



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

CONTRIBUCION A LA GEOCRONOLOGIA DEL MACIZO
DE CHIAPAS: EDADES DE U-Pb EN ROCAS IGNEAS DEL
AREA DE VILLA FLORES

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A

MYRIAM OSORIO PEREZ



DIRECTOR DE TESIS: DR. PETER SCHAAF

MEXICO, D. F.

2005

m. 33 9922



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

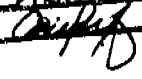
Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

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.

Ayudado a la Biblioteca de las Bibliotecas de la
UNAM a imprimir el libro "Historia de la Imprenta en
México" en el departamento de recepción.

NOMBRE: Myriam Osorio Pérez

FECHA: 13 - Enero - 2005

FIRMA: 



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-294

SRITA. MYRIAM OSORIO PÉREZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Peter Schaaf y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

CONTRIBUCIÓN A LA GEOCRONOLOGÍA DEL MACIZO DE CHIAPAS: EDADES DE U-Pb EN ROCAS ÍGNEAS DEL ÁREA DE VILLA FLORES

	RESUMEN
I	INTRODUCCIÓN
II	TRABAJOS PREVIOS
III	GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA
IV	GEOQUÍMICA
V	PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS
VI	GEOCRONOLOGÍA FR U-Pb
VII	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFÍA
	ANEXOS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

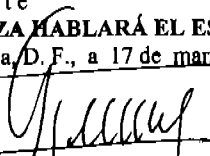
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, D. F., a 17 de marzo de 2004

EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*GAGC*gtg

RECONOCIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer al Laboratorio de Geoquímica Isotópica por el apoyo brindado durante la realización de este trabajo, agradeciendo de la misma manera al personal de los Institutos de Geofísica, Geología y a la Facultad de Ingeniería por el apoyo desinteresado que me brindaron.

A los Ingenieros Jorge Nieto y Alfredo Victoria, así como al Dr. Fernando Ortega por su preocupación y comentarios acerca de la estructura de este trabajo; al Laboratorio Universitario de Petrología en el Instituto de Geofísica por su apoyo en la Microsonda Electrónica en especial a Margarita y Carlos por su paciencia brindada durante esta etapa del trabajo; al personal del Laboratorio de Separación de Minerales del Instituto de Geología así como al apoyo brindado para la utilización del luminoscopio.

Un reconocimiento muy especial a la M. en Ciencias Consuelo Macias por su gran paciencia y apoyo en toda etapa de este trabajo, así como a todo el personal del LUGIS por guiarme y apoyarme en mi formación como geóloga; agradeciendo al Dr. Raymundo, Juan Julio, Sol y Teo por su confianza y palabras de aliento. De manera muy especial a la Maestra Gaby y al Dr. Peter Schaaf por dejarme formar parte del LUGIS además de enseñarme a trabajar de manera ordenada, así como la gran paciencia, comprensión y confianza que tuvieron durante la realización de este trabajo.

A MI GRANDIOSA CASA DE ESTUDIOS: LA UNAM

A MIS PADRES ANITA Y ROBERTO POR EL APOYO Y AMOR QUE SIEMPRE ME HAN BRINDADO CON TODO RESPETO Y AMOR ESTE TRABAJO ES PARA UTEDES, GRACIAS POR DEJARME LA MEJOR DE LAS HERENCIAS.

A MI HERMANO Y AMIGO ROBERTO POR SU GRAN AMOR, PARA QUE SIGAS LUCHANDO POR LO QUE QUIERES.

A MIS ABUELOS JOSÉ, LOLITA, ZENAIDA Y MIGUEL POR EL AMOR QUE ME HAN DADO, SIEMPRE ESTAN EN MI CORAZON DONDE QUIERA QUE ESTEN.

A MIS TÍOS, PRIMOS Y SOBRINOS POR ESTAR SIEMPRE AL PENDIENTE DE MI FORMACIÓN, ASÍ COMO EL GRAN CARIÑO Y AMOR QUE SIEMPRE ME HAN BRINDADO. ¡VAYA QUE TENGO UNA GRAAAAAAN FAMILIA!!!!

AGRADECIMIENTOS

En estos últimos teclazos que por fin le estoy dando a mi trabajo me vienen a la mente muchos recuerdos agradeciendo en primer lugar a mis padres y hermano por siempre darme lo mejor tanto intelectual como su gran cariño, amor y respeto hacia la familia que formamos. LOS AMO CON TODAS MIS FUERZAS.

En orden cronológico agradezco la formación que se me brindó desde el kínder hasta la preparatoria en el Colegio de la Paz (Vizcaínas) porque gracias a ello tengo a mis grandes amigas Lucía, Erika y Débora, gracias por los momentos tan especiales que me han hecho pasar espero estar siempre con ustedes, las quiero infinitamente.

Al apoyo que me dieron mis padres durante mi etapa deportiva y que hizo que formara un gran carácter y entrega a lo que siempre he deseado, gracias a esa parte de mi vida por mis entrenadores y amigos.

Sin duda una de las etapas mas felices de mi vida han transcurrido en mi querida Universidad, quiero agradecer a los profesores de Ciencias Básicas que aunque en su momento odie ahora entiendo que son una parte importantísima en mi desarrollo como Ingeniera Geóloga, a mis profesores de Ciencias de la Tierra que gracias a su interés en clases, prácticas, laboratorios y todo lo que engloba la carrera hicieron que despertara en mi un enorme gusto por la Geología.

Agradezco al Cine Club de Ingeniería y a todos los miembros con los que algún día formé parte por inculcarme el amor al séptimo arte así como su amistad que me brindaron, a los demás cine clubs, al MUCA, a las Bibliotecas, al CCU, a las islas, a los comedores, a los tamaleros, a los taqueros, a los estadios, a los PUMAS y a todo lo que engloba la UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO.

No me olvido de los amigos que han formado gran parte de en esta etapa de mi vida, Elsa, Gerardo, Edgar, Ru, Sean, Daniel Hinojosa, Lety, Marcos, por los grandes momentos que compartimos y esperando que sean felices.

Sin duda a mis grandes amigos con los que compartí el principio de mi formación como geólogo así como los momentos tan memorables que vivimos y con los que llegue a convivir mas que con mi propia familia, Giovanni, Benjas, Yardenia, Marquitos, Hectorin, Cesar, Mike, Daniel Emiliano, Jon Pilas, Humberto, Aldux, José Luis, Lillana, Fermín, donde quiera que estén los amo y espero sean muy felices; así como a mis amigos con los que curse la ultima etapa académica AHIRAM, Armando, Memo, Rosalía (por ser mi gran amiga), Rubén Milreles, Pedro, Israel, Ivan, Moy, Igor, Gerardo, y bueno, son tantos que pido perdón por los que en este momento no recuerdo.

Quiero agradecer al Ing. Angel y al Ing. Enrique por el trabajo que me han dejado realizar, así como a la familia que he formado con Isra y Ana en tan mencionable Ciudad de Cerro Azul, sin olvidar a mis amigas Carmen y Mariela gracias por dejarme ser parte en su vida les deseo lo mejor y no olvido a mi familia pozarricense con Mireyita, Adris y Vite los quiero mucho, gracias por todo, así como a los paceños Marlen, Paco e Ilitch porque nunca perdamos la gran amistad que nos une.

No puedo dejar estas líneas sin agradecer infinitamente al personal del LUGIS, a Chelo y a José Luis Sánchez por su apoyo, consejos y amistad que me han ofrecido desinteresadamente.

Por último dedico este trabajo a mis grandes amigos Fermín (Apa) y Ricardo (Chulo) siempre están en mi mente y corazón, me quedo con los grandes momentos que compartimos.....

INDICE

RESUMEN

CAPÍTULO 1

1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 GEOLOGÍA REGIONAL DEL ESTADO DE CHIAPAS	3
1.3 OBJETIVOS	9

CAPÍTULO 2

TRABAJOS PREVIOS	10
------------------	----

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA	14
------------------------	----

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA	22
------------	----

CAPÍTULO 5

PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS

5.1 PROCESO DE SEPARACIÓN DE MINERALES PESADOS	24
5.2 DESCRIPCIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS ZIRCONES ANALIZADOS	31
5.3 CATODOLUMINISCENCIA	36
5.4 MICROSONDA ELECTRÓNICA	43

CAPÍTULO 6

GEOCRONOLOGÍA DE U-Pb	50
6.1 DECAIMIENTO DEL U Y Th	52
6.2 MÉTODO DE FECHAMIENTO	56

6.3 RESULTADOS	64
CAPÍTULO 7	
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	68
BIBLIOGRAFÍA	71
ANEXO 1	
Edad de la muestra P1- 6a	I
ANEXO 2	
Edad de la muestra P1 - 9a	V
ANEXO 3	
Datos crudos de la muestra P1 (granito deformado)	IX
ANEXO 4	
Datos crudos de la muestra P2 (gneis migmatítico)	X

RESUMEN

El Macizo de Chiapas, o como algunos autores le llamaron, Batolito de Chiapas, por su predominancia de rocas graníticas, ha sido muy poco estudiado; sólo existen algunos mapas a detalle y muy pocos datos geocronológicos

El presente trabajo se enfoca al estudio geocronológico de un gneiss migmatítico y un granito deformado, provenientes del área de Villa Flores, al suroeste del Macizo de Chiapas, con la finalidad de fechar ambas muestras de roca por el método de U-Pb.

Se realizó una separación minuciosa de los zircones de las dos muestras para posteriormente trabajarlas en geoquímica y poder obtener sus edades. Por otro lado, los zircones del gneiss migmatítico y granito deformado se analizaron por catodoluminiscencia, observando las características de cada población para poder definir su posible procedencia. Otro apoyo fue la microsonda electrónica para poder comprobar lo interpretado en catodoluminiscencia y analizar algunas inclusiones que se observaron en el microscopio binocular, coincidiendo con ilmenita, rutilo, esfena, feldespatos y apatito.

La isotopía de Pb nos proporciona nueva información sobre el basamento del Macizo de Chiapas con las edades grenvillianas de 1,035 y 1,084 Ma observadas en la intersección superior, aunque todavía no se han encontrado afloramientos de estas rocas.

La intersección inferior de las discordias con edades de 210 ± 31 Ma del granito deformado se interpreta como la edad de cristalización; mientras que la edad de 238 ± 30 Ma del gneiss migmatítico puede referirse

probablemente a un evento metamórfico. Ambas edades son concordantes con edades de micas por Rb- Sr de 214 y 244 Ma, respectivamente.

El presente trabajo favorece a un modelo hipotético en donde el terreno Maya se caracteriza como un terreno compuesto, teniendo el Macizo de Chiapas un origen junto al microcontinente Oaxaquia y separado de Yucatán.

CAPÍTULO 1

1.1 INTRODUCCIÓN

El estado de Chiapas se encuentra ubicado en el sureste de la República Mexicana, limitado al norte con el estado de Tabasco, al este con la República de Guatemala, al sur con el Océano Pacífico y al oeste con los estados de Oaxaca y Veracruz (Fig. 1.1). Se caracteriza por tener una enorme riqueza cultural, así como una gran abundancia de recursos naturales en las que destacan las características de suelo y diversidad de clima que confirman un ilimitado potencial agrícola, pecuario, forestal y pesquero; también se sitúa como el estado más importante generador y exportador de café.

Su red hidrológica representa el 30% del total del país, lo que es aprovechado para generar casi la mitad de la energía hidroeléctrica que se produce en México. Sus atractivos turísticos van desde notables vestigios del mundo maya hasta impresionantes paisajes, lagos y cascadas.

Sin embargo, geológicamente no es uno de los estados mejor estudiados, tal vez por la poca inaccesibilidad y por su clima tan lluvioso, como es el caso del Macizo de Chiapas localizado al sur del estado, en la parte sur del Terreno Maya. Algunos autores (p.ej. Damon *et al.*, 1981; Morán - Zenteno, 1984) lo denominaron "Batolito de Chiapas" por su predominancia de rocas graníticas. Su cartografía geológica detallada todavía no se ha realizado y existen muy pocos datos geocronológicos publicados.

Con 73,724 kilómetros cuadrados de superficie, el estado de Chiapas presenta un relieve sumamente variado y prolífico, clasificado en tres provincias fisiográficas:

- 1.- La llanura costera del Golfo, al norte del estado, donde predominan lomeros con llanuras de reciente formación.
- 2.- La sierra de Chiapas y Guatemala, que incluye la Sierra del Norte, la Sierra Lacandona, las Sierras Bajas del Peten, los Altos de Chiapas y la Depresión Central. Estas zonas están caracterizadas por sierras con vistosas mesetas, cañadas, llanuras y valles.
- 3.- La Cordillera Centroamericana, al sur del estado, comprende las Sierras del Sur, la Llanura Costera y las zonas Frailesca, Sierra, Soconusco e Istmo-Costa, con sierras altas y laderas escarpadas.

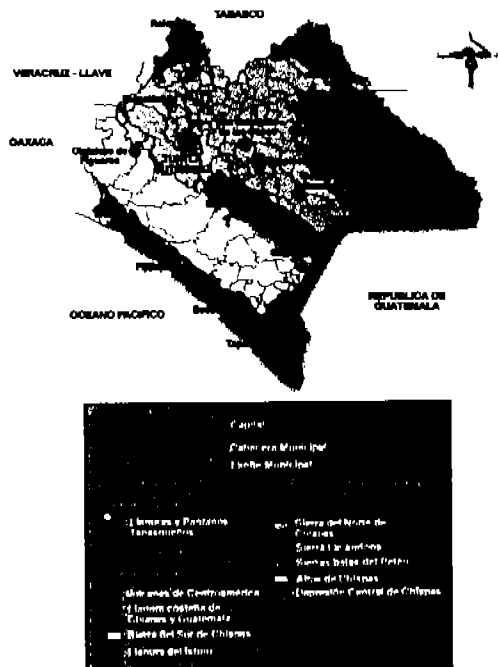


Figura 1.1. Ubicación y división del estado de Chiapas (www.inegi.gob.mx).

Debido a su ubicación y a la heterogeneidad del relieve, Chiapas presenta una gran riqueza de climas que varían desde un cálido húmedo al norte del estado, con lluvias todo el año, hasta los Altos de Chiapas, la zona más fría con un clima templado subhúmedo y lluvias en verano. En la vertiente del Pacífico el clima es cálido, con lluvias en verano.

1.2 GEOLOGÍA REGIONAL DEL ESTADO DE CHIAPAS

México se subdivide en terrenos tectonoestratigráficos según Campa y Coney (1983) y Sedlock *et al.* (1993) (Fig. 1.2). El estado de Chiapas comparte los terrenos Maya y Chortis (compuesto también por áreas de Guatemala, El Salvador, Nicaragua y Honduras). El Terreno Maya está dividido en tres provincias: La provincia Norte en la Costa del Golfo de México, la provincia Sur que incluye Guatemala central, Chiapas y noreste de Oaxaca, y la plataforma de Yucatán que incluye los estados de Tabasco, Campeche, Quintana Roo y Yucatán, así como el norte de Belice y norte de Guatemala.

El Macizo de Chiapas forma la parte sur del terreno Maya limitado por el Terreno Cuicateco al noroeste y al sur por el Bloque de Chortis (Sedlock *et al.*, 1993).



Figura 1.2. Mapa de terrenos tectonoestratigráficos en México y norte de América Central: El límite de los terrenos está marcado con líneas gruesas. Los terrenos están traslapados con el cinturón volcánico Transmexicano (Trans Mexican Volcanic Belt, TMVB). CUI: Cuicateco; M: Mixteco; T: Tarahumara; Z: Zapoteco; AB: falla Agua Blanca (Sedlock *et al.*, 1993).

La extensión mayor del estado de Chiapas se encuentra en el terreno Maya y sólo una parte menor, la que está al sur de la falla Polochic, está dentro del bloque Chortís. La porción marina chiapaneca se extiende un poco dentro de la placa de Cocos. Es aquí donde se ubicaría la unión triple de las placas Norte América, Caribe y Cocos (Fig. 1.3), en el área del Golfo de Tehuantepec (Burkart, *et al.*, 1987) al suroeste del macizo de Chiapas. En parte sepultado, el límite incluye el deslizamiento izquierdo - paralelo marcado tectónicamente por las fallas Motagua - Polochic y Jocotán - Chamelecón.

