados de metamorfismo y tomando en cuenta la composición química del protólito que da lugar a las rocas metamórficas.

Nota: Los datos no se presentan recalculados.

Tabla 6 Datos de óxidos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X, además de datos tomados de Moore (1986) y Maulana *et. al* (2013). Con * datos no publicados

Elementos mayores	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P x C	Suma	
Muestra	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
A-VH-29-01B	Esquisto azul	45.527	1.43	18.706	12.824	0.238	4.246	10.048	3.219	0.656	0.118	2.83	99.842
A-VH-29-03	Esquisto azul	46.383	1.55	16.817	13.184	0.185	4.181	10.974	1.807	0.277	0.193	4.64	100.191
A-VH-29-05	Esquisto azul	45.33	1.595	16.369	12.498	0.266	5.424	9.831	2.537	0.523	0.134	5.29	99.797
A-VH-30-02	Esquisto azul	46	1.982	18.624	14.129	0.23	3.204	9.059	2.575	1.939	0.116	2.3	100.158
A-VH-30-09	Esquisto azul	41.269	1.136	17.443	11.473	0.217	5.412	15.162	1.602	0.724	0.153	5.35	99.941
A-VH-30-11	Esquisto azul	45.829	1.394	16.545	12.596	0.241	7.517	8.274	3.618	0.209	0.112	3.83	100.165
Meta-eclogita	Meta-eclogita	45.801	1.318	15.625	12.177	0.246	7.356	9.487	0.882	0.044	0.131	6.76	99.827
Esquisto pelitico	Esquisto de micas	73.532	0.705	13.115	5.416	0.064	1.299	0.206	0.549	2.621	0.123	2.64	100.27
Dique	Dique	62.656	0.713	17.457	5.074	0.109	2.08	5.108	3.599	0.925	0.172	2.25	100.143
Esquisto azul Viscaino	Esquisto azul	41	2.49	16.3	13.2	0.25	10.6	3.98	2.31	2.36	0.2	*	99.37
Esquisto azul Viscaino	Esquisto azul	48.5	0.99	14.2	13.7	0.25	6.37	4.49	4.96	1.17	0.15	*	99.9
Esquisto azul Viscaino	Esquisto azul	44.3	0.7	44.3	9.74	0.1	3.6	9.97	3.45	1.78	0.06	*	100.36
EAI BM11	Esquisto azul	47.3	1.7	14.76	10.92	0.18	7.67	11.77	3.93	0.74	0.05	*	99.02
EAI BM15B	Esquisto azul	45.32	4.56	14.05	16.55	0.29	5.61	10.56	3.69	0.03	0.16	*	100.82
EAI BP04	Esquisto azul	49.61	1.43	14.88	12.11	0.24	7.3	6.58	2.87	1.02	0.08	*	96.12

Para fines de este trabajo los datos de Moore (1986) y Maulana *et al.* (2013) serán graficados de forma conjunta a los valores geoquímicos de las rocas del área de Vista Hermosa, Puebla, con el fin de comparar el comportamiento de estas rocas.



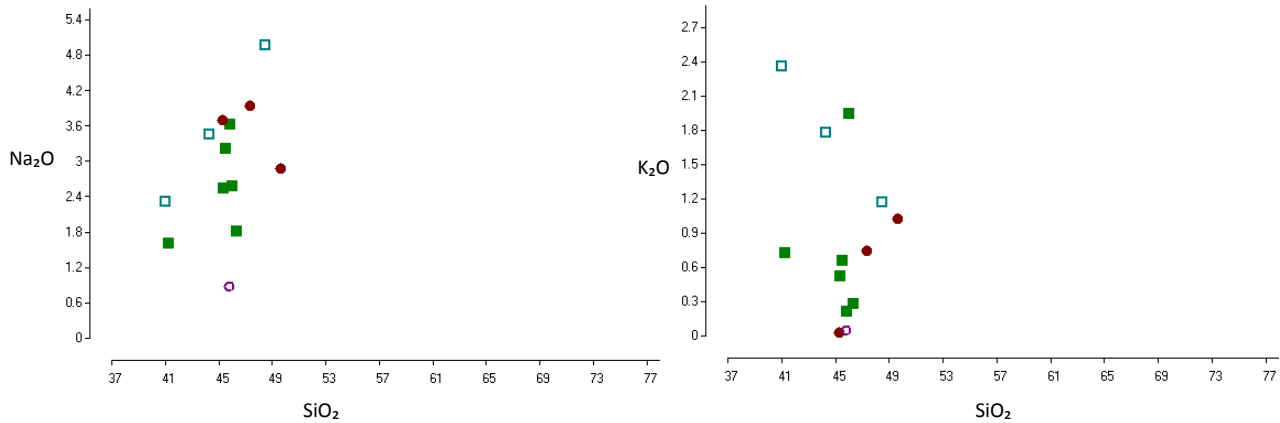


Figura 24 Diagramas de variación Harker. Óxidos mayores en función de porcentaje de SiO₂. (C.A.=San Juan Raboso, Indo= Indonesia, BCM= Península del Vizcaíno)

Otro de los usos frecuentes de los elementos mayores, es la representación gráfica de estos.

En la figura 24 se pueden observarlas distintas tendencias y concentraciones de elementos mayores de los esquistos azules del Complejo Acatlán y de otras partes del mundo. Se observa en los esquistos azules Complejo Acatlán y de Baja California un enriquecimiento de Na₂O y una disminución en el contenido de K₂O, contrario a lo que sucede con estos valores en los esquistos azules de Indonesia. Se aprecia también un incremento en los valores de MnO, Fe₂O₃t, CaO, conforme también el contenido de SiO₂, que con respecto a los valores de Al₂O₃, TiO₂, MgO, presenta una disminución conforme la cantidad de SiO₂ aumenta.

5.1.2 Diagrama TAS

A continuación se emplea el diagrama TAS para rocas ígneas extrusivas con el fin de obtener un posible protolito de estas rocas metamórficas. En el mismo diagrama se realiza una comparación de datos geoquímicos de esquistos azules de Baja California e Indonesia, donde se puede observar que tanto las muestras de Indonesia y 5 muestras del Complejo Acatlán se encuentran dentro del mismo campo de nombre Basalto.

