

4
217



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Facultad de Ingeniería

**"NATURALEZA PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DEL
INTRUSIVO DE ACAPULCO, EDO. DE GUERRERO".**

**TESIS PARA OBTENER EL TITULO
DE INGENIERO GEOLOGO**

PRESENTA:

ROSAURA CALVA GUERRA



MEXICO, D.F.; 1996

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE INGENIERIA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA

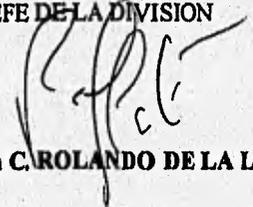
ASUNTO: Solicitud de Jurado para Examen
Profesional.

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS
Director de la Facultad de Ingeniería
de la U.N.A.M.
Presente

La señorita ROSAURA CALVA GUERRA registrada con número de cuenta 8954711-9 en la carrera de Ingeniero Geólogo, habiendo satisfecho los requisitos académicos necesarios para realizar sus trámites de examen profesional, le ruega atentamente autorizarle el siguiente jurado:

PRESIDENTE: DR. DANTE JAIME MORAN ZENTENO
VOCAL: ING. JORGE NIETO OBREGON
SECRETARIO: ING. JOSE LUIS JIMENEZ MENDOZA
1ER. SPTE.: DR. PETER SCHAAF
2DO. SUPTE.: M. C. MARIA DEL SOL HERNANDEZ BERNAL

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 19 de abril de 1996
EL JEFE DE LA DIVISION


M. en C. ROLANDO DE LA LLATA ROMERO

ENTERADO


ROSAURA CALVA GUERRA



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO

SRITA. ROSAURA CALVA GUERRA
Presente

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

NATURALEZA PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DEL INTRUSIVO DE
ACAPULCO, EDO. DE GUERRERO

- I INTRODUCCION
 - II PETROGRAFIA
 - III GEOQUIMICA
 - IV GEOLOGIA ESTRUCTURAL
 - V DISCUSIONES
 - VI CONCLUSIONES
- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS
ANEXOS: FIGURAS, MAPAS

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

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

A t e n t a m e n t e
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 16 de noviembre de 1994
EL DIRECTOR

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

DIRECCION
60-1-056

SRITA. ROSAURA CALVA GUERRA
Presente

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

NATURALEZA PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DEL INTRUSIVO DE
ACAPULCO, EDO. DE GUERRERO

- I INTRODUCCION
 - II PETROGRAFIA
 - III GEOQUIMICA
 - IV GEOLOGIA ESTRUCTURAL
 - V DISCUSIONES
 - VI CONCLUSIONES
- REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS
ANEXOS: FIGURAS, MAPAS

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

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

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 24 de octubre de 1994
EL DIRECTOR

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS'EGLM'gtg

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México y en especial a la Facultad de Ingeniería por permitirme ser parte de ella.

Al Instituto de Geofísica e Instituto de Geología de la UNAM, por las facilidades que me brindaron para tener acceso a sus instalaciones.

Al Dr. Peter Schaaf y al Dr. Dante J. Morán-Zenteno, por el apoyo y la asesoría que me brindaron durante la elaboración del presente estudio.

A la M.C. María del Sol Hernández-Bernal, por su valiosa ayuda y colaboración para la terminación de esta tesis.

Al Ing. Jorge Nieto-Obregón e Ing. José Luis Jiménez-Mendoza, por sus comentarios y sugerencias.

Al Ing. Rufino Lozano, M.C. Juan Julio Morales-Contreras, M.C. Faustino Juárez-Sánchez, Sr. Alberto Herrera-Palomo y al Sr. Rene Hernández-López, por su ayuda en la elaboración de análisis de laboratorio, comentarios y sugerencias recibidas durante el desarrollo del proyecto de tesis.

A todos los profesores que estuvieron vinculados en mi desarrollo como estudiante.