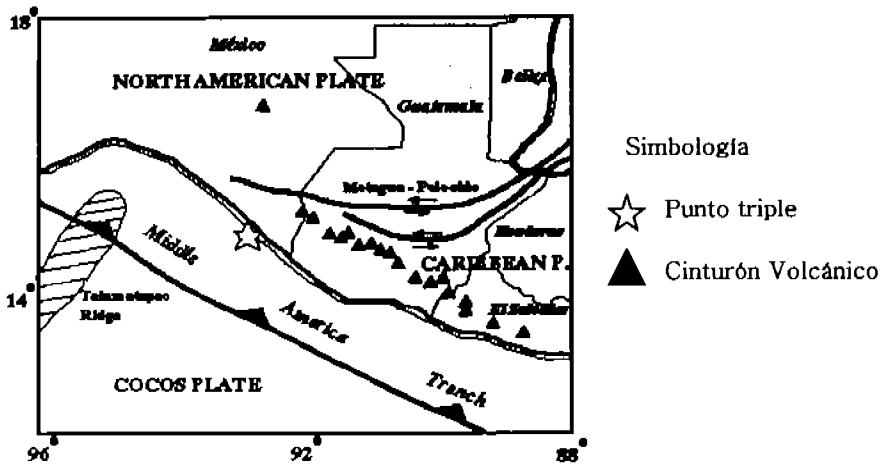


Figura 1.3. Punto triple entre las placas Norte América, Caribe y Cocos (fuente: tlacaelel.igeofcu.unam.mx/~GeoD/estudiantes/caridad/Html/ptriples.html).

Viniegra (1992) reporta las rocas más antiguas del terreno Maya en la porción sur de la Sierra Madre de Chiapas, en la Cordillera central de Guatemala, y en la parte sureste en los Montes Maya de Belice. Tales rocas del periodo Pensilvánico están formadas por turbiditas que evidencian en esta región, del Geosinclinal Paleozoico Mexicano que tenía su continuidad oriental, hacia el Caribe (Fig. 1.4).

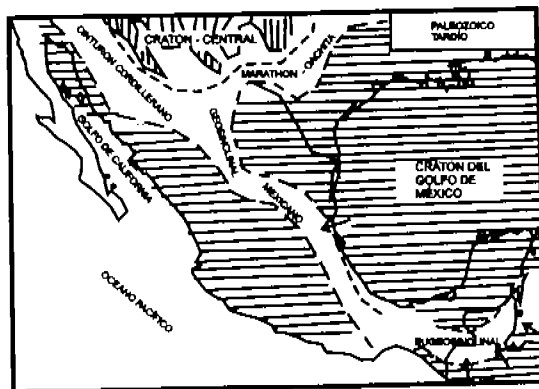


Figura 1.4. Geosinclinal Mexicano del Paleozoico. (Viniegra, 1992).

En esta misma obra, el autor reporta, al sur de Chiapas, frontera con Guatemala, rocas Pensilvánicas dinamometamorfizadas por efectos de la orogenia Paleozoica, mientras que al norte, en la Península de Yucatán, se observan poco deformadas. Al final del Mesozoico y principios del Cenozoico el sur de Chiapas fue intrusionado por un batolito granítico. Sobre estas rocas se tiene el sistema Terciario representado por rocas carbonatadas o evaporíticas, como es el caso de la península de Yucatán, o principalmente clásticas como en el caso de las cuencas sedimentarias del Istmo de Macuspana localizado al noreste de Chiapas en el estado de Tabasco, y de gran importancia por su producción petrolera.

Hacia el este, en la Cordillera Central de Guatemala, la geología difiere, predominando rocas sedimentarias denominadas Grupo Chuacús por McBirney (1963). Debido al alto contenido de cuarzo y feldespatos potásicos de dichas rocas, se infiere que el área de procedencia de los sedimentos originales era principalmente granítica, siendo posible correlacionar al Grupo Chuacús con las rocas metasedimentarias del Macizo de Chiapas. Por otro lado, la determinación de la edad de zircones detríticos en los esquistos de Chuacús indica una edad precámbrica para el área de procedencia (de la Rosa *et al.*, 1987). En la reconstrucción tectónica se ha podido observar que para el Paleozoico el terreno Maya se sitúa al este del terreno Oaxaca y si esto es correcto, el área de procedencia de Chuacús sería el complejo Oaxaca (de la Rosa *et al.*, 1987).

La parte inferior de la secuencia, fechada paleontológicamente, se conoce como Formación Aguacate, la cual consiste de sedimentos clásticos de origen lagunal y continental del Misisípico tardío. Otra secuencia clástica de conglomerados, areniscas y argilitas, en cuya parte superior se han encontrado fósiles marinos de edad Pensilvánico tardío y

Pérmico temprano, es conocida como Grupo Santa Rosa (Fig. 1.5). La parte basal de la secuencia consiste en lechos rojos del Jurásico superior y Cretácico inferior, hacia el norte, en el subsuelo, pasa gradualmente a calizas marinas y a evaporitas.

De la descripción anterior de eventos sedimentarios y tectónicos se puede generalizar la historia del terreno Maya con el fin de compararla con los terrenos adyacentes. Posiblemente el terreno Maya estuvo en una posición diferente a la actual en relación con el bloque de Oaxaca durante el Precámbrico y Paleozoico inferior, esto por lo menos hasta el final del Pérmico. Por otra parte, se han descrito las rocas precámbricas de la parte sur del terreno Maya, así como su ocurrencia en la Plataforma de Yucatán (Ortega-Gutiérrez et. al, 1994). Posiblemente el Macizo de Chiapas, tenga correlación con el Grupo Chuacús por la posible presencia de rocas precámbricas; aunque algunos datos isotópicos nos muestran zircones con edades de 1,075 Ma (zircón del gneis Chuacús), el suceso se puede representar por zircones heredados (McBirney y Bass, 1969).

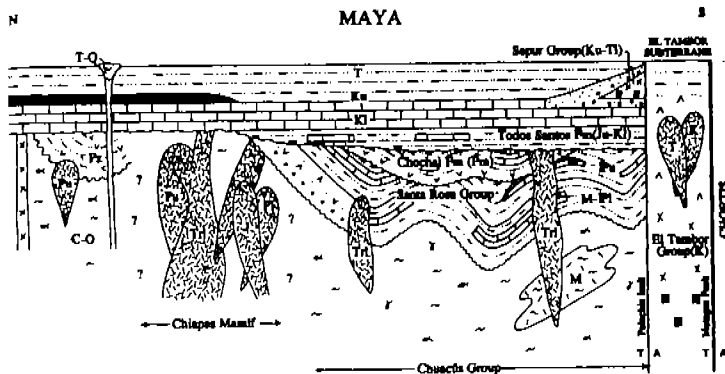


Figura 1.5. Sección geológica transversal del terreno Maya (Sedlock *et al.*, 1993).

La geología del Macizo de Chiapas se conoce apenas parcialmente y aún existen dudas serias sobre las relaciones entre los diferentes tipos de rocas. Con los datos aislados (de la Rosa *et al.*, 1987) concluyen que se

trata de diferentes eventos igneotectónicos y no de un batolito simple y de edad uniforme.

La Sierra Madre de Chiapas está compuesta en su mayor parte de rocas igneas del Macizo de Chiapas, que se extiende en dirección NW-SE paralela al litoral del Pacífico (Fig. 1.6). Está limitado al oeste por el Istmo de Tehuantepec, hacia el sureste por el sistema de fallas Motagua - Polochic, el cual forma el límite entre el terreno Maya y el Bloque de Chortís de Centroamérica, y al norte con la plataforma carbonatada de Yucatán. Eso da una superficie total de aproximadamente 20,000 km².

El volcán Tacaná en la frontera con Guatemala se destaca con sus 4,092 msnm como la parte más alta de la sierra Madre de Chiapas; sin embargo, no pertenece al área del Macizo de Chiapas. Sólo dos carreteras atraviesan el Macizo de Chiapas: la carretera de Arriaga - Tuxtla Gutiérrez al norte de Villa Flores y la ruta de Tapachula - Motozintla a Comitán de Domínguez al sur de Villa Flores (Fig. 1.6).

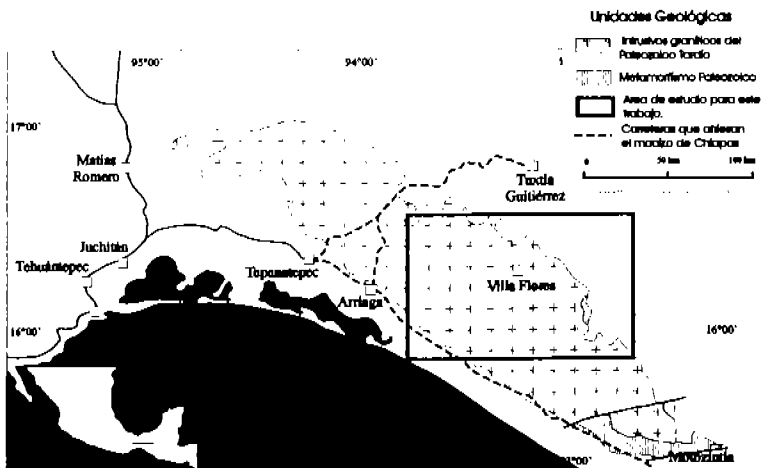


Figura 1.6. Ubicación del Macizo de Chiapas (tomada de Weis, 2000).

1.3 OBJETIVOS

Como se vio anteriormente todavía falta mucho trabajo geológico por realizar en el estado de Chiapas. Es por eso, que el objetivo del presente trabajo es obtener información geocronológica del magmatismo del Macizo de Chiapas, por medio del método U-Pb, haciendo una separación minuciosa de zircones de dos rocas típicas para este complejo, un gneis migmatítico y un granito deformado.

Así mismo, como trabajo metodológico se hace un estudio de catodoluminiscencia y microsonda electrónica para obtener el control genético de dichos zircones con el fin de determinar una o más generaciones de crecimiento de los cristales examinados.

CAPITULO 2

TRABAJOS PREVIOS

La geología del Macizo de Chiapas es poco conocida, algunos autores lo han denominado Batolito de Chiapas (p.ej. Damon *et al.*, 1981; Morán-Zenteno, 1984) por la predominancia de rocas granodioríticas. Los primeros registros sobre la supuesta existencia de rocas precámbricas en el estado de Chiapas aparecen en las descripciones de Aguilera y Ordóñez (1893) en donde se asigna esta edad a las rocas metamórficas que forman un gran núcleo ocupando la parte meridional de Puebla, así como parte de la Sierra Madre de Chiapas.

En los trabajos de Webber y Ojeda (1957) se estudia el sur de Chiapas, estableciendo la división de rocas antiguas de la región con una edad precámbrica del complejo basal, específicamente Algonkiana.

Más tarde, Pantoja-Alor *et al.* (1974) colectaron muestras de la región Arriaga - Villa Flores localizada en la parte suroccidental del estado de Chiapas obteniendo edades de rocas intrusivas y metamórficas por el método de plomo-alfa (Larsen *et al.*, 1958). A pesar de la inexactitud y problemas del método, esos autores consideran que dentro de los límites razonables de error, las edades calculadas corresponden al tiempo de emplazamiento de los cuerpos o al periodo orogénico que afectó a los sedimentos que actualmente forman las rocas cristalinas. En la discusión de las edades concluyeron que las rocas más antiguas del zócalo cristalino de Chiapas tienen una edad entre 780 ± 80 Ma y 702 ± 70 Ma, correspondiendo al Proterozoico o Precámbrico tardío. Otra edad obtenida de 430 ± 45 Ma del tronco granodiorítico de las Cruces en

Chiapas, corresponde a un evento magmático durante el Ordovícico Tardío. Una edad de 390 ± 40 Ma registra un evento térmico que afectó a las rocas del zócalo cristalino y la edad de 34 ± 3 Ma de una granodiorita confirma un intenso periodo de magmatismo durante el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano.

Posteriormente, Damon *et al.* (1981) publicaron edades por K- Ar de diferentes minerales que varían entre 290 y 170 Ma y una isocrona de Rb- Sr de 256 ± 10 Ma para rocas graníticas del Macizo de Chiapas. Las edades permotriásicas se han comprobado recientemente en fechamientos por Rb - Sr de mica - roca total calculadas entre 214 y 244 Ma (Schaaf *et al.*, 2002), así como mediante una edad de zircones por U- Pb en 227 ± 11 Ma (Weber, *et. al.*, 2001). Sin embargo, también un evento térmico en el Jurásico sigue siendo evidente debido a la edad (roca total) de un augeneiss por Rb- Sr de 175 ± 9 Ma. (Schaaf *et al.*, *op. cit.*), observándose una buena correlación con edades de K- Ar de 172 - 170 Ma reportados por Damon *et al.* (1981), lo que sugiere un probable evento tectonotermal en el Macizo de mediados a principios de Jurásico.

Por otra parte, Mugica-Mondragón (1987) se refiere al Batolito de Chiapas como un conjunto de rocas ígneas intrusivas que ocupan la parte sur- sureste del estado de Chiapas, tratándose de un cuerpo de dimensiones batolíticas constituido de rocas ígneas de composición granítica de edad Pérmico Tardío- Triásico Medio obtenidas por el método K- Ar. El autor divide al que llama batolito en dos partes, el de la Costa Chiapaneca y el de Chiapas; el primero formado por un cuerpo plutónico de granodioritas de biotita y hornblenda de edad Terciario Tardío localizado en el flanco sur de la costa del estado de Chiapas. El mismo autor menciona también datos geocronológicos de unos leucogranitos y tonalitas en el área de Villa Flores indicando una relación transicional entre éstos. Las edades de K-Ar indican que son

cogenéticas, determinando una edad permotriásica entre 271 y 224 Ma. La zona de contacto del Batolito de Chiapas con el de la Costa Chiapaneca es descrita por la presencia de una franja de migmatización localizada entre ambos batolitos. En la zona costera se determinaron edades de granodioritas por el método K- Ar de entre 6 y 29 Ma correspondiente al Oligoceno tardío- Mioceno medio. Por otra parte, menciona que dentro del metamorfismo regional se registran unos esquistos distribuidos erráticamente a manera de colgantes en todo el batolito. La edad del metamorfismo corresponde al Cámbrico Tardío y Misisípico Tardío obtenido por el método K- Ar con edades de 323 ± 16 Ma y 512 ± 26 Ma respectivamente. La actividad magmática del Paleozoico Tardío - Mesozoico temprano (270- 221 Ma) está representada por leucogranitos y tonalitas de biotita y hornblenda.

En los últimos años, distintos autores realizaron estudios de campo al sur y sureste de Villa Flores, como Groß (2000) y Weis (2000), quienes han mostrado la existencia de basamento pre-batolítico en el Macizo de Chiapas. Por otro lado, Schaaf et al. (2002) determinaron edades de 509 ± 97 Ma obtenidas por Rb - Sr en roca total y de 411 y 522 Ma por $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en zircones, sugiriendo que un evento Pan - Africano jugó un papel en el Macizo de Chiapas. No obstante, otro estudio realizado por Weber *et al.* (2001) indica que por lo menos existen núcleos de zircones mas antiguos, con una edad de 664 ± 84 Ma (intersección superior).

Con respecto a la cartografía, no se ha realizado un estudio detallado del Macizo de Chiapas. Un claro ejemplo es la carta geológica de la Republica Mexicana (1992) en la que se menciona simplemente como el batolito de Chiapas, sin explicar mas detalle. En la misma manera, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) tiene editado un mapa

geológico del estado de Chiapas en 1987, recopilando información de diferentes fuentes, donde tiene representado al Macizo de Chiapas como un conjunto de granitos y granodioritas sin mencionar detalle. Dentro de los primeros mapas a detalle que se tienen está el que presenta Carfantan (1977), en el área de Motozintla al sur de Chiapas donde limita al macizo con el sistema de fallas Polochic – Motagua. Sin embargo, en los últimos años se realizaron mapas geológicos detallados, como es el caso del trabajo de Weis (2000) y Groß (2000), escala de 1:20,000, en el área de Monterrey-La Fraylesca y Las Mercedonas, respectivamente.

