# Universidad Nacional Autónoma de México

*Posgrado en Ciencias de la Tierra*

*Instituto de Geología*

## Caracterización geoquímica del intrusivo de Acapulco (Estado de Guerrero): Petrogénesis e implicaciones tectónicas

***T E S I S***

*Para obtener el grado de*

***Maestro en Ciencias de la Tierra***

***(Geoquímica y Petrología)***

*Presenta*

**Guillermo Armando Hernández Pineda**

Director: Dr. Luigi Solari

**Ciudad Universitaria, D.F., Abril, 2009**

Universidad Nacional Autónoma de México
UNAM
Biblioteca Central
Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**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.

***A la memoria de Víctor***

***A mi amada esposa… Doris***

# ÍNDICE GENERAL

Página

**Resumen** iii
**Abstract** iv

**I. Introducción** 1
I.1 Localización y generalidades 2
I.2 Objetivos 3

**II. Geología Regional** 4
II.1 Complejo Xolapa 4
II.2 Régimen Tectónico 6
II.3 Cinturón plutónico de la costa sur de México (CBC) 7
II.4 Antecedentes del Intrusivo de Acapulco 9

**III. Metodología Analítica** 11
III.1 Geoquímica 11
III.1.1 Elementos Mayores
III.1.2 Elementos Traza
III.2 Isotopía 13
III.2.1 Sistemática de isótopos de Sr y Nd (WR)
III.2.2 Pb común (WR y Kfs)
III.3 Petrología 18
III.3.1 Termobarometría
III.4 Geocronología U-Pb (ELA-ICPMS) 19

**IV. Geología del Intrusivo de Acapulco** 21
IV.1 Unidades Litológicas 21
IV.1.1 Complejo Xolapa
Paragneises, Ortogneises y Migmatitas
Metagranito Tamuchis
IV.1.2 Intrusivo de Acapulco
a) Cuarzo-sienita
b) Granito rapakivi
c) Dioritas
Diorita El Derrumbe
Diorita Carabalín
IV.1.3 Diques máficos
IV.1.4 Depósitos recientes y de litoral
IV.2 Estructuras 31

**V. Petrografía** 32
V.1 Cuarzo sienita 32
V.2 Granito rapakivi 33
V.3 Dioritas 36

**VI. Resultados** 38
VI.1 Elementos Mayores 38
VI.2 Elementos Traza 40
VI.3 Isótopos de Sr, Nd y Pb 43
VI.4 Termobarometría 44
VI.6 Geocronononología 46

**VII. Discusión** 55
VII.1 Textura rapakivi y Mineralogía 55
VII.1.1 Mineralogía
VII.1.2 Textura rapakivi
VII.2 Magmatismo alcalino (¿granito tipo A?) 58
VII.3 Petrogénesis del intrusivo de Acapulco 63
VII.4 Evolución del intrusivo de Acapulco e implicaciones tectónicas 65
VII.4.1 Magmatismo paleocénico (~50Ma) y la evolución magmática de la margen sur de México
VII.4.2 Emplazamiento, exhumación e implicaciones
VII.4.3 Evolución

**VIII. Conclusiones** 72

**IX. Referencias** 74

Caracterización geoquímica del intrusivo de Acapulco, Estado de Guerrero: Petrogénesis e implicaciones tectónicas.

**Resumen**

El intrusivo de Acapulco aflora en las inmediaciones de la ciudad de Acapulco, Guerrero, en la porción sur de México. Se trata de un plutón compuesto que pertenece al Cinturón Batolítico Costero que intrusiona rocas metamórficas del Complejo Xolapa. Su composición varía entre granito, diorita y sienita. El atributo distintivo de los granitos es la textura rapakivi, con la presencia de biotita, anfíbol, allanita, fluorita, y titanita, zircón y apatito como accesorios.

Geoquímicamente el intrusivo varía de metaluminoso a peraluminoso y con características típicas de los magmas de arco. Las rocas estudiadas muestran fuertes anomalías negativas de Sr, Ba y Eu, enriquecimientos en elementos incompatibles y relaciones Ga/Al, que sugieren un origen "anorogénico" que resulta del fraccionamiento de plagioclasa en magmas metaluminosos. Las relaciones isotópicas ($^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.7035 a 0.7100, y $\varepsilon$Nd entre +5.50 y +1.78) indican pequeñas contribuciones corticales a los magmas.

Por medio de geocronología U-Pb en zircones con el método ELA-ICPMS fue posible establecer edades concordantes de cristalización a 47.34±0.71 Ma, 48.6±1.5 Ma, 49.75±0.25 Ma y 49.82±0.64 Ma para diferentes litologías del intrusivo de Acapulco. Los datos geocronológicos combinados con trabajos previos indican que el plutonismo ocurrió entre 48 y 50 Ma, y se encuentra distribuido por toda la margen continental del sur de México.

Finalmente, las nuevas determinaciones termobarométricas establecen condiciones de emplazamiento a ~700 °C y 8-10 km de profundidad (2.08-2.8 kbar), indicando una tasa de exhumación de 0.23 km/Ma entre los 50 y 20 Ma para el área de estudio. Estos cálculos hacen necesario revisar los modelos que involucran exhumación rápida y/o lenta del Cinturón Batolítico Costero del sur de México.

*Chemical characterization of the Acapulco intrusive, Guerrero State: Petrogenesis and tectonic implications*


## Abstract

The Acapulco intrusive crops out in the neighboring area of Acapulco city, Guerrero, in southern Mexico. It is a composite pluton that belongs to the Coastal Batholithic Belt that intrudes the Xolapa metamorphic complex. It ranges from granite (*s.s.*), syenite to diorite. The most distinctive characteristic of the Acapulco pluton is the rapakivi texture in the granite facies, which contains biotite, amphibole, allanite and fluorite as distinctive minerals with sphene, zircon and apatite as accessory phases.

Geochemically, the Acapulco intrusive varies from metaluminous to peraluminous in composition, and has the distinctive chemical characteristics of arc-related magmas. The studied rocks also show strong negative Sr, Ba and Eu anomalies, coupled with incompatible element enrichment and Ga/Al ratios, which suggest an A-type granitic nature, as the result of plagioclase fractionation of the formerly metaluminous magmas.

Isotopic ratios ($^{87}Sr/^{86}Sr$ from 0.7035 to 0.7100, and $\varepsilon Nd$ from +5.50 to +1.78) indicate relatively small crustal contributions to the magmas. U-Pb geochronology in zircons by ELA-ICPMS established concordant crystallization ages of 47.34±0.71 Ma, 48.6±1.5 Ma, 49.75±0.25 Ma and 49.82±0.64 Ma for different lithologies of the Acapulco intrusive. These geochronological data together with previous work indicate that plutonism between 48 and 50 Ma is widespread in the southern continental margin of Mexico.

Finally, new thermobarometric determinations established emplacement conditions of ~700 °C at 8-10 km depth (2.08-2.8 kbar), indicating an exhumation rate of about 0.23 km/Ma between 50 Ma and 20 Ma for the studied area. These calculations call for a review of the models involving fast and/or slow exhumation of the southern Mexico Coastal Batholitic Belt.

# I. INTRODUCCIÓN

La Tierra es un sistema térmico que pierde paulatinamente su energía a través del tiempo: el calor generado por el decaimiento radioactivo de elementos en el manto y corteza se disipa por el movimiento de masa gracias al ciclo de la tectónica de placas (Vigneresse, 2005). La producción de magmas en las dorsales oceánicas es el primer paso del ciclo de generación de corteza a través del cuál los elementos inician su movimiento.

La corteza continental representa aproximadamente una tercera parte de la superficie terrestre, tiene mayor flotabilidad en comparación con la parte oceánica de la corteza, es evolucionada en composición y es dominante en cuanto al contenido de elementos como el potasio (Hawkesworth y Kemp, 2006), además de constituir la principal evidencia de la diferenciación interna de la Tierra, lo que resulta en un caso particular con respecto a los demás planetas térreos del sistema solar (Kemp et al., 2007). Y sin duda alguna constituye la mayor ventana del hombre al interior, al pasado y el futuro del planeta. A medida que entendamos los procesos y la evolución de la corteza continental nos acercaremos al entendimiento del sistema Tierra.

En la corteza continental la mayor parte de la transferencia de energía se lleva a cabo por el transporte de materia por medio de las intrusiones graníticas y explosiones volcánicas, debido a la movilización de elementos como Rb y Ba, también Th y U que son elementos incompatibles con los minerales constituyentes de las rocas del manto (Vigneresse, 2005). Definitivamente el plutonismo granítico juega un papel importantísimo en el moldeamiento composicional de la corteza, involucrando el movimiento de magmas silicatados enriquecidos en varios elementos (como se mencionó previamente) y a su vez, dejando residuos que se alojan en las partes inferiores de la corteza, o bien, se reciclan hacia el manto superior (Kemp y Hawkesworth, 2007).

Durante el siglo XIX y gran parte del siglo XX se desarrolló una gran batalla de ideas acerca del origen de los granitos donde se enfrentaron grandes escuelas de pensamiento (Pitcher, 1993; Eiler, 2007). Sin embargo, el origen de los magmas graníticos sigue siendo controversial. La diversidad litológica y geoquímica es un reflejo de la diversidad existente en las potenciales fuentes magmáticas ya sean corticales o mantélicas, en las condiciones de formación del magma, así como los procesos evolutivos y el emplazamiento en ciertos niveles corticales en diferentes escenarios tectónicos (Kemp y Hawkesworth, 2007). El hecho de que muchos granitos sean el resultado de la combinación de varias fuentes magmáticas; y en cierta medida, el reflejo de los componentes involucrados da la pauta para el debate.

En particular varias preguntas siguen estando en el aire: ¿Son los magmas silicatados que dan origen a los granitos, producto de la fusión parcial de rocas corticales preexistentes, o en cambio, se tratan de residuos de la

cristalización de basaltos derivados del manto? Y si los granitos son producto de la fusión parcial de rocas preexistentes ¿Provienen de rocas sedimentarias o de las rocas ígneas que dominan la corteza inferior? (Eiler, 2007). Pero en años recientes el desarrollo de los análisis de diversos sistemas isotópicos *in situ* en minerales accesorios que preservan gran información ha permitido esclarecer el origen y evolución de los granitos, así como las implicaciones en la naturaleza y constitución de la corteza continental (e.g. Hawkesworth y Kemp, 2006; Kemp et al., 2007; Kemp y Hawkesworth, 2007; Eiler, 2007).

La importancia de estudios integrales en cuerpos plutónicos clave a nivel mundial se hace día con día más evidente. El sur de México no es la excepción, por lo que en este trabajo se presentan y discuten los resultados de un estudio integral y sistemático del intrusivo de Acapulco (estado de Guerrero), que es considerado como un punto clave en la evolución tectono-magmática del sur de México para el Paleógeno.

### *I.1 Localización y generalidades*

Como parte de este trabajo se elaboró un mapa geológico a escala 1:50 000 de la zona de estudio comprendida entre las coordenadas geográficas 99º58’3.10” a 99º47’51.31” de longitud W y 16º59’1.12” a 16º46’35.35” de latitud N. Como referencia principal está la ciudad de Acapulco en el estado de Guerrero, en la costa del pacífico de México, en los límites de las denominadas Costa Grande y Costa Chica.

Topográficamente la zona presenta serranías que llegan hasta los 940 msnm (Cerro El Veladero) en la parte central, sin embargo, alrededor del 30% del área cartografiada corresponde a depósitos litorales de la costa del pacífico y al mismo Océano Pacífico (fig. I.1A). El relieve en general es de tipo montañoso con valles profundos y llanuras a los bordes de las serranías, como se aprecia en el modelo digital de elevación elaborado con los datos vectoriales de la carta E14C57 (Acapulco) del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) (fig. I.1B).

La zona estudiada cuenta con abundantes vías de comunicación (e.g. Autopista Federal Cuernavaca-Acapulco y Carretera federal Cuernavaca-Acapulco), gracias a la importancia económica del Puerto de Acapulco. Sin embargo, los sectores más al norte tienen dificultades de acceso por la naturaleza del terreno.

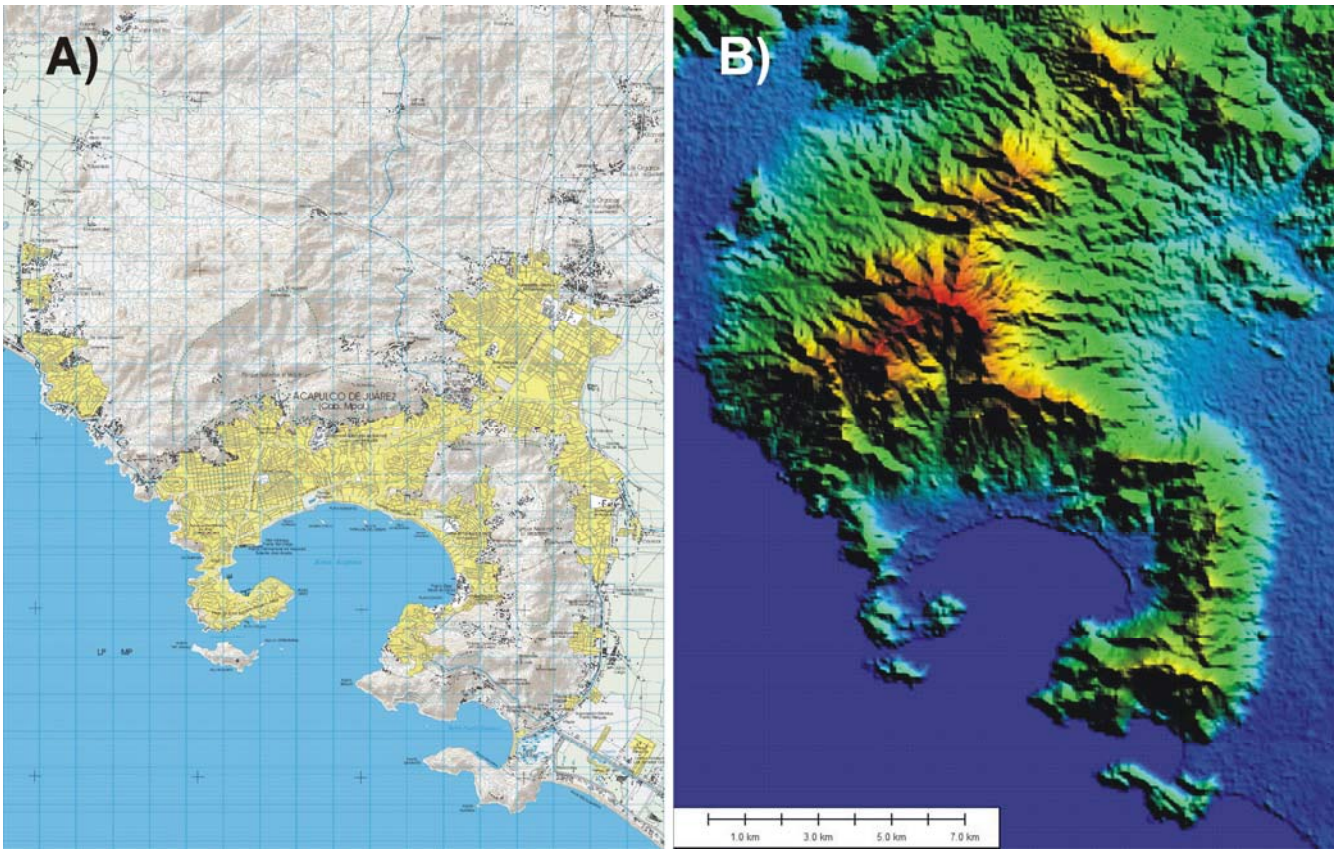



Figura I.1. A) Mapa topográfico del cuadrángulo estudiado, mostrado en color amarillo la zona urbana de Acapulco. Carta INEGI E14-C57 (2002). B) Modelo digital de elevación.

### *I.2 Objetivos*

Dentro de los objetivos principales de este trabajo está la realización de un mapa geológico detallado del sector de Acapulco, ya que el único mapa disponible de la zona data de 1965 y es carácter regional (DeCserna, 1965). Así mismo, otro de los objetivos comprende realizar la caracterización geoquímica e isotópica del plutón de Acapulco con la finalidad de proponer un modelo petrogenético que infiera las fuentes magmáticas y las condiciones de emplazamiento. Con estos resultados se busca proponer un modelo evolutivo en correlación con los eventos tectónicos que ocurrieron en la zona, con el objetivo de esclarecer lo que se ha considerado durante mucho tiempo como la anomalía del intrusivo de Acapulco. Y finalmente, hacer una pequeña contribución al conocimiento de los diferentes tipos de magmatismo en un margen convergente de alta complejidad.

# II. GEOLOGÍA REGIONAL

El Sur de México es un complejo rompecabezas constituido por varios terrenos tectonoestratigráficos (fig. II.1) cuya naturaleza, origen y edad permiten distinguirlos entre si (Campa y Coney, 1983). Sedlock et al. (1993) presentaron una nueva clasificación, así como el renombramiento de los terrenos que conforman el territorio mexicano y modificaron en algunos de los límites propuestos previamente (fig. II.1). Dickinson y Lawton (2001) presentan un trabajo en el cual consideran los bloques corticales que conforman el territorio mexicano; así como su historia de acreción y fragmentación desde el Carbonífero hasta el Cretácico. En dicho trabajo agrupan los terrenos Xolapa (Chatino), Mixteco y Oaxaca (Zapoteco) de Campa y Coney (1983), y Sedlock et al. (1993) en lo que denominan Bloque del Sur, ya que geocronológica y geoquímicamente estos bloques forman parte de corteza continental con afinidad a Gondwana.

Recientemente Keppie (2004) realizó una revisión de terrenos tectonoestratigráficos de México, en el cual simplifica su número total y replantea el significado de algunos de ellos. En este trabajo, uno de los terrenos simplificados es el Xolapa (Chatino), considerado como una prolongación del terreno Mixteco y Oaxaca (Zapoteco), que sufrió metamorfismo durante el Mesozoico al desarrollarse un arco magmático en lo que hoy en día es el Complejo Xolapa (fig. II.1). Esta idea coincide con la presentada por Dickinson y Lawton (2001).

## *II.1 Complejo Xolapa*

El complejo Xolapa fue descrito por primera vez por de Cserna (1965) y se define como un cinturón con más de 600 km de longitud y de 50 a 150 km de ancho que corre paralelo a la línea de costa del Océano Pacífico. Está conformado por rocas metamórficas en facies de anfibolita, migmatitas, gneises y esquistos pelíticos (Ortega-Gutiérrez, 1981) cuya edad no ha sido determinada con precisión y que por ende representa tema de controversia (fig. II.2). No obstante, recientemente se ha considerado que la edad de migmatización y metamorfismo es mayor a los ~130 Ma (Solari et al., 2007; Pérez-Gutiérrez et al., *en prensa*).

Las zonas de sutura entre el complejo Xolapa y los terrenos adyacentes se encuentran superpuestas por intrusiones graníticas y cubiertas por rocas clásticas y volcánicas cenozoicas, lo que acota la edad del complejo Xolapa y permite considerarla como pre-cenozoica (Alaníz-Álvarez, 1997). Esta entidad se encuentra bordeado al norte por los terrenos Oaxaca (Zapoteco) y Mixteco, al oeste por el Guerrero y finalmente al sur por la Trinchera Mesoamericana. Los límites entre los terrenos circundantes y el Complejo Xolapa se caracterizan por ser zonas miloníticas que indicarían un desplazamiento lateral izquierdo principalmente, aunque en algunos presentan componentes de desplazamiento oblicuo (Herrmann et al., 1994; Solari et al., 2007; Tolson, 1998). El

límite con el terreno Guerrero se encuentra oscurecido por plutones cenozoicos (Sedlock et al., 1993), que podría estar ubicado entre el sector de Atoyac y Zihuatanejo (Valencia et al., *en prensa*).

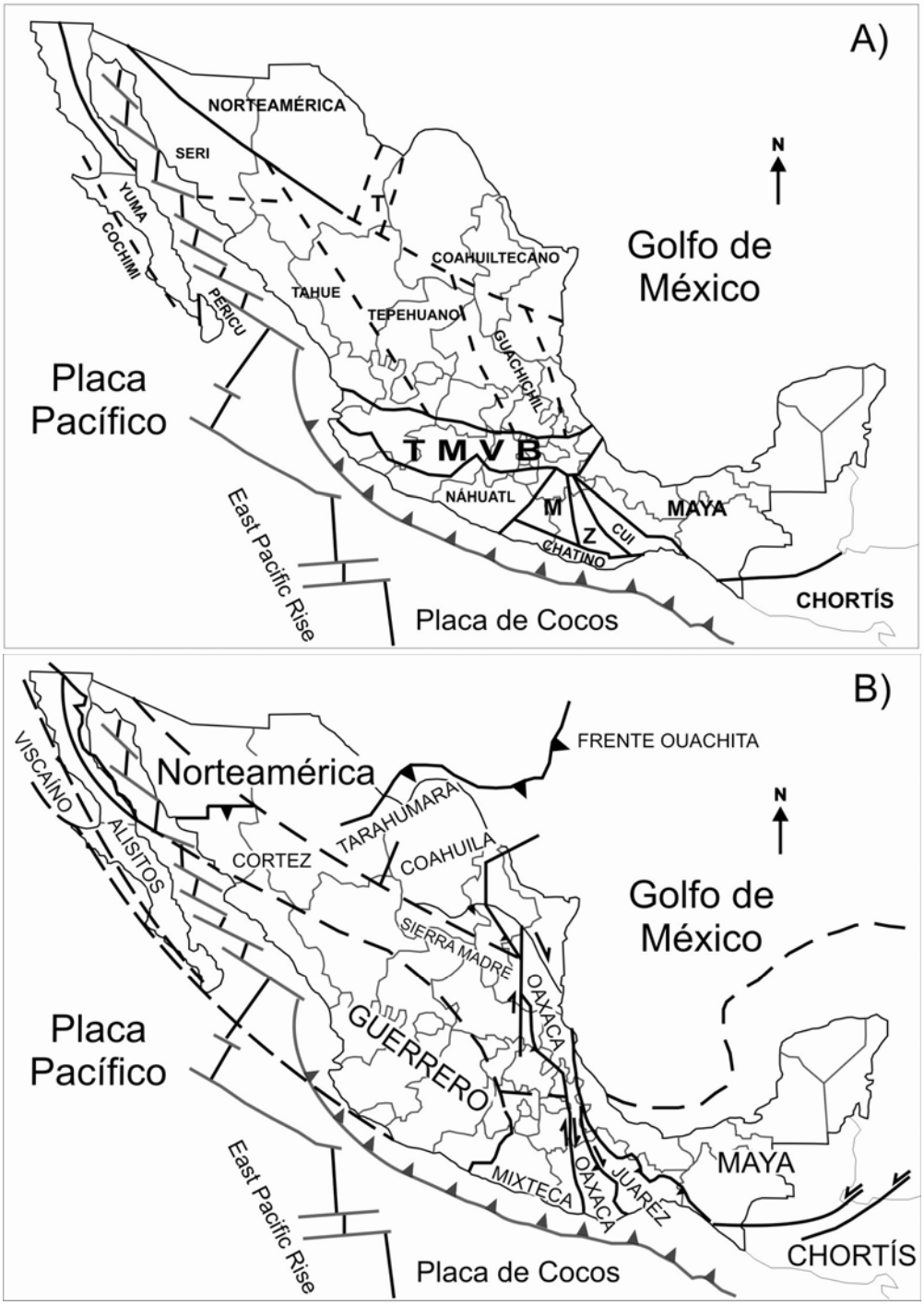



Figura II.1. A) División de terrenos tectonoestratigráficos: (TMVB) Faja Volcánica Trans-mexicana; (M) Mixteco; (Z) Zapoteco; (CUI) Cuicateco; (T) Tarahumara, modificado de Sedlock et al. (1993). B) División de terrenos tectonoestratigráficos, modificado de Keppie (2004).

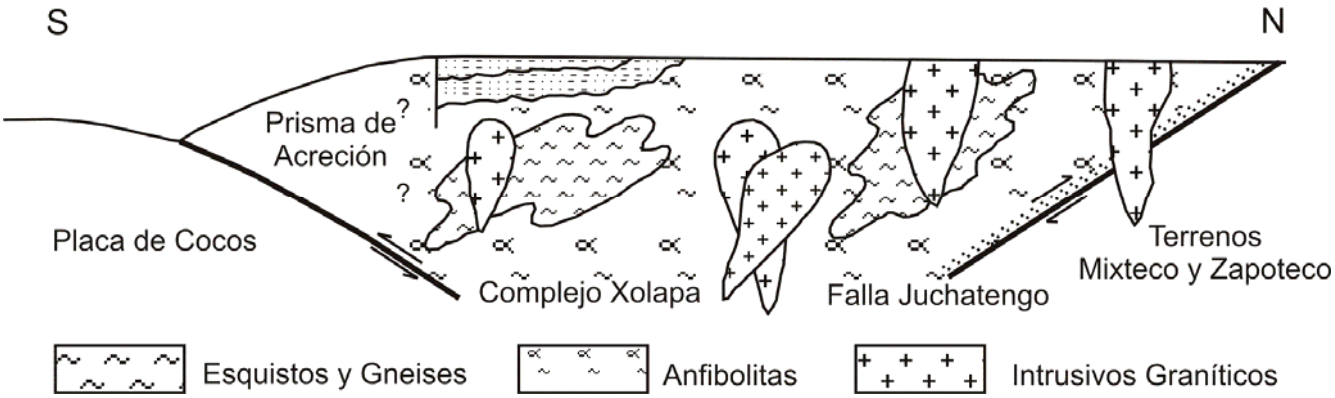



Figura II.2. Sección esquemática del Complejo Xolapa, donde se denotan los principales tipos de rocas que conforman este terreno; rocas plutónicas y metamórficas en facies de anfibolita, modificado de Sedlock et al. (1993).

A pesar de que los intrusivos dificultan la identificación de los límites del Complejo Xolapa, en algunas partes es posible delimitarlos por la presencia de zonas miloníticas. Tal es el caso de la Falla Juchatengo que consiste en milonitas y ultramilonitas con un espesor promedio de 1km (Ratschbacher et al., 1991), o la franja milonítica de La Venta que se localiza en el área de Tierra Colorada (Torres de León, 2005; Hernández-Pineda, 2006; Solari et al., 2007). Sin embargo, a últimas fechas esto se ha puesto en duda dada la presencia de secuencias de ortogneises y paragneises de afinidad del Complejo Xolapa al norte de lo que se considera el límite, como en la zona de Tierra Colorada (Torres de León, 2005). El límite sur del Complejo Xolapa se encuentra en la costa pacífico, ya que en una de las perforaciones del *Deep Sea Drilling Project* en la zona de la Trinchera Mesoamericana a unos 50 km del eje de la misma, se encontró un cuerpo intrusivo no deformado que es asociado al grupo de plutones que cortan al Complejo Xolapa, sugiriendo un truncamiento de la margen continental (Bellon et al., 1982).

### *II.2 Régimen Tectónico*

La costa sur de México se sitúa a lo largo de una margen tectónicamente activa, constituida por la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de América del Norte. La actividad en esta margen es de gran complejidad, puesto que durante el Cenozoico ha sido subducida por tres placas oceánicas diferentes (Engebretson et al., 1985). Durante el Cenozoico temprano la placa Farallón subdujo debajo de la placa Norteamericana hasta su fragmentación a ~29 Ma. Producto de dicha fragmentación, la placa Guadalupe comenzó su convergencia contra Norteamérica hasta hace 12.5 Ma, cuando se inició la subducción de la placa de Cocos, la cuál continua siendo consumida a lo largo de la Trinchera Mesoamericana hasta el presente (Engebretson et al., 1985; Tolson, 1998).

La cinemática de subducción en esta margen ha sido complicada durante todo el Cenozoico, ya que han existido variaciones en el vector de convergencia entre la placa de Norteamérica y las placas que han interactuado en el sur de México (Engebretson et al., 1985); sin embargo, la oblicuidad de dicha convergencia se ha conservado casi constante con respecto a la trinchera.

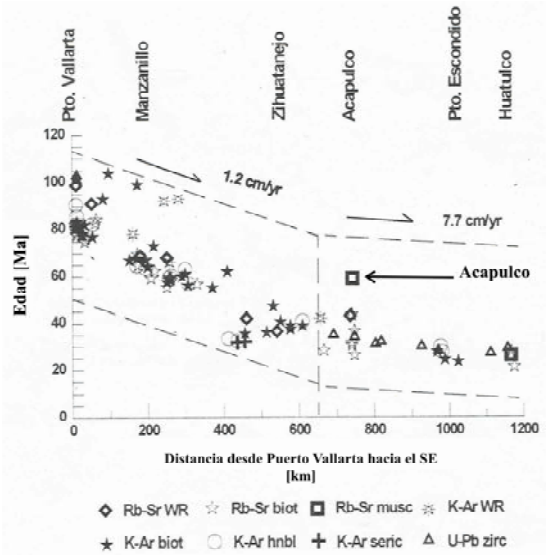



Figura II.3. A) Tendencia geocronológica del Cinturón Batolítico Costero de México (Schaaf et al., 1995).

La evolución cenozoica del sur de México permite inferir la ocurrencia de ciertos episodios tectónicamente complejos, puesto que existen evidencias como la ausencia de sedimentos pertenecientes al prisma de acreción en dicha margen que sugieren complejidad en la evolución geológica. Uno de los modelos evolutivos sugiere que el Bloque de Chortís se encontraba frente a las costas actuales mexicanas, y debido a una compleja cinemática relacionada con la tectónica del proto-caribe se desplazó sinestralmente de su ubicación hasta alcanzar su posición actual (Pindell et al., 1988; Schaaf et al., 1995; Meschede y Frisch, 2002). Por otro lado, la segunda hipótesis basada en los polos de rotación de la placa caribeña ubicados cerca de Santiago (Chile) (Ross y Scotese, 1988) y la ausencia de deformación en los sedimentos de plataforma en la Cuenca de Tehuantepec, sugieren que la ubicación del Bloque de Chortís es diferente a la que normalmente se consideraba (Keppie y Morán-Zenteno, 2005).

### *II.3 Cinturón plutónico de la costa sur de México (CBC)*

Uno de los aspectos más relevantes en el sur de México es el cinturón plutónico de la costa que está constituido por intrusivos calcialcalinos no deformados desde Puerto Vallarta (Jalisco) hasta Tehuantepec (Oaxaca) (fig. II.3) (Schaaf et al., 1995). Las composiciones de los plutones varía generalmente entre diorita y granito, aunque también se ha reportado la presencia de algunos gabros (Schaaf, 1990; Morán-Zenteno, 1992;

Morán-Zenteno et al., 2000). La asociación de hornblenda y biotita con magnetita, titanita, apatito y zircón como principales accesorios está presente en la mayoría de los cuerpos intrusivos. El contenido de $SiO_2$ de los plutones varía entre 56 y 74 wt% (Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1999).

Geocronológicamente el cinturón batolítico de ~1200 km presenta dos patrones de eventos magmáticos (Schaaf et al., 1995): (1) Magmatismo entre Puerto Vallarta y Zihuatanejo que muestra un decremento de las edades en dirección NW-SE de 100 Ma a 40 Ma, mostrando una aparente migración de 1.2 cm/año. (2) Magmatismo entre Zihuatanejo y Huatulco donde las edades varían en la misma dirección desde 35 Ma hasta 21 Ma, con una componente de migración hacia el SE de 7.7 cm/año. Sin embargo, en el modelo evolutivo de Schaaf et al. (1995) para la migración del magmatismo del sur de México, los datos geocronológicos del intrusivo de Acapulco resultan anómalos por salirse del patrón preferencial de edades en esa longitud (fig. II.3A). La composición y características petrográficas también son distintas al presentar textura pseudorapakivi y una facies de sienita de dos piroxenos (Calva-Guerra, 1996; Morán-Zenteno et al., 1999).

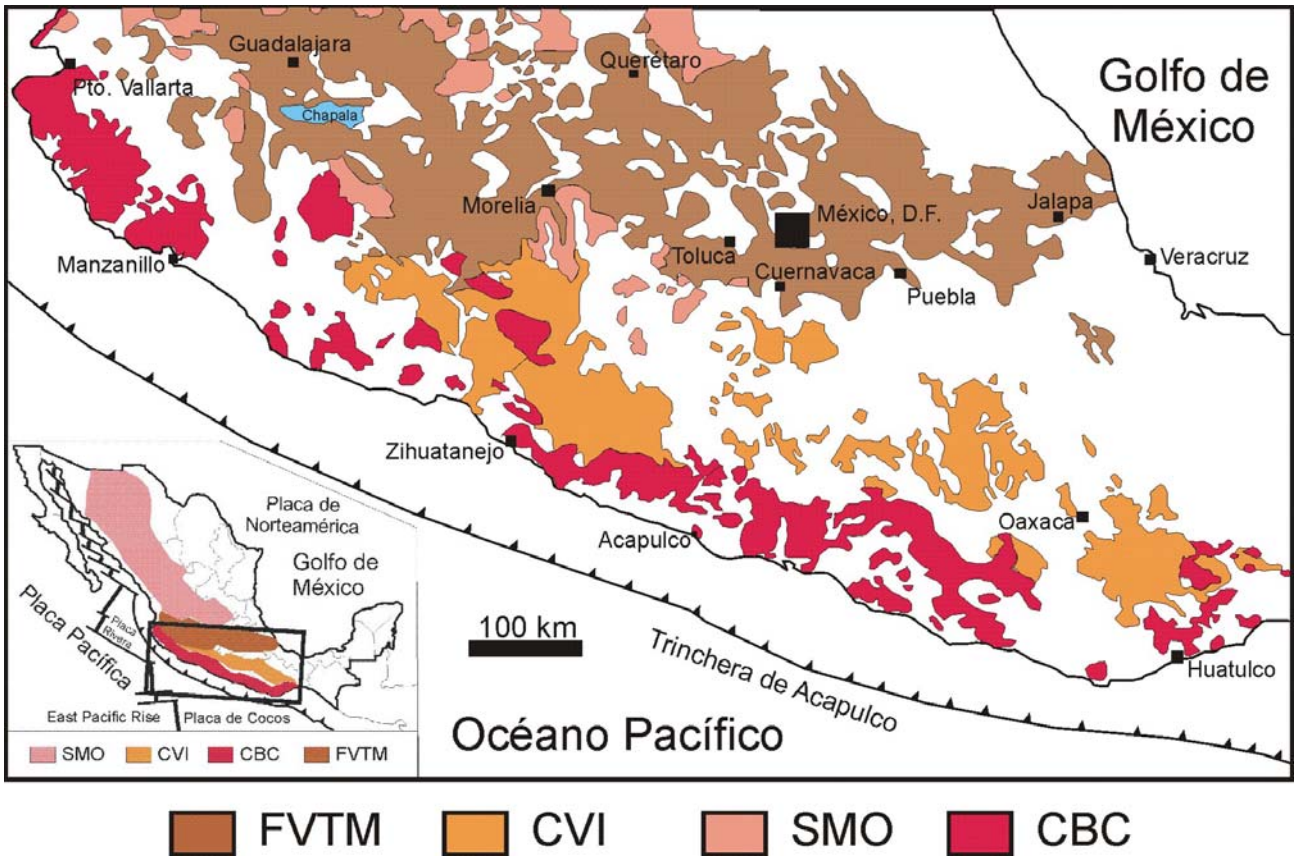



Figura II.4. Mapa geológico del sur de México mostrando la distribución de las rocas magmáticas: (FVTM) Faja Volcánica Trans-Mexicana; (CVI) Cinturón Volcánico Intra-continente; (SMO) Sierra Madre Occidental; (CBC) Cinturón Batolítico Costero, modificado de Morán-Zenteno et al. (1999).

### *II.4 Antecedentes del Intrusivo de Acapulco*

Se ha estudiado muy poco del intrusivo de Acapulco desde que De Cserna (1965) en su trabajo clásico de la Sierra Madre del Sur, describió la existencia de un tronco de composición granitico-monzonítica hasta sienita cuarcífera, con textura rapakivi (fenocristales de feldespato potásico en mantos de plagioclasa) en algunos sectores en donde se encuentra asentado hoy en día el Puerto de Acapulco. Guerrero-García (1975) y Schaaf (1990) reportaron dos edades por isócronas de Rb-Sr para este cuerpo plutónico de 43±7 Ma y 43.4±0.9 Ma respectivamente, así como un valor de $\varepsilon Nd_i$ de +2.9 (Schaaf, 1990).

Morán-Zenteno (1992) enfocó su trabajo al fechamiento de los principales eventos tectonotérmicos en el área comprendida entre Tierra Colorada-Acapulco y Cruz Grande (fig. II.5) y el análisis de isótopos de Nd en varias unidades de ese sector. También analizó por el método Rb-Sr concentrados de biotitas y roca total pertenecientes al intrusivo de Acapulco con los que estableció una edad de 43±1 Ma. También obtuvo valores de $\varepsilon Nd_i$ de +2.75 y +2.24 para el granito y la sienta. Finalmente cita a Grajales-Nishimura y López-Infanzón (1984) con una edad de enfriamiento establecida por el método de K-Ar en 50Ma (error no reportado).

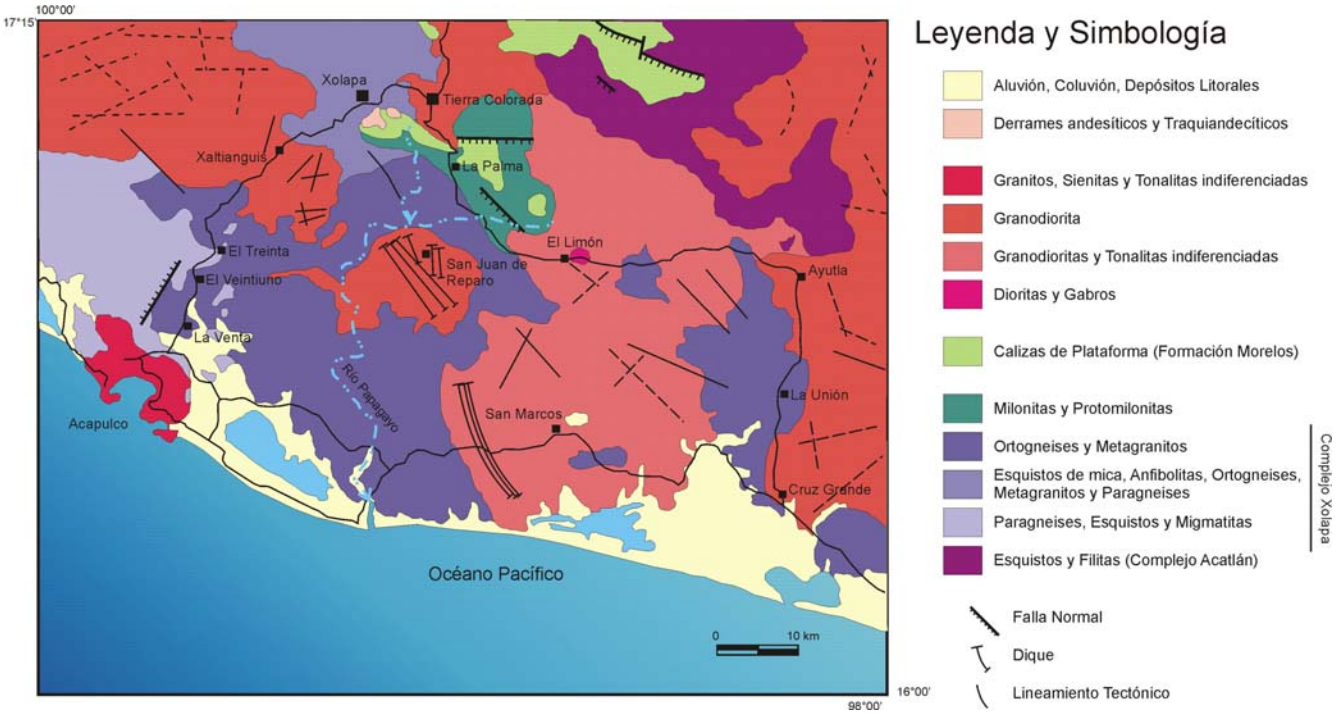



Figura II.5. Mapa geológico de la zona de estudio entre Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, modificado de Morán-Zenteno (1992).

El trabajo de Calva-Guerra (1996) se enfocó en la naturaleza petrográfica del intrusivo de Acapulco, así como su composición química (elementos mayores y traza) e isotopía de Sr, y el fechamiento Rb-Sr de biotitas-roca

total con una edad de 43±2.4 Ma. Determinó que a pesar de tratarse de un intrusivo con textura pseudorapakivi y composición petrográfica de granito alcalino, la química de elementos mayores corresponde a un granito tipo I típico de los arcos magmáticos, contrastando con el comportamiento de granito intra-placa (WPG) que sugieren los elementos traza (Calva-Guerra, 1996). Ese mismo año Morán-Zenteno et al. (1996) realizaron estudios de geobarometría en los intrusivos de la costa entre Acapulco y Huatulco. Por medio del geobarómetro de Al-total en hornblenda determinaron la presión de emplazamiento entre los 3.5 y 5 kbar, profundidad comprendida entre los 13 y 20 km.

Finalmente Ducea et al. (2004, 2006) realizaron análisis de LA-ICP-MS en zircones obtenidos de la sienita cuarcífera por el método de U-Pb, con lo que establecieron por primera vez la edad de cristalización del intrusivo de Acapulco en 54.9±2.0 Ma. De igual manera realizaron estudios de trazas de fisión y (U-Th)/He en apatitos, con la finalidad de fechar, y establecer tasas de exhumación y reciclamiento de la corteza vía erosión por subducción.

# III. METODOLOGÍA ANALÍTICA

La primera etapa comienza con la recolección de las muestras en campo previamente descostradas, y su debido aislamiento para evitar contaminación. Las muestras colectadas se seleccionaron evitando zonas de alteración hidrotermal e intemperismo. Las dimensiones variaron entre los 5 y 15 kg, ya que algunas muestras fueron seleccionadas para obtener concentrados de minerales pesados para fechamiento, y la gran mayoría de ellas se colectaron con los propósitos de análisis en roca total (WR).

Posteriormente fueron seleccionados los fragmentos de roca para la realización de láminas delgadas y el resguardo de un testigo, ambos representativos de la roca. Se tomaron esquirlas (chips) para los análisis de geoquímica, que fueron pulverizados en un mortero de Carburo de Tungsteno previamente contaminado con arena de cuarzo y parte de la muestra misma, en un equipo *Herzog* perteneciente al Taller de Molienda del Instituto de Geología, UNAM.