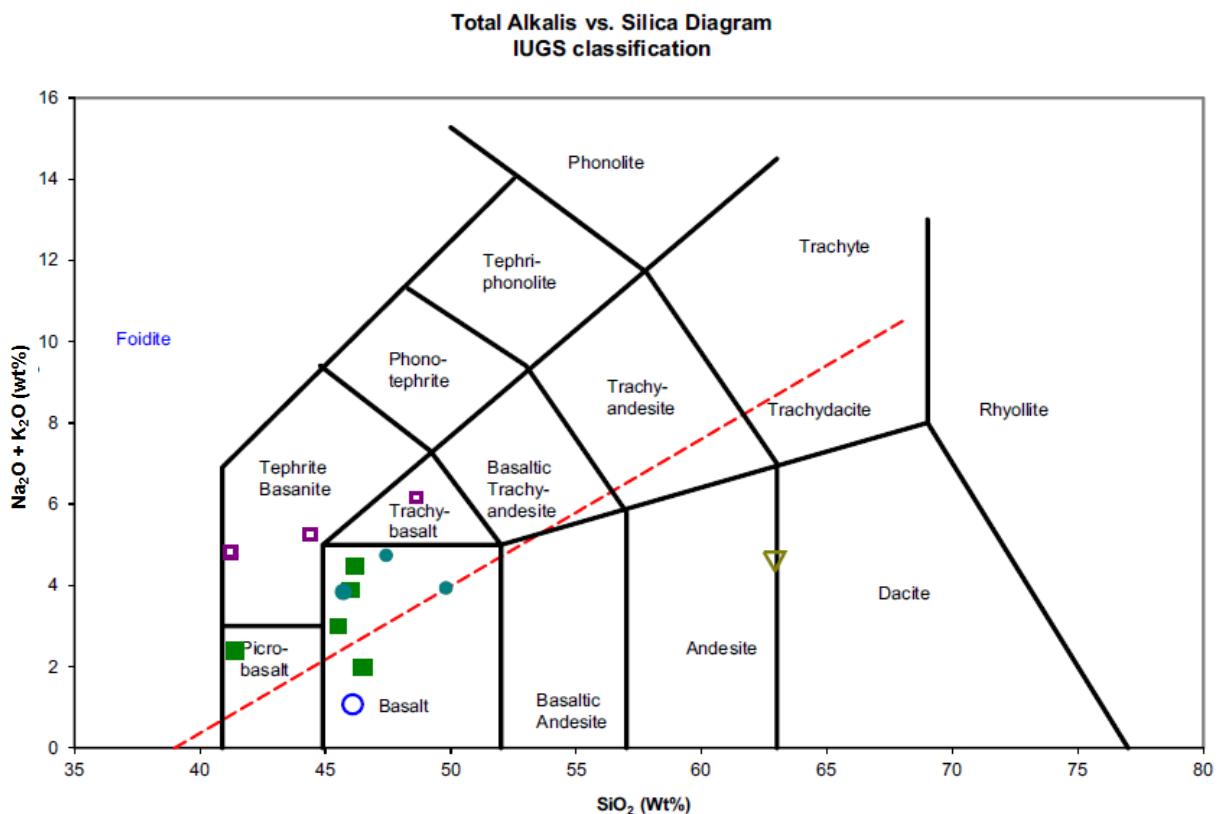


Figura 25 Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) para esquistos azules de México y el mundo, meta-eclogita. En cuadros verdes rellenos esquistos azules del Complejo Acatlán, cuadros morados huecos esquistos azules de Baja California, círculos azules rellenos esquistos azules de Indonesia, círculo azul hueco meta-eclogita del Complejo Acatlán.

Las muestras pertenecientes a Baja California dos se encuentran en el campo de Tefrita-Basanita y una en el campo de Traqui-basalto. Una muestra del Complejo Acatlán se encuentra en el campo de Picro-basalto. La meta eclogita se encuentra en el campo de basalto.

Lo anterior nos sugiere que los esquistos azules tanto del Complejo Acatlán como los de Indonesia tuvieron un protolito de composición basáltica.

En la figura 26 se observa la afinidad geoquímica de los posibles protolitos de las rocas estudiadas. Tanto las muestras estudiadas del Complejo Acatlán como las de Indonesia muestran una afinidad de tipo MORB, sin embargo la afinidad que presentan las rocas de Baja California, México, es de tipo OIB Y BAB. La meta-eclogita al igual también presenta una afinidad de tipo MORB.