CAPITULO 3

GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA

Las muestras fueron colectadas por Weis (2000) y Groß (2000) para su tesis de Diploma. En este trabajo se usaron las mismas muestras para la geocronología de U-Pb. Dichas muestras provienen del área de Villa Flores al sureste del estado de Chiapas. La muestra del granito deformado (P1) se tomó sobre el Río Marcedonas. La muestra correspondiente al gneis migmatítico (P2) se obtuvo cerca del pueblo Agrónomos Mexicanos como se muestra en la figura 3.1.

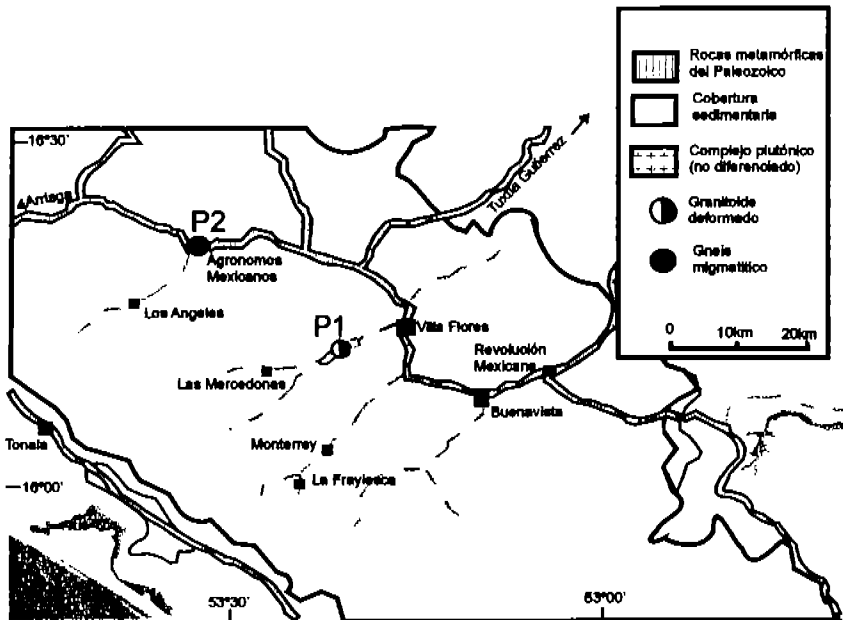


Figura 3.1. Localización de las muestras del granito deformado (P1) y del gneis migmatítico (P2). Ubicación del área estudiada ver, fig.1.6.

Las observaciones de las muestras y la petrografía de las mismas son citadas de las tesis de Diploma de Weis (2000) y Groß (2000).

GRANITO DEFORMADO (P1)

La muestra P1 correspondiente a un granito deformado, como se menciona. Se encuentra en la orilla del Río Mercedonas, tratándose de un afloramiento homogéneo (Fig. 3.2), como un bloque masivo que ocasiona el corte del río. La foliación que se midió fue de 104° una inclinación de 20° hacia el norte. El material es relativamente duro con pocas fracturas (Groß, 2000).



Figura 3.2. Afloramiento del granito deformado, muestra P1 (tomada de Groß, 2000).

Macroscópicamente la muestra es de color rosado y leucocrática (Fig. 3.3). Se observa de grano fino con cuarzo, feldespato, plagioclasa y biotita (Groß, 2000).

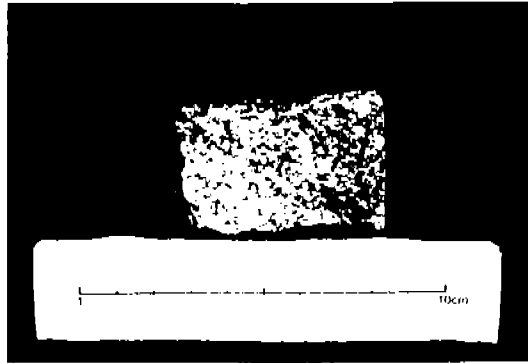


Figura 3.3. Granito deformado, muestra P1 (tomada de GroB, 2000).

Las observaciones en lámina delgada dan los siguientes porcentajes de minerales por conteo de puntos (Tabla 3.1):

Mineral	Porcentaje %
Cuarzo	35%
Plagioclasa	34%
Feldespatos K (Ortoclasa)	24%
Minerales accesorios	7%

Tabla 3.1. Porcentajes de minerales de la muestra P1



Figura 3.4. Fotomicrografía de la muestra P1 donde se observa la plagioclasa y la muscovita. NX, 10X.

Descripción petrográfica:

La plagioclasa (Fig. 3.4) casi siempre se encuentra sericitizada con un contenido de menos de 20% de anortita, en grano fino hasta intermedio. Como se puede observar en la figura 3.5 se presentan estructuras mirmequíticas. Las plagioclasas, en composición de andesina presentan maclas de crecimiento y de deformación. Dentro de los minerales accesorios, las biotitas se encuentran orientadas y parcialmente cloritizadas, también se observan epidota, apatito, muscovita, zircón y minerales de mena (Weis, 2000).

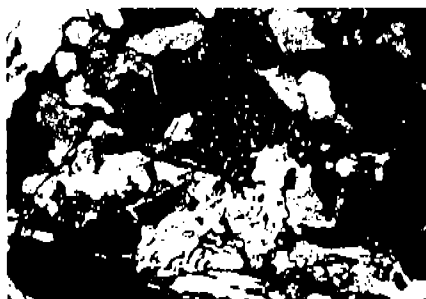


Figura 3.5. Fotomicrografía de la muestra P1 donde se observan las estructuras mirmequíticas. NX, 10X.

El cuarzo sólo se encuentra en granos pequeños y frecuentemente presenta extinción ondulante. En el feldespato potásico se puede observar microclina en forma de rejas y muchas exsoluciones de pertita. Como minerales accesorios la biotita se presenta en muchas ocasiones cloritizada, también se observan muscovita, epidota, esfena, zircones y escasos anfíboles (Groß, 2000)

GNEISS MIGMATÍTICO (P2)

El afloramiento de la muestra proveniente del gneiss migmatítico (P2) se encuentra sobre la carretera Villa Flores-Arriaga al oeste del pueblo Agrónomos Mexicanos (Fig. 3.1). Se trata de un afloramiento relativamente homogéneo (Fig. 3.6) que tiene un espesor de varios metros sobre la carretera (Weis, 2000).



Figura 3.6. Afloramiento del gneiss migmatítico, muestra P2 (tomada de Weis, 2000).

Macroscópicamente la roca muestra fuertes rasgos de foliación en diferentes direcciones (Fig. 3.7). También se observa un intercambio de

capas enriquecidas en cuarzo que forman parte de los melanosomas y capas enriquecidas en biotitas que corresponden a los leucosomas (Weis, 2000).



Figura 3.7. Gneis migmatítico, muestra P2 (tomada de Weis, 2000).

De acuerdo a las observaciones en la lámina delgada se observan los porcentajes de minerales por conteo de puntos en la tabla 3.2.

Mineral	Porcentaje %
Cuarzo	16%
Feldespato	30.8%
Plagioclasa	34.4%
Minerales accesorios	18.8%

Tabla 3.2. Porcentajes de minerales de la muestra P2.



Figura 3.8. Fotomicrografía de la muestra P2 (Weis, 2000), donde se observan agregados recristalizados de cuarzo y feldespatos.

Descripción petrográfica:

El cuarzo (Fig. 3.8) se observa con extinción ondulante. Frecuentemente se ven agregados recristalizados de cuarzo y feldespato consecuencia de la deformación. Los feldespatos potásicos se encuentran sericitizados y en las capas hay estructuras mirmequíticas. Las plagioclasas, en su variedad anortita, presentan maclas de crecimiento y de deformación. Dentro de los minerales accesorios, las biotitas se encuentran orientadas y parcialmente cloritizadas, también se observan epidota, apatito, muscovita, zircón y minerales de mena (Weis, 2000).

En el diagrama de Streckeisen (Fig. 3.9) para rocas plutónicas se puede observar que el granito deformado (muestra P1) cae en el campo de los granitos, muy cerca de las granodioritas; y que el gneis migmatítico (muestra P2), refiriéndose a su composición total de leucosoma y melanosoma, se encuentra en el límite de composición granodiorítica.

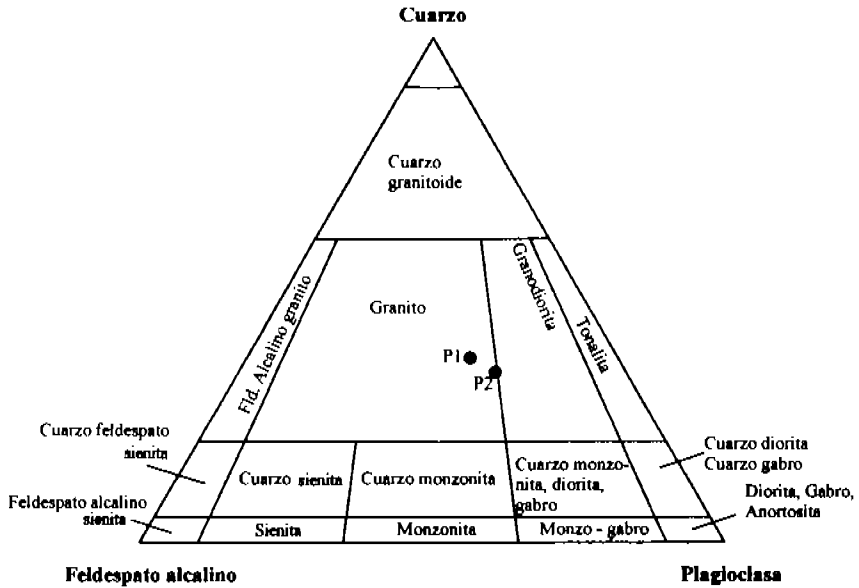


Figura 3.9. Ubicación de las muestras P1 y P2 en el diagrama de Streckeisen.

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA

Para tener una mejor interpretación de las muestras estudiadas en este trabajo, se citan las concentraciones de elementos mayores y algunos elementos traza que fueron determinados por análisis de fluorescencia de rayos x (XRF) en el Laboratorio de la Universidad de Munich Alemania, de trabajos anteriores como se muestra en la tabla 4.1. La clasificación de las rocas plutónicas se ven en la gráfica de álcalis contra SiO₂ (Fig. 4.1)

Muestra	P1 Granito	P2 Gneiss migmatítico
Latitud N	16°11'16"	16°20'21"
Longitud W	93°22'21"	93°32'40"
SiO ₂	72.1	68.5
TiO ₂	0.22	0.43
Al ₂ O ₃	14.36	15.17
Fe ₂ O ₃	1.18	0.81
FeO	0.64	2.27
Fe ₂ O ₃ (tot.)	1.89	3.33
MnO	0.04	0.08
MgO	0.31	1.24
CaO	1.38	3.60
Na ₂ O	3.40	3.36
K ₂ O	5.07	1.91
P ₂ O ₅	0.07	0.11
LOI	0.36	0.73
Total	99.4	98.6
Ba	1227	660
Rb	109	64
Sr	306	449
Zr	191	189
Y	18	15
Cr	58	214
Ni	12	19
V	15	50
Zn	59	82

Tabla 4.1. Localización de las muestras y los datos químicos de XRF. Los oxidos están dados en porcentaje de peso y los elementos traza en ppm (Schaaf et al., 2002).

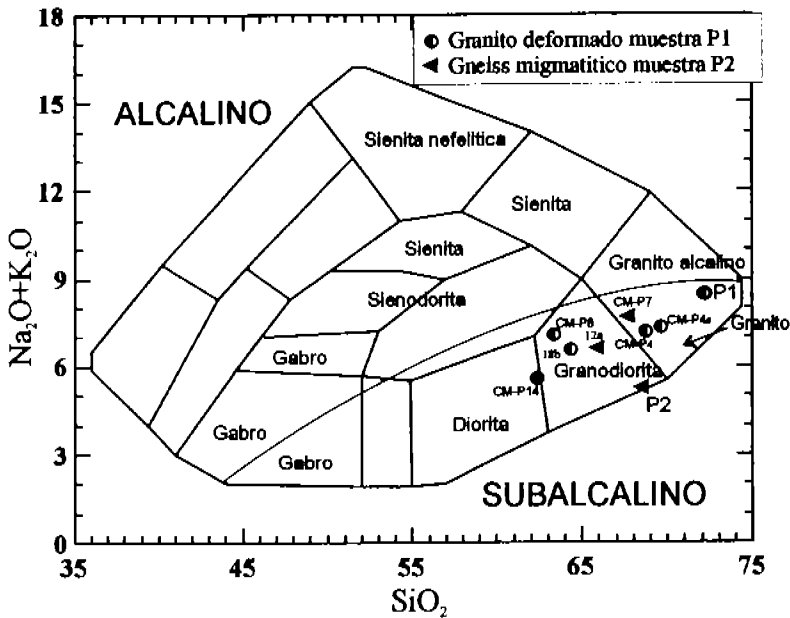


Figura 4.1. Muestras P1 (granito deformado) y P2 (gneiss migmatítico) en comparación de otras muestras del área de Villa Flores (Schaaf *et al.*, 2002). La referencia de la división entre alcalino y subalcalino en series magmáticas es de Miyashiro (1978).

De la figura se puede ver que el contenido de SiO_2 en granitoides va entre 62.4 y 72.1 wt% caracterizando estas rocas como granitos y granodioritas. El gneiss migmatítico muestra evidencias para diferentes protolitos de composición diorítica a granodiotítica. Como se puede observar la mayoría de las muestras se encuentra en el campo subalcalino. (Schaaf *et al.*, 2002). Las claves de las muestras ajenas a las estudiadas en este trabajo (Fig. 4.1) fueron tomadas de la tesis de Diploma de Groß (2000) con el fin de comparar otras muestras del área de Villa Flores.

CAPITULO 5

PROCEDIMIENTOS ANALITICOS

Un objetivo primordial de este trabajo fue la separación de zircones del granito deformado (muestra P1) y del gneis migmatítico (muestra P2) para su fechamiento con el método U-Pb.

El zircón es un mineral pesado con una serie de propiedades que lo hacen muy útil en la geocronología para el método isotópico de U- Pb.

Las propiedades más importantes del zircón son:

Es un mineral con dureza 7½, muy resistente al intemperismo químico y al metamorfismo.

Su concentración de U es alta, mientras que Pb es baja, lo que resulta una relación U/Pb muy alta.

La temperatura de cristalización es de 700 a 900º C

La preparación de muestras para el método isotópico U-Pb requiere de un gran cuidado y limpieza desde que se recolecta la muestra, en el procesado de trituración de la muestra y en la etapa de separación de minerales, así como en el laboratorio de química ultrapura.

La contaminación por Pb se puede dar en las diferentes etapas del proceso, por lo que hay que ser muy cuidadoso.

5.1 PROCESO DE SEPARACIÓN DE MINERALES PESADOS

Los minerales pesados son generalmente pequeños (≈ 200 µm en promedio) y de poca abundancia (<1%). Para poder concentrarlos se

requiere moler de 10 a 15 kg de roca; en algunos casos es menor y en otros es mayor el volumen, todo depende de la abundancia del mineral de interés.

A continuación se describe el tratamiento para obtener un concentrado de minerales pesados.

La muestra se somete a un tratamiento mecánico utilizando herramientas para la trituración teniendo mucho cuidado de no contaminar la muestra. Esto se logra haciendo limpieza total del taller de molienda. Se descostra la muestra eliminando zonas superficiales alteradas de los bloques colectados. Los bloques descostrados deben fragmentarse en tamaños menores a 5 cm para poder ser introducidos en la quebradora de quijadas, después se pasa por el molino de rodillos con los que se tiene buen control del tamaño de la partícula deseada (~1-2mm tamaño de grano).

Después se realiza el tamizado de la muestra que ayuda a tener diferentes fracciones de minerales utilizando mallas de 60, 100 y 200 para el caso de los zircones.

La siguiente etapa se realiza en la mesa Wilfley, que es un método de preconcentración por gravedad vía húmeda que separa partículas de minerales de diferentes pesos específicos. Se utiliza para obtener un concentrado de los minerales pesados; alcanzando una separación burda al hacer pasar el material en una superficie saturada de agua y a través de los rifles dispuestos de manera paralela a lo largo de la mesa. Si la mesa está funcionando correctamente, los minerales pesados se desplazan hacia el lado izquierdo de la mesa, mientras que el material

brinca los rifles y se acumula al frente de la mesa en su extremo derecho.

