

28



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

**FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE INGENIERIA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**GEOLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DEL
GRANITO ETLA, EN EL ESTADO DE OAXACA**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

LICENCIATURA EN INGENIERIA GEOLOGICA

P R E S E N T A :

CARLOS ORTEGA OBREGON

DIRIGIDA POR: J. DUNCAN KEPPIE MOORHOUSE



2002

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-425

SR. CARLOS ORTEGA OBREGON
Presente

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

GEOLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DEL GRANITO ETLA, ESTADO DE OAXACA

- I INTRODUCCION
- II PETROGRAFIA
- III GEOQUIMICA
- IV GEOCRONOLOGIA
- V DISCUSION
- VI CONCLUSIONES

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 HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D.F., a 15 de abril de 2002
EL DIRECTOR



ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg

R

ÍNDICE

Agradecimientos	iii
Objetivos	v
Índice de figuras y Tablas	vi
Resumen	viii
Abstract	ix
Capítulo I. Introducción	1
1.1 Planteamiento del problema	2
1.2 Ubicación geográfica	3
1.3 Fisiografía	3
1.4 Entorno geológico	5
1.5 Trabajos previos	14
Capítulo II. Petrografía	15
2.1 Métodos de estudio	16
2.2 Petrografía	17
2.3 Clasificación	29
2.4 La zona de contacto	31
2.5 Alteración	36
Capítulo III. Geoquímica	39
3.1 Introducción	40
3.2 Métodos de estudio	48
3.3 Resultados	49
3.3.1 Elementos mayores	49
3.3.2 Elementos traza	66
3.3.3 Ambiente tectónico	74
Capítulo IV. Geocronología	78
4.1 Métodos de estudio	78
4.2 Geocronología	81
4.2.1 Edades de U-Pb	81
4.2.2 Edades de Ar-Ar	87
Capítulo V. Discusión	92
Capítulo VI. Conclusiones	99
Bibliografía	102
Anexos	109
Anexo A Simbología	110
Anexo B Proporciones catiónicas	111

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis es posible gracias al apoyo emocional y económico de mi familia, quienes confiaron en mí en todo momento, brindándome los elementos necesarios para poder desarrollarme en la carrera de mi elección, en especial de mi madre Carmen Obregón Reyes, quién inculcó en mi los valores de amor, perseverancia y honestidad y que se esforzó en todos los sentidos para ver, lograda en mí, a una persona íntegra y capaz de enfrentar los retos que el futuro depara; A mis hermanas Alejandra, Anabel y Rosario y a mi hermano René quienes siempre estuvieron a mi lado y vieron por mí en todo momento, brindándome su cariño, comprensión y confianza y a quienes dedico este trabajo.

A ésta máxima casa de estudios que es la Universidad Nacional Autónoma de México así como a la Facultad de Ingeniería y sus dirigentes, por brindarme la posibilidad de ser un profesionista apto para los tiempos que el país enfrenta, fortaleciendo en mí los valores de integridad ética y moral, solidaridad hacia mis semejantes, respeto a la naturaleza y amor hacia México entre otros y logrando con ello desarrollar en mi persona, como en los profesionistas que egresan de ésta digna institución, seres encaminados al bienestar social, familiar y personal.

A mis profesores de ésta Facultad que siempre estuvieron a mi lado apoyándome cuanto les fue posible para que no fallara en mi aprendizaje. A mis compañeros de Facultad que me motivaron a ser una mejor persona y con quienes viví momentos inolvidables.

Agradezco en especial al Dr. John Duncan Keppie Moorhouse, director de ésta tesis, por darme la oportunidad y el apoyo total para la realización de este proyecto. También a los profesores Ing. Alfredo Victoria Morales, Ing. Jorge Nieto Obregón, Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, Dr. Gustavo Tolson quienes cedieron parte de su tiempo para hacer las revisiones, correcciones y comentarios en pro de enriquecer este trabajo.

A los institutos de Geología y Geofísica de ésta Universidad así como a sus dirigentes, por las facilidades otorgadas para la realización de ésta tesis. Quiero agradecer también al personal de este instituto, investigadores y técnicos, que me apoyaron en todo momento con conocimiento, laboratorios, materiales y equipos. En especial al Doctor Luigi Solari Lovati, quién contribuyó conmigo en gran medida a este trabajo, proporcionándome los conocimientos y las herramientas necesarias para la realización de ésta tesis, además de realizar los cálculos isotópicos de U-Pb y sus muchas críticas a mi trabajo con el fin de corregirlo. A los Drs. Fernando Ortega Gutiérrez, Jesús Solé Viñas y a la Maestra Consuelo Macias Romo por su apoyo siempre incondicional. Aprovecho también la oportunidad para agradecer a Robert López por el fechamiento de tres muestras de zircons en la Universidad de Santa Cruz en California.

OBJETIVOS

Esta tesis se realiza como parte del "Proyecto de Apoyo a la Investigación e Innovación Tecnológica" de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (PAPIIT-DGAPA) denominado 'Procedencia de los terrenos Precámbricos metamórficos de México y América Central' No. IN116999, bajo la responsabilidad del Doctor John Duncan Keppie Moorhouse.

El granito en estudio, nombrado aquí como "Granito Etlá", se encuentra intrusionando rocas metamórficas de edad precámbrica pertenecientes a la base estructural del Complejo Oaxaqueño. Su estudio tiene, por tanto, como propósito principal:

"Redefinir el ambiente tectónico en el que se formó este cuerpo plutónico y su evolución a través del tiempo, así como sus posibles relaciones con la roca encajonante, a partir de los datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos obtenidos de las distintas muestras colectadas".

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

FIGURAS

	Página
Fig. 1.1 Ubicación geográfica del granito Etlá	4
Fig. 1.2 terrenos Tectonoestratigráficos del sureste de México	6
Fig. 1.3 Extensión conocida y probable de Oaxaquia	7
Fig. 1.4 Diagrama T-t de los complejos metamórficos de edad grenvilliana en México	11
Fig. 1.5 Columna estructural del Complejo Oaxaqueño	12
Fig. 2.1 Fotografías de muestras E-9 y E-26 Textura porfirítica	18
Fig. 2.2 Fotografía de textura equigranular muestras E-6 y E-7	18
Fig. 2.3 Fotografía y Fotomicrografía de la muestra E-24	19
Fig. 2.4 Textura de grano fino (aplítica) en muestra E-1 A) muestra de mano y B) lámina delgada	21
Fig. 2.5 Textura de grano fino (aplítica) en muestra A-5 A) muestra de mano y B) lámina delgada	21
Fig. 2.6 Fotomicrografías de textura pocilítica. A) muestra E-4, B) muestra E-7	22
Fig. 2.7 Fotomicrografía de pertitas en A) Muestra E-4p, y B) Muestra E-23	24
Fig. 2.8 Cristalización de los feldespatos alcalinos (Tuttle y Bowen, 1958)	24
Fig. 2.9 Fotomicrografía de la textura mirmekítica	26
Fig. 2.10 Diagrama cuarzo vs. % An de la plagioclasa Curva de Phillips y Ranson	26
Fig. 2.11 Fotomicrografía de A) biotita y hornblenda B) hornblenda, biotita y mineral opaco	28
Fig. 2.12 Fotomicrografía de algunos de los minerales accesorios en el Granito Etlá	28
Fig. 2.13 Clasificación QAP de Streckeisen (1976)	30
Fig. 2.14 Esquema generalizado de la zona de contacto	32
Fig. 2.15 Fotomicrografía de deformación en muestra E-29 y muestra E-30	34
Fig. 2.16 Fotografía de las muestras con parte de la roca encajonante	35
Fig. 2.17 Fotomicrografías de A) muestra E-25 y B) muestra E-27	35
Fig. 2.18 Fotomicrografías de alteración en muestras A) E-14 y B) E-21	38
Fig. 2.19 Fotomicrografías alteración en A) muestra E-24 y B) muestra E-4	38
Fig. 3.1 Evolución en la composición química de una roca ígnea intrusiva	47
Fig. 3.2 Diagramas de clasificación A) TAS (Álcalis Total-Sílice) y B) Zr/TiO ₂ vs. SiO ₂	56
Fig. 3.3 Diagrama de clasificación de Barker (1979)	59
Fig. 3.4 Diagramas A) ACNK vs. Sílice B) ANK vs. ACNK (Maniar y Piccoli, 1989)	60
Fig. 3.5 Diagramas de variación de elementos mayores (todos en % peso) vs. Sílice	62

Fig. 3.6 Diagramas de variación de elementos mayores y traza	64
Fig. 3.7 Diagrama AFM con campos de Irvine y Baragar (1971)	65
Fig. 3.8 Diagrama K_2O-Na_2O-CaO	66
Fig. 3.9 Diagramas de elementos traza normalizados con el Manto primitivo	69
Fig. 3.10 Diagramas de elementos traza normalizados con la cordillera oceánica	70
Fig. 3.11 Diagramas de elementos traza normalizados con la Corteza Continental	71
Fig. 3.12 Diagramas de elementos de tierras raras normalizados con Condritas	73
Fig. 3.13 Diagramas discriminantes tectónicos de Pearce et al. (1984)	75
Fig. 3.14 Diagrama discriminante de Batchelor y Bowden (1985)	77
Fig. 4.1 Poblaciones de zircones que fueron fechadas por el método de U-Pb	82
Fig. 4.2 Fotomicrografía de una de las poblaciones de zircones del Granito Etna (muestra E-15)	84
Fig. 4.3 Fotomicrografía de otra población de zircones del Granito Etna (muestra E-15)	84
Fig. 4.4 Población de zircones de la muestra E-15	84
Fig. 4.5 Imágenes de cátodo-luminiscencia de los zircones extraídos de la muestra E-2	86
Fig. 4.6 Diagrama de la concordia U-Pb de Wetherill (1956)	86
Fig. 4.7 Diagramas de las edades de meseta basados en incrementos de energía	91
Fig. 5.1 Reconstrucción de Rodinia (tomado de Keppie et al. 2001)	96

TABLAS

Página

Tabla 3.1 Análisis químicos de las muestras del Granito Etna	50 a 53
Tabla 3.2 Principales estadísticas de los análisis químicos de las muestras del Granito Etna	54
Tabla 3.3 Minerales normativos de las muestras del Granito Etna	57 y 58
Tabla 3.4 Valores normativos CIPW de Anortita-Albita-Ortoclasa	59
Tabla 3.5 Valores de normalización para las gráficas de elementos traza normalizados	68
Tabla 3.6 Los distintos tipos de granitos de acuerdo a su ambiente tectónico (Pearce et al. 1984)	74
Tabla 3.7 Valores de R1 y R2 de las muestras del Granito Etna	77
Tabla 4.1 Descripción de los zircones de la muestra E-2 fechados por el método de U-Pb	81
Tabla 4.2 Geocronología de U-Pb de los zircones obtenidos de la muestra E-2 del Granito Etna	85
Tabla 4.3 Edades de meseta de las muestras E-2 y E-15 en feldespato K y biotitas	88
Tabla 4.4 Geocronología de Ar-Ar en feldespato potásico y biotita de la muestra E-2	89
Tabla 4.5 Geocronología de Ar-Ar en feldespato potásico y biotita de la muestra E-15	90

RESUMEN

El granito Etna aflora en las cercanías del pueblo de Santiago Suchilquitongo, a 20 Km aproximadamente al NW de la ciudad de Oaxaca, capital del estado homónimo. Se encuentra en contacto intrusivo con anortositas y ortogneises que constituyen la base de la secuencia estructural del Complejo Oaxaqueño en esta área. Este granito está constituido principalmente por plagioclasa (generalmente oligoclasa); feldespato potásico (ortoclasa y microclina en ocasiones poiquilítica o pertítica) y cuarzo que en ocasiones se encuentra en solución sólida con la plagioclasa formando mirmequitas. Como minerales máficos en el granito están la biotita y hornblenda (escasa) y algunas muestras con escasa muscovita; como minerales accesorios el zircón, apatito, y ocasionalmente titanita. Como minerales secundarios están la epidota y minerales arcillosos. El contenido de SiO_2 en el granito varía entre el 70.49 y 77.61 % en peso; el CaO entre 0.36 y 2.51 % en peso; el Na_2O entre 3.88 y 5.85 % en peso y el K_2O entre 1.49 y 5.54 % en peso. Tiene un índice de saturación de aluminio que varía entre 0.99 y 1.11. La química AFM de las muestras sigue un tren de diferenciación calcialcalino. En los diagramas de multielementos normalizados con respecto al manto, presenta un enriquecimiento en Rb, Ba y Th y un empobrecimiento en Nb y Ti, mientras que en los diagramas de tierras raras normalizadas respecto a las condritas se observa un enriquecimiento en tierras raras ligeras y un empobrecimiento en tierras raras pesadas, con una notoria anomalía positiva de Eu, típico de los granitos calcialcalinos asociados a arcos magmáticos.

La edad obtenida por U-Pb en zircones es casi concordante (97% de concordancia) con 920 ± 24 Ma, interpretada como edad de cristalización, mientras que las edades de Ar-Ar en biotita y feldespato potásico oscilan entre los 189 ± 4 Ma y 206 ± 2 Ma. Sin embargo estas últimas se interpretan aquí como producto de un calentamiento muy posterior a la cristalización del granito. Estas edades contrastan con las obtenidas anteriormente por el método de Rb-Sr.

Basado en los datos arrojados por los análisis químicos y geocronológicos de las distintas muestras de este cuerpo granítico, es muy probable que dicho cuerpo se haya generado en un régimen tectónico de subducción (arco) durante el Proterozoico tardío. La margen oceánica en subducción muy probablemente su ubicaba al oriente del microcontinente llamado Oaxaquia y del Terreno Avalonia ubicados paleogeográficamente al sur de Báltica y oriente de Amazonia. Sin embargo no se descarta la posibilidad de que el granito se haya formado durante la colisión de masas continentales en la que se vio involucrado material calcialcalino.

ABSTRACT

The Etla granite crops out near Santiago Suchilquitongo a small town, located 20 Km to the NW of Oaxaca City, capital of the homonymous state. It is in intrusive contact with anorthosites and ortogneisses that constitute the structural basement of the Oaxacan Complex in the studied area. This granite is mainly composed of plagioclase (generally oligoclase); K-feldspar (orthoclase and microcline sometimes perthitic and sometimes poikilitic) and quartz, which is also found in solid solution with plagioclase forming mirmekites. The mafic minerals of this body are biotite and scant hornblende. Muscovite is found in some samples, like accessory the zircon, apatite, and occasionally titanite. The secondary minerals are epidote and clay minerals. The SiO_2 ranges between 70.49 and 77.61 % wt; the CaO between 0.36 and 2.51 % wt; the Na_2O between 3.88 and 5.85 % wt and finally the K_2O between 1.49 and 5.54 % wt. The Al saturation index ranges between 0.99 and 1.11. The AFM diagram follows a calc alkaline differentiation trend. In the spider diagrams normalized versus primitive mantle the samples show enrichment in Rb, Ba y Th (LILE's) and depletion in Nb and Ti. In the other hand, the diagrams of REE normalized versus chondrite show enrichment in LREE, whereas the HREE shows depletion and a notorious anomaly of Eu, typically of arc-related rocks.

The U-Pb age for this granite is almost concordant (97%), at 920 ± 24 Ma, interpreted as the crystallization age. Ar-Ar ages in biotite and K-feldspar range between 189 ± 4 Ma y 206 ± 2 Ma and they are interpreted as thermal perturbation after the granite crystallization. This age has a contrast with the previous Rb-Sr age.

Based on the petrological, geochemical and geochronological data from several granite samples, two models are proposed here: (1) the Etla granite was formed in a subduction related tectonic setting, during late Proterozoic, located eastward of Oaxaquia and Avalon terrain south of Baltic shield and east of Amazon craton; (2) could have formed during collision, by anatectic melting of a calc-alkaline reservoir.

CAPÍTULO I
Introducción



1.1 Planteamiento del problema

El Granito Etlá es un cuerpo intrusivo que aflora aproximadamente a 20 Km al NNE de la ciudad de Oaxaca, capital del mismo Estado. Intrusiona rocas precámbricas de la base del Complejo Oaxaqueño y ha sido considerado hasta la fecha como producto de actividad magmática del Paleozoico Tardío que afectó al Complejo Oaxaqueño, basándose en datos isotópicos de Rb-Sr (Ruiz-Castellanos, 1979).

Sin embargo, de acuerdo en algunas observaciones de la relación que guarda en campo dicho cuerpo y las pegmatitas asociadas con respecto a la roca encajonante, se propuso estudiar más a fondo la química de la roca para tener una idea más aproximada del ambiente tectónico en el cual se formó (no se han publicado hasta antes de este trabajo artículos al respecto). Otro punto importante es proporcionar un mayor sustento en cuanto a la edad de este cuerpo, ya que puede resultar una pieza importante en la reconstrucción paleogeográfica del Complejo Oaxaqueño. Para ello es necesario emplear métodos de datación confiables como el de U-Pb y comprobar los resultados con los métodos previamente utilizados y algunos otros como el Ar-Ar.

Con el fin de entender lo anterior, se realizó análisis petrográfico de 30 muestras colectadas así como geoquímica de elementos mayores y traza en 26 de estas muestras (solo en tres de ellas se analizaron los elementos de tierras raras), además de fechar por el método de U-Pb en zircones tres de las mismas y otras dos por el método de Ar-Ar.

1.2 Ubicación geográfica

El granito Etna se encuentra ubicado en el estado de Oaxaca, dentro del rectángulo formado por las coordenadas 1°900,000 N - 1°910,000 N, y 714,000 E - 726,000 E UTM, (17°10': 17°16' latitud N y 96°59': 96°53' longitud W), a 4 kilómetros al SSE del poblado de San Francisco Telixtlahuaca, y a 20 kilómetros aproximadamente en línea recta al NW de la ciudad de Oaxaca de Juárez, capital del Estado. Abarca parte (al NNW) de la hoja topográfica escala 1:50,000 'Oaxaca de Juárez' (E14D47) y 'San Francisco Telixtlahuaca' (E14D37 al SSW) de INEGI (Fig. 1.1). Su extensión superficial aproximada es de 81 km². Tiene forma sub-elíptica alargada en la dirección ENE-WSW. Está expuesto en un tramo de la autopista [135] México-Oaxaca entre los kilómetros 224.0 y 228.7 aproximadamente, en las cercanías del pueblo de Santiago Suchilquitongo.

1.3 Fisiografía

La superficie que ocupa el Granito Etna está caracterizada por cerros de mediana altitud en referencia al nivel del mar (entre 1700 y 2500 m.s.n.m) y con un relieve de hasta 800 m. La porción oriental de este cuerpo está a su vez caracterizada por un relieve bajo (de 100 a 150 m) y por valles relativamente extensos y planos. Es en una de estas planicies donde está asentado el pueblo de Santiago Suchilquitongo. El Granito Etna está cortado por los ríos Garcés, que corre en dirección SWW-NEE a lo largo de aproximadamente 14 Km, y que corta prácticamente todo este cuerpo, y el río Granada, que corre casi paralelo al río Garcés a lo largo de 7 Km en la porción oriental. La porción oriental corresponde con la porción más intemperizada y tiene escasa vegetación en comparación con la porción occidental, la cual tiene un relieve de hasta 800 m. El cerro Mogote de la Rosa, ubicado en ésta parte, es el pico más elevado con una altitud de 2500 m.s.n.m. El drenaje es en general espaciado y característico de las rocas ígneas intrusivas.

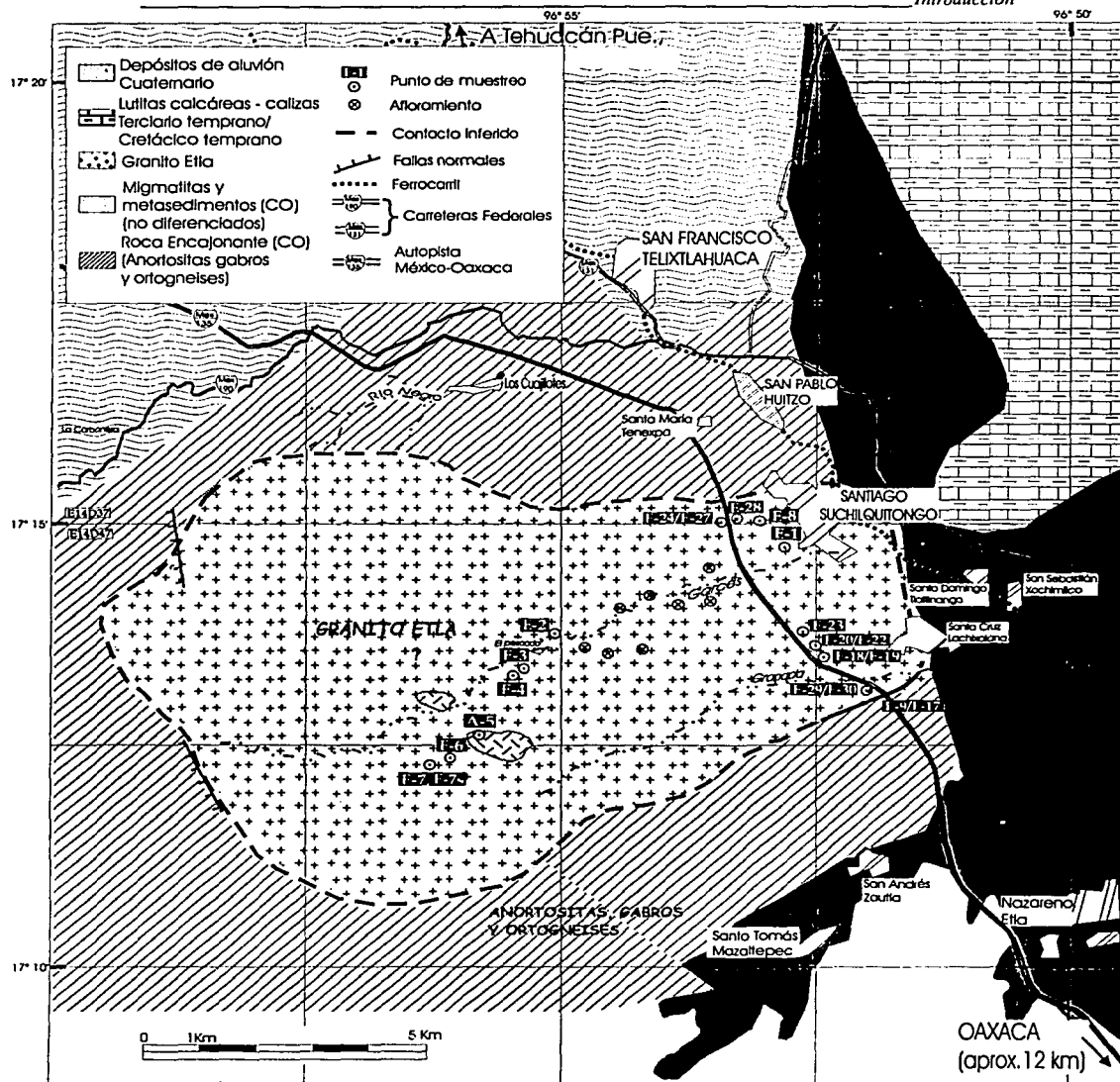


Fig. 1.1. Ubicación geográfica y geología generalizada del Granito Etla y las rocas adyacentes: el Complejo Oaxaqueño (CO), donde se muestra además las localidades muestreadas.

1.4 Entorno geológico

El Granito ETLA se encuentra intrusionando rocas del Complejo Oaxaqueño que constituye el basamento cristalino del terreno tectónico-estratigráfico Zapoteco. (Campa-Uranga y Coney, 1983; Sedlock et al. 1993). Este terreno se encuentra limitado (Fig. 1.2):

- (1) Al Oeste por el terreno Mixteco directamente yuxtapuesto en la zona de falla N-S Caltepec que es subvertical y con buzamiento al noreste y cuyo basamento (Complejo Acatlán) es producto de una orogenia colisional relacionada al cierre de Iapetus y transporte tectónico entre Gondwana y Laurentia durante el Ordovícico tardío y Silúrico temprano que sufrió además, intrusión y metamorfismo en el Devónico (Ortega-Gutiérrez et al. 1999);
- (2) Al Este lo limita el terreno Cuicateco constituido por rocas oceánicas y de arco submarino de edad jurásica y cretácica fuertemente deformadas y que se originaron en un arco o ambiente marino (Sedlock et al. 1993; Delgado-Argote, 1988; Carfantán, 1983, 1986). El límite entre estos dos terrenos es la Zona milonítica Sierra de Juárez (Alaniz-Álvarez, 1996) dentro de la región homónima, compuesta por un complejo milonítico de bajo ángulo con rumbo aproximado NNW y buzamiento hacia el oeste y zonas de falla frágil como las fallas Oaxaca (Ortega-Gutiérrez, 1983; Centeno García, 1988) y la falla Donají (Nieto-Samaniego, et al. 1995), y en el cual el terreno Zapoteco cabalga al Cuicateco (Ortega-Gutiérrez, et al. 1990; Sedlock et al. 1993). La edad reportada para la milonización de la Sierra Juárez a partir de U-Pb en zircones ígneos es de 165 ± 20 Ma en el granito sintectónico San Felipe (Alaniz-Álvarez et al. 1996);
- (3) Al sur está limitado por el terreno Chatino cuya unidad más vieja es el Complejo Xolapa constituido por migmatitas en facies de anfíbolita, ortogneises, anfíbolitas, esquistos pelíticos, esquistos de biotita y mármoles con edades de metamorfismo reportadas del Jurásico a Cretácico Medio hasta el Mioceno (Schaaf et al. 1995) y que fueron intrusionados por un gran número de granitoides, pegmatitas graníticas y diques máficos durante el Terciario (Ortega-Gutiérrez, 1981 a; Herrmann et al. 1994). El límite con la parte suroeste del terreno Zapoteco es la zona de falla Chacalapa con un rumbo general E-W y una extensión aproximada de 50 Km con características de deformación de tipo dúctil (cf. Tolson, 1998).

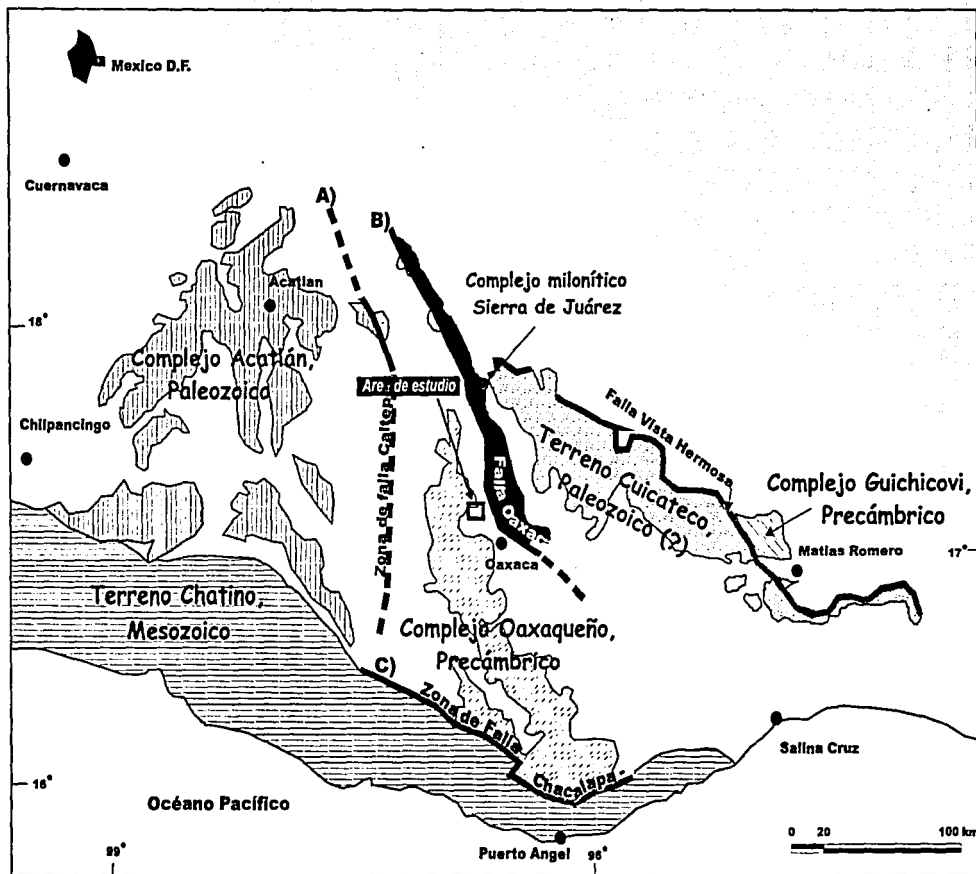


Fig. 1.2 Los terrenos tectono-estratigráficos del sureste de México. A. Zona de falla Caltepec; B. Zona de falla Juárez (Complejo milonítico Sierra de Juárez); C. Zona de Falla Chalcalapa (este) y zona de Falla Juchatengo (oeste) (modificada de Solari, 2001).

El Complejo Oaxaqueño constituye el basamento de Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al. 1995), un terreno Precámbrico-Paleozoico que se encuentra bajo gran parte del Este y Sur de México (Fig. 1.3) y que parece extenderse también bajo el bloque Chortis de Honduras formando un área de 1'000,000 de km² (Keppie et al. 2001). Este terreno está definido a partir de afloramientos [principalmente el Gneis Novillo (Ciudad Victoria, Tamaulipas) (Ortega Gutiérrez, 1978), el Gneis Huiznopala (Molango, Hidalgo)(Carrillo Bravo, 1961; Lawlor et al. 1999), el Complejo Oaxaqueño (Oaxaca) (Ortega-Gutiérrez, 1981 a, b; Keppie et al. 2001) y el Complejo Guichicovi (La Mixtequita, Oaxaca) (Weber y Köhler 1999)], perforaciones y localidades con xenolitos (Ortega-Gutiérrez et al. 1995). Las similitudes incluyen una orientación noroeste de las estructuras de deformación de Oaxaca a Tamaulipas, presencia de complejos masivos tipo anortosita-charnoquita, vulcanismo calco-alcalino, protolitos ricos en rocas sedimentarias de plataforma marina somera o facies relacionadas a rift continental, edad de U-Pb en zirrones de 1.0 – 1.2 Ga y una aparente historia común de levantamiento y enfriamiento (Ortega-Gutiérrez et al. 1995).

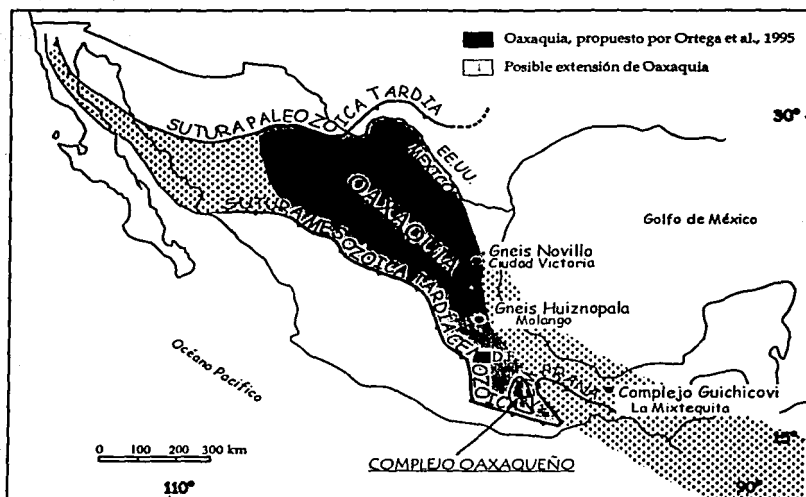


Fig. 1.3 Extensión conocida y probable de Oaxaquia (Ortega Gutiérrez et al. 1995)

Las litofacies más comunes de este complejo son metapelitas, gneises cuarzo-feldespáticos, rocas calcosilicatadas, metagabros y mármoles intrusionados por anortositas, charnoquitas, y ortogneises granatíferos que se vieron sometidos a deformación polifásica bajo condiciones de metamorfismo en facies de granulita.

Es aún incierto el origen de este terreno. Aunque se han formulado ya diversas hipótesis diferentes en cuanto a su localización, origen y procedencia, son tres las que han causado mayor debate. La primera considera el bloque Oaxaquia/Chortis como una parte autóctona de Laurentia, es decir, como una extensión del cinturón orogénico Grenville del Este y sur de Laurentia y que pudo ser una conexión entre el oeste de Laurentia y el Este de Australia (De Cserna 1971, Shurbert y Cebull 1987, Karlstrom et al. 1999). Por otro lado, Oaxaquia es también considerado como un terreno exótico derivado de Amazonia o del noreste de Laurentia (alóctono cerca de los Adirondacks y Ontario). Esto con base en datos paleomagnéticos (Ballard et al. 1989). Finalmente Oaxaquia podría ser también un terreno alóctono de afinidad Gondwaniana usando datos de provincialidad faunística Cambro-Ordovícica originado entre el Este de Laurentia (Adirondacks) y el Noroeste de Sudamérica (Robinson y Pantoja-Alor 1968, Rowley y Pindell, 1989; Keppie y Ortega, 1995, 1999). Una hipótesis alterna a estas y basada en firmas isotópicas de Pb divide a Oaxaquia a lo largo del Eje Volcánico Transmexicano y correlaciona la mitad norte con Texas y la mitad sur con Colombia (Ruiz et al. 1999).

Las condiciones máximas de presión-temperatura (P-T) de las regiones de la misma edad (~1.0 Ga) indican que el Complejo Oaxaqueño es más comparable a los Adirondacks, los macizos de Colombia, y el Cinturón Interno Noruego (Keppie y Ortega Gutiérrez, 1999), aunque este último es distinto por haber sido removilizado de basamento Gothiano (~1.75-1.55 Ga) (Larson y Berglung, 1992; Starmer, 1996). En forma similar, comparando las trayectorias de las curvas temperatura-tiempo para las distintas áreas de la orogenia, indican que lo más correlacionable con Oaxaquia son los Highlands de Adirondack, las partes internas de la orogenia Grenville en Labrador y el Macizo Garzón en Colombia (Keppie y Ortega Gutiérrez, 1999; Keppie y Ramos, 1999). La cercana correlación entre los Highlands de Adirondack, Oaxaquia y los macizos colombianos sugiere que estos fueron arcos en el océano Grenvilliano entre Laurentia, Báltica y Amazonia hace 1-1.2 Ma. Los arcos quedaron atrapados entre cratones que colisionaron y fueron deprimidos dentro de las raíces de la orogenia Grenville.

El subsecuente rompimiento de Rodinia dejó a los Highlands de Adirondack en Laurentia y a Oaxaquia y los macizos colombianos con Gondwana como lo indica la afinidad de la fauna cámbrico-ordovícica y la similitud de su cubierta Paleozoica con la del cratón de Amazonia (Keppie y Ortega Gutiérrez, 1999; Keppie y Ramos, 1999).

Diferentes hipótesis se han publicado acerca de la edad de la acreción de Oaxaquia a Laurentia. Ortega et al. (1999) creen que la acreción del terreno Zapoteco y Maya a Norteamérica debió ocurrir en el Ordovícico tardío o Silúrico temprano según la edad de U-Pb en monazitas de los Granitoides Esperanza. Esta tectonita del Complejo Acatlán, interpretada como producto de una orogénia Acadiana, indica muy posiblemente una orogénia producto de una colisión originada por el cierre de una cuenca oceánica, la cual muy probablemente corresponde a Iapetus. Por otro lado Keppie y Ramos (1999) infieren que Oaxaquia permaneció adyacente a Amazonia en la margen de Gondwana del Océano Rheic durante todo el Paleozoico, quedando atrapado entre el sur de Laurentia y Amazonia durante la amalgamación de Pangea en el Permo-Carbonífero.