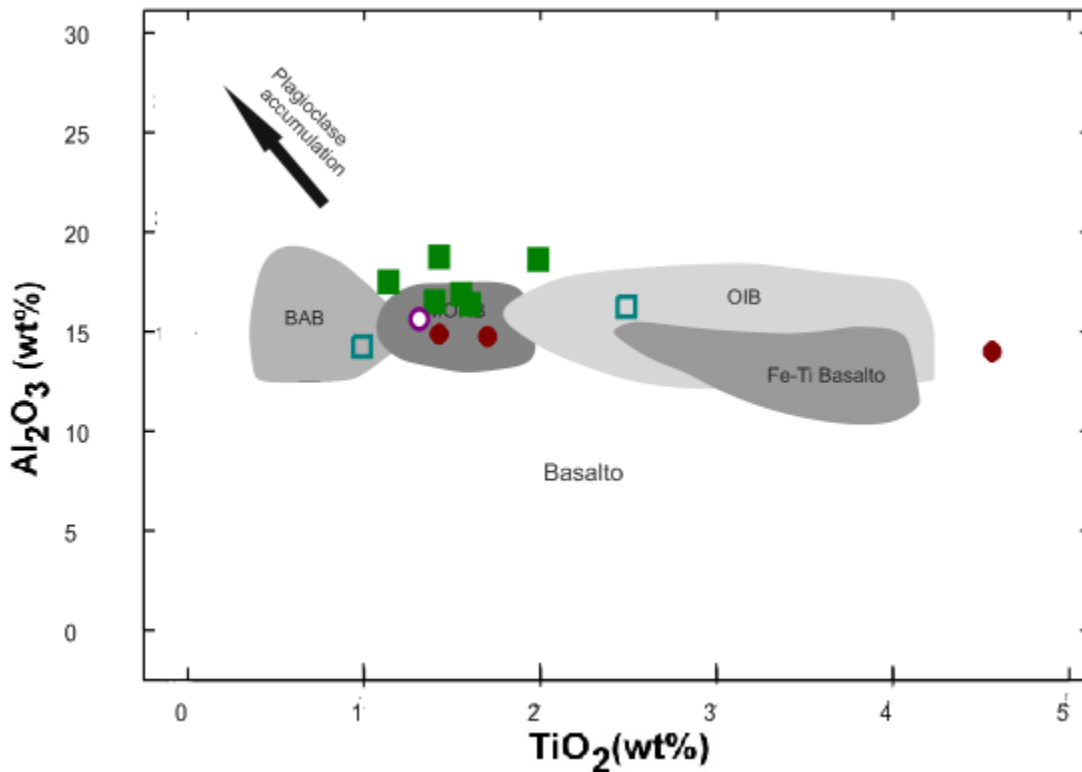


Figura 26 Diagrama de Al_2O_3 vs TiO_2 , tomado de A. Maulana *et al.* (2013. En cuadros verdes esquistos azules del Complejo Acatlán, en círculos rojos rellenos esquistos azules de Indonesia, cuadros azules huecos esquistos azules de Baja California, círculo morado meta-eclogita del Complejo Acatlán.

5.2 Elementos Traza

Con el fin de ver el comportamiento de los elementos trazas, se elaborarán diversas gráficas para ver su variación y conocer la afinidad geoquímica del protolito

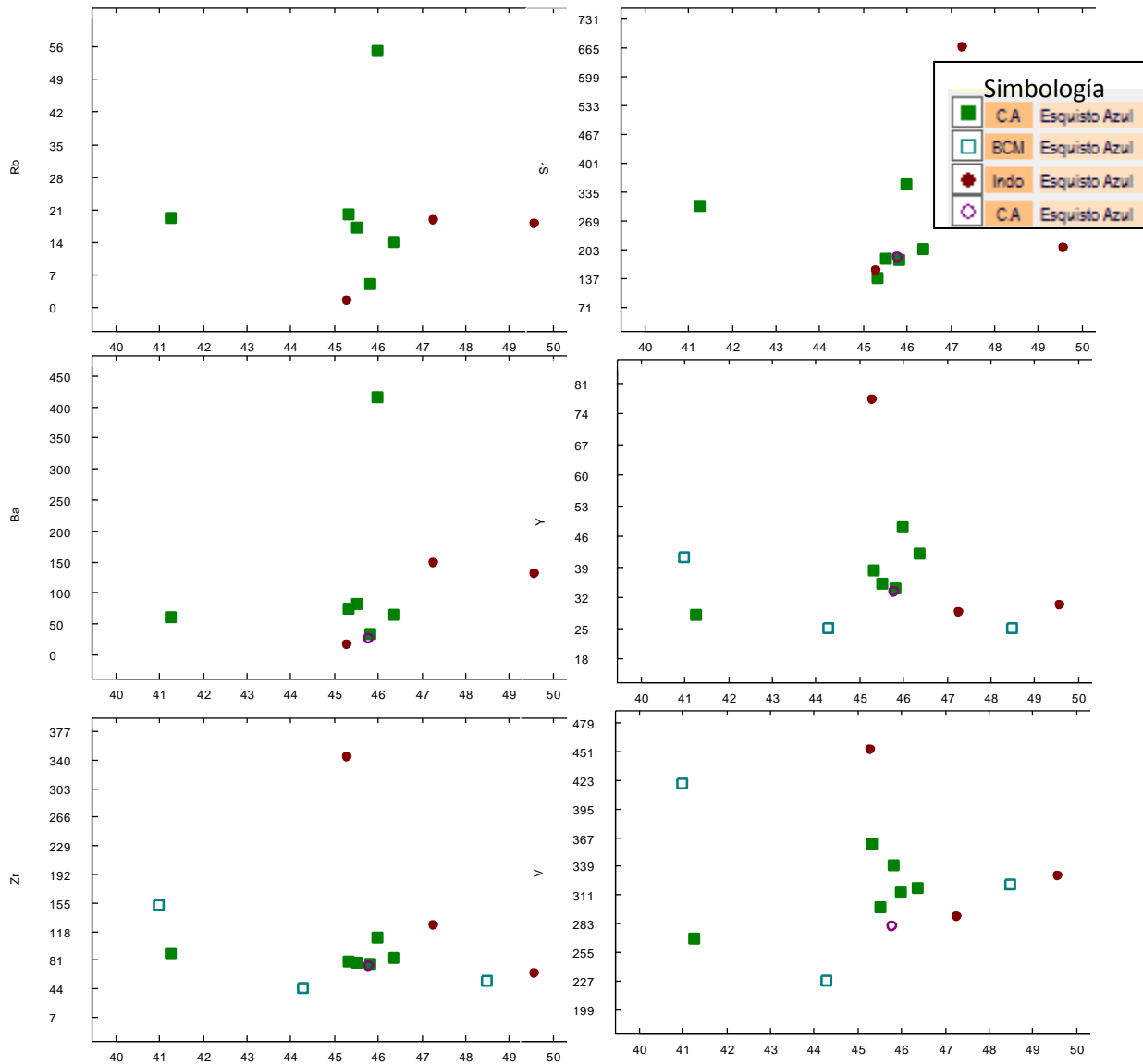
Tabla 7 Análisis químicos de elementos traza en ppm de roca total. Datos rocas estudiadas y datos tomados de Moore (1986) y Maulana et. al (2013).

Elemento	Rb	Sr	Ba	Y	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
Muestra	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
A-VH--29-01B	17	181	81	35	298	198	70	181	89	126	-	9
A-VH-29013	14	202	63	42	317	425	59	175	46	107	-	25
A-VH-29-05	2	137	73	38	361	369	54	141	56	136	-	-
A-VH-30-02	55	353	415	48	314	452	69	200	4	134	5	14
A-VH-30-09	19	303	60	28	268	348	45	157	89	66	-	8
A-VH-30-11	5	178	33	34	339	480	68	187	72	138	-	12
EAV PN127A	-	-	-	41	419	121	-	128	-	136	-	-
EAV PN79	-	-	-	25	321	42	-	37	-	150	0.75	-
EAV PN78	-	-	-	25	227	348	-	102	-	78	0.92	-
EAI BM11	18.7	666	148	28.4	289	299	-	61.8	123	45.6	0.1	10
EAI BM11	1.38	153	16.3	77	452	123	-	42.2	26.8	74.9	-	2.7
EAI BM11	17.7	206	129	30.1	329	141	-	48.5	53.8	73.2	12	1.6
Meta-eclogita	-	185	25	33	280	501	64	197	125	176	6	16

Las variaciones de elementos traza en los esquistos azules de México y el mundo no ha sido muy estudiadas en las últimas dos décadas debido a que los investigadores se han enfocado más a estudios de geocronología, determinación de presión y temperatura de las rocas de alta presión, geología estructural y la evolución tectónica del área de estudio.