CONTENIDO

RESUMEN.....	1
--------------	---

I. GENERALIDADES

I.1 Introducción	2
I.2 Planteamientos del Problema y Objetivos.....	4
I.3 Método de Trabajo.....	4
I.3.1 Trabajo de Gabinete	4
I.3.2 Trabajo en Campo	4
I.3.3 Trabajo de Laboratorio	5
I.4 Trabajos Previos	6
I.5 Marco Geológico-Tectónico Regional.....	8
I.5.1 Localización del Área de Estudio.....	8
I.5.2 Límites del Terreno Xolapa.....	9
I.5.3 Características Petroológicas del Terreno Xolapa	11
I.5.3.1 Complejo Xolapa	11
I.5.3.2 Granitoides no deformados	14
I.5.4 Edad de las Unidades Litológicas del Terreno Xolapa	15

II. PETROGRAFÍA

II.1 Características Petroológicas Generales	16
II.2 Granito con Textura Rapakivi	16
II.2.1 Descripciones Megascópicas	16
II.2.2 Descripciones Microscópicas.....	21
II.2.3 Descripciones por Catodoluminiscencia.....	26
II.3 Sienitas Cuaríferas	28
II.3.1 Descripciones Megascópicas	28
II.3.2 Descripciones Microscópicas	28
II.3.3 Descripciones por Catodoluminiscencia	30
II.4 Texturas del Intrusivo de Acapulco	31
II.4.1 Textura Pertítica.....	31
II.4.2 Textura Minmekítica	31

II.4.3 Textura Esqueletal	32
II.4.4 Textura Rapakivi	33
II.4.4.1 Color	34
II.4.4.2 Fábrica Mineral, Tamaño y Forma de los Cristales	34
II.4.4.3 Tipo de Contactos	36
II.4.4.3.1 Contacto Abrupto	36
II.4.4.3.2 Contacto Sinuoso	36
II.4.4.3.3 Contacto Entreverado	36
II.4.4.4 Inclusiones, Maclado y Zoneamiento	37
II.4.4.5 Agrupamiento e Intercrecimiento de Cristales	39
II.4.4.6 Génesis de la Textura Rapakivi	40
II.4.4.6.1 Mezcla de dos magmas	40
II.4.4.6.2 Ascenso de magmas félsicos	41
II.4.4.6.3 Exsolución	41
II.4.4.6.3 Reemplazamiento metasomático, reabsorción y crecimiento	42

III. GEOQUÍMICA

III.1 Introducción	43
III.2 Elementos Mayores	43
III.3 Elementos Traza	44
III.4 Resultados Analíticos	46
III.4.1 Elementos Mayores	46
III.4.2 Elementos Traza	55
III.5 Geoquímica Isotópica	62

IV. EVOLUCIÓN TECTÓNICA.....	68
------------------------------	----

V. DISCUSION Y CONCLUSION	71
V.1 Discusión.....	71
V.2 Conclusión.....	75

BIBLIOGRAFIA	77
---------------------------	----

ANEXOS:

I. MAPAS

II. PROCEDIMIENTOS Y MÉTODOS ANALÍTICOS

- 2.a Método de Catodoluminiscencia.
- 2.b Método de Fluorescencia de Rayos-X
- 2.c Determinación de Fe por el Método de Titulación
- 2.d Isotopía.



INDICE DE FIGURAS.

Fig. 1. Localización del área de estudio	8
Fig. 2. Límites del terreno Xolapa	9
Fig. 3. Características petrológicas del terreno Xolapa.....	11
Fig. 4. Clasificación de las muestras de roca del Intrusivo de Acapulco, usando el diagrama de Streckeissen.....	21
Fig. 5. Vista de una lámina delgada de sienita cuarcífera en la cual se muestran porciones de orto y clinopiroxeno.....	30
Fig. 6. Zonamiento en un cristal de feldespato potásico.....	35
Fig. 7. Forma irregular en "gotas" de algunos cristales de feldespato potásico.....	35
Fig. 8. Reagrupamiento de granos con textura rapakivi.....	39
Fig. 9. Diagrama SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$	47
Fig. 10. Diagrama AFM.....	47
Fig. 11. Diagrama de índice de saturación de alúmina.....	48
Fig. 12. Diagrama de discriminación tectónica de elementos mayores.....	49
Fig. 13. Diagrama de Harker Al_2O_3 vs. SiO_2	50
Fig. 14. Diagrama de Harker K_2O vs. SiO_2	51
Fig. 15. Diagrama de Harker Na_2O vs. SiO_2	51
Fig. 16. Diagrama de Harker CaO vs. SiO_2	52
Fig. 17. Diagrama de Harker MgO vs. SiO_2	52
Fig. 18. Diagrama de Harker MnO vs. SiO_2	53
Fig. 19. Diagrama de Harker TiO_2 vs. SiO_2	53
Fig. 20. Diagrama de Harker P_2O_5 vs. SiO_2	54
Fig. 21. Diagrama de Harker FeO_7 vs. SiO_2	54
Fig. 22. Diagrama de elementos traza normalizados con condrita.....	56
Fig. 23. Diagrama de elementos traza normalizados con MORB.....	56
Fig. 24. Diagrama de elementos de tierras raras (REE) normalizados con condrita.....	58
Fig. 25. Diagrama de elementos de tierras raras (REE) normalizados con condrita.....	58
Fig. 26. Diagrama de discriminación tectónica Y vs. SiO_2	60
Fig. 27. Diagrama de discriminación tectónica Nb vs. Y.....	60
Fig. 28. Diagrama de Discriminación tectónica Rb vs. Nb + Y.....	61