## *III.1 Geoquímica de Roca Total (WR)*

### *III.1.1 Elementos Mayores*

La muestra de roca pulverizada y homogenizada fue secada en estufa a 110°C durante 2 horas. Se pesó 0.5 g de muestra y posteriormente fue fundida con 10 g de metaborato de litio y tetraborato de litio en relación 1:1 para la obtención de una perla, la cual se analizó por elementos mayores en un sistema secuencial de Fluorescencia de Raros X *Siemens* SRS 3000, previamente calibrado con estándares internacionales (tabla III.1) en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología (UNAM) de acuerdo con la metodología seguida por Lozano et al, (1995). La pérdida por calcinación (LOI) se determinó pesando 1g de muestra y calcinándolo a 950 °C por 1 hora. Los datos fueron medidos con ayuda del programa analítico FULLMDIL.QAN.

| Estándares | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| NIMP | 51.18 | 0.20 | 4.27 | 12.78 | 0.22 | 25.35 | 2.67 | 0.38 | 0.09 | 0.02 |
| JB1A | 52.16 | 1.30 | 14.51 | 9.10 | 0.15 | 7.75 | 9.23 | 2.74 | 1.42 | 0.26 |
| NIMN | 52.65 | 0.20 | 16.47 | 8.95 | 0.18 | 7.56 | 11.47 | 2.47 | 0.25 | 0.04 |
| NIMS | 63.54 | 0.05 | 17.16 | 1.44 | 0.01 | 0.48 | 0.68 | 0.41 | 15.40 | 0.14 |
| QL01 | 65.55 | 0.62 | 16.18 | 4.35 | 0.09 | 1.00 | 3.17 | 4.20 | 3.60 | 0.25 |
| JG1 | 72.31 | 0.25 | 14.25 | 2.21 | 0.06 | 0.76 | 2.15 | 3.37 | 3.92 | 0.09 |
| NIMG | 75.73 | 0.09 | 12.13 | 1.96 | 0.02 | 0.05 | 0.77 | 3.36 | 5.04 | 0.02 |
| IG2 | 98.01 | 0.08 | 0.29 | 0.86 | 0.01 | 0.17 | 0.00 | 0.14 | 0.02 | 0.00 |
| ES3 | 4.63 | 0.07 | 1.07 | 0.62 | 0.06 | 0.79 | 50.86 | 0.08 | 0.52 | 0.42 |
| ES4 | 2.88 | 0.04 | 0.74 | 0.38 | 0.06 | 20.47 | 29.35 | 0.07 | 0.26 | 0.01 |
| BCU3 | 50.58 | 1.75 | 16.17 | 9.53 | 0.14 | 8.17 | 8.04 | 3.86 | 1.15 | 0.54 |
| BEN | 38.20 | 2.61 | 10.07 | 12.84 | 0.20 | 13.15 | 13.87 | 3.18 | 1.39 | 1.05 |
| DTN | 36.45 | 1.40 | 59.20 | 0.66 | 0.01 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.12 | 0.09 |
| DTS1 | 40.47 | 0.00 | 0.32 | 8.69 | 0.12 | 49.65 | 0.14 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ALI | 69.34 | 0.01 | 18.59 | 0.08 | 0.00 | 0.04 | 0.38 | 10.59 | 0.14 | 0.04 |
| FKN | 65.02 | 0.02 | 18.61 | 0.09 | 0.01 | 0.01 | 0.11 | 2.58 | 12.81 | 0.02 |

Tabla III.1. Estándares de Referencia Geoquímica utilizados en la medición de elementos mayores por XRF.

### *III.1.2 Elementos Traza*

La concentración de elementos traza se determinó utilizando un espectrómetro de masas de fuente de plasma inducido acoplado (ICP-MS) marca *Thermo Series Xii*, en el Laboratorio de Espectrometría de Masas del Centro de Geociencias (UNAM), Campus Juriquilla.

La metodología empleada se aplicó en 12 muestras de rocas intrusivas pertenecientes al plutón de Acapulco, junto con 8 estándares internacionales (tabla III.2) y 3 blancos analíticos (Modificado de Mori et al., 2007). A las muestras se les añadió una solución estándar interna, con el fin de corregir la variación natural del ICP-MS. Dicha solución de $HNO_3$ contó con lo siguientes elementos de dopaje: Ge (99.5 μg/ml en 0.2M $HNO_3$), In (101.4 μg/ml en 0.2M $HNO_3$), Tm (99.9 μg/ml en 0.2M $HNO_3$) y Bi (101.3 μg/ml en 0.2M $HNO_3$).

La preparación de las muestras se realizó en viales marca *Savillex* de 15 ml, en donde se pesaron en promedio 50 mg de polvo homogenizado de roca total (WR) y estándares. Las muestras fueron sometidas a dos etapas de digestión para optimizar el análisis de elementos como Zr y Hf en zircones. El primer paso de digestión fue añadir 1 ml de $HF_{concentrado}$ 3 veces destilado (3x) y 0.5 ml de 8M $HNO_3$ (4x), y calentar en parrilla a 90 ºC por 3 días. Posteriormente las muestras fueron evaporadas en parilla a 110 ºC hasta sequedad total, y después se añadieron 16 gotas de $HNO_{3\ conc}$ (4x) que fueron evaporadas, este paso se repitió nuevamente, dejando reposar las muestras ~12 horas con el fin de convertir los fluoruros a nitratos. Al día siguiente, una vez que las muestras se encontraron evaporadas, se levantaron en solución con 1.5ml de 8M $HNO_3$ y 1.5 ml de $H_2O$ grado MiliQ (MQ), a continuación se dejaron reposar ~4 horas en parrilla a 90 ºC. La segunda etapa de la digestión de las muestras consistió en centrifugar las soluciones en microviales por 8 minutos para propiciar la separación de minerales refractarios como el zircón. Después se extrajo la mayor parte de la muestra, dejando un residuo de ~50 μl que fue introducido a viales de 3ml acompañado de 500 μl de MQ y llevado a sequedad total. Una vez terminado esto, se agregaron 500 μl de $HF_{conc}$ y 250 μl de 8M $HNO_3$ y se introdujeron en bombas de digestión a 200 ºC por 4 días. Para conservar la relación de presión, se agregaron 2ml de $HF_{conc}$ y 1 ml de 8M $HNO_3$ en la bomba de presión que contenía a los viales con las muestras.

Una vez digeridas las fracciones de muestra se llevaron a sequedad total en parrilla, luego se añadieron 3 gotas de $HNO_{3\ conc}$ (4x) dos veces, y en la segunda se dejaron tapadas en parrilla a 90 ºC por una noche, nuevamente para pasar de fluoruros a nitratos. Al día siguiente se juntó el contenido con la fracción de la muestra no bombeada en el vial de 15 ml, se enjuagó el vial de 3 ml con 500 μl de MQ y añadió junto con toda la muestra. Se llevó todo a sequedad y se levantó en solución con 2 ml de 8M $HNO_3$ y 2 ml de $H_2O$ MQ, dejando reposar por una noche para su homogenización. Finalmente, al día siguiente las muestras fueron aforadas con la solución del estándar interno previamente mencionado hasta alcanzar los 100 ml de solución total.

| | Estándares | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Elemento** | **AGV-2** | **BCR-2** | **BHVO-2** | **G-2** | **JG-2** | **JR-1** | **MAR** | **ZZ** |
| Li | 10.136 | 9.344 | 4.9101 | 30.498 | 39.088 | 61.529 | 5.7996 | 7.6576 |
| Be | 2.1482 | 2.3523 | 1.1316 | 2.5619 | 3.4071 | 3.3116 | 0.3974 | 2.0937 |
| P (%) | 0.4797 | 0.3796 | 0.3027 | 0.1471 | 0.0234 | 0.0363 | 0.126 | 0.6317 |
| Sc | 13.311 | 32.975 | 31.457 | 3.1049 | 2.9599 | 5.0389 | 39.65 | 21.936 |
| Ti (%) | 0.9002 | 2.2259 | 2.7682 | 0.4276 | 0.0571 | 0.1103 | 1.2004 | 2.9937 |
| V | 108.03 | 410.69 | 320.21 | 34.27 | 3.9469 | 8.7496 | 269.95 | 228.41 |
| Cr | 15.722 | 16.187 | 283.5 | 8.4932 | 6.2124 | 3.2907 | 317.00 | 147.08 |
| Co | 14.634 | 36.45 | 44.734 | 4.7285 | 3.5712 | 1.3135 | 55.04 | 45.427 |
| Ni | 17.201 | 12.608 | 115.94 | 3.3118 | 4.0876 | 1.8096 | 153.31 | 81.324 |
| Cu | 52.615 | 27.272 | 145.75 | 11.613 | 0.8942 | 2.6461 | 74.594 | 54.801 |
| Zn | 79.297 | 126.68 | 104.25 | 76.279 | 13.045 | 27.356 | 78.292 | 102.62 |
| Ga | 19.504 | 22.348 | 22.188 | 22.808 | 17.97 | 16.768 | 16.528 | 21.536 |
| Rb | 65.883 | 48.724 | 10.177 | 165.97 | 298.08 | 257.54 | 1.4327 | 24.265 |
| Sr | 605.83 | 335.4 | 397.97 | 445.97 | 17.402 | 28.84 | 91.747 | 777.99 |
| Y | 18.911 | 37.335 | 27.49 | 9.0693 | 76.494 | 43.765 | 32.678 | 28.912 |
| Zr | 221.34 | 191.52 | 182.21 | 241.95 | 90.854 | 92.731 | 78.349 | 276.53 |
| Nb | 14.322 | 13.624 | 20.644 | 12.568 | 15.087 | 16.671 | 1.6555 | 44.51 |
| Mo | 2.1163 | 248.01 | 2.9923 | 0.7096 | 1.0726 | 3.0765 | 0.6764 | 2.5765 |
| Sn | 1.7863 | 2.0918 | 1.6977 | 1.563 | 2.3051 | 2.6757 | 0.6782 | 2.0246 |
| Sb | 0.4374 | 0.3025 | 0.0826 | 0.0391 | 0.0433 | 1.1711 | 0.0545 | 0.058 |
| Cs | 1.1136 | 1.1832 | 0.1015 | 1.3279 | 7.1009 | 20.425 | 0.0264 | 0.1899 |
| Ba | 1121.2 | 713.31 | 127.63 | 1857.3 | 58.444 | 43.048 | 5.2608 | 281.11 |
| La | 37.05 | 25.909 | 15.761 | 95.981 | 18.129 | 19.693 | 1.7801 | 32.299 |
| Ce | 66.932 | 54.219 | 39.084 | 163.48 | 44.019 | 46.383 | 6.9734 | 68.086 |
| Pr | 7.8284 | 6.8964 | 5.4969 | 16.503 | 5.7195 | 5.9072 | 1.2513 | 8.5877 |
| Nd | 28.887 | 28.998 | 25.101 | 51.677 | 23.029 | 23.318 | 7.6184 | 35.274 |
| Sm | 5.3306 | 6.8582 | 6.385 | 7.0209 | 7.256 | 5.8736 | 2.9259 | 7.7172 |
| Eu | 1.4481 | 1.9319 | 2.0309 | 1.3647 | 0.1214 | 0.297 | 1.0524 | 2.3665 |
| Tb | 0.6202 | 1.0719 | 0.9745 | 0.5061 | 1.4816 | 0.9854 | 0.7736 | 1.0383 |
| Gd | 4.378 | 6.8297 | 6.3398 | 3.951 | 8.2225 | 5.8229 | 4.3149 | 7.0191 |
| Dy | 3.3753 | 6.5746 | 5.491 | 2.0811 | 9.9694 | 6.4252 | 5.3627 | 5.7434 |
| Ho | 0.6508 | 1.3238 | 1.0117 | 0.355 | 2.1224 | 1.3421 | 1.1658 | 1.0604 |
| Er | 1.7398 | 3.652 | 2.5751 | 0.8861 | 6.3626 | 4.0785 | 3.3108 | 2.7247 |
| Yb | 1.5637 | 3.3821 | 2.0369 | 0.6754 | 6.7665 | 4.6207 | 3.2193 | 2.2622 |
| Lu | 0.2371 | 0.5116 | 0.2887 | 0.0913 | 1.0225 | 0.7063 | 0.4876 | 0.3246 |
| Hf | 4.781 | 4.7969 | 4.3813 | 5.4006 | 4.2684 | 4.5722 | 2.0439 | 5.818 |
| Ta | 0.8673 | 0.8459 | 1.3025 | 0.8183 | 2.2418 | 1.8254 | 0.2161 | 2.7357 |
| W | 0.5052 | 0.5054 | 0.5037 | 0.5031 | 0.616 | 0.516 | 0.8515 | 0.5033 |
| Tl | 0.284 | 0.2899 | 0.0432 | 0.903 | 1.7149 | 1.5767 | 0.0379 | 0.0746 |
| Pb | 12.807 | 10.552 | 1.6702 | 30.808 | 31.381 | 19.301 | 0.6137 | 2.9036 |
| Th | 5.8783 | 6.0223 | 1.3247 | 24.483 | 29.08 | 26.781 | 0.192 | 3.4798 |
| U | 1.8064 | 1.7165 | 0.4335 | 1.7315 | 10.303 | 8.8882 | 0.075 | 1.1442 |

Tabla III.2. Estándares de Referencia Geoquímica utilizados en la medición de elementos traza (ICP-MS).

## *III.2 Isotopía*

Los análisis isotópicos fueron obtenidos en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, UNAM. Las mediciones fueron obtenidas con un espectrómetro de masas de ionización térmica (TIMS) marca *FINNIGAN MAT 262*, que cuenta con ocho colectores Faraday ajustables que realizaron las mediciones de manera estática. Las mediciones de Rb fueron realizadas con un espectrómetro de masas *NBS*, perteneciente al LUGIS del Instituto de Geología, UNAM.

Las muestras se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos, analizándose ~60 relaciones isotópicas para Rb, Sr, y Nd, y 20 para Sm. Los valores (1sd= $\pm 1\sigma_{abs}$) refieren a los errores durante la medición; en los últimos dos dígitos 2 SE(M). Todas las relaciones isotópicas de Sr se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}Sr/^{88}Sr$ = 0.1194. Los valores del LUGIS para el estándar NBS 987 $^{87}Sr/^{86}Sr$ =

0.710238 ± 23 ($\pm 1\sigma_{abs}$, n=366) y estándar La Jolla $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.511869 ± 24 ($\pm 1\sigma_{abs}$, n=190). La incertidumbre relativa de $^{87}Rb/^{86}Sr$ = ±2% y de $^{147}Sm/^{144}Nd$ = ±1.5% (1σ), la reproducibilidad relativa (1σ) de la concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de ±4.5%, ±1.8%, ±3.2% y ±2.7% respectivamente.

Las muestras de Pb fueron cargadas con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 16.89 ± 0.09%, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.43 ± 0.14% y $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 36.52 ± 0.19% ($\pm 1\sigma_{rel}$, n = 7).

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.06 ng de Rb, 1.5 ng de Sr, 0.06 ng de Sm, 0.22 ng de Nd (blancos totales) y 115 pg Pb (blanco de química).

### *III.2.1 Metodología para isótopos de Sr y Nd*

Para los análisis isotópicos de esta sistemática se emplearon en promedio 100 mg de polvo de roca total (WR) de 9 muestras seleccionadas, se pesaron en viales de teflón marca Savillex de 15 ml por medio de diferencias de peso para evitar errores analíticos con la balanza. Se les añadieron entre 0.02 y 0.03 g de *spike* IGL Sr-Sm-Nd (1.458824 ppm $^{84}Sr$; 0.264282 ppm $^{149}Sm$; 0.400446 ppm $^{145}Nd$). De manera de control, se analizaron en forma conjunta un blanco analítico y un estándar (G-2).

La digestión de las muestras consistió en agregar dos gotas de 4N $HClO_4$ (2x) y ~15 ml 6N HF (2x), dejando calentar en parrillas por 3 días a 120 ºC. Posteriormente se llevaron a sequedad total, seguido de la adición de ~15 ml de 6N HCl (2x), dejando calentar sobre parrilla por 24 horas a 100 ºC para transformar los fluoruros en cloruros. Nuevamente se evaporaron en su totalidad y se les agregó ~15 ml de 2N HCl (2x), calentando por dos horas a 120 ºC. Una vez que las muestras se encontraron en solución, se realizó el *split* de Rb para el mejor funcionamiento del espectrómetro de masas, en donde se separó alrededor del 20% de cada muestra a las que se les añadió en promedio 0.02 g de *spike* monoisotópico IGL Rb (20.44 ppm $^{87}Rb$).

Separación química del Rb

La separación se realizó en columnas de intercambio iónico de 14.5 cm de alto por 0.9 cm de diámetro, con relleno de 16 cm de resina catiónica DOWEX 50WX12 malla 200-400. La fracción de la muestra resultante del *split* que se había llevado a sequedad previamente, se disolvió en 1 ml de 2N HCl para poder ser introducidas en las columnas de intercambio (Schaaf et al., 2005). La separación por pasos se presenta a continuación.

Para la separación de Rb

| | |
|---|---|
| Preparación de las columnas | Añadir 15 ml de 2N HCl para acondicionar la columna. |
| Adición de la muestra | Añadir la muestra en 1 ml de 2N HCl. |
| | Añadir cuatro veces: 1 ml de 2N HCl para limpiar cualquier gota de la muestra que no se haya introducido en la parte central de la columna. |
| Acondicionamiento de columnas | Agregar 16 ml de 2N HCl. |
| | Agregar 60 ml de 2N HCl. |
| Separación de Rb | Añadir 10 ml de 2N HCl y colectar la solución resultante. |
| Limpieza de columnas | Agregar 220 ml de ~6N HCl para la limpieza total de las columnas. |

Finalmente la solución de Rb recuperada se llevó a sequedad total, dejando de esta forma una pasta de cloruros lista para cargarse al espectrómetro de masas.

Separación química del Sr y REE

Las alícuotas de las muestras que se utilizaron para la separación de Sr y REE se llevaron a sequedad total, posteriormente se levantaron en solución en 1 ml de 2N HCl, y centrifugaron por 20 minutos en balas. La separación se llevo a cabo en columnas de intercambio iónico con resina catiónica DOWEX50WX12 malla 200-400 (Schaaf et al., 2005). La separación se presenta a continuación.

Para la separación de Sr y REE

| | |
|---|---|
| Preparación de las columnas | Añadir 15 ml de 2N HCl para acondicionar la columna. |
| Adición de la muestra | Añadir la muestra en 1 ml de 2N HCl. |
| | Añadir cuatro veces: 1 ml de 2N HCl para limpiar cualquier gota de la muestra que no se haya introducido en la parte central de la columna. |
| Acondicionamiento de columnas | Agregar 16 ml de 2N HCl. |
| | Agregar 160 ml de 2N HCl. |
| | Añadir 10 ml de 6N HCl (2x) |
| Separación de Sr | Añadir 15 ml de 6N HCl y colectar la solución resultante. |
| Separación de REE | Agregar 30 ml de 6N HCl y colectar la solución resultante. |
| Limpieza de columnas | Agregar 120 ml de ~6N HCl para la limpieza total de las columnas. |

Finalmente las soluciones respectivas de Sr y REE se llevaron a sequedad total, de tal manera, que las pastas de cloruros de Sr se encontraron lista para cargar al espectrómetro de masas, mientras que las REE se sometieron al siguiente procedimiento.

Separación química del Sm y Nd

El concentrado de REE se levantó en solución en 250 μl de 0.18N HCl (2x). La separación se llevó a cabo en columnas de intercambio iónico con polvo de teflón cubierto por HDEHP (hydrogen diethylhexil phosphate), que a diferencia de las columnas utilizadas en los pasos anteriores, presentan variaciones en la calibración de forma individual (Schaaf et al., 2005). A continuación se presenta de forma resumida la separación de elementos.

Para la separación de Sm y Nd

| | |
|---|---|
| Preparación de las columnas | Añadir entre 6 y 7 ml (dependiendo de la columna) de 0.18N HCl para acondicionar la columna. |
| Adición de la muestra | Añadir la muestra en 250 μl de 0.18 HCl previamente disuelta y repetir, enjuagando el vial donde se encontraba la muestra. |
| | Añadir dos veces: 250 μl de 0.18N HCl para limpiar cualquier gota de la muestra que no se haya introducido en la parte central de la columna. |
| Acondicionamiento de columnas | Agregar entre 6 y 14 ml (dependiendo de la columna) de 0.18N HCl. |
| Separación de Nd | Agregar entre 2 y 4.5 ml (dependiendo de la columna) de 0.18N HCl. En este punto se separa el Nd de la mayoría de las columnas, por lo que se colecta la solución resultante. |
| | Añadir entre 1 y 4 ml de 0.18N HCl. |
| Separación de Nd | Para algunas columnas se añaden entre 2 y 3 ml de 0.4N HCl para la colección final de Nd, se colecta la solución resultante. |
| | Añadir entre 2 y 5 ml de 0.4N HCl (dependiendo de la columna). |
| Separación de Sm | Añadir entre 2 y 4 ml de 0.4N HCl y colectar la solución resultante. |
| Limpieza de columnas | Agregar 10 ml de ~6N HCl para la limpieza total de las columnas. |

Finalmente las soluciones respectivas de Nd y Sm se llevan a sequedad total, resultando una pasta de cloruros lista para cargarse al espectrómetro de masas.

### *III.2.2 Pb común (WR y Kfs)*

A diferencia de los procedimientos de las sistemáticas Rb-Sr y Sm-Nd en donde se emplearon únicamente muestras de roca total (WR), los análisis para Pb común se realizaron en concentrados de feldespato potásico y WR. Por consiguiente, fue necesario el procesar las muestras a través de un tratamiento mecánico constituido por varios pasos, con previa limpieza de los aparatos a utilizar. El primer paso fue triturar la muestra por medio de una quebradora de quijadas, seguido de la trituración por medio de un pulverizador de discos *BICO*.

Las muestras fueron sometidas a la separación por densidad en vía húmeda a través de la Mesa Wilfley®, lo que ayudó a obtener un concentrado mineral de alta pureza. Una vez secas las fracciones resultantes, fueron introducidas a un separador isodinámico *Frantz*®, con la finalidad de eliminar cristales con inclusiones de minerales ferromagnéticos. Se pesaron en promedio 50 mg de muestra en viales de 15 ml marca *Savillex*. En total fueron procesadas 5 muestras de Kfs, 5 muestras dobles de WR para corrección por edad, un blanco total (BT) y un blanco de Química (BQ).

El método que se siguió para *leaching* y digestión fue modificado de López et al., (2001) y Solari et al., (2004)

Se agregó a los viales 5 ml de 6M HCl (4x) y se calentaron tapados en parrilla a 90 ºC por una hora para eliminar por lixiviación el Pb ajeno a la muestra. Después de pasar por el ultrasonido por 30 minutos, se dejó decantar la muestra y fue removido el 6M HCl. Las muestras fueron enjuagadas repetidamente con MQ, y evaporadas hasta sequedad total a 90 ºC.

Cuando se hallaron en completa sequedad las muestras, se procedió a la digestión de las mismas con 3 ml de $HF_{conc}$(4x) y 1 ml de 16M $HNO_3$ (4x), calentados en parrilla a 90 ºC por tres días. Al cabo del tercer día, se llevaron a sequedad total y se les agregaron 5 ml de 6M HCl, dejándolas reposar por 12 horas en parrilla a 90 ºC, para convertir los fluoruros en cloruros. Al día siguiente, se llevaron a sequedad total las muestras y después se les agregaron 4 ml de 1M HBr (3x) para iniciar la conversión de los cloruros en bromuros, reposando las muestras por 5 horas en parrilla a 90 ºC. Posteriormente, se llevaron a sequedad y se les añadió 1 ml de 1M HBr, reposando por 3 horas en parrilla a 90 ºC. Finalmente, se agregaron 300 µl de *spike* $^{208}Pb/^{205}Pb$ a una de las muestras dobles (Ac0715) para la corrección por edad y la determinación del Pb por Dilución Isotópica (DI), y se llevó a sequedad, para añadirle 1 ml de 1M HBr.

Separación Química del Pb

La separación del Pb se realizó en microcolumnas de intercambio iónico de 1.5 ml, sin contar con el volumen ocupado por resina aniónica Biorad AX 1X8 100-200 mesh (~325 µl). Dicha separación se presenta resumida a continuación (Modificado de López et al., 2001 y Solari et al., 2004).

Para la separación de Pb

| | |
|---|---|
| Preparación de muestras | Centrifugar las muestras en solución por 10 minutos en balas. |
| Preparación de las columnas | Añadir 1 CV (Volumen de Columna = 1.5 ml) de MQ. |
| | Añadir ½ CV (~750 μl) de 8M $HNO_3$. |
| | Añadir dos veces: 1 CV de MQ, seguido de ½ CV de 6M HCl. |
| | Añadir 1 CV de MQ. |
| Acondicionamiento de columna | Agregar ½ CV de 1M HBr (4x). |
| | Introducir la muestra (1-1.5 ml) en las columnas enumeradas con pipeta, usando puntas limpias en cada caso. |
| | Añadir 300 μl de 1M HBr. |
| | Añadir 600 μl de 1M HBr (dos veces). |
| | Añadir 300 μl de 2N HCl. |
| Separación de Pb | Agregar 1.5 ml de 6M HCl y recuperar la solución resultante. |
| | Añadir una gota de $H_3PO_4$ en cada vial. |
| *Spike* de los blancos | Finalmente se añadieron 30 μl de *spike* $^{208}Pb/^{205}Pb$ al blanco total (BT) y al blanco de química (BQ). |

La solución de Pb recuperada se llevó a evaporación, resultando únicamente la gota de $H_3PO_4$ para poder cargarse en el espectrómetro de masas.

## *III.3 Petrología*

### *III.3.1 Termobarometría*

Los análisis de microsonda se llevaron a cabo en la *Stanford University* utilizando un equipo JEOL JXA-733A *Superprobe* equipada con cinco espectrómetros de longitud de onda dispersiva y una ventana de Be con dispersor de energía de SiLi, equipada con *Microbeam hardware* avanzado, así como de software para microanálisis PROBE-PRBSE y digitalización de imágenes.

Las siguientes condiciones generales se mantuvieron durante cada uno de los análisis: Voltaje (15 kv), corriente (17 nA), tiempo de conteo de picos (20 s), como *background* se consideró el número atómico principal. Los estándares utilizados pertenecientes a la colección de la *Stanford University* son naturales y sintéticos: Na [Albita (TAP)], Mg [olivino (TAP)], Al [espesartina (TAP)], Si [wollastonita (TAP)], K [ortoclasa (PET)], Ca [wollastonita (PET)], Ti [rutilo (PET)], Cr [cromita (PET)], Mn [espesartina (TAP)], Fe [hematita (LIF)]. De manera especial, los análisis de plagioclasa fueron determinados con el haz desenfocado a 10 μm por la complejidad de las mediciones de Na y pérdida por fraccionamiento.

Los análisis cuantitativos de todos los especimenes fueron desarrollados usando la corrección de matriz con el algoritmo CITZAF (Armstrong, 1991) incorporado al software *PROBE* para *Windows*®. La desviación estándar relativa para todos los elementos mayores fue en general menor al 1%, mientras que para los elementos menores y traza se mantuvo por debajo del 10%. La deriva de corriente en las muestras fue controlada por proporcionalidad matemática con los estándares y un estándar de diópsida como muestra de control. Dicho control permitió reproducibilidad del 2% y una exactitud estimada de 2%.

### *III.4 Geocronología U-Pb (ELA-ICPMS)*

Los concentrados minerales resultantes de la molienda de las rocas colectadas en campo, se sometieron al proceso de separación por vía húmeda con una mesa *Wilfley* del taller de molienda del Instituto de Geología (UNAM). Posteriormente, la fracciones de minerales densos fueron separadas por medio de un separador isodinámico *Frantz* en el Centro de Geociencias (UNAM) a diferentes ángulos e intensidades de corriente, con la finalidad de obtener un concentrado de minerales no magnéticos a 2.0A. El concentrado resultante constitutito en su mayoría por cristales de cuarzo, feldespatos y accesorios (e.g. apatito, zircón, pirita, titanita) fue sometido a separación por líquidos pesados. Dicha separación se llevó a cabo por medio de ioduro de metileno (MEI $\rho$ = 3.33 g/cm$^3$), con lo que fue posible obtener concentrados de ~80% zircón. Finalmente, los zircones fueron montados mediante selección manual bajo microscopio estereoscópico para la preparación de una montura de resina epóxica. La montura con los zircones fue desvastada con papel lija (#1500) hasta descubrir los niveles medios de los cristales, y después pulida con compuesto de polvo de diamante de 6 μm y 1 μm. Posteriormente fueron analizados por catodoluminiscencia con un luminoscopio ELM-3R para identificar las estructuras internas, así como posibles núcleos heredados en los zircones. La preparación de las muestras concluye con un baño en agua MQ en ultrasonido y la limpieza de la superficie con $HNO_3$ 1M previo a la introducción en la celda de ablasión con el objeto de limpiar impurezas y contaminación alguna de Pb común.

Los fechamientos de U-Pb en zircones se realizaron en el Centro de Geociencias (UNAM), con un sistema compuesto por un láser de excímeros (LPX220, Lambda Physik) de ArF de 193nm que forma parte del equipo *Resolution Laser Ablation System* producido por *Resonetics* y conectado a un espectrómetro de masas de fuente de plasma inducido acoplado (ICP-MS) de cuadrupolo marca *Thermo Series Xii* equipado con juego de conos y *skimmer* Xs (alta sensitividad) especiales para análisis isotópicos U-Pb por ablasión láser, así como antorcha de cuarzo, electrodos y conectores. El trasporte del material ablasionado en dirección del ICP-MS fue realizado con 600 ml He que son mezclados al salir de la celda con 3 ml $N_2$ y posteriormente con 700 ml de Ar.

Las condiciones durante la medición fueron las siguientes: energía de láser a 160 mJ, desmagnificación de 25X y el diámetro del punto en la muestra de 34 μm que corresponde a una densidad de energía de 8 J/cm$^2$ en el

objetivo, produciendo una profundidad de perforación de 25 μm en el zircón en un tiempo de 30 s con una frecuencia de 5 Hz.

El ICP-MS se optimiza antes de cada sesión analítica usando un vidrio estándar NIST 612 con un escaneo tipo *raster* a 0.5 mm/min y 34 μm de diámetro de punto. Esto con la finalidad de optimizar los parámetros del detector que son $^{238}U$ (110 000 cps), $^{208}Pb$ (50 000 cps) y la relación $^{238}U/^{232}Th$ (aprox. 1.05), así como la relación de óxidos expresada como $ThO^{+}/Th^{+}$ (menor al 0.4%). Los análisis de las muestras están diseñados para aplicar la corrección por matriz (*matrix-matched correction*) al iniciar con adquisición de 5 zircones estándar, seguido de 5 zircones de muestra, para continuar con un análisis de estándar cada cinco de muestra. La adquisición de cada muestra termina con la corrida de dos zircones estándar. El tiempo de análisis en total consta de 85 segundos por punto analítico, del cual 20 s son de ruido de fondo (*background*), 30 s analizando el material ablasionado del zircón para finalizar con 35 s de lavado (*washout*).

Durante el análisis de los zircones se colectan las señales isotópicas de $^{206}Pb$, $^{207}Pb$, $^{208}Pb$, $^{232}Th$, $^{238}U$ para determinar las relaciones isotópicas necesarias para la geocronología U-Pb. Adicionalmente se colectan los isótopos $^{29}Si$, $^{31}P$, $^{49}Ti$, $^{89}Y$, $^{91}Zr$, $^{139}La$, $^{140}Ce$, $^{147}Sm$, $^{153}Eu$, $^{163}Dy$, $^{175}Lu$ y $^{177}Hf$ como estándares internos (Si y Zr), así como con el objetivo de controlar la presencia de inclusiones como algunos fosfatos u otros silicatos que pudieran modificar las relaciones de U-Th-Pb en el zircón con cantidades anómalas de Pb común, siguiendo la metodología de Allen y Barnes (2006).

Finalmente, las concentraciones de U y Th se calibraron con los valores de elementos traza del vidrio NIST 612. Las relaciones isotópicas se encuentran corregidas con el zircón estándar 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), y las edades fueron corregidas por exceso de $^{207}Pb$ siguiendo el método de McWilliams et al., (1998), de Pb común (Stacey y Kramers, 1975) y la corrección de los diagramas Tera-Wasserburg (Tera y Wasserburg, 1972) con el método algebraico de Andersen (2002). Las constantes de decaimiento utilizadas son de acuerdo a Steiger y Jäger (1977), y los diagramas de concordia y gráficas se construyeron usando Isoplot v.3.70 (Ludwig, 2008).

# IV. GEOLOGÍA DEL INTRUSIVO DE ACAPULCO

## *IV.1 Unidades Litológicas*

Se reconocieron cuatro unidades litológicas (Complejo Xolapa, Intrusivo de Acapulco, diques máficos y depósitos recientes), de las cuales sólo tres resultaron cartografiables. El intrusivo de Acapulco fue a su vez diferenciado en tres facies que se describirán detalladamente más adelante (ver mapa geológico).

### *IV.1.1 Complejo Xolapa*

El basamento del área estudiada está representado por secuencias de ortogneises, paragneises y migmatitas de alto grado en facies de anfibolita pertenecientes al Complejo Xolapa (Pérez-Gutiérrez, 2005; Solari et al., 2007). Detallar las características de unidad no estaba dentro del objetivo del estudio, pero se pueden tomar en cuenta ciertas consideraciones u observaciones de campo, como protolitos, grado metamórfico y estilo de deformación.

Paragneises (Pgn), Ortogneises (Ogn) y Migmatitas (Mig)

En general los paragneises dominan los afloramientos de la zona noroccidental, en las cercanías de Valle del Río y están constituidos por la alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas y bandas micáceas constituidas principalmente por biotita (fig. IV.1A-B). Esa secuencia de paragneises está cortada por dos generaciones de pegmatitas: la primera tiene relaciones netamente intrusivas, pero se encuentra foliada con la misma actitud de los paragneises. Dicha foliación tiene orientación preferencial N83W/30NE y se ve cortada por diques de composición granítica (pertenecientes a la segunda generación) sin deformación dúctil aparente (fig. IV.1B). Pequeños cuerpos de esquistos de biotita se encuentran dispersos en el sector suroriental, en los sectores La Sabana, Coloso, Llano Largo y Laguna Negra. Dichos cuerpos presentan contactos tectónicos (principalmente falla normal) con el Intrusivo de Acapulco, y a su vez están cubiertos por depósitos recientes y de litoral pertenecientes a la laguna de Tres Palos. Así mismo, estos esquistos se ven cortados por pegmatitas altamente fracturadas (fig. IV.1C). Los cuerpos de ortogneises se encuentran dispersos por toda la zona cartografiada, pero los principales afloramientos se encuentran en el sector norte, en las cercanías del poblado de Loma del Aire. En su mayoría se encuentran bien expuestos, y son en general de color gris claro en fractura fresca (fig. IV.1E), mientras que cuando están intemperizados son de color ocre.

Figura IV.1. A) Paragneises (Pgn) aflorando en el poblado de San Isidro y Valle del Río (NW del mapa). B) Diques graníticos (Peg) intrusionando secuencias de paragneises. C) Afloramiento de contacto tectónico entre esquistos (Sch) del Complejo Xolapa con el Intrusivo de Acapulco, sector oriental. D) Afloramiento de paragneises y migmatitas (Mig), camino entre La Cima-Carabalí (Llano Largo). E) Contacto entre ortogneises (Ogn) y el metagranito Tamuchis (Mgr). F) Afloramiento del metagranito Tamuchis, ambas litologías se encuentran fuertemente foliadas.

Las bandas cuarzofeldespáticas se encuentran deformadas y contienen abundantes porfidoblastos (fig. IV.1E), mientras que las bandas micáceas definen la foliación principal con orientación S40E/64NW. Otro sector con afloramientos de ortogneises se ubica en las inmediaciones del poblado El Aguacate (sector occidental) en donde los cuerpos tienen una composición cuarzofeldespática predominantemente con foliación penetrativa cuya orientación es N15E/44SE.

Los cuerpos migmatíticos se encuentran dispersos, afectando a ambas unidades (ortogneises y paragneises) en forma gradual. Las mejores exposiciones del desarrollo de la migmatización se encuentran sobre el Río La Sabana a la altura del poblado Lomas de San Juan (Pérez-Gutiérrez, 2005) y en el camino de La Cima a Carabalí (norte de Acapulco). En este último transecto es posible encontrar paragneises y ortogneises con estructuras migmatíticas en bandas paralelas. La orientación de la foliación en los melanosomas es S15E/40SW (fig. IV.1D).

Metagranito Tamuchis (MgrT)

Esta unidad se especula que pudiera pertenecer al complejo de basamento, está constituida por lo que se ha denominado informalmente como metagranito Tamuchis. Constituye casi la totalidad del cerro del mismo nombre en el extremo norte del área de estudio, entre los poblados de El Zapote y Loma del Aire.

La composición de este cuerpo es granítica *sensu stricto*, de color gris claro al fresco y ocre al intemperie. Texturalmente presenta foliación penetrativa de orientación preferencial N15E/83SE, que se encuentra definida por anfíboles y micas (fig. IV.1F). El metagranito Tamuchis se encuentra intrusionando las secuencias de ortogneises que afloran al norte del área de estudio (fig. IV.1E). Se encuentra cortado por enjambres de diques pegmatíticos que varían su espesor de 2 a 30 cm aproximadamente (fig. IV.1E,F). Dichos diques fueron afectados por el mismo evento de deformación dúctil que el metagranito Tamuchis, por poseer la misma actitud.

Por su naturaleza y estilo estructural de deformación se considera diferente al intrusivo de Acapulco, además de no presentar la característica textura rapakivi. Sin embargo, no fue posible encontrar el contacto entre estas unidades.

### *IV.1.2 Intrusivo de Acapulco*

El intrusivo de Acapulco ocupa la mayor parte del área de estudio en su porción central, y constituye las serranías de mayor elevación en la zona. Es un cuerpo heterogéneo en cuanto a composición y estructura, debido a la presencia de pequeños cuerpos de basamento en estructuras *roof pendant* en los sectores cercanos a la costa (De Cserna, 1965). En el presente trabajo fueron identificadas tres facies pertenecientes a este plutón (ver mapa geológico): cuarzo sienita, granito de textura rapakivi y rocas máficas (dioritas); mismas que se describirán con mayor detalle a continuación. Algunos afloramientos de granodiorita fueron encontrados en los sectores

centrales del intrusivo, sin embargo, por su tamaño no son cartografiables y se incluyeron dentro de la facies del granito rapakivi.

a) Cuarzo sienita (Syn)

La facies cuarzo sienítica del intrusivo de Acapulco presenta un color gris verdoso al fresco (fig. IV.2A,B), mientras que a la intemperie es amarillo claro, llegando a ser ocre en algunos sectores (fig. IV.2C). Presenta cristales que son apreciables a simple vista (hasta 5 mm), en donde son abundantes los anfíboles y cristales de cuarzo. Sin embargo, el aspecto verdoso lo proporcionan los feldespatos potásicos (fig. IV.2A).

Existen dos sectores de afloramientos de cuarzo sienita del intrusivo de Acapulco, hacia los bordes oriental y occidental. El borde oriental representa una franja continua orientada aproximadamente N-S, la cual ha sido estudiada previamente por De Cserna, (1965). Schaaf, (1990), Morán-Zenteno, (1992), Calva-Guerra, (1996) y Ducea et al, (2004). Esta roca se encuentra cortada por una serie de estructuras frágiles como fallas normales, fallas de desplazamiento lateral derecho y un intenso fracturamiento asociado a las mismas (fig. IV.2D; ver mapa geológico). El contacto con la facies del granito rapakivi es muy difuso y se interpreta como transicional; sin embargo, los contactos con las unidades pertenecientes al complejo Xolapa son tectónicos (fig. IV.2D). Por otro lado, muchas de las relaciones de campo se ven oscurecidas por los depósitos recientes y de litoral pertenecientes a al río La Sabana y la Laguna Tres Palos, así como por el desarrollo urbano del área.

El segundo sector localizado en la porción occidental del intrusivo está representado por una serie de afloramientos de cuarzo sienita que afloran en los alrededores de los poblados de San Isidro, Pedregoso y El Aguacate (ver mapa geológico). Previo a este trabajo no se había reportado la existencia de esta facies del intrusivo en este sector. La mineralogía de esta zona está compuesta principalmente por feldespato potásico de color verdoso, cuarzo subordinado y anfíbol como mineral accesorio de mayor abundancia. Su aspecto y ocurrencia permiten correlacionarlo con el cuerpo que aflora en el sector oriental, antes descrito.

Las relaciones de campo que presenta este cuerpo con respecto al basamento (ortogneises en general) son intrusivas en su mayoría; sin embargo, ambas unidades se encuentran en contacto por medio de una falla de desplazamiento lateral derecho a unos 500 m del poblado El Aguacate (ver mapa geológico). Por otro lado, el contacto de la cuarzo sienita con la facies de granito rapakivi es muy difuso y se considera transicional. Dicha observación ha sido reportada previamente, aunque para el sector oriental (Morán-Zenteno, 1992; Calva-Guerra, 1996).

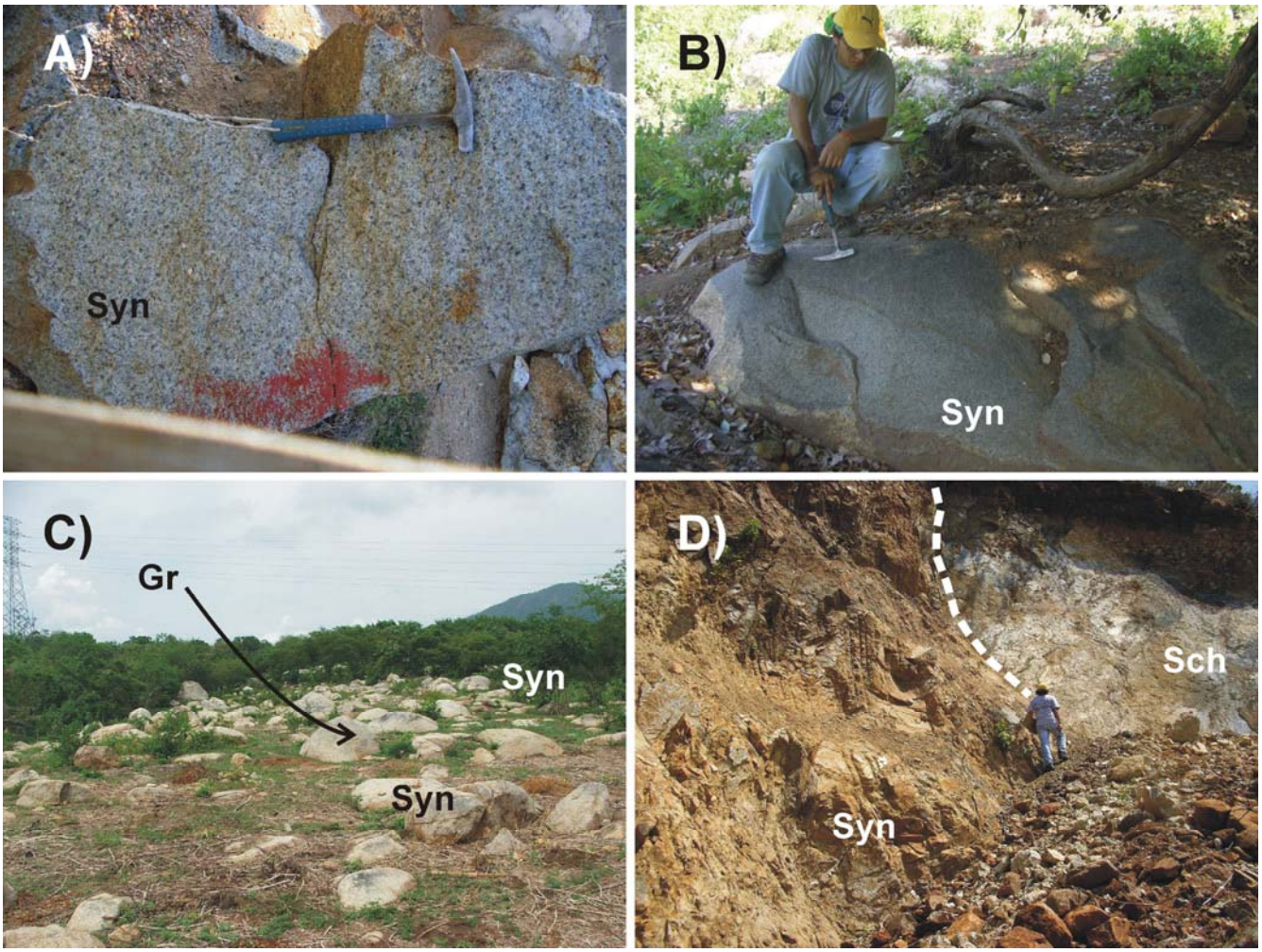



Figura IV.2. A) Aspecto general de la cuarzo sienita (Syn) de Acapulco. B) Cuerpo de cuarzo sienita en el sector oriental de Acapulco. C) Afloramiento de cuarzo sienita en el sector occidental, cuyo contacto con el granito rapakivi (Gr) es difuso y transicional. D) Zona de contacto tectónico entre la cuarzo sienita y esquistos del complejo Xolapa (Sch).

b) Granito rapakivi (GrRpk)

El granito con textura rapakivi, constituye la facies del mismo más extensa del área de estudio. Se encuentra desde la zona de Revolcadero (SW), la Bahía de Acapulco y hasta Veladero y Loma del Aire (N) (ver mapa geológico). Esta unidad está constituida por un granito de color gris claro al fresco con tonos rosados y amarillentos a la intemperie (fig. IV.3A). Está constituido primordialmente por Kfs, Qz y plagioclasa (Plg), con Hbl y Bt como principales minerales accesorios. La principal característica de este granito es el desarrollo de la textura pseudo-rapakivi (cristales de Kfs inmersos en mantos de plagioclasa) (Haapala y Ramö, 1990), con cristales euhedrales y subhedrales de Kfs de color rosado, rodeados o inmersos en un manto de Plg sódica (fig. IV.3B).