5.2.1 Diagramas de variación de elementos traza

A continuación se presentan diagramas de variación de elementos traza de las litologías de Vista Hermosa, Puebla, pertenecientes al Complejo Acatlán, datos de esquistos azules de Indonesia tomados de y Maulana et. al (2013) y datos de esquistos azules de la península de Baja California, México de Moore (1986).



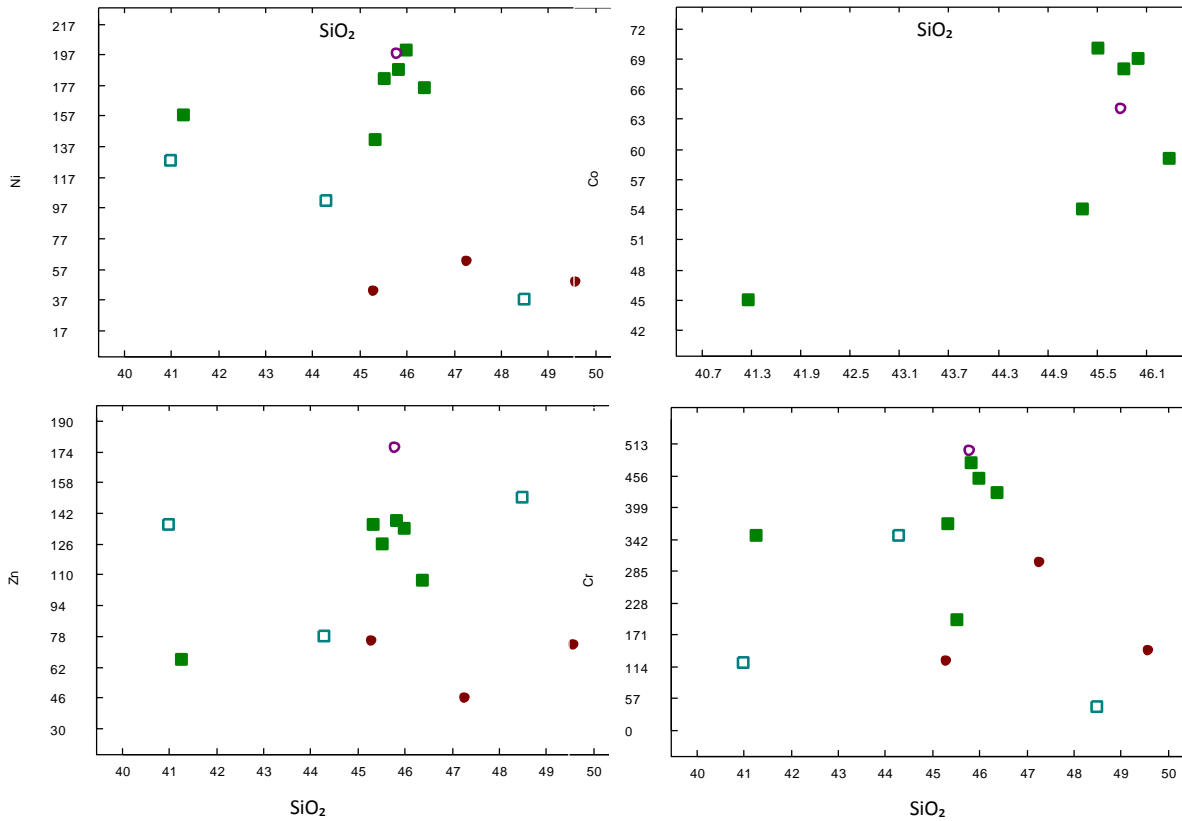


Figura 27 Diagrama de variación de elementos traza respecto a la sílice. (C.A.= San Juan Raboso, Indo= Indonesia, BCM= Península del Vizcaíno)

Se puede observar el comportamiento de los elementos traza respecto a la proporción de sílice presente en la roca, presenta distintas tendencias respecto a cada elemento. En el caso del Rb los datos de Maulana *et. al* (2013) se observa un enriquecimiento conforme la cantidad de sílice aumenta, los datos del Vista Hermosa, Puebla, tienden a empobrecer conforme la cantidad de sílice aumenta, a excepción de la muestra A-VH-30-02 que presenta valores cercanos a 55 ppm de Rb. El Sr para los esquistos azules de Vista Hermosa, muestran una concentración de 137 – 353, los datos de Maulana *et. al*. (2013) no presentan tendencia alguna, ya que los datos en la gráfica se observan como puntos muy

distantes entre sí. La meta- eclogita muestra valores muy similares a las muestras de esquisto azul de Vista Hermosa, Puebla. El Ba presenta dos tendencias la primera es positiva y corresponde con los datos de Maulana *et. al.* (2013), mientras que para los datos de Vista Hermosa, Puebla, los datos tienen una tendencia negativa, salvo la muestra A-VH-30-02 la cual presenta un valor muy alto de Ba. El Y presenta tres tendencias, dos negativas y una positiva. Los datos de Maulana *et. al.* (2013) y Moore (1986), presentan primero un enriquecimiento de Y que conforme el sílice aumenta este disminuye. Caso contrario de las muestras de Vista Hermosa, Puebla, que conforme la cantidad de sílice aumenta el Y lo hace también. Para este diagrama la meta-eclogita muestra nuevamente valores similares a los esquistos azules de Vista Hermosa. El Zr presenta tres tendencias, dos negativas y una positiva, al igual que con el Sr los datos de Maulana *et. al.* (2013) y Moore (1986) son los que presentan tendencias negativas, mientras que los datos de Vista Hermosa Presentan un tendencia positiva. El vanadio los datos de Vista Hermosa se enriquecen en V conforme la cantidad de sílice aumenta, para los datos de Moore (1986) los puntos se muestran muy distantes entre sí, aunque se puede observar que los valores de V decrecen para después incrementar esto conforme la cantidad de sílice aumenta. Los valores de Ni presentan dos tendencias negativas y corresponden con los datos de Maulana *et. al.* (2013) y Moore (1986), los datos de Ni correspondientes a Vista Hermosa aumentan conforme la cantidad de sílice aumenta.