En la práctica, no solamente la densidad sino también el tamaño de grano y la forma de los minerales afecta a la separación en la mesa Wilfley (Fig. 5.1). Ésta será preliminar ya que no solamente tendremos los minerales de interés deseados, sino algunos otros accesorios.



Figura 5.1. Fotografía de la mesa Wilfley del laboratorio de separación de minerales del Instituto de Geología.

Después de que se obtuvo el preconcentrado de minerales pesados en la mesa Wilfley, se pasan por el separador magnético Frantz con el objeto de quitar los minerales con mayor susceptibilidad magnética. En esta etapa es donde se recuperan los minerales paramagnéticos y algunos diamagnéticos (Macías- Romo, 2003) (Fig. 5.2).



Figura 5.2. Fotografía del separador magnético Frantz.

Posteriormente se lleva a cabo la separación de minerales por líquidos pesados con el Politungstato de Sodio, el cual es soluble en agua. El Politungstato de Sodio es una sustancia no tóxica que puede variar su densidad aplicándole agua destilada o desmineralizada, la densidad máxima que se puede obtener (con aditivos) es de aproximadamente 3.2, lo que facilita la separación de los minerales pesados como el zircón de los minerales ligeros como el feldespato o el cuarzo.

Por último teniendo el concentrado de minerales pesados, se procede a separar las diferentes poblaciones de zircones de manera manual con apoyo de un microscopio estereográfico y utilizando una cerda fina para seleccionar los cristales de manera individual. Esto se hace poniendo un poco de material sobre un vidrio que se distribuye en forma de montículo alargado, de tal forma que se pueda ir seleccionando los cristales adecuados, llevándolos en dirección opuesta a aquellos que no son de utilidad (Macías-Romo, 2003) (Fig. 5.3).



Figura 5.3. Separación de minerales en forma manual.

Las poblaciones de zircones se seleccionan de acuerdo a:

- 1.- La forma de los cristales: depende del desarrollo de las caras del cristal ya sea en el prisma o en sus pirámides, como lo muestra la clasificación de tipos y subtipos de Pupin (1980). Este desarrollo de las caras nos formará cristales muy elongados o poco elongados, con desarrollo de pirámides, etc.
- 2.- El color del cristal: incoloros, amarillos, naranjas, rojizos, rosas.
- 3.- La susceptibilidad magnética de los cristales: debido a pequeñas inclusiones tratándose generalmente de magnetita.
- 4.- El grado de redondez, en el caso de rocas metamórficas y sedimentarias.

Para poder hacer un análisis isotópico por el método de U-Pb convencional se requieren como mínimo 5 poblaciones distintas de zircones, considerando morfologías bien definidas, siendo principalmente cristales enteros, limpios y sin fracturamiento. La cantidad depende de la edad que tenga la roca: para rocas jóvenes se requiere poblaciones con

mayor peso mientras que para rocas mas antiguas se requiere menos muestra.

Si tenemos por ejemplo unos zircones con una edad aproximada de 300 Ma y un contenido de U entre 200 a 1500 ppm como es el caso de este trabajo, para llevar a cabo una rutina en la química de zircones en este trabajo se necesitaron un promedio de 200 μg .

Una vez que se tienen las diferentes poblaciones de zircones se someten a análisis geoquímicos e isotópicos. Cada población se pesa colocandola en una charolita de aluminio con un peso promedio de 0.02556 g. Una vez estando en el laboratorio de química ultrapura se pesan de nuevo los concentrados en microcápsulas de teflón antes de ser digeridos.

La digestión de la muestra se lleva a cabo con la siguiente metodología:

- Cada fracción se lava con 3N HCl, luego con 8NHNO₃ y por último con 16NHNO₃.
- Se introduce HF + 16NHNO₃, en su proporción 3:1 a las microcápsulas.
- Las microcápsulas con los zircones limpios se colocan dentro de bombas de teflón agregando HF, se tapa y se introducen en las bombas Parr (steel metal jackets).
- Para la digestión se calientan en un horno durante 5 días a una temperatura de 220^o C .
- Después de sacar las muestras de las bombas Parr y de las bombas de teflón se evapora el HF estando listas para la alicuotización y adición del spike. El spike sirve para calcular las concentraciones de U y Pb por medio de la técnica de dilución isotópica (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/espectrometria.pdf>).

El siguiente proceso consiste en la separación del Pb y U de las muestras:

Para coleccionar la muestra con se usan columnas de intercambio iónico de teflón con resina aniónica Dowex AG-x8 (mesh 100 - 200) desechables; utilizando dos columnas para cada muestra, una para separar Pb natural (muestra para composición isotópica, CR), y la otra para separar Pb y U (muestra para dilución isotópica ID).




Obtenida la separación se procede a medir en el espectrómetro de masas las relaciones isotópicas del Pb y U.




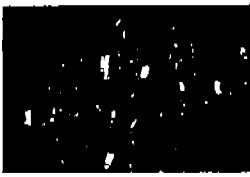
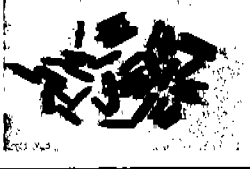
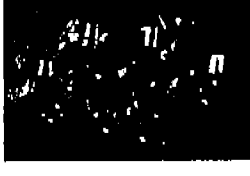

Haciendo un resumen de los datos analíticos que se utilizaron durante la geoquímica podemos decir que los blancos químicos de plomo en mayo del 2002, cuando se procesó el gneis migmatítico fueron de 93 pg a 154 pg de plomo; y en octubre del mismo año, cuando se procesó el granito deformado, fueron de 16 pg a 57 pg de plomo, por lo que se puede constatar que hubo muy buena limpieza durante el análisis geoquímico de las muestras.








5.2 DESCRIPCIÓN DE POBLACIONES DE LOS ZIRCONES ANALIZADOS

Para la muestra P1 (granito deformado) se obtuvieron 15 poblaciones descritas en la tabla 5.1. Las fotos fueron tomadas con una cámara Olympus modelo MZ12 5 montada sobre un microscopio binocular Leica modelo DP11.

Tabla 5.1: Características de los zircones de la muestra P1 utilizada en el LUGIS para U-Pb. (Las fracciones 1:3 significan la relación 1 de ancho por 3 de largo de los cristales)


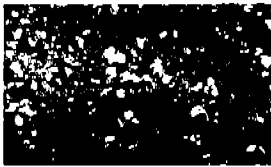
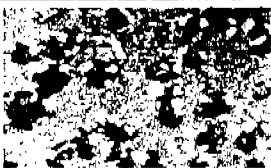

Muestra	Tamaño	Descripción	Peso(g)	FOTO
			Aumento	
1c	100 μ m	grandes 1:3 limpios y elongados	0.001240	
			6.3x	
2b	100 μ m	amarillos 1:3 elongados	0.000170	
			10x	
3	200 μ m	completament e limpios grandes 1:4	0.000210	
			10x	

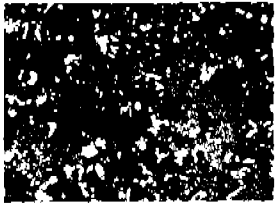
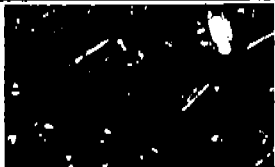
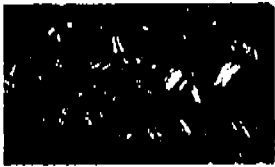


4a	150 μ m	limpios redondos 1:3 no tan elongados	0.000230	
			10x	
5a	100 μ m a 200 μ m	muy amarillos	0.000460	
			6.3x	
6a	300 μ m	amarillos opacos 1:3 grandes	0.001410	
			10x	
8a	250 μ m	grandes elongados incolores 1:5	0.000340 10x	
8b	200 μ m	chicos elongados incolores 1:4		
9a	400 μ m	grandes menos elongados incolores 1:4	0.000200	
			10x	
10a	400 μ m	mas elongados amarillos grandes 1:5	0.000390	

10b	200 μ m	mas elongados amarillos chicos 1:4	10x	
11a	300 μ m	menos elongados amarillos grandes 1:3	0.000460	
			10x	
12	150 μ m	cristales perfectos	0.000200	
			10x	
13b	100 μ m a 300 μ m	cristales con desarrollo de pirámides chicos y grandes amarillos	0.000240	
			10x	
14w	300 μ m	fragmentos de cristales elongados con pirámides desarrolladas	0.000090	
			10x	
15b	250 μ m	1:3 amarillos opacos, 1:3 rosas incoloros opacos	0.001060	
			10x	
16	200 μ m	pulidos	0.000090	
			10x	

Para la muestra P2 (gneis migmatítico) se obtuvieron 9 poblaciones de las cuales algunas se tuvieron que juntar como se muestra en la tabla 5.2. las fotos también fueron tomadas con una cámara Olympus modelo DP11 montada sobre un microscopio binocular Leica modelo MZ12 5.

Tabla 5.2. Características de los zircones de la muestra P2 utilizada en el LUGIS para U-Pb (Las fracciones 1:1 significan mismo tamaño de ancho y largo, mientras que 1: 2 el doble de largo que de ancho).

Muestra	Tamaño	Descripción	Peso (g)	FOTO
			Aumento	
1a	100 μ m	chicos 1:1	0.00055	
			5x	
1b	150 μ m	medianos 1:1	0.00019	
			5x	
2	250 μ m	planos 1:2	0.00243	
			5x	
3	300 μ m	medianos 1:2	0.00148	
			5x	

4	150 μ m	chicos 1:2	0.00090	
			5x	
5 a	400 μ m	poco elongados medianos 1:4	0.00025	
			5x	
5b	200 μ m	poco elongados chicos 1:4	0.00015	
			5x	
6	300 μ m	elongados prisma ancho 1:3	0.00021	
			5x	
7	200 μ m	elongados esbeltos 1:4	0.00029	
			5x	

5.3 CATODOLUMINISCENCIA

La CL se ha desarrollado como una técnica útil para la mineralogía y las investigaciones petrológicas en las geociencias. Esto especialmente debido a las ventajas que tiene utilizándola como una herramienta en el análisis de materia sólida. Generalmente, la CL se ha aplicado a las investigaciones de cristalografía y propiedades tipomórficas de los minerales (estructura interna del cristal, zonación, etc.), identificación de componentes minerales y la reconstrucción de procesos minerales formadores de rocas. Los investigadores de gemas han enfocado sobre todo, en la evaluación de propiedades tipomórficas para distinguir gemas naturales de sintéticas con la ayuda de CL (Götze, 2000).

La CL es un método que puede complementar observaciones petrográficas con microscopía polarizada y otros métodos convencionales. Los métodos analíticos adicionales pueden proporcionar una contribución específica, sobre todo en la combinación con difracción de rayos x (XRD), microscopía electrónica (SEM) y análisis microscópicos. Una combinación de microscopía de CL y análisis de imagen permite cuantificar diferentes fases minerales en el caso de material mineralógico heterogéneo (Götze, 2000).

Los estudios de catodoluminiscencia dan información única que no puede obtenerse fácilmente por otros métodos; pudiendo identificar elementos traza en ciertos minerales, ya que en algunos casos, es importante saber si éstos se encuentran en el enrejado del cristal o en su superficie. En general facilita y mejora los estudios petrográficos, reconociendo más fácilmente las especies minerales de una manera rápida y estimar el porcentaje de cada mineral en una muestra. Se pueden reconocer

diferentes generaciones de un mineral en lámina delgada, que difícilmente se detectan observando con un microscopio petrográfico.

La existencia de microfracturamiento en un plano se puede descubrir en muchos minerales por las observaciones de CL. Las inclusiones fluidas primarias y secundarias se diferencian fácilmente de la situación en el crecimiento dividiéndolo en zonas o microfracturamiento. Para las relaciones texturales entre minerales, las observaciones de CL pueden ayudar a establecer la sucesión de asociaciones paragenéticas en las rocas, considerando las zonas de crecimiento, microfracturamiento, disolución y recristalización.

Una de las observaciones más interesantes es identificar zoneamientos en cristales, siendo completamente crucial para la aplicación de nuevos métodos químicos e isotópicos in situ, ya que nos permite determinar el origen de los cristales (Pagel *et al.*, 2000)

Las ventajas de usar el equipo de catodoluminiscencia son:

- Bajo costo para adaptar el equipo a un microscopio óptico.
- Fácil de usar debido al sistema de vacío simple.
- Tiene un campo de 1mm a 2 cm de observación
- Los iones positivos generados en la fase de gas son suficientes para neutralizar los efectos de carga.
- Fácil de observar la composición química de minerales cuando se acopla a un espectrómetro de energía dispersa.

La CL es útil en los estudios de petrología, pero hay varios inconvenientes:

- Baja resolución espacial.

- La inestabilidad debido a la variación de presión de gas en muchos aparatos.
- El sistema magnetofónico generalmente da solo los resultados cualitativos, aunque algunos dispositivos están ahora provistos con un espectrómetro de CL (Pagel *et al.*, 2000).

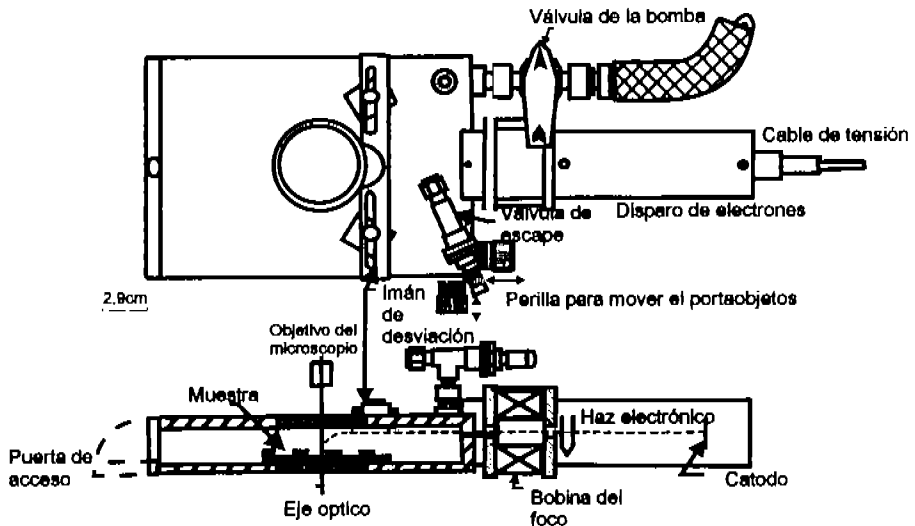


Figura 5.4. Se muestra la vista superior y lateral seccionada transversalmente del luminoscopio. (Marshall, 1988).

La CL se refiere al proceso en el cual la excitación primaria está al lado de un destello de electrones, donde el cátodo es la fuente de electrones. La relación entre el electrón, la superficie de la muestra y la visión óptica en el luminoscopio se observa en la figura 5.1. El luminoscopio que se utilizó es el modelo comercial ELM - 3R . Utiliza un electrón de cátodo; el rango de energía del rayo de electrones varía de 15-25 keV a 1 mA aunque se restringe a 0.5-0.6 mA. El luminoscopio está diseñado para introducir láminas pulidas o superficies pulidas en una platina de 37 X 62 mm. Cada muestra puede ser puesta debajo del rayo de excitación que

interseca la superficie de la muestra en el eje óptico del microscopio en el cual se monta el luminoscopio. Un par de ventanas se encuentra de cada lado del compartimiento de la muestra (Fig. 5.4) para poder ver el material con la luz transmitida intercambiándola con las observaciones de catodoluminiscencia, observando el mismo punto.

La CL se vé del mismo lado que el extremo del haz electrónico por lo tanto el no experimenta la absorción pasando a través de la superficie pulida.

El haz de electrones se dirige inicialmente en una trayectoria horizontal, paralela y sobre la superficie de la muestra; pasando primero por el electrón de cátodo, y después a través de la bobina del foco. Posteriormente el haz de electrones con trayectoria horizontal es sometido bajo la influencia de un montaje de imán que desvía el haz hacia la superficie de la muestra (Fig. 5.4). La posición de incidencia puede ser cambiada moviendo el imán que desvía el haz permitiendo que se alinee al punto de impacto exactamente con el eje óptico del microscopio. Este arreglo también se permite en superficies pulidas y cristales montados en resina.