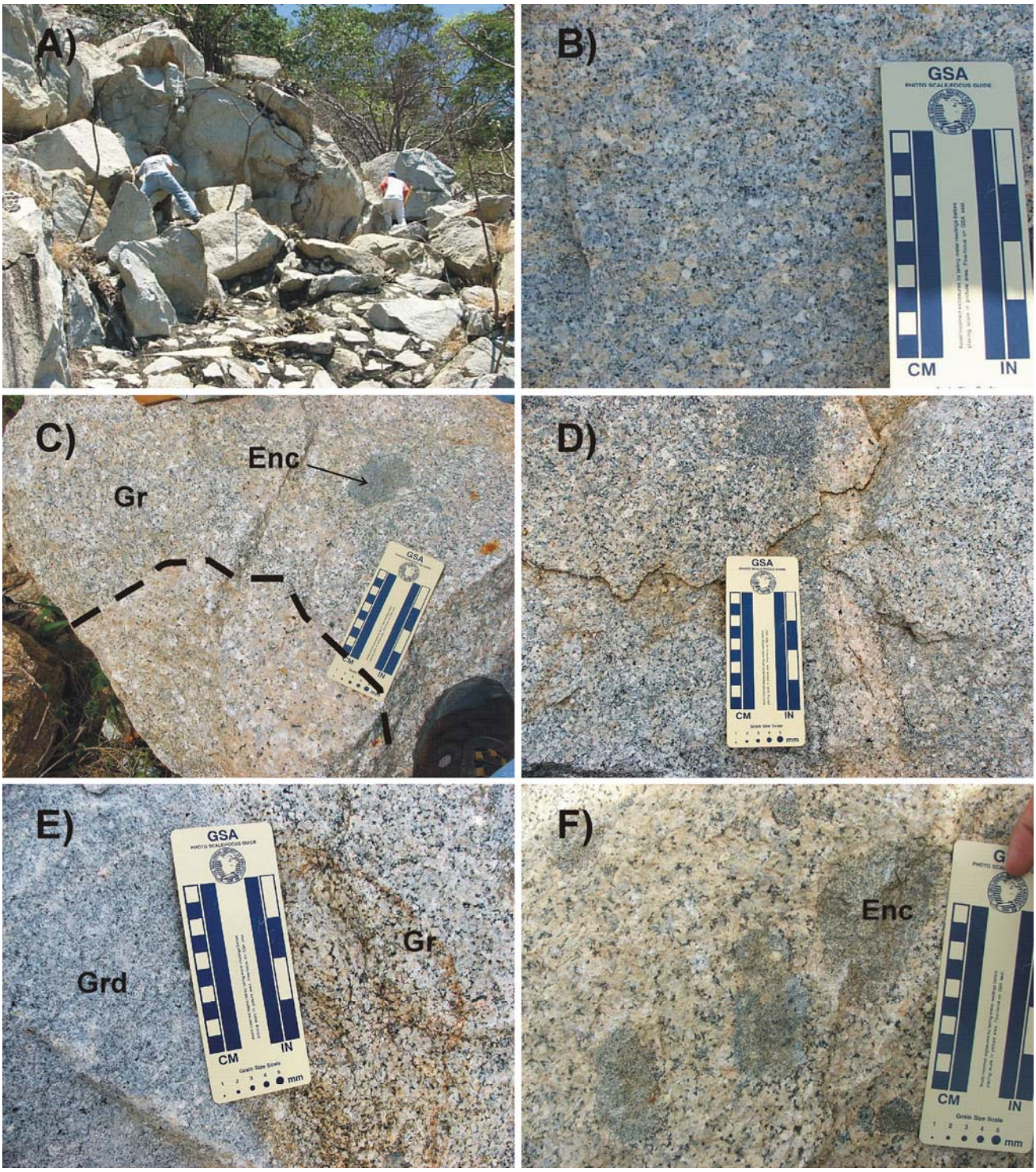



Figura IV.3. A) Afloramiento y aspecto general del granito rapakivi de Acapulco (Gr) en el sector de Las Brisas-Punta Diamante. B) Textura rapakivi. C) Granito rapakivi con glomeropórfidos de Kfs y enclave máfico. D) Banda feldespática (pegmatita?). E) Contacto gr rpk y la variación granodiorita (Grd) con textura rapakivi. F) Abundantes enclaves máficos dentro del granito rapakivi.

Una característica digna de resaltar es la variabilidad en el contenido de las principales fases mineralógicas en toda la estructura del plutón: el sector occidental presenta mayores concentraciones de Bt, mientras que el sector oriental cuenta con más Hbl con respecto de la Bt. Así mismo, en algunos sectores existen concentraciones de fenocristales de Kfs en bandas (fig. IV.3D) o glomeropórfidos de diferentes tamaños (fig. IV.3C).

La facies del granito rapakivi contiene numerosos enjambres de enclaves magmáticos máficos (Enc) (Barbarin, 1988; Barbarin, 2005), cuyas variaciones en tamaño pueden estar relacionadas a la localización dentro del mismo intrusivo (Calva-Guerra, 1996). Los enclaves máficos están constituidos por Bt y Hbl principalmente, lo que les proporciona su color gris oscuro distintivo al fresco (fig. IV.3C,D,F), mientras que a la intemperie sus coloraciones van de gris claro y amarillo a verde, debido a la cloritización de la Bt y Hbl. Los bordes de los enclaves máficos son difusos y a menudo se pueden encontrar xenocristales de Kfs pertenecientes al granito rapakivi inmersos en los enclaves (fig. IV.3F). Los enjambres de enclaves máficos se encuentran relacionados comúnmente con segregaciones máficas tipo *schlieren* que puede llegar hasta 5cm de espesor total.

Existen pocos afloramientos de granodiorita con pórfidocristales de Kfs en texturas rapakivi, que se determinó como una subunidad no cartografiable por sus dimensiones, o bien, por el desarrollo urbano que se encuentra ocultando a estos cuerpos (Calva-Guerra, 1996). Sin embargo, se pudo reconocer esta subunidad en las partes más elevadas del cerro El Vigía, en el sector SE del intrusivo de Acapulco (ver mapa geológico). Calva-Guerra (1996) reporta la ocurrencia de esta variable del intrusivo en la zona comprendida entre La Quebrada y Pie de la Cuesta, por lo que no se descarta la posibilidad de encontrarse más y mejores aforamientos de esta subunidad en un futuro. Esta granodiorita es de color gris al fresco, constituida por Qz, Plg y Kfs con textura microgranular con Hbl como principal mineral accesorio (fig. IV.3E). Al igual que los enclaves máficos, la granodiorita tiene contactos muy difusos con respecto al granito de textura rapakivi, por lo que se entiende como parte del mismo intrusivo compuesto.

a) Rocas Máficas (Dio)

Durante la realización de este trabajo se reconocieron dos cuerpos de dioritas-monzodioritas distribuidos en diferentes sectores del intrusivo de Acapulco. Sin embargo, las relaciones de campo permiten diferenciarlos y considerarlos como cuerpo independientes, por lo que aquí se dividirán y describirán individualmente.

Diorita El Derrumbe (DD)

El primer cuerpo de rocas máficas de composición diorítica se encuentra en el borde occidental del intrusivo, junto a la costa en el sector comprendido entre Pie de la Cuesta y La Quebrada (ver mapa geológico). Tiene una extensión aproximada de 500m E-W y 1000m N-S. El cuerpo principal está constituido mineralógicamente por

plagioclasa y abundantes cristales de anfíbol, que le dan su color gris oscuro al fresco, mientras que a la intemperie esta unidad se aprecia de color gris claro y ocre (fig. IV.4A).

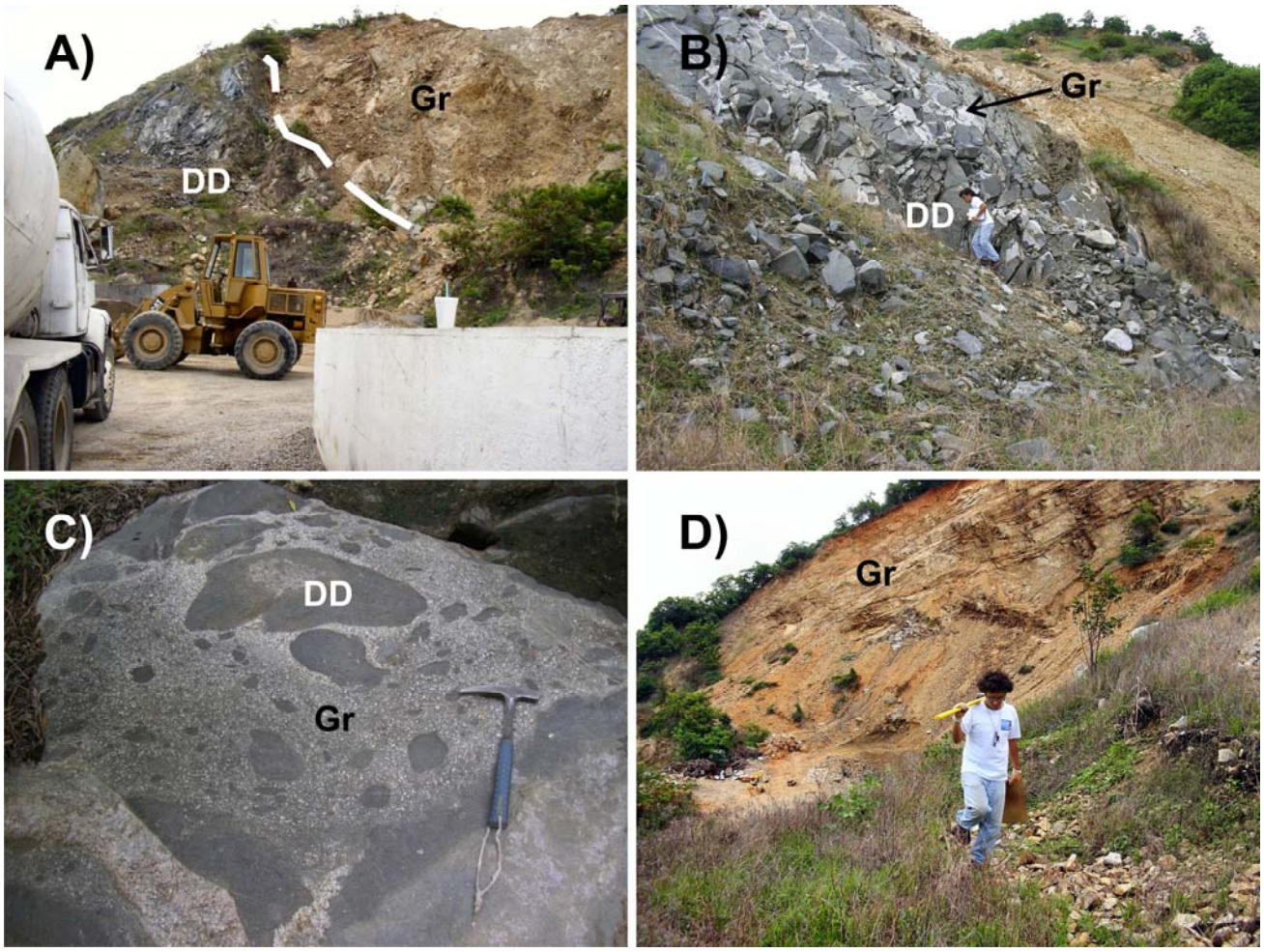



Figura IV.4. A) Afloramiento del cuerpo principal de la diorita El Derrumbe (DD) en la zona El Derrumbe. B) Cuerpo de diorita intrusionado por el granito rapakivi (Gr). C) Xenolitos de diorita inmersos en el granito rapakivi. D) Aspecto general de la roca circundante al cuerpo de diorita afectada por intensa deformación frágil.

Este cuerpo se encuentra fuertemente intrusionado por el granito rapakivi, preferentemente hacia los bordes del cuerpo principal (fig. IV.4B). Los contactos entre ambas litologías son nítidos y cortantes, por lo que se propone a esta unidad como previa al emplazamiento del granito rapakivi. Otra prueba de esta relación es la existencia de enjambres de xenolitos de diorita inmersos en el granito rapakivi aproximadamente a 50 m de la zona de contacto principal (fig. IV.4C), así como pequeñas vetas y diques graníticos con textura rapakivi cortando los propios xenolitos de la diorita (fig. IV.4C). La zona se encuentra intensamente fracturada, con un sistema fracturamiento orientado aproximadamente E-W con inclinación de 40-45º al S (fig. IV.4A,D).

Diorita Carabalí (DioC)

El segundo cuerpo máfico corresponde a una diorita que se localiza en el sector central del intrusivo de Acapulco, entre el poblado de Carabalí y las torres de microondas en el cerro El Veladero (ver mapa geológico). Esta subunidad tiene una dimensión de ~500 m de diámetro y es cortada en su totalidad por el camino entre Carabalí y cerro El Veladero.

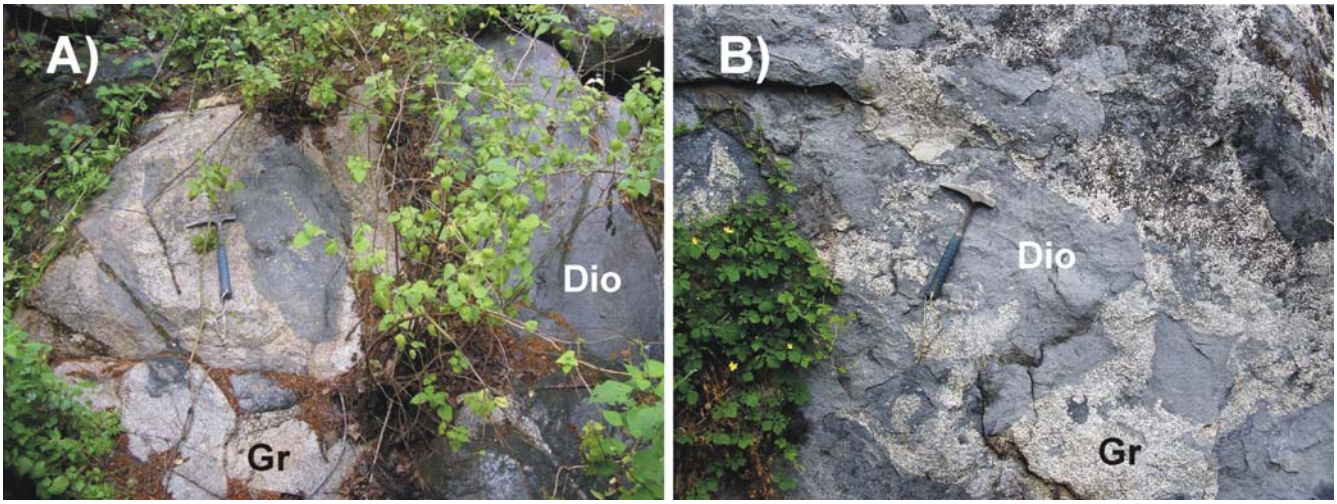



Figura IV.5. A) Afloramiento de cuerpo de la diorita Carabalí (DioC) cerca del poblado Carabalí, interacción entre el granito rapakivi (Gr) y diorita. B) Evidencias de mingling en los bordes del cuerpo principal de la diorita Carabalí.

Esta roca presenta un color gris claro a oscuro y está constituida principalmente por plagioclasa y anfíbol de tamaño medio (apreciables con lupa). Los afloramientos principales están constituidos por esta diorita con ocurrencia de granito rapakivi en menor escala (fig. IV.5A), sin embargo, hacia los bordes de este cuerpo se desarrollan estructuras de mingling entre las facies antes mencionadas (fig. IV.5B). Al detalle, estas estructuras presentan texturas singulares en la zona de interacción de los magmas donde los contactos son difusos y no se aprecian bordes de reacción. En general la zona de desarrollo de mingling es bastante amplia, por presentarse a lo largo de una sección N-S por aproximadamente 100m.

### *IV.1.3 Diques máficos*

Existen pequeños sectores en donde afloran unos cuantos diques máficos, ya sea gracias al desarrollo urbano o por la vegetación dominante del área; sin embargo, los diques máficos son en general muy escasos. El principal dique que corta al intrusivo de Acapulco fue previamente reportado por De Cserna (1965), y se encuentra en el mirador de La Quebrada (fig. IV.6A,B,D). Se trata de un dique de composición diorítica de grano grueso a medio (2-5mm) constituido principalmente por plagioclasa y minerales máficos (fig. IV.6A), en donde destaca la

abundancia de anfíbol. El dique tiene un espesor aproximado de ~15 m y su actitud estructural es N71E/45SE (fig. IV.6B,D).

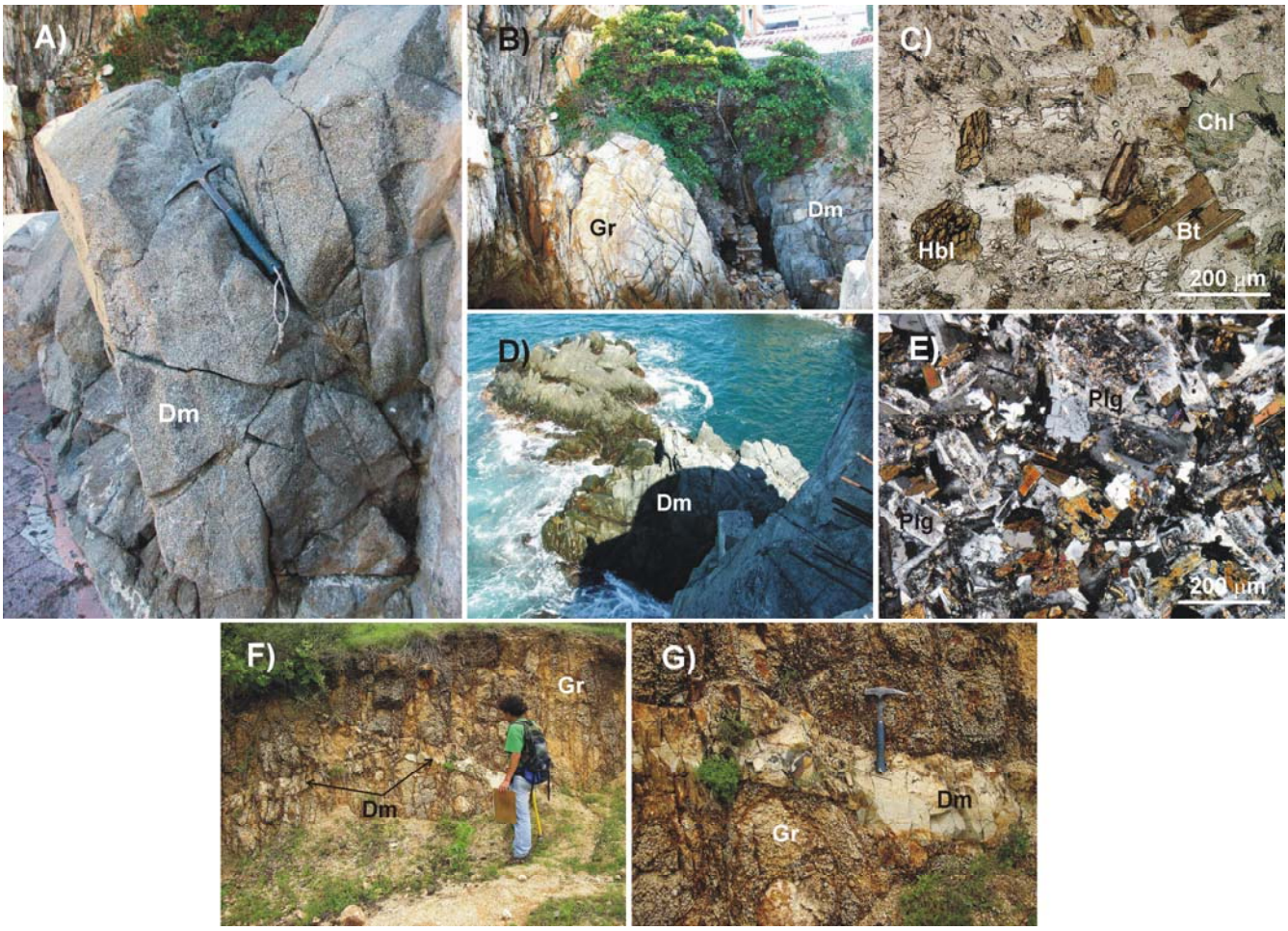



Figura IV.6. A) Aspecto general del dique máfico (Dm) de La Quebrada, Acapulco, Gro. B) Zona de contacto entre el granito rapakivi (Gr) y el dique máfico en La Quebrada. C) Textura general del dique máfico de La Quebrada. D) Afloramiento del dique máfico en la zona del mirador de La Quebrada. E) Grado de alteración de las Plg del dique de La Quebrada. F) Diques máficos alterados en el cerro El Veladero. G) Detalle del contacto entre el granito rapakivi y el dique, ambas litologías fuertemente alteradas.

Lamentablemente por el desarrollo del mirador en esta zona, no fue posible obtener una muestras fresca para los análisis químicos, únicamente se colectó una muestra para la descripción petrográfica. En esta se pudo observar la textura general del dique que corresponde a una diorita en composición con cristales euhedrales de Hbl y Bt, así como reemplazamientos de clorita (Chl) (fig. IV.6C). Si bien los minerales máficos en lámina delgada se aprecian ligeramente alterados, las Plg tienen un estado de alteración más avanzado, ya que se encuentran sericitizadas casi en su totalidad (fig. IV.6E), así como algunos cristales de calcita se encuentran como rellenos de fracturas o en reemplazamiento de algunos cristales de Plg.

Otro afloramiento de diques máficos se localiza en el costado norte del cerro El Veladero, en la vereda que comunica al poblado Veladero con la cima del cerro antes mencionado. En el lugar es posible apreciar diques de ~30cm de espesor (fig. IV.6F,G), en un estado avanzado de intemperismo para ambas litologías (dique y granito de textura rapakivi). Sin embargo, durante la realización de este trabajo se pudo identificar un par de puntos en el intrusivo, donde se localizan algunos diques similares al del mirador de La Quebrada, pero que no pudieron ser estudiados y muestreados por el desarrollo urbano.

#### *IV.1.4 Depósitos recientes*

Como unidad más joven se encuentran todos los depósitos sedimentarios asociados al litoral pacífico (Q), así como el sistema de las lagunas Tres Palos y Coyuca, al oriente y occidente del área respectivamente, alimentados por los ríos El Conchero y La Sabana (ver mapa geológico). Estos depósitos cubren discordantemente todas las unidades previamente descritas.

### *V.2 Estructuras*

Las principales estructuras en la zona de estudio se encuentran en el régimen frágil, y presentan diferentes características que se mencionan a continuación en orden cronológico. El primer grupo de estructuras lo conforma el sistema conjugado de diaclasas perteneciente al granito rapakivi, cuyas orientaciones preferenciales son NW-SE y NE-SW, con 45° al SW y 70º al NW respectivamente. Por su naturaleza este sistema no fue cartografiado, pero el patrón se conserva en toda la unidad granítica.

Existe un sistema de fallas normales que en general desarrollan escarpes en los límites del intrusivo de Acapulco. Dichas fallas tienen actitudes diferentes que van de N-S, NE-SW y E-W, cuyo desplazamiento puede ser importante, ya que desarrollan harina de falla con espesores que van de los 4 hasta 15 m de espesor. Cabe señalar, que la falla con actitud NE-SW se encuentra afectando únicamente al metragranito Tamuchis, poniéndolo en contacto con una secuencia de ortogneises.

El tercer grupo está conformado por fallas de desplazamiento lateral derecho con orientación NNE-SSW (ver mapa geológico), que se encuentran afectando al GrRpk, poniéndolo en contacto con migmatitas, paragneises y ortogneises del Complejo Xolapa en la zona de Llano Largo. Este sistema corta al sistema de fallas normales antes descrito, por lo que se interpreta como posterior cronológicamente. Finalmente existe un grupo de estructuras cuya orientación preferencial es WNE-ESE cuya cinemática no pudo ser determinada por factores como el desarrollo urbano o el grado de alteración de los afloramientos.

Por otro lado, las estructuras dúctiles están representadas por la foliación de las secuencias de paragneises y ortogneises en general, con orientación preferencial NW-SE con buzamiento al NE.

# V. PETROGRAFÍA

En el presente capítulo se describen las principales características petrográficas de las rocas pertenecientes al intrusivo de Acapulco, que por medio de una clasificación modal estimativa se determinaron las fases de granito, cuarzo sienita y diorita (fig. V.1).

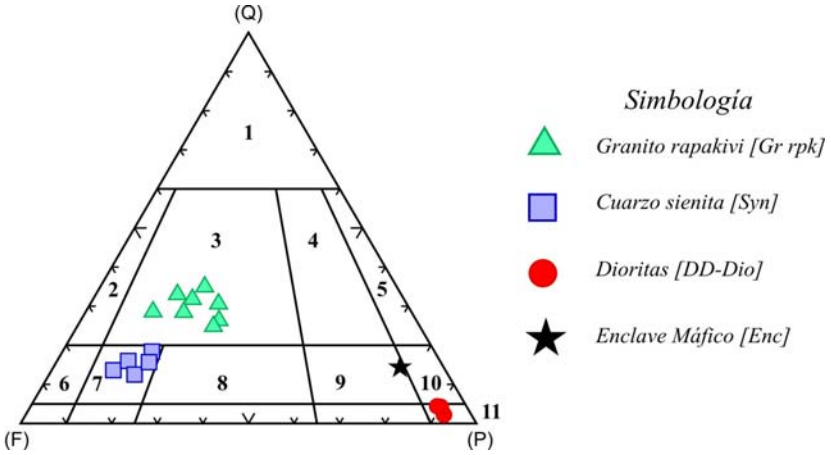



Figura V.1. Clasificación petrográfica modal según IUGS del intrusivo de Acapulco. Q: Cuarzo; F: Feldespato potásico; P: Plagioclasa. Campos: 1(Granito rico de cuarzo), 2 (Granito feldespático), 3 (Granito), 4 (Granodiorita), 5 (Tonalita), 6 (Cuarzo sienita feldespática), 7 (Cuarzo sienita), 8 (Cuarzo monzonita), 9 (Cuarzo monzodiorita), 10 (Cuarzodiorita), 11 (Diorita).

## *V.1 Cuarzo sienita (Syn)*

Petrográficamente esta facies del intrusivo de Acapulco está constituida principalmente por fenocristales de feldespato potásico (Kfs) y cuarzo, con cristales de plagioclasa restringidos a las texturas pertíticas de los Kfs (fig. V.2A,B,C). Tradicionalmente esta roca ha sido considerada como una sienita o cuarzo sienita en su descripción megascópica y petrográfica (Morán-Zenteno, 1992; Calva-Guerra, 1996).

En general los Kfs (microclina) presentan maclas de Carlsbad, pero el principal rasgo es el desarrollo de pertitas, que llegan a ser del orden del 70% del cristal en donde las plagioclasas son de composición albítica (fig. V.2A,B). Algunos contactos entre los cristales de Kfs se aprecian suturados, o bien, como intercrecimientos productos de exsolución, de igual forma que se encuentran texturas mirmequíticas entre los Kfs (fig. V.2C).

Como minerales accesorios principales destacan la hornblenda (Hbl) y biotita (Bt) que tienen núcleos de clinopiroxeno (Cpx) y ortopiroxeno (Opx) en algunos puntos (fig. V.2D,F). La allanita (All) y la fluorita (Flu)

son comunes, y se presentan como cristales subhedrales a euhedrales en la mayoría de los glomeropórfidos desarrollados por los minerales accesorios (fig. V.2D). También en los glomeropórfidos se encuentran abundantes cristales de minerales opacos como ilmenita y magnetita (fig. V.2F). Existe una gran abundancia de zircones (Zr) en las muestras analizadas, cuyos cristales se pueden encontrar hasta de ~200 μm de longitud (fig. V.2E).

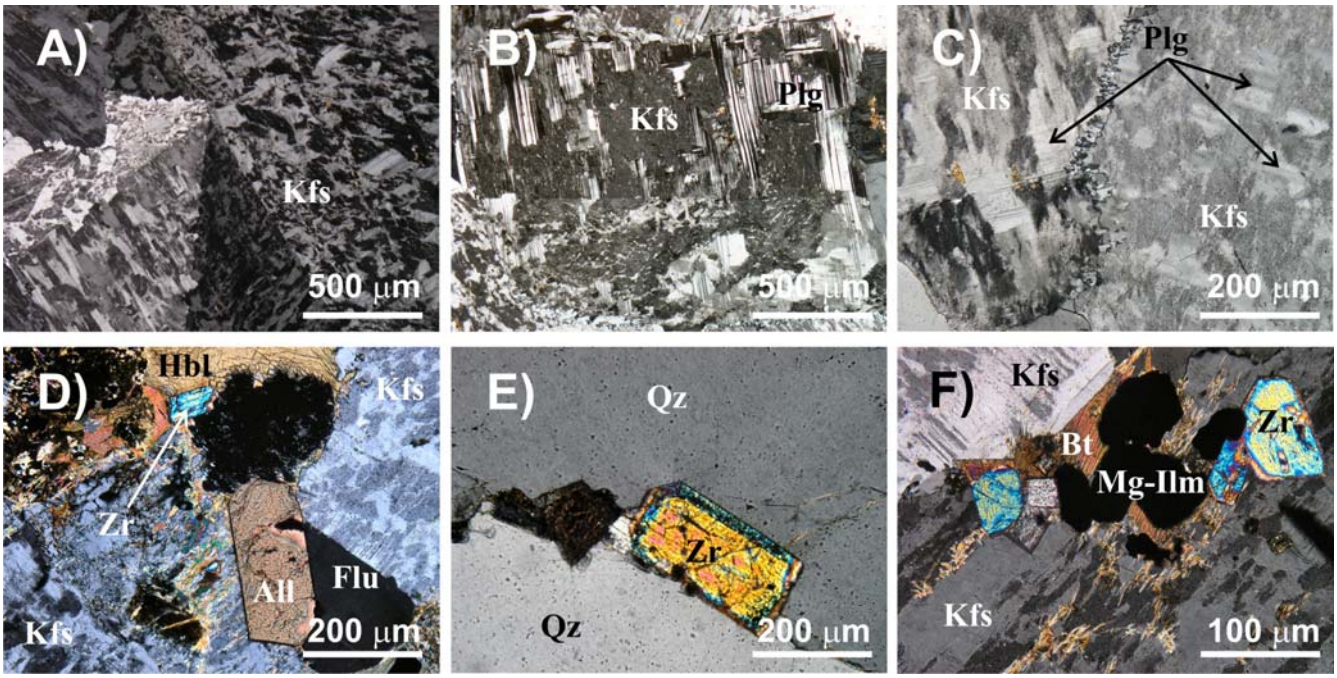



Figura V.2. A) Aspecto general de los feldespatos potásicos (Kfs) en la cuarzo sienita. B) Cristal de Kfs reaccionando a plagioclasa (Plg). C) Relaciones texturales entre Kfs pertíticos. D) Agregado de minerales accesorios, Hbl+Zr+Fluorita+All+Opx(?) entre cristales de Kfs pertíticos. E) Zr entre cristales de Qz. F) Ti-Fe óxidos+Zr+Bt+desconocido entre Kfs con bordes de Plg.

### *V.2 Granito rapakivi (GrRpk)*

Petrográficamente el granito rapakivi está compuesto por fenocristales de Kfs y Qz, en donde la Plg de composición albítica (Ab) se restringe a las coronas de los Kfs y a las inclusiones (fig. V.3). Sin embargo, existen también cristales de plagioclasa que no se encuentran asociados a la textura rapakivi, por lo que se consideran como primarias cuya composición va de Oligoclasa a Albita. La textura general de esta facies del intrusivo es inequigranular ya que los minerales máficos y accesorios son de menor tamaño (fig. V.3A). Este cuerpo es y ha sido clasificado como un granito *sensu stricto* (Morán-Zenteno, 1992; Calva-Guerra, 1996). La textura rapakivi está bien desarrollada en los Kfs, dichos cristales son mesopertíticos y pertíticos (fig. V.3B,C,D), en donde las inclusiones de Ab se encuentran con maclas polisintéticas o sin éstas (fig. V.3B,D). Algunos cristales mesopertíticos presentan pequeños cristales de Kfs con textura rapakivi en su interior, o bien,

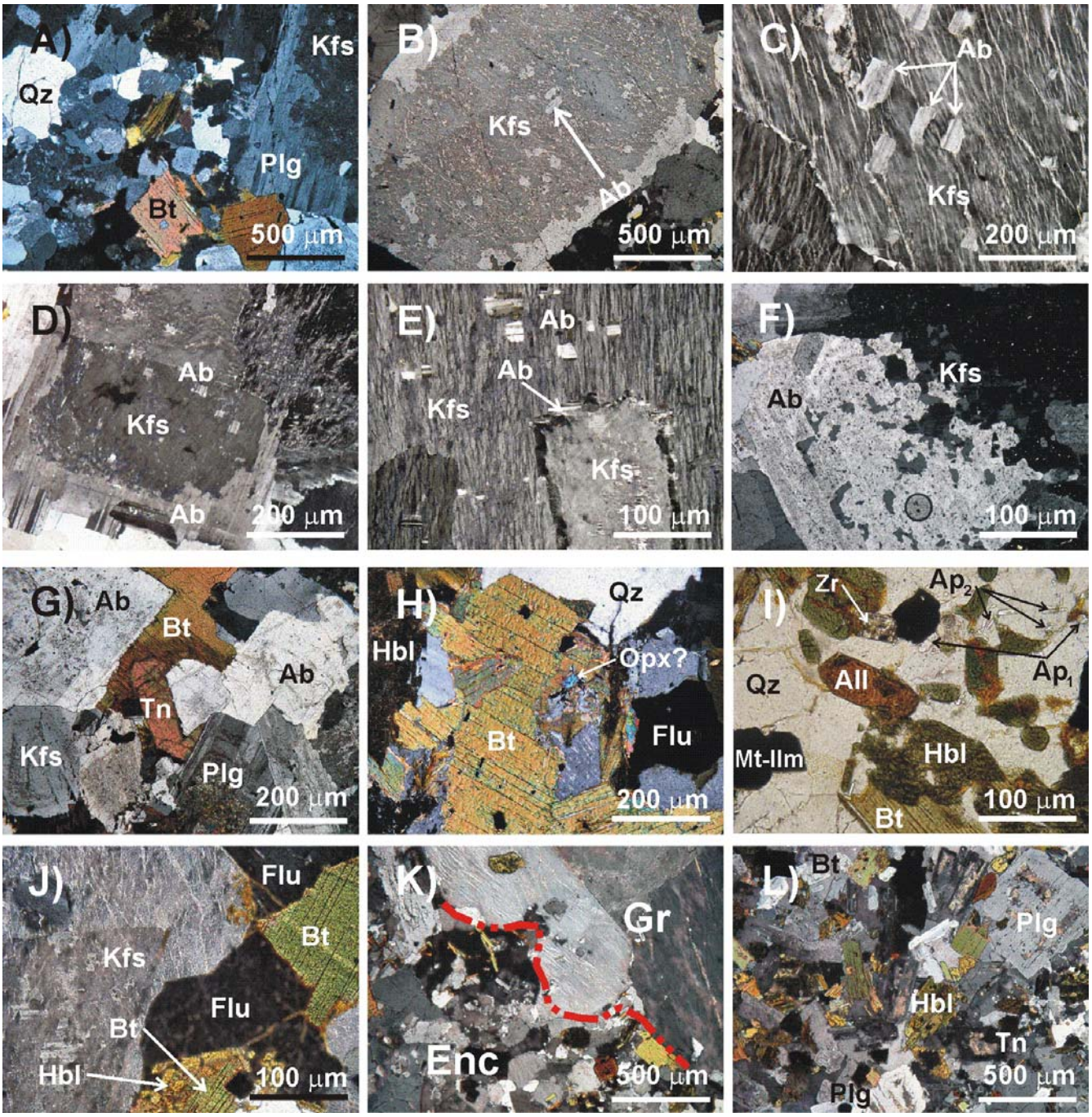



Fig. V.3. A) Aspecto textural mineralogía general del granito rapakivi de Acapulco con Kfs, Qz, Plg y Bt. B) Kfs con textura pertítica y rapakivi, la Ab no presenta maclado. C) Cristal de Kfs mesopertítico con Ab en pertitas. D) Textura rapakivi del intrusivo de Acapulco. E) Kfs rapakivi inmerso en Kfs mesopertítico y Ab en pertitas. F) Ab reemplazando casi en totalidad al cristal de Kfs. G) Relaciones texturales de minerales accesorios (Titanita[tn]+Bt) y Ab. H) Cristales de Bt con bordes de Hbl y núcleo de Opx en contacto con Flu. I) Relaciones de minerales accesorios: Bt+Hbl+All+Zr+Apatito$_1$[Ap]+Ap$_2$. J) Kfs en contacto con Flu y Bt con borde de Hbl. K) Zona de contacto entre enclave máfico y granito rapakivi. L) Textura y mineralogía general del enclave máfico.

el grado de reemplazamiento de la Ab es tan elevado que solo se encuentran fragmentos de Kfs inmersos en mantos de Ab (fig. V.3E,F). En las zonas cercanas al contacto con las demás facies del intrusivo, el desarrollo de las texturas mirmekíticas se hace más penetrativo y evidente, llegando a conformar hasta el 80% de cada cristal con dicha textura.

El principal mineral máfico del granito rapakivi es la Bt, lo que ha propiciado que se considere esta facies como un granito de biotita (fig. V.3G-J). Sin embargo, la presencia de Hbl es frecuente y se presenta como la segunda fase accesoria de importancia. La característica principal de los cristales de Hbl, es que se encuentran subordinados a los bordes de la Bt (fig. V.3J). También es común encontrar Bt y/o Hbl con relictos de Opx-Cpx (fig. V.3H), aunque estos son de tamaño muy reducido.

Los minerales accesorios más relevantes son la Flu, epidota (Ep) y All. La All se encuentra principalmente como cristales prismáticos de color café rosado, mientras que algunos cristales tienen zoneamiento y afectaciones en la estructura cristalina, producto del decaimiento radioactivo del U (fig. V.3I). Por su parte la Flu se localiza en los glomeropórfidos de minerales máficos, como cristales subhedrales a euhedrales (fig. V.3H,J), llegando a formar en algunos casos los característicos rombos de los cristales cúbicos. Las relaciones texturales que guarda la Flu con respecto a los demás minerales accesorios (Bt, Hbl, etc) y principales del granito (Qz, Kfs, Ab), sugieren que se trata de Flu primaria que pudiera estar relacionada a la actividad de fundidos silicatados pertenecientes a los estadios finales al igual que la Hbl. De igual forma, la Ep se considera primaria y normalmente se encuentra relacionada a la presencia de All.

La tn es una fase mineral abundante y bien distribuida en toda la facies del granito rapakivi, cuyos cristales son subhedrales llegando a tener 200-400 μm de longitud (fig. V.3G). Los Zr son muy abundantes y están caracterizados por ser cristales prismáticos de primer orden con pirámides simples, y estos pueden encontrarse inmersos en minerales principales, o bien, en los glomeropórfidos de cristales máficos e intercristalinos (especialmente entre el Kfs y Qz) (fig. V.3I).

Otros minerales abundantes y muy peculiares son los Ap, ya que se pueden identificar dos tipos gracias a sus variaciones cristalinas. El primer grupo denominado como $Ap_1$ está definido por cristales de apatito prismáticos no muy elongados con bordes subredondeados (fig. V.3I), mientras que el segundo $Ap_2$ en general está constituido por cristales prismáticos muy elongados y más abundantes que $Ap_1$, así como de menor tamaño (fig. V.3I). Es posible que estos dos grupos pudieran diferenciarse también por su composición, ya que se trataría de fluorapatito (F-Ap) y cloroapatito (Cl-Ap), sin embargo, con el estudio petrográfico no es posible distinguir entre estas clases químicas del Ap. Finalmente los óxidos de Ti y Fe como la magnetita (Mt) e ilmenita (Ilm) son

medianamente abundantes y se encuentran en equilibrio con las demás fases minerales, en cristales simples y concentraciones de cristales que llegan a tener entre 50 y 80 μm de diámetro (fig. V.3I).

Gracias a las observaciones petrográficas en el granito rapakivi, es posible establecer el orden de cristalización de las fases minerales más representativas:

Zr → Mt-Ilm → All → Plg → Kfs → Ap → tn → Qz → Plag(rpk) → Bt → Hbl → Flu

## *V.3 Dioritas*

### *V.3.1 Diorita Derrumbe (DD)*

Petrográficamente la diorita El Derrumbe (DD) está constituido por plagioclasa de composición anortita-bytownita, cuyos tamaños máximos pueden alcanzar los 700 μm de longitud en texturas aciculares y radiales (fig. V.4A). El anfíbol (Hbl) se presenta como el principal mineral accesorio y sin alteración (fig. V.4B). Otros accesorios como la tn están diseminados por la muestra con menor ocurrencia, lo que contrasta con la abundancia de minerales opacos que pueden tratarse de óxidos de Fe y Ti (Mt-Ilm). El contacto entre la DD y el granito rapakivi en microscopio petrográfico permite identificar algunas reacciones que se llevaron a cabo durante la intrusión del granito, como la hidratación gracias a la cristalización de Bt en las proximidades del contacto (fig. V.4C). Por otro lado, es posible encontrar evidencias de exsolución en los Kfs, que se encuentran principalmente en las texturas mirmequíticas desarrolladas entre el Qz y Kfs cuyo resultado son cristales anhedrales de Ab (fig. V.4C).