5.2.2 Diagrama de discriminación Cr-Y

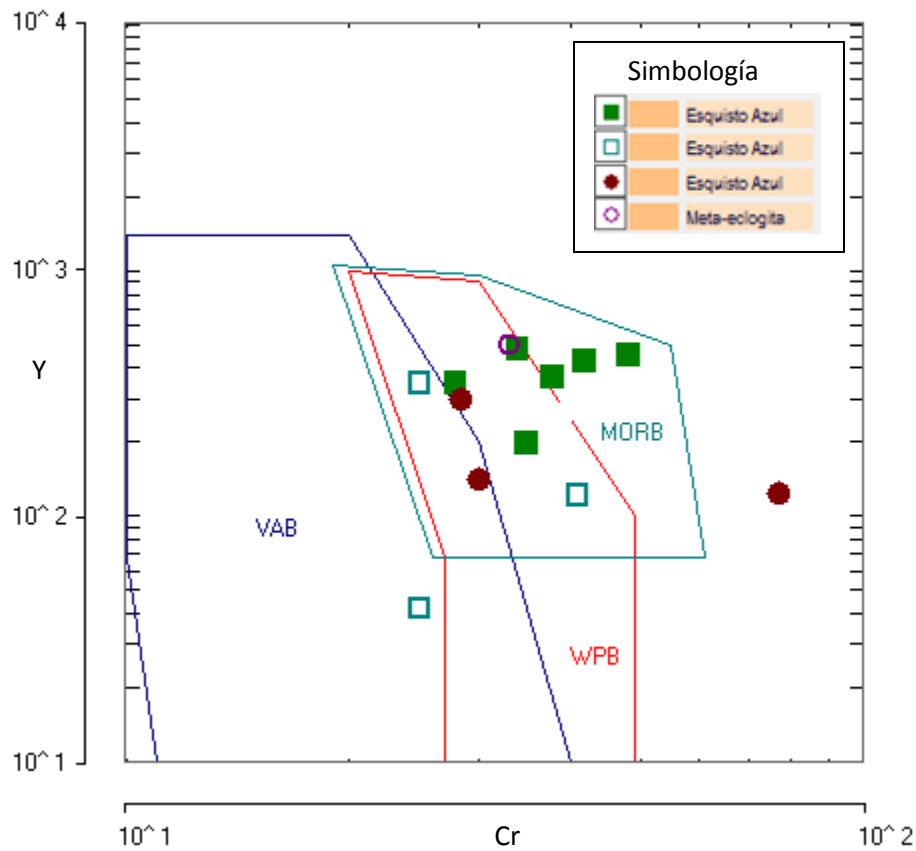


Figura 28 Diagrama de discriminación Cr – Y, modificado de Pearce (1982).

En la figura 28 se puede observar que las muestras de Vista Hermosa tienen una afinidad geoquímica de tipo MORB al igual que los datos de Moore (1986) y de Maulana et. al. (2013), la meta-eclogita también presenta una afinidad de tipo MORB. Solo un dato de Moore (1986) se encuentra en el campo de basaltos de arco volcánico. Un dato de Maulana et. al (2013) se encuentra fuera de la clasificación de este diagrama.

Discusión

En el levantamiento geológico realizado en el área de San Juan Raboso, se encontraron cinco tipos de rocas, que corresponden con: esquistos azules, meta-eclogitas, esquistos verdes, esquistos pelíticos y un dique.

En los esquistos azules de San Juan Raboso se encontró la siguiente asociación mineralógica: crossita + albita + zoisita + clorita + fengita + granate ± titanita ± ilmenita ± rutilo ± óxidos de Fe, de acuerdo con Spear (1995) la mineralogía presente corresponde con la parte media de las facies de esquistos azules, representada por tres asociaciones minerales características que son glaucofano + zoisita (o epidota) + albita + actinolita, glaucofano + zoisita (o epidota) + albita + clorita y por último glaucofano + zoisita (o epidota) + clorita + actinolita.

Sin embargo en los esquistos azules de San Juan Raboso la actinolita se encuentra reemplazando al glaucofano y no en equilibrio, lo que indica un proceso de retrogresión en facies de esquistos verdes.

Los esquistos azules de San Juan Raboso presentan cierta semejanza con la asociación mineral reportada por Ramos Arias (2011), definida para los esquistos azules de la unidad Coacalco, la cual forma parte del cinturón de alta presión de Ixcamilpa- Olinalá del Complejo Acatlán.

Debido a la mineralogía descrita anteriormente queda descartada la posibilidad de una semejanza con los esquistos azules descritos por Moore (1986) en la Península del Vizcaíno, Baja California, los cuales presentan lawsonita en lugar de epidota y por tratarse de un melange y encontrarse dentro de una matriz de serpentinita.

Estos esquistos azules comparados con otros del mundo tienen una parecido a los descritos por Okay (1989) pertenecientes al orógeno Alpino – Himalaya, estas mineralogías son muy parecidas, sin embargo el mineral que las hace un tanto

distintas es la presencia de lawsonita, este último mineral no está presente en los esquistos azules de Vista Hermosa, Puebla.

Para la meta- eclogita de San Juan Raboso no se encontraron relictos del piroxeno onfacita, para poder clasificar de una mejor forma a estas, sin embargo la presencia de rutilo y granate pueden ser considerados relictos de facies de eclogita. No solo se encuentran relacionados espacialmente sino que también comparten como posible protólito a una roca de composición basáltica.

Los análisis de microscopio electrónico realizados a los esquistos azules permitieron conocer la química de las fases minerales identificadas y compararlas con minerales reportados en esquistos azules del mundo.

Glaucofano-Ribeckita-Barrosita

La cantidad de CaO reportada para los anfiboles sódicos de las muestra 02 y de la muestra de california son demasiado altas en comparación con las muestras restantes, así mismo el contenido de FeO en las muestras analizadas para este trabajo son altas en comparación las reportadas por Maulana et. al. (2013) y por Deer et. al. (1992), tal como se observa en la tabla 9.