Las razones por las que se piensa que Oaxaquia fue un arco son explicadas en detalle por Keppie et al. (2001). Los datos geoquímicos de muestras que colectaron a lo largo de un transecto en la porción sur del Complejo Oaxaqueño entre Miahuatlán y Puerto Ángel indican que los protolitos, que incluyen lavas de arco volcánico y sedimentos, fueron intrusionados por un granito relacionado a un rift hace 1117 ± 4 Ma. Entre las principales características geoquímicas de muestras meta-ígneas colectadas están: un marcado enriquecimiento de elementos traza altamente incompatibles como el Ba, Rb y elementos de las tierras raras ligeras (LREE) con relación a los de las tierras raras pesadas (HREE) y a los elementos de alto campo de fuerza (HFSE); además de pronunciadas anomalías de Nb y Ti, característicos de magmas relacionados a subducción y a rocas corticales. Los patrones de elementos traza normalizados respecto al manto de estas muestras meta-ígneas resultaron muy parecidos al de las andesitas calco-alcalinas. Un segundo grupo de rocas colectadas, que incluye a las rocas equigranulares y que no muestra una clara foliación, tiene como características geoquímicas, una alta relación K/Rb pero con un rango que cae entre las rocas granulíticas. El ambiente tectónico en que se formaron transgrede el límite entre granitos de arco volcánico y granitos intra-placa (según los diagramas discriminantes de Pearce et al. 1984), sugiriéndoles a los autores, un posible origen en un ambiente de supra-subducción y rift (Keppie et al. 2001).

Este fenómeno de extensión en el sur del Complejo Oaxaqueño, y que puede representar un rift dentro de un arco de isla, no está relacionado al periodo de extensión, acompañado por magmatismo intra placa en la Provincia Grenvilliana, que sufrió la margen cratónica del Este de Laurentia (hace 1,160-1,110 Ma) y que ha sido relacionado a extensión cortical debido a la erosión térmica de las raíces litosféricas (Corrigan y Hanmer, 1997).

Datos isotópicos de Nd en rocas ígneas del Complejo Oaxaqueño indican edades modelos (T_{DM}) de entre 1.47 y 1.6 Ga (Ruiz et al. 1988). Por otra parte los análisis de U-Pb en zircones (Solari et al. 1998) indican que los protolitos de las rocas ígneas tienen edades que varían entre ~1,300 y ~1,000 Ma, la deformación y migmatización ~1,100 Ma y la deformación polifásica acompañada por facies metamórficas de granulita ocurrió hace ~980 Ma.

La edad de este umbral de metamorfismo en facies de granulita del sur del Complejo Oaxaqueño concuerda con la del resto de afloramientos relacionados a Oaxaquia en el resto de México; el norte del Complejo Oaxaqueño en ~980 Ma (Solari et al. 1998), el Complejo Guichicovi al este del estado de Oaxaca en 986 ± 4 Ma (Weber y Köhler, 1999; Ruiz et al. 1999), y el Gneis Huiznopala en el centro-este de México en ~1000 Ma (Lawlor et al. 1999).

El enfriamiento subsecuente está documentado por la edad de otros minerales: ~625° hace ~970 Ma usando U-Pb en esfena (titanita) (Solari et al. 1998); ~480° C hace ~927 Ma usando K-Ar en homblenda; ~385° hace 925 Ma dado por K-Ar en muscovita; ~300° C hace ~875 Ma por el método K-Ar en biotitas y ~150° C hace ~775 Ma en feldespato potásico por el método K-Ar (Fries y Rincón-Orta, 1965). Todos estos minerales son de pegmatitas post-tectónicas que cortan a rocas de este complejo (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999; Keppie et al. 2001). Las edades de enfriamiento de los complejos metamórficos que definen a Oaxaquia parecen estar en el orden Oaxaca-Huiznopala-Novillo (Fig. 1.4), sugiriendo un posible levantamiento isostático progresivo de las raíces más profundas de la orogenia (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999).

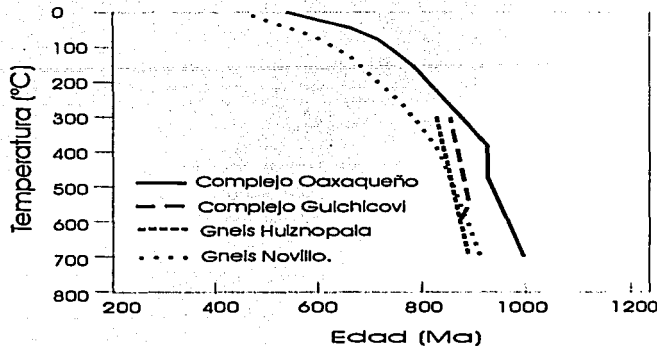


Fig. 1.4. Diagrama de Temperatura (T)- tiempo (t) (o historia de enfriamiento) de los complejos metamórficos de edad grenvilliana en México (modificado de Keppie y Ortega, 1999).

Las diversas texturas en la petrología de rocas del Complejo Oaxaqueño indican que las rocas fueron sometidas a metamorfismo en facies de granulita seguido por facies de anfibolita y esquistos verde. La facie principal (granulítica) es anhidra, aunque hay pequeñas cantidades de fases hidratadas como la hornblenda y la biotita en equilibrio con las fases anhidras. La naturaleza sintectónica del máximo grado de metamorfismo es demostrada por la ocurrencia común de texturas foliadas definidas por la fuerte orientación de piroxenos, hornblenda roja y parda, ilmenita y cuarzo deformado.

Las condiciones físicas para el grado metamórfico máximo en el Complejo Oaxaqueño sobre la base de la coexistencia de granate y piroxeno están estimadas en 700° - 750° C de temperatura y 7.2 - 8.2 kb de presión (Mora et al. 1986). Este grado máximo de metamorfismo sintectónico fue seguido muy de cerca por el crecimiento de fases metamórficas post-tectónicas tales como la biotita y hornblenda, las cuales ocupan espacios irregulares entre los granos de las asociaciones sintectónicas anhidras granoblásticas y nematoblásticas y un incremento en la actividad del agua. Las facies del metamorfismo granulítico fue seguido por un metamorfismo estático caracterizado por el crecimiento coronítico de minerales hidratados. Este metamorfismo ocurrió en facies de anfibolita (baja), definida por minerales diagnósticos coexistentes tales como tremolita, biotita y hornblenda. Esto implica una caída en la temperatura de ~250° C de la facie granulita a la facie anfibolita (baja).

La gran cantidad de CO_2 y H_2O necesaria para alterar en forma tan penetrante muchas de las fases máficas a clorita y calcita en el sur del Complejo Oaxaqueño debieron requerir una gran fuente de fluidos, la cual podría encontrarse en la placa que subduce al Complejo Oaxaqueño. Esta hidratación ocurrió posiblemente en el Neoproterozoico debido a que las rocas subyacentes de edad Tremadociana, no fueron afectadas por el evento metamórfico en facies de anfibolita (cf. Keppie et al. 2001).

1.4.1 Secuencia Estructural del Complejo Oaxaqueño.

El complejo Oaxaqueño, con un área expuesta aproximada de 10,000 km^2 , consiste estructuralmente de la base hacia la cima (Fig. 1.3) de un cuerpo masivo de anortositas intrusionadas por el Granito Etlá, el cual podría estar genéticamente relacionado con estas (este documento).

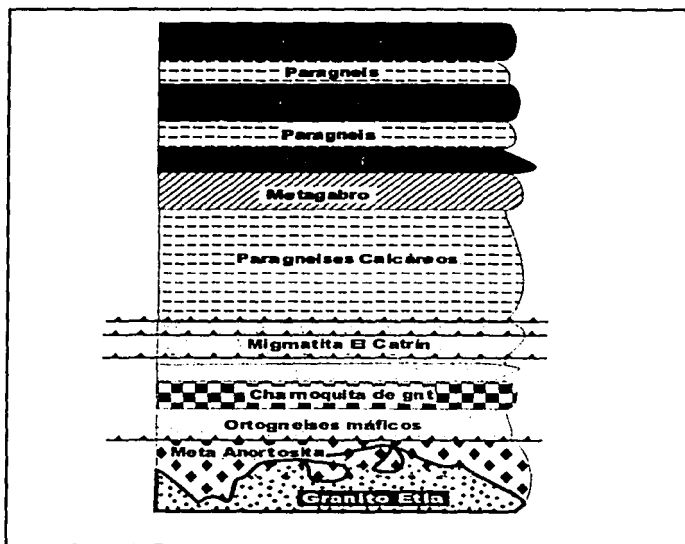


Fig. 1.5 Columna estructural del Complejo Oaxaqueño en la que se muestra la intrusión del Granito Etlá (modificada de Solari, 2001).

Las anortositas son de composición máfica a intermedia en su porción más somera y de evidente origen magmático (Ortega-Gutiérrez, 1981 a). La parte superior de este cuerpo masivo está coronado por pequeños cuerpos lenticulares de nelsonitas (rocas de ilmenita/magnetita-apatito).

Sobre estos cuerpos se encuentra un 'escudo' de ortogneises máficos que gradúan a graníticos con un espesor total de aproximadamente 3 Km y que se encuentran interbandeados en la base con la anortosita. La secuencia de ortogneises se vuelve hacia la cima más félsica y en la parte superior varían de gabraicas a graníticas granatíferas. Dentro de este 'escudo' se encuentra un cuerpo de gneises migmatíticos deformados y bandeados en contacto tectónico denominado 'Migmatita El Catrín' (Solari et al. 2001) cuya edad concordante de U/Pb en zircones es de 1,100 Ma y que puede interpretarse como la edad de la migmatización y/o de la deformación en facies de granulita.

Sobre este 'escudo' de ortogneises se encuentra una secuencia de paragneises en la cual pueden distinguirse varias formaciones que pueden ser agrupadas en dos unidades: una basal formada por gneises bandeados ricos en calcio que incluyen una gran extensión de mármoles y calsilicatas ricas en escapolita. Asociados con estos gneises hay otros gneises graníticos, ricos en algnos y otros libres de grafito de origen incierto. La unidad superior está formada por gneises pelíticos ricos en granate, silimanita, biotita, pertitas y algunos en espinela. Además, hay en ésta cima varios intervalos de gneises bandeados charnoquíticos y sieníticos.

Esta secuencia de paragneises fue intrusionada por el cuerpo anortositico antes de que ocurriera el metamorfismo y la deformación en facies de granulita (Ortega-Gutiérrez, 1981 a).

Rocas Paleozoicas

La cubierta sedimentaria del complejo Oaxaqueño está conformada por dos afloramientos relativamente pequeños de rocas Paleozoicas en las áreas de Santiago Ixtaltepec y Río Salinas en el centro del estado de Oaxaca. La unidad más vieja es la Formación Tiñú que descansa en forma discordante sobre gneises granulíticos. Consiste de calizas marinas y lutitas interestratificadas que gradúan hacia arriba a lutitas y limolitas, con fósiles tremadocianos (trilobites, braquiópodos y conodontos) de afinidad Gondwaniana (Robinson y Pantoja-Alor, 1968).

En el área de Santiago Ixtaltepec la Formación Tiñú está suprayacida por la Formación Santiago con una arenisca basal calcárea rica en cuarzo y algo de conglomerado cubierta por calizas marinas, limolitas calcáreas y lutitas con braquiópodos y crinoideos de edad misisípica (Pantoja-Alor, 1970; Navarro y Sour-Tovar, 1995). A su vez, ésta unidad está suprayacida por la Formación Ixtaltepec compuesta de lutitas, limolitas, areniscas y escasas calizas que contienen braquiópodos, gasterópodos, moluscos, bryozoas, corales, trilobites, crinoideos y fósiles traza de edad Pensilvánico Temprano-Medio (Pantoja-Alor, 1970; Morales, 1984; Quiroz-Barosso y Sour-Tovar, 1995). El contacto entre estas formaciones es tectónico (Centeno y Keppie., 1999). Suprayaciendo a la formación Ixtaltepec se encuentra la Formación Yododeñe consistente en un conglomerado, areniscas, limolitas y lutitas. Esta formación no contiene fósiles

1.5 Trabajos previos

El Granito Etla fue previamente fechado por Ruiz Castellanos (1979) por el método de Rb/Sr en tres muestras de roca total y un concentrado de microclinas al oeste del poblado de Suchilquitongo (en su trabajo nombra de manera informal a este cuerpo como Granito Suchilquitongo). De la pendiente de la isócrona obtuvo una edad de 272 ± 8 Ma, con una relación isotópica de $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.7047 ± 0.0005 . Este dato es considerado por él como la probable composición isotópica de $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ de la fuente del magma al momento de su emplazamiento. Finalmente considera ésta edad como un indicador de actividad magmática del Paleozoico Tardío que afectó al Complejo Oaxaqueño.

CAPÍTULO II

Petrografía

2.1 Métodos de estudio

En total se tomaron 33 muestras del Granito Etlá para preparar secciones delgadas con el propósito de estudiar la mineralogía característica de este cuerpo. Este muestreo se realizó a lo largo de la Autopista México-Oaxaca entre los kilómetros 224.0 y 228.7 (en este tramo tiene una dirección NNW), y sobre algunos afloramientos a lo largo del río Garcés y en las partes más céntricas del cuerpo, en dirección NNE (ver ubicación exacta en Fig. 1.1). Algunas de las muestras colectadas corresponden con pegmatitas que cortan a este granito y a diques graníticos que cortan a la roca encajonante. También se colectaron muestras donde se observa claramente el contacto de este granito con la roca encajonante.

Las muestras se tomaron de las partes menos alteradas de los afloramientos correspondientes, pese a esto, algunas de las muestras presentaban una alteración por intemperismo tal, que impedía mantener unidos a los granos que las constituían. En estos casos se usó resina epóxica para darle cohesión a las muestras y poder así cortar una sección delgada. Estas secciones fueron preparadas en su totalidad en el laboratorio de laminación del Instituto de Geología de la UNAM. La preparación consistió brevemente en: 1) el corte de un fragmento tabular de la roca (del ancho de un portaobjetos) con un espesor aproximado de 0.5 mm; 2) pulido de la superficie a pegar en el portaobjetos con abrasivos de carburo de silicio y aluminio en el orden: No. 180, 240, 400, 600 y en ocasiones 800; 3) adhesión de la muestra en el portaobjetos con resina ultravioleta (UV) y finalmente; 4) desbaste de la muestra hasta que su espesor fuera de 30 μ m aproximadamente con sierra y pastas de diamante. La petrografía de éstas muestras se realizó en dicho Instituto, con microscopios Zeiss, mientras que las fotografías mostradas en el presente capítulo de las secciones delgadas se tomaron con cámaras digitales Olympus. Con el fin de identificar los distintos minerales en las fotografías de secciones delgadas se utiliza la nomenclatura de Kretz, (1983), la cual se explica en el pie de cada fotografía así como en el Anexo A.

2.2 Petrografía.

El Granito Etlá presenta facies que van de grano grueso a muy grueso hasta fino (aplíticas), aunque en general prevalecen las facies de grano grueso. Su principal característica textural son los fenocristales de feldespato potásico rosa, comúnmente poiquilíticos, en ocasiones cuedrales y zoneados (evidencia de varios periodos de crecimiento). Estos mega cristales (tanto ortoclasa como microclina) se encuentran en un rango de tamaño de 1 cm hasta mayores a 5 cm dentro de una matriz de grano grueso y fino (Fig. 2.1 a y b). Este tipo de textura es más común cerca de los bordes del granito, principalmente en los afloramientos sobre la autopista (ver Fig. 1.1). El tamaño del grano en el centro de este cuerpo varía de medio a grueso, pero en general es equigranular (textura granítica, Ej. muestra E-2, E-6, E-7, Fig. 2.2), con un mayor contenido de minerales máficos (Ej., muestras E-2 y E-7) mientras que el feldespato potásico es principalmente blanco. Sólo la muestra A-5, ubicada en las partes céntricas de este cuerpo (Fig. 1.1) tiene una textura de grano fino (aplítica), pero que, por sus características texturales y relación de campo, se interpreta aquí como un pulso magmático posterior, posiblemente relacionado a otro evento distinto (ver abajo).

Cortan al granito cuerpos pegmatíticos, de los cuales se tomaron las muestras E-4P y E-11, en la parte central y en las márgenes de dicho cuerpo, respectivamente (Fig. 1.1) Estas pegmatitas se originaron muy probablemente a partir de fluidos del mismo magma que dio origen al Granito Etlá, como muchas otras de las pegmatitas que cortan al plutón.

Este granito presenta deformación principalmente de tipo dúctil en las márgenes y de tipo frágil en las partes céntricas del mismo. La deformación marginal está caracterizada por diques graníticos y pegmatitas plegadas (generalmente pliegues suaves y abiertos), foliación paralela en estos diques, pegmatitas y xenolitos (lo cual hace suponer una deformación posterior a la intrusión, pero que sólo se refleja en las márgenes) y facies de metamorfismo no mayores a esquisto verde (en la sección 2.4 se explica con mayor detalle las características observadas en la zona de contacto).

También existen dentro del granito facies típicamente porfídicas (muestra E-24) en donde los fenocristales son de plagioclasas, zoneadas y cuedrales, generalmente con alteración del núcleo a minerales arcillosos (Fig. 2.3 a) y en ocasiones a epidota, dentro de una matriz de grano fino a muy fino de cuarzo, plagioclasas macladas y microclina con muy escasos minerales máficos, principalmente biotita (Fig. 2.3 b).

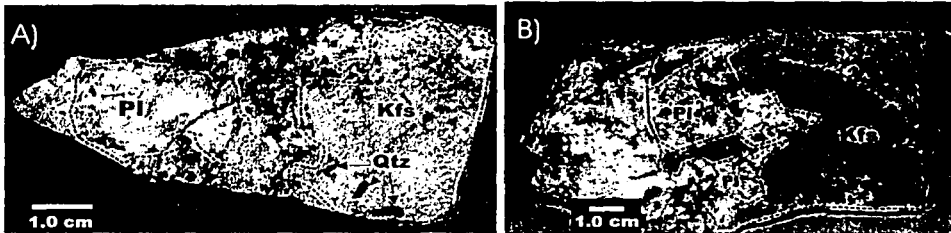


Fig. 2.1 .Fotografías de muestras que contienen fenocristales de feldespato potásico (común en los bordes de este cuerpo). A) Muestra E-9. Fenocristales de feldespato potásico rosa (Kfs) y plagioclasa (Pl) que pudiera ser asimilado de la anortosita encajonante. Se pueden observar algunos cristales de cuarzo (Qtz) dentro de estos fenocristales (textura poecilítica, también común de este granito); B) Muestra E-26. Esta muestra tomada cerca del contacto con el encajonante (ver fig. 1.1) tiene un cristal de feldespato potásico rosa que supera los 5.0 cm en tamaño. Los cristales blancos que se observan dentro de este fenocristal son plagioclasas asimiladas de la anortosita (Abreviaturas tomadas de Kretz, 1983, ver anexo A)

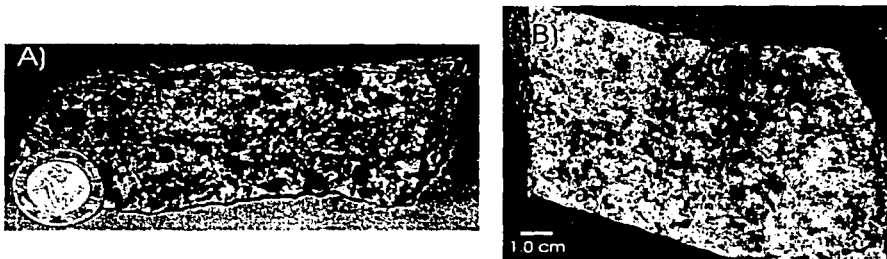


Fig. 2.2 A) Muestra E-7, de textura equigranular de grano grueso y escasos minerales máficos y; B) Muestra E-6 también de textura equigranular, pero con un tamaño de grano más fino y un índice de color más leucocrático que la muestra E-7 y también escaso contenido de minerales máficos.

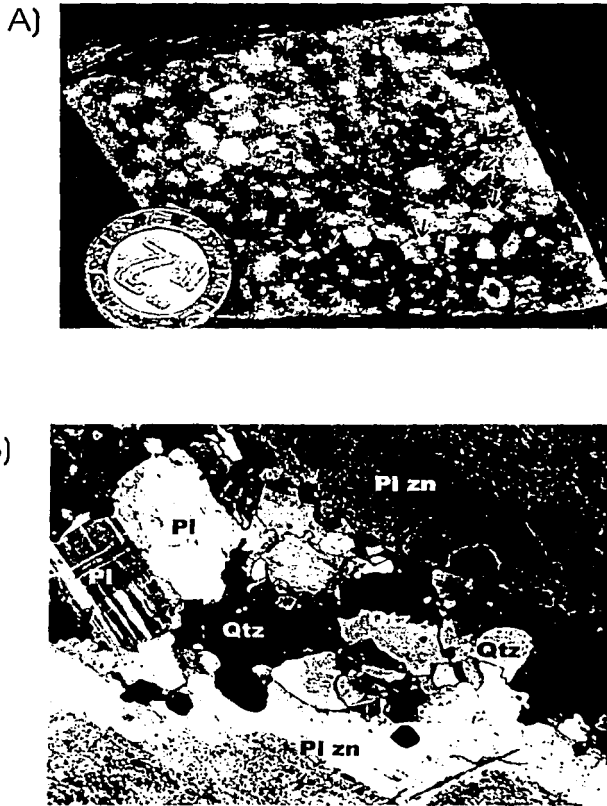


Fig. 2.3 Muestra E-24. A) ejemplar de mano en el cual se observa la textura típica porfirítica, los fenocristales son de plagioclasas, algunas se observan con un núcleo, indicativo de zonamiento y alteración a esta parte de los granos (flechas blancas). Las flechas de color negro señalan las plagioclasas más eudrales; B) Fotomicrografía de la textura porfirítica de la muestra. Dos fenocristales de plagioclasa zoncada (Pl zn) y con el núcleo alterado a minerales arcillosos están englobados en una matriz de cuarzo (Qtz) y plagioclasas (Pl) (base de la foto = 1.0 mm).

Ocasionalmente se encuentran también dentro de este cuerpo facies de grano fino (aplíticas), que evidencia una alta tasa de nucleación y un bajo crecimiento en la muestra E-1 (Fig. 2.4) y no necesariamente un enfriamiento somero. Esta muestra contiene principalmente cuarzo, microclina como feldespato potásico y plagioclasas cuya composición no fue posible determinar en el microscopio petrográfico así como escasa biotita parcialmente cloritizada. Sin embargo la muestra A-5 también de grano fino (Fig. 2.5) es interpretada aquí como un evento intrusivo somero y posterior respecto del emplazamiento del cuerpo granítico. Su intrusión muy probablemente está relacionada a otro evento magmático posterior a la intrusión del Granito Etlá (ver geoquímica y discusión). Este pequeño cuerpo intrusivo que aflora unos 20 – 25 m en el punto donde se tomó la muestra (Fig. 1.1), tiene un índice de color más oscuro, debido más bien al tamaño de sus cristales que al contenido de minerales máficos, de los cuales carece. Está constituido por plagioclasas de composición desconocida, cuarzo y microclina. Como minerales máficos tiene muy escasa biotita cloritizada. La textura semeja a la de un lampróvido en la cristalización de los feldespatos (Fig. 2.5 b), aunque carece de fenocristales máficos.

2.2.1 Los minerales primarios esenciales

La plagioclasa es en general el mineral más abundante de los minerales primarios esenciales. Esta varía en promedio entre un 40 y un 60 por ciento del total de cada muestra. En composición varía de An18 a An42, es decir de oligoclasa a andesina aunque en su mayoría es An25-An30 (oligoclasa). La composición de las plagioclasas está determinada en base al ángulo de extinción medido en las maclas de la albíta.

Generalmente, las plagioclasas se presentan en cristales subedrales y algunas euedrales, principalmente cuando se encuentran como inclusiones en un fenocristal de microclina (Fig. 2.6). También es común que presenten zoneamiento. Algunas de las plagioclasas zoneadas tienen alteración en sus núcleos y anillos de crecimiento a minerales arcillosos y epidota, mientras que otros cristales se encuentran totalmente reemplazados por mica blanca de grano fino. La macla más común es la de la albíta. El tamaño de estos cristales es muy variado y depende de cada una de las muestras aunque en general son de tamaño grueso (>2 mm), algunas veces dando una textura porfídica a la roca (Ej. Fig. 2.3)

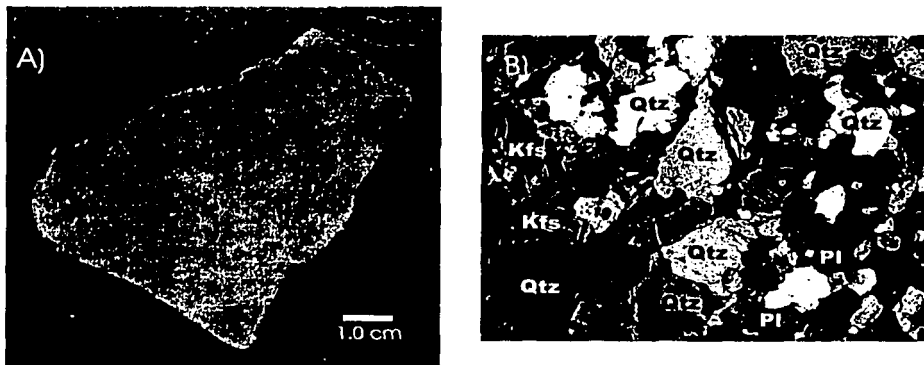


Fig. 2.4 Muestra E-1, en la que se puede observar la textura de grano fino (aplítica) en A) muestra de mano y B) lámina delgada. El cuarzo es uno de los minerales más abundantes en esta muestra (alto índice de nucleación), con algunos fenocristales (no fotografiados). (base de la foto (B) = 2.5 mm, abreviaturas en anexo A)

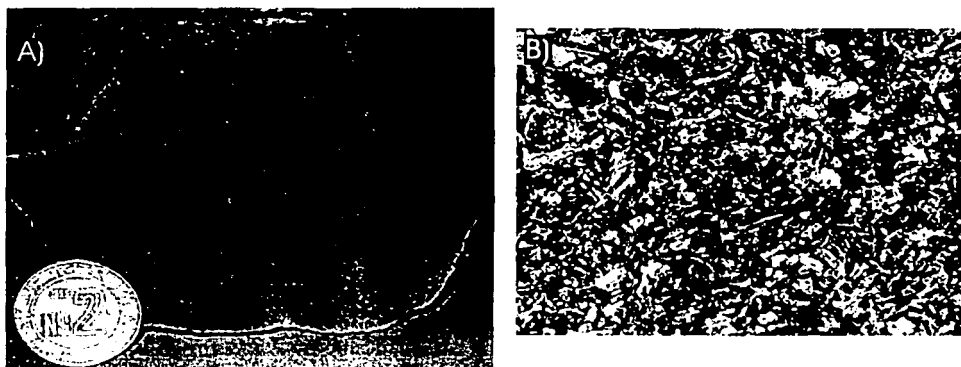


Fig. 2.5 A) Muestra A-5 caracterizada por su grano fino (aplítica) e índice de color melanocrático; B) Fotomicrografía de la textura de la muestra A-5. Como se puede observar no existe un arreglo en los cristales de ésta muestra. La textura es muy semejante a la de un lampróvido, pero carece de fenocristales de minerales máficos. (Base de la foto de la sección delgada = 2.5 mm)

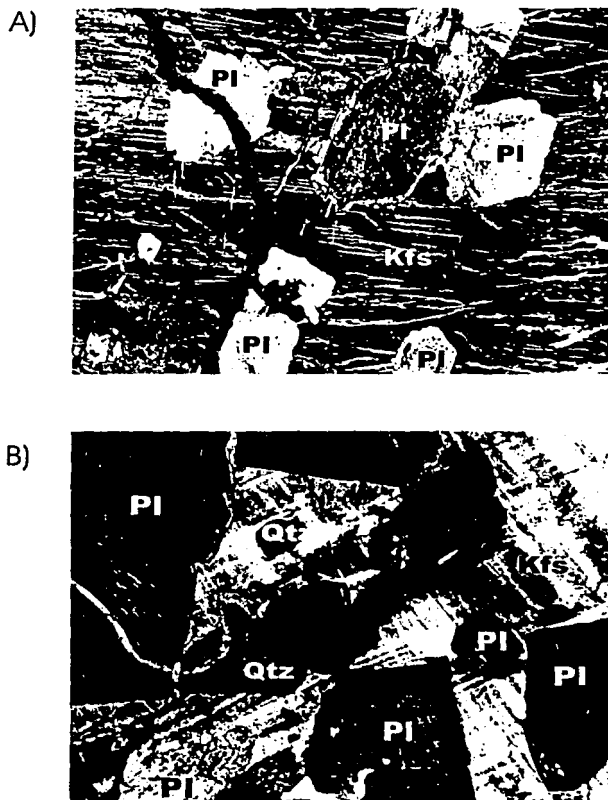


Fig. 2.6 Fotomicrografías de una de las características texturales comunes del Granito Etlá: la textura poiquilítica. A) muestra E-4, en esta muestra la plagioclasa (Pl) subedral dentro de un fenocristal de microclina (Kfs); B) en esta foto de la muestra E-7, la plagioclasa subedral y maclada + cuarzo (Qtz) anedral se encuentran dentro de un fenocristal de microclina (base de ambas fotos 2.5 mm).

La microclina es el más abundante de los feldespatos potásicos, aunque en algunas muestras es mayor la cantidad de ortoclasa. Varía en porcentaje entre el 30 y el 40%. Casi siempre es anedral, aunque la ortoclasa en la zona de contacto que aflora sobre la autopista, tiene un carácter eudral. El tamaño de los granos varía de fino a pegmatítico (>2 cm) y es común que los cristales de este tamaño encierren plagioclasas, cuarzo e incluso hornblenda eudral (Fig. 2.6).

Los grandes cristales de feldespato potásico poiquilíticos no indican necesariamente el orden en que cristalizaron los minerales que están contenidos en ellos (principalmente plagioclasas, cuarzo aunque en ocasiones hornblenda y titanita), incluso puede deberse ésta textura, a que los cristales crecieron simultáneamente (Shelley, 1993). Si el feldespato potásico tiene un bajo índice de nucleación comparado con los minerales que le rodean, la textura puede explicarse como un crecimiento de minerales tardíos que forman núcleos dentro de un feldespato potásico que crece rápidamente o que simplemente están siendo envueltos por este. Existe también la teoría de un posible metasomatismo potásico, que permite el desarrollo de estos fenocristales, sin que exista aún evidencia que lo compruebe. Por el contrario Vernon (1986) encontró que estos mega cristales tienen todas las marcas texturales y químicas de una cristalización magmática (forma eudral, finos patrones de zonamiento, y maclas simples de Carlsbad).

La microclina también se encuentra en reacción con la plagioclasa formando pertitas en un par de muestras: E-4P y E-23. En la muestra E-4P el crecimiento pertítico es más desarrollado, dentro de un fenocristal de microclina (Fig. 2.7.a). Esta muestra es una pegmatita simple. La muestra E-23 tiene un desarrollo pertítico pobre en un fenocristal de ortoclasa (Fig. 2.7.b).

El intercrecimiento pertítico que es debido a la inmiscibilidad de unas fases ricas en potasio y sodio de los feldespatos alcalinos es relativamente fácil y por tanto resultan muy comunes (Shelley 1993), especialmente en rocas donde la cantidad de agua es importante como en las pegmatitas. Si la fase dominante es la rica en potasio, el intercrecimiento es llamado pertita, si la fase que domina es rica en sodio, entonces es una antipertita, mientras que las fases intermedias producen mesopertitas. Si el enfriamiento es muy rápido el intercrecimiento puede ser submicroscópico y entonces es llamado criptopertítico. Este crecimiento se da en rocas donde la presión de fluidos, en este caso el agua, excede los 5 kbars de presión según el diagrama de cristalización de los feldespatos alcalinos de Morse, (1970) (Fig. 2.8).

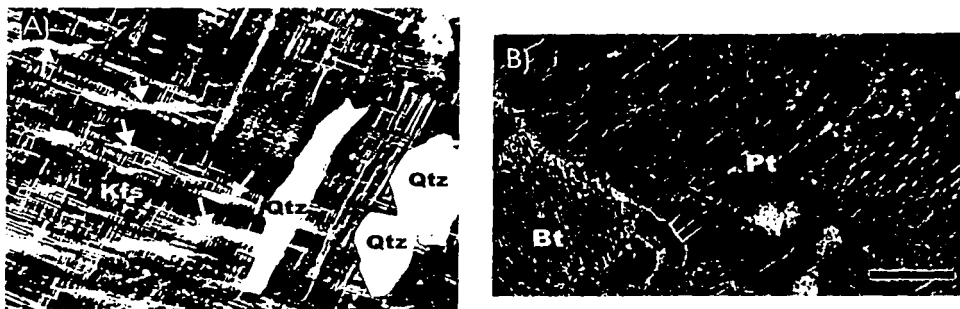


Fig. 2.7 Fotomicrografía de las muestras A) E- 4p, en las que se observa un desarrollo perítico de plagioclasas (señaladas por las flechas) dentro de un cristal de microclina (Kfs). Este cristal muestra además inclusiones de cuarzo (Qtz)(textura poecilítica) (base de la foto = 2.5 mm) y B) E-23, en donde también se observa una perthita (Pt), menos desarrollada de plagioclasas dentro de un fenocristal de ortoclasa (la barra negra de la esquina inferior derecha equivale a 0.5 mm).

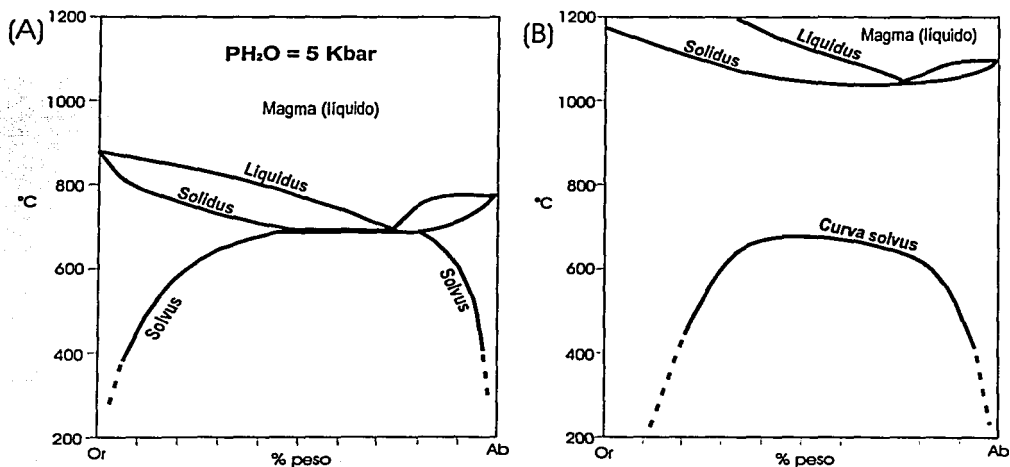
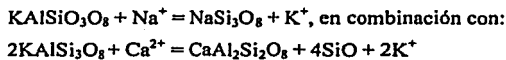


Fig. 2.8. Cristalización de los feldspatos alcalinos. A) con una presión de agua de 5 kbares (Morse, 1970) y; B) con presión de agua mínima (0-1 kb) (Tuttle y Bowen, 1958).