OBSERVACIONES POR CL

Para llevar a cabo los análisis de catodoluminiscencia (CL) se seleccionaron los cristales mas representativos de cada población separándolos por tamaños y montándolos en unos portaobjetos redondos de 1' de diámetro, fijándolos con resina epóxica. Primero se desbastó la resina con oxido de aluminio de 9 y 6 μm , procurando dejar al descubierto la mayor parte del área de los cristales de zircones. Posteriormente se pule con pasta de diamante con tamaños de grano de 1 y $\frac{1}{2}$ μm para evitar que se desprendieran los cristales. Después los cristales fueron montados en diferentes portaobjetos seleccionándolos

por tamaños para que al momento de pulir las superficies, los zircones pequeños no se desprendieran de la resina.

De las observaciones hechas por medio del equipo de catodoluminiscencia en los zircones del gneiss migmatítico y el granito deformado se describe lo siguiente:

Las diferentes poblaciones de zircones de las dos muestras presentan una luminiscencia muy débil con zoneamiento concéntrico en bandas delgadas de color amarillo verdoso claro, intercalado con amarillo verdoso mas oscuro. Los cristales que principalmente presentan esta característica son los elongados, ya sea chicos o grandes (Fig. 5.5).



Figura 5.5. Zircones con zoneamiento concéntrico donde el cristal (a) pertenece a la población 2: zircones planos, de la muestra P2(gneiss migmatítico). De la muestra P1 (granito deformado) el (b) representa a la población 9a: grandes menos elongados incoloros. (ver tabla 5.1 y 5.2).

Otro tipo de luminiscencia observada en los zircones del gneiss migmatítico, (muestra P2) y granito deformado (muestra P1) es en

sectores, es decir, sólo en algunas partes del cristal se le observa una luminiscencia azul y amarilla fuerte, el resto del cristal se ve oscuro. Este tipo de luminiscencia se observa principalmente en zircones chicos de la muestra P1 y en planos de la muestra P2.

Una estructura definida en la muestra P1 (granito deformado) es la que presenta el cristal con un núcleo grande bordeado por una luminiscencia intensa de color amarillo. A partir de esta luminiscencia se observa un zoneamiento concéntrico muy débil. El interior del núcleo de algunos zircones no presenta luminiscencia, en otros se observa luminiscencia en bahías apenas notorio (Fig. 5.6).



Figura 5.6. Zircones con núcleo oscuro bordeado de gran luminiscencia de la muestra P1 (granito deformado). El cristal (a) pertenece a la población 15b: 1:3 amarillos opacos; 1:3, rosas, incoloros, opacos y el (b) a la 3: medianos, 1:2 (ver tabla 5.1).

En la mayoría de los zircones de las dos muestras no se observó con claridad el zoneamiento ya que presentaban bahías no luminiscentes o con luminiscencia muy débil de color azulado y gris en gran parte de la superficie de estos cristales. Cabe señalar que estas observaciones no se presentaron en poblaciones específicas

Otra de las observaciones son relacionadas a los núcleos heredados que se presentan en fragmentos de forma redondeados e irregulares de color amarillo azulado. Estos núcleos fueron observados en los zircones grandes con pirámides un poco desarrollada y en los chicos translúcidos de la muestra P1 (granito deformado). Del gneis migmatítico (muestra P2) los núcleos heredados fueron observados en los cristales elongados chicos y grandes.

Por último es conveniente reportar el efecto de fracturamiento en los cristales, ya que las fracturas provocan una luminiscencia anómala en los zircones, de color amarillo intenso, sin poder observar la luminiscencia propia del cristal (Fig. 5.7).



Figura 5.7. Zircones fracturados con luminiscencia muy fuerte. El cristal (c) representa a la población 9a: grandes, menos elongados, incoloros; el (a) representa a la población 1c: grandes 1:3, limpios y elongados, ambos de la muestra P1 (granito deformado). De la muestra P2 (gneis migmatítico) el cristal (b) representa a la población 2: medianos 1:1 y el (d) a la población 7: elongados, esbeltos (ver tabla 5.1 y 5.2).

5.4 MICROSONDA ELECTRÓNICA

Otro de los instrumentos y técnicas que se utilizaron para estudiar el control genético de los zircones fue la microsonda electrónica JEOL modelo JXA-8900 que se encuentra en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) en el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México. En este caso, se utilizaron las mismas preparaciones que para catodoluminiscencia, sólo que se cubre a la muestra con carbón para prevenir el fenómeno de carga bajo el haz electrónico.

El microscopio electrónico se define como un sistema óptico en el cual se hacen uso de un rayo de electrones para formar imágenes magnificadas de muestras o especímenes muy pequeños (Linares *et al.*, 2001). En la microscopía electrónica se utiliza un haz electrónico para formar la imagen, convirtiéndose en una herramienta indispensable para investigaciones científicas debido a sus características como gran profundidad de campo y resolución, teniendo también un significativo rango de aumentos más altos (10 – 180,000X).

La microsonda electrónica (Electron Probe Microanalyzer EPMA) es una herramienta invaluable en la geología que se utiliza para análisis químicos en muestras sólidas donde los rayos X son obtenidos a través de un haz electrónico.

Las ventajas del equipo son:

- Analizar áreas hasta de 90 mm x 90 mm, por poseer una platina grande.
- Su resolución es de 6 nanómetros.
- La alta calidad en los análisis químicos.
- Excelente resolución espacial (aproximadamente de 1 micra).

- La gran profundidad de campo.
- La preparación sencilla de las muestras.
- Cuenta con una estación de trabajo con la que se opera con gran rapidez al obtener análisis cuantitativos y cualitativos de áreas considerables de las cuales se pueden obtener datos que son procesados con la misma facilidad con que se opera el equipo de automatización.

La base del desempeño de la microsonda está centrada alrededor del sistema óptico de electrón (electron optical system), estado del espécimen, espectrómetro de rayos x, mecanismo de observación de imagen, etc. (Fig. 5.8).

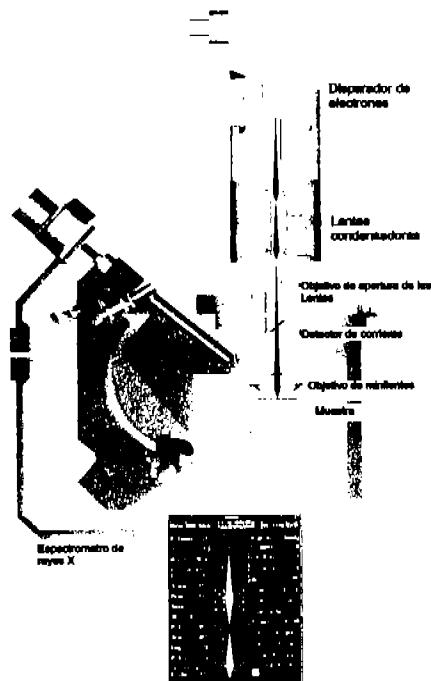


Figura 5.8. Esquema de los componentes de la microsonda electrónica (Manual de Microsonda, JEOL).

Con la microsonda electrónica se puede obtener la siguiente información:

- Imagen de electrones secundarios
- Imagen de electrones de retrodispersión (composición)
- Imagen de electrones de retrodispersión (topografía)
- Imagen característica de rayos x
- Análisis automático cualitativo
- Análisis automático cuantitativo
- Línea de análisis o espectros
- Estados de análisis
- Mapas de color
- Despliegue de concentraciones por el método de calibración

De esta manera, permite obtener una amplia variedad de análisis cubriendo microáreas de otras más amplias.

Entre las recomendaciones para el análisis de muestras en microsonda electrónica es el hacer un mapa con ayuda del microscopio petrográfico o binocular donde se indique las áreas que se quiera analizar, así como almacenar la información obtenida, ya sea datos de análisis o imágenes.

OBSERVACIONES POR MICROSONDA ELECTRÓNICA

El fin de utilizar la microsonda electrónica en este trabajo fue para poder complementar la interpretación de las imágenes de catodoluminiscencia. Sin embargo, el equipo de microsonda electrónica con el que cuenta el Laboratorio Universitario de Petrografía no cuenta con el equipo de CL por lo que, como se muestra en las imágenes siguientes, no se pudo observar ningún tipo de zoneamiento o luminiscencia para ser comparado.

Aún así, las observaciones hechas en microsonda sirvieron para identificar texturas, fracturas e inclusiones en los cristales de zircón:

Se observa inclusiones de rutilo en muchos zircons de las dos muestras estudiadas en este trabajo: gneis migmatítico y granito deformado. La mayoría de las veces se presenta en forma elongada de dimensiones micrométricas y de color café (Fig. 5.9).



Figura 5.9. Zircons planos: población 2 de la muestra P2 (gneis migmatítico). Se observa un rutilo de aproximadamente 20 μ m en el cristal.

La esfena se observó en algunos zircons de las muestras estudiadas de color pardo y tamaño micrométrico, presentándose la mayoría en forma irregular (Fig. 5.10).

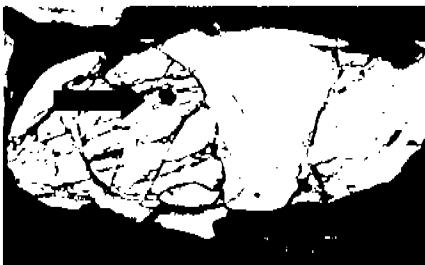


Figura 5.10. Zircons menos elongados amarillos grandes: población 11 a, del granito deformado (muestra P1). Se observó una esfena dentro del zircón de forma anhedral de 15 μ m de diámetro.

Las inclusiones de ilmenita se observaron en las dos muestras analizadas, muestra P1 (granito deformado) y P2 (gneis migmatítico),

presentándose en forma de agujas laminares y principalmente de color negro. Con dimensiones micrométricas, en algunos casos se presentaban varias inclusiones en el mismo cristal (Fig. 5.11).



Figura 5.11. Zirrones medianos 1:1: población 1b, del gneis migmatítico (muestra P2).
Se observa una inclusión de ilmenita.
En este caso la inclusión de ilmenita se encuentra dentro de un núcleo heredado.

Las inclusiones del feldespato alcalino, tienen forma irregular y tamaño micrométrico. Estas inclusiones también se observaron en las dos muestras estudiadas (Fig. 5.12).



Figura 5.12. Zirrones elongados prismas anchos: población 6, de la muestra P2 (gneis migmatítico).
Se observa un cristal de feldespato alcalino en una de las pirámides del zircón .

Se utilizaron imágenes de falso color, mostrando un cambio de tonalidad en la superficie de algunos cristales de la muestra P1 (granito deformado). Estas observaciones dieron pauta para realizar análisis cuantitativos de esas áreas en los zirrones obteniendo variaciones en las concentraciones de Hf y Th en un porcentaje de 2% y 1% respectivamente para cada tonalidad (Fig. 5.13)



Figura 5.13. Zircón con pirámide desarrollada donde se observó variación de componentes de Hf y Th.

INTERPRETACIÓN

El zoneamiento concéntrico observado en las dos muestras analizadas (granito deformado y gneis migmatítico), se presenta muy débil. Esto se debe posiblemente a la baja concentración de los elementos activadores (Hf, Y, U, Yb, P) (Hanchar y Millar, 1993), comprobándose con los cambios de Hf y Th identificados en la microsonda electrónica (Fig. 5.13). Este zoneamiento concéntrico es de origen magmático en donde el crecimiento del cristal se da en un solo episodio (Hanchar y Millar 1993). Con lo descrito ampliamente en la literatura, coincide que este zoneamiento es de tipo oscilatorio, con bandas más o menos estrechas, paralelas a la fase de crecimiento del cristal (Rubatto, 2000) (Fig. 5.5).

La falta de zoneamiento observada en algunos zircones es por la presencia de bahías de baja luminiscencia. Según (Hanchar y Millar, 1993), posiblemente por una reabsorción (probablemente de origen ígneo) que se da posiblemente en una etapa interrumpida del crecimiento rápido del cristal. El zoneamiento en sectores observado con frecuencia en los zircones de las dos muestras, es descrito por (Hanchar y Millar,

1993) y lo interpretan como un crecimiento relativamente rápido de los cristales en un proceso ígneo.

En la muestra P1 (granito deformado), algunas poblaciones presentan una luminiscencia intensa alrededor de un núcleo seguido de un zoneamiento concéntrico muy débil interpretado por (Hanchar y Millar, 1993) para este caso como episodio de crecimiento metamórfico. Por otro lado, Mezger y Krogstad (1997) describen que el zoneamiento de los zircones metamórficos no se presenta tan marcado como los de origen magmático, sino que presentan un núcleo bordeado por una luminiscencia muy fuerte (Fig .5.6).

CAPÍTULO 6

GEOCRONOLOGÍA DE U-Pb

El método de Uranio-Torio- Plomo es un método isotópico el cual se puede aplicar para fechar rocas ígneas y metamórficas y de un modo menos eficiente a sedimentarias. Este método es utilizado sólo para rocas de composición intermedia y ácidas tales como granitos, granodioritas, riolitas, dacitas, etc., debido a la presencia de zircones en estas rocas.

El uranio es un elemento que pertenece a la serie de los actínidos. Generalmente tiene valencia de + 4, pero en condiciones de oxidación similares a la de la superficie terrestre, el U tiene valencia +6. En condiciones de oxidación el uranio forma compuestos como el uranilo (UO_2^{+2}), que son solubles en agua y por lo tanto el U puede ser muy móvil. Por esto el uranio se concentra en las fases líquidas durante la fusión parcial y la cristalización fraccionada para posteriormente incorporarse dentro de los productos más silíceos. Por esta razón, el uranio lo encontramos en minerales como: zircón, esfena, monacita, apatito, rutilo, alanita, uranita etc., como se muestra en la tabla 6.1. Las rocas con altas concentraciones de U son las rocas ácidas como los granitos, sienitas, ortogneises. El Th también pertenece a los elementos de la serie de los actínidos. Ambos tienen radios iónicos relativamente grandes y similares $\text{U}^{+4}=1.05\text{Å}$, $\text{Th}^{+4}=1.10\text{Å}$, y son elementos altamente incompatibles.

Tabla 6.1. Minerales frecuentemente utilizados para la geocronología de U-Pb (Jäger, 1979).

<i>Mineral</i>	<i>Fórmula Química</i>	<i>Tipo de Roca de mayor ocurrencia</i>
Zircón	ZrSiO ₄	Gabros a granitos, rocas volcánicas ácidas, areniscas
Monazita	CePO ₄	Rocas graníticas y metasedimentos de alto grado
Esfena	CaTiSiO ₅	Gabros a granitos
Columbita	(Fe,Mn)(Nb ₂)O ₆	Pegmatitas

Por otro lado, el plomo es un elemento relativamente volátil y calcófilo. Es muy posible que mucho del Pb se encuentre en el núcleo de la tierra. Sus valencias son Pb⁺² en el estado más común, y Pb⁺⁴, el cual es raro y se restringe a soluciones altamente alcalinas o de oxidación. El radio iónico del Pb⁺² con número de coordinación 6 es de 1.19 Å y con un número de coordinación 8 es de 1.29 Å. Por tener un radio iónico grande es un elemento incompatible. Su incompatibilidad es comparable con las Tierras Raras Ligeras. La galena (PbS) es el mineral con las más altas concentraciones de Pb, aunque este también se encuentra en feldespatos, principalmente los potásicos los cuales no contienen U (Tabla 6.2).

Tabla 6.2. Concentración promedio de U Th y Pb en los distintos tipos de roca.
(Faure,1986).

<i>Tipo de roca</i>	<i>U (ppm)</i>	<i>Pb(ppm)</i>	<i>Th(ppm)</i>
Condritas	0.01	1.0	0.04
Acondritas	0.07	0.4	0.36
Meteoritas	0.008	0.1	0.01
Troilita	0.009	5.9	
Rocas ultramáficas	0.014	0.3	0.05
Gabro	0.84	2.7	3.8
Basalto	0.43	3.7	1.6
Andesita	~2.4	5.8	~8
Sienita Nefelínica	8.2	14.4	17.0
Rocas Graníticas	4.8	23.0	21.5
Lutita	3.2	22.8	11.7
Arenisca	1.4	13.7	3.9
Rocas Carbonatadas	1.9	5.6	1.2
Gneis Granítico	3.5	19.6	12.9
Granulitas	1.6	18.7	7.2

Las concentraciones de uranio y torio en las condritas se pueden tomar como indicadores de las bajas abundancias de estos elementos en el manto y corteza de la Tierra. Ambos se concentran en la fase líquida durante la fusión parcial y cristalización fraccionada, y posteriormente se incorporan dentro de los productos más silíceos.