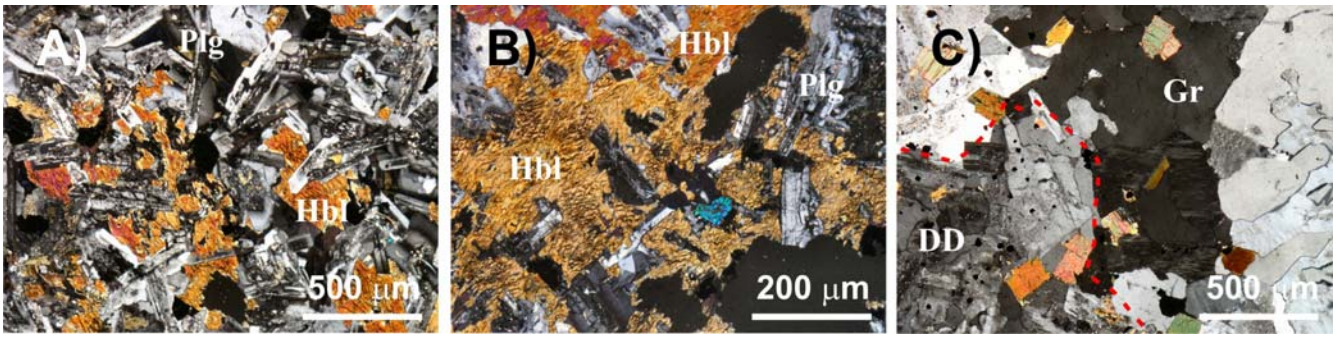



Figura V.4. A) Aspecto petrográfico general de la diorita El Derrumbe (DD). B) Anfíboles (Hbl) intercrecidos con Plg, con tn como accesorio. C) Fotomicrografía del contacto entre el granito rapakivi (Gr) y la diorita El Derrumbe (D).

### *V.3.1 Diorita Carabalí (DC)*

La textura general de este cuerpo es equigranular, cuyos principales componentes son la plagioclasa de composición labradorítica y cuarzo en menor cantidad. Los minerales máficos se encuentran en grandes cantidades y en diversos tamaños; sin embargo, la Hbl predomina por encima de la Bt (fig. V.5A,B). Algunos

xenocristales de Qz o Kfs+Ab se pueden encontrar con relativa frecuencia (fig. V.5B,C), estos últimos presentan el aspecto característico de la textura rapakivi de la facies granítica del intrusivo de Acapulco, cuyos núcleos corroídos de Kfs están bordeados por Ab sin macla alguna (fig. V.5C) y se vuelven más abundantes en los afloramientos cercanos a la zona de transición o mingling antes descrita. Esta es una evidencia contundente para asegurar la contemporaneidad de ambas facies.

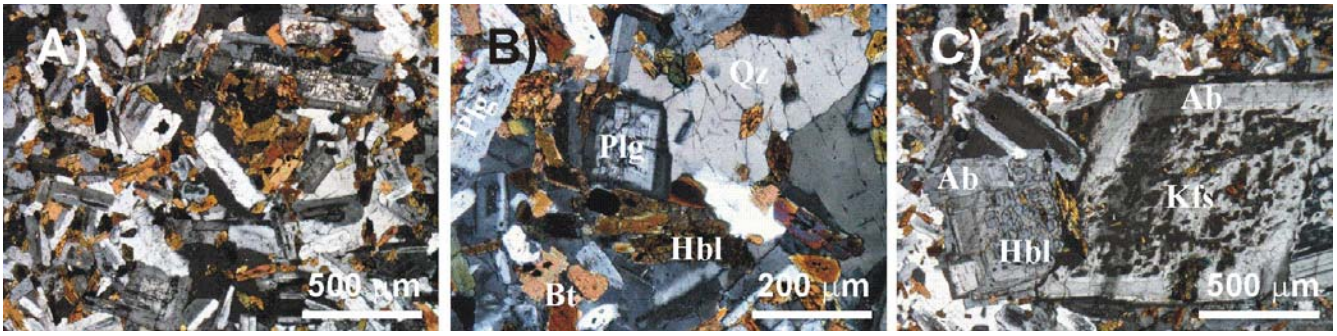



Figura V.5. A) Aspecto general petrográfico de la diorita Carabalí (DioC). B) Abundancia y relaciones entre los minerales máficos principales (Bt, Hbl). C) Xenocristal de Kfs con corona de Ab (textura rapakivi) inmerso en la DioC con Hbl en reacción en los bordes.

# V. RESULT ADOS

Los resultados analíticos obtenidos de las muestras pertenecientes al intrusivo de Acapulco se presentan a continuación, denotando características especiales y algunos patrones o comportamientos geoquímicos de elementos mayores, traza e isotópicos.

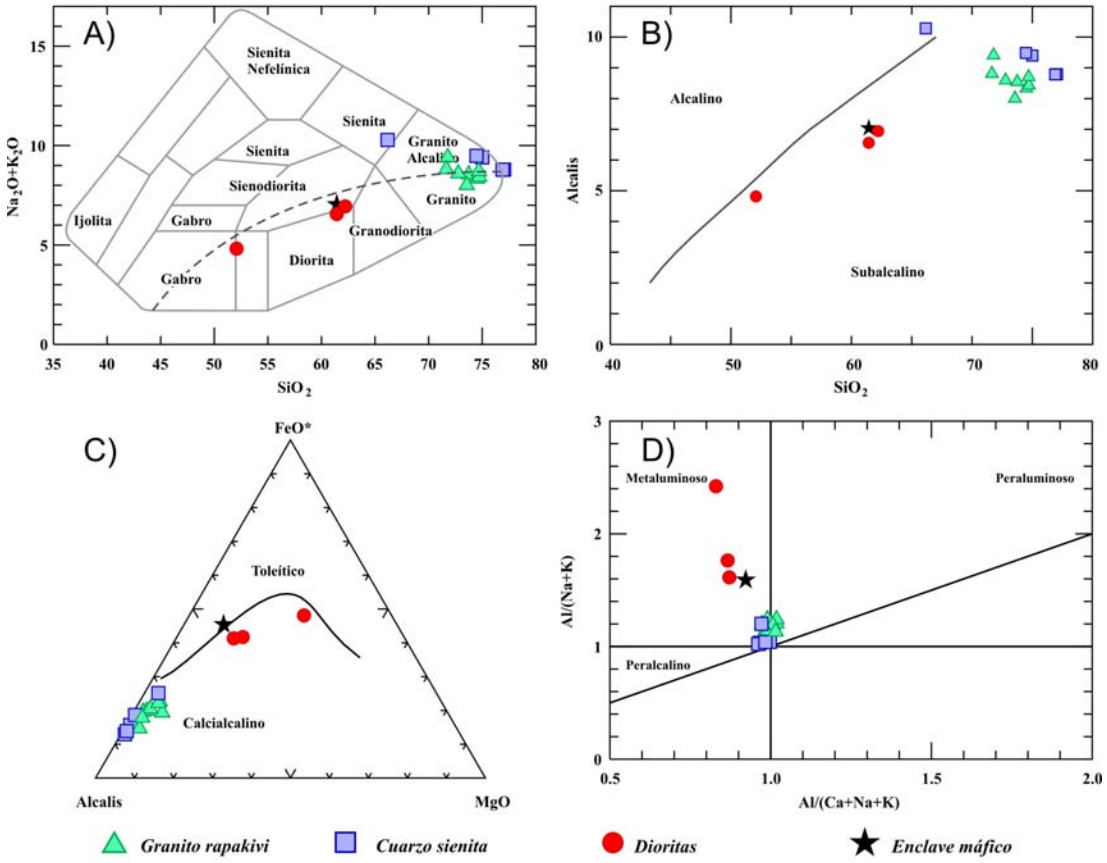



Figura V.1. A) Clasificación geoquímica para rocas intrusivas (Wilson, 1989). B) Clasificación de serie magmática (Irvine y Baragar, 1971). C) Diagrama AFM de la serie magmática subalcalina (Irvine y Baragar, 1971). D) Diagrama del indice Shand de saturación en alumina (Maniar y Piccoli, 1989).

## *V.1 Elementos Mayores*

Las rocas del intrusivo de Acapulco presentan una amplia variación en el contenido de $SiO_2$, ya que va de 51.49 wt% hasta 76.95 wt% (Tabla V.1). Con el diagrama TAS para rocas intrusivas (Wilson, 1989), las rocas estudiadas se clasifican como diorita, granito, granito alcalino y sienita (fig. V.1A).

Las muestras del intrusivo de Acapulco pertenecen a la serie de diferenciación subalcalina de acuerdo al criterio de Irvine y Baragar (1971) (fig. V.1B). De acuerdo con el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) se reconocen dos comportamientos principales. La mayoría de las rocas (gr rpk, syn) pertenecen a la serie calcialcalina con una tendencia marcada de enriquecimiento de álcalis al disminuir FeO y MgO (fig. V.1C).

Utilizando el diagrama del índice de saturación de alúmina Shand (Maniar y Piccoli, 1989), las muestras del granito rapakivi y de cuarzo sienita se encuentran ubicados cerca del límite entre los campos de los granitos metaluminosos y peraluminosos (fig. V.1D). Por otro lado, el comportamiento de las rocas máficas es más claramente metaluminoso (fig. V.1D).

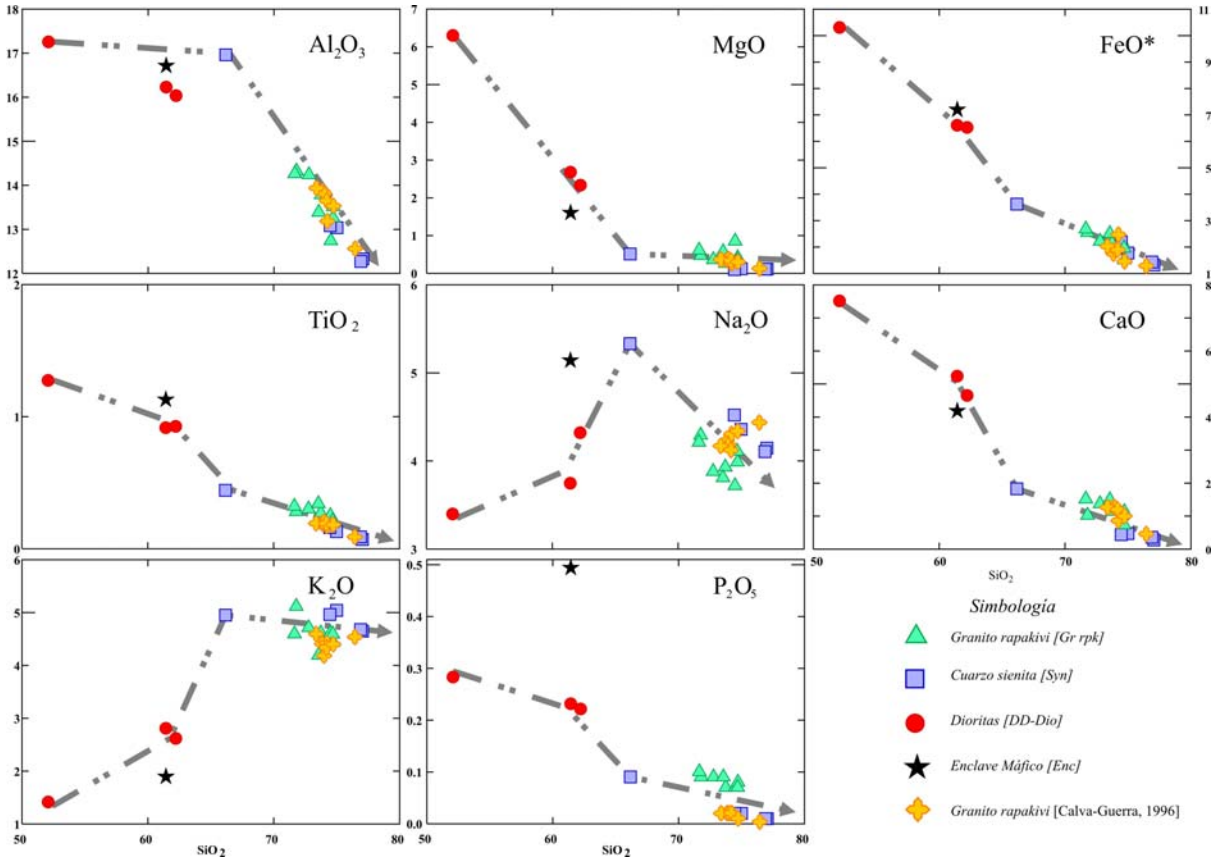



Figura V.2. Diagrama de variación de elementos mayores con respecto al $SiO_2$ (Harker, 1909). Los datos presentados fueron complementados con los valores reportados por Calva-Guerra (1996) para el granito rapakivi.

En los diagramas de variación de elementos mayores (Harker, 1909), las rocas analizadas presentan tendencias con pendientes negativas en $TiO_2$, FeO, MgO, CaO, $P_2O_5$ y MnO a medida que el contenido total de $SiO_2$ se incrementa (fig. V.2). Por el contrario el $Na_2O$, $K_2O$ y $Al_2O_3$ presentan ligeros enriquecimientos en los estadios

iniciales de la diferenciación, sin embargo, la tendencia presenta un punto de inflexión aproximadamente en el punto de 65 wt% de $SiO_2$ (cuarzosienita (Ac0716b)), iniciando el descenso en los contenidos de dichos elementos, lo que sugiere el inicio de la cristalización de fases minerales como la Ab, el Kfs y los anfíboles presentes en el intrusivo. Usando esta muestra como punto de inflexión se pueden proponer las líneas de evolución que se muestran en la fig. V.2.

Un elemento digno de resaltar es el $P_2O_5$ que varía la inclinación de su pendiente en el patrón de evolución, lo que sugiere que el inicio de la cristalización del Ap es responsable de este comportamiento (fig. V.2), mismo que podría estar afectando de manera similar el patrón de evolución del CaO, puesto que al ser la plagioclasa de carácter más sódico en las muestras de granito, esta no interfiere de manera significativa en el sistema (fig. V.2).

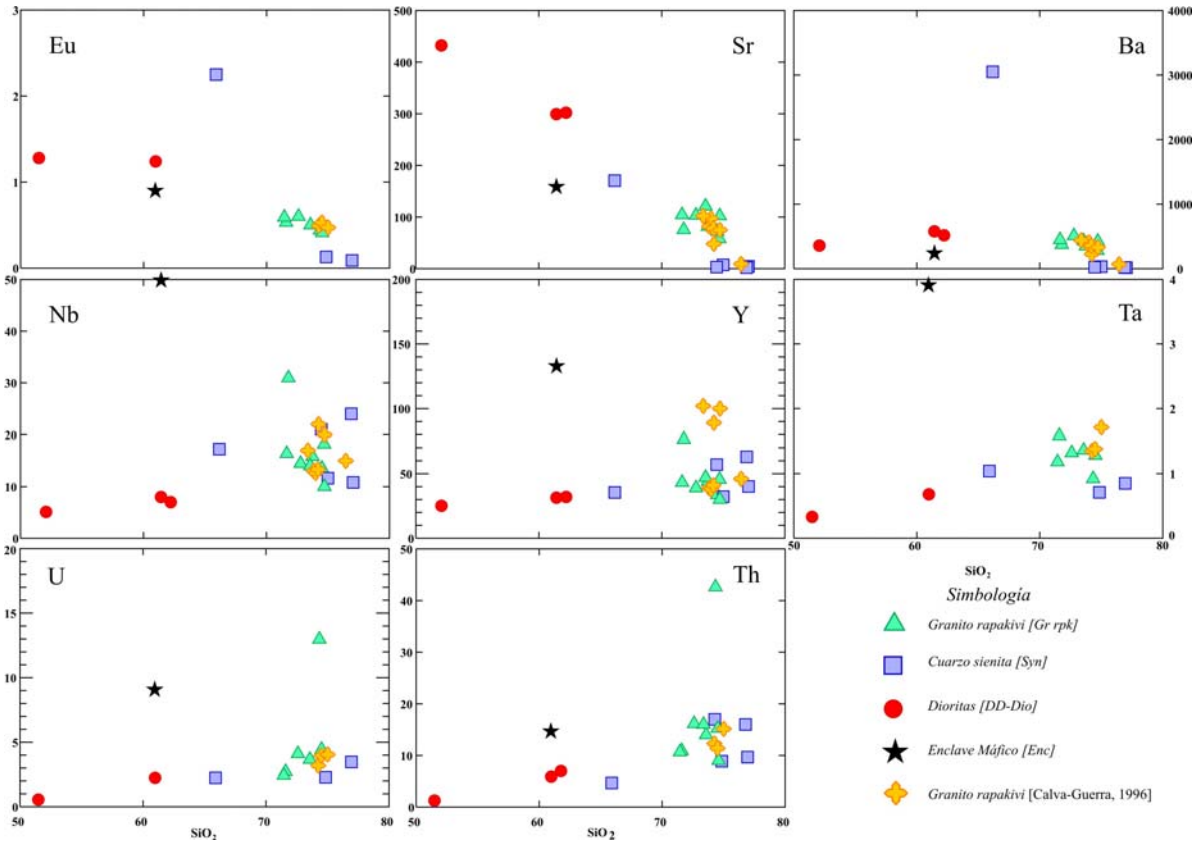



Figura V.3. Diagrama de variación de elementos traza con respecto al $SiO_2$ (Harker, 1909). Los datos presentados fueron complementados por los valores de Calva-Guerra (1996).

### *V.2 Elementos Traza*

Las concentraciones absolutas de los elementos traza con respecto al contenido de $SiO_2$ muestran algunos comportamientos normales a lo esperado para las rocas analizadas. Las muestras presentan enriquecimientos en

Nb, Y, Ta, U y Th (fig. V.3), mientras que el Sr y Eu presentan empobrecimientos a medida que la diferenciación avanza. Sin embargo, para el Ba no es posible identificar tendencia o enriquecimiento, debido a la dispersión que muestra.

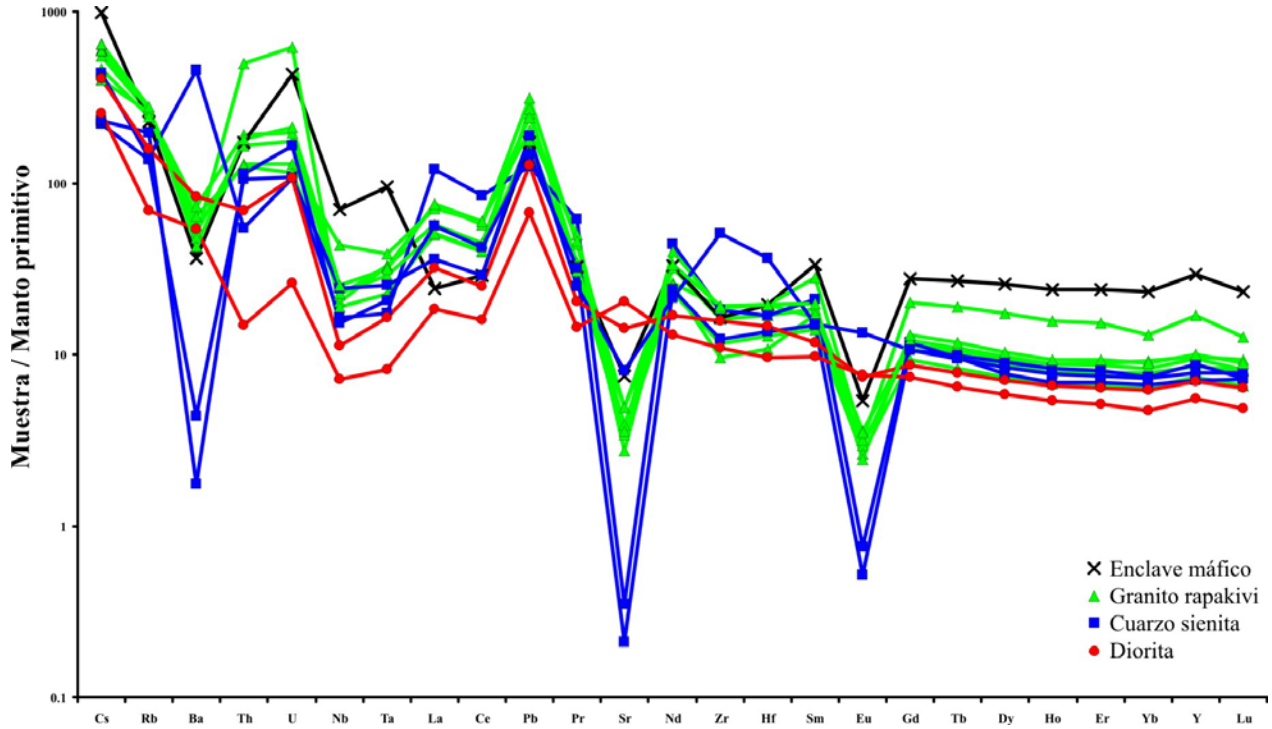



Figura V.4. Diagrama multielemental. Los elementos traza están normalizados con respecto al Manto primitivo, según los valores de Sun y McDonough (1989).

La suite de rocas del intrusivo de Acapulco presenta patrones enriquecidos en elementos incompatibles normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), que es característico de magmas asociados a procesos de subducción. Del mismo modo, todas las muestras tienen la anomalía negativa de Nb-Ta distintiva de los magmas de arco. La anomalía Zr-Hf también se encuentra desarrollada para el intrusivo de Acapulco, pero controlada por la cristalización de zircón (fig. V.4).

En general, las muestran presentan patrones enriquecidos en tierras raras ligeras (LREE), pero con patrones planos en tierras raras pesadas (HREE), con una anomalía negativa muy marcada de Eu. El intrusivo de Acapulco muestra patrones paralelos y similares para todas las rocas analizadas.

Como se mencionó previamente, la anomalía negativa de Ba contrasta con los demás elementos incompatibles, sin embargo, a este comportamiento se unen las anomalías de Sr y Eu, que llegan a ser muy marcadas debido a cristalización fraccionada de feldespatos en general. Estas anomalías en conjunto son características de rocas

peralcalinas, o bien, metaluminosas y peraluminosas con tendencias a la peralcalinidad debido al fraccionamiento de plagioclasa y Kfs (Whalen et al., 1987; Kemp y Hawkesworth, 2007).

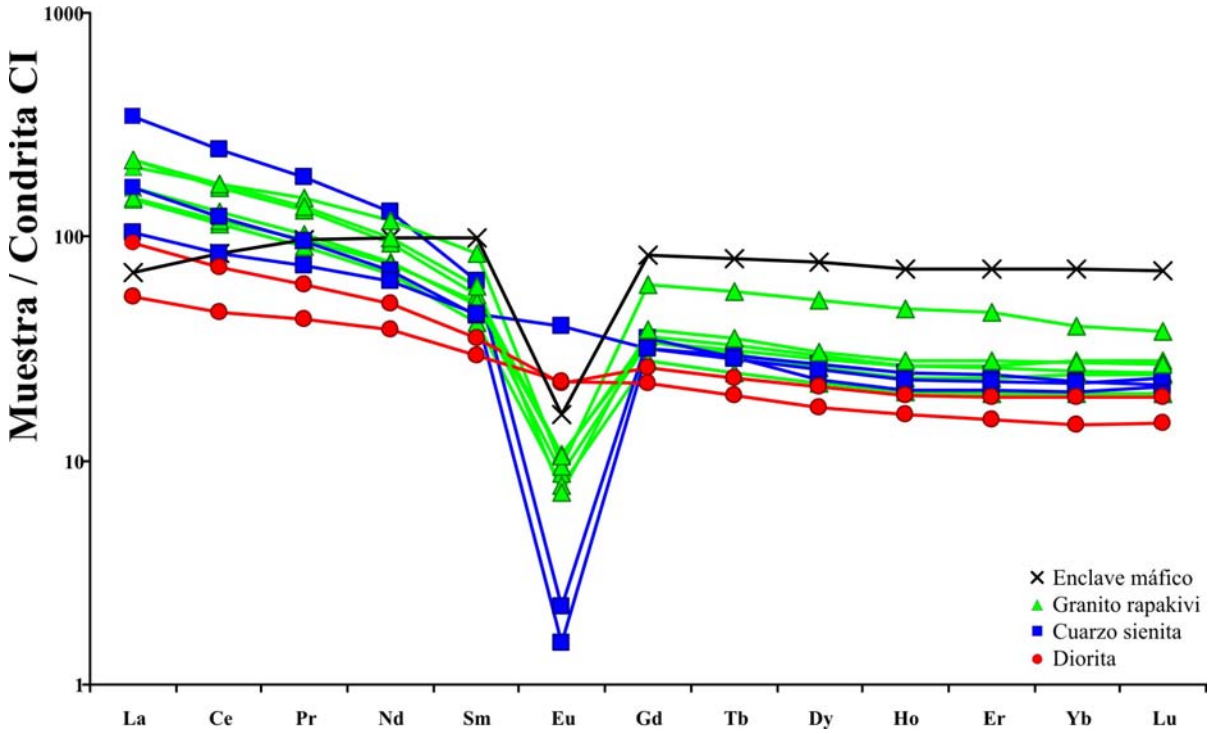



Figura V.5. Diagrama multielemental de tierras raras normalizas con respecto a contritas con valores de McDonough y Sun (1995).

Los patrones de tierras raras normalizados con respecto a condritas (McDonough y Sun, 1995), presentan enriquecimientos en LREE, con la excepción del enclave magmático (Ac0703b) que tiene un empobrecimiento en LREE (fig. V.5) debido a su naturaleza cumulítica. Por otro lado, las muestras tienen anomalía negativa de Eu excepto la DD (Ac0721) y una cuarzosienita (Ac0716b).

En los diferentes diagramas de discriminación tectónica para granitos propuestos por Pearce et al. (1984) (fig. V.6A-D), el intrusivo de Acapulco grafica en general entre los campos de granitos de arco volcánico (VAG) y granitos intra-placa (WPG). Sin embargo, dicha dispersión puede estar propiciada por la diferenciación, ya que las muestras menos diferenciadas (dioritas) en todos los casos se localizan dentro del campo de los arcos volcánicos (fig. V.A-D).

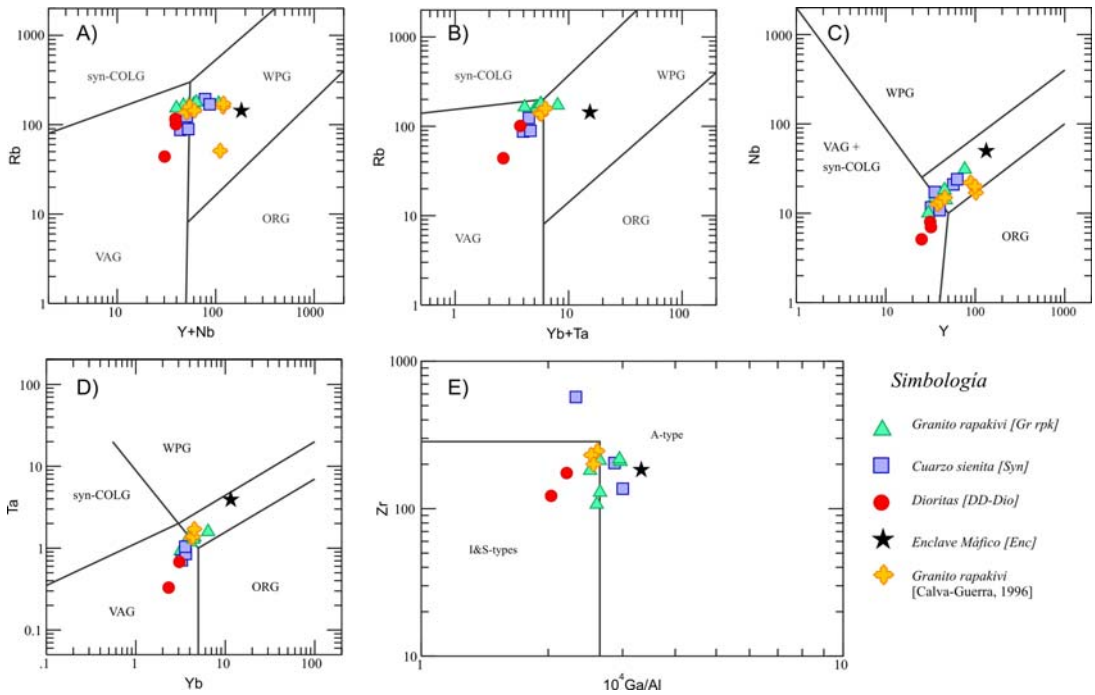



Figura V.6. A-D) Diagrama de discriminación con elementos traza (Pearce et al., 1984). A) Rb vs Y + Nb. B) Rb vs YB + Ta. C) Nb vs Y. D) Ta vs Yb. E) Discriminación tipológica de granitos Zr vs $10^4$Ga/Al (Whalen et al., 1987). VAG (granito de arco volcánico), ORG (granito de dorsal oceánica), WPG (granito intra-placa), syn-COLG (granito sin-colisional), I&S type (granito tipo ígneo y sedimentario) y A-type (granito alcalino).

El diagrama de Whalen et al. (1987) despliega las muestras en un campo intermedio, o bien, que va del campo de los granitos tipo I y S (Chappell y White, 1974) hacia los granitos tipo A (Loiselle y Jones, 1979), cuyo comportamiento era esperado gracias a la determinación de la naturaleza de estas rocas con respecto al índice Shand (Maniar y Piccoli, 1989), en las que las cuarzo sienitas tiene una mayor afinidad con el campo de los granitos tipo A (fig. V.6E); mientras que las dioritas se encuentra dentro del campo de las rocas de arco. Lo interesante a denotar con este diagrama es el comportamiento de las diferentes muestras del granito rapakivi, ya que son el vínculo dentro de los dos campos composicionales (fig. V.6E).

### *V.3 Isótopos de Sr, Nd y Pb*

Las muestras pertenecientes al intrusivo de Acapulco se caracterizan por presentar relaciones isotópicas variables $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ que van de 0.7035 hasta 0.7100; sin embargo, la relación representativa (0.70423) se encuentra entre los valores promedio de los granitos alcalinos que en general es <0.706 (Kemp y Hawkesworth, 2007), aunque no es un parámetro de identificación. Por otro lado, los valores isotópicos de Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd_i$) presentan un rango de variación que permiten establecer los valores de εNd entre +1.78 y +5.50.

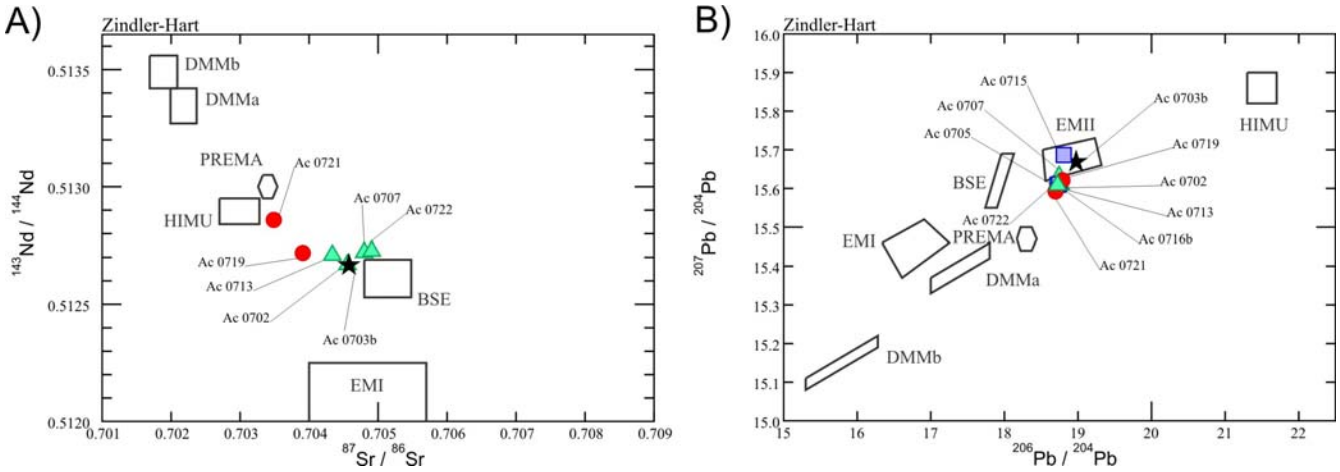



Figura V.7. Diagramas de correlación isotópica mostrando los diferentes reservorios mantélicos (Zindler y Hart, 1986). A) Correlación $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$. B) Correlación $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$. DM (*Depleted Mantle*), EM (Enriched Mantle), HIMU (*High U/Pb Mantle*), PREMA (*Prevalent Mantle*), MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*), BSE (*Bulk Silicate Earth*). Granito rapakivi (Ac0702; Ac0703a; Ac0704; Ac0707; Ac0713; Ac0722). Cuarzosienita (Ac0705; Ac0715; Ac0716b). Dioritas (Ac0719; Ac0721). Enclave máfico magmático (Ac0703b).

Construyendo la correlación entre los valores $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ se aprecian las muestras ajustadas a una tendencia general con valores isotópicos de Nd casi constantes y variación de las relaciones isotópicas de Sr un tanto anómalas (fig. V.7A). La correlación $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ identifica la suite de rocas del intrusivo de Acapulco dentro del reservorio EM-II (fig. V.7B). En general, las rocas analizadas presentan relaciones isotópicas de Nd y Pb casi contantes y homogéneas, a diferencia de las relaciones isotópicas de Sr que presentan gran dispersión.

### *V.4 Termobarometría*

Los análisis de microsonda se aplicaron en asociaciones minerales de diferentes muestras del intrusivo de Acapulco con la finalidad de obtener datos que permitieran estimaciones termobarométricas (Tabla V.3). La metodología seguida fue la propuesta por Anderson (1996), que consiste en calcular un geotermómetro y utilizarlo como corrección en un geobarómetro con la finalidad de incluir ambos parámetros dentro de la estimación de las condiciones de emplazamiento.

La termometría aplicada se obtuvo por medio del geotermómetro de Hbl+Plag de Holland y Blundy (1994), específicamente con el termómetro B (Edenita-Richterita):

$$T_B = \frac{78.44 + Y_{ab-an} - 33.6X_{Na}^{M4} - (66.8 - 2.92P)\cdot X_{Al}^{M2} + 78.5X_{Al}^{T1} + 9.4X_{Na}^{A}}{0.0721 - R\cdot\ln\left(\frac{27\cdot X_{Na}^{M4}\cdot X_{Si}^{T1}\cdot X_{an}^{plag}}{64\cdot X_{Ca}^{M4}\cdot X_{Al}^{T1}\cdot X_{ab}^{plag}}\right)}$$

donde $Y_{ab\text{-}an}$ es el término dado por $X_{ab}>0.5 \rightarrow Y_{ab\text{-}an}=3.0$ kJ; mientras que $Y_{ab\text{-}an}=12.0(2X_{ab}-1)+3.0$ kJ. T es la temperatura en Kelvins, P la presión en kbar y el término $X_i^{\Phi}$ denota la fracción molar del componente *i* en la fase o sitio cristalográfico $\Phi$.

Los datos de termometría fueron obtenidos con el software HbPl 1.2© (Tabla V.4), cuyas temperaturas se encuentran en grados centígrados. Se determinaron las temperaturas como el promedio ponderado a diferentes presiones (fig. V.8), esta metodología permite identificar la temperatura de emplazamiento de las rocas graníticas con una incertidumbre de ±35°C (Holland y Blundy, 1994). En general, el intrusivo de Acapulco tuvo una temperatura de emplazamiento entre 690 y 730°C, sin identificarse re-equilibrio alguno (fig. V.8, Tabla V.4).

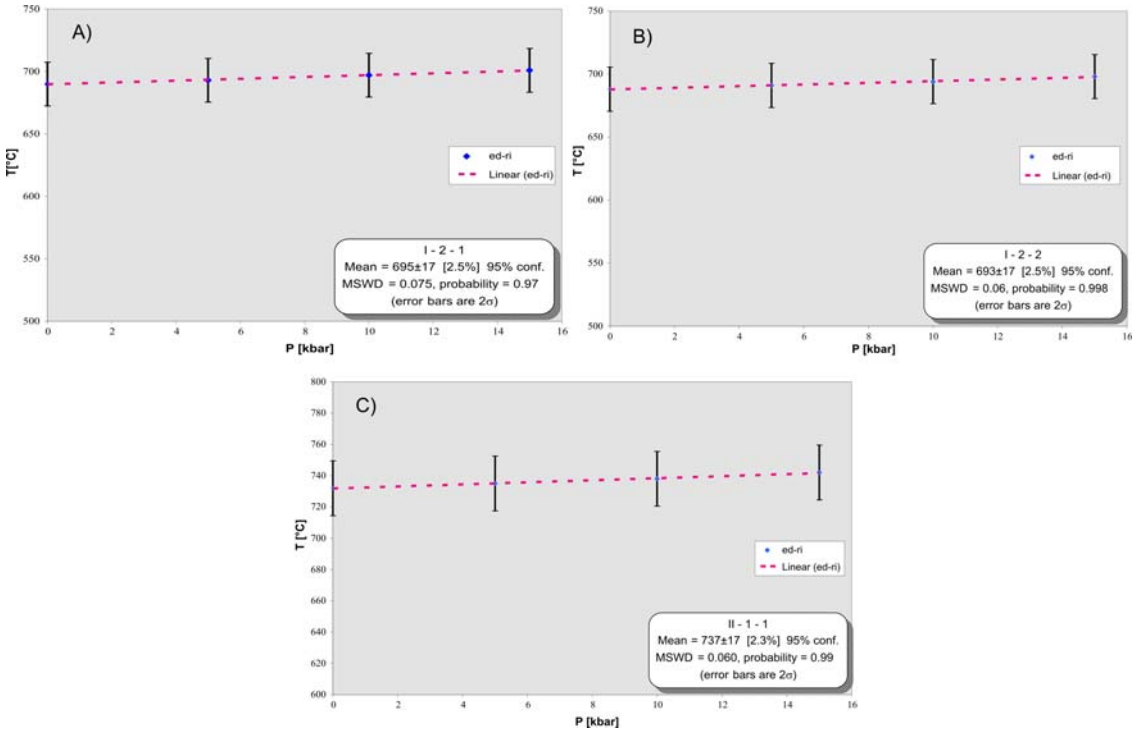



Figura V.8. Termometría Hbl+Plag de muestras del intrusivo de Acapulco. Datos obtenidos por medio del geotermómetro de Holland y Blundy (1994).

El barómetro de $Al_{tot}$ en Hbl propuesto por Anderson y Smith (1995) incorpora la dependencia de la temperatura, así como de otros parámetros como la $f_{O_2}$, cuya expresión considera los datos experimentales de Johnson y Rutherford (1989), y de Schmidt (1992):

$$P = 4.76 \cdot Al - 3.01 - \left(\frac{T-675}{85}\right) \cdot \left[0.530 \cdot Al + 0.005294(T-675)\right]$$

donde P es presión, T la temperatura en (°C).

Los resultados del análisis barométrico del intrusivo de Acapulco (Tabla V.5) permiten establecer las presiones promedio del emplazamiento de dicho plutón entre 2.08 y 2.84 kbar, que corresponden a profundidades que van de 7.84 a 10.73 (km).

### *V.6 Geocronología*

Los zircones del intrusivo de Acapulco presentan en general morfologías D, $P_5$ y $P_4$ (Pupin , 1980; Pupin 1988) (Fig. V.9) con relaciones 2:1 de largo y ancho en cristales prismáticos de primer orden controlados por la cara {101}, con pirámides simples de primer orden cuya coloración oscila del transparente al amarillo muy claro. Dichas propiedades son características de magmas relativamente anhidros y alcalinos, esto se encuentra con mayor frecuencia que en el caso de los magmas calcialcalinos y peraluminosos (Corfu et al., 2003).

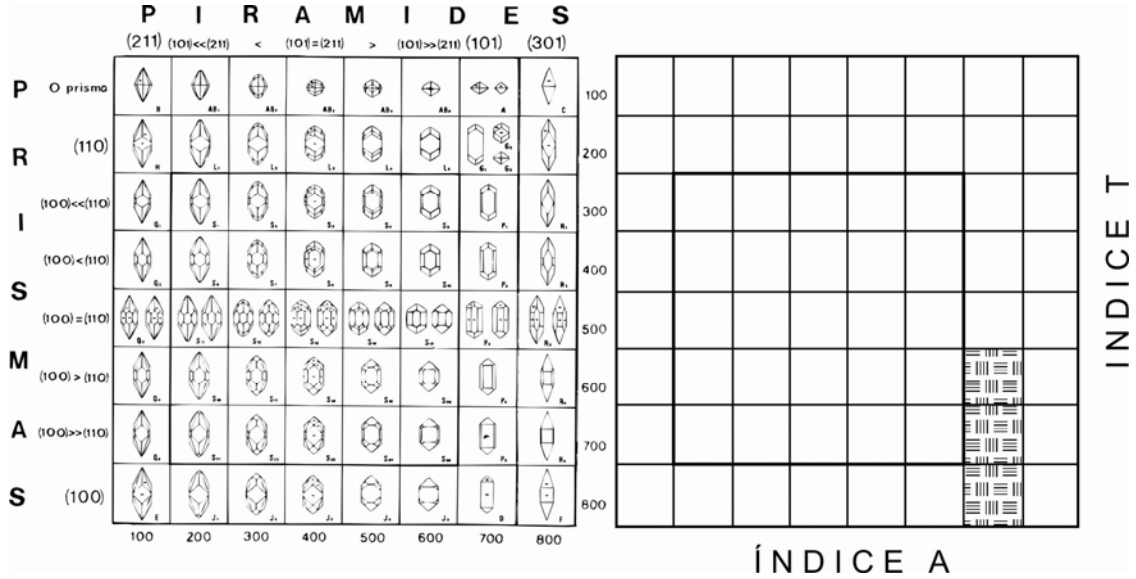



Figura V.9. Diagrama de clasificación tipológica de zircones (Pupin, 1980). Los recuadros representan las morfologías encontradas en el intrusivo de Acapulco. Índice T: relación directamente proporcional a la temperatura de cristalización del zircón. Índice A: relación relacionada a la química del zircón, preferentemente la saturación de aluminio.

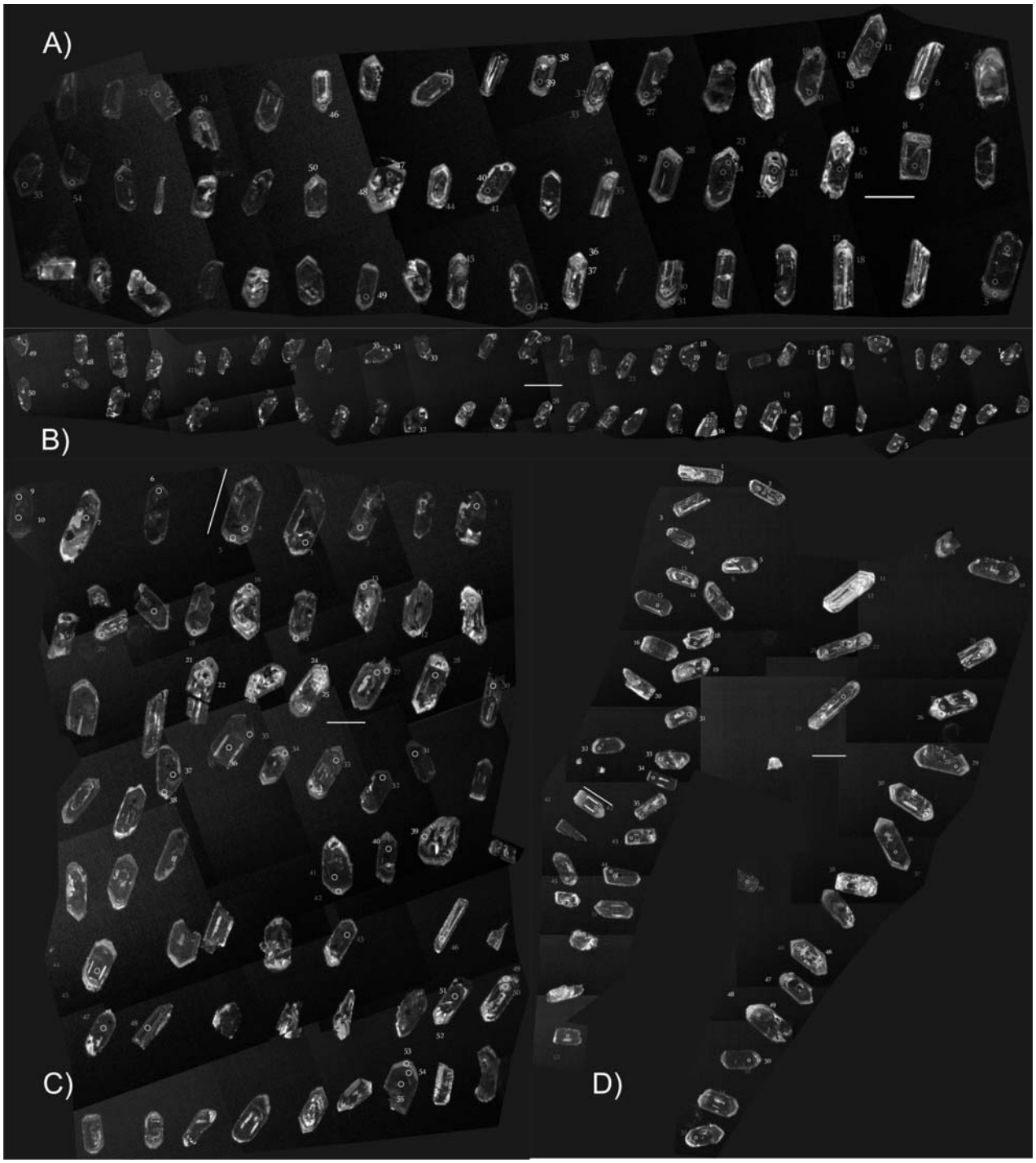



Figura V.10. Imágenes de catodoluminiscencia (CL) en zircones montados en resina epóxica que fueron analizados por LA-ICP-MS. Los números corresponden al número de análisis (Tabla V.6). A) Muestra Ac0702 (granito rapakivi). B) Muestra Ac0705 (cuarzo sienita). C) Muestra Ac0707 (granito rapakivi). D) Muestra Ac0722 (granito rapakivi). Las barras representan 300 μm.