Muchos intercrecimientos peritéticos son coherentes, especialmente aquellos de grano fino; el hecho de que la redícula de las dos fases sean paralelas es confirmado por observaciones en que el clivaje corre a través de los límites de las fases sin ser interrumpido (Shelley, 1993). En efecto, el intercrecimiento representa una partición de K y Na, más que un movimiento de Al y Si (Shelley, 1993).

El cuarzo varía en porcentaje del 20 al 40%. La mayoría de las veces es anedral y presenta una extinción ondulante. En muchas de las muestras el cuarzo está en reacción con la plagioclasa para formar simplectitas (mirmekitas, Fig. 2.9). Simplectita (Shelley 1993) es el término general para los productos de grano fino de crecimiento apareado durante reacciones secundarias y reemplazamiento. Ocasionalmente se ha propuesto el término de cristalización eutéctica. Estas reacciones pueden ser promovidas por la concentración de fluidos ricos en agua en los límites de los granos durante el enfriamiento de una roca ígnea, o por la infiltración de fluidos durante un evento metamórfico secundario. Las mirmekitas son por mucho la variedad más común de las simplectitas y representan un crecimiento de un conjunto de brazos o 'gusanos' de cuarzo en un cristal de plagioclasa. Las mirmekitas al parecer crecen hacia el centro del cristal a partir del límite entre los granos, invadiendo y reemplazando el feldespato potásico. Mucho es lo que se ha dicho acerca del origen de las mirmekitas, pero son dos las hipótesis más aceptadas: i) por reacciones de reemplazamiento (Becke, 1908) y ii) por difusión en estado sólido y exolución (Schwantke, 1909). Becke (1908) propuso la siguiente reacción de fluidos portadores de Na y Ca con el feldespato potásico:



La sílice es liberada debido a que la relación Al/Si es diferente en el feldespato potásico y sódico. A causa de la inmovilidad del Al y Si, el cuarzo forma un intercrecimiento microscópico con el feldespato en cantidades que están directamente en proporción al porcentaje de An de la plagioclasa (Fig. 2.10).

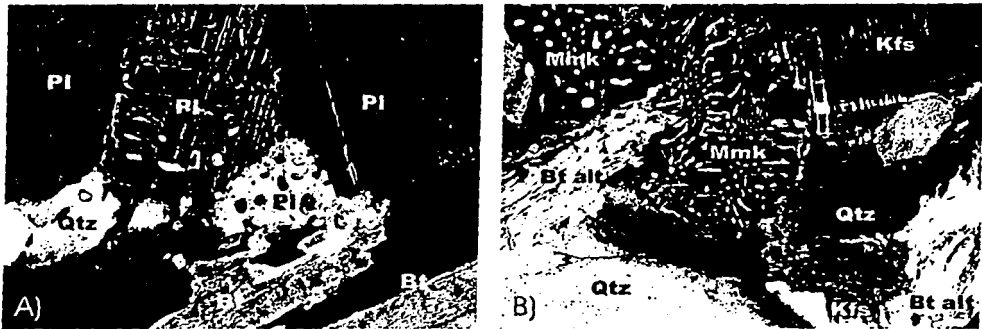


Fig. 2. 9 Fotomicrografías con nicoles cruzados de las muestras A) E-7s en la que se observa el crecimiento de los 'gusanos' de cuarzo dentro de un cristal maclado de plagioclasa (Pl) (base de la foto = 0.5 mm) y; B) E- 11, donde también se observa la textura mirmekítica (Mmk) en dos de los cristales presentes en la muestra. Además biotita alterada (Bt alt); hornblenda (Hbl); cuarzo (Qtz) y microclina (Kfs) (base de la foto = 1.0 mm)..

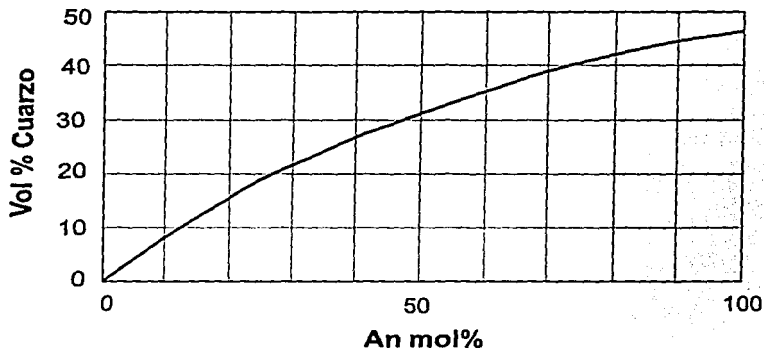


Fig. 2.10. Porcentaje del volumen de cuarzo vs. el porcentaje de An de la plagioclasa como se esperaría de acuerdo a la hipótesis de Becke. Curva de Phillips y Ranson (1968, fig. 1).

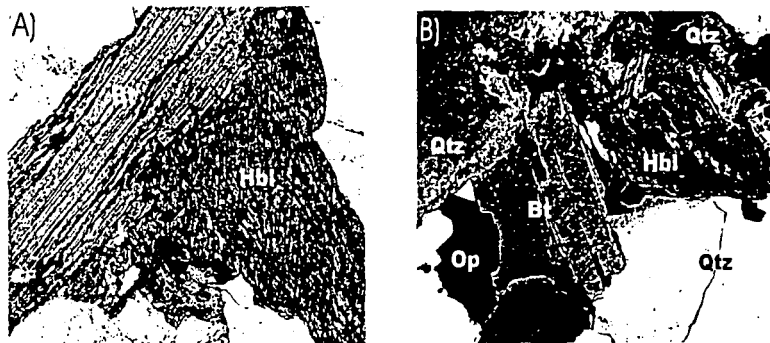


Fig. 2.11 Fotomicrografía de los minerales máficos que constituyen al Granito Etna A) biotita verde y hornblenda de la muestra E-7, con nicoles paralelos, B) hornblenda cuedral parcialmente alterada a clorita, biotita verde y mineral opaco (Op) + cuarzo. Foto con nicoles cruzados. (Base de las fotos = 1.0 mm) (Ver demás abreviaturas en anexo A).

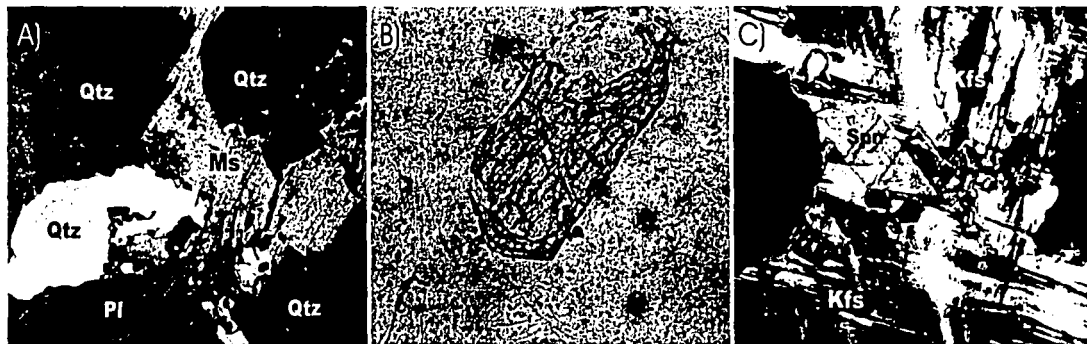


Fig. 2.12 Fotomicrografía de algunos de los minerales accesorios que constituyen al Granito Etna. A) cristal de muscovita, de aparente origen magmático. Es muy escasa la muscovita de este origen, en su mayoría es de origen secundario; B) zircón metamictico fotografiado con nicoles paralelos; C) titanita dentro de un fenocristal de microclina (base de las fotos = 1.0 mm. Abreviaturas en anexo A).

Silicatos no ferromagnesianos. El zircón que generalmente es eudral. Se encuentra presente en la mayoría de las muestras, en algunas ocasiones afectado por la metamictización (Fig. 2.12 b). Otro de los silicatos no ferromagnesianos que es poco común es la titanita (observada solo en tres de las muestras) que en su mayoría es eudral (Fig. 2.12 c).

No-silicatos. Los minerales restantes que constituyen a la roca son óxidos y sulfuros (minerales opacos) no identificados, que además se encuentran en muy bajo porcentaje y en muy pocas de las muestras. El apatito es también un mineral accesorio que se encuentra en la mayoría de las muestras, generalmente eudral.

2.2.3 Los minerales secundarios

La epidota es común en el granito, aunque principalmente es secundaria, producto de la alteración de plagioclasas más cálcicas (ver alteración abajo) ya que se encuentra cristalizada dentro de cristales de plagioclasa (Fig. 2.19 c). Otras veces parece de origen magmático, debido a su tamaño y grado de cristalización. Otros de los minerales secundarios común en las muestras es la clorita, que reemplaza total y parcialmente a la biotita y hornblenda. La muscovita ocurre raramente, y generalmente como producto de la alteración de la plagioclasa (ver sección 2.5). Solo en un par de muestras (E-9 y E-18, ambas colectadas en las márgenes del granito, ver Fig. 1.1) tienen muscovita de aparente origen magmático, debido a la cristalización y tamaño que presentan (eudrales y >2.0 mm, Fig. 2.12 a). Son comunes también los minerales arcillosos (no identificados) que sustituyen principalmente a las plagioclasas.

2.3 Clasificación

Se clasificaron 32 de las 33 muestras del Granito Etlá en base al contenido modal de sus minerales esenciales [plagioclasa, feldespato potásico (microclina + ortoclasa) y cuarzo] graficando los valores en el diagrama triangular de Streckeisen (1976) (Fig. 2.13), y en el cual se agruparon las muestras según el contenido de sílice reportado en los análisis químicos (capítulo 3, anexo A), únicamente con fines comparativos.

Solamente la muestra A-5 se clasificó con base en el contenido normativo de estos minerales en el triángulo de Streckeisen (1976) (Fig. 2.13) debido a que el tamaño de grano (muy fino), que caracteriza a ésta muestra (Fig. 2.5), imposibilitó cuantificarlos con el microscopio petrográfico (se interpreta como un pequeño cuerpo intrusivo, posterior a la intrusión del Granito Etlá). En el triángulo equivalente para rocas de grano fino, ésta muestra corresponde a una dacita (ver también clasificación TAS, capítulo III).

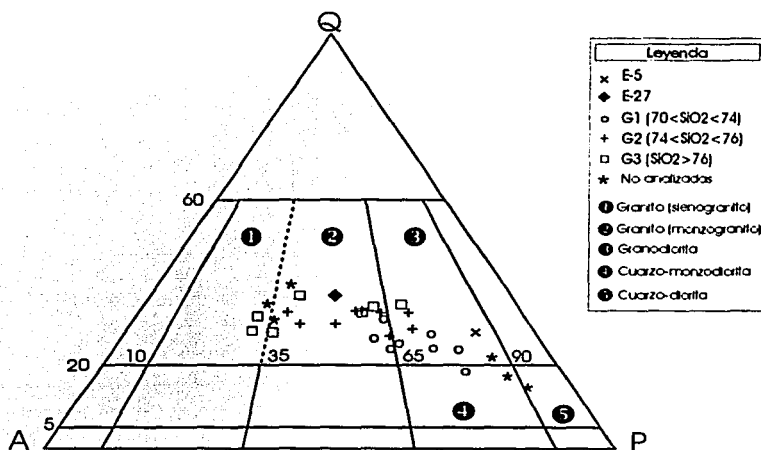


Fig. 2.13 Clasificación de las muestras del Granito Etlá en el diagrama QAP de Streckeisen (1976). Se agruparon las muestras en base al contenido de SiO₂ para fines comparativos (ver simbología en anexo A). La muestra A-5 se grafica en el diagrama según el contenido normativo de los minerales mencionados (ver explicación en el texto). (A = feldespatos Alcalinos: microclina + ortoclasa; P = Plagioclasa; Q = cuarzo)

Según el diagrama anterior la gran mayoría de las muestras se encuentran dentro del campo correspondiente a las rocas graníticas (granitos y grandioritas). En este campo la mayoría son monzogranitos (corresponden en forma general con las de un contenido alto de sílice), seguidos de granodioritas (en general las más empobrecidas en sílice) y finalmente algunas resultaron ser sienogranitos (en general las más enriquecidas en sílice). Algunas muestras que caen dentro del campo de las rocas dioríticas (cuarzo-monzodioritas y cuarzo-dioritas) son parte de posibles fragmentos de la anortosita que se encontraba en proceso de asimilación cuando ocurrió el enfriamiento, es decir, no fue 'consumida' en su totalidad por el plutón (muestras E-12, E-13, E-14, E-26) (ver también figuras 2.14 y 2.16 b).

Los cuerpos pegmatíticos de los que se tomaron muestras (E-4P y E-11), se clasificaron también en este diagrama (indistintamente) con base en el contenido modal de estos minerales como sienogranitos. El mineral más abundante en estos cuerpos pegmatíticos es el feldespato potásico.

2.4 La zona de contacto

Parte del contacto sur entre el Granito Etlá y el Complejo Oaxaqueño aflora en un corte de carretera sobre la autopista México - Oaxaca a la altura del kilómetro 228.7. En este punto el granito y diques graníticos cortan la foliación con echado de bajo ángulo en las anortositas del Complejo Oaxaqueño. Estos diques graníticos están plegados y caracterizados por pliegues verticales abiertos y suaves con dirección de charnela E-W y con un clivaje de plano axial. La figura 2.14 esquematiza el contacto sur que aflora sobre la autopista con el complejo Oaxaqueño (Fig. 1.1). En este contacto se observan además, xenolitos de ortogneises y anortositas, cuyo tamaño varía desde algunos centímetros hasta varios metros. También se observan en este punto cuerpos pegmatíticos que cortan a los xenolitos y al mismo granito.

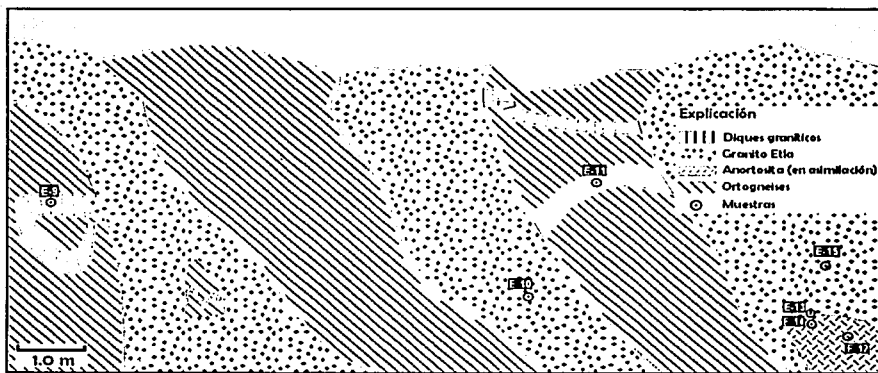


Fig. 2.14 Esquema generalizado de la zona de contacto que aflora sobre la autopista México-Oaxaca en el kilómetro 228.7 aproximadamente (ver Fig. 1.1)

La deformación dúctil que se observa en algunos de los diques y pegmatitas que cortan a los xenolitos y al encajonante en este margen tiene como características principales un alargamiento de los fenocristales de cuarzo (fig. 2.15). Sólo se observa crecimiento de epidota como minerales metamórficos de bajo grado (Fig. 2.15 a).

Estos enormes xenolitos de ortogneises de biotita y homblenda que no fueron estudiados con detalle pueden tener cualquiera de los orígenes: 1) ser parte de los ortogneises asociados a las anortositas del Complejo Oaxaqueño o 2) derivarse de partes más profundas, es decir, las raíces del Complejo Oaxaqueño o el basamento del mismo, no expuesto. También existen en esta zona de contacto partes dioríticas que se interpretan aquí como fragmentos de la anortosita que se quedaron en proceso de asimilación. Este fenómeno de asimilación se observa también en la figura 2.16 b, en la cual las plagioclasas de la anortosita están siendo asimiladas dentro del granito en un fenocristal de feldespato potásico. En otra de las muestras (E-25) (Fig. 2.16 a) la foliación de un ortogneis se corta claramente por la intrusión del Granito Etla. En sección delgada (Fig. 2.17), las bandas melanocráticas de la foliación en el ortogneis están constituidas principalmente por biotita, homblenda y clorita, mientras que las bandas leucocráticas por plagioclasas de composición An 35-An40.

No se observan aureolas de metamorfismo por contacto. Esto probablemente por la mineralogía del encajonante, o por una intrusión relativamente de baja temperatura.

Según Neugebauer y Reuther, (1970) "la actividad ígnea es el transporte de masa y energía desde un punto de vista físico. Las razones de este transporte son el desequilibrio físico-mecánico así como el químico-composicional en un medio natural". Así el ascenso y emplazamiento de un magma obedece un intento de lograr el equilibrio mecánico, entre una masa fundida (fluido) a alta temperatura, de baja densidad y baja viscosidad rodeada de masa sólida (roca) de baja temperatura, alta densidad y alta viscosidad relativa o a un contraste en reología y densidad de la roca encajonante y el magma (Clarke, 1992). Otros factores que afectan el ascenso son los esfuerzos que existen en la litosfera, la temperatura de las rocas adyacentes, el espesor de la capa de roca sobre el magma, el volumen del magma en ascenso, el grado de cristalización o fracción sólida dentro del magma (que incrementa su viscosidad) y la composición granítica del magma.

Son varios los mecanismos de emplazamiento de los granitos en la corteza terrestre. Clarke (1992) clasifica estos mecanismos en base al movimiento relativo del magma con las rocas encajonantes. Así existen mecanismos en los que las rocas encajonantes tienen: 1) un movimiento descendente como el diapirismo y la subsidencia de caldera (stoping); 2) un movimiento ascendente de las rocas encajonantes como la formación de domos; 3) un movimiento lateral, en el cual el magma se emplaza en los espacios que abren las rocas que sufren un desplazamiento lateral (esfuerzos de tensión o transcurrentes); 4) movimientos post-magmáticos, es decir en contacto tectónico; 5) sin movimiento, como en el caso de fusión *in-situ*, zona de fusión y granitización. Este último no incluye la formación de cantidades importantes de magma. Los detalles de cada tipo de emplazamiento mencionado se explican en Clarke (1992).

El mecanismo de emplazamiento propuesto para este granito es el de diapirismo, en el cual hay un flujo en dirección opuesta del magma y la roca encajonante, que se completa en 5 etapas, las cuales son: 1) inestabilidad gravitacional; 2) formación de un domo de magma (sin atravesar la roca encajonante); 3) crecimiento del domo (atravesando la roca encajonante); 4) expansión lateral; 5) desprendimiento (separación de las 'raíces'). Las características principales de este mecanismo son: una forma circular del plutón visto en planta, foliación marginal paralela al contacto y características de esfuerzos de compresión.

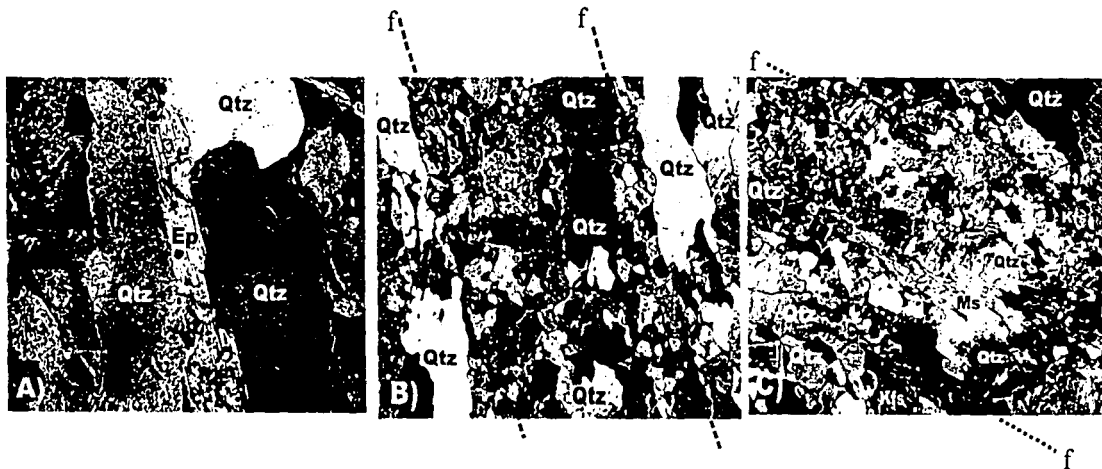


Fig. 2.15 Fotomicrografía de los bordes del Granito Etila que presentan deformación. A) Muestra E-29 en la cual se observa un cristal de epidota (Ep) deformado entre cristales de cuarzo; B) microfotografía de la misma muestra pero en otra escala, en la que se observa el alargamiento que sufrieron los fenocristales de cuarzo durante la deformación. La línea punteada indica la dirección de la foliación; C) muestra E-30. Esta muestra tomada cerca de la muestra E-29 (ver fig. 1.1) tiene además de cuarzo un cristal de muscovita desarrollado en la dirección de la foliación (la dirección es la misma que la de las líneas discontinuas) (base de la foto A = 1.0 mm, las fotos B y C = 2.5 mm. Abreviaturas en anexo A).

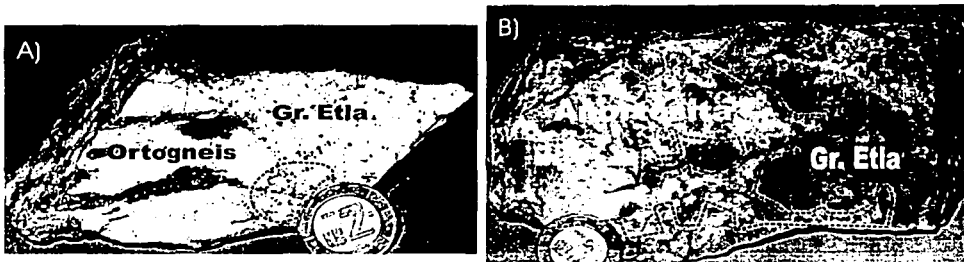


Fig. 2.16. Fotografía de las muestras tomadas con parte de la roca encajonante. A) muestra E-25. En esta muestra se observa claramente como la intrusión del Granito Etna corta la foliación de la roca encajonante (anortosita). Parte del encajonante parece estar siendo asimilada dentro del Granito Etna (línea punteada). B) muestra E-26. En esta muestra se observa una mayor asimilación de la anortosita dentro del granito (línea punteada). La asimilación ocurre dentro de un fenocristal de feldespatos potásico (ver también fig. 2.1, abreviaturas en anexo A).

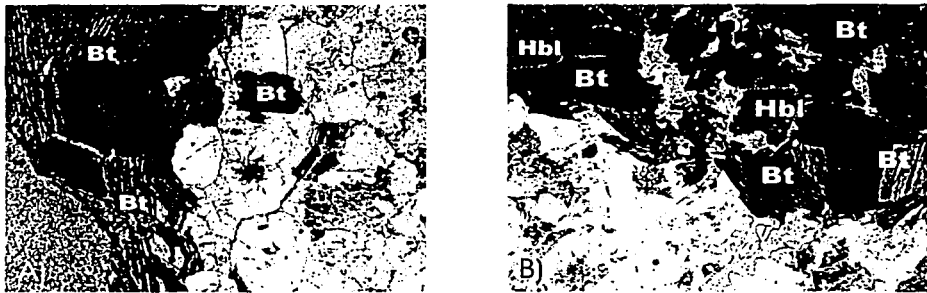


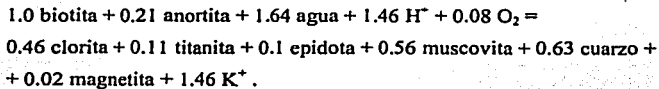
Fig. 2.17. Fotomicrografías con nicóles paralelos de muestras en la que se puede observar la zona de contacto entre el Granito Etna y la roca encajonante. A) muestra E-25 (ver fig. Anterior) en la cual se puede observar la mineralogía de las bandas máficas del ortogneis: biotita y las plagioclasas de las bandas leucocáticas (fotografía con nicóles paralelos); B) muestra E-27. Esta muestra contiene un xenolito de la roca encajonante (ortogneis de biotita y hornblenda). (base de las fotos = 1.0 mm. Abreviaturas en anexo A)

2.5 Alteración

En términos de la porción oriental del granito se presenta generalmente una mayor alteración, de ambos tipos mecánica y química, que la porción occidental. En la parte oriental (en las afueras de Santiago Suchilquitongo) los depósitos de arenas y gravas derivadas de este cuerpo tienen un espesor cercano a los 60 m, mismos que actúan hoy como acuíferos de los cuales se extrae agua para riego y abasto del pueblo.

Algunas de las muestras presentan un intenso fracturamiento algunas veces rellenado con minerales arcillosos o micas (Fig. 2.18). Por otra parte también muchas de estas plagioclasas se encuentran sericitizadas, saussuritizadas y alteradas a minerales arcillosos (Fig. 2.19). La biotita y el anfíbol (hornblenda) se encuentran parcialmente y en ocasiones totalmente cloritizados (Fig. 2.19).

La cloritización, es decir, el proceso por el cual la biotita o la hornblenda se transforman en clorita ocurre a temperaturas de bajas a moderadas. El crecimiento de la clorita es coherente con la biotita y generalmente se alternan las capas de biotita y clorita. La posible reacción en la formación de clorita a partir de la biotita en los granitos es la que propusieron Eggleton y Banfield (1985) para una temperatura de 340° C:



en la que parte del magnesio se queda en la clorita. El K^- liberado de la cloritización es el que altera (sericitiza) a la plagioclasa, mientras que el calcio que se libera de la plagioclasa alterada se utiliza para producir la epidota (Shelley, 1993).

La sericitización de la plagioclasa se da cuando ésta se altera para formar micas blancas de grano fino. Este proceso solo es posible cuando existe la presencia abundante de fluidos ricos en agua y en K^+ . Este último se libera durante el proceso de cloritización de la biotita como se acaba de ver. El K^+ reacciona con la plagioclasa, en principio con la que es rica en componentes de An. En las plagioclasas zonadas, solo las partes ricas en An son las que se alteran (Fig. 2.19 c). La difusión es el factor que controla el índice de sericitización. La reacción depende del abasto de K^+ y fluido, aunque el producto solo crece en la zona de reacción, presumiblemente debido a la inmovilidad del SiO_2 y el Al (Shelley, 1993).

El proceso de saussuritización que se da dentro de las plagioclasas, ocurre, en combinación con los procesos anteriores, cuando la adición de agua cambia el componente de An por la epidota (Fig. 2.19 c), (aunque puede también ser clinozoisita o zoisita) quedando la plagioclasa como albita. La saussuritización se da en las mismas condiciones físicas que el metamorfismo en facies de esquistos verde o sus equivalentes de baja presión (Shelley, 1993).

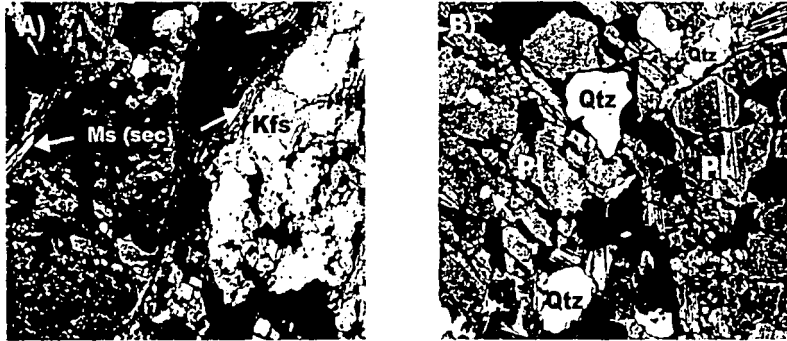


Fig. 2.18 Fotomicrografías de las muestras A) E-14 en la que se observan los cristales de ortoclasa muy fracturados y con crecimiento en los bordes de mica blanca señalada con la flechas y; B) E-21 en la que las plagioclasas se encuentran muy fragmentadas, y con alteración a minerales arcillosos (flecha) (base de las fotos = 2.5 mm) (ver abreviaturas en anexo A)



Fig. 2.19 Fotomicrografías de algunas de las muestras del Granito Etlá en las que se observa la alteración que presenta este cuerpo. A) muestra E-24. En esta muestra se observa cristal de hornblenda cloritizado en un 90% aproximadamente, así como un cristal de muscovita secundaria. Por otra parte el fenocristal de plagioclasa presenta un aspecto 'sucio' producto de la alteración de este mineral a minerales arcillosos; B) muestra E-4 en la que se observa un fenocristal de plagioclasa completamente alterado (sericitizado) y dos cristales de biotita parcialmente alterados a clorita, el cuarzo mantiene un aspecto 'limpio'; C) muestra E-7s; en esta muestra la plagioclasa zonada presenta alteración en el centro y en forma alternada en las capas de zonamiento. Se observa también el desarrollo de epidota en el centro de los cristales de la plagioclasa (señalado por las flechas blancas) (Base de las fotos A y C = 2.5 mm; B = 1.1mm) (ver abreviaturas en anexo A)

CAPÍTULO III

Geoquímica

3.1 Introducción

Los datos geoquímicos convencionalmente se subdividen en cuatro principales categorías: *Los elementos mayores, los elementos traza, los isótopos radiogénicos y los isótopos estables*. Tradicionalmente se enlistan en forma de óxido los diez elementos considerados como elementos mayores en los resultados de los análisis químicos – Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P. En general son aquellos que se encuentran en proporciones mayores al 1 % en peso de una muestra, esto excluye en la mayoría de los casos al Ti, Mn y P que se encuentran entre el 0.1 y 1.0% en peso y que son considerados por algunos autores como *elementos menores* (esto es distinto de elementos traza) (Clarke, 1992; Jenner, 1996). Son los principales minerales formadores de roca los que controlan la concentración de estos elementos: el cuarzo la del SiO₂ (principalmente, aunque la mayoría de los minerales formadores de roca contienen tal molécula); las plagioclasas la del CaO, Na₂O y Al₂O₃; el feldespato potásico la de K₂O y Al₂O₃; y los silicatos ferromagnesianos y óxidos la del FeO y MgO. El TiO₂, valuado como un elemento inmóvil que tiene un importante significado tectónico y petrogenético, ocurre en algunos silicatos ferromagnesianos (hornblenda, biotita) y no ferromagnesianos como la titanita o en óxidos como la titanomagnetita, ilmenita, rutilo, etc. El MnO es hasta ahora de nula importancia petrogenética y se encuentra en algunos ferromagnesianos y óxidos; y finalmente el P₂O₅ que tiene un lugar muy pequeño dentro de los minerales formadores de roca (excepto quizá, como un constituyente menor en los feldespatos), pero que forma sus propios minerales importantes como el apatito, monazita y xenotima que además pueden concentrar elementos traza como las tierras raras.

Los elementos *traza*, se encuentran en la roca en cantidades menores al 0.1% ó 1000 partes por millón (ppm) y se reportan en los análisis químicos únicamente con el respectivo símbolo del elemento;

Clasificación de los elementos traza. Hay al menos dos formas de clasificar a los elementos traza. La primera está basada la compatibilidad, que expresa la ‘preferencia’ de estos elementos por la(s) fase(s) sólida(s) o por el magma (líquido) cuando comienza la cristalización. Entonces los elementos traza pueden ser:

- Compatibles ($K_D > 1$); ó
- Incompatibles ($K_D < 1$) (también llamados higromagmatófilos);

donde K_D es el coeficiente de distribución definido como la relación que existe entre la concentración de un elemento en un mineral y la concentración de este mismo elemento en la parte fundida o líquida y de la cual cristalizó dicho mineral.

Otra forma de clasificar a los elementos traza es en base a la relación de radio iónico y carga iónica (ri/ci) (Saunders et al. 1980) también llamado potencial iónico (Rollinson, 1993). El potencial iónico divide a los elementos traza en:

- elementos de bajo campo de fuerza (LFSE) con $ri/ci > 0.2$ (Cs, Rb, K, Ba, Sr, Th, U, Pb) y
- elementos de alto campo de fuerza (HFSE) con $ri/ci < 0.2$ (Zr, Hf, Nb, Ta, Ti, P).

Los elementos de bajo campo de fuerza son también llamados elementos litófilos de gran ión (LILE's, de las siglas en inglés Large ionic lithophile elements). Los elementos con radio iónico pequeño y una carga relativamente baja tienden a ser compatibles (Rollinson, 1993).

Ésta clasificación, tomada de Saunders (1980), excluye a los elementos de tierras raras los cuales se clasifican como:

- elementos de tierras raras ligeras (LREE): La, Ce, Pr, Nd;
- elementos de tierras raras medianas (MREE): Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho; y
- elementos de tierras raras pesadas (HREE): Er, Tm, Yb, Lu.

Otros elementos traza no incluidos en las clasificaciones anteriores, pero que pueden ser o no compatibles son:

- los elementos de transición (TE): Cr, Ni, Sc, V, Co, Cu, Zn;
- los elementos del grupo del Platino (PGE): Os, Ir, Ru (Grupo-Ir), Rh, Pt, Pd (Grupo Pd); y
- Los metales refractarios: Mo, W, Re.

Los *isótopos radiogénicos* en los que se incluye a los que decaen espontáneamente debido a su radioactividad natural y a aquellos que son el producto final de un esquema de decaimiento, es decir un par de elementos que incluyen al padre-hijo (ej. Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Th-Pb, K-Ar). Se expresan generalmente como relaciones isotópicas (ej. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) o se refieren a un estándar (notación ϵ).

Los *Isótopos estables* son isótopos de ocurrencia natural de algunos elementos ligeros como el H, O, C y S, y que pueden fraccionarse en base a la diferencia de masa entre los distintos isótopos de cada elemento. Son útiles en el estudio de especies fluidas y volátiles en geología y se expresan como relaciones relativas a un estándar (notación δ).

El primer paso para el uso de los datos geoquímicos es la comprensión de los principios que gobiernan el comportamiento geoquímico de los elementos en los magmas silicatados y sus fluidos. Actualmente la geoquímica es una de las herramientas más poderosas disponibles para desentrañar el origen y evolución de los granitoides. La geoquímica de las rocas graníticas puede ser usada en general para (Clarke, 1992):

1. Clasificación de las muestras;
2. Establecer vínculos genéticos entre granitoides espacialmente asociados;
3. Revelar los procesos de diferenciación;
4. Entender la naturaleza de la región fuente de los granitoides;
5. Conocer acerca del ambiente tectónico en el que se formaron las rocas;
6. Establecer correlaciones, tan confiables y exitosas como lo hacen los paleontólogos con los fósiles;
7. Cuantificar los grados y tipos de alteraciones;
8. Explorar nuevos depósitos minerales.

Algunos de estos puntos serán tratados con detalle en el presente capítulo, considerando que los datos obtenidos de los análisis químicos son insuficientes en algunos casos para hacer una interpretación más precisa o para confirmar los resultados obtenidos con los elementos mayores y traza disponibles (ej. elementos de tierras raras, estables, ϵNd , etc.).

Además de que este granito está intemperizado en un grado bajo a moderado, como se indica en el capítulo anterior (petrografía), lo cual se considera, para tratar de no llegar a una mala interpretación de los resultados. La petrografía y las relaciones de campo observadas son los elementos indispensables de los que también se hace uso en el presente capítulo para sustentar o eliminar cualquier hipótesis basada únicamente en los resultados geoquímicos y que pudieran ser erróneas.