Fig. 29. Ejemplo de un diagrama de isocrona.....	63
Fig. 30. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ vs. $1/\text{Sr}$	67
Fig. 31. Diagrama de Isocrona del Intrusivo de Acapulco.....	67
Fig. 32. Evolución Tectónica del área de estudio y zonas circundantes.....	70
Fig. 33. Distribución de los granitos con textura rapakivi en el mundo.....	76

INDICE DE TABLAS.

Tabla 1. Tipos de granito de acuerdo al ambiente tectónico en el cual se emplaza	3
Tabla 2. Determinaciones isotópicas previas en el área de estudio y zonas circundantes	15
Tabla 3. Características petrológicas de las láminas delgadas del Intrusivo de Acapulco	22
Tabla 4. Análisis de elementos mayores y elementos traza obtenidos por fluorescencia de rayos-x.....	44
Tabla 5. Análisis de elementos mayores y elementos traza obtenidos por emisión ICP.....	45
Tabla 6. Relaciones isotópicas del Intrusivo de Acapulco.....	66

INDICE DE FOTOS.

Foto 1. Enclaves máficos de forma lenticular y circular en bloque de granito con textura rapakivi.....	18
Foto 2. Cuerpo pegmatítico de feldespato potásico y hornblenda en bloque de granito con textura rapakivi.....	19
Foto 3. Intemperismo de exfoliación.....	20
Foto 4. Textura rapakivi en luz paralela.....	23
Foto 5. Cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas.....	24
Foto 6. Color del feldespato potásico y las plagioclasas por medio de la catodoluminiscencia.....	26
Foto 7. Cristal de zircón con núcleo y estrías de crecimiento.....	27
Foto 8. Textura mirmekítica y perítica.....	32
Foto 9. Cristal de plagioclasa con textura esquelética.....	33
Foto 10. Contacto entreverado, relación feldespato potásico vs. plagioclasa.....	37

RESUMEN

El Intrusivo de Acapulco es uno de los cuerpos plutónicos más heterogéneos existentes sobre la margen continental del Pacífico. Estudios petrográficos y geoquímicos realizados con muestras de éste plutón, confirman que dicha heterogeneidad se ve reflejada principalmente en efectos texturales, de los cuales la textura "rapakivi" es uno de los principales indicadores de los procesos magmáticos que se llevaron a cabo en la región suroccidental del país. Los datos geoquímicos realizados, establecen que se trata de un cuerpo granitoide de composición calcialcalina, metaluminoso con tendencias peraluminosas, tipo I cordillerano, el cual se caracteriza por haber sido emplazado, a diferencia de otros plutones que se localizan en el terreno Xolapa, en un ambiente intraplaca (Within Plate Granite -WPG-).

Las características geoquímicas (contenido de elementos traza y relaciones isotópicas), aunadas a las edades reportadas previamente y a la obtenida en este trabajo (43 ± 2.7 Ma.), sugieren que el Intrusivo de Acapulco fue emplazado antes del desprendimiento de una porción de corteza continental denominada "Bloque de Chortis", posiblemente durante el Eoceno Tardío (Terciario Temprano), más que en el Oligoceno Tardío.