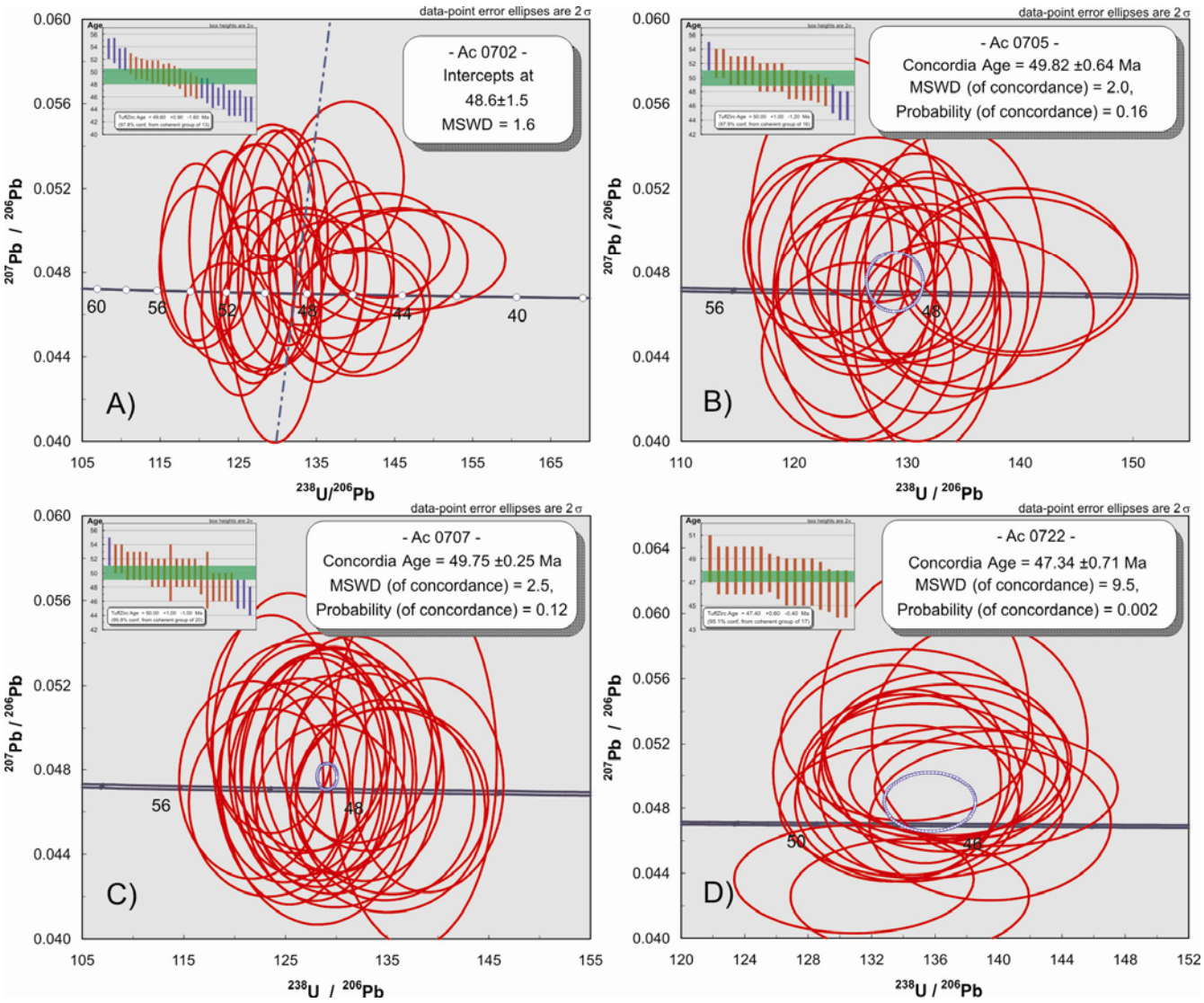



Figura V.11. Geocronología U-Pb en Zr por medio de LA-ICP-MS en diagramas de concordia Tera-Wasseburg. A) Ac 0702 (granito rapakivi). B) Ac0705 (cuarzo sienita). C) Ac0707 (granito rapakivi). D) Ac0722 (granito rapakivi).

El estudio de catodoluminiscencia (CL) en las muestras del intrusivo de Acapulco permite identificar zoneamientos oscilatorios. Pero un aspecto importante que hay que resaltar es el hecho de la ocurrencia en gran medida de núcleos xenocrísticos en los zircones de la facies de granito rapakivi. Esta característica había sido reportada previamente (e.g. Calva-Guerra (1996)), pero únicamente como descripción petrográfica poco detallada. La ventaja de de la CL radica en que es posible observar con mayor detalle las posibles morfologías de los núcleos xenocristalinos (fig. V.10). Para el caso de este estudio, los núcleos presentes no demuestran patrones de herencia antigua, es decir, no se encuentran redondeados ni fracturados; por el contrario tienen

morfologías cristalinas que se pueden considerar como netamente ígneas (fig. V.10). Esto sugiere a su vez, que los núcleos no deberían ser mucho más antiguos que los sobrecrecimientos en la estructura interna del zircón. Es posible corroborar esto más adelante con los resultados de los análisis U-Pb por LA-ICP-MS.

Los resultados geocronológicos se muestran en la Tabla V.6 (al final de este capítulo). La construcción de los diagramas Tera-Wasserburg (Tera y Wasserburg, 1972) (utilizados primordialmente para rocas jóvenes), de muestras pertenecientes al intrusivo de Acapulco en dos litologías (granito rapakivi y cuarzo sienita) permitieron establecer edades de cristalización a 48.6 ± 1.5 Ma (intercepta inferior, Figura V.11A), 49.82 ± 0.64 Ma, 49.75 ± 0.25 Ma y 47.34 ± 0.71 Ma, estas últimas concordantes (Fig. V.11B,C,D). Se optó por edades de concordia en los casos donde fue posible (siempre que cumplieran con un error de concordancia menor al 5% por análisis), ya que es mejor usar las relaciones Pb/U en comparación con cualquier edad U/Pb o Pb/Pb (Ludwig, 2008). La estadística de las edades concordantes tienen en general MSWD de concordancia < 3.8, que se asume como límite para obtener información geológica debido a poseer un solo grado de libertad que implica que la probabilidad de concordancia pasado ese punto se vuelve menor al 5% (Ludwig, 2008).

En general las muestras presentan una dispersión de las elipses de error que va de ~54 Ma hasta ~45 Ma (fig. V.11). Este comportamiento sugiere que los núcleos xenocristalinos analizados se encuentran en la parte más antigua del diagrama, en general en el intervalo de 54-50 Ma. Sin embargo, haciendo una revisión exhaustiva de los puntos analizados y las elipses de error (Tabla V.6 y fig. V.11), los valores más antiguos no corresponden siempre a los núcleos xenocristalinos y en algunos casos dicho intervalo de edades se encuentra en puntos externos en los zircones que inclusive no tienen núcleos. Esto sugiere una prolongada actividad dentro del sistema magmático que formó el intrusivo de Acapulco (e.g. ~8 Ma). Este mismo comportamiento se puede apreciar en un diagrama de probabilidad con las edades $^{206}Pb/^{238}U$ (fig. V.12), con el cual también se pudo establecer una edad general del intrusivo de Acapulco de ~49 Ma a partir de una campana gaussiana (fig. V.12).

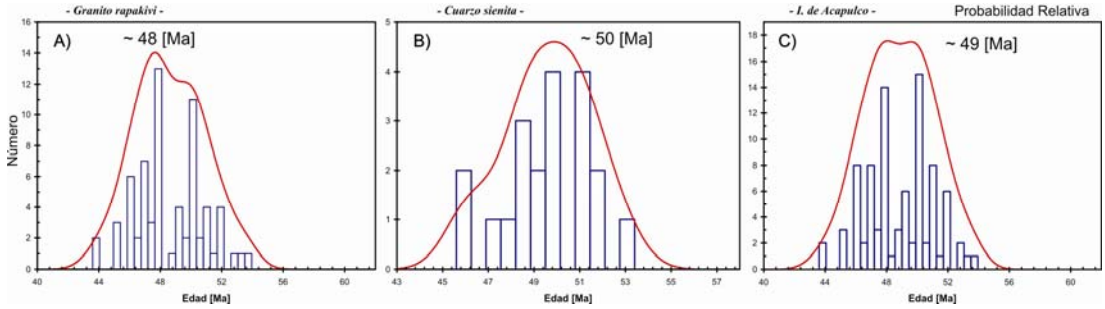



Figura V.12. Geocronología U-Pb en Zr por medio de LA-ICP-MS en diagramas de concordia Tera-Wasseburg. A) Ac 0702 (Granito rapakivi). B) Ac0705 (Cuarzo sienita). C) Ac0707 (Granito rapakivi). D) Ac0722 (Granito rapakivi).

| Elemento | Ac 0702 | Ac 0703a | Ac 0703b | Ac 0704 | Ac 0705 | Ac 0706 | Ac 0707 | Ac 0709 | Ac 0712 | Ac 0713 | Ac 0715 | Ac 0716b | Ac 0718 | Ac 0719 | Ac 0720 | Ac 0721 | Ac 0722 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Litología | Granito | Granito | Enc Maf | Granito | Sienita | Sienita | Granito | Granito | Granodio | Granito | Sienita | Sienita | Sienita | Diorita | Diorita | Gabro | Granito |
| $SiO_2$ | 73,17 | 72,30 | 60,07 | 73,83 | 74,68 | 74,09 | 71,21 | 73,44 | 74,48 | 71,16 | 76,85 | 65,58 | 76,59 | 60,60 | 61,39 | 50,54 | 74,15 |
| $TiO_2$ | 0,27 | 0,30 | 1,10 | 0,25 | 0,13 | 0,16 | 0,28 | 0,34 | 0,19 | 0,32 | 0,07 | 0,44 | 0,09 | 0,90 | 0,91 | 1,24 | 0,21 |
| $Al_2O_3$ | 13,67 | 14,14 | 16,34 | 12,62 | 12,98 | 13,02 | 14,20 | 13,36 | 13,47 | 14,16 | 12,29 | 16,81 | 12,22 | 16,01 | 15,82 | 16,75 | 13,16 |
| $Fe_2O_{3\,t}$ | 2,37 | 2,45 | 7,82 | 2,42 | 1,96 | 2,43 | 2,81 | 2,78 | 1,68 | 2,95 | 1,46 | 3,99 | 1,58 | 7,24 | 7,16 | 11,12 | 2,16 |
| MnO | 0,04 | 0,05 | 0,20 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,06 | 0,04 | 0,09 | 0,04 | 0,11 | 0,14 | 0,16 | 0,04 |
| MgO | 0,26 | 0,36 | 1,57 | 0,84 | 0,12 | 0,10 | 0,47 | 0,57 | 0,41 | 0,61 | 0,11 | 0,51 | 0,11 | 2,64 | 2,31 | 6,12 | 0,34 |
| CaO | 1,13 | 1,36 | 4,09 | 0,99 | 0,47 | 0,44 | 1,01 | 1,49 | 1,13 | 1,50 | 0,28 | 1,81 | 0,36 | 5,17 | 4,59 | 7,29 | 0,73 |
| $Na_2O$ | 3,90 | 3,85 | 5,03 | 3,68 | 4,34 | 4,50 | 4,26 | 3,80 | 3,97 | 4,18 | 4,13 | 5,28 | 4,09 | 3,70 | 4,26 | 3,30 | 4,08 |
| $K_2O$ | 4,57 | 4,68 | 1,85 | 4,57 | 5,02 | 4,94 | 5,07 | 4,18 | 4,42 | 4,56 | 4,63 | 4,91 | 4,66 | 2,77 | 2,58 | 1,37 | 4,56 |
| $P_2O_5$ | 0,07 | 0,09 | 0,48 | 0,07 | 0,02 | 0,02 | 0,09 | 0,09 | 0,08 | 0,10 | 0,01 | 0,09 | 0,01 | 0,23 | 0,22 | 0,27 | 0,07 |
| LOI | 0,34 | 0,43 | 1,32 | 0,55 | 0,26 | 0,32 | 0,39 | 0,31 | 0,31 | 0,40 | 0,25 | 0,34 | 0,32 | 0,44 | 0,48 | 1,71 | 0,53 |
| Total | 99,79 | 100,01 | 99,87 | 99,87 | 100,03 | 100,07 | 99,86 | 100,41 | 100,16 | 100,0 | 100,12 | 99,85 | 100,07 | 99,81 | 99,86 | 99,87 | 100,03 |
| V | 18,56 | 20,63 | 106,87 | 17,33 | 4,66 | 5,00 | 16,02 | 19,00 | 13,00 | 23,38 | 4,55 | 13,02 | 5,00 | 146,74 | 160,00 | 216,83 | 11,29 |
| Cr | 128,29 | 108,10 | 64,30 | 122,67 | 132,80 | 125,00 | 113,83 | 118,00 | 146,00 | 93,33 | 144,44 | 79,29 | 170,00 | 75,24 | 77,00 | 46,82 | 103,35 |
| Co | 3,53 | 3,56 | 9,07 | 3,53 | 1,91 | 6,00 | 3,21 | 6,00 | 6,00 | 3,92 | 2,00 | 2,89 | 6,00 | 16,13 | 11,00 | 41,02 | 2,59 |
| Ni | 4,36 | 4,09 | 4,09 | 4,36 | 3,80 | 7,00 | 4,08 | 8,00 | 8,00 | 3,84 | 4,13 | 3,25 | 9,00 | 7,11 | 9,00 | 67,31 | 3,72 |
| Cu | 2,76 | 2,58 | 5,75 | 4,73 | 1,71 | 3,00 | 2,68 | 2,00 | 3,00 | 2,73 | 1,59 | 4,13 | 4,00 | 11,40 | 6,00 | 78,12 | 2,00 |
| Zn | 47,80 | 44,87 | 138,61 | 65,08 | 44,46 | 140,00 | 70,59 | 63,00 | 42,00 | 52,32 | 31,64 | 73,88 | 59,00 | 81,39 | 111,00 | 95,00 | 50,48 |
| Ga | 19,30 | 18,89 | 29,16 | 17,85 | 19,77 | | 22,41 | | | 19,61 | 19,57 | 20,79 | | 18,85 | | 18,34 | 20,66 |
| Rb | 168,45 | 163,96 | 143,32 | 163,70 | 87,34 | 193,00 | 171,81 | 163,00 | 153,00 | 155,11 | 123,95 | 89,20 | 169,00 | 101,05 | 116,00 | 43,99 | 177,78 |
| Sr | 81,51 | 103,02 | 158,51 | 71,77 | 7,31 | 3,00 | 75,25 | 121,00 | 102,00 | 104,09 | 4,41 | 170,35 | 2,00 | 299,32 | 302,00 | 432,24 | 57,71 |
| Y | 43,96 | 38,87 | 132,82 | 33,57 | 32,18 | 57,00 | 76,34 | 47,00 | 30,00 | 43,19 | 40,08 | 35,44 | 63,00 | 31,42 | 32,00 | 25,17 | 45,44 |
| Zr | 211,35 | 181,10 | 183,29 | 128,77 | 203,83 | 503,00 | 207,89 | 191,00 | 134,00 | 106,66 | 136,42 | 571,43 | 231,00 | 174,53 | 173,00 | 122,10 | 216,02 |
| Nb | 15,79 | 14,47 | 49,84 | 13,54 | 11,63 | 21,00 | 30,92 | 14,00 | 10,00 | 16,36 | 10,82 | 17,25 | 24,00 | 8,00 | 7,00 | 5,11 | 18,18 |
| Mo | 2,55 | 2,18 | 1,78 | 2,54 | 3,44 | | 3,28 | | | 2,24 | 2,79 | 2,76 | | 2,46 | | 2,58 | 2,75 |
| Sn | 4,27 | 2,96 | 11,57 | 4,72 | 1,79 | | 4,58 | | | 3,76 | 1,50 | 2,36 | | 2,80 | | 2,59 | 5,33 |
| Sb | 0,22 | 0,22 | 0,48 | 0,24 | 0,22 | | 0,26 | | | 0,09 | 0,19 | 0,16 | | 0,12 | | 0,24 | 0,23 |
| Cs | 4,77 | 4,32 | 7,77 | 3,17 | 1,74 | | 4,65 | | | 3,64 | 1,82 | 3,43 | | 3,19 | | 2,01 | 5,12 |
| Ba | 346,81 | 506,92 | 238,51 | 310,35 | 31,01 | 22,00 | 372,33 | 428,00 | 424,00 | 445,72 | 14,66 | 3049,34 | 19,00 | 578,05 | 518,00 | 357,44 | 278,66 |
| La | 39,53 | 51,98 | 16,55 | 34,67 | 82,15 | | 48,83 | | | 35,03 | 38,97 | 24,68 | | 22,06 | | 12,72 | 52,02 |
| Ce | 79,01 | 102,14 | 51,47 | 70,31 | 149,26 | | 105,33 | | | 71,83 | 74,68 | 51,32 | | 44,53 | | 28,37 | 105,56 |
| Pr | 9,54 | 12,10 | 9,01 | 8,45 | 17,07 | | 13,85 | | | 8,99 | 8,89 | 6,89 | | 5,66 | | 3,95 | 12,68 |
| Nd | 35,20 | 43,12 | 44,79 | 30,82 | 59,31 | | 54,18 | | | 34,30 | 32,28 | 28,82 | | 22,76 | | 17,55 | 45,33 |
| Sm | 7,32 | 8,13 | 14,72 | 6,16 | 9,33 | | 12,48 | | | 7,62 | 6,60 | 6,66 | | 5,22 | | 4,32 | 8,81 |
| Eu | 0,50 | 0,60 | 0,90 | 0,44 | 0,13 | | 0,53 | | | 0,59 | 0,09 | 2,25 | | 1,24 | | 1,28 | 0,41 |
| Tb | 1,13 | 1,08 | 2,90 | 0,89 | 1,04 | | 2,06 | | | 1,17 | 1,06 | 1,03 | | 0,84 | | 0,70 | 1,26 |
| Gd | 6,74 | 6,77 | 16,43 | 5,54 | 7,03 | | 12,05 | | | 7,15 | 6,33 | 6,34 | | 5,19 | | 4,39 | 7,71 |
| Dy | 6,99 | 6,34 | 18,95 | 5,41 | 5,68 | | 12,84 | | | 7,19 | 6,63 | 6,23 | | 5,23 | | 4,28 | 7,56 |
| Ho | 1,44 | 1,28 | 3,90 | 1,10 | 1,13 | | 2,58 | | | 1,44 | 1,35 | 1,26 | | 1,07 | | 0,88 | 1,53 |
| Er | 4,26 | 3,76 | 11,41 | 3,21 | 3,30 | | 7,31 | | | 4,18 | 3,87 | 3,58 | | 3,07 | | 2,46 | 4,45 |
| Yb | 4,52 | 3,86 | 11,53 | 3,18 | 3,27 | | 6,43 | | | 4,07 | 3,62 | 3,57 | | 3,07 | | 2,33 | 4,40 |
| Lu | 0,69 | 0,59 | 1,73 | 0,49 | 0,53 | | 0,93 | | | 0,61 | 0,54 | 0,58 | | 0,47 | | 0,36 | 0,66 |
| Hf | 6,05 | 5,20 | 6,07 | 3,98 | 5,20 | | 6,02 | | | 3,33 | 4,17 | 11,30 | | 4,48 | | 2,96 | 5,99 |
| Ta | 1,36 | 1,32 | 3,91 | 0,92 | 0,71 | | 1,58 | | | 1,18 | 0,85 | 1,04 | | 0,68 | | 0,33 | 1,28 |
| W | 0,56 | 0,55 | 0,54 | 0,56 | 0,56 | | 0,55 | | | 0,54 | 0,56 | 0,54 | | 0,53 | | 0,52 | 0,55 |
| Tl | 1,03 | 1,01 | 0,98 | 1,10 | 0,52 | | 1,05 | | | 0,92 | 0,66 | 0,59 | | 0,67 | | 0,45 | 1,25 |
| Pb | 18,20 | 22,23 | 12,17 | 19,19 | 8,93 | 9,00 | 14,38 | 13,00 | 13,00 | 12,62 | 10,41 | 13,31 | 14,00 | 9,02 | 7,00 | 4,80 | 17,15 |
| Th | 13,97 | 16,12 | 14,66 | 42,61 | 8,88 | 17,00 | 10,90 | 16,00 | 9,00 | 10,65 | 9,66 | 4,66 | 16,00 | 5,90 | 7,00 | 1,26 | 15,22 |
| U | 3,66 | 4,10 | 9,07 | 12,97 | 2,28 | | 2,71 | | | 2,42 | 3,47 | 2,24 | | 2,24 | | 0,55 | 4,43 |
| $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ | 0,704557 | | 0,704576 | | 0,710123 | | 0,704796 | | | 0,704341 | 0,712405 | | | 0,703912 | | 0,703492 | 0,70491 |
| $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ | 0,512669 | | 0,512667 | | 0,512721 | | 0,51272 | | | 0,512709 | 0,512721 | | | 0,512718 | | 0,512857 | 0,512726 |
| $\varepsilon_{Nd}$ | (+)1,81 | | (+)1,78 | | (+)2,84 | | (+)2,82 | | | (+)2,60 | (+)2,83 | | | (+)2,78 | | (+)5,49 | (+)2,93 |
| $\tau_{Nd}$ [Ma] | 790,60 | | 2710.37 | | 495,87 | | 770,83 | | | 675,02 | 635,52 | | | 771,74 | | 542,58 | 641,82 |
| $^{206}Pb/^{204}Pb$ | 18,7675 | | 18,9760 | | 18,7223 | | 18,7453 | | | 18,7395 | 18,8078 | 18,7451 | | 18,7885 | | 18,6957 | 18,7242 |
| $^{207}Pb/^{204}Pb$ | 15,6099 | | 15,6686 | | 15,6091 | | 15,6310 | | | 15,6087 | 15,6863 | 15,6110 | | 15,6208 | | 15,5923 | 15,6084 |
| $^{208}Pb/^{204}Pb$ | 38,5625 | | 38,7786 | | 38,5444 | | 38,6147 | | | 38,5437 | 48,2380 | 38,5939 | | 38,6409 | | 38,4824 | 38,5397 |

Tabla V.1. Resultados de los análisis de elementos mayores [XRF], traza [ICP-MS y XRF] y relaciones isotópicas [TIMS]. Los valores de las relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$ corregidos por edad U-Pb a 48,3Ma. Los valores de ε Nd y τ Nd fueron calculados con los valores actuales CHUR [$^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512638; $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,1967] y DM [$^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,51316; $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,214] respectivamente.

| Clave | Muestra Sr-Nd | Muestra Pb | $^{87}Rb / ^{86}Sr \pm 1\sigma$ | $^{87}Sr / ^{86}Sr \pm 1\sigma$ * | 2 $SE_{(M)}$ | $^{147}Sm / ^{144}Nd \pm 1\sigma$ | $^{143}Nd / ^{144}Nd \pm 1\sigma$ * | 2 $SE_{(M)}$ | $^{206}Pb / ^{204}Pb$ | 1SD [%] | $^{207}Pb / ^{204}Pb$ | 1SD [%] | $^{208}Pb / ^{204}Pb$ | 1SD [%] | Dilución isotópica [ppm] Rb | Sr | Sm | Nd |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| AC0702 | WR | Kfs | 5,604 ± 0,112 | 0,708402 ± 38 | 10 | 0,127 ± 0,001 | 0,512709 ± 21 | 6 | 18,7675 | 0,038 | 15,6099 | 0,038 | 38,5625 | 0,039 | 162,84 | 84,10 | 6,91 | 33,04 |
| AC0703b | WR | WR | 2,257 ± 0,045 | 0,706124 ± 41 | 11 | 0,190 ± 0,002 | 0,512727 ± 18 | 5 | 18,9760 | 0,097 | 15,6686 | 0,104 | 38,7786 | 0,124 | 135,55 | 173,81 | 15,73 | 50,11 |
| AC0705 | WR | Kfs | 40,487 ± 0,810 | 0,737901 ± 39 | 11 | 0,087 ± 0,001 | 0,512749 ± 17 | 4 | 18,7223 | 0,039 | 15,6091 | 0,038 | 38,5444 | 0,039 | 83,15 | 5,96 | 10,27 | 70,95 |
| AC0707 | WR | Kfs | 6,031 ± 0,121 | 0,708934 ± 37 | 11 | 0,135 ± 0,001 | 0,512763 ± 17 | 4 | 18,7453 | 0,035 | 15,6310 | 0,038 | 38,6147 | 0,046 | 164,91 | 79,14 | 11,34 | 50,63 |
| AC0713 | WR | Kfs | 4,146 ± 0,083 | 0,707185 ± 39 | 11 | 0,121 ± 0,001 | 0,512747 ± 15 | 4 | 18,7395 | 0,037 | 15,6087 | 0,042 | 38,5437 | 0,048 | 162,47 | 113,40 | 8,66 | 43,39 |
| AC0715 | WR | WR | 135,53 ± 2,711 | 0,805392 ± 37 | 10 | 0,117 ± 0,001 | 0,512758 ± 17 | 5 | 18,8237 | 0,080 | 15,6017 | 0,094 | 38,6200 | 0,108 | 120,28 | 2,59 | 6,63 | 34,09 |
| AC0716b | WR | WR | | | | | | | 18,7451 | 0,048 | 15,6110 | 0,051 | 38,5939 | 0,051 | | | | |
| AC0719 | WR | WR | 0,900 ± 0,018 | 0,704530 ± 38 | 10 | 0,135 ± 0,001 | 0,512761 ± 20 | 6 | 18,7885 | 0,102 | 15,6208 | 0,100 | 38,6409 | 0,100 | 96,81 | 311,18 | 5,11 | 22,87 |
| AC0721 | WR | WR | 0,253 ± 0,005 | 0,703665 ± 35 | 10 | 0,141 ± 0,001 | 0,512902 ± 17 | 5 | 18,6957 | 0,181 | 15,5923 | 0,196 | 38,4824 | 0,194 | 40,78 | 466,79 | 4,39 | 18,79 |
| AC0722 | WR | Kfs | 8,437 ± 0,169 | 0,710698 ± 36 | 10 | 0,120 ± 0,001 | 0,512764 ± 19 | 5 | 18,7242 | 0,044 | 15,6084 | 0,050 | 38,5397 | 0,058 | 175,20 | 60,11 | 7,88 | 39,73 |

Tabla V.2. Resultados de los análisis isotópicos de Rb-Sr, Sm-Nd y Pb de muestras selectas del Intrusivo de Acapulco. (*) Los valores 1σ son para las últimas dos cifras. El valor $2SE_{(M)}$ corresponde a las últimas dos cifras.

| Muestra | II – 2 | | | I – 2 – 1 | | I – 3 | | | I – 2 – 2 | | II – 1 – 1 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mineral | 2 *Hbl* | 1 *Hbl* | 3 *Hbl* | 1 *Hbl* | 1 *Plag* | 1 *Hbl* | 1 *Plag* | 2 *Plag* | 2 *Hbl* | 2 *Plag* | 1 *Hbl* | 1 *Plag* |
| $SiO_2$ | 43,48 | 41,54 | 43,55 | 42,63 | 66,68 | 43,56 | 68,63 | 69,04 | 42,78 | 65,91 | 43,43 | 64,49 |
| $TiO_2$ | 1,68 | 2,17 | 1,60 | 1,22 | 0,04 | 1,59 | 0,01 | 0,02 | 1,15 | 0,03 | 1,73 | 0,01 |
| $Al_2O_3$ | 7,35 | 8,95 | 7,20 | 6,88 | 20,60 | 6,75 | 20,04 | 19,66 | 6,84 | 20,52 | 6,72 | 22,41 |
| FeO | 24,75 | 25,05 | 24,57 | 27,14 | 0,12 | 26,58 | 0,08 | 0,09 | 27,23 | 0,33 | 24,97 | 0,06 |
| MnO | 0,92 | 1,03 | 1,00 | 1,16 | 0,00 | 1,08 | 0,02 | 0,05 | 0,99 | 0,01 | 0,86 | 0,02 |
| $Cr_2O_3$ | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,02 |
| MgO | 6,51 | 5,60 | 6,28 | 4,92 | 0,00 | 5,55 | 0,00 | 0,00 | 5,04 | 0,01 | 6,68 | 0,01 |
| CaO | 10,13 | 10,28 | 10,21 | 10,11 | 1,57 | 9,91 | 0,60 | 0,32 | 10,24 | 1,65 | 9,91 | 351 |
| $Na_2O$ | 1,98 | 2,33 | 1,91 | 2,13 | 10,61 | 2,40 | 11,67 | 11,84 | 2,16 | 10,77 | 1,97 | 9,68 |
| $K_2O$ | 0,88 | 0,86 | 0,88 | 1,08 | 0,65 | 0,86 | 0,08 | 0,09 | 1,13 | 0,49 | 0,83 | 0,48 |
| Total | 97,69 | 97,83 | 97,18 | 97,27 | 100,30 | 98,27 | 101,15 | 101,12 | 97,57 | 99,71 | 97,12 | 100,69 |
| Ab [%] | | | | | 89,11 | | 96,80 | 98,09 | | 89,72 | | 81,08 |
| An [%] | | | | | 7,22 | | 2,74 | 1,43 | | 7,61 | | 16,12 |
| Or [%] | | | | | 3,54 | | 0,42 | 0,47 | | 2,71 | | 2,65 |
| Cationes | | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,80 | 6,54 | 6,84 | 6,82 | 2,93 | 6,85 | 2,97 | 2,99 | 6,82 | 2,91 | 6,84 | 2,83 |
| Ti | 0,20 | 0,26 | 0,19 | 0,15 | 0,00 | 0,19 | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,00 | 0,21 | 0,00 |
| Al | 1,36 | 1,66 | 1,33 | 1,30 | 1,07 | 1,25 | 1,02 | 1,00 | 1,29 | 1,07 | 1,25 | 1,16 |
| Fe | 3,24 | 3,30 | 3,23 | 3,63 | 0,00 | 3,49 | 0,00 | 0,00 | 3,63 | 0,01 | 3,29 | 0,00 |
| Mn | 0,12 | 0,14 | 0,13 | 0,16 | 0,00 | 0,14 | 0,00 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,11 | 0,00 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 1,52 | 1,31 | 1,47 | 1,17 | 0,00 | 1,30 | 0,00 | 0,00 | 1,20 | 0,00 | 1,57 | 0,00 |
| Ca | 1,70 | 1,73 | 1,72 | 1,73 | 0,07 | 1,67 | 0,03 | 0,01 | 1,75 | 0,08 | 1,67 | 0,17 |
| Na | 0,60 | 0,71 | 0,58 | 0,66 | 0,90 | 0,73 | 0,98 | 0,99 | 0,67 | 0,92 | 0,60 | 0,82 |
| K | 0,17 | 0,17 | 0,18 | 0,22 | 0,04 | 0,17 | 0,00 | 0,00 | 0,23 | 0,03 | 0,17 | 0,03 |
| Total | 38,71 | 38,82 | 38,68 | 38,83 | 13,01 | 38,79 | 13,01 | 13,01 | 38,85 | 13,03 | 38,71 | 13,01 |

Tabla V.3. Análisis de microsonda electrónica en asociaciones Hbl+Plag. Los valores estequiométricos de fórmula para Hbl están calculados con 23 oxígenos y 13 cationes, y las Plag están calculadas a 8 oxígenos y 5 cationes.

Muestra **I-2-1**

Hornblenda X (ab) in Plag: 0,89

| Oxido | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Cr_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| wt % | 42,63 | 1,22 | 6,88 | 0,01 | 2,65 | 24,76 | 1,16 | 4,92 | 10,11 | 2,13 | 1,08 |
| Cationes | 6,768 | 0,146 | 1,288 | 0,001 | 0,316 | 3,287 | 0,156 | 1,164 | 1,72 | 0,656 | 0,219 |

(ed-ri)

| P [kbar] | T [°C] ± 2σ |
|---|---|
| 0 | 690 |
| 5 | 693 |
| 10 | 697 |
| 15 | 701 |
| $T_{promedio}$ | 695,25 ± 35 |

Muestra **I-2-2**

Hornblenda X (ab) in Plag: 0,89

| Oxido | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Cr_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| wt % | 42,78 | 1,15 | 6,84 | 0,01 | 2,47 | 25,01 | 0,99 | 5,04 | 10,24 | 2,16 | 1,13 |
| Cationes | 6,775 | 0,137 | 1,277 | 0,001 | 0,294 | 3,312 | 0,133 | 1,19 | 1,738 | 0,663 | 0,228 |

(ed-ri)

| P [kbar] | T [°C] ± 2σ |
|---|---|
| 0 | 688 |
| 5 | 691 |
| 10 | 694 |
| 15 | 698 |
| $T_{promedio}$ | 692,75 ± 35 |

Muestra **II-1-1**

Hornblenda X (ab) in Plag: 0,81

| Oxido | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Cr_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| wt % | 43,43 | 1,73 | 6,72 | 0,01 | 2,19 | 23,0 | 0,86 | 6,68 | 9,91 | 1,97 | 0,83 |
| Cationes | 6,804 | 0,204 | 1,241 | 0,001 | 0,258 | 3,014 | 0,114 | 1,56 | 1,664 | 0,598 | 0,166 |

(ed-ri)

| P [kbar] | T [°C] ± 2σ |
|---|---|
| 0 | 732 |
| 5 | 735 |
| 10 | 738 |
| 15 | 742 |
| $T_{promedio}$ | 736,75 ± 35 |

Tabla V.4. Resultados de los cálculos termométricos en las muestras del intrusivo de Acapulco. Geotermómetro Hbl+Plag [Holland y Blundy, 1994]. (ed-ri) Termómetro B (edenita-richterita).

| Muestra | Si | Ti | Al | Fe | Mn Cr | | Mg Ca | | Na | K | Total | T [°C] * | P ± 0.6 (2σ) [kbar] | | Prof. [km] | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | | | | | † | ‡ | † | ‡ |
| I – 2 – 1 | 6,8157 | 0,1465 | 1,2956 | 3,6285 | 0,1567 | 0,0014 | 1,1736 | 1,7318 | 0,6593 | 0,2196 | 38,8287 | 695,25 | 2,32 | 3,18 | 8,76 | 12,03 |
| I – 3 – 1 | 6,8460 | 0,1876 | 1,2504 | 3,4933 | 0,1440 | 0,0003 | 1,2997 | 1,6686 | 0,7304 | 0,1719 | 38,7922 | 694,00 | 2,08 | 2,97 | 7,84 | 11,21 |
| I – 2 – 2 | 6,8188 | 0,1374 | 1,2854 | 3,6292 | 0,1335 | 0,0015 | 1,1975 | 1,7484 | 0,6686 | 0,2288 | 38,8491 | 692,75 | 2,25 | 3,13 | 8,50 | 11,85 |
| II – 1 – 1 | 6,8414 | 0,2055 | 1,2485 | 3,2896 | 0,1141 | 0,0011 | 1,5696 | 1,6733 | 0,6028 | 0,1676 | 38,7135 | 736,75 | 2,18 | 2,96 | 8,24 | 11,18 |
| II – 2 – 2 | 6,8019 | 0,1978 | 1,3557 | 3,2381 | 0,1216 | 0,0015 | 1,5187 | 1,6982 | 0,6012 | 0,1748 | 38,7097 | 736,75 | 2,84 | 3,47 | 10,73 | 13,12 |
| II – 2 – 3 | 6,8446 | 0,1892 | 1,3340 | 3,2293 | 0,1326 | 0,0000 | 1,4723 | 1,7187 | 0,5809 | 0,1756 | 38,6774 | 736,75 | 2,70 | 3,37 | 10,21 | 12,72 |

Tabla V.5. Resultados de los cálculos barométricos en las muestras del intrusivo de Acapulco. Geobarómetro $Al_{tot}$ en Hbl [Anderson y Smith, 1995]. Las profundidades fueron determinadas con la relación $h = P/(\rho \cdot g)$, donde $h$ es la profundidad, $P$ la presión, $g$ la aceleración gravitacional (9.8 m $s^{-2}$) y $\rho$ es la densidad promedio de la corteza (2.7 g $cm^{-3}$). (*) Temperatura calculada con el termómetro Hbl+Plag [Holland y Blundy, 1994]. (†) Valores del presión y profundidad obtenidos con la corrección por temperatura [Anderson y Smith, 1996]. (‡) Valores de presión y profundidad sin corrección por temperatura [Schmidt, 1992].

Tabla V.6. Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb.