La clasificación de las muestras del Granito Etna presentadas en este capítulo, está basada en la norma CIPW, propuesta a principios de siglo por Cross, Iddings, Pirson y Washington (ver detalle de los cálculos de ésta norma en Rollinson, 1993). Es importante notar que los resultados de los cálculos con la norma pueden ser substancialmente distintos de la mineralogía observada, además de que se asume para el cálculo que el magma es anhídrico, por lo que minerales como la biotita y hornblenda, que son los más comunes en el Granito Etna, no están permitidos.

Los cálculos se realizaron con el software PowerNorm de Minpet ver. 2.02 que implementa los procedimientos de la norma CIPW.

Un resumen de los resultados obtenidos de todos los minerales normativos se muestran en la Tabla 3.3 en la cual se agrega además los valores mínimos y máximos obtenidos para el corindón, hiperstena (enstatita) y apatito.

Evolución química de un magma.

La figura 3.1 resume los procesos en los que se ve envuelto un magma y que modifican la composición química antes de la solidificación de la roca. La composición química de una roca de origen magmático, como lo es el Granito Etna, está influenciada principalmente por la composición química y mineralógica de la región fuente. La fase líquida, cuando comienza la fusión (MI = Magma inicial), contiene al menos vestigios de la química de la fuente, más de las 'firmas' isotópicas que de los elementos mayores o traza (Clarke, 1992; Rollinson, 1993). La compleja relación entre la química de la fase líquida y la química de la fuente está determinada por diversos factores; entre los más importantes están:

Además de que este granito está intemperizado en un grado bajo a moderado, como se indica en el capítulo anterior (petrografía), lo cual se considera, para tratar de no llegar a una mala interpretación de los resultados. La petrografía y las relaciones de campo observadas son los elementos indispensables de los que también se hace uso en el presente capítulo para sustentar o eliminar cualquier hipótesis basada únicamente en los resultados geoquímicos y que pudieran ser erróneas.

La clasificación de las muestras del Granito Etna presentadas en este capítulo, está basada en la norma CIPW, propuesta a principios de siglo por Cross, Iddings, Pirson y Washington (ver detalle de los cálculos de ésta norma en Rollinson, 1993). Es importante notar que los resultados de los cálculos con la norma pueden ser substancialmente distintos de la mineralogía observada, además de que se asume para el cálculo que el magma es anhídrico, por lo que minerales como la biotita y hornblenda, que son los más comunes en el Granito Etna, no están permitidos.

Los cálculos se realizaron con el software PowerNorm de Minpet ver. 2.02 que implementa los procedimientos de la norma CIPW.

Un resumen de los resultados obtenidos de todos los minerales normativos se muestran en la Tabla 3.3 en la cual se agrega además los valores mínimos y máximos obtenidos para el corindón, hiperstena (enstatita) y apatito.

Evolución química de un magma.

La figura 3.1 resume los procesos en los que se ve envuelto un magma y que modifican la composición química antes de la solidificación de la roca. La composición química de una roca de origen magmático, como lo es el Granito Etna, está influenciada principalmente por la composición química y mineralógica de la región fuente. La fase líquida, cuando comienza la fusión (MI = Magma inicial), contiene al menos vestigios de la química de la fuente, más de las 'firmas' isotópicas que de los elementos mayores o traza (Clarke, 1992; Rollinson, 1993). La compleja relación entre la química de la fase líquida y la química de la fuente está determinada por diversos factores; entre los más importantes están:

- La composición química y las asociaciones mineralógicas de la región fuente;
- La presión (profundidad) a la que ocurrió la fusión parcial;
- La presencia o ausencia de una fase fluida así como la composición de dicha fase (H_2O , CO_2 , HF, HCl, etc.).

Una vez que el proceso de fusión se incrementa (El trayecto del magma inicial al magma primario; MI \rightarrow MP, Fig. 3.1.a), la composición total del material fundido estará influenciada, además de los factores mencionados con anterioridad, por:

- El *grado de fusión parcial*, que afecta tanto a los elementos mayores como a los elementos traza [hay empobrecimiento de los elementos mayores con bajo punto de fusión (Na, K) y traza incompatibles con la fuente (LILE), mientras que hay enriquecimiento en los elementos mayores refractarios (Ca, Mg) y elementos traza compatibles con la fuente (elementos de tierras raras, Sr)].
- El *tipo de fusión parcial* (equilibrio / desequilibrio). En el caso de las rocas félsicas, debido a su viscosidad y alto umbral de permeabilidad, el magma no puede separarse fácilmente de la región fuente y está continuamente reaccionando y re-equilibrándose con el residuo sólido en el sitio donde comenzó la fusión, hasta que se den las condiciones mecánicas que le permitan al magma escapar como una sola 'masa' de magma.
- La *variación mineral* – los coeficientes de distribución del magma como función de temperatura, presión, composición y estructura del fundido, fugacidad del oxígeno, etc.

Cuando el magma por fin se desprende de la zona de fusión y entra en una zona de menor temperatura (MP \rightarrow MD), la influencia de la composición de la fuente así como los procesos de fusión pierden importancia además de que comienza a disminuir la cantidad de material fundido. El magma se encuentra en este momento en un proceso de importantes cambios en su composición química. Los procesos subdivididos según el estado físico del sistema son diferentes (cf. Clarke, 1992) y se enlistan a continuación:

Para magmas silicatados únicamente (excluyendo cualquier parte sólida como inmiscibilidad de restitas o cristalización. Caso hipotético, sistema cerrado):

1. *difusión gravitacional*, en la cual los elementos con gran volumen (volátiles, alcalinos y polímeros de Al-Si) tienden a emerger, mientras que algunos elementos de gran número atómico tienden a sumergirse;
2. *difusión térmica*, en la que los componentes químicos se distribuyen según un gradiente térmico y que puede llevar a un fraccionamiento isotópico;
3. *inmiscibilidad líquida*, en la cual se separan dos líquidos a partir de un líquido homogéneo. Se piensa que este tipo de inmiscibilidad no ocurre en magmas de composición granítica.

En magmas en los que además del magma silicatado, se tienen fracciones sólidas que están emparentadas con el mismo magma (residuos del proceso de fusión parcial o cristalización, sistema cerrado, cf. Clarke, 1992) los principales procesos son:

1. *depósito de sólidos por gravedad*, incluyendo restitas que no se mezclaron con el magma y los nuevos cristales que se forman (las restitas se separan por procesos mecánicos durante las primeras etapas del ascenso del magma, mientras que los cristales tienen un proceso complicado de depósito debido a la viscosidad de los magmas graníticos y la oposición de las corrientes turbulentas de convección);
2. *fraccionamiento convectivo químicamente conducido*, en el cual el magma se separa de la zona de cristalización (los márgenes de las cámaras magmáticas: techo, piso y paredes) por diferencias en densidad y en composición así como por flujos convectivos (este proceso es uno de los más importantes para explicar los grandes plutones graníticos diferenciados y zoneados);
3. *presión de filtro mecánicamente conducida*, en la que el magma es expulsado mecánicamente de un conjunto de cristales (probablemente con poca aplicación a magmas graníticos)
4. *diferenciación de flujo*, en la cual el magma y la fracción sólida que están en movimiento (Ej. por convección) comienzan a separarse, migrando selectivamente la fracción sólida en dirección del mínimo esfuerzo de cizalla.

Cuando el magma se encuentra con fragmentos sólidos no relacionados genéticamente con el magma u otro magma de distinto origen, la probabilidad de que exista equilibrio entre uno y otro es casi nula. Por tanto es muy probable que exista un gran desarrollo en la diversidad química, por la mezcla de magmas como por la reacción del magma con la roca encajonante. Los procesos que pueden ocurrir son (cf. Clarke, 1992):

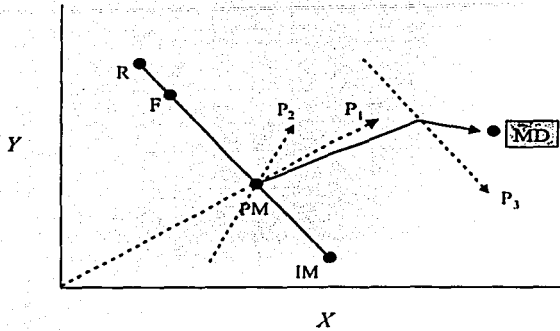
1. *Mezcla simple de magmas*, con la que se genera un magma híbrido, que puede tener cualquier grado de homogenización;
2. *Proceso RTF*, un proceso cíclico y dinámico en el cual la cámara magmática es periódicamente abastecida, parte de la misma es extraída o expulsada y continuamente fraccionada (RTF de las siglas en inglés Replenishment, Tapped and Fractionated).
3. *Zona de refinamiento*, que consiste en la lenta migración o ascenso del magma en un intento de alcanzar el equilibrio físico. Mientras este ascenso ocurre, se dan importantes cambios en la composición química del magma (enriquecimiento en elementos traza).
4. *Asimilación y contaminación (Proceso AFC)*, proceso en el que el magma incorpora material de la roca encajonante y que se da según Bowen (1928) por el calor latente de la cristalización durante la cristalización fraccionada.

Finalmente, cuando el magma se encuentra ya en estado sólido por enfriamiento, la composición química del mismo, ahora convertido en roca, no deja de cambiar aunque generalmente los cambios son menos significativos. En ésta ocasión es debido a los distintos fluidos que interactúan con la roca. Entre los procesos que propician estos cambios están:

1. *Alteración deutérica*, producida por fluidos generados del mismo magma granítico y que desprende de la roca ciertos componentes para depositarlos posteriormente en otros sitios (vetas) provocando una profunda alteración hidrotermal, muy común en granitos.
2. *Alteración por aguas externas derivadas de metamorfismo o meteóricas*, que ocurre cuando los sistemas hidrotermales de convección se extienden más allá del contacto con el plutón y finalmente;
3. *Intemperismo*, o alteración en un ambiente de baja temperatura y que puede variar desde climas muy fríos y secos hasta muy cálidos y húmedos.

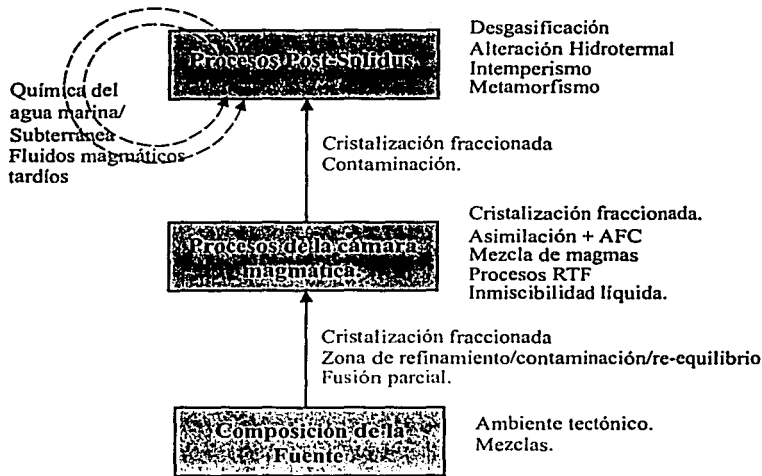
A)

Evolución de un magma.



Clarke (1992)

B)



Rollinson (1993)

Fig. 3.1 Evolución en la composición química de una roca ígnea intrusiva. A) Diagrama generalizado de la variación química que ilustra las relaciones entre la composición de la región fuente [F]; el magma inicial [IM]; el magma primario [PM] antes de dejar la región de fusión parcial; el residuo refractorio [R] y; los efectos de los distintos procesos [P1, P2, P3] en la evolución de un magma diferenciado final [MD] (tomado de Clarke, 1992). B) Diagrama de flujo que muestra los principales procesos que controlan la composición química de una roca (AFC = Asimilación y cristalización fraccionada; RTF = modelo dinámico de fusión en el cual una cámara magmática es periódicamente realimentada, extaída parcialmente y continuamente fraccionada) (tomada de Rollinson, 1993).

3.2 Métodos de estudio

Fueron colectadas 25 muestras de distintos afloramientos del Granito Etlá para ser analizadas por fluorescencia de rayos-X y determinar los elementos mayores y algunos traza (Cr, Ni, Cu, Pb, V, Zn, Co, Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Th, Ga, La, Nd, U), además de tierras raras en tres de las muestras (E-2, E-11 y E-15) en el Centro Regional de Geoquímica de la Universidad de Saint Mary, en Halifax, Canadá a cargo del Dr. Jarda Dostal. Las muestras se enviaron fragmentadas, descostradas y limpias. Los resultados de estos análisis se muestran en la Tabla 3.1

El método de fluorescencia de rayos-X, es actualmente uno de los métodos analíticos más usados para la determinación de elementos mayores y traza de muestras de roca. La precisión y exactitud de la técnica es en general mejor del $\pm 5\%$ para elementos mayores y entre el 2 y 10% para elementos traza como se discute en Dostal et al. (1994). Su principal limitación es que los elementos con un número atómico (Z) menor al sodio ($Z_{Na} = 11$) no pueden ser detectados.

El método se basa en la excitación de una muestra por rayos X. Un haz de rayos X llamado 'primario' excita a otro haz, también de rayos X, llamado 'secundario' (esta 'excitación' se conoce como fluorescencia de rayos X) el cual tiene las longitudes de onda características de los elementos presentes en la muestra. Se utiliza la intensidad de los rayos secundarios para determinar la concentración de los elementos presentes en la muestra, refiriéndolos a estándares de calibración.

Para analizar la muestra por fluorescencia de rayos X, se requiere prepararla de dos formas distintas: 1) un disco de polvo compactado para análisis de elementos traza y 2) una burbuja de vidrio hecha de la muestra pulverizada y fundida con meta borato de litio o tetraborato para el análisis de los elementos mayores.

Los datos obtenidos a partir de los análisis químicos (Tabla 3.1) de las muestras del Granito Etlá fueron archivados en un paquete especial de geoquímica llamado Minpet, versión 2.02. Con este software se realizaron la mayoría de las gráficas de dos y tres variables, las gráficas de los discriminantes tectónicos, los diagramas de elementos traza normalizados así como el cálculo de los minerales normativos que se presentan en este capítulo.

3.3 Resultados

3.3.1 Elementos mayores

Los resultados de los análisis químicos de las muestras del Granito Etna se muestran en la Tabla 3.1. Entre los datos más importantes podemos mencionar al SiO_2 que varía entre el 65.58 y 77.61% con un valor promedio del 73.88% (Tabla 3.2), el CaO con un valor máximo de 3.18, el Na_2O que varía entre 3.88 y 5.85% y el K_2O con un máximo del 5.54% y un mínimo de 1.45%. Se anota además en éstas Tablas 3.1 y 3.2 varias relaciones entre algunos de los elementos mayores.

En geoquímica los elementos mayores se usan básicamente para tres objetivos (Rollinson, 1993):

- i) para la clasificación de la roca;
- ii) para la construcción de diagramas de variación;
- iii) como medida de comparación con la composición de rocas experimentalmente determinadas y cuyas condiciones de formación se conocen.

Se trata de cubrir en ésta sección los dos primeros objetivos a partir de los resultados arrojados por los análisis químicos.

Existen además gráficos en los que se combina a los elementos mayores con los elementos traza para poder entender algunos procesos geológicos o para conocer el posible ambiente tectónico en el que se formaron las rocas (Ej. Fig. 3.2 y 3.6,).

Clasificación

El criterio empleado en la evaluación de un esquema de clasificación está en que debe ser fácil de usar y de extensa aplicación, su base lógica debe ser fácil de entender y tanto como sea posible su precisión debe reflejar la nomenclatura existente basada en los criterios mineralógicos.

Tabla 3.1 Análisis químicos de las muestras del granito Etla.

(1 de 4)

GRANITO ETLA.														
	E-1	E-2	E-3	E-4	E-4P	A-5***	E-6	E-7	E-8	E-9	E-10	E-11	E-12A	E-12B
SiO ₂ (%peso)	75.04	72.03	74.61	71.95	76.94	68.06	75.28	71.94	77.45	75.42	76.34	70.49	72.77	76.95
TiO ₂	0.051	0.166	0.035	0.143	0.037	0.647	0.048	0.214	0.044	0.067	0.095	0.183	0.159	0.036
Al ₂ O ₃	13.49	16.09	14.37	16.3	14.26	15.83	15.05	15.81	13.59	14.81	14.13	15.75	15.67	13.92
Fe ₂ O ₃	0.46	1.31	0.32	0.95	0.33	2.62	0.43	1.42	0.54	0.59	0.35	1.28	1.29	0.44
FeO	0.1	0.16	0.1	0.11	0.1	0.32	0.06	0.18	0.07	0.07	0.05	0.16	0.16	0.05
FeOT	0.51	1.34	0.39	0.96	0.4	2.68	0.45	1.46	0.56	0.6	0.36	1.31	1.32	0.45
Fe ₂ O ₃ T	0.57	1.49	0.43	1.07	0.44	2.98	0.5	1.62	0.62	0.67	0.41	1.46	1.47	0.5
MnO	0.001	0.034	0.001	0.019	0.002	0.048	0.001	0.035	0.004	0.003	0.002	0.042	0.035	0.004
MgO	<0.01	0.37	0.01	0.31	0.01	2.13	0.02	0.52	0.02	0.02	0.03	0.21	0.28	<0.01
CaO	0.82	2.39	1.16	1.52	0.85	0.83	1.23	2.34	0.86	1.36	0.68	1.55	2.51	0.36
Na ₂ O	3.88	5.13	4.24	4.73	4.18	5.85	4.79	4.73	4.29	4.96	4.56	4.59	4.93	4.04
K ₂ O	4.71	2.97	4.02	4.06	4.63	1.45	3.71	3.47	4.15	3.21	3.8	3.74	1.49	5.54
P ₂ O ₅	0.015	0.066	0.015	0.024	0.013	0.24	0.013	0.077	0.013	0.012	0.016	0.057	0.068	0.013
LOI*	0.09	0.17	0.19	0.93	0.09	2.1	0.3	0.28	0.1	0.4	0.3	0.56	1.1	0.19
Total	98.66	100.91	99.09	101.06	101.46	100.17	100.94	101.04	101.14	100.93	100.36	98.64	100.48	101.55
ACNK**	1.040	1.006	1.070	1.091	1.062	1.246	1.065	1.001	1.036	1.050	1.100	1.092	1.097	1.047
Cr(ppm)	<4	<4	<4	<4	<4	27	<4	4	<4	5	<4	<4	14	<4
Ni	<5	<5	<5	<5	<5	19	3	<5	<5	<5	<5	<5	52	<5
Co	<5	<5	<5	<5	<5	10	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	28	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Pb	12	10	16	13	14	13	11	8	13	13	16	18	14	20
V	11	29	11	25	13	78	15	36	12	17	<4	23	25	11
Zn	20	60	16	45	16	74	19	58	22	23	16	98	79	18
Rb	116	81	144	94	128	63	106	84	121	98	113	167	90	251
Ba	305	759	449	1220	354	454	525	1244	<5	333	479	602	684	120
Sr	178	708	410	674	355	439	421	774	72	328	267	414	587	32
Ga	28	24	20	21	24	23	22	24	26	24	19	28	23	28
Nb	8	3	3	3	4	5	3	5	6	3	6	13	9	5
Zr	60	119	51	123	48	183	63	134	26	65	27	107	147	140
Y	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3	<3	15
Th	8	6	6	7	7	9	6	6	6	7	8	8	8	9
Nd	6	<5	6	<5	<5	31	<5	<5	6	<5	<5	5	14	11
U	2	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	3	1	1	1	<1	8

*LOI = Pérdida por calcinación.

**ACNK = A/(C+N+K); A = molar (Al₂O₃); C = molar (CaO); N = molar (Na₂O); K = molar (K₂O).

*** Esta muestra (A5) no se considera como parte del Granito Etla (ver explicación en el texto)

Tabla 3.1 cont.

(2 de 4)

GRANITO ETLA														
	E-1	E-2	E-3	E-4	E-4P	A-5***	E-6	E-7	E-8	E-9	E-10	E-11	E-12A	E-12B
La	10	8.36	<5	<5	9	22	<5	11	<5	<5	<5	2.22	9	13
Ce	.	16.03	5.42	.	.
Pr	.	1.95	0.64	.	.
Nd	.	7.49	2.91	.	.
Sm	.	1.37	0.80	.	.
Eu	.	0.45	0.23	.	.
Gd	.	1.00	0.95	.	.
Tb	.	0.13	0.15	.	.
Dy	.	0.69	0.88	.	.
Ho	.	0.15	0.20	.	.
Er	.	0.41	0.59	.	.
Tm	.	0.06	0.10	.	.
Yb	.	0.40	0.73	.	.
Lu	.	0.08	0.13	.	.

K ₂ O/Na ₂ O	1.21	0.58	0.95	0.86	1.11	0.25	0.77	0.73	0.97	0.65	0.83	0.81	0.30	1.37
r = -0.84														
CaO/Na ₂ O	0.21	0.47	0.27	0.32	0.20	0.14	0.26	0.49	0.20	0.27	0.15	0.34	0.51	0.09
r = 0.53														
FeO/MgO	-	3.62	39.00	3.10	40.00	1.26	22.50	2.81	28.00	30.00	12.00	6.24	4.71	-
r = 0.91														
MgO/MnO	-	10.88	10.00	16.32	5.00	44.38	20.00	14.86	5.00	6.67	15.00	5.00	8.00	-
r = 0.69														
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	264.51	96.93	410.57	113.99	385.41	24.47	313.54	73.88	308.86	221.04	148.74	86.07	98.55	386.67
r = 0.46														
FeO/(FeO+MgO)	-	0.784	0.975	0.758	0.976	0.557	0.957	0.737	0.966	0.968	0.923	0.862	0.825	-

r = Coeficiente de correlación = covarianza (x, y) / (varianza(x) * varianza(y))^{1/2}.

*** Esta muestra (A5) no se considera como parte del Granito Etlá (ver explicación en el texto)

Tabla 3.1 cont.

(3 de 4)

GRANITO ETLA	E-15	E-16	E-17	E-18	E-19	E-20	E-21	E-22	E-23	E-24	E-28
SiO ₂ (%peso)	72.24	71.3	77.08	74.8	75.15	76.13	74.42	77.61	74.81	74.39	72.06
TiO ₂	0.127	0.127	0.043	0.05	0.114	0.092	0.077	0.037	0.1	0.05	0.191
Al ₂ O ₃	16.94	17.42	14.05	13.68	15.1	14.71	15.28	13.9	15.44	15.16	15.87
Fe ₂ O ₃	0.9	0.73	0.51	0.47	0.43	0.47	0.51	0.47	0.65	0.6	1.44
FeO	0.11	0.09	0.06	0.059	0.05	0.058	0.06	0.058	0.08	0.075	0.18
FeOT	0.92	0.75	0.52	0.48	0.44	0.48	0.52	0.48	0.66	0.61	1.48
Fe ₂ O ₃ T	1.02	0.83	0.58	0.54	0.49	0.53	0.58	0.53	0.74	0.68	1.64
MnO	0.028	0.013	0.004	0.007	0.005	0.008	0.011	0.011	0.009	0.004	0.037
MgO	0.16	0.15	<0.01	0.01	0.09	0.09	0.06	<0.01	0.14	0.09	0.5
CaO	2.31	2.23	1.05	0.79	1.34	1.68	1.37	0.92	1.57	1.03	2.38
Na ₂ O	5.15	5.21	3.9	4.02	4.71	5	4.65	4.52	4.79	4.92	4.94
K ₂ O	2.93	2.79	4.64	4.49	3.24	2.02	3.8	4.02	3	4.28	3.21
P ₂ O ₅	0.048	0.033	0.015	0.014	0.014	0.016	0.013	0.013	0.033	0.021	0.068
LOI*	0.59	0.89	0.1	0.2	0.58	0.57	0.49	0	0.8	0.39	0.36
Total	101.54	100.99	101.46	98.60	100.83	100.85	100.75	101.56	101.43	101.02	101.26
ACNK**	1.069	1.113	1.053	1.060	1.103	1.092	1.072	1.033	1.104	1.038	0.996
Cr(ppm)	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Ni	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Co	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Pb	14	12	11	17	11	13	15	13	14	11	11
V	24	22	13	12	19	16	18	12	18	13	32
Zn	70	51	26	30	31	39	39	26	38	19	65
Rb	115	105	145	149	101	80	105	111	92	100	80
Ba	1497	1353	561	623	738	226	647	100	395	300	830
Sr	729	813	284	277	564	463	446	99	498	388	710
Ga	27	24	18	25	22	25	24	29	23	28	24
Nb	10	7	3	5	4	6	3	4	7	5	4
Zr	127	136	81	59	101	101	90	59	107	65	139
Y	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Th	8	8	8	6	6	6	5	8	7	7	6
Nd	<5	<5	<5	8	9	7	9	6	6	7	6
U	<1	<1	1	2	<1	<1	<1	4	<1	1	<1

*LOI = Pérdida por calcinación.

**ACNK = A/(C+N+K); A = molar (Al₂O₃); C = molar (CaO); N = molar (Na₂O); K = molar (K₂O).

Tabla 3.1 cont.

(4 de 4)

GRANITO ETLA											
	E-15	E-16	E-17	E-18	E-19	E-20	E-21	E-22	E-23	E-24	E-28
La	1.99	12	<5	5	<5	12	<5	<5	5	6	10
Ce	3.50
Pr	0.45
Nd	1.88
Sm	0.39
Eu	0.26
Gd	0.40
Tb	0.06
Dy	0.31
Ho	0.06
Er	0.20
Tm	0.03
Yb	0.23
Lu	0.04

K ₂ O/Na ₂ O	0.57	0.54	1.19	1.12	0.69	0.40	0.82	0.89	0.63	0.87	0.65
r =	-0.84										
CaO/Na ₂ O	0.45	0.43	0.27	0.20	0.28	0.34	0.29	0.20	0.33	0.21	0.48
r =	0.53										
FeO/MgO	5.75	5.00		48.00	4.89	5.33	8.67		4.71	6.78	2.96
r =	0.91										
MgO/MnO	5.71	11.54		1.43	18.00	11.25	5.45		15.56	22.50	13.51
r =	0.69										
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	133.39	137.17	326.74	273.60	132.46	159.89	198.44	375.68	154.40	303.20	83.09
r =	0.46										
FeO/(FeO+MgO)	0.852	0.833		0.980	0.830	0.842	0.897		0.825	0.871	0.747

$$r = \text{Coeficiente de correlación} = \text{covarianza}(x, y) / [\text{varianza}(x) \cdot \text{varianza}(y)]^{1/2}$$

Tabla 3.2 Estadísticas de los resultados en los análisis químicos de las muestras del Granito Eita

	Mínimo	Máximo	Media	Desv. Est.	Varianza	# casos
elementos mayores						
SiO ₂ (%peso)	68.06	77.61	74.21	2.452	6.013	25
TiO ₂	0.035	0.647	0.117	0.233	0.0152	25
Al ₂ O ₃	13.49	17.42	15.06	1.059	1.1220	25
Fe ₂ O ₃	0.32	2.62	0.780	0.529	0.2794	25
FeO	0.05	0.320	0.103	0.062	0.0039	25
FeOT	0.36	2.68	0.805	0.536	0.2873	25
Fe ₂ O ₃ T	0.41	2.96	0.896	0.595	0.3546	25
MnO	0.001	0.048	0.015	0.015	0.0002	25
MgO	0.01	2.13	0.249	0.459	0.2107	25
CaO	0.36	2.51	1.405	0.630	0.3969	25
Na ₂ O	3.88	5.85	4.67	0.468	0.2169	25
K ₂ O	1.45	5.54	3.57	0.984	0.9683	25
P ₂ O ₅	0.012	0.240	0.038	0.048	0.0023	25
LOI*	0	2.1	0.471	0.448	0.2007	25
Total	98.6	101.6	100.7	0.932	0.8678	25
ACNK**	0.9963	1.246	1.069	0.049	0.0024	25
elementos traza						
Cr(ppm)	4	27	12.5	10.661	113.67	25
Ni	3	52	24.67	24.967	624.33	25
Co	<5	10	10.0	-	-	25
Cu	<5	20	26.0	-	-	25
Pb	8	20	13.32	2.657	7.06	25
V	11	78	20.96	14.073	198.04	25
Zn	16	98	40.0	23.301	542.9	25
Rb	63	251	113.6	37.710	1422.01	25
Ba	100	1497	616.6	379.256	143835.3	25
Sr	32	613	437.1	220.558	49645.9	25
Ga	18	29	24.12	2.891	8.36	25
Nb	3	13	6.36	2.531	6.41	25
Zr	26	183	94.32	41.198	1697.3	25
Y	3	15	9.0	8.485	72	25
Th	5	9	7.04	1.096	1.2067	25
Nd	5	31	9.54	6.924	47.94	25
U	1	8	2.27	2.149	4.62	25
La	1.99	22.00	9.10	4.987	24.7	25
Ce	3.50	18.03	8.32	6.749	45.54	3
Pr	0.46	1.95	1.017	0.813	0.6614	3
Nd	1.86	7.49	4.093	2.996	8.92	3
Sm	0.39	1.37	0.853	0.492	0.2422	3
Eu	0.23	0.45	0.313	0.119	0.0142	3
Gd	0.40	1.00	0.783	0.333	0.1108	3
Tb	0.06	0.15	0.113	0.047	0.0022	3
Dy	0.31	0.86	0.627	0.290	0.0842	3
Ho	0.06	0.20	0.137	0.071	0.0050	3
Er	0.20	0.59	0.40	0.195	0.0381	3
Tm	0.03	0.10	0.063	0.035	0.0012	3
Yb	0.23	0.73	0.453	0.254	0.0646	3
Lu	0.04	0.13	0.083	0.045	0.002	3
K ₂ O/Na ₂ O	0.2479	1.3713	0.773	0.272	0.0738	25
CaO/Na ₂ O	0.0891	0.5091	0.300	0.120	0.0143	25
FeO/MgO	1.256	48.0	13.59	14.56	211.91	25
MgO/MnO	1.429	44.3750	12.669	9.196	84.56	25
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	24.47	410.6	206.1	118.3	13990.8	25
FeO/(FeO+MgO)	0.5572	0.9796	0.855	0.105	0.0109	25

*LOI = Pérdida por calcinación.

**ACNK = A/(C+N+K); A = molar (Al₂O₃); C = molar (CaO); N = molar (Na₂O); K = molar (K₂O).

Según el diagrama de álcalis total (TAS) (Fig. 3.2 a) el Granito Etna es un granito subalcalino. El diagrama TAS fue construido en principio por Cox et al. (1979) para rocas volcánicas y posteriormente adaptado por Wilson (1989) para rocas plutónicas. Utiliza la suma de los elementos alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus SiO_2 para clasificar a las rocas. El carácter subalcalino de este plutón lo confirma el diagrama de Winchester y Floyd (1977) de la figura 3.2 (b). El total de las muestras en este diagrama se encuentra en el campo que corresponde a las rocas subalcalinas. Las muestras tienen una composición química equivalente a la de las riolitas y riodacitas-dacitas según este diagrama.

En el diagrama An-Ab-Or de O'Connor (1965), que modificó Barker (1979) (Fig. 3.3) la mayoría de las muestras de este cuerpo caen en el campo del granito con solo algunas que resultaron ser trondjemitas (tonalitas leucocráticas o plagiogranitos). Este diagrama se construyó a partir de los datos obtenidos de la composición normativa CIPW (Tabla 3.3) de los minerales anortita, albita y ortoclasa (An-Ab-Or) que se muestran en la Tabla 3. 4. Como se puede observar en esta Tabla, la sumatoria de los valores normativos representa más del 60 % del total, con un máximo aproximado del 80%, por lo que se pueden considerar confiables los resultados obtenidos en este gráfico.

Por otra parte el Granito Etna es un granito peraluminoso del tipo-I, (Shand, 1947; Chappel y White, 1974 respectivamente) según el Índice de Saturación de Aluminio (ASI, Zen, 1986; ACNK ó A/CNK, Clarke, 1992) como se muestra en la figura 3.4 (a) y (b). Este índice se basa en la relación molar del Al_2O_3 y la suma de CaO , Na_2O y K_2O :

$$\text{ACNK (ASI)} = \text{molar } [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$$

Las rocas graníticas pueden ser entonces peraluminosas ($\text{ACNK} > 1$), metaluminosas ($\text{ACNK} < 1$; $\text{A} > \text{NK}$, donde $\text{NK} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) o peralcalinas ($\text{ACNK} < 1$; $\text{A} < \text{NK}$) (Shand, 1947; Maniar y Piccoli, 1989).

Los valores de ACNK para todas las muestras del Granito Etna se encuentran en la Tabla 3.1. Estos valores fueron calculados usando la ecuación:

$$\text{ACNK} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / 101.96) / [(\text{CaO}/56.08) + (\text{Na}_2\text{O}/61.98) + (\text{K}_2\text{O}/94.2)]$$

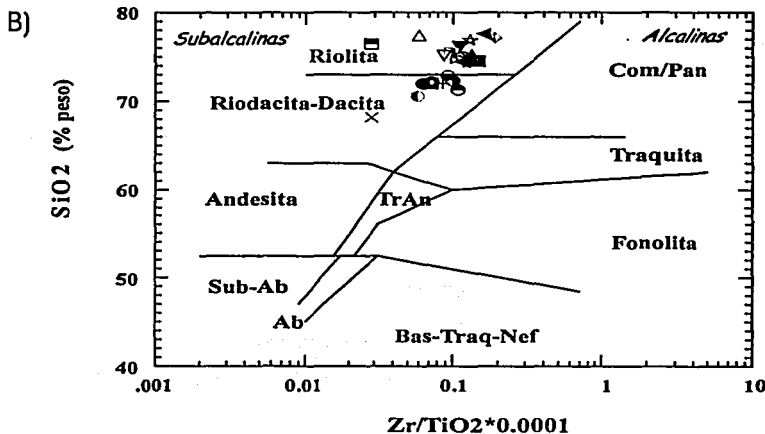
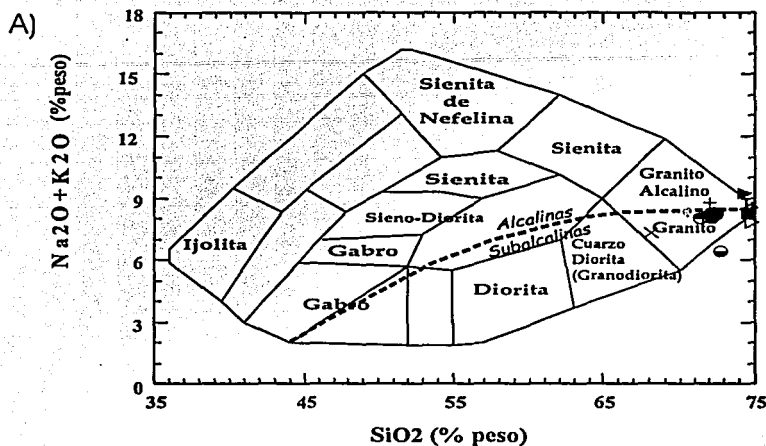


Fig. 3.2 Diagramas de clasificación basados en la composición química de las muestras. A) Diagrama TAS (Alcalis Total-Silice) de Cox et al. (1979) adaptado por Wilson (1989) para rocas plutónicas. La línea curva discontinua subdivide a las rocas alcalinas de las subalcalinas. B) Diagrama Zr/TiO_2 vs. SiO_2 (% peso) de Winchester y Floyd (1977). Sub-Ab = basalto sub alcalino; Ab = basalto alcalino; Bas-Traq-Nef = basalto-traquita-nefelina; TrAn = traquiandesitas; (Ver simbología en anexo A).

Tabla 3.3 Minerales normativos de las muestras del Granito Etla (en porcentaje)
en base a la norma CIPW.