La evolución de la cámara magmática que dio origen a este plutón estuvo influenciada por la evolución tectónica que se llevo a cabo en el SW de México durante el Mesozoico Superior - Cenozoico Inferior, periodo caracterizado por el desprendimiento Bloque de Chortis, hacia su posición actual en América Central.

I. GENERALIDADES

I.1 Introducción.

El Intrusivo de Acapulco se encuentra localizado en la margen suroccidental de México, la cual se caracteriza por la presencia de grandes volúmenes de cuerpos plutónicos cuya composición general es félsica-intermedia. Las granodioritas, tonalitas y cuarzodioritas son los tipos de rocas dominantes. Dichos cuerpos forman un cinturón cuya dirección preferencial es paralela a la costa del Pacífico. Estos plutones pertenecen a un conjunto de cuerpos que fueron originados en un ambiente de arco magmático, el cuál evolucionó como respuesta a la interacción de un límite convergente entre las placas de Norteamérica y Farallón; posteriormente, la margen continental experimentó los efectos del truncamiento y levantamiento del arco magmático, provocando la exposición de los grandes volúmenes plutónicos.

Damon et al. (1981), interpreta con base en datos isotópicos de K-Ar, la evolución del arco magmático que ocupó el oeste de México hace ~ 90 M.a., y que posteriormente migró hacia el este ~ 1000 km. Estos autores consideran que el levantamiento de la margen continental se inició durante el Cretácico Tardío debido a la interacción del continente con respecto a la placa oceánica del pacífico oriental (Placa Farallón). La importancia de estos plutones no solo radica en la información que proporcionan para develar la historia y evolución del límite convergente mesozoico y cenozoico, sino que también tienen una gran importancia económica debido a los yacimientos minerales asociados al ambiente de arco magmático.

Las rocas granitoides se pueden clasificar de acuerdo a su composición mineralógica, geoquímica e isotópica así como por el ambiente tectónico en el que se originaron, estos factores son los que determinan de manera más eficaz el tipo de granito de que se trate y su probable procedencia (Pearce et al., 1984; Maniar & Picolli, 1989, entre otros). En la Tabla 1, se presenta la caracterización que hacen Chappell & White (1974) y Pitcher (1982), sobre el origen tectónico de los diferentes cuerpos granitoides.

La clasificación tectónica de las rocas graníticas se basa en sus contenidos de elementos mayores y elementos traza, por ejemplo, el contenido total de SiO_2 , el índice de alcalinidad ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$), el índice de saturación de alúmina ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$), etc.

También puede utilizarse las concentraciones de elementos traza y en especial el patrón que muestran las tierras raras (REE), así como las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$, las cuales llegan a determinar el tipo de magma fuente y su posible ambiente de emplazamiento ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} < 0.706$ para rocas de origen primitivo (manto superior) y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} > 0.706$ para rocas diferencialmente contaminadas por la corteza continental; Pearce et al., 1984).

Tabla 1. Tipos de granitos conforme al ambiente tectónico en el cual se emplazan (Chappell & White, 1974).

TIPO DE GRANITOS	CARACTERISTICAS
Granito tipo I	Son aquellos granitos producidos por la interrelación de placas tectónicas en márgenes convergentes; son granitoides metaluminosos cuyo rango petrográfico varía desde las tonalitas, granodioritas y granitos de biotita principalmente. La relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ es < 0.706 y presentan la serie de la magnetita.
Granito tipo S	Son cuerpos granitoides ricos en potasio, la presencia de micas (biotita y muscovita) es característica; se emplazan en marcos post-collisionales, es decir, se asocian a la fusión parcial de la corteza continental. Son granitos peraluminosos con relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} > 0.706$; en este tipo de granitos se genera la serie de la ilmenita.
Granito tipo M	Cuerpos granitoides asociados al magmatismo de arco de islas, son granitos de poca dimensión. La variación petrológica es desde los plagiogranitos a los gabros y presenta bajas concentraciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (< 0.704)$.
Granito tipo A	Son rocas graníticas representadas primordialmente por los granitos alcalinos y sienitas, entre otros. Son cuerpos ricos en hierro, y representan el magmatismo ocurrido en situaciones post-orogénicas y anarogénicas.