**Ac0702**

| | ppm | | | MEASURED RATIOS † | | | | | | | | | CORRECTED RATIOS † | | | | | | | | CORRECTED AGES ‡ | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| # An | U | Th | Th/U | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ | Rho | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ |
| 2 | 555 | 156 | 0.28 | 0.05455 | 0.00162 | 0.06156 | 0.00213 | 0.00818 | 0.00015 | 0.0034 | 0.00014 | 0.5 | 0.04607 | 0.00097 | 0.05140 | 0.00153 | 0.00809 | 0.00014 | 0.00272 | 0.00016 | 1.0 | 38.0 | 51.0 | 1.0 | 52.0 | 0.9 | 55.0 | 3.0 |
| 3 | 695 | 300 | 0.43 | 0.04779 | 0.00185 | 0.04721 | 0.00197 | 0.00716 | 0.00011 | 0.00241 | 0.00006 | 0.51 | 0.04779 | 0.00185 | 0.04721 | 0.00197 | 0.00716 | 0.00011 | 0.00241 | 0.00006 | 89.0 | 82.0 | 47.0 | 2.0 | 46.0 | 0.7 | 49.0 | 1.0 |
| 7 | 687 | 251 | 0.37 | 0.05277 | 0.00187 | 0.05417 | 0.00217 | 0.00744 | 0.00014 | 0.00258 | 0.00011 | 0.37 | 0.04860 | 0.00236 | 0.04958 | 0.00284 | 0.00740 | 0.00014 | 0.00234 | 0.00006 | 128.0 | 103.0 | 49.0 | 3.0 | 47.5 | 0.9 | 47.0 | 1.0 |
| 12 | 770 | 350 | 0.45 | 0.05103 | 0.00126 | 0.05504 | 0.00163 | 0.00782 | 0.00013 | 0.00259 | 0.00006 | 0.47 | 0.05103 | 0.00126 | 0.05504 | 0.00163 | 0.00782 | 0.00013 | 0.00259 | 0.00006 | 242.0 | 54.0 | 54.0 | 2.0 | 50.2 | 0.8 | 52.0 | 1.0 |
| 13 | 950 | 374 | 0.39 | 0.05351 | 0.00131 | 0.05703 | 0.00171 | 0.00773 | 0.00013 | 0.00276 | 0.00007 | 0.55 | 0.04752 | 0.00160 | 0.05026 | 0.00218 | 0.00767 | 0.00013 | 0.00244 | 0.00005 | 75.0 | 71.0 | 50.0 | 2.0 | 49.3 | 0.8 | 49.2 | 1.0 |
| 16 | 1026 | 892 | 0.87 | 0.05254 | 0.00146 | 0.05208 | 0.00183 | 0.00719 | 0.00015 | 0.00238 | 0.00008 | 0.58 | 0.05254 | 0.00146 | 0.05208 | 0.00183 | 0.00719 | 0.00015 | 0.00238 | 0.00008 | 309.0 | 60.0 | 52.0 | 2.0 | 46.2 | 1.0 | 48.0 | 2.0 |
| 17 | 560 | 180 | 0.32 | 0.08342 | 0.00275 | 0.09289 | 0.00349 | 0.00808 | 0.00015 | 0.00494 | 0.00017 | 0.61 | 0.04733 | 0.00302 | 0.05032 | 0.00362 | 0.00771 | 0.00015 | 0.00245 | 0.00015 | 66.0 | 130.0 | 50.0 | 4.0 | 49.5 | 0.9 | 49.0 | 3.0 |
| 19 | 1052 | 467 | 0.44 | 0.05179 | 0.00132 | 0.05523 | 0.00169 | 0.00773 | 0.00013 | 0.00290 | 0.00008 | 0.48 | 0.05179 | 0.00132 | 0.05523 | 0.00169 | 0.00773 | 0.00013 | 0.00290 | 0.00008 | 276.0 | 55.0 | 55.0 | 2.0 | 49.6 | 0.8 | 59.0 | 2.0 |
| 21 | 686 | 349 | 0.51 | 0.05178 | 0.00141 | 0.05588 | 0.00180 | 0.00783 | 0.00014 | 0.00265 | 0.00007 | 0.55 | 0.04759 | 0.00182 | 0.05110 | 0.00250 | 0.00779 | 0.00014 | 0.00247 | 0.00005 | 79.0 | 80.0 | 51.0 | 2.0 | 50.0 | 0.9 | 50.0 | 1.0 |
| 23 | 784 | 304 | 0.39 | 0.05655 | 0.00130 | 0.06584 | 0.00182 | 0.00844 | 0.00013 | 0.0031 | 0.00007 | 0.56 | 0.04897 | 0.00172 | 0.05644 | 0.00248 | 0.00836 | 0.00013 | 0.00265 | 0.00004 | 146.0 | 77.0 | 56.0 | 2.0 | 53.7 | 0.8 | 53.4 | 0.8 |
| 24 | 1258 | 594 | 0.47 | 0.05406 | 0.00156 | 0.05855 | 0.00203 | 0.00786 | 0.00015 | 0.00292 | 0.00009 | 0.55 | 0.04609 | 0.00110 | 0.04945 | 0.00170 | 0.00778 | 0.00015 | 0.00256 | 0.00010 | 2.0 | 44.0 | 49.0 | 2.0 | 50.0 | 0.9 | 52.0 | 2.0 |
| 25 | 1676 | 870 | 0.52 | 0.04999 | 0.00113 | 0.04936 | 0.00166 | 0.00716 | 0.00018 | 0.00247 | 0.00008 | 0.74 | 0.04610 | 0.00123 | 0.04529 | 0.00196 | 0.00712 | 0.00018 | 0.00232 | 0.00008 | 3.0 | 49.0 | 45.0 | 2.0 | 46.0 | 1.0 | 47.0 | 2.0 |
| 29 | 2237 | 775 | 0.35 | 0.04929 | 0.00102 | 0.04734 | 0.00149 | 0.00697 | 0.00017 | 0.00256 | 0.00006 | 0.75 | 0.04929 | 0.00102 | 0.04734 | 0.00149 | 0.00697 | 0.00017 | 0.00256 | 0.00006 | 162.0 | 46.0 | 47.0 | 1.0 | 45.0 | 1.0 | 52.0 | 1.0 |
| 30 | 378 | 186 | 0.49 | 0.05327 | 0.00137 | 0.05621 | 0.00171 | 0.00765 | 0.00012 | 0.00256 | 0.00007 | 0.53 | 0.04967 | 0.00209 | 0.05216 | 0.00267 | 0.00761 | 0.00012 | 0.00241 | 0.00004 | 180.0 | 92.0 | 52.0 | 3.0 | 48.9 | 0.8 | 48.6 | 0.7 |
| 32 | 506 | 228 | 0.45 | 0.05526 | 0.00171 | 0.06059 | 0.00216 | 0.00795 | 0.00014 | 0.00283 | 0.00010 | 0.50 | 0.04841 | 0.00231 | 0.05260 | 0.00299 | 0.00788 | 0.00014 | 0.00250 | 0.00006 | 119.0 | 102.0 | 52.0 | 3.0 | 50.6 | 0.9 | 50.0 | 1.0 |
| 34 | 637 | 217 | 0.34 | 0.05507 | 0.00157 | 0.06037 | 0.00199 | 0.00795 | 0.00013 | 0.00301 | 0.00007 | 0.50 | 0.04714 | 0.00157 | 0.05115 | 0.00214 | 0.00787 | 0.00013 | 0.00250 | 0.00006 | 56.0 | 68.0 | 51.0 | 2.0 | 50.5 | 0.8 | 51.0 | 1.0 |
| 35 | 190 | 97 | 0.51 | 0.05268 | 0.00185 | 0.05847 | 0.00225 | 0.00805 | 0.00013 | 0.00283 | 0.00006 | 0.41 | 0.04618 | 0.00164 | 0.05084 | 0.00222 | 0.00798 | 0.00013 | 0.00255 | 0.00007 | 7.0 | 67.0 | 50.0 | 2.0 | 51.3 | 0.8 | 51.0 | 1.0 |
| 38 | 514 | 145 | 0.28 | 0.05778 | 0.00164 | 0.05946 | 0.00196 | 0.00746 | 0.00013 | 0.00301 | 0.0001 | 0.51 | 0.04852 | 0.00196 | 0.04932 | 0.00239 | 0.00737 | 0.00013 | 0.00234 | 0.00005 | 125.0 | 87.0 | 49.0 | 2.0 | 47.4 | 0.8 | 47.0 | 1.0 |
| 39 | 1798 | 715 | 0.40 | 0.04863 | 0.00097 | 0.04543 | 0.00176 | 0.00678 | 0.00022 | 0.00257 | 0.00006 | 0.86 | 0.04863 | 0.00097 | 0.04543 | 0.00176 | 0.00678 | 0.00022 | 0.00257 | 0.00006 | 130.0 | 44.0 | 45.0 | 2.0 | 44.0 | 1.0 | 52.0 | 1.0 |
| 40 | 1717 | 631 | 0.37 | 0.04853 | 0.00104 | 0.04600 | 0.00149 | 0.00687 | 0.00017 | 0.00257 | 0.00006 | 0.75 | 0.04853 | 0.00104 | 0.04600 | 0.00149 | 0.00687 | 0.00017 | 0.00257 | 0.00006 | 125.0 | 47.0 | 46.0 | 1.0 | 44.0 | 1.0 | 52.0 | 1.0 |
| 42 | 1671 | 691 | 0.41 | 0.04666 | 0.00104 | 0.04556 | 0.00148 | 0.00708 | 0.00017 | 0.00249 | 0.00005 | 0.73 | 0.04666 | 0.00104 | 0.04556 | 0.00148 | 0.00708 | 0.00017 | 0.00249 | 0.00005 | 32.0 | 45.0 | 45.0 | 1.0 | 45.0 | 1.0 | 50.0 | 1.0 |
| 43 | 1824 | 666 | 0.37 | 0.04834 | 0.00107 | 0.04721 | 0.00156 | 0.00708 | 0.00017 | 0.00249 | 0.00006 | 0.74 | 0.04834 | 0.00107 | 0.04721 | 0.00156 | 0.00708 | 0.00017 | 0.00249 | 0.00006 | 116.0 | 49.0 | 47.0 | 2.0 | 45.0 | 1.0 | 50.0 | 1.0 |
| 45 | 390 | 126 | 0.32 | 0.05341 | 0.00146 | 0.06012 | 0.00188 | 0.00816 | 0.00012 | 0.00284 | 0.00007 | 0.49 | 0.04950 | 0.00174 | 0.05542 | 0.00235 | 0.00812 | 0.00012 | 0.00257 | 0.00004 | 172.0 | 77.0 | 55.0 | 2.0 | 52.1 | 0.8 | 51.8 | 0.7 |
| 49 | 1215 | 515 | 0.42 | 0.0487 | 0.00097 | 0.05025 | 0.00139 | 0.00748 | 0.00014 | 0.00258 | 0.00005 | 0.69 | 0.04870 | 0.00097 | 0.05025 | 0.00139 | 0.00748 | 0.00014 | 0.00258 | 0.00005 | 133.0 | 47.0 | 50.0 | 1.0 | 48.0 | 0.9 | 52.0 | 1.0 |
| 51 | 598 | 180 | 0.30 | 0.05548 | 0.00117 | 0.06419 | 0.00177 | 0.00839 | 0.00015 | 0.00319 | 0.00009 | 0.64 | 0.04825 | 0.00157 | 0.05530 | 0.00247 | 0.00831 | 0.00015 | 0.00264 | 0.00005 | 111.0 | 75.0 | 55.0 | 2.0 | 53.4 | 1.0 | 53.2 | 0.9 |
| 53 | 1263 | 623 | 0.49 | 0.04816 | 0.00108 | 0.04983 | 0.00155 | 0.00750 | 0.00016 | 0.00240 | 0.00007 | 0.69 | 0.04816 | 0.00108 | 0.04983 | 0.00155 | 0.00750 | 0.00016 | 0.00240 | 0.00007 | 107.0 | 53.0 | 49.0 | 1.0 | 48.0 | 1.0 | 48.0 | 1.0 |
| 55 | 1211 | 423 | 0.35 | 0.04766 | 0.00114 | 0.04802 | 0.00159 | 0.00731 | 0.00017 | 0.00257 | 0.00005 | 0.69 | 0.04766 | 0.00114 | 0.04802 | 0.00159 | 0.00731 | 0.00017 | 0.00257 | 0.00005 | 82.0 | 56.0 | 48.0 | 2.0 | 47.0 | 1.0 | 52.0 | 1.0 |

**Ac0705**

| | ppm | | | MEASURED RATIOS † | | | | | | | | | CORRECTED RATIOS † | | | | | | | | CORRECTED AGES ‡ | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| # An | U | Th | Th/U | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ | Rho | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ |
| 1 | 1182 | 420 | 0.35 | 0.05114 | 0.00163 | 0.05364 | 0.00198 | 0.00761 | 0.00014 | 0.00263 | 0.00009 | 0.5 | 0.04742 | 0.00157 | 0.04952 | 0.00215 | 0.00757 | 0.00015 | 0.00241 | 0.00007 | 70.0 | 72.0 | 49.0 | 2.0 | 48.6 | 0.9 | 49.0 | 1.0 |
| 2 | 1131 | 555 | 0.49 | 0.05254 | 0.00162 | 0.05510 | 0.00201 | 0.00761 | 0.00015 | 0.00272 | 0.00010 | 0.5 | 0.04609 | 0.00136 | 0.04797 | 0.00194 | 0.00755 | 0.00016 | 0.00244 | 0.00009 | 2.0 | 58.0 | 48.0 | 2.0 | 48.5 | 1.0 | 49.0 | 2.0 |
| 4 | 3085 | 1367 | 0.44 | 0.05679 | 0.00316 | 0.06026 | 0.00356 | 0.00770 | 0.00015 | 0.00298 | 0.00020 | 0.3 | 0.04609 | 0.00274 | 0.04827 | 0.00320 | 0.00760 | 0.00016 | 0.00246 | 0.00018 | 2.0 | 125.0 | 48.0 | 3.0 | 48.8 | 1.0 | 50.0 | 4.0 |
| 7 | 1677 | 729 | 0.43 | 0.05349 | 0.00183 | 0.05643 | 0.00243 | 0.00765 | 0.00020 | 0.00274 | 0.00015 | 0.6 | 0.04691 | 0.00228 | 0.04907 | 0.00312 | 0.00759 | 0.00021 | 0.00241 | 0.00011 | 45.0 | 103.0 | 49.0 | 3.0 | 49.0 | 1.0 | 49.0 | 2.0 |
| 9 | 915 | 280 | 0.31 | 0.04868 | 0.00192 | 0.05430 | 0.00245 | 0.00809 | 0.00018 | 0.00276 | 0.00016 | 0.5 | 0.04868 | 0.00192 | 0.05430 | 0.00245 | 0.00809 | 0.00018 | 0.00276 | 0.00016 | 132.0 | 89.0 | 54.0 | 2.0 | 52.0 | 1.0 | 56.0 | 3.0 |
| 10 | 596 | 278 | 0.47 | 0.04734 | 0.00172 | 0.05199 | 0.00220 | 0.00797 | 0.00018 | 0.00256 | 0.00014 | 0.5 | 0.04734 | 0.00172 | 0.05199 | 0.00220 | 0.00797 | 0.00018 | 0.00256 | 0.00014 | 66.0 | 78.0 | 51.0 | 2.0 | 51.0 | 1.0 | 52.0 | 3.0 |
| 11 | 1082 | 459 | 0.42 | 0.05568 | 0.00220 | 0.06195 | 0.00282 | 0.00807 | 0.00018 | 0.00302 | 0.00020 | 0.5 | 0.04671 | 0.00271 | 0.05138 | 0.00350 | 0.00798 | 0.00019 | 0.00254 | 0.00015 | 34.0 | 123.0 | 51.0 | 3.0 | 51.0 | 1.0 | 51.0 | 3.0 |
| 13 | 1002 | 450 | 0.45 | 0.05972 | 0.00204 | 0.06401 | 0.00256 | 0.00777 | 0.00016 | 0.00306 | 0.00019 | 0.5 | 0.04683 | 0.00279 | 0.04935 | 0.00341 | 0.00764 | 0.00017 | 0.00243 | 0.00013 | 40.0 | 126.0 | 49.0 | 3.0 | 49.0 | 1.0 | 49.0 | 3.0 |
| 17 | 1033 | 312 | 0.30 | 0.05050 | 0.00160 | 0.05474 | 0.00220 | 0.00786 | 0.00019 | 0.00268 | 0.00014 | 0.6 | 0.05050 | 0.00160 | 0.05474 | 0.00220 | 0.00786 | 0.00019 | 0.00268 | 0.00014 | 218.0 | 73.0 | 54.0 | 2.0 | 50.0 | 1.0 | 54.0 | 3.0 |
| 22 | 1425 | 563 | 0.39 | 0.05347 | 0.00165 | 0.05532 | 0.00212 | 0.00750 | 0.00017 | 0.00263 | 0.00017 | 0.6 | 0.04848 | 0.00260 | 0.04981 | 0.00326 | 0.00745 | 0.00018 | 0.00236 | 0.00009 | 123.0 | 118.0 | 49.0 | 3.0 | 48.0 | 1.0 | 48.0 | 2.0 |
| 24 | 989 | 414 | 0.42 | 0.04922 | 0.00177 | 0.05557 | 0.00236 | 0.00819 | 0.00018 | 0.00273 | 0.00019 | 0.5 | 0.04922 | 0.00177 | 0.05557 | 0.00236 | 0.00819 | 0.00018 | 0.00273 | 0.00019 | 158.0 | 82.0 | 55.0 | 2.0 | 53.0 | 1.0 | 55.0 | 4.0 |
| 25 | 2311 | 887 | 0.38 | 0.04782 | 0.00154 | 0.04717 | 0.00210 | 0.00715 | 0.00022 | 0.00255 | 0.00016 | 0.7 | 0.04782 | 0.00154 | 0.04717 | 0.00210 | 0.00715 | 0.00022 | 0.00255 | 0.00016 | 90.0 | 72.0 | 47.0 | 2.0 | 46.0 | 1.0 | 51.0 | 3.0 |
| 29 | 2171 | 997 | 0.46 | 0.05058 | 0.00161 | 0.05131 | 0.00220 | 0.00736 | 0.00021 | 0.00264 | 0.00017 | 0.7 | 0.04608 | 0.00147 | 0.04650 | 0.00225 | 0.00732 | 0.00022 | 0.00244 | 0.00014 | 2.0 | 64.0 | 46.0 | 2.0 | 47.0 | 1.0 | 49.0 | 3.0 |
| 30 | 2044 | 803 | 0.39 | 0.04812 | 0.00159 | 0.04746 | 0.00210 | 0.00715 | 0.00021 | 0.00237 | 0.00015 | 0.7 | 0.04812 | 0.00159 | 0.04746 | 0.00210 | 0.00715 | 0.00021 | 0.00237 | 0.00015 | 105.0 | 74.0 | 47.0 | 2.0 | 46.0 | 1.0 | 48.0 | 3.0 |
| 35 | 1185 | 483 | 0.41 | 0.04421 | 0.00173 | 0.04850 | 0.00232 | 0.00796 | 0.00022 | 0.00263 | 0.00016 | 0.6 | 0.04421 | 0.00173 | 0.04850 | 0.00232 | 0.00796 | 0.00022 | 0.00263 | 0.00016 | -60.0 | 80.0 | 48.0 | 2.0 | 51.0 | 1.0 | 53.0 | 3.0 |
| 37 | 950 | 362 | 0.38 | 0.04928 | 0.00169 | 0.05469 | 0.00238 | 0.00805 | 0.00022 | 0.00266 | 0.00016 | 0.6 | 0.04928 | 0.00169 | 0.05469 | 0.00238 | 0.00805 | 0.00022 | 0.00266 | 0.00016 | 161.0 | 78.0 | 54.0 | 2.0 | 52.0 | 1.0 | 54.0 | 3.0 |
| 41 | 1335 | 668 | 0.50 | 0.04714 | 0.00147 | 0.05154 | 0.00208 | 0.00793 | 0.00020 | 0.00249 | 0.00015 | 0.6 | 0.04714 | 0.00147 | 0.05154 | 0.00208 | 0.00793 | 0.00020 | 0.00249 | 0.00015 | 56.0 | 67.0 | 51.0 | 2.0 | 51.0 | 1.0 | 50.0 | 3.0 |
| 42 | 1114 | 473 | 0.42 | 0.06833 | 0.00234 | 0.07758 | 0.00333 | 0.00823 | 0.00021 | 0.00356 | 0.00021 | 0.6 | 0.04967 | 0.00348 | 0.05503 | 0.00467 | 0.00803 | 0.00022 | 0.00254 | 0.00010 | 179.0 | 157.0 | 54.0 | 4.0 | 52.0 | 1.0 | 51.0 | 2.0 |
| 43 | 1045 | 482 | 0.46 | 0.04763 | 0.00156 | 0.05141 | 0.00214 | 0.00783 | 0.00020 | 0.00258 | 0.00015 | 0.6 | 0.04763 | 0.00156 | 0.05141 | 0.00214 | 0.00783 | 0.00020 | 0.00258 | 0.00015 | 81.0 | 73.0 | 51.0 | 2.0 | 50.0 | 1.0 | 52.0 | 3.0 |
| 44 | 1352 | 621 | 0.46 | 0.04813 | 0.00163 | 0.05127 | 0.00219 | 0.00773 | 0.00020 | 0.00258 | 0.00015 | 0.6 | 0.04813 | 0.00163 | 0.05127 | 0.00219 | 0.00773 | 0.00020 | 0.00258 | 0.00015 | 106.0 | 77.0 | 51.0 | 2.0 | 50.0 | 1.0 | 52.0 | 3.0 |
| 48 | 1177 | 465 | 0.39 | 0.04743 | 0.00151 | 0.05046 | 0.00205 | 0.00772 | 0.00020 | 0.00257 | 0.00015 | 0.6 | 0.04743 | 0.00151 | 0.05046 | 0.00205 | 0.00772 | 0.00020 | 0.00257 | 0.00015 | 71.0 | 70.0 | 50.0 | 2.0 | 50.0 | 1.0 | 52.0 | 3.0 |

**Ac0707**

| | ppm | | | MEASURED RATIOS † | | | | | | | | | CORRECTED RATIOS † | | | | | | | | CORRECTED AGES ‡ | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| # An | U | Th | Th/U | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ | Rho | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ |
| 1 | 1519 | 562 | 0.37 | 0.04654 | 0.00181 | 0.04736 | 0.00227 | 0.00738 | 0.00021 | 0.00244 | 0.00007 | 0.58 | 0.04654 | 0.00181 | 0.04736 | 0.00227 | 0.00738 | 0.00021 | 0.00244 | 0.00007 | 26.0 | 73.0 | 47.0 | 2.0 | 47.0 | 1.0 | 49.0 | 1.0 |
| 5 | 885 | 343 | 0.39 | 0.04903 | 0.00199 | 0.05304 | 0.00253 | 0.00785 | 0.00020 | 0.00278 | 0.00007 | 0.53 | 0.04903 | 0.00199 | 0.05304 | 0.00253 | 0.00785 | 0.00020 | 0.00278 | 0.00007 | 149.0 | 86.0 | 52.0 | 2.0 | 50.0 | 1.0 | 56.0 | 1.0 |
| 6 | 2158 | 1036 | 0.48 | 0.04646 | 0.00182 | 0.05193 | 0.00242 | 0.00811 | 0.00021 | 0.00259 | 0.00010 | 0.54 | 0.04646 | 0.00182 | 0.05193 | 0.00242 | 0.00811 | 0.00021 | 0.00259 | 0.00010 | 22.0 | 74.0 | 51.0 | 2.0 | 52.0 | 1.0 | 52.0 | 2.0 |
| 10 | 859 | 581 | 0.68 | 0.04906 | 0.00205 | 0.05359 | 0.00268 | 0.00792 | 0.00022 | 0.00267 | 0.00010 | 0.55 | 0.04906 | 0.00205 | 0.05359 | 0.00268 | 0.00792 | 0.00022 | 0.00267 | 0.00010 | 151.0 | 88.0 | 53.0 | 3.0 | 51.0 | 1.0 | 54.0 | 2.0 |
| 12 | 1057 | 418 | 0.40 | 0.05702 | 0.00211 | 0.06126 | 0.00292 | 0.00779 | 0.00023 | 0.00299 | 0.00014 | 0.63 | 0.04761 | 0.00250 | 0.05053 | 0.00365 | 0.00770 | 0.00024 | 0.00244 | 0.00011 | 80.0 | 104.0 | 50.0 | 4.0 | 49.0 | 2.0 | 49.0 | 2.0 |
| 15 | 978 | 280 | 0.29 | 0.07283 | 0.00326 | 0.07532 | 0.00380 | 0.00750 | 0.00017 | 0.00419 | 0.00025 | 0.46 | 0.04834 | 0.00357 | 0.04844 | 0.00410 | 0.00727 | 0.00018 | 0.00230 | 0.00018 | 116.0 | 148.0 | 48.0 | 4.0 | 47.0 | 1.0 | 47.0 | 4.0 |
| 16 | 837 | 281 | 0.34 | 0.06272 | 0.00254 | 0.06875 | 0.00341 | 0.00795 | 0.00023 | 0.00353 | 0.00019 | 0.58 | 0.04757 | 0.00282 | 0.05115 | 0.00391 | 0.00780 | 0.00024 | 0.00248 | 0.00015 | 78.0 | 117.0 | 51.0 | 4.0 | 50.0 | 2.0 | 50.0 | 3.0 |
| 18 | 1080 | 402 | 0.37 | 0.05415 | 0.00193 | 0.05590 | 0.00245 | 0.00749 | 0.00019 | 0.00281 | 0.00011 | 0.58 | 0.04657 | 0.00194 | 0.04763 | 0.00273 | 0.00742 | 0.00020 | 0.00236 | 0.00011 | 27.0 | 79.0 | 47.0 | 3.0 | 48.0 | 1.0 | 48.0 | 2.0 |
| 20 | 604 | 170 | 0.28 | 0.05403 | 0.00210 | 0.05571 | 0.00269 | 0.00748 | 0.00021 | 0.00305 | 0.00022 | 0.59 | 0.04608 | 0.00197 | 0.04705 | 0.00270 | 0.00741 | 0.00022 | 0.00243 | 0.00021 | 2.0 | 81.0 | 47.0 | 3.0 | 48.0 | 1.0 | 49.0 | 4.0 |
| 21 | 1194 | 425 | 0.36 | 0.04943 | 0.00200 | 0.05172 | 0.00244 | 0.00759 | 0.00018 | 0.00266 | 0.00011 | 0.51 | 0.04943 | 0.00200 | 0.05172 | 0.00244 | 0.00759 | 0.00018 | 0.00266 | 0.00011 | 168.0 | 87.0 | 51.0 | 2.0 | 49.0 | 1.0 | 54.0 | 2.0 |
| 26 | 1218 | 534 | 0.44 | 0.04848 | 0.00219 | 0.05153 | 0.00260 | 0.00771 | 0.00017 | 0.00243 | 0.00010 | 0.45 | 0.04848 | 0.00219 | 0.05153 | 0.00260 | 0.00771 | 0.00017 | 0.00243 | 0.00010 | 123.0 | 95.0 | 51.0 | 3.0 | 50.0 | 1.0 | 49.0 | 2.0 |
| 27 | 858 | 256 | 0.30 | 0.05217 | 0.00218 | 0.05947 | 0.00286 | 0.00827 | 0.00020 | 0.00299 | 0.00012 | 0.5 | 0.04752 | 0.00191 | 0.05387 | 0.00285 | 0.00822 | 0.00020 | 0.00261 | 0.00010 | 75.0 | 81.0 | 53.0 | 3.0 | 53.0 | 1.0 | 53.0 | 2.0 |
| 31 | 968 | 456 | 0.47 | 0.04798 | 0.00226 | 0.05159 | 0.00272 | 0.00780 | 0.00019 | 0.00250 | 0.00008 | 0.45 | 0.04798 | 0.00226 | 0.05159 | 0.00272 | 0.00780 | 0.00019 | 0.00250 | 0.00008 | 98.0 | 96.0 | 51.0 | 3.0 | 50.0 | 1.0 | 50.0 | 2.0 |
| 32 | 2534 | 1339 | 0.53 | 0.04856 | 0.00180 | 0.05036 | 0.00218 | 0.00752 | 0.00017 | 0.00241 | 0.00008 | 0.52 | 0.04856 | 0.00180 | 0.05036 | 0.00218 | 0.00752 | 0.00017 | 0.00241 | 0.00008 | 127.0 | 79.0 | 50.0 | 2.0 | 48.0 | 1.0 | 49.0 | 2.0 |
| 35 | 2114 | 1010 | 0.48 | 0.04778 | 0.00191 | 0.05077 | 0.00237 | 0.00771 | 0.00019 | 0.00250 | 0.00008 | 0.52 | 0.04778 | 0.00191 | 0.05077 | 0.00237 | 0.00771 | 0.00019 | 0.00250 | 0.00008 | 88.0 | 82.0 | 50.0 | 2.0 | 50.0 | 1.0 | 50.0 | 2.0 |
| 37 | 2766 | 1729 | 0.63 | 0.04615 | 0.00164 | 0.04912 | 0.00210 | 0.00772 | 0.00018 | 0.00242 | 0.00007 | 0.56 | 0.04615 | 0.00164 | 0.04912 | 0.00210 | 0.00772 | 0.00018 | 0.00242 | 0.00007 | 5.0 | 66.0 | 49.0 | 2.0 | 50.0 | 1.0 | 49.0 | 1.0 |
| 38 | 1382 | 514 | 0.37 | 0.05015 | 0.00211 | 0.05594 | 0.00264 | 0.00809 | 0.00017 | 0.00291 | 0.00011 | 0.45 | 0.05015 | 0.00211 | 0.05594 | 0.00264 | 0.00809 | 0.00017 | 0.00291 | 0.00011 | 202.0 | 91.0 | 55.0 | 3.0 | 52.0 | 1.0 | 59.0 | 2.0 |
| 41 | 2507 | 1063 | 0.42 | 0.04766 | 0.00191 | 0.05191 | 0.00238 | 0.00790 | 0.00018 | 0.00266 | 0.00009 | 0.49 | 0.04766 | 0.00191 | 0.05191 | 0.00238 | 0.00790 | 0.00018 | 0.00266 | 0.00009 | 82.0 | 82.0 | 51.0 | 2.0 | 51.0 | 1.0 | 54.0 | 2.0 |
| 43 | 2834 | 1453 | 0.51 | 0.04766 | 0.00201 | 0.04947 | 0.00241 | 0.00753 | 0.00018 | 0.00250 | 0.00008 | 0.5 | 0.04766 | 0.00201 | 0.04947 | 0.00241 | 0.00753 | 0.00018 | 0.00250 | 0.00008 | 82.0 | 86.0 | 49.0 | 2.0 | 48.0 | 1.0 | 50.0 | 2.0 |
| 47 | 1142 | 489 | 0.43 | 0.04740 | 0.00193 | 0.05233 | 0.00240 | 0.00801 | 0.00017 | 0.00251 | 0.00009 | 0.46 | 0.04740 | 0.00193 | 0.05233 | 0.00240 | 0.00801 | 0.00017 | 0.00251 | 0.00009 | 69.0 | 82.0 | 52.0 | 2.0 | 51.0 | 1.0 | 51.0 | 2.0 |
| 48 | 1230 | 495 | 0.40 | 0.05448 | 0.00214 | 0.05455 | 0.00245 | 0.00726 | 0.00016 | 0.00267 | 0.00011 | 0.48 | 0.04727 | 0.00207 | 0.04688 | 0.00260 | 0.00719 | 0.00016 | 0.00229 | 0.00008 | 63.0 | 88.0 | 47.0 | 3.0 | 46.0 | 1.0 | 46.0 | 2.0 |
| 53 | 952 | 337 | 0.35 | 0.05932 | 0.00307 | 0.06612 | 0.00380 | 0.00808 | 0.00020 | 0.00322 | 0.00016 | 0.43 | 0.04899 | 0.00301 | 0.05386 | 0.00397 | 0.00797 | 0.00020 | 0.00252 | 0.00009 | 147.0 | 127.0 | 53.0 | 4.0 | 51.0 | 1.0 | 51.0 | 2.0 |
| 54 | 1748 | 702 | 0.40 | 0.04711 | 0.00178 | 0.05071 | 0.00219 | 0.00781 | 0.00016 | 0.00242 | 0.00008 | 0.48 | 0.04711 | 0.00178 | 0.05071 | 0.00219 | 0.00781 | 0.00016 | 0.00242 | 0.00008 | 55.0 | 76.0 | 50.0 | 2.0 | 50.0 | 1.0 | 49.0 | 2.0 |
| 55 | 1609 | 868 | 0.54 | 0.05535 | 0.00241 | 0.06028 | 0.00297 | 0.00790 | 0.00018 | 0.00282 | 0.00010 | 0.47 | 0.04755 | 0.00235 | 0.05129 | 0.00322 | 0.00782 | 0.00018 | 0.00248 | 0.00007 | 77.0 | 100.0 | 51.0 | 3.0 | 50.0 | 1.0 | 50.0 | 1.0 |

**Ac0722**

| | ppm | | | MEASURED RATIOS † | | | | | | | | | CORRECTED RATIOS † | | | | | | | | CORRECTED AGES ‡ | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| # An | U | Th | Th/U | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ | Rho | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | ±1σ | $^{207}Pb/^{235}U$ | ±1σ | $^{206}Pb/^{238}U$ | ±1σ | $^{208}Pb/^{232}Th$ | ±1σ |
| 5 | 1361 | 445 | 0.33 | 0.05732 | 0.00229 | 0.05727 | 0.00257 | 0.00725 | 0.00015 | 0.00258 | 0.00012 | 0.46 | 0.05226 | 0.00293 | 0.05191 | 0.00343 | 0.00720 | 0.00014 | 0.00226 | 0.00004 | 297.0 | 126.0 | 51.0 | 3.0 | 46.3 | 0.9 | 45.7 | 0.9 |
| 9 | 2301 | 921 | 0.40 | 0.04793 | 0.00173 | 0.04889 | 0.00219 | 0.00740 | 0.00020 | 0.00235 | 0.00011 | 0.59 | 0.04793 | 0.00173 | 0.04889 | 0.00219 | 0.00740 | 0.00020 | 0.00235 | 0.00011 | 96.0 | 78.0 | 48.0 | 2.0 | 48.0 | 1.0 | 47.0 | 2.0 |
| 10 | 1397 | 460 | 0.33 | 0.05385 | 0.00244 | 0.05602 | 0.00285 | 0.00754 | 0.00018 | 0.00261 | 0.00011 | 0.45 | 0.05017 | 0.00273 | 0.05191 | 0.00344 | 0.00750 | 0.00017 | 0.00237 | 0.00006 | 203.0 | 121.0 | 51.0 | 3.0 | 48.0 | 1.0 | 48.0 | 1.0 |
| 15 | 1245 | 532 | 0.43 | 0.04255 | 0.00145 | 0.04365 | 0.00179 | 0.00744 | 0.00017 | 0.00238 | 0.00011 | 0.56 | 0.04255 | 0.00145 | 0.04365 | 0.00179 | 0.00744 | 0.00017 | 0.00238 | 0.00011 | -147.0 | 76.0 | 43.0 | 2.0 | 48.0 | 1.0 | 48.0 | 2.0 |
| 23 | 484 | 193 | 0.40 | 0.06240 | 0.00275 | 0.06429 | 0.00310 | 0.00747 | 0.00015 | 0.00278 | 0.00014 | 0.41 | 0.05370 | 0.00371 | 0.05469 | 0.00431 | 0.00739 | 0.00015 | 0.00231 | 0.00004 | 358.0 | 154.0 | 54.0 | 4.0 | 47.4 | 0.9 | 46.7 | 0.9 |
| 28 | 1141 | 475 | 0.42 | 0.04832 | 0.00198 | 0.04963 | 0.00230 | 0.00745 | 0.00016 | 0.00238 | 0.00011 | 0.47 | 0.04832 | 0.00198 | 0.04963 | 0.00230 | 0.00745 | 0.00016 | 0.00238 | 0.00011 | 115.0 | 90.0 | 49.0 | 2.0 | 48.0 | 1.0 | 48.0 | 2.0 |
| 29 | 1752 | 628 | 0.36 | 0.05015 | 0.00177 | 0.05109 | 0.00213 | 0.00739 | 0.00017 | 0.00238 | 0.00011 | 0.53 | 0.05015 | 0.00177 | 0.05109 | 0.00213 | 0.00739 | 0.00017 | 0.00238 | 0.00011 | 202.0 | 81.0 | 51.0 | 2.0 | 47.0 | 1.0 | 48.0 | 2.0 |
| 30 | 1587 | 681 | 0.43 | 0.05055 | 0.00181 | 0.05121 | 0.00217 | 0.00735 | 0.00017 | 0.00239 | 0.00010 | 0.53 | 0.05055 | 0.00181 | 0.05121 | 0.00217 | 0.00735 | 0.00017 | 0.00239 | 0.00010 | 220.0 | 82.0 | 51.0 | 2.0 | 47.0 | 1.0 | 48.0 | 2.0 |
| 37 | 1290 | 461 | 0.36 | 0.04363 | 0.00136 | 0.04596 | 0.00180 | 0.00764 | 0.00018 | 0.00254 | 0.00012 | 0.61 | 0.04363 | 0.00136 | 0.04596 | 0.00180 | 0.00764 | 0.00018 | 0.00254 | 0.00012 | -90.0 | 66.0 | 46.0 | 2.0 | 49.0 | 1.0 | 51.0 | 2.0 |
| 39 | 1117 | 487 | 0.44 | 0.04947 | 0.00228 | 0.05077 | 0.00259 | 0.00744 | 0.00016 | 0.00247 | 0.00012 | 0.43 | 0.04947 | 0.00228 | 0.05077 | 0.00259 | 0.00744 | 0.00016 | 0.00247 | 0.00012 | 170.0 | 103.0 | 50.0 | 3.0 | 48.0 | 1.0 | 50.0 | 2.0 |
| 40 | 1197 | 848 | 0.71 | 0.05253 | 0.00216 | 0.05394 | 0.00256 | 0.00745 | 0.00018 | 0.00245 | 0.00011 | 0.5 | 0.05253 | 0.00216 | 0.05394 | 0.00256 | 0.00745 | 0.00018 | 0.00245 | 0.00011 | 309.0 | 93.0 | 53.0 | 2.0 | 48.0 | 1.0 | 49.0 | 2.0 |
| 44 | 1567 | 719 | 0.46 | 0.04924 | 0.00146 | 0.04856 | 0.00180 | 0.00715 | 0.00016 | 0.00230 | 0.00009 | 0.6 | 0.04924 | 0.00146 | 0.04856 | 0.00180 | 0.00715 | 0.00016 | 0.00230 | 0.00009 | 159.0 | 68.0 | 48.0 | 2.0 | 46.0 | 1.0 | 46.0 | 2.0 |
| 45 | 1703 | 751 | 0.44 | 0.04710 | 0.00195 | 0.04658 | 0.00218 | 0.00717 | 0.00016 | 0.00230 | 0.00009 | 0.47 | 0.04710 | 0.00195 | 0.04658 | 0.00218 | 0.00717 | 0.00016 | 0.00230 | 0.00009 | 54.0 | 87.0 | 46.0 | 2.0 | 46.0 | 1.0 | 46.0 | 2.0 |
| 47 | 860 | 297 | 0.35 | 0.05086 | 0.00226 | 0.05131 | 0.00257 | 0.00732 | 0.00017 | 0.00242 | 0.00009 | 0.46 | 0.05086 | 0.00226 | 0.05131 | 0.00257 | 0.00732 | 0.00017 | 0.00242 | 0.00009 | 234.0 | 101.0 | 51.0 | 2.0 | 47.0 | 1.0 | 49.0 | 2.0 |
| 50 | 1516 | 598 | 0.39 | 0.04953 | 0.00238 | 0.05078 | 0.00261 | 0.00744 | 0.00013 | 0.00275 | 0.00010 | 0.36 | 0.04953 | 0.00238 | 0.05078 | 0.00261 | 0.00744 | 0.00013 | 0.00275 | 0.00010 | 173.0 | 107.0 | 50.0 | 3.0 | 47.8 | 0.8 | 56.0 | 2.0 |
| 53 | 1920 | 876 | 0.46 | 0.04958 | 0.00142 | 0.04972 | 0.00177 | 0.00727 | 0.00015 | 0.00230 | 0.00009 | 0.59 | 0.04958 | 0.00142 | 0.04972 | 0.00177 | 0.00727 | 0.00015 | 0.00230 | 0.00009 | 175.0 | 66.0 | 49.0 | 2.0 | 46.7 | 1.0 | 46.0 | 2.0 |
| 54 | 1580 | 758 | 0.48 | 0.05099 | 0.00191 | 0.05141 | 0.00226 | 0.00731 | 0.00017 | 0.00232 | 0.00010 | 0.52 | 0.05099 | 0.00191 | 0.05141 | 0.00226 | 0.00731 | 0.00017 | 0.00232 | 0.00010 | 240.0 | 85.0 | 51.0 | 2.0 | 47.0 | 1.0 | 47.0 | 2.0 |

Tabla V.6. Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb por LA-ICP-MS. [#An] Número de análisis. † Los errores 1σ reportados son absolutos. ‡ Los errores 1σ reportados son en Ma.

# VII. DISCUSIÓN

En este capítulo se comparan y analizan los resultados presentados, con la finalidad de proponer un modelo petrogenético y evolutivo para el intrusivo de Acapulco. La estructura de la discusión como tal se basa en los aspectos más relevantes en orden ascendente en escala, es decir, de lo más particular a lo más general; al igual que de lo más local a lo más regional.

## *VII.1 Textura rapakivi y mineralogía*

### *VII.1.1 Mineralogía*

Como se describió en capítulos anteriores el intrusivo de Acapulco cuenta con elementos mineralógicos relevantes, así como diagnósticos para aspectos que se considerarán más adelante.

La presencia de fluorita dentro de las fases minerales del intrusivo de Acapulco sugiere condiciones de saturación de halógenos, como es el caso del F. Los granitos de carácter subsaturado en agua se distinguen por los contenidos elevados de halógenos, y en caso de cristalizar una fase hidratada en el magma (Hbl-Bt), propiciará que los halógenos se fraccionen hacia fases de vapor dentro del fundido silicatado (Kilinc y Burnham, 1972; Frost y Frost, 1997). Por otro lado, si el magma es empobrecido en agua, los halógenos serán atrapados en el magma silicatado y su contenido se elevará hasta el punto de saturación y por consiguiente de precipitación en fases como la fluorita (Frost y Frost, 1997). El orden de cristalización observado en las muestras analizadas del intrusivo de Acapulco demuestra que las fases hidratadas (e.g. Hbl y Bt) cristalizaron en etapas tardías (debido al bajo contenido de agua en el sistema magmático) pero siempre antecediendo la cristalización de fluorita. Lo que sugiere que el sobrecrecimiento de Hbl se debió a la actividad de fundidos magmáticos en los últimos estadios de la actividad plutónica del Intrusivo de Acapulco, ya que las muestras de los afloramientos seleccionados se encontraban frescos y en buen estado, además de no encontrarse indicios de alteración hidrotermal como sericitización o cloritización penetrativa y presente en la mayoría de fases minerales.

Trabajos experimentales han podido establecer el efecto del F en sistemas con Kfs. Las implicaciones principales de la ocurrencia de fluorita radican en la disminución de la viscosidad de los magmas, afectando también los coeficientes de partición, y temperatura de fusión entre otros efectos, generando sistemas inestables que tienden a la exsolución (Snow y Kidman, 1991). Lo anterior sugiere ser un factor preponderante en el desarrollo textural de la facies rapakivi del intrusivo de Acapulco, que se discutirá con detalle más adelante.

La probable ocurrencia de dos fases de apatito (pudiéndose tratar de cloroapatito y fluorapatito) corrobora el carácter saturado de halógenos del sistema magmático del intrusivo de Acapulco; sin embargo, estas conjeturas sólo se infieren de acuerdo a lo observado en las láminas delgadas, sin poderse confirmar con análisis directos en los cristales.

La allanita **$[Ca,Ce]_2[Fe^{2+},Fe^{3+}]Al_2O[SiO_4][SiO_7][OH]$** (All) representa otro mineral de gran interés para el presente estudio, puesto que tiene implicaciones generales en las condiciones de cristalización, así como de la evolución química del granito de Acapulco. La All es un mineral común en rocas graníticas, y pertenece al grupo mineral de la epidota, por lo que se puede considerar como una epidota de tierras raras (REE); hospedando preferentemente las tierras raras ligeras (LREE; e.g. Ce, La) en sistemas magmáticos silícicos. De tal manera, que pueden llegar a controlar el comportamiento de las LREE en los magmas graníticos (Deer et al., 1986; Klein, 2002; Gieré y Sorensen, 2004). También se ha documentado que en sistemas de subducción la incorporación de Th a la red cristalina de la All refleja cambios importantes con implicaciones petrogenéticas en los magmas graníticos (Hoshino et al., 2005). Ya que la cristalización de All por encima de los ≈600 °C es el resultado de elevadas concentraciones en REE, Th y Ti en las rocas metaluminosas, que pueden contribuir con el 50-60% de REE, 15-42% de Th y hasta 23% de U (Gieré y Sorensen, 2004). Las LREE en la All dependen directamente del contenido de $Al_2O_3$ total del magma en relación a contenidos totales de $Na_2O$, $K_2O$ y CaO, por la sustitución parcial de $Na^+$ a $Ca^{2+}$ y ($Fe^{2+}$, $Fe^{3+}$, $Mg^{2+}$) por Al (Klein, 2002; Gieré y Sorensen, 2004).

Por otro lado, experimentos y análisis en muestras geológicas con All han permitido establecer las temperaturas máximas de cristalización en 800 °C para rocas calcoalcalinas (Chesner y Ettlinger, 1989; Gieré y Sorensen, 2004), lo que crea campos de estabilidad restringidos principalmente por la temperatura. En todo caso, la cristalización de la All en el intrusivo de Acapulco concuerda con dichas restricciones (~700° C), sugiriendo que se llevó a cabo en equilibrio termodinámico.

### *VII.1.2 Textura rapakivi*

El origen de cristales de feldespato potásico (Kfs) inmersos en un manto de plagioclasa, mejor conocida como textura rapakivi, ha sido centro de gran debate desde su propuesta y definición por Sederlholm en (1891) y Vorma (1976) en (Stimac y Wark, 1992). En el sentido estricto, un granito con textura rapakivi cuenta con Kfs en forma de ovoides rodeados por un anillo de plagioclasa ($Ab_{90-70}$). Pero por otro lado, cuando el Kfs forma cristales euhedrales se denomina textura pseudo-rapakivi o rapakivi *sensu lato* (Dempster el at., 1994).

Los granitos rapakivi en general son parte de grandes complejos plutónicos con gran variedad composicional y textural con comportamientos bimodales, ya que por lo general se encuentran asociados a cuerpos de composición máfica (gabros y dioritas), en los que es posible encontrar evidencias de mingling entre los magmas

máficos y félsicos; de igual forma se encuentran asociados enjambres de diques máficos, enclaves magmáticos máficos, *schlieren*, zonas interdigitadas y más evidencias de hibridación (Stimack y Wark, 1992; Calzia y Ramö, 2005). Si bien, el granito de Acapulco es de dimensiones moderadas (*stock*) muestra evidencias claras de interacciones entre dos magmas muy diferentes como se dijo en capítulos previos (e.g. Mingling, EMM, Diques máficos). Sin embargo, los diagramas de variación composicional de elementos mayores muestran correlaciones simples con puntos de inflexión que corresponden al inicio y fin de cristalización de fases minerales, por lo que dicha interacción de magmas no afectó la química del intrusivo en general.

La mayoría de los magmas graníticos que generan la textura rapakivi son metaluminosos, y en ocasiones peraluminosos subsaturados en agua, y su emplazamiento se lleva a cabo a temperaturas relativamente altas (Haapala y Rämö, 1990; Emslie, 1991; Stimac y Wark, 1992). Esto se documenta con base a la secuencia de cristalización, datos experimentales y análisis químicos; que si bien no están disponibles en su totalidad para el intrusivo de Acapulco, sí existen evidencias de esta naturaleza. Tales como el carácter metaluminoso a ligeramente peraluminoso, el contiene relictos Opx-Cpx y los resultados de la termometría, que ubican la temperatura de cristalización a ~700 °C.