Minerales Normativos	E-1	E-2	E-3	E-4	E-4P	A-5	E-6	E-7	E-8	E-9	E-10	E-11	E-12A	E-12B
Q (S)	32.95	25.18	32.5	25.25	32.69	24.66	30.43	25.4	34.45	31.25	33.83	26.56	33.02	31.12
or (KAS6)	28.27	17.44	24.05	23.99	27.02	8.75	21.81	20.37	24.3	18.89	22.46	22.56	8.87	32.33
ab (NAS6)	33.28	43.05	36.24	39.93	34.86	50.44	40.23	39.68	35.89	41.7	38.52	39.56	41.93	33.69
an (CAS2)	4.04	11.4	5.73	7.4	4.09	2.77	5.99	11.08	4.15	6.65	3.28	7.45	12.14	1.69
lc(KAS4)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ne(NAS2)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C(A)	0.54	0.22	0.96	1.39	0.83	3.71	0.93	0.17	0.49	0.71	1.3	1.49	1.53	0.63
ac(NFS4)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di wo(CS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di en(MS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di fs(FS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hy en(MS)	0	0.92	0.03	0.77	0.02	5.43	0.05	1.29	0.05	0.05	0.07	0.54	0.7	0
Hy fs(FS)	0.64	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol fo(M2S)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol fa(F2S)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mt(FF)	0.14	0.14	0.23	0	0.22	1.21	0.06	0.07	0.11	0.04	0.17	0.12	0.17	0.07
he(F)	0	1.2	0.17	0.95	0.17	1.84	0.39	1.36	0.46	0.56	0.23	1.22	1.18	0.39
il(FT)	0.1	0.31	0.07	0.27	0.07	0	0.09	0.4	0.08	0.13	0	0.35	0.3	0.07
ap(CP)	0.03	0.14	0.03	0.05	0.03	0.53	0.03	0.17	0.03	0.03	0.03	0.15	0.15	0.03
TOTAL:	100	100	100	100	100	99.34	100	100	100	100	99.91	100	100	100

Abreviaturas:

Q = Cuarzo; or = ortoclasa (Feldespato potásico); ab = albita; an = anorita; lc = leucita; ne = nefelina;
C = corindón; ac = acmita; Di wo = wollastonita; Di en = enstatita; Di fs = ferrosilita; Hy en = enstatita; Hy fs = ferrosilita;
Ol fo = olivino forsterita; Ol fa = olivino fayalita; mt = magnetita; he = hematita; il = ilmenita; ap = apatito.

	min	máx
% corindón	0.07	3.71
% apatito	0.03	0.53
% hy enstatita	0.0	2.14

Tabla 3.3 cont.

Minerales											
Normalivos	E-15	E-16	E-17	E-18	E-19	E-20	E-21	E-22	E-23	E-24	E-28
Q (S)	25.8	25.42	33.99	33.12	32.34	35.57	29.8	33.51	31.82	26.97	25.18
or (KAS6)	17.17	16.49	27.08	26.99	19.12	11.92	22.42	23.41	17.63	25.16	18.82
ab (NAS6)	43.12	43.99	32.52	34.53	39.71	42.14	39.2	37.61	40.23	41.33	41.39
an (CAS2)	11.08	10.87	5.06	3.9	6.55	8.22	6.71	4.42	7.55	4.96	11.32
lc(KAS4)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ne(NAS2)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C(A)	1.17	1.83	0.71	0.8	1.42	1.26	1.04	0.45	1.51	0.59	0.07
ac(NFS4)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di wo(CS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di en(MS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di fs(FS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hy en(MS)	0.4	0.37	0	0.03	0.22	0.22	0.15	0	0.35	0.22	1.24
Hy fs(FS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
OI fo(M2S)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
OI fa(F2S)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mt(FF)	0.08	0.33	0.08	0.07	0.18	0.21	0.01	0.11	0.29	0.11	0.15
he(F)	0.84	0.5	0.45	0.43	0.31	0.32	0.5	0.38	0.45	0.52	1.33
il(FT)	0.24	0	0.08	0.1	0	0	0.15	0.07	0	0.09	0.36
ap(CP)	0.1	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.05	0.15
TOTAL:	100	99.87	100	100	99.89	99.91	100	100	99.9	100	100

Abreviaturas:

Q = Cuarzo; or = ortoclasa (Feldespató potásico); ab = albita; an = anortita; lc = leucita; ne = nefelina;

C = corindón; ac = acmita; Di wo = wollastonita; Di en = enstatita; Di fs = ferrosilita; Hy en = enstatita; Hy fs = ferrosilita

OI fo = olivino forsterita; OI fa = olivino fayalita; mt = magnetita; he = hematita; il = ilmenita; ap = apatito.

	mín	máx
% corindón	0.07	3.71
% apatito	0.03	0.53
% hy enstatita	0.0	2.14

Tabla 3.4. Valores normativos CIPW de Anortita (An)-Albita (Ab)- Ortoclasa (Or) (izquierda) y recalculados (derecha)(Ver tabla 3.3 de minerales normativos).

Muestra	Valores normativos			Σ	Valores recalculados ($\Sigma ab+an+or = 100\%$)		
	An	Ab	Or		An	Ab	Or
E-1	4.04	33.28	28.27	65.59	6.159	50.739	43.101
E-2	11.4	43.05	17.44	71.89	15.858	59.883	24.259
E-3	5.73	38.24	24.05	68.02	8.679	54.892	36.428
E-4	7.4	39.93	23.99	71.32	10.376	55.987	33.637
E-4P	4.09	34.86	27.02	65.97	6.200	52.842	40.958
E-5	2.77	50.44	8.75	61.96	4.471	81.407	14.122
E-6	5.99	40.23	21.81	68.03	8.805	59.136	32.059
E-7	11.08	39.68	20.37	71.13	15.577	55.785	28.638
E-8	4.15	35.89	24.3	64.34	6.450	55.782	37.768
E-9	6.65	41.7	18.89	67.24	9.890	62.017	28.093
E-10	3.28	38.52	22.46	64.26	5.104	59.944	34.952
E-11	7.45	39.56	22.56	69.57	10.709	56.864	32.428
E-12A	12.14	41.93	8.87	62.94	19.288	66.819	14.093
E-12B	1.69	33.69	32.33	67.71	2.496	49.756	47.748
E-15	11.08	43.12	17.17	71.37	15.525	60.418	24.058
E-16	10.87	43.99	16.49	71.35	15.235	61.654	23.111
E-17	5.06	32.52	27.06	64.66	7.826	50.294	41.881
E-18	3.9	34.53	26.89	65.42	5.981	52.782	41.256
E-19	6.55	39.71	19.12	65.38	10.018	60.737	29.244
E-20	8.22	42.14	11.82	62.28	13.198	67.662	19.139
E-21	6.71	39.2	22.42	68.33	9.820	57.369	32.811
E-22	4.42	37.61	23.41	65.44	6.754	57.472	35.773
E-23	7.55	40.23	17.83	65.41	11.543	61.504	26.953
E-24	4.96	41.33	25.18	71.45	6.942	57.845	35.213
E-27	15.47	49.68	12.86	78.01	19.831	63.684	16.485
E-28	11.32	41.39	18.82	71.53	15.828	57.864	26.311

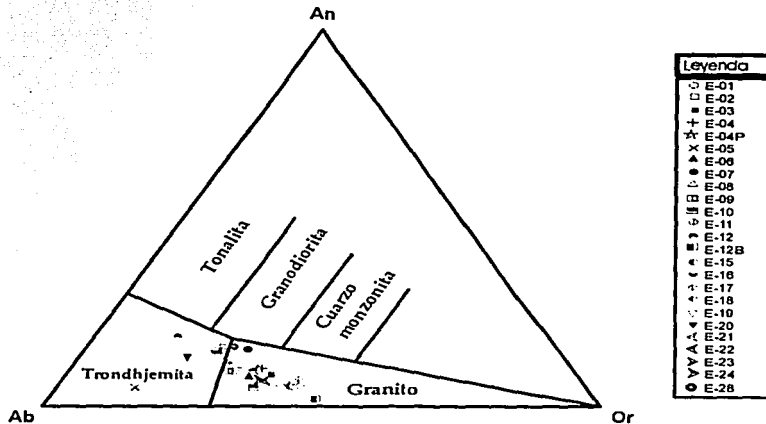


Fig. 3.3 Diagrama de clasificación de Barker (1979) con base en la composición normativa CIPW de An-Ab-Or.

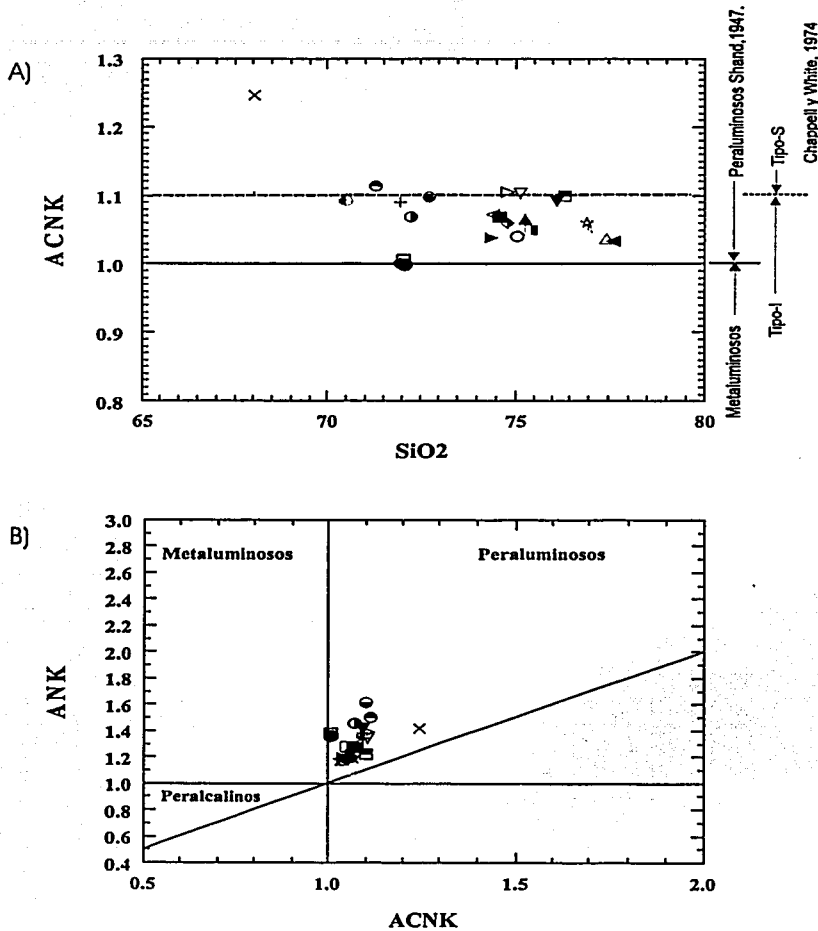


Fig. 3.4 Diagramas basados en el índice de saturación de aluminio ACNK [A = molar(Al_2O_3); C = molar(CaO); N = molar(Na_2O); K = molar(K_2O); $\text{ACNK} = \text{A}/(\text{C}+\text{N}+\text{K})$; $\text{ANK} = \text{A}/(\text{N}+\text{K})$]. A) diagrama ACNK vs. Silice y la clasificación de saturación de alumina según Shand (1947) y el posible origen (tipo de granito) según Chappell y White (1974); B) Diagrama de clasificación ANK contra ACNK de Maniar y Piccoli (1989). Ver simbología

Donde el cociente de cada variable es resultado de la suma de los productos de la masa atómica de cada elemento por el número de átomos en el compuesto (ver anexo B, columna 2).

Diagramas de Variación de elementos mayores

Diagramas de dos variables. Los diagramas de variación de dos variables tienen como principal propósito, mostrar la variación entre las muestras e identificar posibles tendencias de las muestras. Con este fin debe graficarse en el eje de las 'x' el compuesto que tenga la mayor variabilidad entre las muestras o que ilustre un proceso geoquímico en particular (Rollinson, 1993). En el caso de muchas rocas, este óxido es el SiO_2 , particularmente en el caso de las rocas graníticas, aunque son también útiles el MgO para rocas básicas y el Al_2O_3 para sedimentos con gran contenido de arcillas.

Los diagramas en los cuales se grafica al SiO_2 en el eje de las 'x', conocidos usualmente como 'diagramas Harker' que popularizó Alfred Harker en 1909 en su libro "*Historia natural de las rocas ígneas*", son los más utilizados, debido a que el SiO_2 es el constituyente principal en este tipo de rocas (graníticas) y porque muestra mayor variabilidad que cualquier otro óxido (de 65.58 a 77.61% en el caso del Granito Etlá).

En la figura 3.5 se muestran los resultados obtenidos al graficar algunos de los elementos mayores de las muestras en los diagramas de variación con respecto a la sílice (diagramas 'Harker'). En general se puede observar en estos diagramas un incremento del K_2O con el SiO_2 , mientras que los elementos Na_2O , CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO y FeO (Fig. 3.5 c, d, e, f, g y h), decrecen conforme la sílice se incrementa, evidenciando el proceso de fraccionamiento que sufrió el Granito Etlá.

También se observa que:

- Las muestras caen en su totalidad en el campo de las rocas subalcalinas en el diagrama $\text{K}_2\text{O}+\text{NaO}$ (LeBas et al. 1986)(Fig. 3.5 a).
- En el diagrama del K_2O , aproximadamente 70% de las muestras caen en el campo de las rocas de medio potasio, mientras que el 30% restante son de alto potasio (LeMaitre, 1989) (Fig. 3.5 b).
- El 52% del total de las muestras caen dentro del campo de las rocas calcoalcalinas en el diagrama FeO/MgO (Miyashiro, 1974)(Fig. 3.5 i).

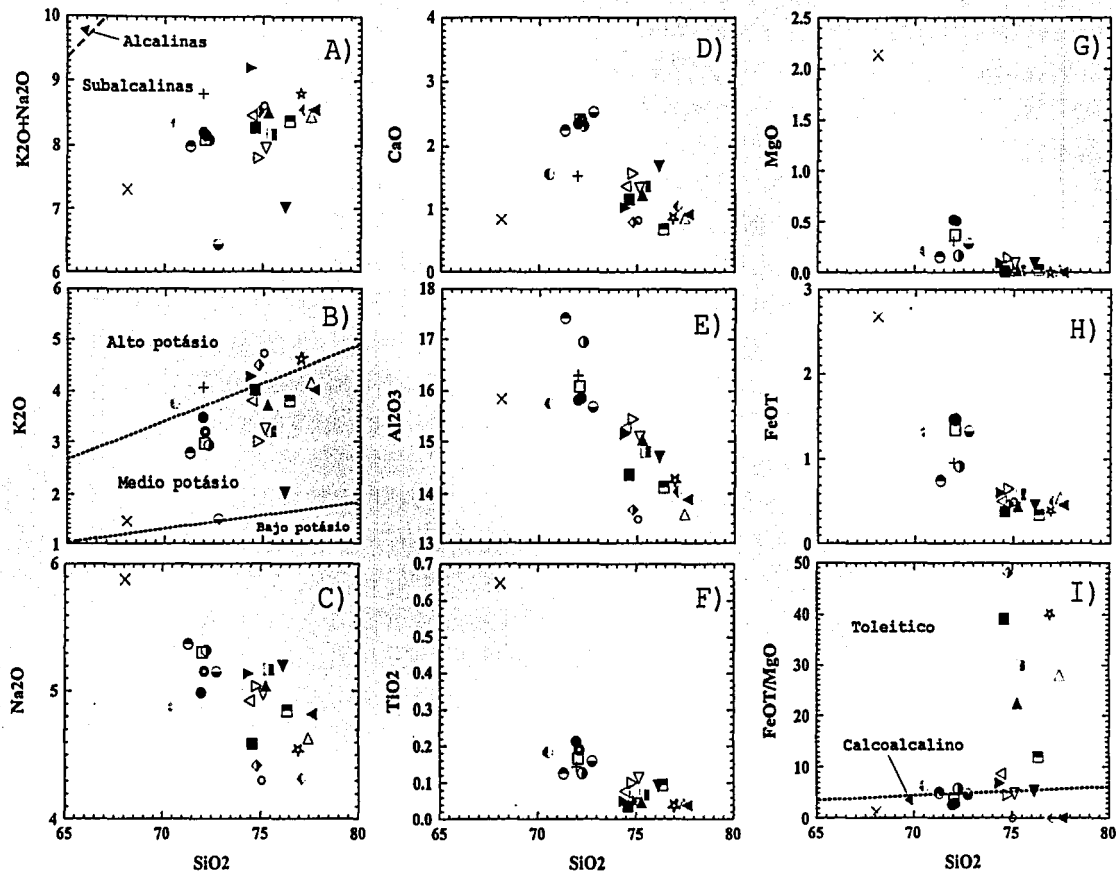


Fig. 3.5 Diagramas de variación de elementos mayores (todos en % peso) vs. Sílice de las muestras del Granito Etlá. (Diagramas Harker) A) K_2O+Na_2O (Campos de LeBas et al. 1986); B) K_2O (campos de LeMaitre, 1989); C) Na_2O ; D) CaO ; E) Al_2O_3 ; F) TiO_2 ; G) MgO ; H) $FeOT$; I) FeO/MgO (campos de Miyashiro, 1974). Ver explicación en el texto y simbología en Anexo A.

En general, la muestra A-5 tiene un comportamiento visiblemente distinto a las otras muestras. Tiene el menor contenido de sílice (68.06.%peso) y en general se aleja de la tendencia de las demás muestras. Por la relación de campo y la petrografía de ésta muestra, caracterizada por el tamaño de su grano (aplítica) y por la escasez de minerales máficos (ver capítulo anterior), se pudiera tratar, muy probablemente, de un evento posterior al emplazamiento del Granito Etlá, de origen somero, y por tanto no relacionado genéticamente a este último.

Otros diagramas de variación de dos variables de importancia petrogenética se muestran en la figura 3.6. En estos diagramas se grafican las muestras agrupadas según la cantidad de sílice que contienen. Así los círculos representan las muestras con menor cantidad (70-74%), los cuadros una cantidad un poco mayor (74-76%) y las cruces las de mayor contenido (>76%) (Ver Anexo A). En las gráficas se puede observar que el Rb se incrementa en forma exponencial, conforme el MgO decrece (Fig. 3.6 a). Esto puede atribuirse a un estancamiento en la concentración de MgO en algún punto pseudo-eutéctico en las etapas finales de la diferenciación, mientras que el Rb es libre para poder incrementarse, aunque también puede ser debido a la acción de alguna fase fluida, o a ambos procesos (Clarke, 1992). Por otra parte el Sr, que decrece conforme avanza la diferenciación al igual que el Ca, es fuertemente particionado (o fraccionado) en la plagioclasa, como lo demuestra este diagrama (Fig. 3.6 b). El diagrama Sr-Ba, (Fig. 3.6 c) en el cual ambos decrecen conforme avanza la diferenciación, muestra como los feldespatos, el potásico y las plagioclasas están siendo removidas en la secuencia de diferenciación. El TiO_2 y el P_2O_5 son elementos que regularmente decrecen conforme avanza la diferenciación (Fig. 3.6 d), el primero debido a su alta correlación con el Zr ($r = 0.9x$) (Clarke, 1992) y el segundo por fijarse en minerales que también decrecen modalmente con la diferenciación como el apatito y la monazita. La figura 3.6 (e) muestra como varía la relación CaO/Na_2O respecto a la relación Al_2O_3/TiO_2 . Con la diferenciación aumenta la segunda y disminuye la primera. Este diagrama es importante debido a que la relación CaO/Na_2O está principalmente controlada por la relación plagioclasa/arcilla de la fuente (Sylvester, 1998). Un valor alto en ésta relación (>0.3) es derivado de una fuente rica en plagioclasa y pobre en arcillas. Por otra parte el Al_2O_3 es parte fundamental de minerales refractarios, por lo que se mantiene constante con el incremento en la temperatura, no así el TiO_2 , que se incrementa en forma regular debido al rompimiento progresivo de las fases portadoras de Ti como la biotita o la ilmenita.

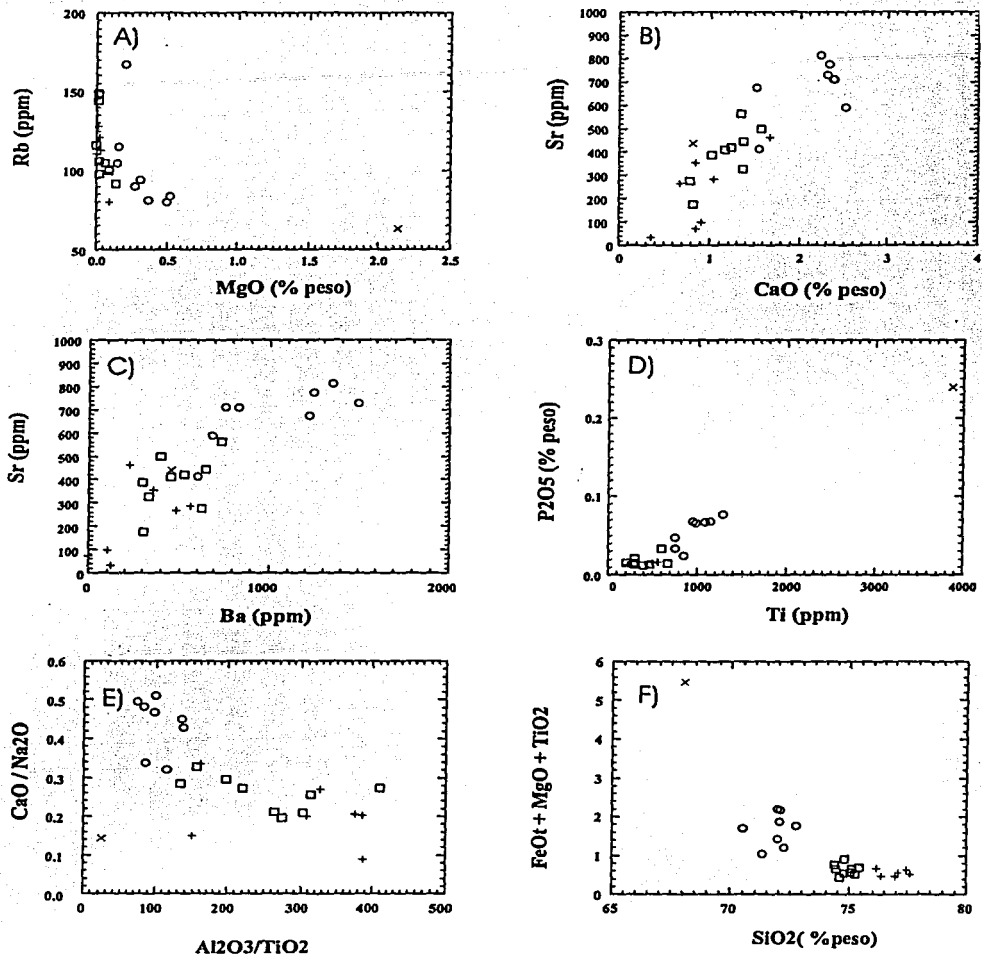


Fig. 3.6 Algunos diagramas importantes de variación de elementos traza y mayores A) MgO vs. Rb, B) CaO vs. Sr; C) Ba vs. Sr; D) Ti vs P2O5; E) (Al_2O_3/TiO_2) vs (CaO/Na_2O) y; F) Diagrama Harker SiO_2 vs $(FeOt+MgO+TiO_2)$ de las muestras del granito Etla agrupadas (Ver explicación en el texto y simbología en Anexo A)

Entonces las relaciones bajas de Al_2O_3/TiO_2 (~20) se derivan de magmas formados a temperaturas mayores que los que tienen relaciones altas (Sylvester, 1998). Finalmente los minerales que concentran los elementos $FeO+MgO+TiO_2$ (minerales máficos) disminuyen considerablemente con la diferenciación como se observa en la figura 3.6 (f).

Diagramas de variación de tres variables

El diagrama AFM. El diagrama AFM es uno de los más usados en geoquímica. Se usa generalmente para distinguir entre las tendencias de diferenciación toleítica y calcoalcalina de una serie magmática subalcalina. Se construye la gráfica recalculando al 100% los óxidos $Na_2O + K_2O$ (A = alcalinos); $FeOt = FeO + 0.8998 Fe_2O_3$ (F); y MgO (M).

Para distinguir el tren de diferenciación se usaron los valores de Irvine y Baragar (1971). El total de las muestras según este diagrama pertenecen a la serie calco-alcalina.

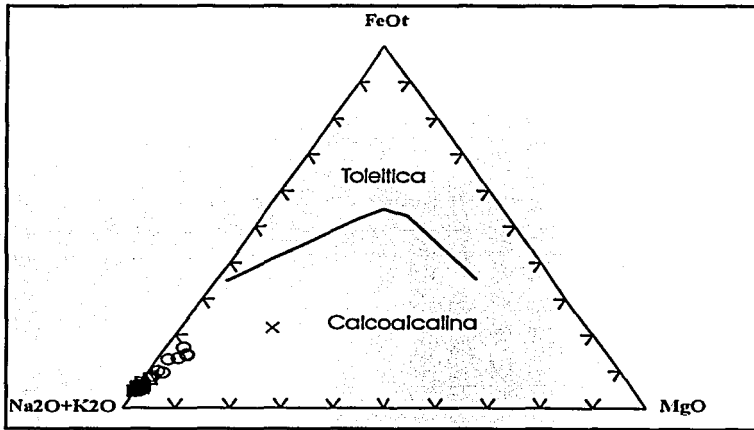


Fig. 3.7 Diagrama AFM con las muestras del Granito Etlá agrupadas (ver simbología en Anexo A). Los campos de Irvine y Baragar (1971)

Otro diagrama de tres variables usando elementos mayores se presenta en la figura 3.8 el cual sugiere el control que hubo en la evolución química del Granito Etlá por la remoción de la plagioclasa. Nótese el incremento de Na_2O y K_2O con la diferenciación (los rectángulos y cruces)

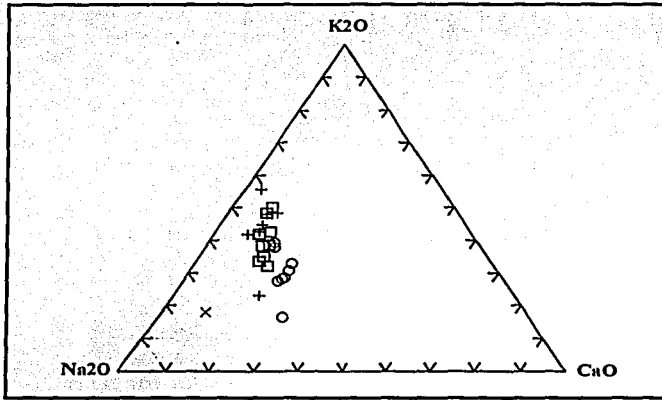


Fig. 3.8. Diagrama K_2O - Na_2O - CaO , el cual sugiere un control en la evolución química del Granito Etlá por la remoción de las plagioclasas.

3.3.2 Elementos traza

Los elementos traza se utilizan en geoquímica para construir diagramas de variación (ver sección anterior) y entender algunos procesos petrogenéticos que no es posible conocer con los elementos mayores debido a que estos son generalmente móviles, mientras que muchos de los elementos traza son inmóviles. Otro uso importante de los elementos traza es en la construcción de diagramas normalizados respecto a la química de la posible fuente de la cual se deriva la roca. Los diferentes ambientes tectónicos en los que se forman las rocas graníticas tienen una huella geoquímica característica, misma que se refleja en estos diagramas.

Diagramas de elementos traza normalizados (diagramas 'Spider')

Estos diagramas están basados en un grupo de elementos traza incompatibles con respecto a la mineralogía típica del manto, de la corteza continental y de los granitos de cordillera oceánica. En el caso de las rocas ígneas es suficiente normalizar los datos respecto a una posible fuente del manto, (Ej. manto primitivo) y respecto a la más abundante de las rocas ígneas (MORB, Granito de Cordillera Oceánica, etc.) con fines comparativos (Rollinson, 1993).

En el caso del Granito Etna, los valores disponibles se normalizaron respecto al manto primitivo (Fig. 3.9), el cual es un manto hipotético que existió después de la separación del núcleo pero antes de la diferenciación corteza / manto (Rollinson, 1993; Jenner G., 1996); también se normalizaron los datos respecto a los Granitos de Cordillera Oceánica (Fig. 3.10) y respecto de la Corteza Continental (Fig. 3.11). Los datos de normalización se muestran en la Tabla 3.5. El orden en que se graficaron los datos está en función de la compatibilidad, incrementándose ésta de derecha a izquierda en el gráfico.

En estos diagramas la concentración de los elementos de bajo campo de fuerza puede ser una función del comportamiento de las fases fluidas, mientras que la concentración de elementos de alto campo de fuerza está controlado por la química de la fuente y los procesos que hay entre los cristales y el magma que tienen lugar en la evolución de una roca ígnea (Rollinson, 1993)

En la figura 3.9, donde se normalizan los valores de las muestras respecto al manto, se puede observar en general un enriquecimiento en Rb, Ba y Th, elementos del grupo de bajo campo de fuerza (LFSE) o litófilos de Ion grande (LILE's), excepto del Ba en las muestras del grupo tres ($\text{SiO}_2 > 76\%$, Fig. 3.9 c) donde su valor disminuye. Por otro lado muestran una clara anomalía negativa o empobrecimiento en Nb y Ti, que pertenecen al grupo de elementos de alto campo de fuerza (HFSE), respecto a los de bajo campo de fuerza. Este comportamiento es característico de rocas relacionadas a las zonas de subducción (Ej. Dostal et al. 1996; Keppie et al. 2001; Martiny et al. 2000, Lawlor et al. 1999, Solari et al. 2001). Por otra parte una anomalía negativa en Nb también es característica de corteza continental y puede ser un indicador de corteza involucrada en procesos magmáticos (Rollinson, 1993).

Tabla 3.5. Valores de normalización para las gráficas de elementos traza normalizados (diagramas Spider) y los elementos de tierras raras.

A) Andito primitivo		B) Corteza Continental		C) Granito de Cordillera Occidental		D) C1 Condita		E) Condita		F) Condita	
Elemento	Valor de normalización	Elemento	Valor de normalización	Elemento	Valor de normalización	Elemento	Valor de normalización	Elemento	Valor de normalización	Elemento	Valor de normalización
Cs	0.0079	Li	13	K2O	0.4	La	0.237	La	0.320	La	0.367
Tl	0.005	Be	1.5	Rb	4	Ce	0.612	Ce	0.787	Ce	0.957
Rb	0.635	B	10	Ba	50	Pr	0.095	Pr	0.112	Pr	0.137
Ba	6.989	Sc	30	Th	0.8	Nd	0.467	Nd	0.580	Nd	0.711
W	0.02	V	230	Ta	0.7	Sm	0.153	Sm	0.185	Sm	0.231
Th	0.085	Cr	185	Nb	10	Eu	0.058	Eu	0.071	Eu	0.087
U	0.021	Co	29	Ce	35	Gd	0.2055	Gd	0.256	Gd	0.306
Nb	0.713	Ni	105	Hf	9	Tb	0.0374	Tb	0.050	Tb	0.058
Ta	0.041	Cu	75	Zr	340	Dy	0.254	Dy	0.343	Dy	0.381
K	250	Zn	80	Sm	9	Ho	0.0568	Ho	0.070	Ho	0.085
La	0.687	Ga	18	Zr	70	Er	0.1855	Er	0.225	Er	0.249
Ce	1.775	Ge	1.8	Y	9	Tm	0.0255	Tm	0.030	Tm	0.036
Pb	0.071	As	1	Yb	8	Yb	0.17	Yb	0.186	Yb	0.248
Pr	0.276	Se	0.05			Lu	0.0254	Lu	0.034	Lu	0.038
Mo	0.063	Rb	32								
Sr	21.1	Sr	260								
P	95	Y	20								
Nd	1.354	Zr	100								
F	26	Nb	11								
Sm	0.444	Mo	1								
Zr	11.2	Pd	0.001								
Hf	0.309	Ag	0.08								
Eu	0.168	Cd	0.098								
Sn	0.17	In	0.05								
Sb	0.005	Sn	2.5								
TiO2	1300	Sb	0.2								
Gd	0.596	Cs	1								
Tb	0.108	Ba	250								
Dy	0.737	La	16								
Li	1.8	Hf	3								
Y	4.55	Ta	1								
Ho	0.164	W	1								
Er	0.48	Ra	0.0005								
Tm	0.074	Ir	0.0001								
Yb	0.493	Au	0.003								
Lu	0.074	Tl	0.036								
		Pb	8								
		Th	3.5								
		U	0.91								

Valores de:

(diagramas Spider)

A) Sun y McDonough, 1989

B) Taylor y McLennan, 1985

C) Pearce et al., 1984

(diagramas de tierras raras)

D) Sun y McDonough, 1989

E) Haskin et al., 1968

F) Taylor y McLennan, 1985

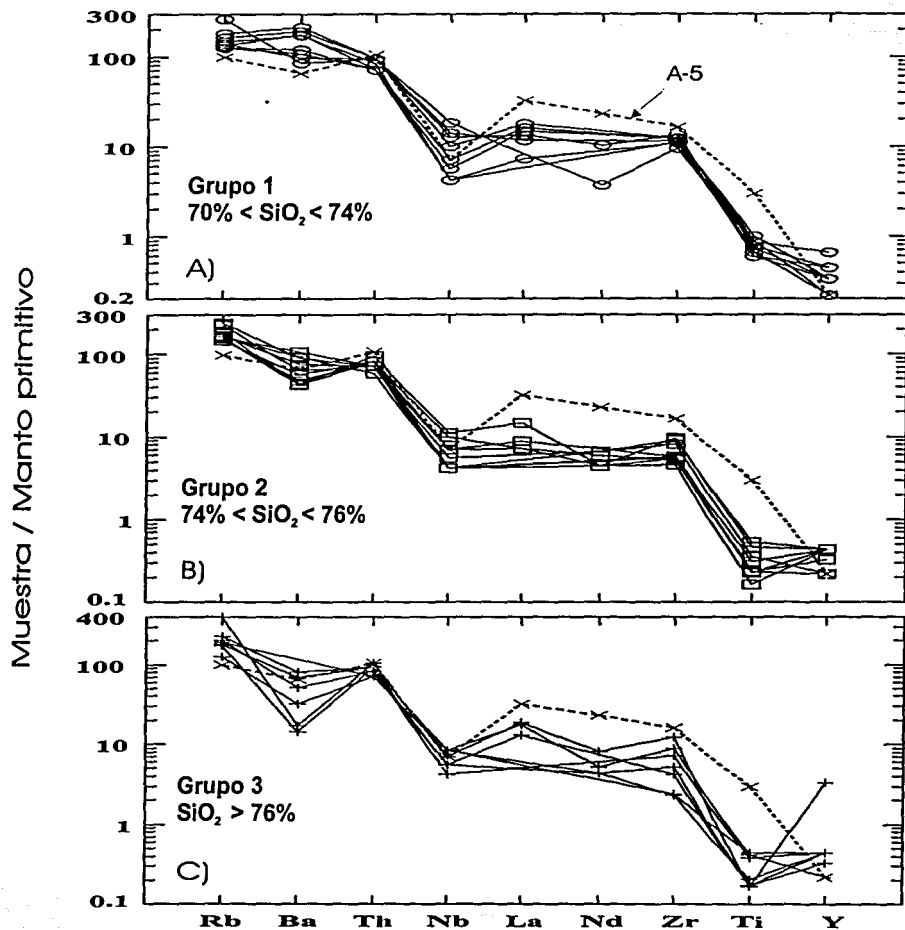


Fig. 3.9 Diagramas de elementos traza normalizados de las muestras del Granito Etlá con el Manto primitivo 'Diagramas Spider' Valores de Sun y McDonough, 1989 (ver los datos de normalización en tabla 3.5). A) grupo 1 ($70\% < \text{SiO}_2 < 74\%$); B) grupo 2 ($74\% < \text{SiO}_2 < 76\%$); C) grupo 3 ($\text{SiO}_2 > 76\%$). En los tres gráficos se incluyen a los patrones de la muestra A-5 (ver explicación en el texto).