6.1 DECAIMIENTO DEL U Y Th

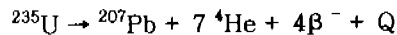
El uranio tiene tres isótopos de ocurrencia natural: ^{238}U , ^{235}U y ^{234}U . Los tres isótopos son radiactivos y consisten de dos isótopos padres radiactivos ^{238}U y ^{235}U , en los cuales la vida media cae dentro del rango geológico. El ^{234}U es metaestable y forma parte de la serie de desequilibrio del uranio ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$) y decae con una vida media de

$2.47 \cdot 10^5$ años al ^{230}Th , lo cual también es metaestable. El torio tiene un isótopo radioactivo, el ^{232}Th . Además, cinco isótopos radiactivos de Th de vida corta resultan como hijos intermedios de las series de desequilibrio de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th .

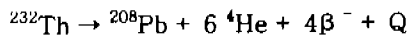
El ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th cada uno son padres de una cadena de hijos radiactivos que producen isótopos estables de Pb. El decaimiento del ^{238}U incluye al ^{234}U como hijo intermedio y finaliza en el estable ^{206}Pb . En la producción de cada átomo de ^{206}Pb son emitidas ocho partículas alfa (que corresponde a un isótopo de ^4He) y seis partículas beta (más energía Q), resumiéndose de la siguiente forma:



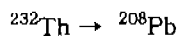
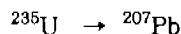
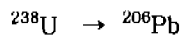
El decaimiento del ^{235}U produce el ^{207}Pb estable, después de la emisión de siete partículas alfa y cuatro beta:



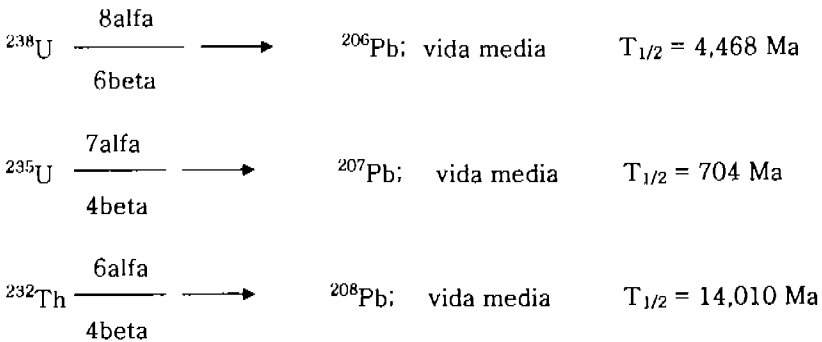
El decaimiento del ^{232}Th produce la emisión de seis partículas alfa y cuatro partículas beta conduciendo a la formación del ^{208}Pb estable.



En total 43 isótopos de 12 elementos distintos son producidos como hijos intermedios de esas series de decaimiento, en donde ninguno es miembro de más de una serie, pero siempre el átomo final es un isótopo estable de Pb.



Las vidas medias de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th , son todas mucho más grandes que las de sus respectivos hijos de la serie de desequilibrio. La vida media del ^{238}U es comparable con la edad de la Tierra, mientras que la del ^{235}U es mucho más corta, de tal modo que la mayoría del ^{235}U primordial en la Tierra se ha convertido a ^{207}Pb . La vida media del ^{232}Th es comparable con la edad del Universo.



El decaimiento de los dos isótopos padres del uranio con diferentes vidas medias, permite determinar edades independientes. El número de átomos de ^{206}Pb y ^{207}Pb , que se acumulan en un tiempo (t) está en términos de la cantidad presente de ^{238}U y ^{235}U

$^{206}\text{Pb}^* = ^{238}\text{U} (e^{\lambda 238t} - 1)$	Reloj isotópico	{	Depende de la concentración del isótopo padre y del tiempo
$^{207}\text{Pb}^* = ^{235}\text{U} (e^{\lambda 235t} - 1)$			
$^{208}\text{Pb}^* = ^{232}\text{Th} (e^{\lambda 232t} - 1)$			
Pb* = Plomo radiogenico			

Para un fechamiento por este método se tiene que cuantificar el plomo originalmente presente cuando se formó la muestra (plomo inicial). Las cantidades totales de ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb en una muestra es igual al plomo inicial más el plomo radiogénico:

$$^{206}\text{Pb}_{\text{medido}} = ^{206}\text{Pb}_{\text{inicial}} + ^{238}\text{U} (e^{\lambda 238t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}_{\text{medido}} = ^{207}\text{Pb}_{\text{inicial}} + ^{235}\text{U} (e^{\lambda 235t} - 1)$$

$$^{208}\text{Pb}_{\text{medido}} = ^{208}\text{Pb}_{\text{inicial}} + ^{232}\text{U} (e^{\lambda 232t} - 1)$$

La relación $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ es función sólo del tiempo e independiente de la relación padre / hijo, por lo tanto, no se necesita medir la relación padre / hijo.

$$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*} = \frac{1(e^{\lambda 235t} - 1)}{137.88(e^{\lambda 238t} - 1)}$$

Donde $1/137.88$ es la relación atómica $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ el día de hoy, en todos tipos de rocas.

El plomo tiene cuatro isótopos naturales: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb y ^{204}Pb . Los primeros tres son producto del decaimiento del uranio y torio; sólo el ^{204}Pb no es radiogénico. Sus abundancias en promedio son las siguientes:

^{208}Pb	54.4%
^{207}Pb	22.1%
^{206}Pb	24.1%
^{204}Pb	1.4%

6.2 MÉTODO DE FECHAMIENTO

La composición isotópica del Pb en minerales que contienen U puede ser expresada con las siguientes ecuaciones:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left[\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238} t} - 1) \dots\dots\dots 1$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235} t} - 1) \dots\dots\dots 2$$

i = relación isotópica inicialmente presente.

$$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left[\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_i + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{232} t} - 1) \dots\dots\dots 3$$

La composición isotópica del plomo es determinada en el espectrómetro de masas de ionización térmica (TIMS).

Para el cálculo de las relaciones isotópicas $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ y $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ se requieren las concentraciones de dichos elementos, las cuales se determinan por dilución isotópica.

Los valores del plomo inicial son obtenidos de la composición isotópica del plomo en el medio al tiempo de formación de la roca y como éstos no se pueden medir directamente, se utiliza como inicial, el valor de minerales que no llevan U, como el feldespato.

El cálculo de las edades las tenemos que obtener resolviendo las ecuaciones por t:

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left[\frac{\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{Hoy}} - \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}} + 1 \right]$$

$$t_{207} = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left[\frac{\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{Hoy}} - \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}} + 1 \right]$$

$$t_{208} = \frac{1}{\lambda_{232}} \ln \left[\frac{\left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{Hoy}} - \left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}}} + 1 \right]$$

Una cuarta edad se obtiene si dividimos la ecuación 2 (t_{207}) entre la 1 (t_{206})

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} \right)_{\text{Hoy}} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \left[\frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \right]$$

Esta cuarta edad no se puede resolver por métodos algebraicos porque es trascendental. Una forma de resolverlo es hacerlo con una tabla de $({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_*$ seleccionando valores respecto al tiempo e interpolando el

tiempo por el valor de la proporción deseada de ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)*. De la tabla de valores numéricos de $e^{\lambda^{235}t}-1$, $e^{\lambda^{238}t}-1$ y relaciones $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ valuadas en función del tiempo, nos da la edad interpolada (Faure, 1986; Anexo 1 y 2).

DIAGRAMA DE CONCORDIA

Los resultados isotópicos del sistema U-Pb se presentan generalmente en un diagrama de concordia introducido por Wetherill (1956; 1963), graficando la relación $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ contra $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. (Fig. 6.1)

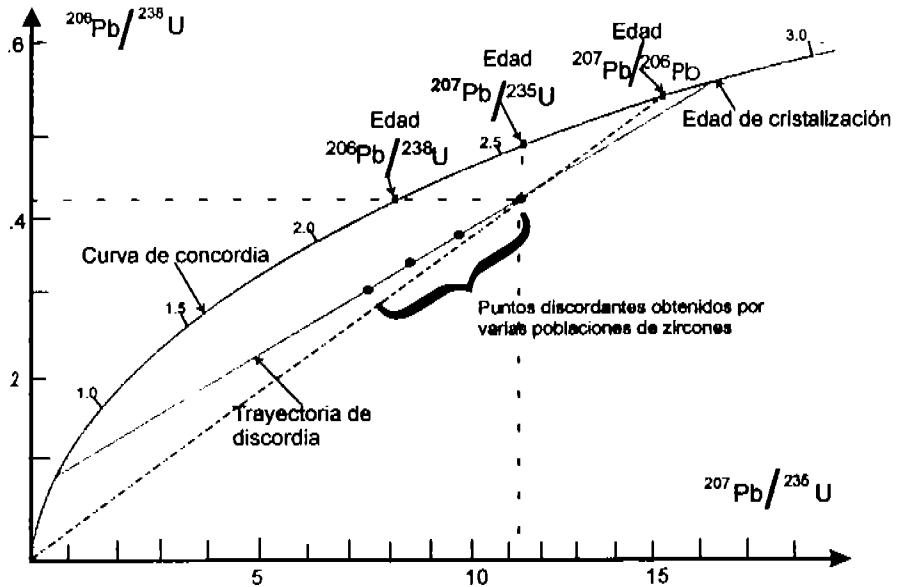


Figura 6.1. Gráfica de la curva concordia y la trayectoria de una discordia (Jäger, 1979).

La concordia es una curva (debido a las diferentes vidas medias del ^{238}U y del ^{235}U) generada por todos los puntos con edades concordantes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Wetherill 1956; 1963). Si los sistemas isotópicos de U y Pb permanecieron cerrados en una muestra, ambas

edades resultan concordantes y sus puntos se encuentran en la línea de la concordia; pero éste caso es relativamente raro.

Como el U y el Pb son elementos fácilmente solubles, frecuentemente hay pérdida de plomo y/o uranio. Los puntos caen fuera de la curva, es entonces cuando las edades son discordantes (Fig. 6.1 y Fig. 6.2).

La discordia es una línea de la concordia que une puntos de un sistema isotópico abierto. Cada punto representa una población de zircones, seleccionados con base a ciertas características (tamaño, color, forma, susceptibilidad magnética).

La intersección superior nos puede representar la edad de cristalización y la inferior la última apertura del sistema isotópico, p. ej. la edad del metamorfismo.

-Si hay pérdida de plomo caen debajo de la concordia (la pérdida de plomo se da en un 90% de los casos) y las muestras forman parte de la discordia.

-Si hay ganancia de uranio cae el valor frecuentemente por arriba de la concordia.

-La distribución del tamaño de cristales en la discordia es $1 > 2 > 3 > 4$ (Fig. 6.2), donde 1 que es el de mayor tamaño, está más cerca de la intersección superior y 4 de la inferior. Esto es debido a la tasa de difusión del Pb, que es más alta en granos pequeños con respecto a granos grandes.

-Las concentraciones de uranio en las poblaciones con diferente tamaño de cristales son $4 > 3 > 2 > 1$, correspondiendo el número 4 al de mayor concentración de uranio, esto es porque los daños de radiación son más eficientes en granos chicos (Fig. 6.2).

Cuando las edades son discordantes disminuyen normalmente en el orden que se muestra a continuación:

$t_{\text{cristalización}} > t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) > t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) > t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) > t(^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th})$ Faure (1985) (Fig. 6.1).

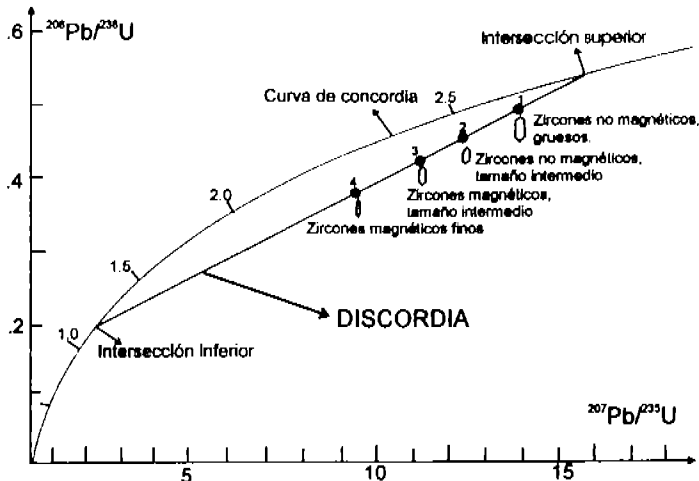


Figura 6.2. Gráfica de la discordia que muestra cuatro poblaciones de zircones diferenciados por su tamaño y susceptibilidad magnética (Jäger, 1979).

Como hemos visto, el sistema U/Pb es un sistema muy móvil, donde los zircones a partir de 200°C pueden tener pérdida de plomo. Cuando un zircón sufre varios eventos con pérdidas de Pb se forman diferentes discordias, las cuales complican la interpretación de las diferentes intersecciones. También el daño por radiación en cristales es un problema serio en la geocronología de U/Pb del zircón principalmente porque la edad puede ser imprecisa. Los zircones ricos en uranio están mas fácilmente sujetos a daños por radiación y el término utilizado para distinguirlos es metamórfico.

Una edad obtenida isotópicamente siempre fecha la terminación de un proceso físico, es decir, la cristalización de un mineral (edad de cristalización) con su respectiva temperatura de cierre. Los minerales tienen diferentes temperaturas de cierre para los diferentes sistemas isotópicos, dependiendo del tamaño del cristal, composición química, etc. (Tabla 6.3). A partir de la diferencia de edad de enfriamiento de los diferentes minerales de una roca, es posible calcular tasas y trayectorias de enfriamiento para cierto rangos de temperatura.

Tabla 6.3: Compilación de las temperaturas de cierre de los minerales utilizados para el método U/Pb (Heaman and Parrish, 1991).

<i>Mineral</i>	<i>T^o cierre</i>
Zircón	>800°C
Monacita	790 °C
Rutilo	400°C
Xenotima	>700°C
Alanita	650°C
Titanita	600°C

Obtenida la separación química de los elementos de uranio y plomo, se procede a medirlos en el espectrómetro de masas el cual se utiliza para determinar las relaciones de los isótopos presentes en un elemento. También proporciona los datos para calcular la cantidad relativa de cada isótopo presente por medio de la dilución isotópica. Las mediciones para este trabajo se hicieron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica FINNIGAN MAT 262, equipado con 8 colectores Faraday ajustables y un contador de iones.

Los componentes del espectrómetro de masas son (Fig. 6.3):

-Fuente iónica: está compuesta de un magazin con 13 posiciones donde se carga la muestra con HCL 2N encima de un filamento de renio. Se

trata de un dispositivo primario compuesto de una cámara de alto vacío donde se coloca el filamento de evaporación para ionizar el elemento térmicamente elevando la temperatura hasta 1500°C (dependiendo del elemento a analizar). Esto se logra al hacer pasar una corriente eléctrica a través del filamento. Posteriormente los iones se aceleran al aplicarles un campo eléctrico de alto voltaje (10 kV) lo que provoca que se colmen formando un haz iónico el cual se enfoca al pasar por un sistema de lentes para después entrar al tubo de vuelo. Todo lo anterior se procesa en un vacío alto entre 10^{-7} y 10^{-8} mbar.

-Electroimán: el tubo de vuelo pasa por un electroimán en un ángulo de 90°, donde los iones son desviados en trayectorias circulares con radios que son proporcionales a las masas de los isótopos.

-Colectores Faraday: El espectrómetro consta con 8 colectores. Seis de ellos son ajustables, independientes uno de otro, pudiéndose mover para poder recibir las distintas dispersiones de masa de los distintos elementos.