I.2 Planteamiento del Problema y Objetivos.

Existen diferentes enfoques con respecto al problema de clasificación, petrogénesis y ambiente tectónico de formación de los cuerpos granitoides. El Intrusivo de Acapulco presenta elementos texturales, petrográficos, geoquímicos e isotópicos que lo hacen un cuerpo muy distinto con respecto a los plutones localizados en la margen suroccidental de México, sobre todo a los localizados en los terrenos Xolapa y Guerrero (De Cserna, 1965; Guerrero-García, 1975; Schaaf, 1990; Morán-Zenteno, 1992, entre otros). El objetivo principal en este trabajo es obtener más información acerca de esta singularidad para introducirla en un modelo genético, basándose principalmente en las características petrográficas y geoquímicas que presenta el plutón.

I.3 Método de Trabajo.

El presente trabajo se basó en tres etapas, las cuales consistieron en:

I.3.1 Trabajo de Gabinete.

- Recopilación bibliográfica referente a la geología, geoquímica y petrología del Intrusivo de Acapulco y rocas cercanas al plutón.
- Recopilación de cartografía topográfica y geológica editada por el INEGI a escala 1:50,000 y 1:250,000 respectivamente.

I.3.2 Trabajo en Campo.

Este consistió principalmente en dos salidas al campo con una duración total de 10 días y cuyas actividades fueron las siguientes:

- La primera fase de éstas salidas se basó en hacer un muestreo sistemático del plutón, el cual incluyó la localización de éstos puntos en un plano topográfico (Fig. I, Tabla I, Anexo de Mapas), la observación de características petrológicas y texturales, las relaciones espaciales del cuerpo rocoso en el afloramiento, así como la extracción de muestras de roca para su análisis en el laboratorio.
- Reconocimiento de un cuerpo rocoso de sienita cuarcífera localizado en la parte NE de Acapulco.

- La segunda salida al campo consistió en verificar las observaciones texturales, petrográficas y espaciales en el afloramiento de las muestras colectadas en la primer etapa, las cuales fueron previamente analizadas en el laboratorio. Esta etapa incluyó la obtención de los datos estructurales correspondientes al fracturamiento del plutón.
- Con el reconocimiento de un cuerpo calcáreo (De Cserna, 1965) dentro del área de estudio se complementó la segunda fase de estas salidas.

I.3.3 Trabajo de Laboratorio.

Esta fué la parte más importante del trabajo y en ella se realizaron dos estudios principales, el petrográfico y el geoquímico.

- El estudio petrográfico consistió de dos procedimientos principalmente: el primero fue un estudio petrográfico convencional (descripción megascópica y microscópica) y el segundo basado en el método de catodoluminiscencia.
- El estudio petrográfico convencional fué realizado utilizando un microscopio petrográfico Nikon del Laboratorio de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM. Esta fase incluyó el análisis y la interpretación de 22 láminas delgadas con su respectivo conteo de puntos (1000 puntos para cada lámina).
- El estudio petrográfico realizado con el método de catodoluminiscencia fué realizado en un Luminoscopio ELM-3 del Laboratorio de Catodoluminiscencia del Instituto de Geología de la UNAM, en 15 láminas delgadas preparadas especialmente para este método (Anexo de Procedimientos Mecánicos y Analíticos, parte 2.A). El objetivo principal fue obtener las relaciones mineralógicas y texturales a partir de la colorimetría que presentan los minerales, que en la técnica de petrográfica convencional no es posible obtener.
- El estudio geoquímico se realizó en un Espectrómetro de Fluorescencia de Rayos-X del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X del Instituto de Geología de la UNAM (Anexo de Procedimientos Mecánicos y Analíticos, parte 2.B); se prepararon mecánicamente 7 muestras de roca molida para obtener la abundancia en peso de algunos óxidos de elementos mayores y la concentración de elementos traza que se encuentran contenidos en la roca en cuestión.
- Se complementó el estudio anteriormente mencionado con el uso del método químico de titulación para obtener el hierro ferroso contenido en la roca a partir del dato de hierro total obtenido por la fluorescencia de rayos-x (Anexo de Procedimientos Mecánicos y Analíticos, parte 2.C).
- Las relaciones isotópicas de Sr de 7 muestras del Intrusivo de Acapulco se obtuvieron en el Espectrómetro de Fuente Iónica Térmica y Colectores Faraday Múltiples marca FINNIGAN-MAT 262, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología y Geofísica de la UNAM (Anexo de Procedimientos Mecánicos y Analíticos, parte 2.D).