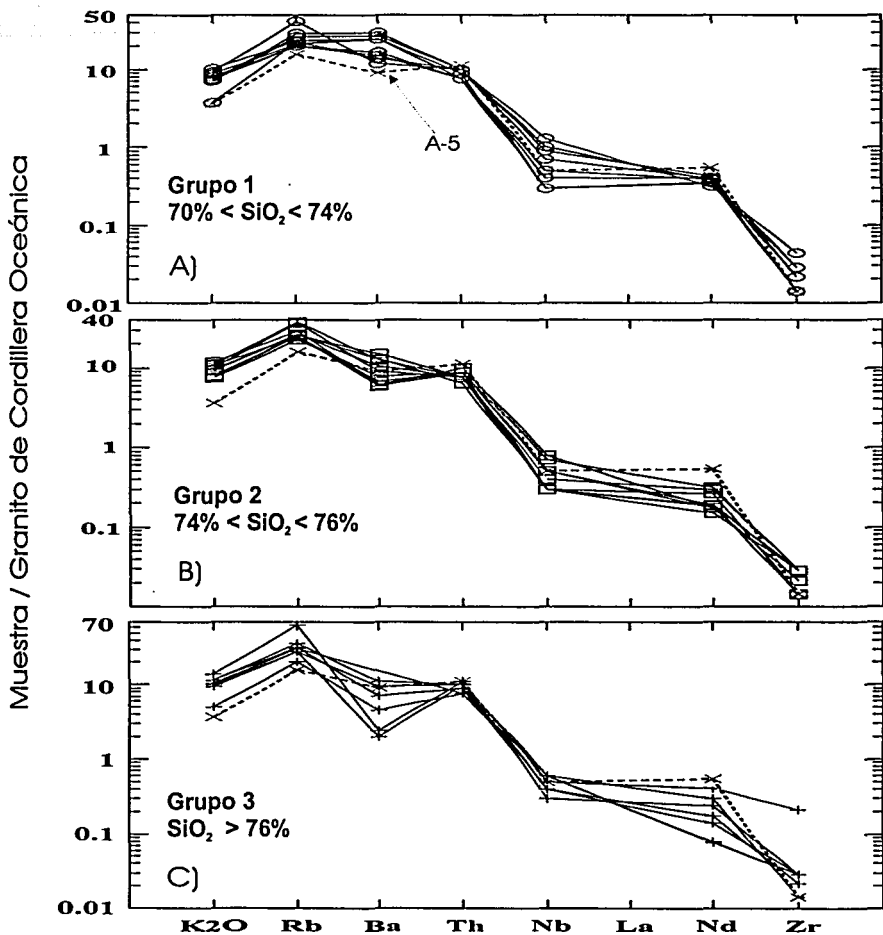


Fig. 3.10 Diagramas de elementos traza normalizados de las muestras del Granito Etlá con el Granito de cordillera oceánica (diagramas Spider). Valores de Pearce et.al., 1984 (ver los datos de normalización en tabla 3.5). A) grupo 1 (70% < SiO₂ < 74%); B) grupo 2 (74% < SiO₂ < 76%); C) grupo 3 (SiO₂ > 76%). En los tres gráficos se incluyen los patrones de la muestra A-5 (ver explicación en el texto).

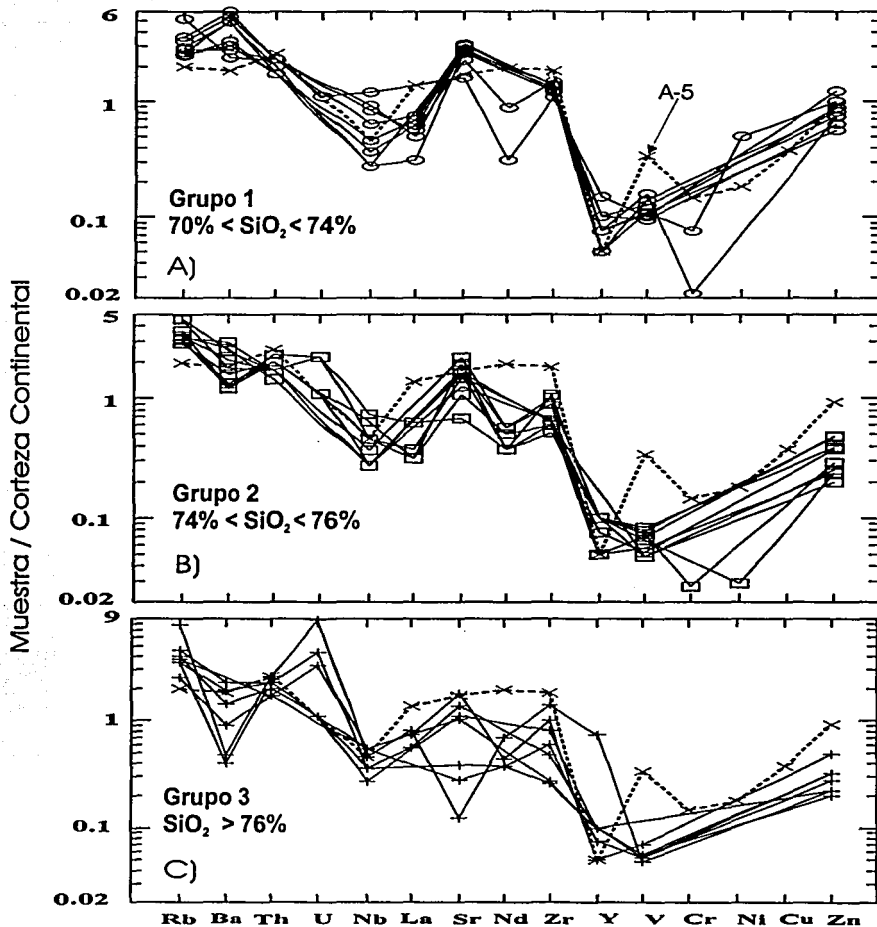


Fig. 3.11 Diagramas de elementos traza normalizados de las muestras del Granito Etna con la Corteza Continental 'Diagramas Spider'. Valores de Taylor y McLennan, 1985 (ver los datos de normalización en tabla 3.5) A) grupo 1 (70% < SiO₂ < 74%); B) grupo 2 (74% < SiO₂ < 76%); C) grupo 3 (SiO₂ > 76%). En los tres gráficos se incluyen los patrones de la muestra A-5 (ver explicación en el texto).

Los Elementos de las Tierras Raras.

La figura 3.12 muestra los patrones de las tierras raras normalizadas con el promedio de las CI condrita de Sun y McDonough, (1989) y con los valores para condritas de Haskin et al. (1968) y de Taylor y McLennan (1985) en tres de las muestras del granito Eila (E-2, E-11 y E-15). Los valores de normalización se muestran en la Tabla 3.5. En estos diagramas se observa un marcado enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE) respecto a las de tierras raras medias (MREE) y pesadas (HREE) en las muestras E-2 y A-5, además de una anomalía positiva de Eu, mayor en la muestra E-15 que en la muestra E-2. En la muestra E-11 es menor el enriquecimiento de LREE con respecto a los HREE, mientras que la anomalía de Eu es negativa.

Los elementos de tierras raras son considerados como los elementos traza más insolubles y relativamente inmóviles durante el metamorfismo en bajo grado, el intemperismo o la alteración hidrotermal, por lo que los valores obtenidos de los análisis representan fidedignamente la química original de la roca respecto a estos elementos (Rollinson, 1993).

Los patrones de los elementos de tierras raras de una roca ígnea están controlados por la química original de su fuente y por el equilibrio entre las fases cristal-magma que tiene lugar durante su evolución (Rollinson, 1993). Las anomalías de Eu están controladas principalmente por los feldespatos, particularmente en magmas félsicos. Por ejemplo el Eu, en su estado divalente, es compatible en la plagioclasa y el feldespato potásico, no así las tierras raras que en estado trivalente (el estado de oxidación más común en estos elementos) son incompatibles (Rollinson, 1993). Por tanto la remoción del feldespato en un magma félsico por cristalización fraccionada o la retención de los feldespatos en la roca fuente durante la fusión parcial puede ser la causa de una anomalía negativa de Eu en el magma (muestra E-11). Las anomalías positivas de Eu en los patrones de las muestras E-2 y E-15 muy posiblemente están controladas por minerales como la hornblenda y titanita. El zircón que a pesar de estar en cantidades menores al 1% en la roca contribuye a un enriquecimiento de LREE respecto a los HREE. Otros minerales como el apatito y la titanita provocan un empobrecimiento de los MREE respecto a los LREE y HREE, el cual es el patrón más claro de las muestras E-2 y E-15.

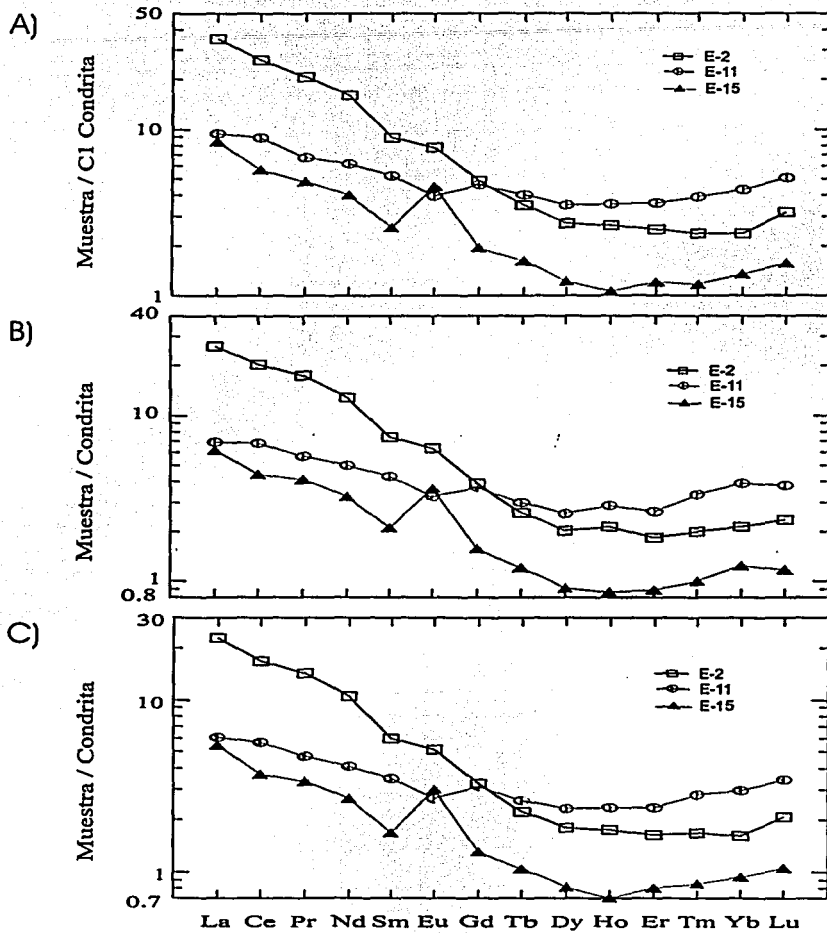


Fig. 3.12 Diagramas de elementos de tierras raras normalizados con Condritas con valores de A) Sun y McDonough (1989); B) Haskin et al., (1968) y; C) Taylor y McLennan (1985), en tres muestras del Granito Eila.

3.3.3 Ambiente tectónico

La figura 3.13 muestra los diagramas de Pearce et al. (1984), con los datos del Granito Etla (ver simbología en Anexo A). En la figura 3.13 (a), se muestra el diagrama de Y vs Nb, en el cual el total de las muestras caen en el campo de los granitos de arco volcánico y sin-colisionales, mientras que en el diagrama de Y+Nb vs. Rb, que establece una división entre estos dos ambientes tectónicos (Fig. 3.13 b) se observa que las muestras trasgreden este límite, aunque la mayoría de ellas dentro del campo de arco volcánico.

El primer estudio sistemático realizado para clasificar a los granitos dentro de un ambiente tectónico lo hizo Pearce et al. (1984), quién da una definición muy simple del granito: "cualquier roca plutónica con más del 5% de cuarzo modal". Clasificó a los granitos en cuatro categorías: Granitos de cordillera oceánica (ORG); Granitos de arco volcánico (VAG); Granitos intra-placa (WPG) y; Granitos colisionales. Cada una de éstas categorías con otras subdivisiones. La Tabla 3.6 muestra las distintas categorías de los granitos con sus principales subdivisiones.

Tabla 3.6 Los distintos tipos de granito de acuerdo a su ambiente tectónico.

Granitos de Cordillera Oceánica (ORG)	<ul style="list-style-type: none"> • Granitos asociados con cordilleras oceánicas normales. • Granitos asociados con cordilleras oceánicas anómalas. • Granitos asociados con cordilleras de cuenca pre-arco • Granitos asociados con cordilleras de cuenca post-arco.
Granitos de Arco Volcánico (VAG)	<ul style="list-style-type: none"> • Granitos en arcos oceánicos dominados por basaltos toleííticos. • Granitos en arcos oceánicos dominados por basaltos calco alcalinos. • Granitos en márgenes continentales activos
Granitos Intra-placa (WPG)	<ul style="list-style-type: none"> • Granitos en complejos de anillo intra-continente • Granitos en corteza continental atenuada. • Granitos en islas oceánicas.
Granitos colisionales (COLG)	<ul style="list-style-type: none"> • Granitos sin-tectónicos asociados con colisión continente-continente • Granitos post-tectónicos asociados con colisión continente-continente • Granitos sin-tectónicos asociados con colisión arco-continente.

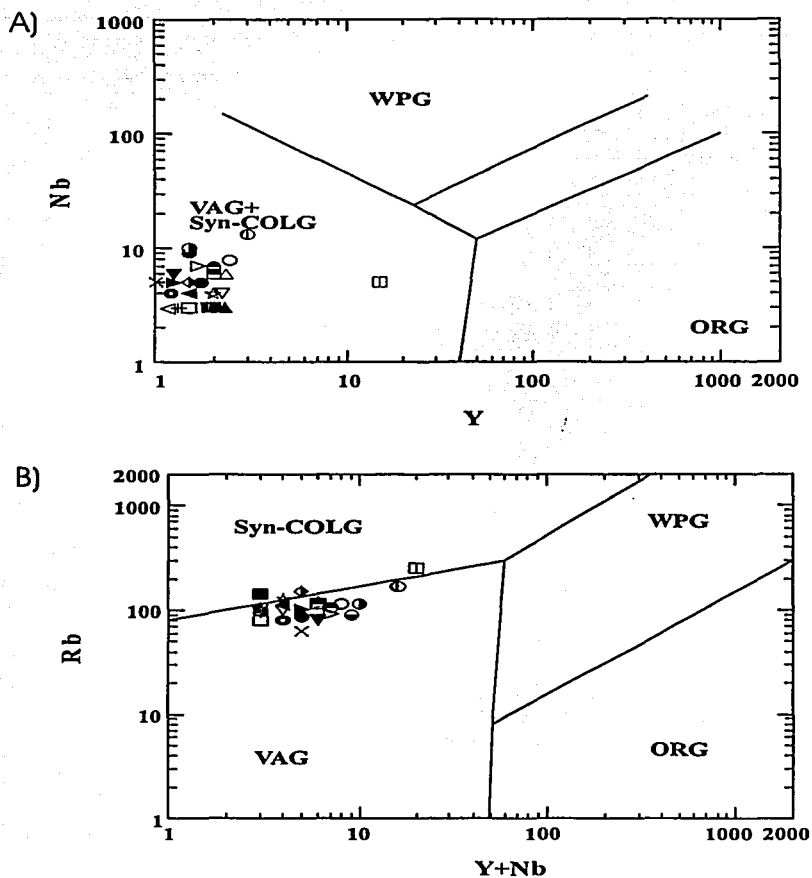


Fig. 3.13 Diagramas discriminantes tectónicos de Pearce et al. (1984), mostrando los campos para los granitos de arco volcánico (VAG), los granitos sincolisionales (Syn-COLG), los granitos de cordillera oceánica (ORG), los granitos intraplaca (WPG), A) diagrama Y vs. Rb. B) diagrama Y+Nb vs. Rb. Todos los datos en ppm.

Según el diagrama de Batchelor y Bowden (1985) de la figura 3.14 el cual está basado en las proporciones catiónicas, expresadas como mili cationes, en el cual se grafica en el eje de las x a R1, definido como:

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

Fe representa el FeO, mientras que en el eje y se grafica a R2, definido como:

$$R2 = Al + 2Mg + 6Ca$$

el Granito Etna es un granito formado en un ambiente tectónico sin-colisional.

Los cálculos detallados para cada una de las muestras en las que fue posible obtener ambos parámetros (R1 y R2) se muestran en el Anexo B, mientras que en la Tabla 3.7 se muestra un resumen de estos parámetros. [NOTA: En algunas muestras no fue posible calcular los parámetros R1 y R2, debido a que el valor de MgO no es conocido (ver Tabla 3.1)]

Tabla 3.6 Valores de R1 y R2 de las muestras del Granito Etlá. Estos valores están basados en la proporciones cationicas (ver texto).

Muestra	R1	R2
E-1	-	-
E-2	2238.848	589.678
E-3	2511.020	408.480
E-4	2131.822	497.739
E-4P	2544.855	371.155
A-5	2024.890	504.997
E-6	2430.828	427.804
E-7	2253.550	588.278
E-8	2847.081	359.579
E-9	2491.816	437.005
E-10	2563.114	351.409
E-11	2148.503	485.198
E-12A	2705.420	589.813
E-12B	-	-
E-15	2287.705	587.373
E-18	2221.348	587.733
E-17	-	-
E-18	2488.000	353.359
E-19	2558.982	444.027
E-20	2805.513	472.753
E-21	2399.525	449.279
E-22	-	-
E-23	2557.990	477.784
E-24	2187.593	412.037

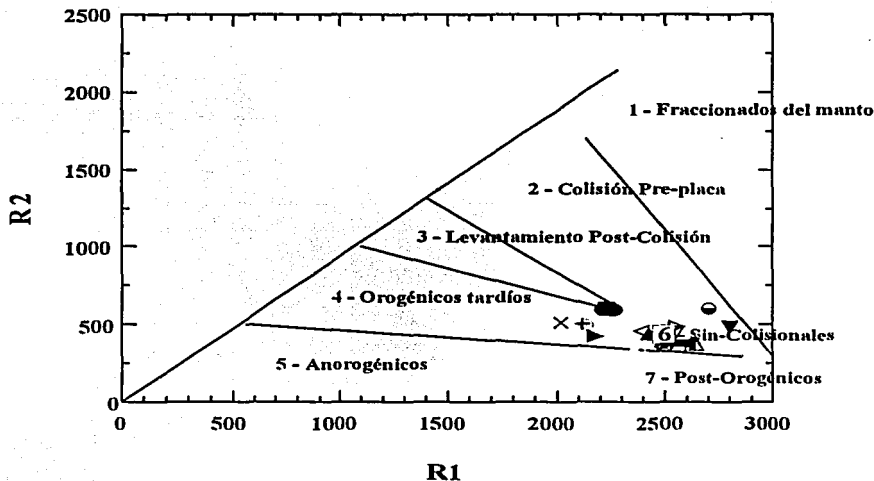


Fig. 3.14 Diagrama discriminante de Batchelor y Bowden (1985). $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$. Los cálculos de R1 y R2 se muestran con detalle en el anexo C. En este diagrama se puede observar que la mayoría de las muestras caen en el campo de los granitos sinorogénicos (6).

CAPÍTULO IV
Geocronología

4.1 Métodos de estudio

Geocronología de U-Pb

El fechamiento del Granito por medio de isótopos de U-Pb se realizó a partir del concentrado de 5 familias distintas de zircones de las muestras; E-2 y E-15 (figs. 4.1 a 4.5) y tres granos sencillos. Las edades de U-Pb de las familias de zircones fechadas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de los Institutos de Geología y Geofísica de la UNAM, son de las primeras que se obtienen en México por este método. Los granos sencillos separados de la muestra OX-Gr de este cuerpo (colectada por el doctor J. Duncan Keppie) fueron procesados en los laboratorios de la Universidad de California en Santa Cruz (UCSC), EE. UU., siguiendo la metodología descrita en López et al. (2001).

El proceso de concentración de este mineral consistió en la fragmentación, trituración, y pulverización de aproximadamente 20 Kg de cada una de las muestras. Se concentraron primero los minerales pesados en la mesa Wifley, inclinada 17° para zircones de entre 200 y 400 μm . La fracción ligera compuesta principalmente por feldespatos y cuarzo, se procesó nuevamente pero ahora con una inclinación de la mesa de 4° para obtener los zircones menores a 200 μm que caen con ésta fracción en la primera separación. Una vez concentrados los minerales pesados se separaron de los zircones los minerales magnéticos con el separador isodinámico Frantz modelo L1. La fracción no magnética a 1.7 A de corriente, que generalmente incluye zircones, apatitos y algunos feldespatos y cuarzo, se procesó para la concentración de los zircones con líquidos pesados como el yoduro de metileno y politungstato de sodio. Los zircones se separaron bajo el microscopio binocular en distintas familias dependiendo su forma y cristalinidad.

Las poblaciones resultantes se pulieron en el 'abrader', un dispositivo similar al propuesto por Krogh (1982), utilizando pirita pura como abrasivo para eliminar la capa más externa. Esta capa es la que, normalmente, ha sufrido los episodios de pérdida de Pb más importantes debido a la metamictización y otros procesos de difusión. Posteriormente se lavaron en ácido nítrico 4N calentándolo para eliminar la capa de pirita que se forma alrededor de ellos durante la abrasión. Se pesan. Cada familia pesó más de 0.10 mg (tabla 4.1) en una balanza de precisión de 5 dígitos con $\pm 10 \mu\text{g}$ de error.

Una vez pesados, los procesamientos sucesivos se hace en los cuartos de aire ultra puro del LUGIS (los procesos en este laboratorio fueron llevados a cabo por el Dr. Luigi Solari).

Se separaron además 150 mg de feldespatos de la misma muestra (E-2) para obtener las relaciones iniciales de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, utilizadas para corregir las relaciones isotópicas medidas en los zircones.

Algunos de los zircones de las distintas familias de la muestra E-2 se fotografiaron con técnicas de cátodo luminiscencia (CL). Para ello se montaron en un portaobjetos con resina UV (la cual es no-cátodo luminiscente) zircones de distintas familias (1 ó 2 por familia) pero de aproximadamente el mismo tamaño. Una vez seca la resina se desbastaron los cristales hasta aproximadamente la mitad de cada cristal con pastas de diamantes. Los minerales exhiben CL cuando son bombardeados con electrones (cf. Crookes, 1879) y son algunos de los elementos traza los que provocan el espectro visible bajo este bombardeo. En el caso del zircón el Dy^{3+} , es considerado el factor principal, aunque otros emisores de CL pueden ser el Sm^{3+} , Eu^{2+} , Tb^{3+} así como el Y^{3+} (Mariano, 1989).

Las fotografías de los cristales cátodo-luminiscentes se tomaron con una película ASA 400, con una cámara común en completa oscuridad y con un tiempo de exposición que varió entre los 25 y 40 segundos.

Geocronología de Ar-Ar

Se concentraron las biotitas y el feldespato potásico en las muestras E-2 y E-15 para fechamiento por el método de Ar-Ar. La concentración es similar a la de los zircones, solo que las biotitas se separaron en el Frantz con una corriente de 0.4 A. Posteriormente se 'deshojaron' con un mortero de ágata y se enviaron para su análisis a los laboratorios de la Universidad de Queens, en Kingston, Ontario, Canadá. El fechamiento fue realizado por la doctora Ma. Amabel Ortega-Rivera quién describe el procedimiento en su tesis (1997).

4.2 Geocronología

4.2.1 Edades de U-Pb

Las cinco poblaciones que se seleccionaron para procesarse en el LUGIS (ver metodología) pertenecían a la muestra E-2. Los cristales seleccionados de estas familias estaban libres de impurezas (óxidos u otro material en su superficie, inclusiones sólidas o fluidas), no tenían ningún tipo de fracturas y en general se escogió a los que estaban mejor cristalizados, es decir, a los que tuvieran caras planas y pirámides bien desarrolladas. Algunas de estas poblaciones se sometieron a abrasión para eliminar la capa externa que es en general la más afectada por metamictización. En la tabla 4.1 se anotan las principales características de estos cinco grupos que fueron procesados. Cuatro de las cinco familias se muestran en la figura 4.1.

Tabla 4.1 Descripción de los zircones de la muestra E-2 fechados por el método de U-Pb.

Muestra	Descripción	abrasión	# granos	Peso (mg)
E2- p1	Cristales cortos, con una elongación de 1:1 ó 2:1; con múltiples caras, bipiramides bien desarrolladas	Sí	5	0.11
E2- p2	Cristales cortos pirámides poco desarrolladas elongación 1:1 ó 2:1 caras bien desarrolladas.	No	14	0.10
E2- p3	Cristales prismáticos, de sección cuadrada a rectangular, poco desarrollo de sus caras.	Sí	12	0.15
E2- p4	Cristales prismáticos bipiramidales, con un buen desarrollo.	No	21	0.26
E2- p5	Cristales prismáticos de sección tabular, poco desarrollo en sus pirámides.	No	13	0.17

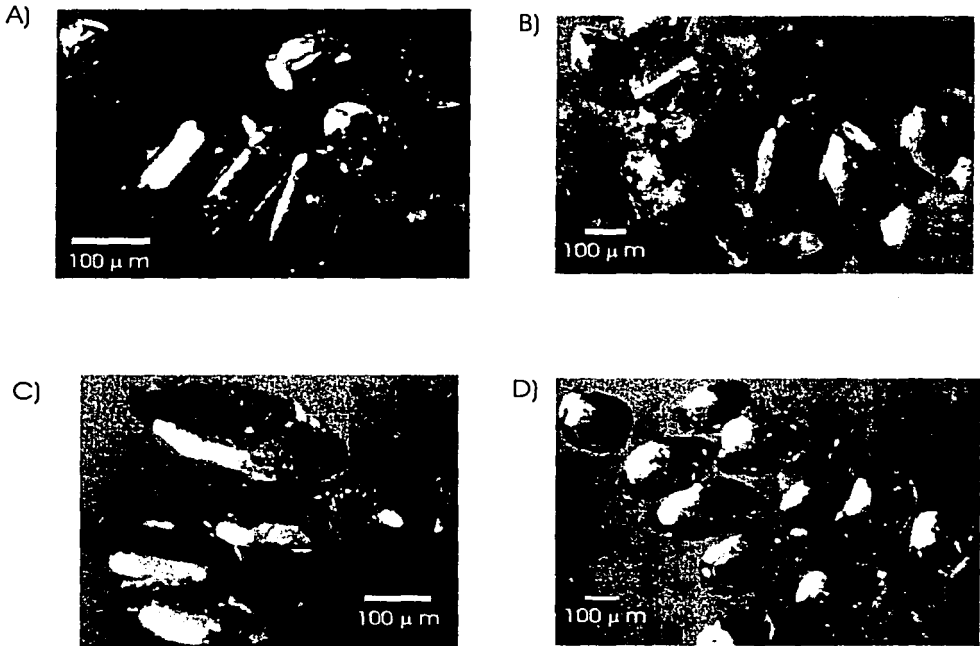


Fig. 4.1 Poblaciones de zircons que fueron fechadas por el método de U-Pb. A) zircons prismáticos de sección cuadrada bipirámides poco desarrolladas. El cristal de mayor longitud mide 250 μ m, la elongación varía entre 2.5:1 y 3:1; B) zircons prismáticos bipirámides con una de las pirámides mejor desarrollada que la otra y con múltiples caras. El cristal de mayor longitud mide 280 μ m; C) cristales prismáticos con múltiples caras y ambas pirámides bien desarrolladas. La elongación, es 2:1 y 2.5:1, el cristal de mayor longitud mide 300 μ m; D) zircons cortos (redondeados), elongación = 1:1, 1.5:1. el cristal mas grande mide 200 μ m.

Algunas de las familias (o poblaciones) de zircones extraídos de las muestras E-15 tienen como características principales: (1) elongación 3:1 a 5:1, miden de 400 a 300 μ m de longitud, bipiramidales, generalmente una de las pirámides mejor desarrollada, prismas de sección cuadrada (algunos de sección rectangular) de color pardo claro (Fig. 4.2); (2) zircones elongados (3:1 hasta 7:1) de 200 a 420 μ m, bipiramidales. Pirámides cortas y poco desarrolladas pero con algunas caras visibles en estas pirámides. Prismas de sección rectangular en general pero algunos de sección casi cuadrada. Color pardo claro, transparentes (Fig. 4.3); (3) zircones poco elongados (2:1 a 3:1) de 200 a 300 μ m de largo, prismas de sección hexagonal, bipiramidales, en la mayoría de los cristales las pirámides bien desarrolladas. Color pardo claro (Fig. 4.4). Estas poblaciones no se han fechado aún.

Los resultados de las relaciones isotópicas de U-Pb y edades de las distintas poblaciones de zircones así como los cristales singulares se muestran en la tabla 4.2. Los valores iniciales de Pb en zircones, que adquieren cuando cristalizan, se calculó a partir del contenido de Pb en el feldespato potásico que se separó de la misma muestra (ver metodología). Los feldespatos de las rocas ígneas (y metamórficas) están generalmente enriquecidas en Pb (de algunas decenas a varios cientos de ppm) y empobrecidas en U y Th (generalmente menor a 1 ppm), por lo que la cantidad de Pb en estos minerales se mantiene prácticamente invariable a lo largo del tiempo y por tanto preserva un registro del plomo que se incorporó inicialmente a la roca (Faure, 1986).

Según las imágenes obtenidas de la CL (Fig. 4.5) algunos zircones presentan un patrón de zonamiento concéntrico eudral, oscilatorio (Fig. 4.5 A y B), lo que puede interpretarse como típico de un crecimiento en una roca ígnea (Hanchar y Miller, 1993). En el cristal de la figura 4.5 c es ligeramente visible esta estructura concéntrica (encerrada en círculo), aunque su núcleo parecer estar redondeado, lo cual implicaría un transporte de tipo sedimentario. Puede tratarse también de 'antiguas' zonas metamictizadas (Hanchar y Miller, 1993). El cristal de la figura 4.5 d presenta un núcleo aparentemente truncado. Este truncamiento puede deberse a un fenómeno de expulsión-absorción (resorción) del cristal, aunque se puede interpretar también como un fenómeno de cataclisis o por haber sufrido un transporte de tipo sedimentario (Hanchar y Miller, 1993), lo cual supondría un material heredado, aunque no parece estar redondeado este núcleo. Los cristales de la figura 4.5 e y f no presentan un patrón claro de zonamiento, y sus núcleos, aunque no son muy claros, son eudrales y por lo tanto muy probablemente magmáticos. Es importante señalar que las técnicas de pulido así como las de revelado no son lo suficientemente buenas para poder observar con claridad las estructuras internas.

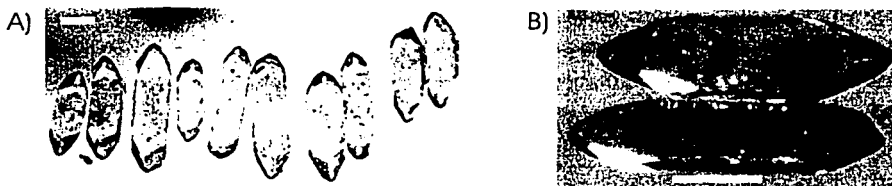


Fig. 4.2 A) Fotomicrografía de una de las poblaciones de zircons del Granito Etla (muestra E-15). Esta familia tiene una relación de elongación de 3:1 hasta 5:1 (largo:ancho), siempre bipiramidales y en general bien desarrolladas (foto B), de sección cuadrada (en ocasiones rectangular) y de color pardo claro. El tamaño de los cristales varía entre los 300 y 400 μ m. B) microfotografía de dos cristales de la población de foto (A) en acercamiento. La barra blanca en las fotografías equivale a 100 μ m.

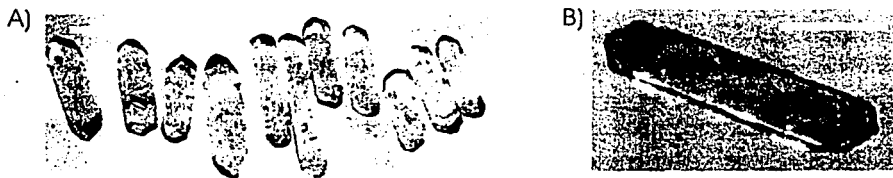


Fig. 4.3 A) Fotomicrografía de otra población de zircons del Granito Etla (muestra E-15). La relación de elongación de esta población va de 3:1 hasta 7:1 (cristal sexto de izquierda a derecha), bipiramidales poco desarrolladas, de sección rectangular (tabulares) y de color pardo claro a incoloros. El tamaño de los cristales varía entre los 200 y 420 μ m. (cristal más largo) B) fotomicrografía de un cristal de la población 2 de 300 μ m donde se observa el pobre desarrollo de sus pirámides y su carácter tabular. La barra blanca en las fotografías equivale a 100 μ m.



Fig. 4.4 Población de zircons de la muestra E-15. Esta familia se caracteriza por tener una sección hexagonal, bipiramides bien desarrolladas y con múltiples caras, la relación de elongación (largo:ancho) de 2:1 y 3:1 y de color pardo. El tamaño de los cristales varía entre los 240 y 300 μ m. La barra negra en la fotografía equivale a 100 μ m.

Tabla 4.2. Relaciones isotópicas de Pb/Pb y Pb/U obtenidas de las diferentes fracciones de zircones de la muestra E-2 del Granito Etla

Fracción†	Peso (mg)	U ppm	Total Pb ppm	Com. Pb pg	Relaciones observadas†			Relaciones atómicas			Edad (Ma)††	% Disc.		
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb				
Granito Etla														
E-2 p1, abr, cortos, multifac, 5 gm	0.11	101	10	110	355	0.00986	0.00281	0.08699	0.79102	0.06595	538	592	805 ± 6.5	33
E-2 p2, cortos, multifac, transp, no abr, 14 gms	0.1	91	11	200	185	0.01096	0.00540	0.09141	0.84604	0.06713	564	622	842 ± 12	33
E-2 p3, prism, abr, 12 gms	0.15	162	14	8	1159	0.00616	0.00086	0.08597	0.79427	0.06701	532	594	838 ± 19	37
E-2 p4, bip, elong, no abr	0.26	67	6	25	1071	0.01482	0.00093	0.08439	0.76695	0.06591	522	578	804 ± 12	35
E-2 p5, prism, no abr	0.17	98	8	280	117	0.01023	0.00855	0.05334	0.46270	0.06292	335	386	705 ± 44	52
OX-Gr m1, 1 gm abr	0.09	167	20	210	292	0.11750	0.23588	0.09803	0.92708	0.06859	603	666	886 ± 52	32
OX-Gr m2, 1 gm abr	0.08	259	23	490	88	0.22780	0.48086	0.04946	0.44024	0.06455	311	370	760 ± 220	59
OX-Gr m3, 1 gm abr	0.05	38	6	16	1338	0.08022	0.17904	0.15098	1.44971	0.06964	906	910	917 ± 6	1

* Indica Pb radiogénico. Química de zircones y procesos de disolución modificados desde Krogh (1973) y Mattinson (1987) en microcápsulas tipo Parrish (1987).