Varios han sido los modelos propuestos para la formación de la textura rapakivi; en general se centran en procesos magmáticos, o bien, en cambios drásticos en las condiciones de cristalización del intrusivo (Dempster et al., 1994). Los procesos magmáticos más recurrentes son la exsolución, inmiscibilidad de dos fluidos, reemplazamiento metasomático, mezcla de magmas o asimilación de rocas máficas y degasificación de un magma saturado en fluidos (Stimack y Wark, 1992; Dempster et al., 1994; Ramö y Haapala, 1996; Frost y Frost, 1997; Calzia y Ramö, 2005). Sin embargo, existen inconsistencias en dicho modelos ya que en su mayoría argumentan la resorbción del Kfs, como irregularidades en los patrones de cristalización y las texturas generadas. Aunado a esto, los granitos rapakivi son por lo general subsaturados en agua y en muchos casos de grandes dimensiones volumétricas (Ramö y Haapala, 1996); poniendo en duda la veracidad de la mezcla de magmas a tal escala con las implicaciones térmicas en dicho mecanismo (Dempster et al., 1994). Por otro lado, los modelos que involucran procesos denominados *subsolidus* presentan algunos problemas para exsolver plagioclasa sódica del Kfs dadas las bajas tasas de difusión de los álcalis en los Kfs (Dempster et al., 1994). Sin embargo, como se mencionó previamente, la saturación de halógenos contribuye en gran medida a la exsolución de los Kfs alterando las ya mencionadas tasas difusivas catiónicas (Snow y Kidman, 1991), generando de este modo las condiciones para el desarrollo de los mantos de Ab y texturas pertíticas (Dempster et al., 1994; Calzia y Ramö, 2005). Esto sugiere ser el mecanismo principal para la generación de la textura rapakivi en el intrusivo de Acapulco. Varios autores han identificado este proceso como determinante en otros granitos rapakivi en el mundo (Dempster et al., 1994; Ramö y Haapala, 1996; Frost y Frost, 1997; Calzia y Ramö, 2005).

Por tal motivo, la cristalización del intrusivo de Acapulco se inició a temperaturas elevadas con el Kfs como primera fase anhidra (posterior a los relictos de Px) (fig. VII.1A), a medida que se inició la cristalización de las fases hidratadas (Bt-Hbl), la concentración de halógenos (e.g. F) en el magma fue incrementándose hasta el punto de saturación, afectando la viscosidad y difusión del Na y K, volviendo a los cristales de Kfs inestables e iniciando la exsolución de oligoclasa (fig. VII.1B). El sistema sobresaturado de F aceleró el proceso de exsolución extrayendo Ab hacia los bordes de los cristales, y dejando la oligoclasa en textura lamellae (fig. VII.1C). Finalmente, se inició la cristalización de Ab en mantos a partir de los bordes corroídos del Kfs, aunque las texturas en lamelas están constituidas de oligoclasa, algunos cristales de Kfs presentan microcristales de Ab al no haber sido expulsada por completo del interior del Kfs, posiblemente influenciado por la precipitación de la fluorita en las etapas mas tardías de la cristalización del plutón. Como resultado de este proceso el granito de Acapulco desarrolló su característica textura rapakivi (fig. VII.D). Cabe señalar, que la Ab que no se encuentra formando los mantos de la textura rapakivi proviene del magma del intrusivo de Acapulco.

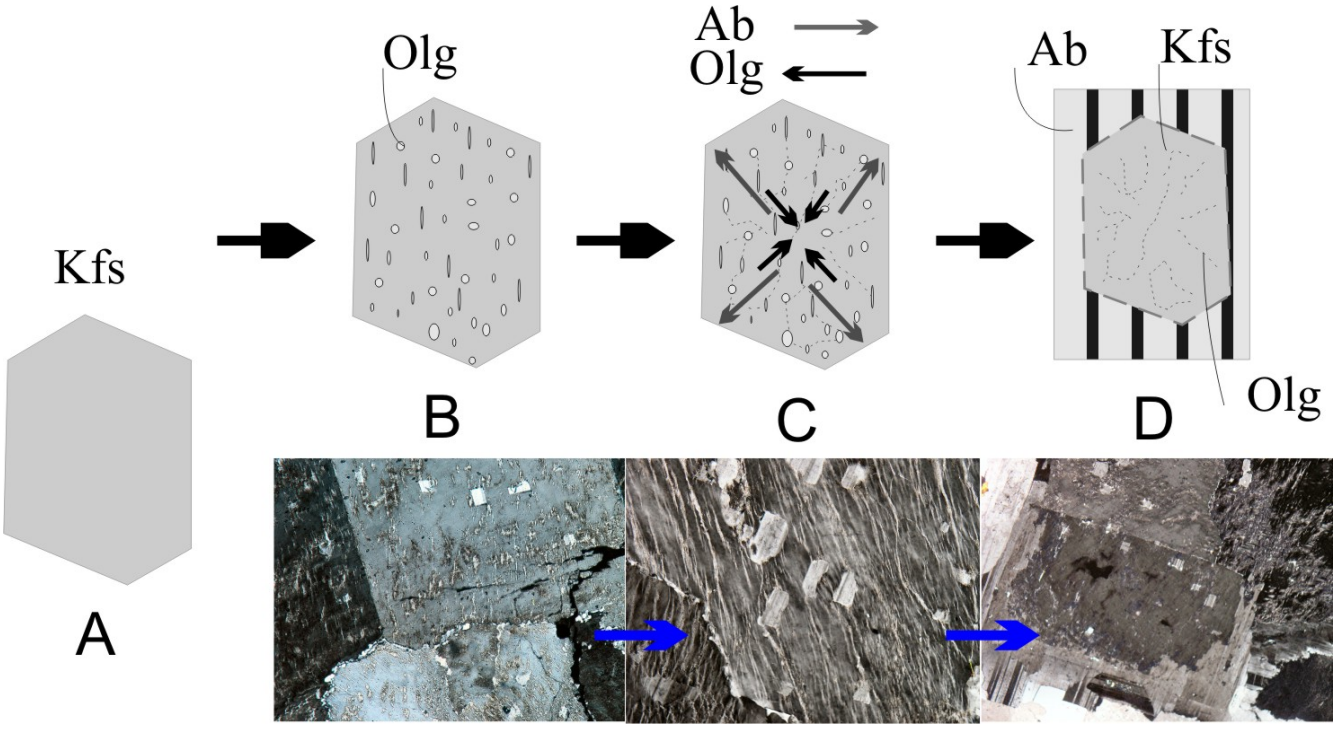



Figura VII.1. Desarrollo de la textura rapakivi. A) Kfs antes de la exsolución. B) Inicio de exsolución de Oligoclasa. C) Desarrollo de lamellae (Olg) y exsolución hacia los bordes de Ab. D) Desarrollo del manto de plagioclasa (Ab) y la textura rapakivi, el borde punteado del Kfs representa contactos corrosivos por la exsolución.

### *VII.2 Magmatismo alcalino (¿granito tipo A?)*

Distintivamente las rocas graníticas ricas en potasio, que poseen firmas isotópicas correspondientes al manto, que también se presentan en el magmatismo intracontinental (zonas de rift) y ambientes post-colisionales y en la

mayoría de los casos postdatan la deformación convergente, son emplazadas a profundidades relativamente someras y han sido nombradas del tipo A (*anorogenico*). Muchas de las rocas tipo A (*A-type*) suelen ser granitos hipersolvus que contienen un solo feldespato de composición alcalina, o en su defecto, Kfs pertítico y/o Kfs inmersos en mantos de plagioclasa sódica (textura rapakivi), cuyas condiciones reflejan bajas presiones de cristalización (Anderson 1983; Kemp y Hawkesworth, 2007). Este tipo de rocas pueden ser débilmente peralimunosas a metaluminosas y contienen Hbl principalmente como mineral máfico. Los relictos de fases anhidras como piroxeno u olivino están presentes, así como la cristalización tardía (intersticial) de Bt y anfíbol, en ambos casos contienen altas concentraciones de F (Kemp y Hawkesworth, 2007).

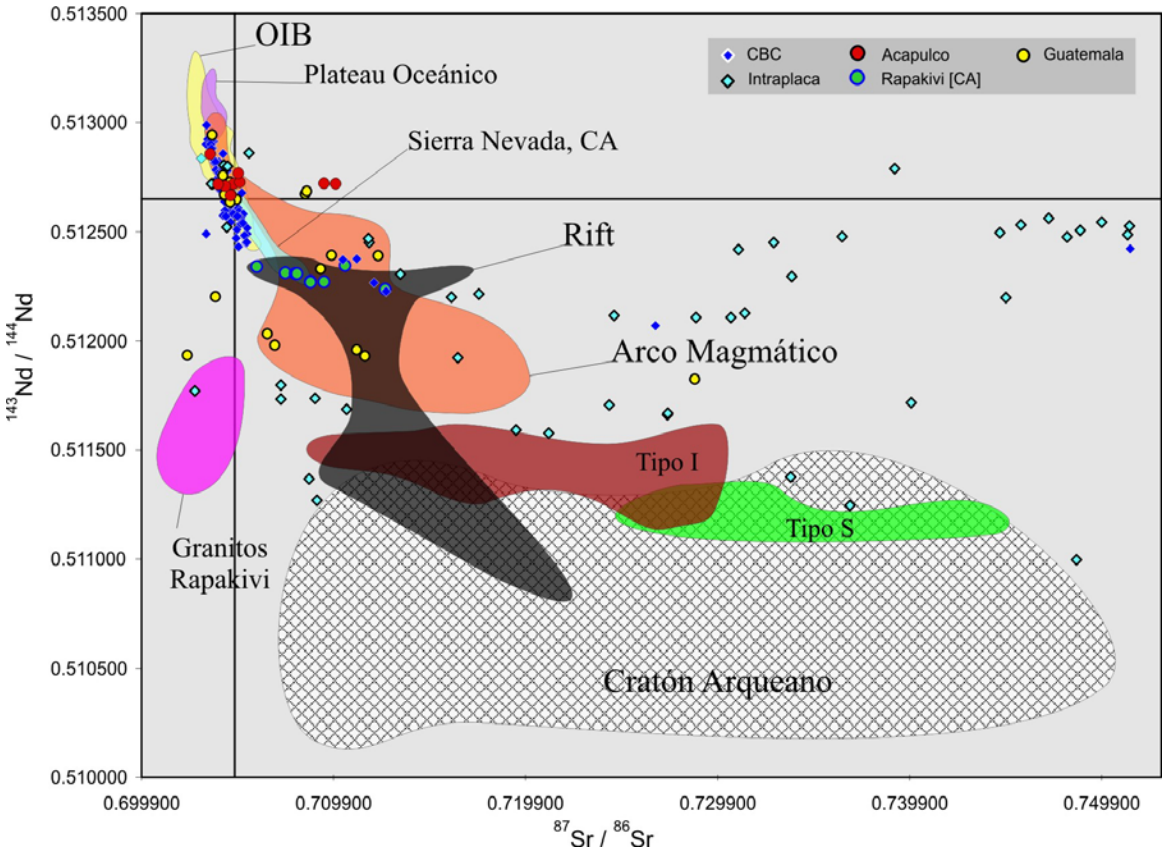



Figura VII.2. Diagrama isotópico $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{143}Nd/^{144}Nd$ de diferentes *suites* magmáticas. Datos: CBC (Cinturón Batolítico Costero) (Schaaf, 1990; Morán-Zenteno, 1992; Hernández-Bernal, 1996), Rapakivi (CA) (Calzia y Ramö, 1995), Guatemala (Solari *sin publicar*), (Intraplaca, Plateau oceánico, Rift, Arco magmático, Cratón arqueano) (GEOROC: Nohl y Sarbas, 1999; Sarbas et al., 2006), Granitos rapakivi (Ramö et al., 1996). Sierra Nevada (California) (NAVDAT: Walker et al., 2006), Granitos Tipo I,-S (McCulloch y Chappell, 1982).

Todos los elementos que conciernen al intrusivo de Acapulco, y que se han descrito en los capítulos anteriores parecen ajustarse a los comportamientos mencionados de los granitos tipo A. Y esto es lo que ha despertado la mayor especulación de la naturaleza y evolución del plutón en cuestión, debido al ambiente tectónico en el que

se encuentra. Sin embargo, analizando y comparando las rocas pertenecientes al intrusivo de Acapulco con diferentes suites magmáticas en sus composiciones isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{143}Nd/^{144}Nd$ queda en entredicho el comportamiento tipo A (fig. VII.2). Ya que las rocas que representan los magmas más primitivos del intrusivo de Acapulco (dioritas) tienen características de arco y se despliega junto a arcos magmáticos continentales como el de la Sierra Nevada de California y el Cinturón Batolítico Costero de México (CBC), además de un compendio mundial de granitos y granodioritas de arco.

Por otro lado, los granitos rapakivi de Finlandia llamados a ser los clásicos granitos tipo A con la mencionada textura, tienen relaciones isotópicas de Sr-Nd muy diferentes a las presentadas por el intrusivo de Acapulco, ya que por su complejidad no se ajustan al arreglo del manto (Haapala y Ramö, 1990; Ramö y Haapala, 1996; Ramö, 1999) (fig. VII.2). Por su parte el intrusivo de Acapulco se sobrepone isotópicamente al campo de los Basaltos de Islas Oceánicas (OIB), lo que sugiere fuentes mantélicas enriquecidas (e.g, EM-II) o bien una fuerte similitud con la corteza continental y los sedimentos continentales envueltos en el proceso de subducción (Zindler y Hart, 1986). Dicha similitud será tratada más adelante con mayor detalle, pero es importante denotar que la composición del intrusivo de Acapulco es acorde a rocas pertenecientes a la corteza continental originada por subducción (fig. VII.3).

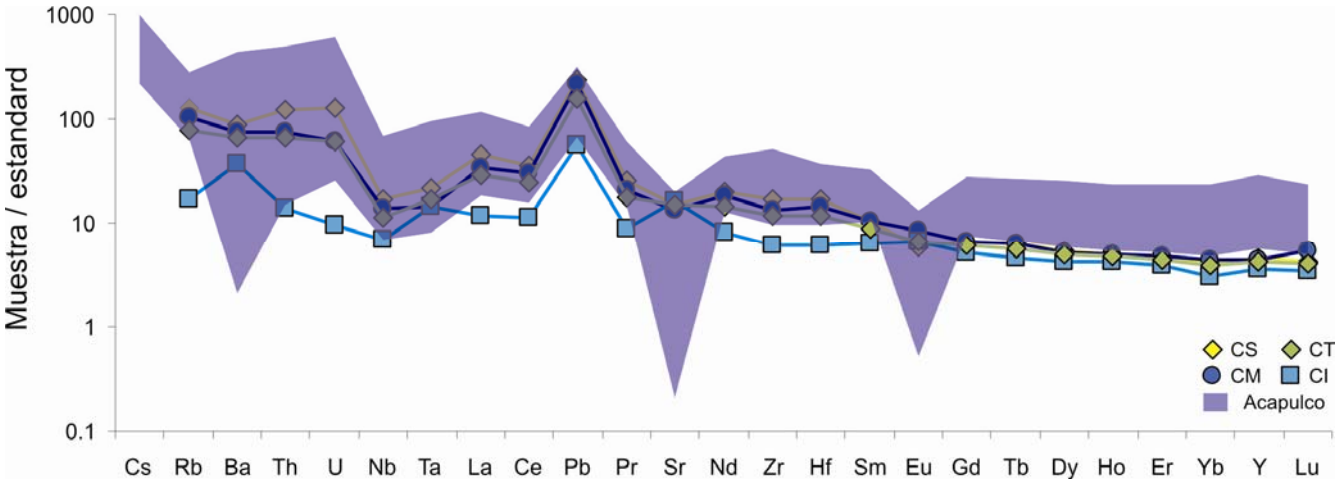



Figura VII.3. Diagrama multielemental *spider* de elementos traza de la suite del Intrusivo de Acapulco comparados con valores de la Corteza Continental (Kemp y Hawkesworth, 2007), normalizados con respecto al Manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). CS (corteza superior), CT (corteza total), CM (corteza media), CI (corteza inferior).

El empobrecimiento de Ca, Ba, Sr y Eu implica cristalización fraccionada o fusión dentro del campo de estabilidad de la plagioclasa (fig. VII.3), que podrían generar el enriquecimiento en elementos incompatibles (Kemp y Hawkesworth, 2007). En el caso del intrusivo de Acapulco, el proceso predominante que se propone es la cristalización fraccionada de plagioclasa y feldespato (fig. VII.3).

Los enriquecimientos extremos en HFSE (especialmente Zr, Nb) también son características distintivas de los granitos tipo A; lamentablemente un diagrama de variación entre $SiO_2$ y Zr no es capaz de discriminar entre varias suites de arco magmático, de granitos tipo A y las muestras del intrusivo de Acapulco (fig. VII.4A). Al aplicar el factor M (Watson y Harrison, 1983), que es la relación atómica $M = \frac{Na + K + (2 \cdot Ca)}{Si \cdot Al}$ que tiende a ser notablemente mayor en los granitos tipo A debido a su menor contenido de Ca. Se puede aprovechar en los magmas no peralcalinos la relación directamente proporcional que existe entre M y la temperatura de saturación del Zr (Watson y Harrison, 1983; Kemp y Hawkesworth, 2007). En este caso la suite del intrusivo de Acapulco se identifica en su mayoría como de arco y no como perteneciente a los granitos tipo A (fig. VII.4B).

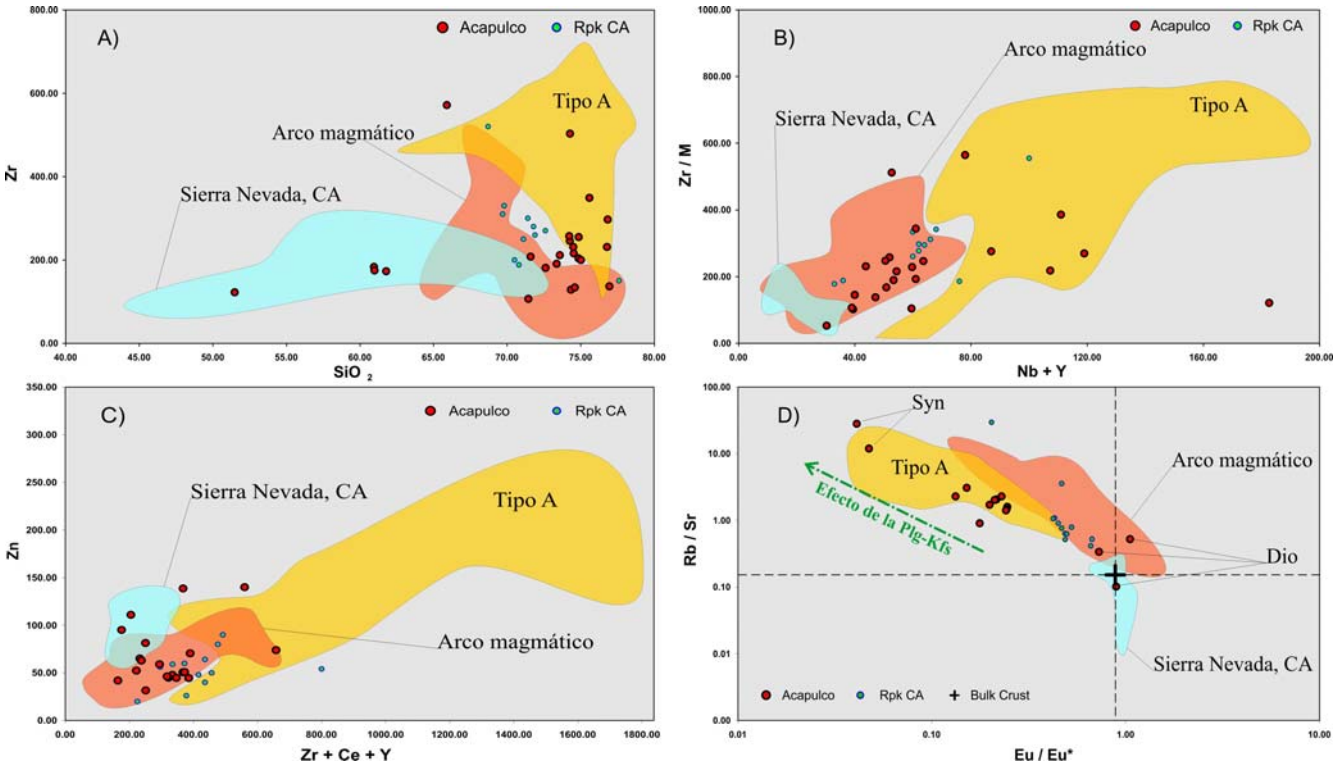



Figura VII.4. Diagramas multielementales de identificación de granitos tipo A. A) Variación $SiO_2$ vs Zr (ppm). B) Relación Nb+Y vs Zr/M (Kemp y hawkesworth, 2007). C) Determinante Zr+Ce+Y vs Zn. D) Efecto de la plagioclasa en el comportamiento de elementos traza por anomalía de Eu (Eu/Eu*) con respecto a Rb/Sr (Kemp y Hawkesworth, 2007). Datos: Rpk CA (Granitos rapakivi, California) (Calzia y Ramö, 1995), Arco magmático (GEOROC: Nohl y Sarbas, 1999; Sarbas et al., 2006), Sierra Nevada (California) (NAVDAT: Walker et al., 2006), Granitos tipo A (Whalen et al., 1987), *Bulk Crust* (Corteza total) (Kemp y Hawkesworth, 2007). Syn (cuarzo sienita), Dio (dioritas).

Ahora bien, se ha considerado que los granitos tipo A se distinguen por valores elevados de Zn, así como de la relación Ga/Al que ha sido considerada como diagnóstica (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987). Esta última es sin embargo muy variable (2.03-3.32) para el intrusivo de Acapulco, y no permite una correcta identificación.

Por lo que al graficar Zr+Ce+Y vs Zn que son elementos distintivos, queda evidente el comportamiento del intrusivo de Acapulco difiriendo de los granitos tipo A y por el contrario, comportándose de forma similar a los granitos tipo I y a las rocas de arco ya que las concentraciones de Zn, Zr, Ce, Y no son lo suficientemente altas (fig. VII.4C).

Sin embargo, existe una convergencia composicional entre los granitos mataluminosos (e.g. tipo I) fuertemente fraccionados y los granitos tipo A (Whalen et al., 1987; Eby, 1992; Kemp y Hawkesworth, 2007). Los comportamientos de los elementos traza en este tipo de rocas como las relaciones crecientes Rb/Sr (Frost y Frost, 1997), Rb/Ba, Ga/Al y las concentraciones decrecientes de Ba, Sr, Zr, Y y Ce pueden ser diagnósticas del comportamiento adoptado de granito tipo A producto de intensa cristalización fraccionada (Whalen et al., 1987) (fig. VII.4C-D). Para el caso del Eu, la magnitud de la anomalía negativa de Eu (Eu/Eu*) representaría una medición indirecta del grado de fraccionamiento de feldespatos (Eby, 1992) (fig. VII.4D). En contraste, los granitos tipo A (*s.s.*) no muestran evidencias de fraccionamiento muy fuerte, ya que los contenidos altos de HFSE no necesariamente se encuentran acompañados de valores altos de Rb/Sr o Rb/Ba (Whalen et al., 1987) (fig. VII.4), en todo caso, el intrusivo de Acapulco no presenta concentraciones tan elevadas de HFSE, y aunado a esto, las relaciones Rb/Sr son muy elevadas (e.g 0.1-3.08).

Las concentraciones de Y, Ce y Nb por sí solas, graficadas en un diagrama ternario presentan las muestras del intrusivo de Acapulco con comportamientos similares al del magmatismo tipo A2 según Eby (1992) (fig. VII.5A). Sin embargo, las concentraciones de Th en el intrusivo de Acapulco caen dentro del campo de los granitos I y S (fig. VII.5B), con lo que se corrobora la idea del comportamiento adquirido de granito tipo A, por medio del fraccionamiento de feldespatos (Eby, 1992).

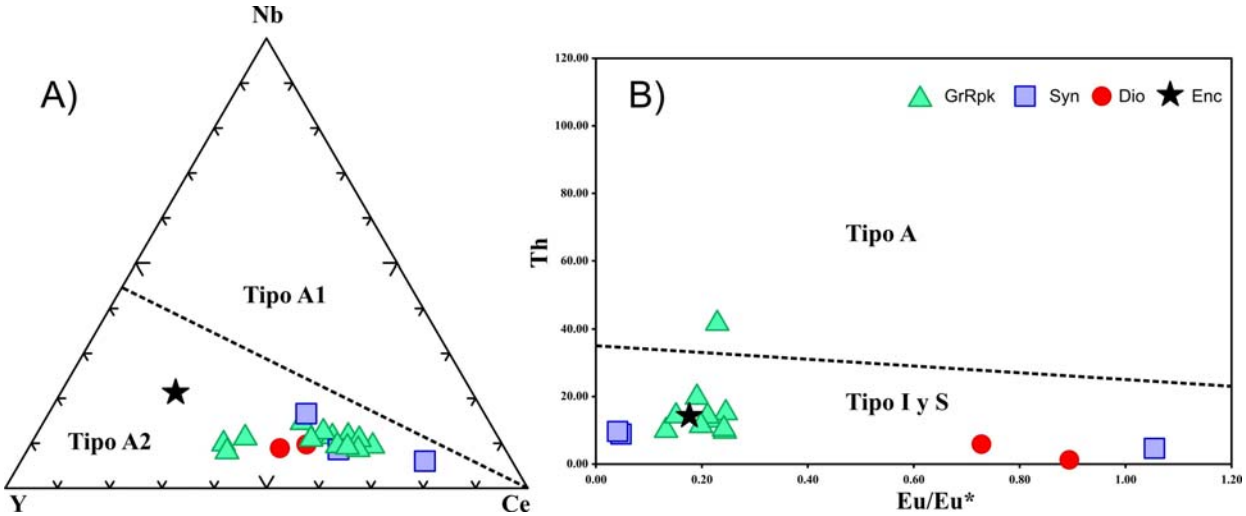



Figura VII.5. Identificación de granitos tipo A (Eby, 1992). A) Diagrama ternario Y-Nb-Ce. B) Diagrama Eu/Eu* vs Th de identificación de tipología de granitos. GrRpk (granito rapakivi), Syn (cuarzo sienita), Dio (dioritas), Enc (enclave máfico).

Los granitos tipo A incluyendo las variedades más metaluminosas y peraluminosas; es decir, aquellas que adoptaron su comportamiento tipo A, cuentan con composiciones isotópicas mas o menos primitivas (εNd>0) como parece ser el caso de intrusivo de Acapulco. Del mismo modo que es posible encontrar poca asimilación y/o contaminación cortical (Kemp y Hawkesworth, 2007). Aunque esto último parece ser un proceso poco significativo de acuerdo a lo visto hasta el momento (e.g. $^{143}Nd/^{144}Nd$, fig. VII.2), pero que será tratado con más detalle a continuación.

### *VII.3 Petrogénesis del intrusivo de Acapulco*

Una vez que se determinó la naturaleza del intrusivo de Acapulco es necesario poder establecer la petrogénesis del mismo, con la finalidad de conocer las fuentes involucradas en el sistema magmático que originaron este cuerpo tan particular.

Como hemos visto a lo largo de este trabajo, la subducción es el proceso tectónico predominante en la génesis del intrusivo de Acapulco y queda corroborado con las relaciones Ba/Nb que muestran una cierta dispersión en la señal de subducción al igual que arcos magmáticos típicos como las Islas Marianas, o bien, la Sierra Nevada de California (Elliott et al., 1997; Walker et al., 2006). El mismo comportamiento es apreciado en diversas muestras pertenecientes al CBC (Schaaf, 1990; Herrmann et a., 1994; Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996; Morán-Zenteno et al., 1996; Correa-Mora, 1997; Martiny et al., 2000; Hernández-Pineda, 2006) (fig. VII.6A).

Las relaciones Nb/Ta (7.81-19.62) del intrusivo de Acapulco son más elevadas que las mostradas por los basaltos de dorsales oceánicas al igual que las concentraciones de Th (Ce/Th 1.65-22.58). Esto permite suponer que el magma del intrusivo de Acapulco sufrió un aporte químico vía sedimentos en subducción o contaminación cortical (fig. VII.6E). Sin embargo, como veremos más adelante los sedimentos jugaron un papel preponderante en la química del magma del intrusivo de Acapulco (fig. VII.6).

Las subsecuentes interrogantes dentro de la evolución de este granito serían ¿Qué tanto intervino la corteza continental? Y ¿Cuáles fueron los procesos durante el ascenso del magma hasta su emplazamiento en niveles de la corteza superior?

Las relaciones tan elevadas Rb/Sr aunadas con los empobrecimientos de Sr, Ba y Eu indican que el magmatismo del intrusivo de Acapulco es bastante evolucionado, lo que implica que la diferenciación del magma se pudo desarrollar en niveles corticales superiores (fig. VII.6A). Por ende, hay dos escenarios posibles para la evolución del intrusivo de Acapulco: 1) la cristalización fraccionada (Kemp y Hawkesworth, 2007) y 2) la fusión parcial de corteza de composición tonalítica-granodiorítica (Frost y Frost, 1997).

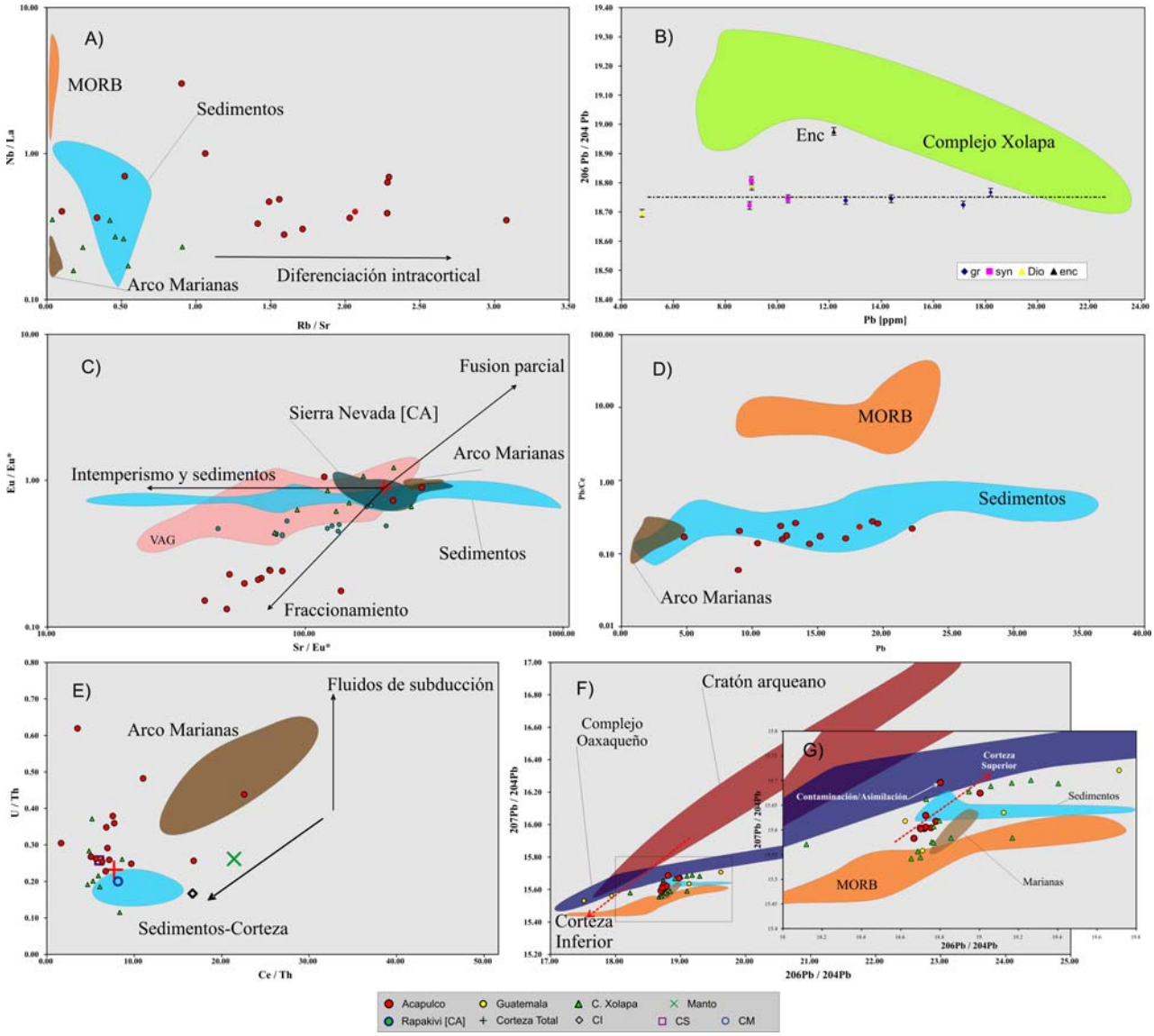



Figura VII.6. Diagramas de identificación de procesos. A) Proceso intracortical Rb/Sr vs Nb/La. B) Gráfica de Pb vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ C) Anomalía de Eu, Sr/Eu* vs Eu/Eu*. D) Componente de sedimentos, Pb vs Pb/Ce. E) Influencia de Sedimentos Ce/Th vs U/Th. F) Comportamiento de los isótopos de Pb en diferentes rocas comparadas con el Batolito de Acapulco. G) Detalle de figura F. Datos: Cratón arqueano (Bickle et al., 1983; Bickle et al., 1993), Complejo Oaxaqueño (Solari et al., 2004), Guatemala (Solari, *sin publicar*), Complejo Xolapa (Herrmann et al.1994; Pérez-Gutiérrez et al., *en prensa*), MORB (Gorard et al, 2008), Arco de las Marianas (Elliott et al., 1997), Sedimentos (Elliott et al., 1997).

Por las anomalías de Eu/Eu* (0.04-1.05) es posible identificar al fraccionamiento de feldespatos como el principal proceso desarrollado durante el ascenso del magma (fig. VII.6C), corroborando así la evolución correspondiente a la textura rapakivi. Dicho fraccionamiento pudo desarrollarse en diferentes estadios (previo, durante y posterior al emplazamiento), gracias a la baja viscosidad producto de la alta temperatura y los altos contenidos de F, los ascensos pueden ser rápidos desde las fuentes magmáticas profundas hasta llegar a los

niveles someros de la corteza y en algunos casos con carácter subvolcánico (Qiu et al., 2005). También resulta interesante que las muestras del intrusivo de Acapulco se despliegan dentro del campo que se forma entre el fraccionamiento y los datos de sedimentos (fig. VII.6C). Esto queda corroborado con las gráfica Pb vs Pb/Ce y Ce/Th vs U/Th (fig. VII6D,E), que permiten identificar la firma de contribución de sedimentos en subducción.

Por otro lado, los valores $^{143}Nd/^{144}Nd$ sugieren una liga importante con magmas primitivos, por lo que es muy probable que el magma parental del intrusivo de Acapulco haya interactuado con rocas máficas pertenecientes a base de la corteza inferior, que pudieron segregarse del manto mucho tiempo antes (e.g. $\tau_{Nd}$ 495-790 Ma), con excepción del enclave magmático (2.7 Ga) que representa una mezcla entre un pulso máfico y el granito rapakivi (Arndt y Goldstein, 1987; Barbarin, 2005).

Existen elementos para suponer que la contaminación y asimilación de la corteza antigua no fue un factor predominante en la evolución del intrusivo de Acapulco. En general por los valores positivos εNd, y la ausencia de núcleos heredados con edades características de los basamentos circundantes como el Complejo Xolapa ~130-170 Ma (Solari et al., 2007; Pérez-Gutiérrez et al., *en prensa*), o el Complejo Oaxaqueño ~900Ma (Solari et al., 2004). También al construir una gráfica de Pb (ppm) vs $^{206}Pb/^{204}Pb$, en la que utilizando un elemento tan móvil como el Pb es más sencillo identificar posibles contaminaciones; el intrusivo de Acapulco se muestra a lo largo de una recta por ser de carácter cogenético. Se puede distinguir también entre el campo del Complejo Xolapa y el intrusivo de Acapulco, que los comportamientos son muy diferentes entre sí, con lo que se descarta la contaminación cortical. Únicamente es posible identificar contaminación por parte del basamento (C. Xolapa) en el Enc (fig. VII.6B). Este comportamiento es reiterado en los isótopos de Pb comparados con entes geológicos de mayor escala (fig. VII.6F), donde queda clara que la participación de los sedimentos en subducción es mayor en comparación con la corteza continental, representada en este caso por el Complejo Oaxaqueño (corteza media e inferior) y el Complejo Xolapa (corteza superior) (fig. VII.6G).

## VII.4 Evolución del intrusivo de Acapulco e implicaciones tectónicas

A lo largo de un par de décadas, el intrusivo de Acapulco se ha considerado una anomalía regional en el sur de México, por su edad, textura, y naturaleza química. Sin embargo, el presente estudio permite proponer una historia evolutiva, que considera que el intrusivo de Acapulco no es una anomalía geológica; por el contrario, es el resultado de los procesos geológicos y tectónicos que se proponen a continuación.

### *VII.4.1 Magmatismo paleocénico (~50 Ma) y la evolución magmática de la margen sur de México*

La migración propuesta por Schaaf et al. (1995) hacia el este en cuanto a la disminución de las edades del magmatismo se ha visto cuestionada en años recientes (Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Keppie et al., *en prensa*; Morán-Zenteno et al., *en prensa*). Dicho cuestionamiento está basado en la obtención de resultados por medio de la implementación de técnicas geocronológicas más confiables como U-Pb en zircones (e.g. LA-ICP-MS), lo que permite identificar edades de cristalización. De tal forma, que graficando la edades magmáticas (obtenidas en fechas recientes) del CBC el magmatismo se presenta en forma discontinua, pero sin un patrón preferencial que sugiera la migración propuesta en un principio por Schaaf et al., (1995) (fig. VII.7).

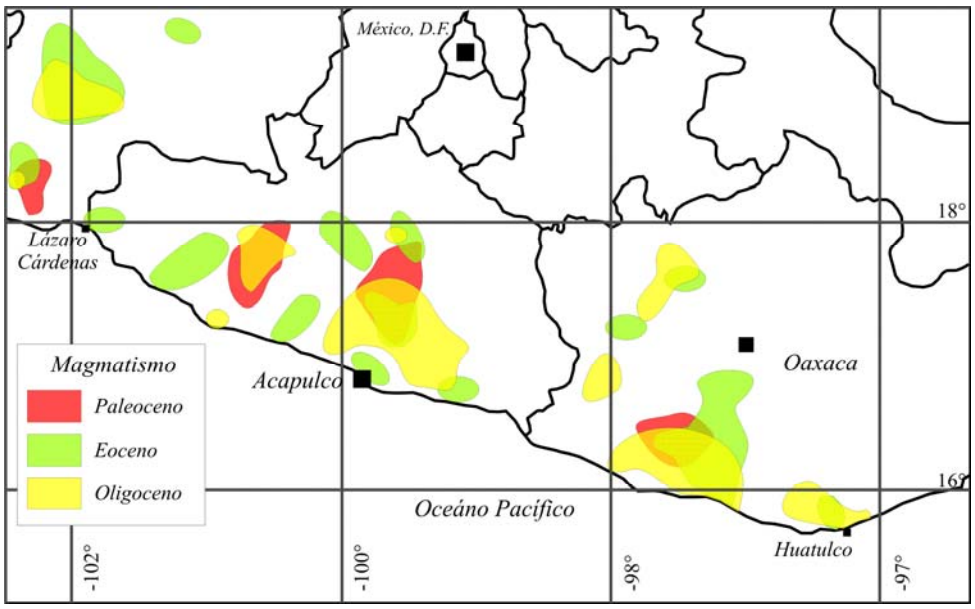



Figura VII.7. Mapa de la margen pacífico del sur de México (Michoacán-Guerrero-Oaxaca). Eventos magmáticos durante el Paleógeno.

Nuevos estudios han identificado un pulso tectonotérmico paleocénico entre 50 y 60 Ma en diferentes localidades del CBC, especialmente en la parte que comprende al estado de Guerrero entre Zihuatanejo y Acapulco-Marquelia (Ducea et al., 2004; Morán-Zenteno et al., 2005; Hernández-Pineda, 2006; Solari, et al., 2007; Morán-Zenteno et al., 2007; Martini, 2008; Valencia et al., *en prensa*) (fig. VII.8A,B,C). Este episodio magmático se presenta como el segundo en importancia en cuanto a distribución se refiere, por detrás del episodio del Oligoceno-Mioceno y puede considerarse como un evento de carácter regional en el que la naturaleza del magmatismo fue muy variada. Para el sector comprendido entre Tierra Colorada y Acapulco, los comportamientos de los patrones de elementos traza de granitoides de edad entre 60 y 50 Ma (Las Piñas [LP], El Salitre [S]) no soportan un origen en común con el intrusivo de Acapulco, por lo que mecanismos tectónicos diferentes debieron haber ocurrido en un periodo de tiempo relativamente corto (~5 Ma) (fig. VII.7E). Por su parte, los intrusivos LP y S (granito I y S respectivamente [Hernández-Pineda, 2006]) presentan evidencias que sugieren fraccionamiento de granate en sus patrones de HREE (Dy/Yb ~2.43) a diferencia del intrusivo de

Acapulco, que no muestra este comportamiento (fig. VII.8A), que se puede deducir a través de la interacción de los magmas con niveles de la corteza más fértiles como la corteza media (e.g. "Complejo Xolapa") (Davidson et al., 2007).

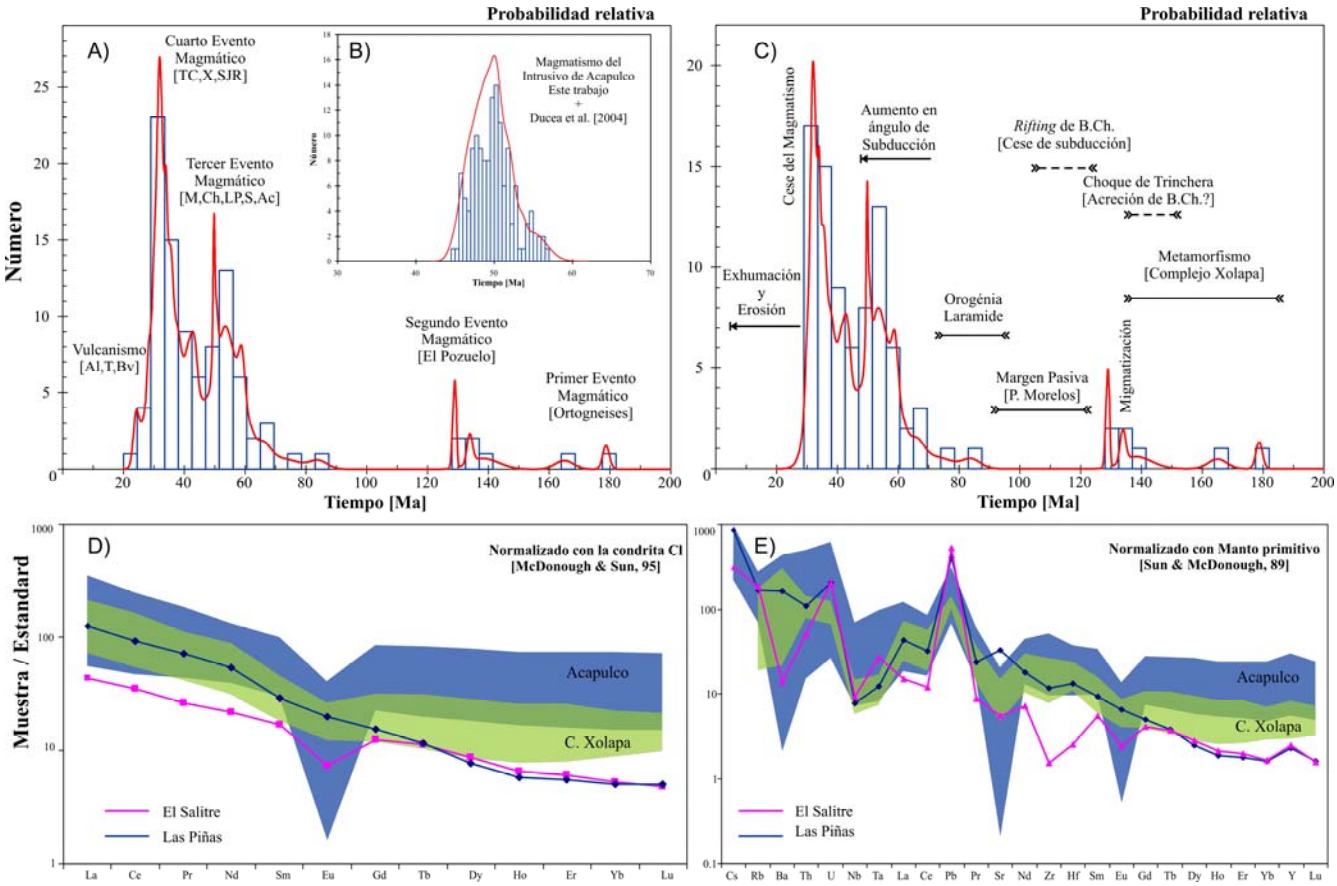



Figura VII.8. A) Eventos magmáticos sobresalientes (geocronología U-Pb, Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar). B) Evento magmático del Intrusivo de Acapulco (U-Pb) con datos Ducea et al., (2004). C) Eventos tectónicos registrados por geocronología U-Pb con zircones en el estado de Guerrero. D) Diagrama multielemental *spider* de REE comparando el magmatismo entre 50-60 Ma. E) Diagrama multielemental *spider* de elementos traza comparando el magmatismo de 50-60 Ma. Datos: Alba-Aldave et al., 1998; Bellon et al., 1982; Correa-Mora 1997; De Cserna, 1981; De Cserna y Fries, 1981; Ducea et al., 2004; Guerrero et al., 1978; Hernández-Pineda, 2006; Hernández-Treviño et al., 1996; Herrmann et al., 1994; Linares y Urrutia-Fucugauchi, 1981; Morán-Zenteno, 1992; Morán-Zenteno et al., 1998; Murillo y Torres, 1987; Ortega-Gutiérrez 1980; Pérez-Gutiérrez et al., *en prensa*; Schaaf, 1990; Solari et al., 2007; Valencia et al., *en prensa*.