I.4 Trabajos Previos.

En el área de estudio y zonas circundantes, se han llevado a cabo algunos trabajos de tipo cartográfico, estructural, geocronológico y petrográfico, que en conjunto han permitido establecer algunas de las características generales de los eventos geológicos que ocurrieron en el pasado para el suroccidente de México.

El primero en hacer un trabajo geológico regional fué De Cserna (1965), el cual realizó observaciones en el sector Chilpancingo-Acapulco. En éste trabajo se presentan las relaciones estratigráficas y estructurales de las rocas localizadas en la porción del suroccidente de México, correspondientes al estado de Guerrero; este autor define las diferentes unidades petrológicas de tipo metamórfico en la Barranca Xolapa, así como la existencia de plutones no deformados, representados por el Intrusivo de Acapulco, Xaltianguis y Ocotito. Realizó inferencias geocronológicas basadas en datos obtenidos por Larsen et al. (1958), sobre fechamientos hechos con el método de Pb- α en concentrados de zircones, posteriormente (De Cserna, 1974) utilizando el mismo método y el mismo material que Larsen et al. (1958), obtiene un resultado no muy diferente de los obtenidos anteriormente. El conjunto de rocas descritas por De Cserna (1965) fueron posteriormente incluidas por Campa & Coney (1983) dentro del terreno Xolapa.

Alaniz-Alvarez (1988), detalla la petrografía del área de rocas metamórficas descritas por De Cserna (1965) y describe la localidad tipo del Complejo Xolapa mostrando el contexto petrológico predominante en la Barranca Xolapa. Esta autora reconoce diferentes tipos de rocas metamórficas y hace inferencias sobre la petrogénesis de cada una de las rocas aflorantes, interpretando con ello las condiciones de metamorfismo en las cuales se originaron; concluye que la facies metamórfica alcanzada durante el proceso metamórfico, fue la facies de Anfibolita, asimismo, hace interpretaciones sobre las relaciones regionales de la secuencia metamórfica estudiada.

Negendank et al. (1987), hacen referencias petrológicas y geoquímicas sobre el origen de algunos cuerpos plutónicos localizados en la porción de SW de México. Consideran que éstos intrusivos varían litológicamente desde los granitos a las granodioritas y granitos de feldespato alcalino principalmente; a través de la utilización de los diagramas de discriminación de elementos traza (Pearce et al., 1984) y con referencia a los minerales accesorios incluidos en las rocas, interpretan que estas rocas pertenecen a un ambiente de arco magmático.

Otro tipo de trabajos que se han llevado a cabo sobre todo en el área del Intrusivo de Acapulco y zonas circundantes, son los de tipo geocronológicos, en éstos se utilizaron métodos como el de Pb- α , el de Rb-Sr, K-Ar y en menor grado el de U-Pb. Estos métodos han reportado datos muy importantes para la interpretación de la edad de los cuerpos plutónicos en la zona, así como las relaciones temporales de las unidades petrológicas (Tabla 2).

Los estudios geocronológicos realizados en la región se han desarrollado tanto en unidades metamórficas como en cuerpos plutónicos y los materiales analizados incluyen concentrados minerales (biotitas, hornblendas, zircones, feldespato potásico, etc.) y roca total.

Guerrero-García (1975) obtiene resultados que le permiten inferir, por medio del método de Rb-Sr en concentrados de biotita así como en análisis de roca total, la edad de emplazamiento para los plutones no deformados pertenecientes al terreno Xolapa. López-Infanzón & Grajales Nishimura (1984) así como Herrmann et al. (1994) obtienen fechamientos isotópicos a partir de métodos como el de K-Ar y el de U-Pb en concentrados de biotita y zircón respectivamente. Morán-Zenteno (1992), realiza fechamientos a partir del análisis de muestras de algunos de los plutones no deformados del terreno Xolapa (Intrusivo de Acapulco, San Marcos-El Limón y Xaltianguis, Tierra Colorada y Cruz Grande) y obtiene una serie de datos isotópicos de Rb/Sr en las muestras de rocas, con los que crea un diagrama de isocrona cuyos puntos representan una edad de 55 M.a., la cual sugiere la existencia de una relación comagmática entre los plutones estudiados.