El experimento de disolución por pasos sigue cuanto propuesto por Mattinson (1994).

† abr = pulidos; no abr = sin pulir; gm = granos; corto (prismático); multifac = múltiples caras; elong = elongados; bip = bipiramidales; prism = prismático

‡ Las relaciones isotópicas medidas están corregidas por fraccionamiento del 1% para las fracciones ID, con trazador ²⁰⁸Pb y ²⁰⁵Pb.

Se corrigieron también para contribución de blanco. Los errores 2 sigma en las relaciones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb y ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb son < 0.8%, generalmente mejores que 0.1%.

La incertidumbre en la relación ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb varía entre 0.1% y 2.4%.

†† Constantes de decaimiento usadas: ²³⁸U = 1.55125x 10⁻¹⁰; ²³⁵U = 9.48485x 10⁻¹⁰; ²³⁸U/²³⁵U = 137.88. La incertidumbre estimada en la relación U/Pb es ± 0.4 con base en el análisis replicado de un zircón estándar. El error de la edad ²⁰⁷Pb*/²⁰⁶Pb* es expresada al 2 sigma y reducida por medio del programa PBDAT de K. Ludwig (1993). Los blancos totales de procesamiento varían entre 2 y 30 pg, generalmente <10 pg en la UCSC. En el LUGIS, los blancos totales durante estos análisis variaron entre 40 y 200 pg.

El valor inicial de Pb está calculado sobre feldespatos separados de la misma roca fechada

Los datos isotópicos se midieron en un espectrómetro de masa multicollector VG 54-30 con un detector Daly de pulsos en la UC en Santa Cruz. En el LUGIS se utilizó un espectrómetro Finnigan MAT 262

equipado con un multiplicador secundario de electrones para la medición de los picos de ²⁰⁴Pb

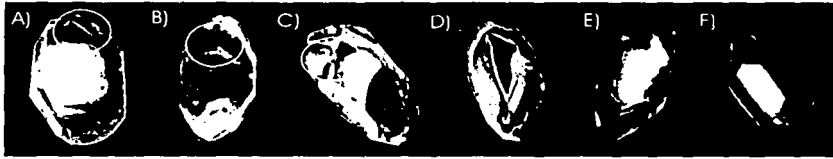


Fig. 4.5 Imágenes de cátodo-luminiscencia de los zircones extraídos de la muestra E-2 que fueron fechados con U-Pb, y graficados en la curva de concordancia U-Pb. Nótese el zoneamiento oscilatorio en los cristales D, F y no muy claro en C, que indican un origen ígneo (ver explicación en el texto)..

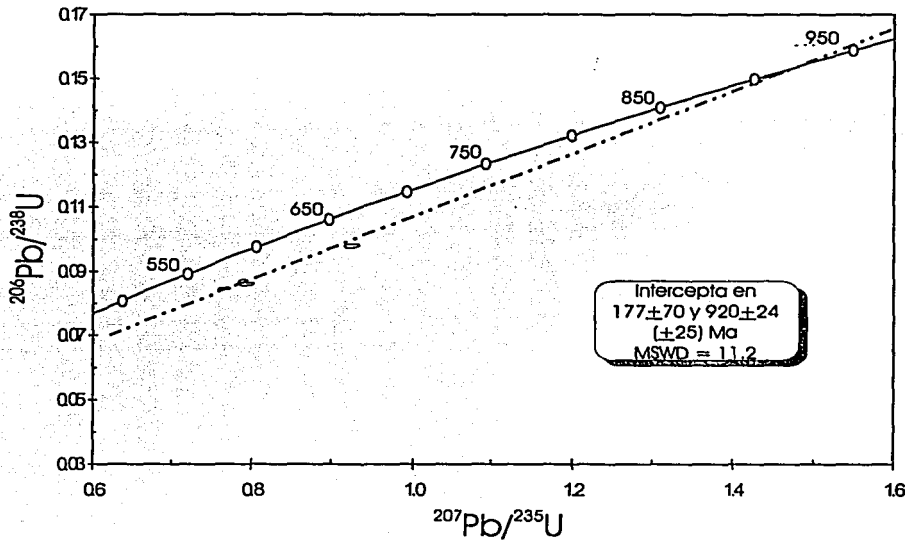


Fig. 4.6 Diagrama de la concordia U-Pb de Wetherill (1956). Las elipses representan los valores de las relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de las diferentes poblaciones de zircones del Granito Etla (muestra E-2). Los datos se muestran en la tabla 3.9

En el diagrama de la concordia de U-Pb de Wetherill, (1956) en el que se grafican las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ en el eje de las abscisas y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; (Fig. 4.6) la intersección superior, tras haber extrapolado la recta de la discordia con los valores obtenidos de estas relaciones en tres de las cinco poblaciones de zircones (las tres poblaciones escogidas para graficarse son las de mayor valor en la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y menor error en la edad, con el propósito de reducir la incertidumbre en la interpretación de la intersección superior) y uno de los tres cristales sencillos analizados en la UCSC, es de 920 ± 24 Ma, es decir, la edad de cristalización de este mineral, mientras que la intercepta inferior esta en los 177 ± 70 Ma, que puede representar el tiempo transcurrido desde que inicio la pérdida de una fracción de plomo (o menos probable, una ganancia de U) hasta que el sistema se cerró nuevamente. Esta pérdida de plomo según Faure, (1986) parece estar relacionada al tamaño de los cristales, a su concentración de U y al daño causado por la radiación en los cristales, así los cristales más pequeños y aquellos que tienen una alta concentración de U pueden sufrir mayores pérdidas de Pb que los cristales de mayor tamaño o los que tienen una menor cantidad de U.

4.2.2 Edades de Ar-Ar

También fueron analizados los minerales feldespato potásico y biotita de estas mismas muestras (E-2 y E-15) con una sonda para argón con un dispositivo integrado de incrementos de energía. Los análisis se llevaron a cabo en el Departamento de Geoquímica, Universidad de Queen's en Ontario, Canadá por la Doctora Amabel Ortega Rivera.

Las variaciones en la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de edad en cada incremento de energía para la biotita y el feldespato potásico en ambas muestras se anotan en las tablas 4.4 y 4.5. En esta tabla se muestran también la fracción acumulativa de ^{39}Ar para construir las gráficas ^{39}Ar -edad y definir así una edad de meseta en cada muestra que corresponde a la edad del cierre del sistema isotópico del Ar. Las edades de meseta obtenidas de los diferentes minerales son:

Tabla 4.3 Edades de meseta de las muestras E-2 y E-15 en feldespatos K y biotitas

Muestra	Mineral	Edades (Ma)			³⁹ Ar (%) (de meseta)
		Correlación	De meseta	Integradas	
E-2	Feldespatos-K	151 ± 15	214 ± 2	206 ± 2	51.5
	Biotita	249 ± 20	251 ± 3	233 ± 2	38.8
			255 ± 3		23.6
E-15	Feldespatos-K	119 ± 44	204 ± 3	334 ± 3	8.7
			325 ± 3		30.6
	Biotita	181 ± 40	200 ± 5	189 ± 4	76.7

Las edades de meseta del cuadro anterior se grafican en la figura 4.7. Es importante notar que una edad de meseta confiable debe abarcar por lo menos el 70% de la fracción de ³⁹Ar, la cual se alcanza solamente en el caso de la biotita de la muestra E-15 (cuadro anterior y Fig. 3.21 d). Sin embargo, los valores obtenidos en las otras muestras se consideran ya que tienen poca variabilidad, excepto el feldespatos potásico de la muestra E-15, en la cual no se define una edad de meseta.

Las edades de meseta de la biotita son 251 ± 3 y 200 ± 5 Ma. Es evidente que no hay coincidencia entre estas edades, sin embargo, la biotita se re-equilibra durante los procesos de calentamiento y por tanto las edades de meseta obtenidas pueden representar probablemente mezclas de gases con distintas edades. Así la edad entre los 200 y 250 Ma es probablemente un mínimo aproximado en la edad de enfriamiento de la biotita en función del argón durante la temperatura de bloqueo de este mineral, cercana a los 300° C. Esto se infiere a partir de la forma de la curva en el feldespatos potásico de la muestra E-2 la cual general una meseta en 214 ± 3 Ma indicando un enfriamiento en el feldespatos potásico por el argón con una temperatura de bloqueo de 150° C en este mineral. Esta curva muestra también una tendencia descendente gradual hacia los 150 Ma, lo cual sugiere un recalentamiento de baja temperatura en este tiempo, en contraste el feldespatos potásico de la muestra E-15, produce un espectro muy discordante que parece no tener un significado geológico.

Tabla 4.4 Relaciones isotópicas de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, y fracción de ^{39}Ar de la muestra E-2 en A) feldespato potásico y B) biotita.

A) **Muestra: E-2 Feldespato potásico**

Energía	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	\pm	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	\pm	r	Ca/K	$^{39}\text{Ar}(\%)$	$^{39}\text{Ar}(\%)$ acum.	^{39}Ar acum.	edad (Ma)	\pm
1.00	0.001471	0.000514	0.003277	0.001295	0.988	6.285	0.40	0.40	0.0040	1451.84	49.55
2.00	0.000689	0.000081	0.039351	0.000282	0.256	0.855	4.03	4.43	0.0443	244.39	5.76
3.00	0.000157	0.000055	0.072127	0.000369	0.068	0.190	8.95	13.38	0.1338	163.32	2.55
4.00	0.000091	0.000092	0.072786	0.001281	0.032	0.107	9.08	22.46	0.2246	165.04	4.89
5.00	0.000100	0.000050	0.067743	0.000620	0.036	0.393	9.28	31.74	0.3174	176.32	2.79
5.50	0.000076	0.000080	0.064550	0.000384	0.084	0.212	5.74	37.48	0.3748	185.87	4.04
6.00	0.000084	0.000119	0.062828	0.000464	0.119	0.336	3.69	41.17	0.4117	190.26	6.01
7.00	0.000116	0.000104	0.060324	0.000397	0.170	0.297	3.99	45.16	0.4516	195.92	5.21
7.50	0.000157	0.000124	0.058321	0.000422	0.123	0.115	3.38	48.54	0.4854	199.92	6.77
8.00	0.000052	0.000136	0.057451	0.000393	0.176	0.108	3.25	51.79	0.5179	209.00	7.30
8.50	0.000101	0.000102	0.055321	0.000403	0.001	0.001	6.26	58.05	0.5805	213.58	6.43
9.00	0.000159	0.000038	0.054212	0.000304	0.056	0.186	35.54	93.59	0.9359	214.09	2.44
12.00	0.000183	0.000108	0.052822	0.000417	0.122	0.000	6.41	100.00	1.0000	217.85	6.47

B) **Muestra: E-2 biotita**

Energía	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	\pm	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	\pm	r	Ca/K	$^{39}\text{Ar}(\%)$	$^{39}\text{Ar}(\%)$ acum.	^{39}Ar acum.	edad (Ma)	\pm
1.00	0.002905	0.000072	0.018222	0.000149	0.275	0.283	5.15	5.15	0.0515	97.83	12.76
2.00	0.000579	0.000034	0.046366	0.000232	0.096	0.094	19.92	25.07	0.2507	217.64	2.42
3.50	0.000237	0.000034	0.045110	0.000245	0.077	0.153	22.04	47.11	0.4711	248.78	2.59
4.50	0.000257	0.000036	0.045973	0.000237	0.112	0.092	12.36	59.47	0.5947	242.90	2.54
6.00	0.000274	0.000031	0.046557	0.000248	0.094	0.078	16.00	75.47	0.7547	238.89	2.21
7.00	0.000218	0.000043	0.046307	0.000254	0.109	0.095	7.76	83.23	0.8323	244.13	2.95
12.00	0.000146	0.000036	0.045544	0.000240	0.093	0.510	16.78	100.01	1.0001	253.20	2.59

r = correlación entre los errores de las relaciones isotópicas $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

Tabla 4.5 Relaciones isotópicas de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, y fracción de ^{39}Ar de la muestra E-15 en A) feldespatos potásico y B) biotita.

A) **Muestra: E-15 feldespatos potásico**

Energía	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	\pm	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	\pm	r	Ca/K	$^{39}\text{Ar}(\%)$	$^{39}\text{Ar}(\%)$ acum.	^{39}Ar acum.	edad (Ma)	\pm
1.00	0.000557	0.000409	0.002210	0.001031	0.994	1.978	1.56	1.56	0.0156	2366.42	36.28
2.00	0.000282	0.000056	0.033464	0.000241	0.274	0.591	12.07	13.63	0.1363	323.80	4.41
3.00	0.000160	0.000046	0.049457	0.000294	0.108	0.103	14.97	28.60	0.2860	233.57	2.99
4.00	0.000099	0.000051	0.058151	0.000311	0.097	0.000	8.65	37.25	0.3725	204.11	2.82
5.00	0.000150	0.000050	0.051831	0.000271	0.000	0.001	7.08	44.33	0.4433	224.20	3.42
6.00	0.000127	0.000045	0.040389	0.000236	0.000	0.001	5.75	50.08	0.5008	284.77	3.97
7.00	0.000114	0.000070	0.042265	0.000275	0.000	0.001	3.91	53.99	0.5399	274.09	5.74
8.00	0.000158	0.000054	0.033027	0.000229	0.000	0.001	3.92	57.91	0.5791	339.63	5.62
9.00	0.000190	0.000036	0.034045	0.000203	0.169	0.176	18.53	76.44	0.7644	327.36	3.23
12.00	0.000135	0.000039	0.045199	0.000257	0.149	0.126	23.56	100.00	1.0000	255.93	2.59

B) **Muestra: E-15 biotita**

Energía	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	\pm	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	\pm	r	Ca/K	$^{39}\text{Ar}(\%)$	$^{39}\text{Ar}(\%)$ acum.	^{39}Ar acum.	edad (Ma)	\pm
1.00	0.002529	0.000100	0.020596	0.000239	0.511	0.482	23.26	23.26	0.2326	152.42	12.57
2.00	0.001571	0.000085	0.032369	0.000285	0.359	0.247	29.55	52.81	0.5281	202.63	6.89
3.00	0.001837	0.000086	0.027418	0.000232	0.318	0.070	12.71	65.52	0.6552	204.07	8.95
4.00	0.001976	0.000089	0.025117	0.000231	0.422	0.149	11.32	76.84	0.7684	202.81	9.39
5.00	0.001617	0.000153	0.033895	0.000374	0.334	0.202	7.75	84.59	0.8459	189.29	13.01
6.00	0.001557	0.000273	0.035655	0.000623	0.427	0.544	4.22	88.81	0.8881	186.26	20.85
7.00	0.001632	0.000421	0.031537	0.000982	0.514	1.437	2.42	91.23	0.9123	201.01	33.41
12.00	0.001559	0.000129	0.032729	0.000334	0.399	2.155	8.76	99.99	0.9999	201.71	10.53

r = correlación entre los errores de las relaciones isotópicas $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

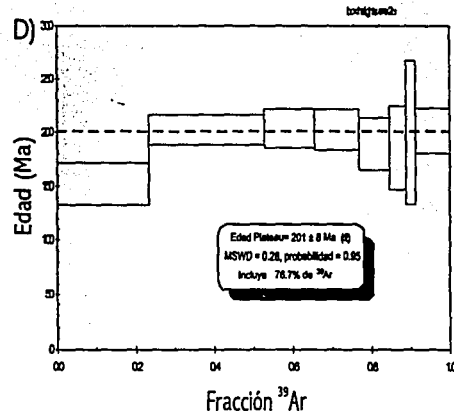
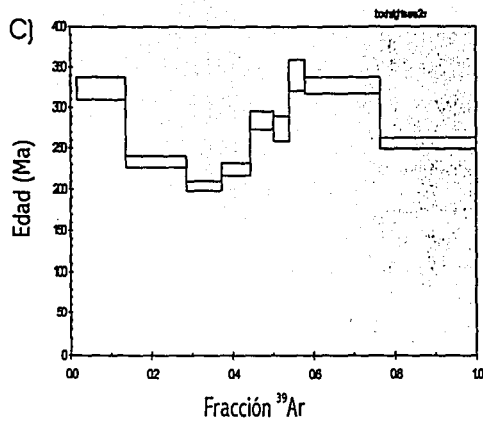
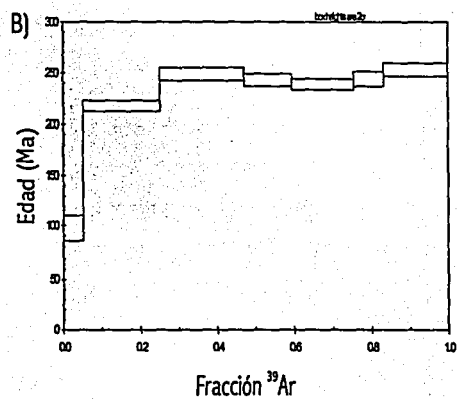
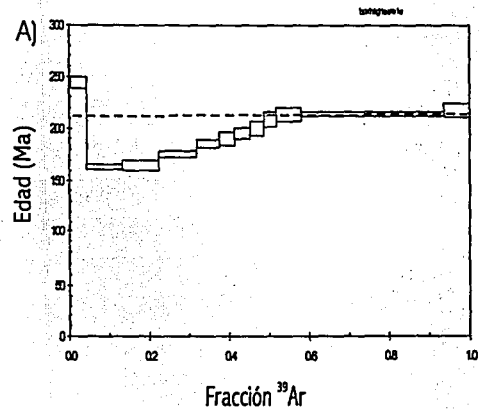


Fig. 4.7 Diagramas de las edades plateau basados en incrementos de energía de las muestra A) E-2 feldspato potásico; B) E-2 biotita C) E-15 feldspato potásico y D) E-15 biotita del Granito Etla (las líneas punteadas marcan la mejor edad plateau de las muestras, ver explicación en el texto)..

CAPÍTULO V

Discusión

El Granito Etlá se encuentra en contacto intrusivo con rocas precámbricas (1~1.2 Ga) de la base de la secuencia estructural del Complejo Oaxaqueño (anortositas). No se ha observado que este cuerpo intrusiona a las unidades estructurales superiores de este complejo, ni tampoco se han reconocido otros granitos con características similares que intrusionen a las mismas unidades o a unidades superiores. Las principales evidencias de este tipo de contacto son: el mismo contacto intrusivo expuesto; los xenolitos de ortogneises y anortosita dentro del granito que varían de algunos centímetros hasta varios metros y; los diques que cortan a la roca encajonante, observados en la margen oriental del cuerpo. No se encontraron en las partes céntricas de este cuerpo ninguna clase de xenolitos. El contacto en la margen occidental no ha sido estudiado con detalle, sin embargo el Dr. Ortega-Gutiérrez (datos no publicados) lo reporta como afectado por fallamiento normal de tipo frágil. Está afectado por intrusiones posteriores (muestra A-5), de las cuales no se tiene un dato exacto de la edad ni del origen. Pero según los datos arrojados por la geoquímica de ésta muestra, no parece ser cogenética con el granito Etlá.

El granito Etlá está caracterizado por sus fenocristales de feldespato potásico rosa (generalmente poecilíticos y en ocasiones peritíticos), principalmente en sus márgenes, y tiene en general facies de grano grueso, equigranular, aunque ocasionalmente se encuentran también facies de grano fino (aplitas), una de las cuales se interpreta como un pulso magmático tardío. Solo se reconoció un pulso posterior al emplazamiento, ubicado cerca del centro del plutón.

Con base en su petrografía se le clasifica aquí como monzogranito de biotita y hornblenda, aunque también hay muestras clasificadas como sienogranitos y granodioritas de biotita y, en muy bajo porcentaje, dioritas. Estas últimas se han interpretado como xenolitos de la anortosita que no fueron totalmente asimilados por el cuerpo plutónico. En general, el contenido de minerales máficos y minerales opacos es escaso.

Se observó deformación de tipo dúctil exclusivamente en las márgenes del mismo, con minerales típicos de facies metamórficas de esquistos verdes (epidota y clorita) y caracterizada por pliegues abiertos y suaves en diques y pegmatitas que a su vez presentan foliación. La foliación y el crucero son subparalelos al contacto sur del plutón y son también paralelos a los planos axiales de los pliegues en los diques graníticos. Esto indica que se trata de una fase de deformación posterior a la intrusión. En el centro de este cuerpo solo se observaron estructuras de deformación frágil (principalmente fracturamiento) no cuantificadas.

Se reconoce en este cuerpo alteración hidrotermal poco penetrativa, evidencia de ello es la ocurrencia de epidota, presente en la mayoría de las muestras, aún en las partes centrales que no presentan deformación y / o metamorfismo. Otra posible evidencia es la alta relación de Cl/K obtenida al analizarla por incrementos de calor y fecharla por Ar-Ar. Sin embargo la alteración que más ha afectado a este granito es el intemperismo. La presencia de minerales como clorita, derivada a partir de la biotita y hornblenda así como la sericita y minerales arcillosos remplazando total o parcialmente a feldspatos, e inclusive algunas epidotas formadas en las componentes ricas en An en las plagioclasas son claras evidencias de este tipo de alteración (Shelley, 1993).

A pesar del grado de intemperismo que presenta la roca (principalmente en la porción oriental), las muestras que fueron tomadas para análisis químicos representan las partes menos alteradas de los afloramientos correspondientes, por lo que se consideran confiables los resultados obtenidos, además de que se observa consistencia en estos mismos resultados.

Químicamente este cuerpo granítico es peraluminoso según el índice de saturación de aluminio (A/CNK) (Shand, 1947) obtenido de las diferentes muestras. El valor de este índice en una roca puede modificarse por intemperismo, ya que está basado en elementos mayores como el Na y Ca que son removidos en solución cuando se sufren este tipo de alteración (Chapell, 1999), sin embargo, la cantidad que se pierde de estos elementos en una roca que sufre alteración in situ puede considerarse significativa en comparación con las que han sido transportadas y que han sufrido un proceso completo de sedimentación (transporte, diagénesis, compactación, etc.) y que con el tiempo pueden llegar a fundirse y dar origen a los granitos de tipo 'S' (generalmente peraluminosos con $A/CNK > 1.1$, Fig. 3.4). Este granito es de tipo 'I' (Fig. 3.4) lo cual implicaría como posible fuente a rocas ígneas de composición máfica o intermedia o derivado directamente de una fuente infracortical (manto superior) (Chapell y White, 1974; Clarke, 1992; Shelley, 1993; Chapell, 1999). Esto podría confirmarse con el valor de $^{87}Sr/^{86}Sr < 0.706$ (este valor en el caso del Granito Etlá es de 0.7047 ± 0.0005 , Ruiz-Castellanos, 1979) típico de rocas derivadas de fuentes ígneas (Pitcher, 1983).

El Granito E1a es de medio y alto contenido de potasio, pertenece al grupo de rocas subalcalinas y tiene una tendencia de diferenciación calco-alcalino, (Fig. 3.7) lo cual hace suponer un origen en un ambiente de arco magmático, debida muy probablemente a la colisión de una margen continental y una oceánica o una continental con otra continental (Barbarin, 1999). Sin embargo puede ser que la fusión de una roca calcoalcalina involucrada en la formación del granito sea el resultado de esta tendencia. Por otro lado los patrones de elementos traza normalizados respecto al manto de este granito, en los cuales hay un enriquecimiento de elementos de bajo campo de fuerza (LILE's: Rb, K, Ba) respecto a los de alto campo de fuerza (Nb, Ti) (Fig. 3.9 a 3.11), son característicos de magmas formados en un ambiente de subducción. También el ambiente tectónico en que se formó este granito según los diagramas de Pearce et al. (1984), (Y + Nb versus Rb, Fig. 3.13 b) es un ambiente de arco volcánico (VAG). En el diagrama de Batchelor y Bowden (1985) la mayoría de las muestras se encuentran en el campo de los granitos de colisión, lo cual se contrapone con la idea de un origen de arco. Sin embargo este diagrama no se considera aquí como un buen discriminante ya que utiliza elementos mayores los cuales pueden verse afectados por el intemperismo, aunque, como se menciona con anterioridad, hay la posibilidad que sea producto de la fusión de una roca calcoalcalina al momento de colisionar las masas continentales.

La química de elementos traza de este granito supone una mayor afinidad con la corteza continental. Prueba de esto es la posición que tienen las muestras en el diagrama discriminante de Pearce et al. (1984) (en la mitad superior, cerca del límite con los granitos de ambiente de colisión en Fig. 3.4 b) lo cual implica un valor relativamente alto de Rb, característico de materiales derivados o, más probablemente en el caso de este granito, contaminados con ^{87}Sr inicial radiogénico de rocas de la corteza continental (Föster et al. 1997). También lo confirma el valor de la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7047 \pm 0.0005$ (Ruiz-Castellanos, 1979) según el diagrama de evolución isotópica del estroncio terrestre (Faure, 1986).

La extrapolación de la curva de discordia obtenida a partir de los datos de las distintas familias de zircones fechadas en el LUGIS, intercepta a la concordia en 177 ± 70 y en 920 ± 24 Ma.

La discordia (formada de la extrapolación por las distintas familias procesadas en el LUGIS) incluye a uno de los zircones analizados en el Laboratorio de la Universidad de Santa Cruz que tiene la mayor concordancia (cerca del 99%). Este zircón se ubica cerca de la intercepción superior (diagrama de Whetherill, 1956, Fig. 4.6), por lo que suponemos correcta la edad obtenida en la intercepta superior, aunque se sugieren también futuros fechamientos para confirmar esta edad. Se descarta la posibilidad de material heredado por: 1) el carácter magmático de los zircones analizados (Hanchar y Miller; 1993; Schaltegger et al. 2000) y; 2) no hay reportadas, dentro del Complejo Oaxaqueño, rocas de edad inferior a los ~975 Ma, que además corresponden con la edad de intrusión de pegmatitas post tectónicas de acuerdo con Solari et al. 1998).

Asumiendo entonces que la edad de ~ 920 Ma corresponde al evento magmático, Oaxaquia debió estar flanqueada por una margen activa (en subducción) durante el proterozoico medio (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999; Keppie y Ramos, 1999; Keppie et al. 2001).

Según Keppie et al. (2001) la posición de Oaxaquia (al noroeste de Amazonia) hace 990 Ma, sugiere más la convergencia de una margen de arco (Oaxaquia) y Amazonia que una convergencia continente-continente producida en las partes centrales de la orogenia Grenville (Fig. 5.1)

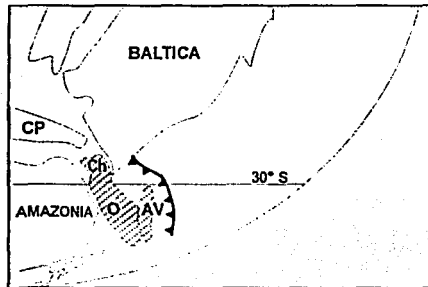


Fig. 5.1 Reconstrucción de Rodinia en la que se muestran los orógenos de ~ 1 Ga (en sombreado) tomado de Keppie et al. (2001). Abreviaturas: O = Oaxaquia; Ch = bloque Chortis; AV = Avalonia; CP = terreno Carolina Piedmont.

Las edades de meseta de la biotita por Ar de 250-200 Ma y la edad de meseta del feldespato potásico indican un enfriamiento cercano a los 300° C y 150° C respectivamente. Esto es del Pérmico tardío al Triásico. Además, la edad de 272 ± 8 Ma (Pérmico temprano: Ruiz-Castellanos, 1979) pueden indicar una modificación de los sistemas isotópicos mencionados durante las etapas finales de amalgamación de Pangea.

Los eventos más probables que se asocian a este re-calentamiento (modificación de los sistemas isotópicos) son:

1. La edad obtenida por Ruiz-Castellanos (1979) (considerada por él como la edad de magmatismo) es muy consistente con la edad de una serie de Granitos Permo-Triásicos que pertenecen a un arco continental que se extienden de noroeste a sureste a lo largo de todo México y que son considerados como la primera unidad encontrada en México resultante de la tectónica circum-Pacífica (Torres et al. 1999; Centeno y Keppie, 1999; Solari, 2001). Una de las evidencias locales de este magmatismo Permo-Triásico es el granito 'Carbonera', ubicado a aproximadamente 19 Km en línea recta al norte del Granito Etila, que tiene una edad de U-Pb de 275 ± 4 Ma (Solari, 2001). Las edades por distintos métodos de fechamientos en algunos otros de estos granitos son muy consistentes, y van de los 232 a los 287 Ma (cf. Torres et al. 1999). Este arco es producto de la subducción al este de la placa Farallón o Kula en la margen occidental de Pangea (Rowley y Pindell, 1989; Torres et al., 1999).
2. Por otra parte las edades de meseta de Ar-Ar reportadas en este trabajo pueden estar relacionadas a un evento tectónico diferente. En la gráfica de ^{39}Ar versus edad, del feldespato potásico (Fig. 4.7 a), se observa una pérdida de argón a los 211 Ma que culmina a los 170 Ma (Jurásico temprano a medio). Esto y la diferencia en general de edad (entre 20 y 50 Ma) hace suponer que un evento posterior a la formación de este arco Permo-Triásico afectó nuevamente a este cuerpo, re-homogenizando el sistema, pero fue insuficiente para provocar una recristalización completa en la biotita. El evento asociado a este calentamiento, que no debió modificar la composición isotópica del Rb y del Sr, puede ser cualquiera de ambos: 1) una migración hacia el sur del Triásico al Jurásico temprano y medio de un punto triple hipotético formado por las placas de Norteamérica, de Sudamérica y el bloque Yucatán debido a la apertura del golfo de México (Centeno y Keppie, 1999); ó

2) Está registrado un segundo periodo de subducción del arco Permo-Triásico mencionado con anterioridad; pero que solo está bien definido en la parte centro-norte de México (Jones et al. 1995).

CAPÍTULO VI
Conclusiones

El Granito Etlá, que aflora en un tramo de la autopista México-Oaxaca entre los kilómetros 224.0 y 228.7, y con una superficie de aproximadamente 81 km², aporta datos que soportan la teoría que supone a Oaxaquia como un arco hace ~1 Ga ubicado al noreste de Amazonia. Las principales conclusiones que surgen del análisis de este cuerpo son:

- ☛ El Granito Etlá intrusióna rocas precámbricas (1~1.2 Ga) de la base de la secuencia estructural del Complejo Oaxaqueño (anortositas). No se ha observado que este cuerpo intrusiona a las unidades estructurales superiores de este complejo, ni tampoco se han reconocido otros granitos con características similares que intrusionen otras unidades.
- ☛ Se clasifica a este Granito como un monzogranito de biotita y hornblenda con algunas partes sienograníticas y granodioríticas, así como dioríticas en bajo porcentaje. Estas últimas consideradas como partes de la anortosita que quedaron en proceso de asimilación.
- ☛ Debido a que las pegmatitas que cortan a las rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño tienen una edad de U-Pb en zircones que varía entre los 1,125 Ma en pegmatitas deformadas hasta los 976 Ma, consideradas las más jóvenes y que además no presentan deformación, se infiere que los distintos cuerpos pegmatíticos que cortan a este granito sean de origen ígneo, derivadas de fluidos del mismo magma, y no estén relacionados con las pegmatitas que intrusionan el Complejo Oaxaqueño.
- ☛ El Granito Etlá es un granito de tipo I, derivado de la fusión de rocas ígneas de mayor afinidad con el manto, pero afectado por contaminación con materia cortical.
- ☛ Según la química de elementos mayores y traza y los fechamientos de U-Pb en zircones, el ambiente en que se formó este granito es de arco volcánico, muy probablemente durante la convergencia de una margen continental con una oceánica hace cerca de 920 Ma al NEE de Amazonia.

La formación de un arco Permo-Triásico por la subducción de la placa Kula y/o Farallón en la placa de Norteamérica modificó el sistema isotópico de Rb-Sr. Sin embargo, es más probable que haya sido la migración hacia el sur del punto triple, formado por las placas de Kula o Farallón, la Placa de Norteamérica y el Bloque Yucatán durante el Jurásico temprano a medio, el evento tectono-térmico que modificó el sistema de isotópico de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el granito.

Aunque no se estudió con un fin económico el Granito Etlá, no se hallaron indicios de algún tipo de mineralización (óxidos o sulfuros) asociada al mismo o a la roca encajonante en la zona de contacto que pudiese ser tomado en cuenta para un proyecto de exploración. Las posibilidades de exploración pueden tener como blanco los cuerpos pegmatíticos que cortan a este cuerpo para extracción de feldespato potásico. Se desconoce también el contenido de elementos de tierras raras, en el granito como en las pegmatitas, aunque estas últimas son simples (feldespato-K + cuarzo + plagioclasa \pm muscovita) y el tamaño de este cuerpo vuelve poco rentable un eventual estudio de estos elementos.

Bibliografía

- Alaniz-Álvarez, S. A., 1996, Edad, Cinemática e implicaciones tectónicas de las fases de deformación de la zona de cizalla de Oaxaca, México, Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Alaniz-Alvarez, S. A., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern México related to the opening of the Gulf of México, Tesis de Doctorado Instituto de Geología, UNAM.
- Ballard, M. M., Van der Voo R., Urrutia-Fucugauchi J., 1989, Paleomagnetic results from Grenvillian-aged rocks from Oaxaca, Mexico: evidence for a displaced terrane, *Precambrian research* vol. 42, Elsevier science, Amsterdam, pp. 343-352.
- Barbarin, B., 1999, A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments, *Lithos*, vol. 46, Elsevier science, Amsterdam pp. 605-626.
- Becke, F., 1908, Ueber Myrmekite, *Schweiz. miner. petrog. Mitt.* 27, pp. 377-390.
- Campa-Uranga, M. F., Coney P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of México, *Canadian Journal of Earth Sciences* vol. 20, pp. 1040-1051.
- Carfentan, J.C., 1983, Les ensembles géologiques du Mexique meridional-Évolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cenozoïque, *Geofísica Internacional (México)* vol. 22, pp. 9-37.
- 1986, Du système cordillérain nord-américain au domaine Caraibe-Étude géologique du Mexique meridional, Chambéry, Université de Savoie, Tesis de Doctorado 558 p. (no publicado).
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al N-W de Ciudad Victoria Tamaulipas, *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros (AMGP) Boletín*, vol. 13, pp. 1-98.
- Centeno-García, E., 1988, Evolución estructural de la falla Oaxaca durante el Cenozoico, Tesis de Maestría (inédita), Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, 156 p.
- Centeno-García, E., Keppie J. D., 1999 Latest Paleozoic-early Mesozoic structures in central Oaxaca terrane of southern Mexico: deformation near a triple junction *Tectonophysics* Vol. 301 (3-4) Elsevier Science B.V., Amsterdam, pp. 231-242.
- Chappel, B. W., 1999, Aluminium saturation in I- and S- type granites and the characterization of fractionated haplogranites, *Lithos*, vol. 46, Elsevier science, Amsterdam pp. 535-551.
- Chappel, B. W., White A. J. R., 1974, Two contrasting granite types, *Pacific Geology*, No. 8, pp. 173-174.
- Clarke, D. B., 1992, *Granitoid rocks* Ed. Chapman & Hall, University Press, Cambridge 283 p.
- Corrigan, D. y Hanmer, S., 1997, Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen a product of convective thinning of the lithosphere? *Geology* vol. 25, pp. 61-64.
- Cox, K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., 1979, *The interpretation of igneous rocks*, Allen & Unwin, Londres, 450 p.