### *VII.4.2 Emplazamiento, exhumación e implicaciones*

Las determinaciones termobarométricas del presente trabajo permiten la construcción de curvas de exhumación a partir de diversos estudios y condiciones geológicas previamente establecidas. Al ajustar el valor máximo de profundidad en el emplazamiento obtenido en el presente trabajo (e.g. 10 km), con los valores determinados en el Complejo Xolapa para los últimos 20 Ma con termocronología (U-Th)/He en Ap (e.g. 3 km,

Ducea et al., 2004) se pueden establecer dos tasas de exhumación, en la cual existe un primer periodo de mayor exhumación a razón de 0.23 km/Ma para experimentar posteriormente una disminución del 34.7% situándose en 0.15 km/Ma de manera uniforme para toda la margen que compete al Complejo Xolapa (fig. VII.9).

Al graficar en la escala de tiempo el evento térmico representado por los intrusivos más jóvenes en el sector (Tierra Colorada, Xaltianguis y San Juan del Reparo) con edades de cristalización que van de los ~32 Ma a los 34 Ma (Herrmann et al., 1994; Ducea et al., 2004, Hernández-Pineda, 2006), se puede corroborar la curva de exhumación máxima propuesta, ya que las características geoquímicas, mineralógicas y texturales de los intrusivos mencionados sugieren que difícilmente pudieron emplazarse más allá de los 6 km de profundidad (fig. VII.9). En especial el plutón de Tierra Colorada que se encuentra intrusionando a calizas de la Formación Morelos que únicamente al contacto con el cuerpo intrusivo presenta metamorfismo (Solari et al., 2007). Por otra parte, se puede considerar la determinación de profundidad anterior de 17 km (Morán-Zenteno et al., 1996), como una sobreestimación producto de la ausencia de corrección por temperatura en el geobarómetro de Al total en Hbl.

Estas nuevas estimaciones junto con datos recientes (e.g. Martini, 2008) sugieren que la profundidad de emplazamiento de los plutones determinada en toda la margen pacífica de México necesitan una revisión y revaloración; por lo que este estudio hace un llamado a la realización sistemática de trabajos termobarométricos en los plutones costeros del Pacífico mexicano.

Para el tiempo en el que el Intrusivo de Acapulco se emplazó, existen evidencias fehacientes a escasos 20 km al norte del desarrollo de un régimen transtensivo, cuya mayor expresión se centra en la zona de cizalla La Venta con desplazamiento normal de componente lateral izquierda, fechada entre los 45-50 Ma (Hernández-Pineda, 2006; Solari et al., 2007). Es factible que este evento tectónico, que pudo ser producido por la convergencia oblicua de las Placas Farallón y Norteamérica, propiciara la creación de espacio en la corteza superior que permitió el ascenso y emplazamiento del Intrusivo de Acapulco sin verse afectado por dicho evento de deformación, ya que carece de deformación dúctil. Este tipo de fenómenos han sido documentados ampliamente en zonas de cizalla mayores y han permitido proponer un mecanismo de emplazamiento de los intrusivos en regímenes activos y más complejos que lo que se pensaba antes (Hutton et al., 1990, Vigneresse, 1995a; Vigneresse, 1995b, Petford et al., 2000). Aunado a esto, las dimensiones del intrusivo de Acapulco sustentan la idea del emplazamiento en una zona afectada por deformación conjugada, ya que los granitos que se emplazan en regimenes extensivos cuentan con múltiples raíces, limitando su extensión a franjas delgadas o cuerpos tabulares (Vigneresse, 1995a).

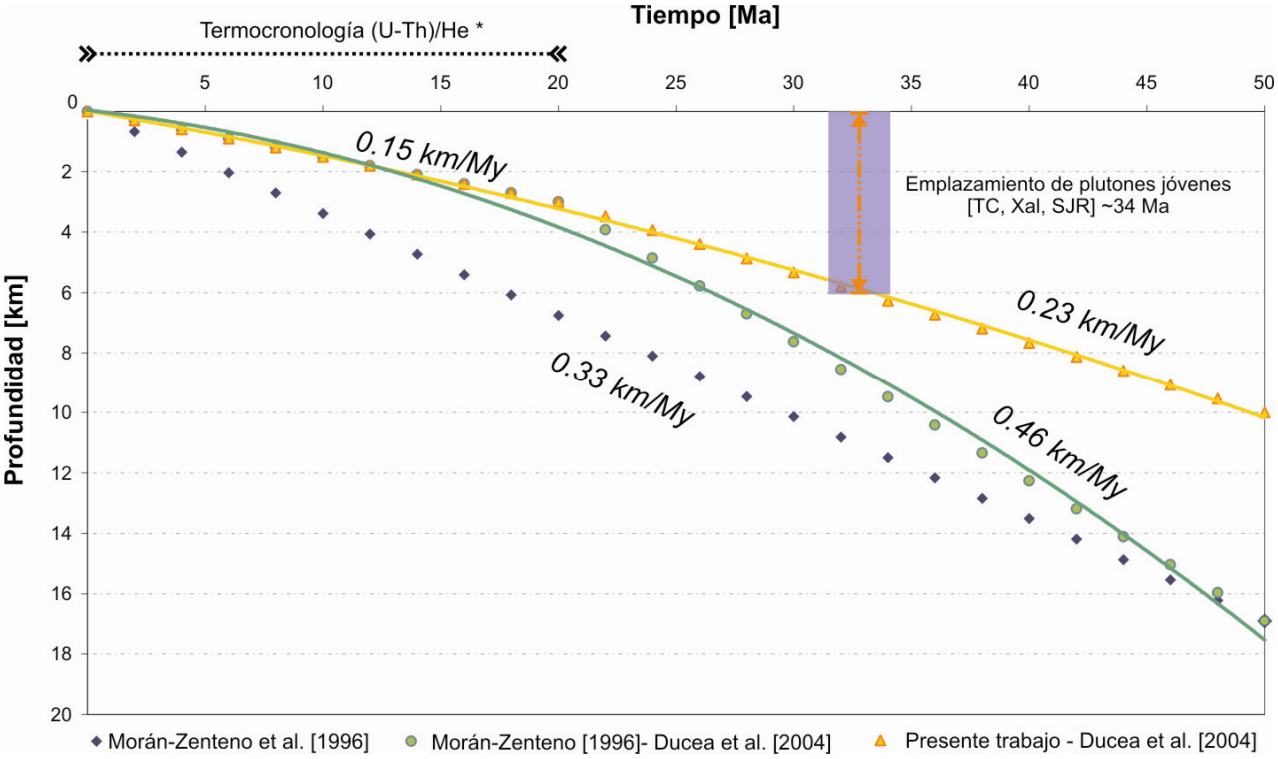



Figura VII.9. Trayectoria de exhumación del Intrusivo de Acapulco. Termocronología (U-Th)/He (Ducea et al., 2004). Edades de los intrusivos más jóvenes (Herrmann et al., 1994, Ducea et al., 2004., Hernández-Pineda, 2006). Estimación previa de barometría (Morán-Zenteno, 1996). Plutones: (TC) Tierra Colorada, (Xal) Xaltianguis, (SJR) San Juan del Reparo.

También es bien sabido que la deformación ayuda al transporte, segregación y emplazamiento de los magmas cuyos órdenes de tiempo oscilan de acuerdo al ambiente tectónico; para el caso en cuestión basado en las estimaciones en años de Petford et al. (2000) la fusión parcial de la zona MASH y segregación del magma se debió dar en el rango de $10^2$-$10^5$ y $10^6$-$10^3$ años respectivamente, inclinándose al límite superior por ser el más adecuado para un proceso de *underplating*. Posteriormente el ascenso del magma vía diques y conductos alimentadores se desarrolló en el órden máximo de $10^2$ años y finalmente el emplazamiento en órdenes $10^2$-$10^4$ años. Estas estimaciones concuerdan con el modelo de las zonas calientes en la generación de magmas intermedios y silícicos de Annen et al. (2006) con la que se puede proponer finalmente la evolución del Intrusivo de Acapulco.

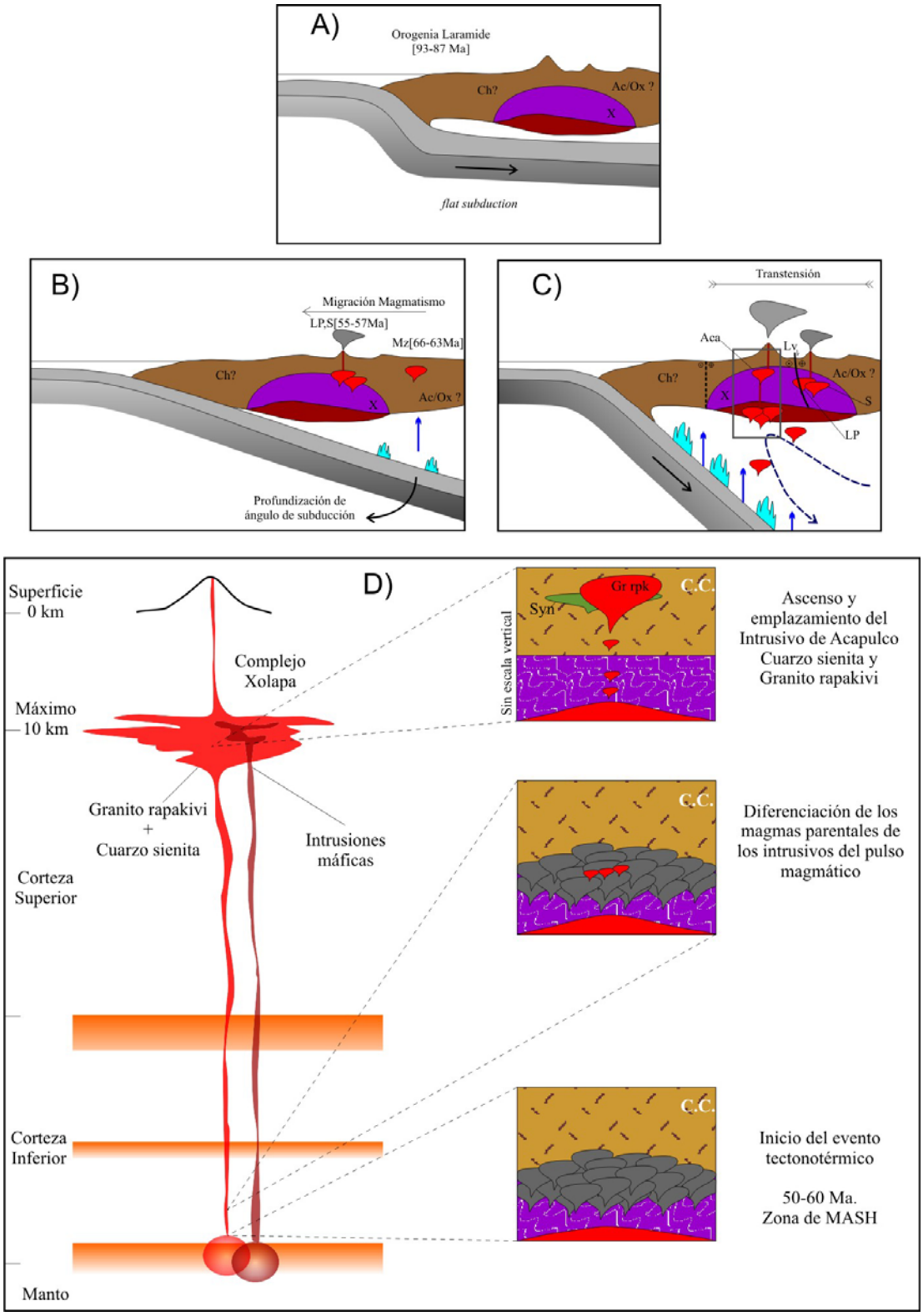



Figura VII.10. Evolución tectonomagmática del sur de México en las proximidades de Acapulco. AcOx: C. Acatlán y C. Oaxaqueño, X: C. Xolapa, Ch: Bloque Chortís, Mz: Mezcala, LP: Las Piñas, S: El Salitre, Lv: La Venta, Aca: Acapulco, GrRpk: Granito rapakivi, Syn: Cuarzo sienita.

### *VII.4.2 Evolución*

Posterior a la Orogenia Laramide, caracterizada en la zona por una subducción de bajo ángulo (*flat subduction*) (Solari et al., 2007, Cerca et al., 2007) (fig. VII.10A), la migración del magmatismo del interior del continente hacia la costa en dirección N-S comprendida entre Mezcala y Acapulco, sugiere que existió un incremento en el ángulo de subducción, iniciando a 68 Ma y terminando después de los 50 Ma (Meza-Figueroa et al., 2003; Solari et al., 2007) (fig. VII.10B,C). Este reacomodo en la geometría de subducción propició la elevación del gradiente geotérmico y por ende, la generación de los magmas del pulso tectonotérmico entre los 60-50 Ma (Hernández-Pineda, 2006; Solari et al., 2007). Dicho pulso inició con el alojamiento de magmas en la base de la corteza (zona de MASH) producto de la deshidratación de los sedimentos en subducción y la subsecuente fusión de la cuña del manto (fig. VII.10D,E).

Sin embargo, el ascenso y emplazamiento de LP y S ocurrió un par de millones de años antes, por lo que no fue sino hasta el desarrollo de la zona de transtensión (50-45 Ma, Hernández-Pineda, 2006; Solari et al., 2007) representada por la zona de cizalla La Venta, producto de la convergencia oblícua entre las placas Farallón y de Norteamérica, que se pudo generar el espacio necesario para el ascenso rápido del intrusivo de Acapulco. La diferenciación final y el emplazamiento del intrusivo de Acapulco a ~50 Ma y ~700 °C a un máximo de 10 km de profundidad (fig. VII.10D); comenzando por la facies cuarzo sienítica, que volumétricamente fue menor en proporción al granito rapakivi y se encuentra restringida a las márgenes exteriores del intrusivo de Acapulco (fig. VII.10E).

Finalmente el intrusivo de Acapulco continuó su cristalización fraccionada a la par de la deformación de La Venta, enriqueciendo el residuo en volátiles como el F que desequilibraría a los Kfs dando así el origen a la textura rapakivi, para registrar al final una edad de enfriamiento de 43.4 ± 0.9 Ma (320°C, Schaaf, 1990; Morán-Zenteno et al., 1996) a medida que se fue exhumando a razón de 0.23 km/Ma en conjunto con el Complejo Xolapa.

## VIII. CONCLUSIONES

- El intrusivo de Acapulco fue originado por magmas metaluminosos a ligeramente peraluminosos cuyas características químicas son típicas de magmas de arco, como las concentraciones elevadas de HFSE, Rb y Th que descartan la idea de ser un intrusivo alcalino anorogénico que se tenía anteriormente. El carácter alcalino fue adoptado por medio de la cristalización fraccionada de feldespatos. Esto se encuentra evidenciado por las concentraciones decrecientes de Ba, Sr, Zr y Ce, así como por la magnitud de la anomalía negativa de Eu (Eu/Eu*).
- La textura rapakivi caracterísitica de la facies granítica del intrusivo de Acapulco, es el resultado de las condiciones fisicoquímicas de los magmas que dieron lugar a este plutón. La cristalización fraccionada de Plg y Kfs en un magma subsaturado en agua, permitió la cristalización tardía de fases hidratadas como Bt y Hbl, generando un aumento en la concentración de halógenos (e.g. F) hasta el punto de saturación, en el que la difusión del Na y K en los feldespatos, y la viscosidad del magma se vieron afectados. Dicho proceso volvió inestables los feldespatos que se exsolvieron, generando los distintivos mantos de Plg sódica en los bordes de los cristales de Kfs.
- La edad establecida por medio del método U-Pb en zircones en este trabajo (~50 Ma) representa el primer fechamiento sistemático de la facies granítica del intrusivo de Acapulco. Estudios recientes permiten ubicar al intrusivo de Acapulco dentro del evento magmático entre los 50 y 60 Ma, que es considerado como el segundo en importancia en la zona, por su distribución geográfica. Por lo que geocronológicamente el intrusivo de Acapulco no debe ser considerado una anomalía en ahora en adelante.
- La profundidad de emplazamiento del intrusivo de Acapulco se estableció en un máximo de 10 km a una temperatura promedio de ~700 °C, que resulta aproximadamente la mitad de lo antes estimado. En conjunto con otros trabajos se establecieron dos etapas de exhumación para este plutón: 1) 0.23 km/Ma hasta los 20 Ma, y 2) 0.15 km/Ma hasta la actualidad. Dichas determinaciones permiten suponer que las tasas de exhumación, erosión y reciclamiento de sedimentos en subducción necesitan una nueva revaloración con estudios de termobarometría sistemáticos en toda la margen sur de México.

- Los magmas que dieron origen al intrusivo de Acapulco fueron generados por procesos de subducción, y son procedentes de la cuña del manto. Cuentan con una firma química de aportación de los sedimentos en subducción (Pb/Ce y Nb/Ta). Dichos magmas no presentan evidencias de contaminación y/o asimilación cortical significativa, pues sus relaciones isotópicas de Pb son muy diferentes con respecto a los basamentos circundantes (C. Xolapa y C. Oaxaqueño).
- La migración N-S del magmatismo desde el interior del continente hacia la costa, corresponde al aumento del ángulo de subducción en la margen del Pacífico mexicano que sucedió posterior a la orogenia Laramide, caracterizada por subducción de bajo ángulo. La subducción oblicua entre la placa Farallón y la de Norteamérica originó el desarrollo de una zona de transtensión que propició la generación de espacio y zonas de debilidad cortical. Dichas debilidades permitieron el ascenso rápido de los magmas del intrusivo de Acapulco y su emplazamiento a los ~50 Ma a ~10 km de profundidad.

# IX.
# . REFE RENCIAS


Alaníz-Álvarez, S.A. y Ortega-Gutiérrez, F., 1997. Geología y petrología del Complejo Xolapa, en la barranca de Xolapa, estado de Guerrero. Boletín de Mineralogía, Sociedad Mineralógica Mexicana, v.13(1): 3-32.

Allen, C.M., y Barnes, C.G., 2006. Ages and some cryptic sources of Mesozoic plutonic rocks in the Klamath Mountains, California and Oregon. En: Snoke, A.W., y Barnes, C.G. (eds.). Geological studies in the Klamath Mountains province, California and Oregon: A volume in honor of William P. Irwin. Geological Society of America Special Paper 410: 223–245.

Andersen, 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report $^{204}$Pb. Chemical Geology, v. 192: 59-79.

Anderson, J.L., 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. Geological Society of America Memories, v. 161: 133-154.

Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. En: Brown, M., Candela, P.A., Peck, D.L., Stephens, W.E., Wlaker, R.J., y Zen, E-an. (eds). The Third Hutton Symposium on the Origin of the Granites and Related rocks. Geological Society of America Special Paper 315: 125-138.

Anderson, J.L. y Smith, D.R., 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. American Mineralogist, v. 80:549-559.

Annen, C., Blundy, J.D., y Sparks, S.J., 2006. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. Journal of Petrology: 1-35

Armstrong, J. T., 1991. Quantitative elemental analysis of individual microparticles with electron beam instruments. In K. F. J. Heinrich and D. E. Newbury, Electron Probe Quantitation. Plenum Press, New York: 261-315.

Arndt, N., y Goldstein, S.L., 1987. Use and abuse of crust-formation ages. Geology, v. 15: 893-895.

Barbarin, B., 1988. Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint Julien-la-Vêtre Monzogranite (Nord Forez, Massif Central, France). Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25: 49-59.

Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. Lithos, v. 80: 155-177.

Bellon, H., R.C. Maury, y Stephan J.F., 1982. Dioritic basement of site 493 (Leg 66): Petrology, geochemistry and geodynamics. Initial Rep. Deep Sea Drilling Project, 66: 723-730.

Bickle, M.J., Bettenay, M.E., Barley, M.E., Chapman, N.A., Groves, D.I., Campbell, I.H., y De Laeter, J.R.. 1983. A 3500 Ma Plutonic and Volcanic Calc-alkaline province in the Archean Esat Pilbara Block. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 84: 25-35.

Bickle, M.J., Bettenay, M.E., Chapman, N.A., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Campbell, I.H., y De Laeter, J.R., 1993. Origin of the 3500-3300 Ma Calc-alkaline rocks in the Pilbara Archean: Isotopic and geochemical constrains from the Shaw Batholith. Precambrian Research, v. 60: 117-149.

Calva-Guerra, R., 1996. Naturaleza petrológica y geoquímica del intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero. Tesis de Licenciatura, FI-UNAM, 76pp.

Calzia, J.P., y Ramö, T., 2005. Miocene rapakivi granites in the southern Death Valley region, California, USA. Earth-Science Reviews, v. 73: 221-243.

Campa, M. F., y Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20: 1040-1051.

Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., e Iriondo, A., 2007. Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction. Tectonics, v. 26 (TC3007): 1-34.

Chappell, B.J., y White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, v. 8: 173-174.

Chesner, C.A., y Ettlinger, A.D., 1989. Composition of volcanic allanite from the Toba tuff, Sumatra, Indonesia. American Mineralogist, v. 74: 750-758.

Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., y Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 80: 189-200.

Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., y Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. En: Hanchar, J.M. y Hoskin, P.W.O. (eds). Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53: 469-500.

Correa-Mora, F., 1997. Estudio Petrológico y Geoquímico del Complejo Intrusivo de Xaltianguis, Guerrero, México. Tesis de Licenciatura, UNAM, 50 pp.

Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., Dosseto, A., 2007. Amphibole "sponge" in arc crust?. Geology, v. 35 (9): 787-790.

De Cserna, Z., 1965. Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur, entre Chilpancingo y Acapulco. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, v. 62, 75 pp.

Deer, W.A., Howie, R.A., y Zussman, J., 1986. Allanite. Rock-forming minerals, 2nd ed. Longman Scientific and Technical, v. 1B: 151-179.

Dempster, T.J., Jenkin, G.R., y Rogers, G., 1994. The Origin of Rapakivi Texture. Journal of Petrology, v.35 (4): 963-981.

Dickinson, W.R. y Lawton, T.F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. Geological Society of America Bulletin, v.113 (9): 1142-1160.

Ducea, M., Gehrels, G., Shoemaker, S., Ruíz, J. Valencia, V., 2004. Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology. Geological Society of America Bulletin, v. 116(7-8): 1016-1025.

Ducea, M., Valencia, V., Shoemaker, S., Reiners, P., DeCelles, P.G., Campa, M.F., Morán-Zenteno, D., y Ruiz, J., 2004. Rates of sediment recycling beneath the Acapulco trench: Constrians from (U/Th)/He Thermochronology. Journal of Geophysical Research, v. 109: B09404 (1-11).

Ducea, M., Gehrels, G., Shoemaker, S., Ruíz, J. Valencia, V., 2006. Reply to: Solari, L.A y Schaaf, P., 2006. Discussion of: Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology by Ducea, M., Gehrels, G., Shoemaker, S., Ruíz, J. Valencia, V.. Geological Society of America Bulletin 118(5-6):764-767.

Eby, N., 1992. Chemical subdivision of the A-Type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology, v. 20 (7): 641-644.

Eiler, J.M., 2007. On the Origins of Granites. Science, v. 315: 951-952.

Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., y Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. Journal of Geophysical Research, v. 102 (B7) :14991-15019.

Emslie, R.F., 1991. Granitoids of rapakivi-anorthosite and related associations. Precambrian Research, v.51: 173-192.

Engebretson, D.C., Cox, A., Gordon, R.G., 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. Geological Society of America, Special Paper 206, 64 pp.

Frost C.D. y Frost, B.R., 1997. Reduced rapakivi-type granites: The tholeiite connection. Geology, v. 25 (7): 647-650.

Georoc Data base. Max-Planck-Institut für Chemie. Mainz. Alemania (http://georoc.mpch-mainzgwdg.de/georoc).

Gieré, R., y Sorensen, S., 2004. Allanite and other REE-rich Epidote-group minerals. En: Liebscher, A., y Franz, G. (eds) . Reviews in Mineralogy & Geochemistry, v. 56: 431-493.

Gorard, M., Lagabrielle, Y., y Harvey, O.A., 2008. Geochemistry of the higly depleted peridotites drilled at ODP Sites 1272 and 1274 (Fifteen-Twenty Fracture zone, Mid-Atlantic Ridge): Implications from mantle dynamics beneath a slow spreading ridge. Earth and Planetary Science Letters, v. 267: 410-425.

Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1984. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlán-Guerrero-Jalisco: México, D.F., IMP-Subdirección de Tecnología y Exploración, Proyecto C1160.

Guerrero-García, J.C., 1975. Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology, Part C: Rb-Sr geochronology of some crystalline rocks in the states of Guerrero and Oaxaca, México. Tesis de Doctorado (PhD), University of Texas, Dallas, 131 pp.

Haapala, I. y Ramö, O.T., 1990. Petrogénesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland, en Stein, Haapala, J. y Hannah, J.L., eds. Ore-bearing granite systems: Petrogenesis and mineralising processes. Geological Society of America, Special Paper 146: 275-286.

Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Methuen, London.

Hawkesworth y Kemp, 2006. Evolution of the continental crust. Nature, v. 443: 811-8117.

Hernández-Bernal, M.S. y Morán-Zenteno, D.J., 1996. Origin of the Rio Verde Batholith, southern Mexico, as inferred from its geochemical charachteristics. International Geology Review v. 38: 361-373.

Hernández-Pineda, G.A., 2006. Geoquímica y geocronología de granitoides en el área de Tierra Colorada, Guerrero. Tesis de Licenciatura-UNAM. 84 pp.

Herrmann, Nelson, B., Ratschbacher, L., 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). Tectonics, v. 13 (2): 455-474.

Holland, T., y Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 116: 433-447.

Hoshino, M., Kimata, M., Nishida, N., Kyono, A., Shimizu, M., y Takizawa, S., 2005. The chemistry of allanite from the Daibosatsu Pass, Yamanashi, Japan. Mineralogical Magazine, v. 69 (4): 403-423.

Irvine, T.N., y Baragar, W.R., 1971. A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8: 523-548.

Johnson, M.C., y Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California). Geology, v. 17: 837-841.

Kemp, A.I.S. y Hawkesworth, C.J., 2007. Granitic Perspectives on the Generation and Secular Evolution of the Continental Crust. En: Heinrich, D., y Turekian, K.K. (eds). Treatise on Geochemistry, v. 3, The Crust: 349-410.

Kemp, A.I..S, Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., y Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and Crustal Differentiation History of Granitic Rocks from Hf-O Isotopes in Zircon. Science, v. 315: 980-983.

Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico Revisted: A 1.3 billion year Oddysey. International Geology Review, v. 46 (9): 765-794.

Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., 2005. Tectonic implications of Alternative Cenozoic Reconstructions of Southern Mexico and the Chortis Block. International Geology Review, v. 46: 473-491.

Kilinc, I.A., y Burnham, C.W., 1972. Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. Economic Geology, v. 67: 231-235.

Klein, C., 2002. The 22nd edition of the Manual of MINERAL SCIENCE. Wiley & Sons, New York. 645 pp.

Loiselle, M.C., y Jones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America, Abstracts with programs.

López, R., Cameron, K.L., y Jones, N.W., 2001. Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African Age Gondwanan Crust beneath Northeastern Mexico. Precambrian Research, v. 107: 195-214.

Lozano, R., Verma, S., Girón, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., y Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. Actas INAGEQ, v. 1: 203-208.

Ludwig, K.L., 2008. Isoplot 3.7. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 4, rev. August 26, 2008, 77 pp.

Maniar, P.D., y Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, v. 101 (5): 635-643.

Martini, M., 2008. Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano. Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 256 pp.

McCulloch, M.T., y Chappell, B.W., 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. Earth and Planetary Science Letters, v. 58: 51-64.

McDonough, W.F., y Sun, S.-s. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, v. 120 (3/4): 223-253.

Meschede, M. y Frisch, W., 2002. The evolution of the Caribbean Plate and its relation to global plate motion vectors: Geometric constraints for an Inter-American origin. *In*: T.A. Jackson (ed.), Caribbean geology into the third millennium. Transactions of the 15th Caribbean Geological Conference. University of West Indies Press, Kingston, Jamaica: 1-14.

Meza-Figueroa., D., Valencia-Moreno, M., Valencia, V., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., y Díaz-Delgado, C., 2003. Major and trace element geochemistry and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of Laramide plutonic Rocks associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico. Journal of South American Earth Sciences, v. 16: 205-217.

Morán-Zenteno, D.J., 1992. Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero. Tesis de Doctorado (PhD), UNAM, 186 pp.

Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chávez, P., Tolson, G., 1996. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constrains. Earth Planetary Science Letters, v. 141: 51-65.

Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., y Solís-Pichardo, G., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Journal of South American Earth Sciences, v. 12: 513-535.

Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva-Romo, G., 2000. Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII: 27-58.

Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., y Goldstein, S.L., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. Chemical Geology, v. 244: 452-473.

Murillo, G. Y Torres, R., 1987. Mapa petrogenetico y radiometrico de la República Mexicana. IMP proyecto c-2010.

Nohl, U., Sarbas, B., 1999. GEOROC, the MPI Geochemical Rock Database: Introduction of the Web Interface. AGU Fall Meeting, San Francisco, CA. Eos with Abstracts

Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance. Geofísica Internacional, v. 20: 177-202.

Pearce, J., Harris, N.B., y Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, v. 25 (4): 956-983.

Pérez-Gutiérrez, R., 2005. Geología y evolución estructural del Complejo Xolapa, entre los ríos Papagayo y La Sabana, noreste de Acapulco, Guerrero. Tesis de Maestría, UNAM, 73 pp.

Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., y Martens, U., *En prensa*. Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic Complex north of Acapulco, southern Mexico: implications for paleogeographic reconstructions. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas GeoChortís Special Paper.

Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., y Vigneresse, J., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature, v. 408 (7): 669-673.

Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman III, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J. Y Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. Tectonophysics, v. 155: 121-138.

Pitcher, 1993. The Nature and Origin of Granite. Ed. Blackie Academic & Professional, Londres, Inglaterra: 321 pp.

Plank,T., 2005. Constrains from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents. Journal of Petrology v. 46 (5): 921-944.

Plank, T., y Langmuir, C., 1998. The chemical composition of sunduction sediments and its consequences for the crust and mantle. Chemical Geology, v. 145: 325-394.

Pupin, J.P., 1980. Zircon and Granite Petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 73: 207-220.

Pupin, J.P., 1988. Granites as indicators in paleogeodynamics. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, v. 43 (2): 237-262.

Qiu, J.S., Wang, D.Z., McInnes, B.I.A., Jiang, S.Y., Wang, R.C., y Kanisawa, S., 2005. Two subgroups of A-type granites in the coastal area of Zhenjiang and Fujian Provinces, SE China: age and geochemical constrains on their petrogenesis. En: Ishihara, S., Stephens, W.E., Harley, S.L., Arima, M., y Nakajima, T. (eds). Geological Society of America, Special Paper 389: 227-236.

Ramö, T., 1999. Sr isotopic composition of finish rapakivi granites: The Soumenniemi batholith. Geological Society of Finland, v. 71 (2): 339-345.

Ramö, T., y Haapala, I., 1996. Rapakivi granite magmatism: A global review with emphasis on petrogénesis. En: Demaiffe, D. (ed). Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts. A volume dedicated to Professor Jean Michot: 177-200.

Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., y Frisch, W., 1991. Second look at suspect terranes in southern Mexico. Geology, v. 19: 1233-1236.

Ramö, T., Huhma, H., y Kirs, J., 1996. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton. Precambrian Research, v. 79: 208-226.

Riller, U., Ratschbacher, L., y Frisch, W., 1992. Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic ar of southern Mexico. Journal of South American Earth Sciences, v. 5 (3/4): 237-249.

Ross, M.I. y Scotese, C.D., 1988. A hierarchinal model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. Tectonophysics, v. 155: 139-168.

Sabanero, H., 1990. La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerrero-Morelos, determinada por la acreción constructiva-transformante del Terreno Xolapa. Tesis de Licenciatura, ESIA-IPN, 126 pp.

Sarbas, B., Nohl, U., Busch, U., Kalbskopf, B., Schäfer, H., Schramm, B., 2006. The Geochemical Database GEOROC-What's the News? Geophysical Research Abstracts, v. 8, 03905.

Schaaf, P., 1990. Isotopengeochemisehe Untersuchungen an granitoiden Gesteimen eines activen Kontinentalsandes: Alter un Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. Tesis de Doctorado (PhD), Univ. München, Munich, Alemania, 202 pp.

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., y Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. Tectonics, v. 14 (5): 1339-1350.

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., y Macías, J.L., 2005. Geochemical Evidence for Mantle Origin and Crustal Processes in Volcanic Rocks from Popocatépetl and Surrounding Monogenetic Volcanoes, Central Mexico. Journal of Petrology, v. 46 (6): 1243-1282.

Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 110: 304-310.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993. Tectonoestratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. Geological Society of America, Special Paper 278, 153 pp.

Snow, E., y Kidman, S., 1991. Effect of fluorine on solid-state alkali interdiffusion rates in feldspar. Nature, v.349: 231-233.

Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., y López, R., 2004. ~990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21 (2): 212-225.

Solari, L.A., Torres de León, R., Hernández-Pineda, G.A., Solé, J., Solís-Pichardo, G., y Hernández-Treviño, T., 2007. Tectonic significance of Cretacous-Tertiary magmatic and structural evolution of the norther margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern México. Geological Society of America Bulletin, v. 119 (9): 1265-1279.

Solé, J., 2004. Decifrando los eventos tectonotérmicos cenozoicos en el note del Complejo Xolapa entre Tierra Colorada y Acapulco (México), mediante geocronología K-Ar. IV Reunión Anual de Ciencias de la Tierra, GEOS, v. 24 (2): 304.

Stacey, J.S., y Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters, v. 26 (2): 207-221.

Steiger, R.H., y Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, v. 36 (3): 359-362.

Stimac, J.A., y Wark, D.A., 1992. Plagioclase mantles on sanidine in silicic lavas, Clear Lake, California: implications in the origin of rapakivi texture. Geological Society of America Bulletin, v. 104: 728-744.

Sun, S.-s., y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society of London, Special Publication, v. 42: 313-345.

Tera, F., y Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb Systematics in three Apollo 14 Basalts and the Problem of Initial Pb in lunar Rocks. Earth and Planetary Sciences Letters, v. 14 (3): 281-304.

Tolson, G., 1998. Deformación, exhumación y geotectónica de la margen continental de Oaxaca: Datos estructurales, petrográficos y geotermobarométricos. Tesis de Doctorado (PhD), UNAM, 98 pp.

Valencia, V., Ducea, M., Talavera-Mendoza, O., Gehrels, G., Ruíz, J., y Shoemaker, S., *Aceptado*. U-Pb Geochronology of granitoids in the north-western Boundary of the Xolapa terrane. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, GeoChortís Special Paper.

Verma, S., Lozano, R., Girón, P., y Velasco, F., 1996. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. Actas INAGEQ, v. 2: 237-242.

Vigneresse, J.L., 1995a. Control of granite emplacement by regional deformation. Tectonophysics, v. 249: 173-186.

Vigneresse, J.L.,1995b. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. Tectonophysics, v. 249: 187-202.

Vigneresse, J.L., 2005. A new paradigm for granite generation. En: Ishihara, S., Stephens, W.E., Harley, S.L., Arima, M., y Nakajima, T. (eds). Geological Society of America, Special Paper 389: 11-22.

Walker, J.D., Bowers, T.D., Black, R.A., Glazner, A.F., Lang-Farmer, G., y Carlson R.W., 2006. A geochemical database for western North American volcanic and intrusive rocks (NAVDAT). Geological Society of America, Special Paper 397. Geoinformatics Data to Knowledge: 61–71.

Watson E., y Harrison, M., 1983. Zircon saturation revisted: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planetary Science Letters, v. 64: 295-304.

Whalen, J.B., Currie, K.L., y Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 95 (4): 407-419.

Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. Geostandards Newsletter 19: 1-23.

Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach. Springer 2007, New York: 466 pp.

Zindler, A., y Hart, S., 1986. Chemical Geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 14: 493-571.

99°58' 99°55' 99°50' 99°48'

16°59' 16°55' 16°50' 16°47'

C. Verde
Pgn
Valle del Río
San Isidro
Río Teconapa
Río El Zapote
Río La Sabana
El Puente
Lomas de San Juan
Paso de Texca
Ogn
Kilómetro Veintidós
Kilómetro Veintiuno
Q
Río El Conchero
Ejido Viejo
El Conchero
MgrT
C. Tamuchis
A
Lomas del Aire
GrRpk
Veladero
Los Órganos de J.R. Escudero
Los Órganos de San Agustín (El Quemado)
El Aguacate
Syn
B
El Pedregoso
C. El Veladero
Colonia San Isidro
Mig
Llano Largo
Carabalí
DioC
Av. López Portillo
Playa Pie de la Cuesta
Colonia Pie de la Cuesta
C. El Encinal
La Sabana
Av. A. Ruiz Cortínez
Microondas
Av. Cuauhtémoc
Av. Costera Miguel Alemán
GbD
A'
Acapulco de Juárez
La Quebrada
Bahía de Acapulco
Cayacos
B'
Playa Caleta
Isla Roqueta
C. El Vigía
Sch
Océano Pacífico
Bahía de Puerto Marquéz
Punta Diamante
Playa Revolcadero
Placa de Norteamerica
Golfo de Mexico
Placa Pacífico
East Pacific Rise
Placa de Cocos
km
2 1 0 5

## Simbología

### Unidades Litológicas

| | |
|---|---|
| Q | Depósitos recientes y de litoral |
| DioC | Diorita *Carabalí* |
| GrRpk | Granito Rapakivi |
| Syn | Cuarzo sienita |
| GbD | Gabro *El Derrumbe* |
| MgrT | Metagranito *Tamuchis* |
| Ogn | Ortogneises, Paragneises, Esquistos y Migmatitas |

Complejo Xolapa

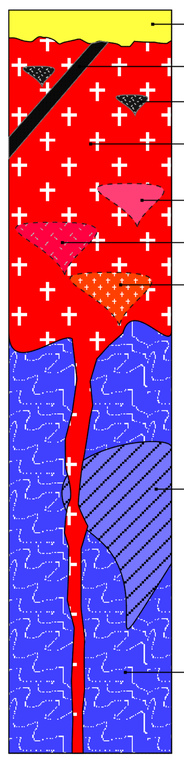
### Geológica

- Falla Normal
- Falla Normal inferida
- Falla lateral derecha
- Falla (sin determinar)
- Foliación
- Lineamiento tectónico

### Convencionales

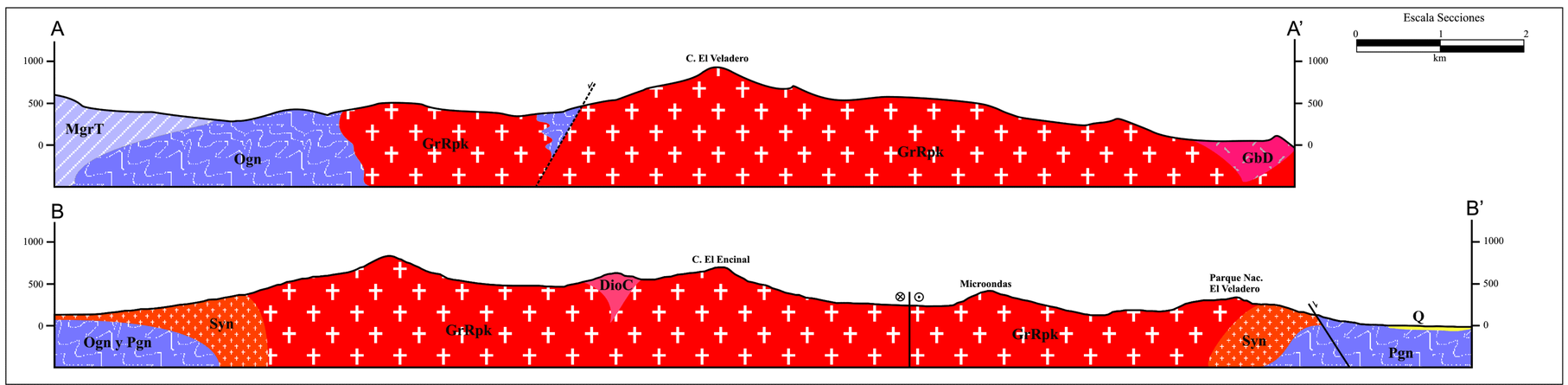
- Poblado/Zona Urbana
- Cerretera Federal libre
- Carretera Federal (cuota)
- Carretera Estatal
- Curva de nivel
- Río

## Columna Geológica



- Depósitos recientes y de litoral
- Diques máficos sin deformación
- Enclaves máficos magmáticos
- Granito de textura rapakivi [50Ma (Bt,K-Ar),Morán-Zenteno, 1992] [43.4±0.9Ma (Bt-WR, Rb-Sr, Schaaf, 1990]
- Diorita Carabalín
- Diorita El Derrumbe
- Cuarzo sienitas [54.9±2.0 Ma (Zr,U-Pb), Ducea et al., 2004] [49.82±0.64 Ma (Zr,U-Pb), Hdez-Pineda, 2009]
- Metagranitoide Tamuchis
- Complejo Xolapa [>130Ma, Solari et al., 2007]

Intrusivo de Acapulco [49.54±0.36 Ma (Zr,U-Pb), Hdez-Pineda, 2009]




Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geología

***Caracterización geoquímica del intrusivo de Acapulco [Estado de Guerrero]: Petrogénesis e implicaciones tectónicas***

*Guillermo Armando Hernández Pineda*

*Mapa Geológico, 2009*