Tabla 9 Análisis químicos de glaucofano. Las muestras 04, 02, 07, corresponden a esquistos azules de Vista Hermosa, Puebla, los datos de la muestra Indo pertenecen a Maulana *et. al* (2013), los datos correspondientes la última muestra son tomados de Deer *et al* (1992)

Muestra	04	04	02	07	07	Indo	Indo	California
Anfíboles Na y Na-Ca								
Elemento	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%
SiO ₂	54.58	54.58	44.44	55.83	56.12	58.81	58.38	58.03
TiO ₂	0.05	0.05	0.38	0.31	0.00	0.00	0.00	0.66
Al ₂ O ₃	10.38	10.38	9.39	7.37	10.19	10.36	8.76	10.31
Fe ₂ O ₃	21.66	21.66	27.18	23.76	21.12			2.89
MgO	5.51	5.51	6.48	5.73	5.75	10.56	11.29	11.71
MnO	0.22	0.22	0.00	0.35	0.02	0.15	0.05	0.07
CaO	1.18	1.18	7.13	0.16	0.85	0.65	1.58	11.85
Na ₂ O	5.86	5.86	4.34	6.18	5.81	7.13	6.56	6.97
K ₂ O	0.00	0.00	0.23	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
Cr ₂ O ₃	0.19	0.19	0.29	0.23	0.09			
Y ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00			
V ₂ O ₅	0.36	0.36	0.00	0.08	0.03			
ZnO	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00			
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00			

Las concentraciones de CaO en los anfíboles azules, no permiten caracterizarlo como un glaucofano típico, por lo que se clasifican como anfíboles sódicos y anfíboles sódico-cálcicos.

Zoisita

Comparando los datos obtenidos en este estudio con la bibliografía consultada podemos observar la variación en el contenido de sílice siendo el la muestra de Deer *et al* (1992) la que tiene el valor más alto. El Al₂O₃ en las muestras de San Juan Raboso presentan valores bajos en comparación con las de Maulana *et. al.*,

(2013) y Deer et al., (1992). El contenido de CaO en las muestras comparadas es muy parecido, a excepción de la muestra 07 que tiene valores de 26.00 %.

Tabla 10 Datos de elementos para epidota, obtenidos mediante microscopio electrónico de barrido. Muestras 04, 07, 02 pertenecen al San Juan Raboso, Puebla, datos de la muestra Indo tomados de Maulana et. al (2013) y datos de S.N. Tomados de Deer et al(1992) pertenecen a una zoisita.

Muestra	04	04	02	02	07	07	Indo	S.N
Zoisita								
Elemento	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%
SiO₂	36.4	36.67	35.98	35.07	35.86	34.76	37.30	41.64
TiO₂	0.18	0.16	0.32	0.61	0.40	0.22	0.30	0.02
Al₂O₃	20.88	21.72	20.87	21.10	24.36	22.92	22.73	33.38
Fe₂O₃	16.97	15.37	16.19	16.11	12.86	13.06		0.11
total								
MgO	0.13	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.22	0.10	0.30	0.42	0.30	0.00	0.08	0.05
CaO	23.98	24.73	25.25	25.30	26.00	25.18	23.16	23.97
Na₂O	0.06	0.16	0.35	0.08	0.08	0.11	0.00	0.45
K₂O	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.05
Cr₂O₃	0.38	0.31	0.12	0.23	0.07	0.51		
Y₂O₃	0.28	0.65	0.36	0.58	0.00	3.05		
V₂O₅	0.31	0.08	0.17	0.20	0.07	0.13		
ZnO	0.52	0.00	0.02	0.00				
SO₃	0.00	0.00	0.07	0.27				
total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		

Albita

En la tabla 11 podemos observar los altos valores de sílice en las muestras 04-a y 07, la muestra USA presenta altos valores de Al₂O₃ y de Na₂O. Esta fase es de gran importancia al igual que gln-rbk, ya que nos permite establecer la paragénesis de la roca.

Tabla 11 Datos de Usa tomados de Deer et al (1992), muestras 04-a, 07 pertenecen a San Juan Raboso.

Muestra	04-a	07	04-b	USA
Albita				
Elemento	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%
SiO ₂	71.46	71.51	69.97	67.84
TiO ₂	0.03	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.39	19.45	18.59	19.65
Fe ₂ O ₃	0.54	0.00	0.21	0.03
MgO	0.00	0.00	0.00	0.04
MnO	0.00	0.00	0.16	
CaO	0.12	0.00	0.06	0.00
Na ₂ O	7.35	10.05	10.15	11.07
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.29
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	
Y ₂ O ₃	0.00	0.00	0.53	
V ₂ O ₅	0.31	0.00	0.00	
ZnO	0.00	0.00	0.00	
SO ₃	0.00	0.00	0.32	
total	100.00	100.00	100.00	100.00

Fengita

En la tabla 12 se pueden observar los distintos valores obtenidos mediante el análisis químico, se observan valores de sílice entre 50^o-51.5%, el óxido de aluminio presenta valores de 23-28%, por último se reportan valores de óxido de potasio los cuales varían entre 10 - 12%.

Tabla 12. Datos de AE tomados Maulana *et. al* (2013), muestras 04-a, 07 pertenece a San Juan Raboso.

Muestra	04-b	07	04-b	04-b	EA	EA
Fengita						
Elemento	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%
SiO ₂	50.00	49.21	50.92	50.92	50.38	51.87
TiO ₂	0.38	0.21	0.21	0.02	0.46	0.23
Al ₂ O ₃	28.95	26.13	28.02	23.50	27.63	23.67
Fe ₂ O ₃	5.95	8.73	6.23	6.72		
MgO	2.08	2.19	2.00	2.91	3.41	4.29
MnO	0.41	0.00	0.00	0.20	0.06	0.024
CaO	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.67	0.37	0.28	0.36	0.52	0.24
K ₂ O	11.25	11.81	12.02	11.82	10.33	10.69
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.32	0.00	0.04	0.20
Y ₂ O ₃	0.24	0.71	0.00	3.53		
V ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00		
ZnO	0.00	0.35				
SO ₃	0.06	0.04				
total	100.00	100.00	100.00	0.00	100.00	100.00

Los estudios geoquímicos realizados por fluorescencia de rayos X, muestran que para las variaciones de sílice entre los esquistos azules estudiados y los datos de Moore (1986) y Maulana *et. al.* (2013) son muy parecidos, manteniéndose entre 45 – 48 %, así como las variaciones de Na₂O son muy parecidas, están comprendidas entre 2.5 – 4.9%.