- Crookes, W., 1879, Contributions to molecular physics in high vacuum. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 170, pp. 641-642.
- De Cserna, Z., 1971, Precambrian Sedimentation, tectonics and magmatism in México, *Geologische Rundschau*, vol. 60, pp. 1488-1513.
- Deer, W. A., Howie R. A., Zussman J., 1966, An introduction to the rock forming minerals, 16ª reimpression 1989, Longman Scientific & Technical, Londres 582 p.
- Delgado-Argote, L. A., 1988, Geología preliminar de la secuencia vulcano sedimentaria y serpentinitas asociadas del Jurásico (?) del área de Cuicatlán-Concepción Pápalo, Oaxaca, *Revista del Instituto de Geología, UNAM*. vol. 7, pp. 123-135.
- Dostal, J., Dupuy, C., Caby R., 1994, Geochemistry of the Neoproterozoic Tilemsi belt of Ilforas (Mali, Sahara); a crustal section of an oceanic island arc. *Precambrian Research* vol (65), pp. 55-69.
- Dostal, J., Keppie J. D., Cousens B. L., Murphy J. B., 550-580 Ma Magmatism in Cape Breton Island (Nova Scotia, Canada): The Product of NW-Dipping subduction during the final stage of amalgamation of Gondwana., *Precambrian Research* vol (76), pp. 96-113.
- Eggleton, R. A., Bandfield J. F., 1985, The alteration of granitic biotite to chlorite, *American Mineralogy*, vol 70, pp. 902-910.
- Faure, G., 1986, *Principles of Isotope Geology*, 2a. Ed. John Wiley & Sons, EE.UU., 589 p.
- Föster, H. J., Tischendorf G., Trumbull R. B., 1997, An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks, *Lithos* vol. 40, Elsevier science, pp. 261-293.
- Fries, C., Rincón-Orta C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de Geocronometría, UNAM, *Boletín. Instituto de Geología*, vol. 73, p. 57-133.
- Hanchar, J. M., Miller C. F., 1993, Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories, *Chemical Geology*, vol. 110, Elsevier science, pp. 1-13.
- Herrmann, U. R., Nelson B. K., Ratschbacher L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten A* 17, 92.
- INEGI, 1998, carta topográfica escala 1:50,000 Hoja Oaxaca de Juárez E14D47 México. 2ª impresión 1999.
- INEGI, 1984, carta topográfica escala 1:50,000 Hoja San Francisco Telixtlahuaca E14D37 México.
- Irvine T. N., y Baragar, W. R. A. 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* vol (8), pp. 523-548.
- Jenner, G. A., 1996, Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry, in Wyman D. A., ed., *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*, Geological Association of Canada, Short course notes, vol. 12, pp. 51-77.
- Jones, N. W., Mc Kee J., Anderson T., Silver L. T., 1995, Jurassic Volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remnant of a Cordilleran Magmatic Arc, *GSA, Special Paper*, no. 301, pp.45-70.
- Karlstrom, K. E., Williams M. L., McLelland J., Geissman J. W., Ahäll K. L., 1999, Refining Rodinia: geologic evidence for the Australian-Western U. S. connection in the Proterozoic, *GSA Today* 9(10), pp. 1-7.

- Keppie, J. D., Dostal J., Ortega-Gutiérrez F., López R., 2000, A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxaca Complex, southern Mexico, *Precambrian Research*, Elsevier science, Amsterdam. en revisión.
- Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez F., 1995, Provenance of Mexican terranes: isotopic constraints, *International Geology Review*, vol. 37, pp. 813-824.
- Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez F., 1999, Middle American Precambrian basement: A missing piece of the reconstructed 1-Ga orogen, *In* Ramos V. A., Keppie J. D., (Eds) *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Geological Society of America, Special Paper 336, pp. 199-210.
- Keppie, J. D., Ramos A. V., 1999, Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic, *In* Ramos V. A., Keppie J. D., (Eds) *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Geological Society of America, Special Paper 336, pp. 267-275.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals, *Amer. Miner.*, vol. 68, pp. 277-279.
- Krogh, T. E., 1973, A low-contamination method for hidrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol (37), pp. 485-494.
- Krogh, T. E., 1982, Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 46, pp. 637-649.
- Larson, S. A., Berlung J., 1992, A chronological subdivision of the Trans-Scandinavian igneous belt-three magmatic episodes?, *Geologiska Föreläggningarna I Stockholm Förhandlingar* vol. 114, pp. 459-461.
- Lawlor, P. J., Ortega-Gutiérrez F., Cameron K. L., Ochoa-Camarillo H., López R., Sampson D. E., 1999, U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico, *Precambrian Research*, vol. 94(1-2), Elsevier Science, Amsterdam, pp. 73-99.
- Le Bas, M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, no. 27, pp. 745-750.
- Le Maitre, R. W., 1989, *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford: Blackwell, 193 p.
- Maniar, P. D., Piccoli P. M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids, *GSA Bulletin* 101, pp. 635-643.
- Mariano, A. N., 1989, 1989, Cathodoluminescence emission spectra of rare earth element activators in minerals. *In* B. R. Lipin y G. A. McKay (Eds), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Mineral Society of America, *Rev. Mineral.*, vol. 21, pp. 339-348.
- Martiny B., Martínez-Serrano R., Morán-Zenteno, D., Macías-Romo C., Ayuso R. A., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic Rocks of Western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics* vol (318), pp. 71-98.
- Mattinson, J. M., 1972, Preparation of Hydrofluoric, Hydrochloric and Nitric Acids at ultra low lead levels. *Analytical Chemistry*, vol. 44, No. 9, pp. 1715-1716.
- Mora, C. L., Valley J. W., Ortega-Gutiérrez F., 1986, The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite facies metamorphism of the Oaxaca Complex, Southern México, *Revista, Instituto de Geología* vol. 5, U.N.A.M., pp. 222-242.
- Morales, S. S., 1984, Estudio paleo-ecológico del Paleozoico superior (Pensilvánico) de Santiago Ixtaltepec, Oaxaca. Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, 56 p.

- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, no. 274, pp. 321-355.
- Navarro, S. D., Sour-Tovar F., 1995, Braquiópodos espiriféridos de la Formación Santiago, Misisípico Inferior en el municipio de Nochixtlán, Oaxaca. V Congreso nacional de Paleontología, México D. F., libro de resúmenes pp. 28-29.
- Neugebauer, H. J., Reuther C., 1987, Intrusion of igneous rocks – physical aspects. *Geologische Rundschau* vol. 76, pp. 89-99.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez S. A., Ortega-Gutiérrez F., 1995, Estructura interna de la Falla de Oaxaca e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica, *Revista, Instituto de Geología, UNAM*. vol. 12, No. 1, pp. 12-18.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y la Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista, Instituto de Geología U.N.A.M.*, vol. 2, pp. 19-30.
- 1981a, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, vol. 20, núm. 3, pp. 177-202.
- 1981b (1984), La evolución tectónica premisisípica del sur de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*, vol. 5, pp. 140-157.
- 1983, La falla de Oaxaca, una discontinuidad tectónica fundamental del sur de México. *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana*.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera M., Reyes-Salas M., Macías-Romo C., López R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern México and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology (GSA)*, vol. 27, no. 8, pp. 719-722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre Salazar L., Roldán Quintana J., Aranda Gómez J., Morán Zenteno D., Alaniz Álvarez S., Nieto Samaniego A., 1992, Texto explicativo de la quinta edición de la Carta Geológica de la República Mexicana escala 1: 2'000,000. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Consejo de Recursos Minerales.*, México D. F., 74 p.
- Ortega Gutiérrez, F., Mitre Salazar L., Roldán Quintana J., Sandr ez Rubio G., De La Fuente M., 1990, H-3: Middle America Trench-Oaxaca-Gulf of México. *Geological Society of America (GSA). Transecto Continente/Océano #14*.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz J., Centeno-García E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology, (GSA)* vol. 23, núm. 12 pp. 1127-1130.
- Ortega-Rivera, A., 1997, Geochronological Constraints on the Thermal and Tilting History of the Peninsula Ranges Batholiths of Alta and Baja California: Tectonics Implications for Southwestern North America (Mexico). Ph.D. thesis, Queens University, Kingston. Ontario, Canadá, 582 p.
- Pantoja-Alor, J., 1970, Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centroseptentrional de Oaxaca. *Libreto guía de la excursión México-Oaxaca*, pp. 67-84.
- Parrish, R. R., 1987, An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, vol. 66, pp. 99-102.

- Pearce, J. A., Harris N. B., Tindle A. G., 1984, Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, vol. 25, pp. 956-983.
- Phillips, E. R., 1980, On polygenetic myrmekite. *Geology magazine*, vol (17) pp. 29-36.
- Pitcher, W. S., 1983, Granite Type and Tectonic Environment, in Hsu, K., (Ed), Mountain building processes. Academic Press, Londres, pp. 19-40.
- Quiroz-Barosso, S., Sour-Tovar F., 1995, Nuevo registro de ofiurodeo (Ophiurinae) para el Pensilvánico de América del Norte, proveniente de la Formación Ixtaltepec, Oaxaca. V Congreso nacional de Paleontología, México D. F., libro de resúmenes pp. 31-32.
- Robinson, K. L., Gastil R. G., Campa-Uganda M. F., Ramírez J., 1989, Geochronology of basement and metasedimentary rocks in southern Mexico and their relation to metasedimentary rocks in peninsular California. Geological Society of America (GSA), Abstract with programs, vol. 21, p. 135.
- Robison, R., Pantoja-Alor J., 1968, Tremadocian trilobites from Nóchixtlán region Oaxaca, México. *Journal of Paleontology* vol. 42, pp. 767-800.
- Rollinson, H., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Ed. Longman Scientific & Technical, Londres, 352 p.
- Rowley, D. B., Pindell J. L., 1989, End Paleozoic-early Mesozoic western Pangea reconstruction and its implications for the distribution of Precambrian and Paleozoic rocks around Meso-America. *Precambrian Research*, vol. 42, Elsevier science, pp. 411-444.
- Ruiz-Castellanos, M., 1979, Rubidium-strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlan metamorphic areas of southern Mexico. Tesis de Doctorado, La Universidad de Texas en Dallas, Junio, 178 p.
- Ruiz, J., Tosdal R. M., Restrepo P. A., Murillo-Muñeton G., 1999, Pb isotope evidence for Colombia-southern México connection in the Proterozoic. In: Ramos V. A., Keppie J. D., (Eds.), Laurentia-Gondwana connections before Pangea, Geological Society of America, Special Papers.
- Saunders, A. D., Tarney, J., Marsh N. G., and Wood, D. A., 1980, Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach, in Panayiotou, ed., Ophiolites: proceedings of the international Ophiolite Symposium Cyprus 1979, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Department Cyprus, pp. 193-204.
- Schaaff, P., Morán Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís Pichardo, Tolson G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics* vol. 14, pp. 1339-1350.
- Schaltegger, U., Fanning C.M., GuËnther D., Maurin J.C., Schulmann K. Gebauer D., 1999, Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and micro chemical evidence. *Contr. Miner. Petrol.* Vol. 134, pp. 186-201.
- Schwantke, A., 1909, Die Beimischung von Ca in Kalifeldspat und die Myrmekitbildung, *Zentralblatt Miner. geol. Palaeont.*, pp. 311-316.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez F., Speed R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. Geological Society of America, Special Paper 278, 153p.

- Shand, S. J., 1947, Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relations to ore deposits. 3a. edición, John Wiley & Sons, Nueva York, 488 p.
- Shurbet, D.H., Cebull S. E., 1987, Tectonic interpretation of the western-most part of the Ouachita-Marathon (Hercynian) orogenic belt, west Texas, Mexico. *Geology*, vol. 15, pp. 458-461.
- Shelley, D., 1993, Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microtextures and mineral preferred orientations. Ed. Chapman & Hall, University Press, Cambridge, 443 p.
- Solari, L., 2001, La porción norte del Complejo Oaxaqueño, Estado de Oaxaca: Estructuras, Geocronología y Tectónica. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. 179 p.
- Solari, L., López R., Cameron K. L., Ortega-Gutiérrez F., Keppie J. D., 1998, Reconnaissance U/Pb geochronology and common Pb isotopes of the northern part of the ~1Ga Oaxacan Complex, Southern Mexico. EOS American Geophysical Union 1998 Fall Meeting 79 (45), F931.
- Solari, L., Dostal J., Ortega-Gutiérrez F., Keppie J. D., 2001, The 275 Ma Arc-Related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern México: U-Pb Geochronology and Geochemistry. *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*.
- Starmer, I. C., 1996, Accretion, rifting, rotation and collision in the North Atlantic supercontinent, 1700-950 Ma. In Brewer, T. S., (Ed.), Precambrian Crustal evolution in the North Atlantic region, *Geological Society of America (GSA), Special Publication 112*, pp. 219-248.
- Steckseisen, A. L., 1976, To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, vol. 12, pp. 1-33.
- Sun, S. S., McDonough W. F., 1989, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes in magmatism in the ocean basins. *Geological Society of America (GSA), Special publications*, 42, pp. 313-345.
- Stewart, J. H., Blodget R. B., Boucot A. J., Carter J. L., 1993, Middle Paleozoic exotic terrane near Ciudad Victoria, northeastern México, and the southern margin of Paleozoic North America. 1^{ra}, Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Proceedings, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, pp. 147-149.
- Sylvester, P. J., 1998, Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, vol.45, Elsevier science, Amsterdam, pp. 29-44.
- Taylor, S. R., McLennan S. M., 1985, The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Tolson, J. G., 1998, Deformación, Exhumación y Neotectónica de la Margen Continental de Oaxaca: Datos Estructurales, Petroológicos y Geotermobarométricos. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Doctorado (inédita), Instituto de Geofísica, 98 p.
- Torres, V. R., Ruiz P. J., Patchett J. P., Grajalés M. J., 1999, A permo-triassic continental arc in Mexico: tectonic implications for reconstructions of southern North America. In Bartolini, C., Wilson J. L., (Eds) Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico. *Special Paper., GSA, Boulder Co.*, pp. 191-196.
- Vernon, R. H., 1986, K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Sciences Reviews*, vol. 23, pp. 1-63.

- Yañez, P., Ruiz J. P., Ortega-Gutiérrez F., Gehrels G., 1991, Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern México: implications for Paleozoic North American tectonics. *Sociedad Geológica de América (GSA), Boletín*, vol. 103, pp. 817-828.
- Weber, B., Köhler H., 1999, Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Greenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research No. 96*, Elsevier science, Amsterdam, pp. 245-262.
- Wetherill, G. W., 1956, Discordant uranium-lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union* vol. (37), pp. 320-326.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Allen & Unwin, Londres, 466 p.
- Winchester, J. A., y Floyd, P. A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Geology* vol (20), pp. 325-343.
- Zen, E. A., 1986, Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, vol (27), pp. 1095-1117.

ANEXOS

ANEXO A. Simbología

La siguiente lista es de las abreviaturas en orden alfabético usadas para identificar los minerales en las microfotografías de las secciones delgadas de las distintas muestras del granito Etlá. Estas abreviaturas son las mismas de Kretz (1983).

Ep	Epidota	Pl	Plagioclasa
Hbl	Hornblenda	Qtz	Cuarzo
Kfs	Feldespató K	Spn	esfena o titanita
Ms	Muscovita		

La simbología que se muestra en este anexo es utilizada en el capítulo II y III. Se usa en la clasificación petrológica (capítulo II) y química de las muestras (capítulo III); en los diagramas 'Harker'; en el diagrama AFM; en los diagramas de elementos traza normalizados 'diagramas spider' y algunos otros diagramas de variación de elementos mayores y traza. Se ha excluido de los grupos a la muestra A-5, (ésta se grafica en forma independiente en cada diagrama, ver explicación y diagramas en capítulo III).

Muestras	
Muestra	Símbolo
E-1	○
E-2	□
E-3	■
E-4	+
E-4P	★
A-5	×
E-6	▲
E-7	●
E-8	△
E-9	▣
E-10	▤
E-11	⊙
E-12	⊖
E-12B	⊞
E-15	⊕
E-16	⊗
E-17	⋄
E-18	⋆
E-19	▽
E-20	◀
E-21	△
E-22	▶
E-23	▽
E-24	▼
E-28	⊙

GRUPOS		
Grupo	Símbolo	Muestras
G1 70-74% SiO ₂	○	E-2, E-4, E-7, E-11, E-12, E-15, E-16, E-28
G2 74-76% SiO ₂	+	E-1, E-3, E-6, E-9, E-18, E-19 E-21, E-23, E-24
G3 >76% SiO ₂	□	E-4P, E-8, E-10 E-12B, E-17, E-20, E-22.
A-5	×	-

ANEXO B. Proporciones catiónicas
 PROPORCIONES CATIONICAS DE LAS MUESTRAS DEL GRANITO ETLA.

muestra	1 %peso	2 mol. Wt	3 # cationes	4 proporcion cationica	5 milicaciones	6 %cationes	7 %mol
E-2							
SiO2	72.03	60.09	1.00	1.19870	1198.70195	65.98%	78.04%
TiO2	0.166	79.88	1.00	0.00208	2.07812	0.11%	0.14%
Al2O3	16.09	101.96	2.00	0.31561	315.61397	17.37%	10.27%
Fe2O3	1.31	159.70	2.00	0.01641	16.40576	0.90%	0.53%
FeO	0.16	71.85	1.00	0.00223	2.22686	0.12%	0.14%
MnO	0.034	70.94	1.00	0.00048	0.47928	0.03%	0.03%
MgO	0.37	40.31	1.00	0.00918	9.17886	0.51%	0.60%
CaO	2.39	56.08	1.00	0.04262	42.61769	2.35%	2.77%
Na2O	5.13	61.98	2.00	0.16554	165.53727	9.11%	5.39%
K2O	2.97	94.20	2.00	0.06306	63.05732	3.47%	2.05%
P2O5	0.066	141.94	2.00	0.00093	0.92997	0.05%	0.03%
			suma	1.81683		100%	100%

R1 = 2238.846
 R2 = 589.678

muestra	1 % peso	2 mol. Wt	3 # cationes	4 proporcion cationica	5 milicaciones	6 %cationes	7 %mol
E-3							
SiO2	74.61	60.09	1.00	1.24164	1241.63754	70.04%	81.76%
TiO2	0.035	79.88	1.00	0.00044	0.43816	0.02%	0.03%
Al2O3	14.37	101.96	2.00	0.28188	281.87525	15.90%	9.28%
Fe2O3	0.32	159.7	2.00	0.00401	4.00751	0.23%	0.13%
FeO	0.1	71.85	1.00	0.00139	1.39179	0.08%	0.09%
MnO	0.001	70.94	1.00	0.00001	0.01410	0.00%	0.00%
MgO	0.01	40.31	1.00	0.00025	0.24808	0.01%	0.02%
CaO	1.16	56.08	1.00	0.02068	20.68474	1.17%	1.36%
Na2O	4.24	61.98	2.00	0.13682	136.81833	7.72%	4.50%
K2O	4.02	94.2	2.00	0.08535	85.35032	4.81%	2.81%
P2O5	0.015	141.94	2.00	0.00021	0.21136	0.01%	0.01%
			suma	1.77268		100.00%	100.00%

R1 = 2511.020
 R2 = 406.480

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

muestra		1	2	3	4	5	6	7
		%peso	mol. Wt	# cationes	proporcion cationica	milcationes	%cationes	%mol
E-4	SiO2	71.95	60.09	1.00	1.19737	1197.37061	68.28%	78.71%
	TiO2	0.143	79.88	1.00	0.00179	1.79019	0.10%	0.12%
	Al2O3	18.3	101.96	2.00	0.31973	319.73323	17.70%	10.51%
	Fe2O3	0.95	159.7	2.00	0.01190	11.89731	0.66%	0.39%
	FeO	0.11	71.85	1.00	0.00153	1.53097	0.08%	0.10%
	MnO	0.019	70.94	1.00	0.00027	0.26783	0.01%	0.02%
	MgO	0.31	40.31	1.00	0.00769	7.69040	0.43%	0.51%
	CaO	1.52	58.08	1.00	0.02710	27.10414	1.50%	1.78%
	Na2O	4.73	61.98	2.00	0.15263	152.62988	8.45%	5.02%
	K2O	4.06	94.2	2.00	0.08620	86.19958	4.77%	2.83%
	P2O5	0.024	141.94	2.00	0.00034	0.33817	0.02%	0.01%
	suma				1.80655		100.00%	100.00%

R1 = 2544.655
R2 = 2371.155

muestra		1	2	3	4	5	6	7
		%peso	mol. Wt	# cationes	proporcion cationica	milcationes	%cationes	%mol
E-4P	SiO2	76.94	60.09	1.00	1.28041	1280.41271	70.55%	82.27%
	TiO2	0.037	79.88	1.00	0.00046	0.46319	0.03%	0.03%
	Al2O3	14.26	101.96	2.00	0.27972	279.71754	15.41%	8.99%
	Fe2O3	0.33	159.7	2.00	0.00413	4.13275	0.23%	0.13%
	FeO	0.1	71.85	1.00	0.00139	1.39179	0.08%	0.09%
	MnO	0.002	70.94	1.00	0.00003	0.02819	0.00%	0.00%
	MgO	0.01	40.31	1.00	0.00025	0.24808	0.01%	0.02%
	CaO	0.85	58.08	1.00	0.01516	15.15692	0.84%	0.97%
	Na2O	4.18	61.98	2.00	0.13488	134.88222	7.43%	4.33%
	K2O	4.63	94.2	2.00	0.09830	98.30149	5.42%	3.16%
	P2O5	0.013	141.94	2.00	0.00018	0.18318	0.01%	0.01%
	suma				1.81492		100.00%	100.00%

R1 = 2544.655
R2 = 2371.155

R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)
R2 = 6Ca + 2Mg + Al

muestra		1	2	3	4	5	6	7
		%peso	mol. Wt	# cationes	proporcion cationica	milicaciones	%cationes	%mol
E-9	SiO2	75.42	60.09	1.00	1.25511732	1255.11732	69.42%	81.25%
	TiO2	0.067	79.88	1.00	0.00083876	0.83875814	0.05%	0.05%
	Al2O3	14.81	101.96	2.00	0.29050608	290.506081	16.07%	9.40%
	Fe2O3	0.59	159.7	2.00	0.00738885	7.3888541	0.41%	0.24%
	FeO	0.07	71.85	1.00	0.00097425	0.97425191	0.05%	0.06%
	MnO	0.003	70.94	1.00	4.2289E-05	0.04228926	0.00%	0.00%
	MgO	0.02	40.31	1.00	0.00049615	0.4961548	0.03%	0.03%
	CaO	1.36	56.08	1.00	0.02425107	24.2510699	1.34%	1.57%
	Na2O	4.96	61.98	2.00	0.16005163	160.05163	8.85%	5.18%
	K2O	3.21	94.2	2.00	0.06815287	68.1528662	3.77%	2.21%
	P2O5	0.012	141.94	2.00	0.00016909	0.16908553	0.01%	0.01%
				suma	1.80798836		100.00%	100.00%
		R1 =	2491.816					
		R2 =	437.005					

muestra		1	2	3	4	5	6	7
		%peso	mol. Wt	# cationes	proporcion cationica	milicaciones	%cationes	%mol
E-10	SiO2	76.34	60.09	1.00	1.27042769	1270.42769	70.78%	82.49%
	TiO2	0.095	79.88	1.00	0.00118928	1.18928393	0.07%	0.08%
	Al2O3	14.13	101.96	2.00	0.27716752	277.167517	15.44%	9.00%
	Fe2O3	0.35	159.7	2.00	0.00438322	4.38321853	0.24%	0.14%
	FeO	0.05	71.85	1.00	0.00069589	0.69589422	0.04%	0.05%
	MnO	0.002	70.94	1.00	2.8193E-05	0.02819284	0.00%	0.00%
	MgO	0.03	40.31	1.00	0.00074423	0.7442322	0.04%	0.05%
	CaO	0.68	56.08	1.00	0.01212553	12.125535	0.68%	0.79%
	Na2O	4.56	61.98	2.00	0.14714424	147.14424	8.20%	4.78%
	K2O	3.8	94.2	2.00	0.08067941	80.6794055	4.50%	2.62%
	P2O5	0.016	141.94	2.00	0.00022545	0.22544737	0.01%	0.01%
				suma	1.79481066		100.00%	100.00%
		R1 =	2563.114					
		R2 =	351.409					

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

muestra	1	2	3	4	5	6	7	
	%peso	mol. Wt	# cationes	proporcion cationica	milicaciones	%cationes	%mol	
E-11	SiO2	70.49	60.09	1.00	1.17307	1173.07372	66.48%	78.85%
	TiO2	0.183	78.88	1.00	0.00229	2.29094	0.13%	0.15%
	Al2O3	15.75	101.96	2.00	0.30894	308.94468	17.51%	10.38%
	Fe2O3	1.28	159.7	2.00	0.01603	16.03006	0.91%	0.54%
	FeO	0.16	71.85	1.00	0.00223	2.22686	0.13%	0.15%
	MnO	0.042	70.94	1.00	0.00059	0.59205	0.03%	0.04%
	MgO	0.21	40.31	1.00	0.00521	5.20963	0.30%	0.35%
	CaO	1.55	56.08	1.00	0.02764	27.63909	1.57%	1.86%
	Na2O	4.59	61.98	2.00	0.14811	148.11229	8.39%	4.98%
	K2O	3.74	94.2	2.00	0.07941	79.40552	4.50%	2.67%
	P2O5	0.067	141.94	2.00	0.00094	0.94406	0.05%	0.03%
			suma		1.76447		100.00%	100.00%
	R1 =	17249.503						
	R2 =	485.188						

muestra	1	2	3	4	5	6	7	
	%peso	mol. Wt	# cationes	proporcion cationica	milicaciones	%cationes	%mol	
E-12A	SiO2	72.77	60.09	1.00	1.21102	1211.01681	67.93%	78.41%
	TiO2	0.159	78.88	1.00	0.00199	1.99049	0.11%	0.13%
	Al2O3	15.67	101.96	2.00	0.30738	307.37544	17.24%	10.08%
	Fe2O3	1.29	159.7	2.00	0.01616	16.15529	0.91%	0.53%
	FeO	0.16	71.85	1.00	0.00223	2.22686	0.12%	0.15%
	MnO	0.035	70.94	1.00	0.00049	0.49337	0.03%	0.03%
	MgO	0.28	40.31	1.00	0.00695	6.94617	0.39%	0.46%
	CaO	2.51	56.08	1.00	0.04476	44.75749	2.51%	2.93%
	Na2O	4.93	61.98	2.00	0.15908	159.08358	8.92%	5.22%
	K2O	1.49	94.2	2.00	0.03163	31.63482	1.77%	1.04%
	P2O5	0.068	141.94	2.00	0.00096	0.95815	0.05%	0.03%
			suma		1.78264		100.00%	100.00%
	R1 =	2705.420						
	R2 =	689.813						

R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)
R2 = 6Ca + 2Mg + Al

muestra	1 %peso	2 mol. Wt	3 # cationes	4 proporcion cationica	5 milicaciones	6 %cationes	7 %mol
E-15							
SiO2	72.24	60.09	1.00	1.20220	1202.19670	65.93%	78.21%
TiO2	0.127	79.88	1.00	0.00159	1.58988	0.09%	0.10%
Al2O3	16.94	101.96	2.00	0.33229	332.28717	18.22%	10.81%
Fe2O3	0.9	159.7	2.00	0.01127	11.27113	0.62%	0.37%
FeO	0.11	71.85	1.00	0.00153	1.53097	0.08%	0.10%
MnO	0.028	70.94	1.00	0.00039	0.39470	0.02%	0.03%
MgO	0.16	40.31	1.00	0.00397	3.96924	0.22%	0.26%
CaO	2.31	56.08	1.00	0.04119	41.19116	2.26%	2.68%
Na2O	5.15	61.98	2.00	0.16618	166.18264	9.11%	5.41%
K2O	2.93	94.2	2.00	0.06221	62.20807	3.41%	2.02%
P2O5	0.048	141.94	2.00	0.00068	0.67634	0.04%	0.02%
			suma	1.82350		100.00%	100.00%

R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)
R2 = 6Ca + 2Mg + Al

muestra	1 %peso	2 mol. Wt	3 # cationes	4 proporcion cationica	5 milicaciones	6 %cationes	7 %mol
E-16							
SiO2	71.3	60.09	1.00	1.18655	1186.55350	65.49%	77.94%
TiO2	0.127	79.88	1.00	0.00159	1.58988	0.09%	0.10%
Al2O3	17.42	101.96	2.00	0.34170	341.70263	18.66%	11.22%
Fe2O3	0.73	159.7	2.00	0.00914	9.14214	0.50%	0.30%
FeO	0.09	71.85	1.00	0.00125	1.25261	0.07%	0.08%
MnO	0.013	70.94	1.00	0.00018	0.18325	0.01%	0.01%
MgO	0.15	40.31	1.00	0.00372	3.72116	0.21%	0.24%
CaO	2.23	56.08	1.00	0.03976	39.76462	2.19%	2.61%
Na2O	5.21	61.98	2.00	0.16812	168.11875	9.28%	5.52%
K2O	2.79	94.2	2.00	0.05924	59.23567	3.27%	1.95%
P2O5	0.033	141.94	2.00	0.00046	0.46499	0.03%	0.02%
			suma	1.81173		100.00%	100.00%

R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)
R2 = 6Ca + 2Mg + Al

R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)
R2 = 6Ca + 2Mg + Al

muestra	1	2	3	4	5	6	7
	%peso	mol. Wt	# cationes	proporcion cationica	milicaciones	%cationes	%mol
E-20							
SiO2	78.13	60.09	1.00	1.26693	1266.93293	70.38%	81.71%
TiO2	0.092	79.88	1.00	0.00115	1.15173	0.06%	0.07%
Al2O3	14.71	101.96	2.00	0.28854	288.54453	16.03%	9.30%
Fe2O3	0.47	159.7	2.00	0.00589	5.88604	0.33%	0.19%
FeO	0.058	71.85	1.00	0.00081	0.80724	0.04%	0.05%
MnO	0.008	70.94	1.00	0.00011	0.11277	0.01%	0.01%
MgO	0.09	40.31	1.00	0.00223	2.23270	0.12%	0.14%
CaO	1.68	56.08	1.00	0.02996	29.95720	1.66%	1.93%
Na2O	5	61.98	2.00	0.16134	161.34237	8.96%	5.20%
K2O	2.02	94.2	2.00	0.04289	42.88747	2.38%	1.38%
P2O5	0.013	141.94	2.00	0.00018	0.18318	0.01%	0.01%
			suma	1.80004		100.00%	100.00%

R1 = 22805.513

R2 = 4727.753

muestra	1	2	3	4	5	6	7
	%peso	mol. Wt	# cationes	proporcion cationica	milicaciones	%cationes	%mol
E-21							
SiO2	74.42	60.09	1.00	1.23848	1238.47562	68.68%	80.69%
TiO2	0.077	79.88	1.00	0.00096	0.96395	0.05%	0.06%
Al2O3	15.28	101.96	2.00	0.29973	299.72538	16.62%	9.76%
Fe2O3	0.51	159.7	2.00	0.00639	6.38698	0.35%	0.21%
FeO	0.06	71.85	1.00	0.00084	0.83507	0.05%	0.05%
MnO	0.011	70.94	1.00	0.00016	0.15506	0.01%	0.01%
MgO	0.06	40.31	1.00	0.00149	1.48846	0.08%	0.10%
CaO	1.37	56.08	1.00	0.02443	24.42939	1.35%	1.59%
Na2O	4.65	61.98	2.00	0.15005	150.04840	8.32%	4.89%
K2O	3.8	94.2	2.00	0.08068	80.67941	4.47%	2.83%
P2O5	0.013	141.94	2.00	0.00018	0.18318	0.01%	0.01%
			suma	1.80337		100.00%	100.00%

R1 = 2399.525

R2 = 449.279

R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)
R2 = 6Ca + 2Mg + Al

muestra	1	2	3	4	5	6	7
	%peso	mol. Wt	# cationes	proporcion cationica	milicaciones	%cationes	%mol
E-23							
SiO2	74.81	60.09	1.00	1.24496588	1244.96588	68.83%	80.64%
TiO2	0.1	79.88	1.00	0.00125188	1.25187782	0.07%	0.08%
Al2O3	15.44	101.96	2.00	0.30286387	302.863868	16.75%	9.81%
Fe2O3	0.65	159.7	2.00	0.00814026	8.14026299	0.45%	0.26%
FeO	0.08	71.85	1.00	0.00111343	1.11343076	0.06%	0.07%
MnO	0.009	70.94	1.00	0.00012687	0.12686778	0.01%	0.01%
MgO	0.14	40.31	1.00	0.00347308	3.4730836	0.19%	0.22%
CaO	1.57	56.08	1.00	0.02799572	27.9957204	1.55%	1.81%
Na2O	4.79	61.88	2.00	0.15456599	154.565989	8.55%	5.01%
K2O	3	94.2	2.00	0.06369427	63.6942675	3.52%	2.06%
P2O5	0.033	141.94	2.00	0.00046499	0.46498521	0.03%	0.02%
			suma	1.80865624		100.00%	100.00%

R1 = 2557.990
R2 = 477.784

muestra	1	2	3	4	5	6	7
	%peso	mol. Wt	# cationes	proporcion cationica	milicaciones	%cationes	%mol
E-24							
SiO2	74.39	60.09	1.00	1.23797637	1237.97637	68.20%	80.51%
TiO2	0.05	79.88	1.00	0.00062594	0.62593891	0.03%	0.04%
Al2O3	15.16	101.96	2.00	0.29737152	297.371518	16.38%	9.67%
Fe2O3	0.6	159.7	2.00	0.00751409	7.51408892	0.41%	0.24%
FeO	0.075	71.85	1.00	0.00104384	1.04384134	0.06%	0.07%
MnO	0.004	70.94	1.00	5.6386E-05	0.05638568	0.00%	0.00%
MgO	0.09	40.31	1.00	0.0022327	2.2326966	0.12%	0.15%
CaO	1.03	56.08	1.00	0.01836662	18.3666191	1.01%	1.19%
Na2O	4.92	61.88	2.00	0.15876089	158.760891	8.75%	5.16%
K2O	4.28	94.2	2.00	0.09087049	90.8704883	5.01%	2.95%
P2O5	0.021	141.94	2.00	0.0002959	0.29589968	0.02%	0.01%
			suma	1.81511474		100.00%	100.00%

R1 = 2187.593
R2 = 412.037

R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)
R2 = 6Ca + 2Mg + Al

RESÚMEN.

Muestra	R1	R2
E-1	-	-
E-2	2238.846	589.678
E-3	2511.020	406.480
E-4	2131.922	497.739
E-4P	2544.655	371.155
E-5	2024.690	504.997
E-6	2430.828	427.804
E-7	2253.550	586.278
E-8	2647.061	359.579
E-9	2491.816	437.005
E-10	2563.114	351.409
E-11	2148.503	485.198
E-12A	2705.420	589.813
E-12B	-	-
E-15	2267.705	587.373
E-16	2221.346	587.733
E-17	-	-
E-18	2489.000	353.359
E-19	2558.962	444.027
E-20	2805.513	472.753
E-21	2399.525	449.279
E-22	-	-
E-23	2557.990	477.784
E-24	2187.593	412.037
Media:	2408,953	469,574

NOTA: Las muestras que no tienen el valor R1-R2, es debido a que los análisis no reportan el valor exacto del MgO (se reporta como < 0.01, Tabla 4.1).