-Reducción de los datos: Se midieron 25 relaciones isotópicas para cada muestra. La estadística aplicada y la conversión de datos en crudo se hicieron en un programa de cómputo integrado al espectrómetro de masas. La composición isotópica (CR) y la dilución isotópica (ID), se miden por separado.

Más procedimientos sobre los datos analíticos se pueden ver en página del LUGIS (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/espectrometria.pdf>).

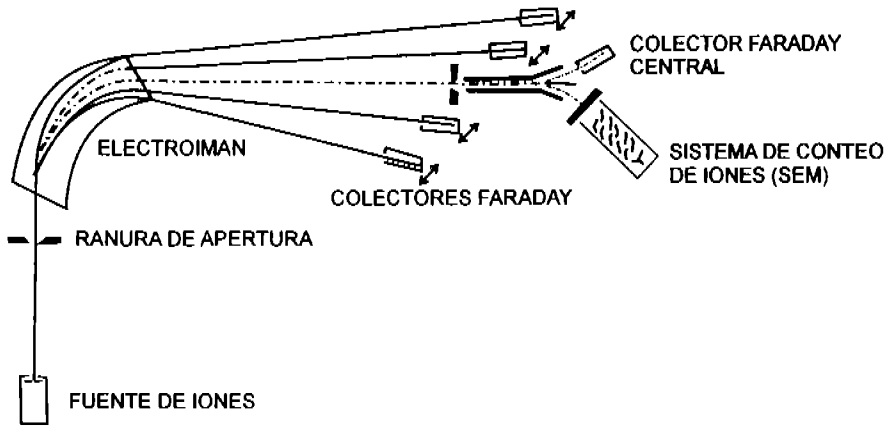


Figura 6.3. Diagrama del espectrómetro de masas (Hernández *et al.*, 1994).

6.3 RESULTADOS

La reducción de los datos isotópicos y los errores para los análisis se calcularon usando el programa PbDat (Ludwig, 1991) y las concordias se realizaron con el programa Isoplot (Ludwig, 1999). Se utilizaron relaciones de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ medidas en feldespatos separados del granito deformado (muestra P1) (Tabla 6.4) para modelar la relación inicial del Pb como se menciona en el subcapítulo 6.1 de este trabajo.

Tabla 6.4: Datos isotópicos de los feldespatos K, usados para la determinación del Pb inicial.

	206/204	206/204	207/204	207/204	208/204	208/204
		% σ		% σ		% σ
Fld. K	18,2525	0,024	15,6039	0,03	37,8324	0,36

Los datos para la gráfica de concordia final del granito deformado (muestra P1) (Fig. 6.4) se presentan en la tabla 6.5. Se eliminaron algunas poblaciones originales de la tabla 5.1 por las diferentes razones:

- La muestra 14w, que corresponde a los fragmentos de cristales elongados con pirámides desarrolladas, se eliminó porque el peso era muy pequeño generando un rango de error más grande.
- La muestra 2b, que corresponde a la población de zircones amarillos 1:3 elongados se descartó, porque aunque el peso no era muy despreciable, la población presentaba muchas inclusiones, aunque el peso no era muy despreciable.

Tabla 6.5: Datos isotópicos del Pb de la muestra P1 obtenidos con el programa Pb dat y corregidos por blanco, estándar y datos del feldespato (tabla:6.4)

Muestra	Peso	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (rad.)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ %err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (rad.)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ %err
P1-1C	0,001220	0,3108	0,40	0,04078	0,27
P1-3	0,000160	0,3123	0,76	0,03973	0,23
P1-8A	0,001410	0,3426	0,32	0,04403	0,24
P1-8A	0,000220	0,2776	0,77	0,03801	0,33
P1-12	0,000170	0,3406	1,13	0,04305	0,21
P1-5	0,000410	0,3037	0,27	0,04049	0,19
P1-9A	0,000240	0,3206	0,93	0,04103	0,21
P1-10A	0,000290	0,2644	0,40	0,03413	0,33
P1-11A	0,000610	0,3864	0,30	0,04824	0,18
P1-13B	0,000290	0,3482	0,63	0,04406	0,18
P1-4A	0,000100	0,2842	0,80	0,04023	0,19
P1-15B	0,001090	0,3520	0,36	0,04494	0,21
P1-16	0,000010	0,3953	2,14	0,04656	0,26

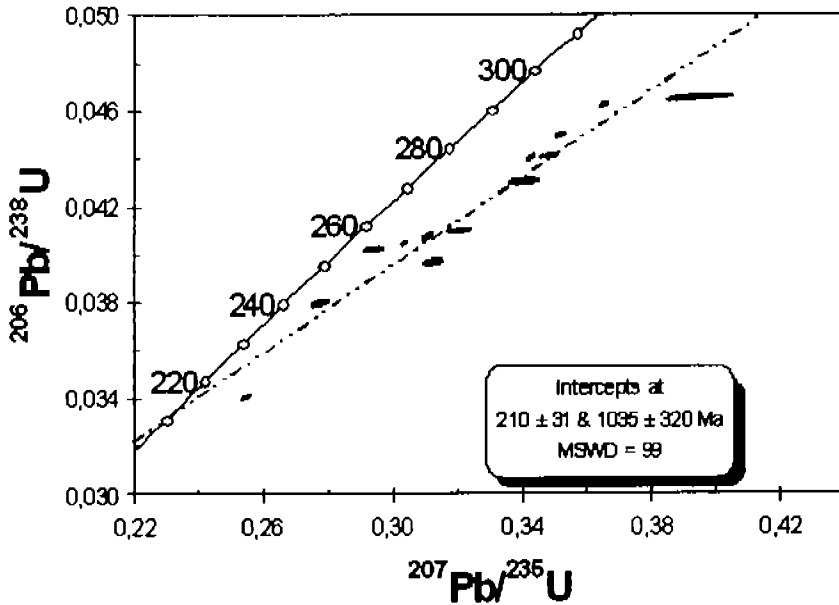


Figura 6.4. Diagrama de concordia del granito deformado (muestra P1).

En la figura 6.4 se observa una intersección superior con una edad de $1,035 \pm 320$ Ma ($\pm 2\sigma$) y una intersección inferior con una edad de 210 ± 11 Ma ($\pm 2\sigma$).

Para el gneiss migmatítico se eliminó la muestra P2-2 con cristales planos (tabla 5.2). El motivo fue por problemas analíticos durante la separación del Pb en el laboratorio químico. Los datos para la construcción de la concordia (Fig. 6.5) se ven en la tabla 6.6.

Tabla 6.6. Datos isotópicos del Pb de la muestra P2 obtenidos con el programa Pb dat y corregidos por blanco, estándar y datos del feldespato (tabla. 6.4).

Muestra	Peso	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (rad.)	%err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (rad.)	%err
p2-1a	0,000130	0,3071	6,66	0,04148	0,43
p2-3a	0,000120	0,3529	0,58	0,04486	0,20
P2-1	0,000762	0,4545	0,70	0,05495	0,36
P2-3	0,000824	0,3664	0,46	0,04697	0,21
P2-4	0,000818	0,4057	0,31	0,04938	0,23
P2-6	0,000172	0,3134	1,44	0,04244	0,21

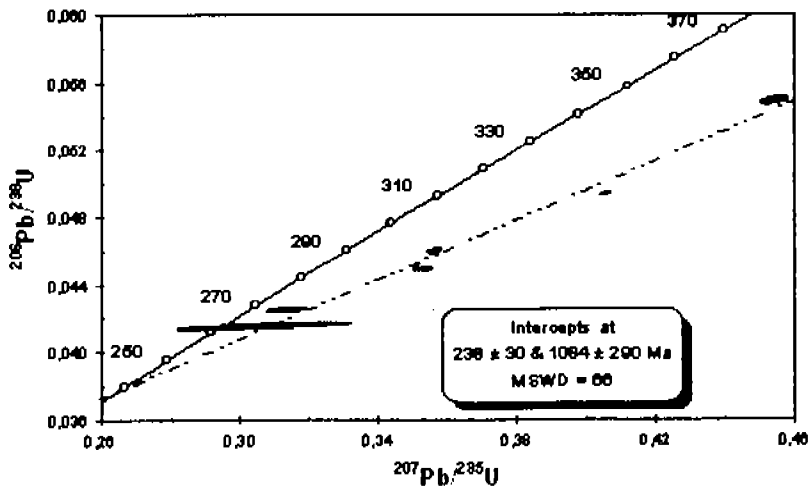


Figura 6.5. Diagrama de concordia del gneiss migmatítico (muestra P2).

Para la muestra P2 se calculó una intersección superior con una edad de $1,084 \pm 290$ Ma ($\pm 2\sigma$) y una intersección inferior con una edad de 238 ± 30 Ma ($\pm 2\sigma$).

CAPÍTULO 7

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Con los métodos utilizados en este trabajo, se presentan resultados acerca de la morfología, el control genético y la edad de zircones obtenidos de las dos rocas de estudio (granito deformado y gneis migmatítico) del Macizo de Chiapas.

El equipo de catodoluminiscencia se utilizó principalmente para las características internas de los zircones, identificando los diferentes tipos de zoneamiento así como núcleos heredados de las distintas poblaciones del granito deformado y del gneis migmatítico. Sin embargo, por el alto fracturamiento de los cristales y la baja luminiscencia que presentaron algunos de ellos, se utilizó la microsonda electrónica para tener una resolución espacial más precisa y así poder observar las inclusiones en los zircones de ambas muestras y llevar a cabo microanálisis en ellas, permitiendo identificar cualitativamente estas en algunos granos de zircones.

Se pueden observar algunos zircones con núcleos heredados en las poblaciones de las dos muestras analizadas (granito deformado y gneis migmatítico), mientras que otros granos tienen inclusiones con diferentes minerales como son apatito esfeno, rutilo e ilmenita y feldespato alcalino.

Algunas fracciones de zircones (P1-16, P1-12, P2-6, P2-1a, tablas de isotopía anexos 3 y 4) tienen una contribución relativamente alta de Pb

común (^{204}Pb), lo cual posiblemente es herencia de algunas inclusiones (p. ej. ilmenita, apatito, rutilo, esfena y feldespatos alcalinos)

En los diagramas de concordia los zircones de ambas muestras definen intersecciones superiores con edades de $1,035 \pm 320$ Ma para el granito deformado y de $1,084 \pm 290$ Ma para el gneis migmatítico, evidencia para la existencia de un basamento Grenvilliano del Macizo de Chiapas. Sin embargo, hasta el momento no se han encontrado granulitas similares a las rocas Grenvillianas de los complejos Oaxaqueños y Guichicovi (Weber and Köhler, 1999) aflorando en el Macizo de Chiapas.

Las intersecciones inferiores con edades Permotriásicas de 210 ± 31 Ma del granito deformado se interpreta como la edad de la cristalización del granito mientras que la edad de 238 ± 30 Ma del gneis migmatítico puede referirse más probablemente a un evento metamórfico. A pesar de la coincidencia de las edades, tomando en cuenta sus errores analíticos, la diferencia de 19 Ma se puede interpretar como el evento de cristalización del granito y el primer evento metamórfico, acompañada con la primera fase de deformación del gneis migmatítico.

Estas edades de 210 ± 31 y 238 ± 30 Ma concuerdan bien con la edad de 254 ± 10 Ma obtenida por Damon et al. (1981) de una isocrona de Rb-Sr en rocas enteras y con las edades de enfriamiento de micas por Rb-Sr de 214 ± 11 Ma y 244 ± 12 Ma de las mismas muestras obtenidas por Schaaf et al. (2002).

Las poblaciones de zircones de ambas muestras se encuentran cerca de las intersecciones inferiores del diagrama de concordia, lo cual significa que

hubo mucha pérdida de plomo en los cristales. Estas observaciones sugieren que el evento tectonothermal Permotriásico fue un evento importante en la evolución del Macizo de Chiapas. Por otro lado las edades de los zircones de este trabajo no confirman un evento Pan Africano en el Macizo de Chiapas como lo propusieron Schaaf et al, (2002), pero para la confirmación o el rechazo de esta teoría se requiere de mas trabajo de campo y mas análisis a detalle.

Los resultados de este trabajo favorecen un modelo hipotético, en donde el terreno Maya se caracteriza como un terreno compuesto en el que el Macizo de Chiapas tiene un origen mas bien junto con el microcontinente Oaxaquia y separado de Yucatán.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, J. G., y Ordóñez, E., 1893: Datos para la geocronología de México. Imprenta y Fotografía del Cosmos, Tacuba, D.F., 87p.
- Burkart, B., Deaton, B. C., Dengo, G., and Moreno, G., 1987: Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, México. *Tectonics*, 6, 411-422.
- Campa, M. F. and Coney, P., 1993: Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in México, *Canadian J. Earth Sci.*, 20, 1040-1051.
- Carfantán, J. Ch., 1977: La cobijadura de Motozintla - Un paleoarco volcánico en Chiapas. Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología, Revista, Vol.1 No.2.,133-137.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., and Clark, K., 1981: Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera. In: Dickinson, W. and Payne, W.D., eds., Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera. *Arizona Geological Society Digest*, 14, 137-153.
- De la Rosa, Z., Adelman, M. y Davilas, 1987: Geología del Estado de Chiapas. Comisión Federal de Electricidad, Subdirección de Construcción: Unidad de estudios de ingeniería civil. Subjefatura V de estudios geológicos. Departamento de Geología, 129 p.
- Faure, G., 1986: Principles of Isotope Geology. 2a Edición, John Wiley and Sons, 589 p.
- Götze, J., 2000: Cathodoluminescence in Applied Geosciences. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., and Ohnenstetter, D., Cathodoluminescence in Geosciences, 457-467.
- Groß, A., 2000: Geologische, isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Chiapas - Massivs,

Mexiko. Diploma tesis, Universität Freiburg y Universität München, Alemania, 106 p.

-Hanchar J. M. and Millar C. F., 1993: Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, 110, 1-13.

-Heaman, L. M. and Parrish, R.R., 1991: U/Pb geochronology of accessory minerals. In: short course handbook and applications of radiogenic isotope systems to problems in geology (edited by Heaman, L.M. y Ludden, J.). Mineralogical Association of Canada, Nepean, Ontario, 59-102.

-Hernández, T., Juárez, F., Macías, C., Lozano, R. y Zenteno, G., 1994: Manual del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Comunicado Técnico del Instituto de Geofísica, UNAM, 12p.

-Jäger, E., 1979: Introduction to Geochronology. In: Jäger, E. and Hunziker, J.C., eds.: *Lectures in Isotope Geology*. Springer - Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, p 1-12.

-Larsen, E.S., Jr., Gottfried, D., Jaffe, H.W. and Waring, C.L., 1958: Lead - Alpha Ages of the Mesozoic Batholiths of Western North America. U.S. Geol. Survey, Bull. 1070-B, 35-62.

-Linares, C., Reyes, M. y Delgado, H., 2001: Primera versión del Manual de uso del Electron Probe Microanalyzer (EPMA). JXA 8900, Laboratorio Universitario de Petrología. (LUP), IGEF - UNAM, 24p.

-Ludwig, K.R., 1991: PbDat: A Computer Program for Processing Pb-U-Th Isotope Data, Version 1.24 88-542, USGS.

-Ludwig, K.R., 1999: Isoplot/Ex, ver. 2.4 a geochronological toolkit for Microsoft Excel. 1a, Berkeley Geochronology Center.

-Macías-Romo, C., 2003: Manual de Métodos de Separación de Minerales, Instituto de Geología, UNAM, 39 p.