Posteriormente Morán-Zenteno et al. (1993), interpretan que esta isocrona es una línea de regresión que probablemente no corresponde a la edad inferida a partir de las relaciones de Rb-Sr. Estos autores concluyen que existen diferentes edades para el emplazamiento de cada uno de los plutones mencionados anteriormente, existiendo una diferenciación magmática, aunada a un grado heterogéneo de contaminación cortical en cada uno de los eventos que generaron a dichos plutones.

1.5 Marco Geológico-Tectónico Regional.

La estructura geológica del sur de México se caracteriza por un arreglo complejo de terrenos con basamento de diferente naturaleza metamórfica, secuencias mesozoicas y relaciones espaciales parcialmente diferentes. Este arreglo heterogéneo de unidades litoestratigráficas sirvió a Campa & Coney (1983) para establecer una división del territorio de México, denominando a estas porciones "terrenos tectonoestratigráficos". Esta división ha sido objeto de varios ajustes y modificaciones durante los últimos años (por ejemplo Sedlock et al., 1993), sin embargo las características generales del esquema de Campa & Coney (1983) prevalecen.

El Intrusivo de Acapulco se encuentra localizado dentro del llamado terreno Xolapa.

1.5.1 Localización del área de estudio.

El área en la que se encuentra comprendido el Intrusivo de Acapulco, se localiza geológicamente en el sur de la República Mexicana, en el estado de Guerrero entre los paralelos ($16^{\circ}47'$) - ($16^{\circ}44'$) y los meridianos ($99^{\circ}49'$) - ($99^{\circ}58'$), (Fig 1).

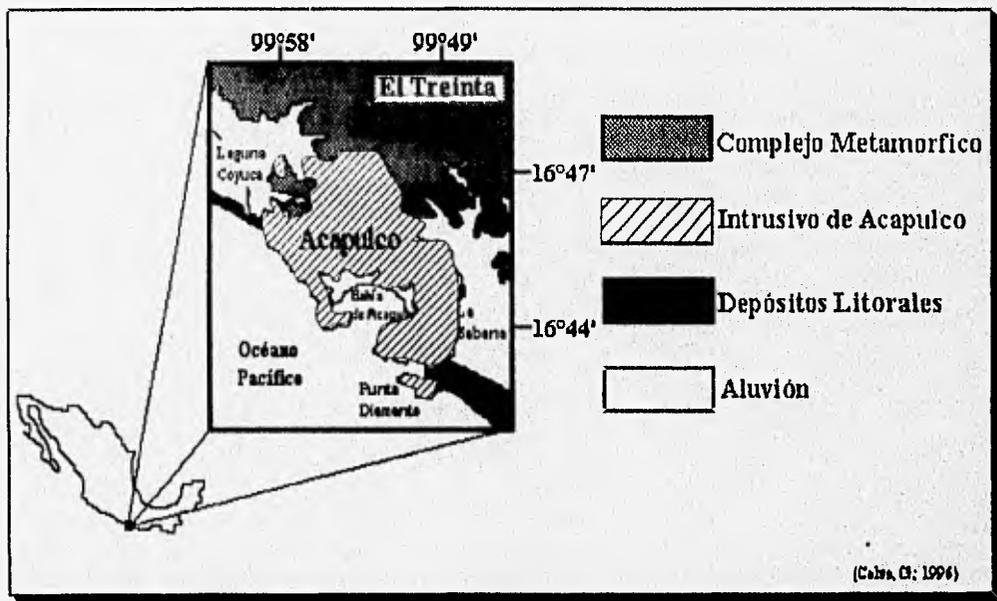


Fig. 1. Localización del área de estudio, modificada de la Carta Geológica Acapulco E14-11, escala 1:250,000, editada por INEGI. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

I.5.2 Límites del Terreno Xolapa.