Los resultados del diagrama TAS muestran como posible protolito de los esquistos azules de San Juan Raboso un basalto, que comparados con los datos de Maulana *et. al.* (2013) se encuentran en el mismo campo del diagrama, caso contrario con los datos de Moore (1986) se tiene un protolito que varía entre Traqui- basalto y Tefrita- Basanita.

La afinidad geoquímica de estos protolitos es de tipo MORB, tanto para los esquistos azules de San Juan Raboso como los de Maulana et. al. (2013), además Talavera et. al. (2005) propone como protolito de los esquistos azules de la Formación Xayacatlán metabasitas con una afinidad geoquímica de MORB Y OIB.

Comparando los datos de elementos traza de Moore (1986), Maulana et. al. (2013) y los obtenidos para los esquistos azules de San Juan Raboso, se observan altos valores de Sr, V y bajos valores de Rb, Pb y Co.

Los datos de elementos traza, mediante un diagrama de discriminación de Cr- Y, dan como resultados para los esquistos azules de Vista Hermosa y de Maulana et. al. (2013) Y Moore (1986) un protolito con afinidad geoquímica MORB.

Conclusiones

Se realizó el mapa 1:5000, identificándose cuatro tipos de roca que corresponden con: esquistos azules, esquistos verdes, meta- eclogita y esquistos pelíticos integrándose a la colección de rocas metamórficas un total de 10 muestras de las distintas rocas colectadas.

Para los esquistos azules se definen dos paragénesis: una primaria que corresponde a crossita+ albita + clorita + zoisita+ fengita +rutilo ± óxidos de Fe y Ti, y una secundaria evidenciada por el reemplazamiento de la paragénesis anterior por la paragénesis taramita-ferro-barrosita+ albita +zoisita + actinolita+ granate. Las características texturales que nos indican al menos un evento de metamorfismo retrogrado son el reemplazamiento de la crossita por actinolita y taramita-ferrobarrosita, dos eventos de epidotización evidenciados por los diferentes tamaños de cristales, zoisita de grano grueso asociado a la paragénesis primaria y zoisita de grano fino asociado a la paragénesis secundaria, además de tener al rutilo coronado por titanita. Lo anterior nos indica que los esquistos azules se encuentran en facies de esquistos verdes.

Con los análisis al microscopio electrónico se estableció que la zonificación en los anfíboles tiene un núcleo de crossita y los bordes están constituidos por taramita. Indicando el proceso de metamorfismo retrogrado.

Debido a que los esquistos azules han sufrido metamorfismo retrogrado deberían ser clasificados como meta-esquistos azules.

La paragénesis establecida para las meta-eclogita es de rutilo + granate como primaria, plagioclasa +clorita +mica como paragénesis secundaria.

Los esquistos verdes presentan como paragénesis actinolita + plagioclasa + clorita+ titanita ± minerales opacos.

Existe una afinidad litológica con los esquistos azules de la unidad Coacalco del Complejo Acatlán.

Los estudios planteados en el cuarto objetivo no se pudieron realizar debido a problemas técnicos de la microsonda electrónica, sin embargo se realizaron estudios de energía dispersiva de rayos X en el microscopio electrónico de barrido.

Los estudios de energía dispersiva de rayos x confirmaron las fases minerales identificadas en la petrografía y permitieron clasificar de mejor manera el anfíbol azul como crossita, taramita y ferro-barrosita. Se pudo caracterizar como fengita a la mica blanca, además los minerales opacos identificados en este estudio son magnetita, titanomagnetita e ilmenita.

Por análisis de fluorescencia de rayos X, además de poder comparar la variación de elementos entre distintas muestras de esquisto azul de México y el mundo, nos permitieron establecer como un posible protolito a una roca de composición basáltica con una afinidad geoquímica MORB, de acuerdo con los diagramas binarios empleados.

Recomendaciones

Realizar estudios de microsonda electrónica para determinar formulas estructurales con mayor precisión y emplear modelos de termobarometría en los esquistos azules para conocer las condiciones en que fueron formados.

Realizar un estudio de geología estructural detallado y aumentar el área de estudio en dirección de las orientaciones de la foliación de los esquistos azules y caminar aguas arriba en la secuencia de meta-pelitas, para conocer nuevas localidades de esquisto azul y el tipo de estructura que permitió su emplazamiento en la superficie.