- Manual de SUPER PROBE, JEOL, JXA-8800 Series Electrón Probe Microanalyzers, JXA-8900 Series WD/ED Combined Microanalyzers, 30p.
- Marshall, D. J., 1988: Cathodoluminescence of geological materials, Nuclide Corporation Massachusetts, Boston, Unwin-Hyman, 20-21.
- McBirney, A.R., 1963: Geology of a Part of the Central Guatemala Cordillera: University of California, publications in Geological Sciences, Vol. 38, 172 - 242.
- McBirney, A. R., and Bass, M.N., 1969: Structural relations of pre-Mesozoic rocks of northern Central America. In: Tectonic relations of northern Central America and the western Caribbean: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 11, 269-280.
- Mezger, K. and Krogstad, E.J., 1997: Interpretation of discordant U - Pb zircon ages: An evaluation. *J. Metamorphic Geol.*, 17, 127-140.
- Miyashiro, A. 1978: Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 91-104.
- Morán-Zenteno, D.J. 1984: Geología de la República Mexicana, Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 2ª edición: México, D.F., 88p.
- Mugica-Mondragón R., 1987: Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Macizo de Chiapas. Proyecto C-2009, Instituto Mexicano del Petróleo: Subdirección de tecnología de exploración, 47 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L. and Speed, R. C., 1994: Phanerozoic tectonic evolution of México. In: Speed, R. C. (ed.): Phanerozoic evolution of North American continent - ocean transitions - DNAG Continental - Ocean Transect. Volume, Boulder, Geol. Soc. Amer., Chapter 5, 265-305.
- Pagel M., Barbin, V., Blanc, P. and Ohnenstetter, D., 2000: Catodoluminescence in Geosciences: An Introduction, Chapter. 1, 1-19.
- Pantoja-Alor, J., Rincón-Orta, C., Fries, C., Jr., Silver, L. T. and Solorio-Munguía J., 1974: Contribución a la geocronología del estado de Chiapas.

Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, No. XXVI, 205-223.

-Pupin, J. P., 1980: Zircon and Granite Petrology, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 207-220.

-Rubatto, D., 2000. Use of Catodoluminescence for U - Pb Zircon Dating by Ion Microprobe: Some Examples from the Western Alps. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. and Ohnenstetter, D., *Catodoluminescence in Geosciences*, Chapter 15, 373-399.

-Schaaf, P., Weber, B., Groß, A., Weis, P., Ortega-Gutiérrez, F. and Köhler, H., 2002: The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 225, 1-23.

-Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez F. and Speed, R. C., 1993: Tectonostratigraphic terranes and Tectonic Evolution of México. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 278, 153 p.

-Viniestra, F., 1992: *Geología Histórica de México*, Universidad Nacional Autónoma de México, 108-200.

-Weber, B. and Köhler, H., 1999: Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb isotope geochronology of a Grenville terrane in Southern Mexico: Origin and geologic history of the Guichicovi complex. *Precamb. Res.*, 124, 41-67.

-Weber, B., Lopez, R., and Köhler, H., 2001: Isotopic and chemical indications on the origin of the Mixtequita and the Chiapas Batholiths in SE México: Evidences for inherited Grenville and Panafrican basement. *EUG XI Strasbourg, France*, p 598.

-Webber, B.N. y Ojeda, J., 1957: Investigación sobre Lateritas Fósiles en las Regiones del Sureste de Oaxaca y Sur de Chiapas. *Inst. Nal. Invest. Recursos Minerales (México)*, Vol. 37, 72 p.

-Weis, P., 2000: *Geologische und isotopengeochemische Untersuchungen zur magmatischen und metamorphen Entwicklung des Chiapas Massivs*,

Mexiko. Diploma tesis, Universität Freiburg y Universität München, Alemania, 127 p.

-Wetherill, G. W., 1956: Discordant uranium - lead ages. Trans. Amer. Geophys. Union, 37, 320-326.

-Wetherill, G. W., 1963: Discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. J. Geophys. Res., 68, 2957-2965.

PAGINAS WEB

-tlacael.igeofcu.unam.mx/~GeoD/estudiantes/caridad/Html/ptriples.html Información sobre nuestra hermosa Tierra, Cardenas M. C., 1998, México.

-www.mundochiapas.com/, Mundo Chiapas, Autor: SGN y JPHP, 2003, México. -<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/Lugis.html>, Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, Oscar Peralta, 2003, México.

-www.inegi.gob.mx, 2004, México.

Anexo 1: Cálculo de la edad de la muestra P1-6a

De la lectura que nos da el programa Pbdatt corregido por blanco y fraccionamiento del estándar NBS 981 tenemos los valores:

- 1.- $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 955.23$
- 2.- $^{206}\text{Pb} = 133.37 \text{ nmoles/g}$

La abundancia de $^{238}\text{U} = 99.2743\% * (712 \text{ ppm } U_{\text{total}} \text{ de dilución isotópica}) = 706.83\text{ppm}$

Para calcular la relación $^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$ se tiene que determinar las concentraciones para ambos isótopos.

$$^{204}\text{Pb} = 133.37 \text{ (nmoles/g)} / 955.23 = 0.13962 \text{ (nmoles/g)}$$

Sabemos que:

$$\text{nmol/g } ^{238}\text{U} = (\text{ppm } ^{238}\text{U})(1000) / \text{peso atómico } ^{238}\text{U}$$

Sustituyendo:

$$\text{nmol/g } ^{238}\text{U} = (706.83)(1000)/238.050784 = 2969.24$$

$$\lambda ^{238}\text{U} = 1.551 \cdot 10^{-10}$$

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 18.2525 \text{ (de la medición del Feldespato K (tabla 6.4))}$$

Para calcular la edad:

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} + 1 \right]$$

Sustituyendo:

$$t_{206} = \frac{1}{1.551 \cdot 10^{-10}} \ln \left[\frac{955.23 - 18.2525 i}{(2969.24 / 0.13962)} + 1 \right]$$

$$t_{206} = 277.99 \text{ Ma}$$

Para ^{207}Pb con datos de la medición y del Pbdat se obtiene:

$$(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}) / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = ^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} \quad \text{sacando inverso:}$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 1 / (13.961402 / 952.941837) = 68.2554$$

$$\text{La abundancia de } ^{235}\text{U} = (0.7200\% \cdot 712 \text{ ppm U}) = 5.12 \text{ ppm}$$

$$\text{Transformando a nmol/g} = (5.12 \cdot 1000) / 235.043924 = 21.78 \text{ nmol/g}$$

$$(^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_i = 15.6039 \text{ (valor del Feldespato K (tabla 6.4))}$$

$$^{204}\text{Pb} = 133.37 \text{ (nmoles/g)} / 955.23 = 0.13962 \text{ (nmoles/g)}$$

Para obtener la edad

$$t_{207} = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} + 1 \right]$$

Sustituyendo:

$$t_{207} = \frac{1}{9.949 \cdot 10} \operatorname{Ln} \left[\frac{68.2554 - 15.6039}{21.78 / 0.13962} + 1 \right]$$

$$\lambda U_{235} = 9.949 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$t_{207} = 292.31 \text{ Ma}$$

Para obtener una edad ($^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$)

$$\left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right] = \left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right]_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \left[\frac{e^{\lambda 235t} - 1}{e^{\lambda 238t} - 1} \right]$$

De la tabla 18.3 del libro de Faure (1986).

$\cdot 10^9 \text{y}$	$e^{\lambda 1t} - 1$	$e^{\lambda 2t} - 1$	$^{207}\text{Pb}^* / ^{206}\text{Pb}$
0.4	0.0640	0.4828	0.05471
0.6	0.0975	0.8056	0.05992

El dato que nos da el programa Pbdad (Anexo3) para la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ es: 0.05642

Extrapolando

$$0.4 - 0.6 = 0.2$$

$$0.05471 - 0.05992 = 0.00521$$

$$0.05992 - 0.05642 = 0.0035$$

Con regla de tres:

$$0.2 \approx 0.00521$$

$$x \approx 0.0035$$

$$x = 0.134$$

$$0.6 - 0.134 = 0.466$$

$$(^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb})^* - 0.05642 \approx 466 \text{ Ma}$$

Anexo 2: Cálculo de la edad de la muestra P1-9a

De la lectura que nos da el programa Pbdat corregido por blanco y fraccionamiento del estándar NBS 981 tenemos los valores:

- 1.- $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 295.92$
- 2.- $^{206}\text{Pb} = 38.77 \text{ nmoles/g}$

La abundancia de $^{238}\text{U} = 99.2743\% * (212 \text{ ppm } U_{\text{total}} \text{ de dilución isotópica}) =$
 210.461ppm

Para calcular la relación $^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$ se tiene que determinar las concentraciones para ambos isótopos.

$$^{204}\text{Pb} = 38.77 \text{ (nmoles/g)} / 295.92 = 0.1310 \text{ (nmoles/g)}$$

Sabemos que:

$$\text{nmol/g } ^{238}\text{U} = (\text{ppm } ^{238}\text{U})(1000) / \text{peso atómico } ^{238}\text{U}$$

Sustituyendo:

$$\text{nmol/g } ^{238}\text{U} = (210.461)(1000)/238.050784 = 884.1034$$

$$\lambda ^{238}\text{U} = 1.551 * 10^{-10}$$

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 18.2525 \text{ (de la medición del Feldespato K (tabla 6.4))}$$

Para calcular la edad:

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} + 1 \right]$$

Sustituyendo:

$$t_{206} = \frac{1}{1.551 \cdot 10} \ln \left[\frac{295.92 - 18.2525 i}{(884.1034/0.1310)} + 1 \right]$$

$$t_{206} = 259.98 \text{ Ma}$$

Para ^{207}Pb con datos de la medición y del Pbdat se obtiene:

$$(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}) / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = ^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} \text{ sacando inverso:}$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 1 / (9.454727 / 295.920793) = 31.2987136$$

$$\text{La abundancia de } ^{235}\text{U} = (0.7200\% \cdot 212 \text{ ppm U}) = 152.64 \text{ ppm}$$

$$\text{Transformando a nmol/g} = (152.64 \cdot 1000) / 235.043924 = 6.4941 \text{ nmol/g}$$

$$(^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_i = 15.6039 \text{ (valor del Feldespato K (tabla 6.4))}$$

$$^{204}\text{Pb} = 38.77 \text{ (nmoles/g)} / 295.92 = 0.1310 \text{ (nmoles/g)}$$

Para obtener la edad

$$t_{207} = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} + 1 \right]$$

Sustituyendo:

$$t_{207} = \frac{1}{9.949 \cdot 10} \text{ Ln} \left[\frac{31.2987 - 15.6039}{6.4941 / 0.1310} + 1 \right]$$

$$\lambda_{U_{235}} = 9.949 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$t_{207} = 276.46 \text{ Ma}$$

Para obtener una edad ($^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$)

$$\left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right] = \left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right]_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \left[\frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \right]$$

De la tabla 18.3 del libro de Faure (1986).

$\cdot 10^9 \text{y}$	$e^{\lambda_{235}t} - 1$	$e^{\lambda_{238}t} - 1$	$^{207}\text{Pb}^* / ^{206}\text{Pb}$
0.4	0.0640	0.4828	0.05471
0.6	0.0975	0.8056	0.05992

El dato que nos da el programa Pbdatt (Anexo 3) para la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ es: 0.05665

Extrapolando

$$0.4 - 0.6 = 0.2$$

$$0.05471 - 0.05992 = 0.00521$$

$$0.05992 - 0.05665 = 0.00327$$

Con regla de tres:

$$0.2 \approx 0.00521$$

$$x \approx 0.00327$$

$$x = 0.12552$$

$$0.6 - 0.12552 = 0.47448$$

$$(^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}) \cdot 0.05665 \approx 474 \text{ Ma}$$

ANEXO 3: DATOS CRUDOS DE MUESTRA P1 (GRANITO DEFORMADO)

Muestra P1
 Hicimos cálculos con la medición del feldespato (tabla 8.4).

Sample	Weight Na (g)	ppm U	ppm Common Pb	[208] mmole/kg	208/204 (raw)	208/204 (corr.)	208/238 (rad.)	207/235 (rad.)	207/206* (rad.)	206/238 Age (Ma)	207/235 Age (Ma)	207/206* Age (Ma)	U %wt	[Pb-204] %wt	[Pb-206] %wt	208/204 %wt	208/238 %wt	207/235 %wt	207/206* %wt	Pb 6/8-7/8	Pb concn pg
P1-1C	0.001220	488	1.83	67.03	708.38	726.55	0.04078	0.3108	0.05527	258	275	422	0.18	1.98	0.24	1.98	0.27	0.40	0.28	0.71	2228
P1-3	0.000180	449	3.13	78.18	332.48	386.37	0.03873	0.3123	0.08702	281	278	482	0.23	7.91	0.14	7.91	0.23	0.76	0.68	0.46	501
P1-6A	0.001410	712	2.16	133.37	852.84	865.23	0.04403	0.3425	0.05842	278	290	463	0.18	0.35	0.22	0.28	0.24	0.32	0.20	0.78	3029
P1-8A	0.000220	567	1.80	82.11	788.61	798.50	0.03801	0.2776	0.05286	240	249	327	0.18	1.73	0.31	1.70	0.33	0.77	0.66	0.54	396
P1-12	0.000170	363	5.51	71.82	201.01	201.48	0.04305	0.3405	0.05738	272	288	505	0.20	0.40	0.14	0.37	0.21	1.13	1.05	0.45	826
P1-5	0.000410	623	1.57	107.15	1052.54	1055.07	0.04049	0.3037	0.05440	256	289	388	0.18	0.22	0.15	0.16	0.19	0.27	0.19	0.73	842
P1-8A	0.000240	212	2.02	38.77	285.92	288.63	0.04103	0.3205	0.05885	289	282	478	0.20	0.68	0.15	0.64	0.21	0.93	0.85	0.46	484
P1-10A	0.000290	1180	2.65	188.33	977.74	980.08	0.03413	0.2844	0.05406	216	230	374	0.18	0.47	0.31	0.36	0.33	0.40	0.22	0.84	789
P1-11A	0.000810	632	1.96	124.33	868.18	870.50	0.04624	0.3654	0.08782	281	318	504	0.18	0.49	0.14	0.47	0.18	0.30	0.22	0.66	1208
P1-13B	0.000290	340	2.39	65.40	385.62	422.13	0.04406	0.3482	0.05732	278	303	504	0.18	4.88	0.14	4.66	0.18	0.63	0.67	0.46	683
P1-4A	0.000100	756	4.69	132.52	388.01	436.56	0.04023	0.2842	0.05306	264	282	331	0.18	8.28	0.15	9.29	0.19	0.80	0.73	0.44	489
P1-15B	0.001080	732	2.58	140.43	817.51	838.87	0.04484	0.3520	0.05881	283	306	484	0.18	1.38	0.17	1.37	0.21	0.36	0.28	0.64	2813
P1-16	0.000010	2488	57.66	555.89	130.35	148.78	0.04656	0.3853	0.08188	283	338	660	0.18	7.14	0.15	7.13	0.25	2.14	1.09	0.63	577

ANEXO 4: DATOS CRUDOS DE MUESTRA P2 (GENES MICMATITICO)

MUESTRA P2
Incidencias calculadas con la medición del telescopio (Tabla 6.4).

Sample	Weight	ppm U	ppm Common Pb	[206]	206/204	206/204	206/238	207/235	207/206*	206/238	207/235	207/206*	U	[Pb-204]	[Pb-206]	206/204	206/238	207/235	207/206*	Rho	Pb	Pb common
	(g)			measly	(corr.)	(rad.)	(rad.)	(rad.)	(rad.)	Age (Ma)	Age (Ma)	Age (Ma)	%err	%err	%err	%err	%err	%err	%err	6σ-7/5	ppm	ppm
P2-1a	0.000130	254.21	23.72	73.06	46.233	47.53	0.04148	0.3071	0.05372	262	272	306	0.16	1.32	0.17	1.31	0.43	6.66	6.34	0.77	3084	
P2-3a	0.000120	513.43	3.96	100.95	307.777	391.51	0.04488	0.3829	0.05706	283	307	404	0.19	13.70	0.14	13.70	0.20	0.58	0.52	0.48	477	
P2-1	0.000752	685.75	6.17	167.18	307.218	315.63	0.05495	0.4545	0.05999	345	380	603	0.18	1.31	0.34	1.27	0.36	0.70	0.57	0.59	6147	
P2-3	0.000624	696.31	3.09	137.29	641.716	688.62	0.04597	0.3964	0.05623	290	310	401	0.18	3.46	0.17	3.46	0.21	0.46	0.39	0.55	1828	
P2-4	0.000816	801.87	3.26	189.71	854.457	896.45	0.04939	0.4057	0.05956	311	346	505	0.18	2.47	0.21	2.46	0.23	0.31	0.19	0.76	2696	
P2-6	0.000172	510.63	9.85	102.46	148.787	160.62	0.04244	0.3134	0.05355	288	277	302	0.18	3.54	0.15	3.53	0.21	1.44	1.36	0.46	1693	