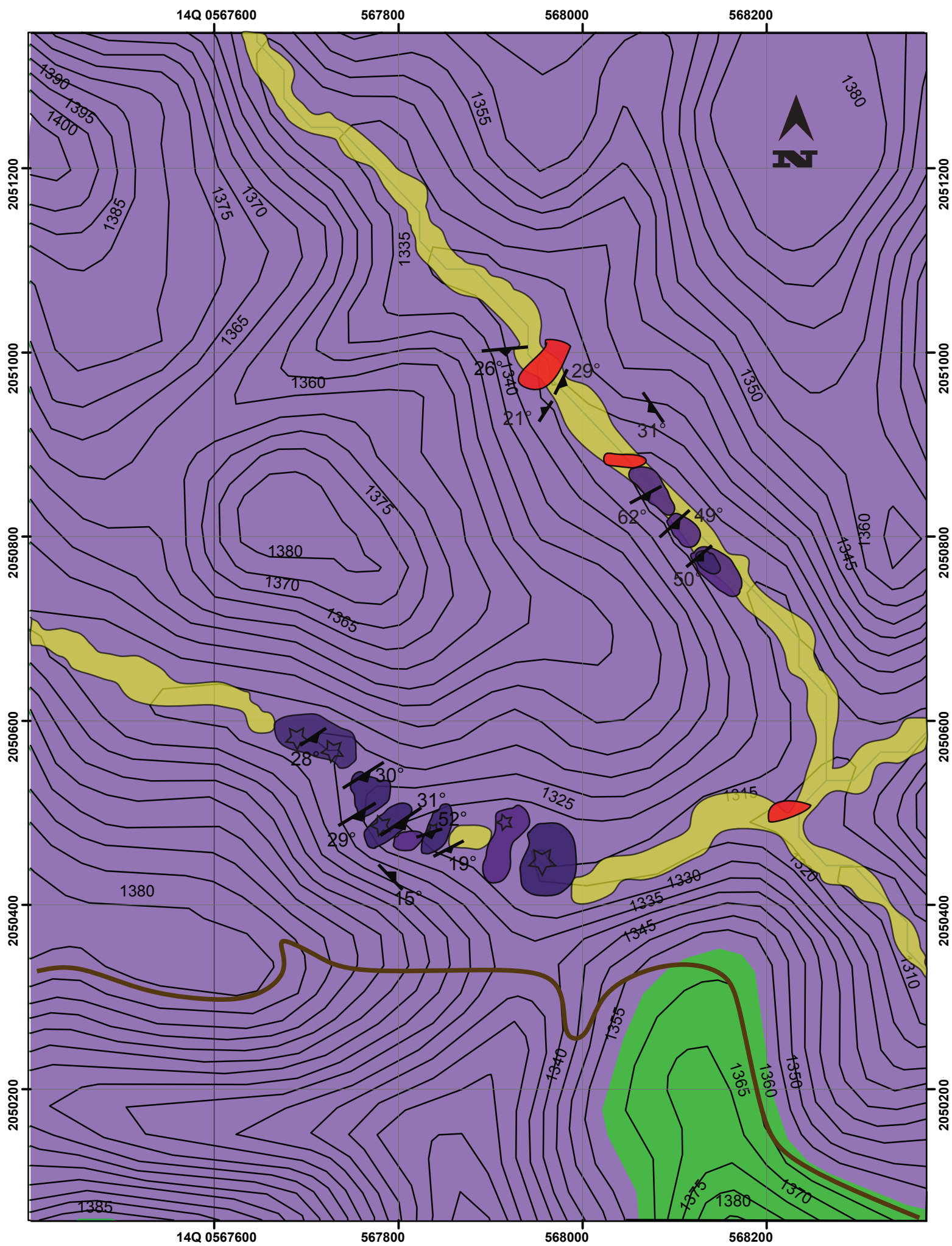
Bibliografía

- Bonilla- Ramos, A., & Elías-Herrera, M. (2002). Grupo Piaxtla, Complejo Acatlán, sur de México: un ejemplo de metamorfismo eclogítico y magmatismo por descompresión. III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra., resumen , 246- 247.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1992). An introduction to the Rock-Forming Minerals (Second Edittion ed.). Longman Scientific & Technical.
- Galaz Escanilla, G. H. (2013). Origen de las rocas de alta presión en el centro del Complejo Acatlán, Puebla. Tesis Doctoral UNAM.
- Griffen , D. (1992). Silicate crystal chemistry. New York: Oxford.
- Hernández-Spriú, J. A., & Morales-Morales, F. (2002). Geología metamórfica del Complejo Acatlán y su cobertura paleozoica, del área de San Miguel las Minas Pantlanohaya-Ahuatlán, Estado de Puebla. México: Tesis de licenciatura UNAM.
- Jayko, A. S., M.C BLAKE, Jr., & R. N. BROTHERS. (1986). Blueschist metamorphism of the Eastern Franciscan belt, Northern California. Geologucal society of America, Memoir 164, 119.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J., Galaz-Escanilla, G., Ramos-Arias, M., & Nance, R. (2012). High pressure rocks of the Acatlán Complex, southern México: Large- scale subducted Ordovician rifted passive margin extruded into the upper plate during the Devonian- Carboniferus. Tectonophysics, 1-21.
- Maulana , A., Christy, A. G., Ellis, D. J., Imai, A., & Watanabe, K. (2013). Geochemistry of eclogite- and blueschist- facies rocks from Bantimala Complex, South Sulawesi, Indonesia: Protolih origin and tectonic setting. Island Arc, 22, 427-452.

- Moore, T. E. (1986). Petrology and tectonic implications of the blueschist-bearing Puerto Nuevo melange complex, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America , Memoir 164*, 43-58.
- Okay, A. I. (1989). Alpine-Himalayan Blueschists. *Earth Planet*, 55-87.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1974). Nota preliminar sobre las ecologías de Acatlán, Puebla. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 1-6.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978). Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. (U. N. México, Ed.) 2(2), 112- 131.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978). Evolución tectónica premisisípica del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 5(2), 140-157.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981). La evolución premisisípica del sur de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2), 140-157.
- Ortega-Gutiérrez, F., Yañez, P., Ruiz, J., & Petchett, G. (1991). The Apalachian connection of the Acatlán Complex and its further evolution; evidence from isotopic studies. *Convención sobre la Evolución Geológica de México*, 243.
- Ramírez, J. (2001). Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex in southern México, and its correlation with the Apalachian System: Arizona. *Tesis Doctoral*, 170.
- Ramos Arias, M. A. (2007). Análisis estructural en el área de San Miguel las Minas- San Salvador Pantlanoaya, Puebla, dentro del Complejo Acatlán . *Tesis Maestría UNAM*.

- Ramos Arias, M. A. (2011). Petrogénesis y Extrusión de rocas de alta presión (facies de esquistos azul - eclogita) en la porción oeste del Complejo Acatlán, Ixcamilpa de Guerrero, Puebla, sur de México . Tesis Doctoral UNAM.
- Rollinson, H. R. (1993). Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Pearson Prentice Hall.
- Seldock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. The Geological Society of America.
- Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R., & Mavrogenes, J. (2004). Geochemical heterogeneity and element mobility in deeply subducted oceanic crust; insights from high-pressure mafic rocks from New Caledonia. *Chemical Geology*, 21-42.
- Spear, F. S. (1993). Metamorphic Phase Equilibria and Pressure- Temperature-Time Paths. Washington USA: Mineralogical Society of America.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Meza-Figueroa, D. M., Vega-Granillo, R., & Campa-Uranga, M. F. (2005). U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern México. *Earth and Planetary Science Letters*, 682-699.
- Vernon, R. H. (2008). Principles of metamorphic petrology. Cambridge University Press.

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL ÁREA DE VISTA HERMOSA, IZUCAR DE MATAMOROS, PUEBLA



SIMBOLOGÍA

- Esquisto azul
- Esquisto verde y meta-eclogita
- Esquisto pelítico
- Dique
- Conglomerado de cuarzo y esquisto
- Depósitos recientes
- Curva de nivel
- Rio
- Camino
- Estación de trabajo
- Foliación

Cartografía topográfica elaborada apartir de la carta digital de INEGI E14B62

Escala 1: 5000

Carta Geológica del área de Vista Hermosa Puebla.

Fernando Pérez López

Tesis de Licenciatura 2014