El terreno Xolapa es considerado un arco magmático de morfología elongada, cuya orientación preferencial es de WNW-ESE (Ortega-Gutiérrez 1981). Las edades reportadas del terreno Xolapa varían desde el Mesozoico al Cenozoico. Geográficamente se localiza entre los meridianos ($96^{\circ}10'$) - ($100^{\circ}40'$) y los paralelos ($15^{\circ}20'$) - ($18^{\circ}40'$), (Fig. 2). Se considera que dicho terreno tiene una longitud de 600 km y un ancho de 50-150 km aproximadamente; en conjunto, las rocas que constituyen al terreno Xolapa, se encuentran emplazadas a lo largo de la Costa del Pacífico en los estados de Guerrero y Oaxaca (Campa & Coney, 1983).



Fig. 2. Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México (modificado de Campa & Coney, 1983). XO= Xolapa, GUE=Guerrero, MIX= Mixteca, OAX= Oaxaca, JU= Juárez y MA=Maya. Intrusivo de Acapulco, Edo de Guerrero.

Los límites al Norte del terreno Xolapa, se encuentran caracterizados por contactos tectónicos discontinuos que expresan cambios de tipo petrológico, estructural y geoquímico, dichos contactos yuxtaponen a las rocas de éste terreno con las de los terrenos Guerrero al NW, Oaxaca y Juárez al NE y al Mixteca en el N (Fig 2).

El límite norte se extiende por los más de 600 km a lo largo de este terreno y está definido en general por una zona milonítica discontinua; al SW se encuentra limitado por la Trinchera de Acapulco. De acuerdo con esto las características para cada uno de los contactos mencionados son:

Hacia el N, la zona milonítica pone en contacto rocas de este terreno con respecto a las del Oaxaca y el Mixteca; el contacto con el terreno Oaxaca tiene una orientación preferencial E-W y se caracteriza por la presencia de una zona milonítica, la cual fue definida por Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel (1986) como "Sutura Criptica". Estos mismos autores le denominan "Falla Chacalapa" y se caracteriza por la presencia de una fuerte lineación con foliación débil o ausente, la que a su vez fue truncada por pequeños cuerpos plutónicos de composición intermedia (diorita-granodioritas). Tolson et al. (1993) y Ratschbacher et al. (1991) encuentran indicadores cinemáticos de movimientos de desplazamiento lateral izquierdo, asociados a desplazamientos normales

Hacia el W al terreno Guerrero se le identifica por las rocas jurásico-cretácicas que le componen y éstas incluyen esencialmente una serie de secuencias volcánico-sedimentarias, dentro de las cuales se emplazaron cuerpos plutónicos de edad cretácica-terciaria (Campa & Coney, 1983).

Al N el terreno Mixteca es una unidad tectonoestratigráfica que cuenta con un basamento de rocas metamórficas del Paleozoico Temprano, las cuales incluyen cuerpos migmatíticos, metasedimentos y esquistos verdes, complejos ofiolíticos metamorfizados, granitoides milonitizados, etc. (Ortega-Gutiérrez, 1981). A la secuencia metamórfica de este terreno le sobreyacen secuencias de rocas sedimentarias que no muestran signos de metamorfismo y cuya edad reportada es del Paleozoico Superior y Jurásico-Cretácico.

Con respecto al terreno Oaxaca, se ha determinado que su basamento esta formado por un conjunto de rocas metamórficas (dominando los paragneises y ortogneises de composición intermedia y máfica) formadas en condiciones de presión y temperatura correspondientes a la facies de granulita. Esta secuencia se encuentra intrusionada por rocas plutónicas del Paleozoico Superior las cuales en forma discordante subyacen a las secuencias sedimentarias cuya edad varía desde el Ordovícico al Cenozoico.

Hacia el S-SW, se han localizado rocas pertenecientes probablemente al terreno Xolapa; cerca del borde continental en la denominada Trinchera de Acapulco (De Cserna, 1965), las perforaciones hechas por el Leg 66 del Deep Sea Drilling Project, establecieron un patrón litológico, en donde el basamento es una diorita calcialcalina, a la que sobreyace discordantemente sedimentos del Mioceno Temprano (Bellon et al., 1982).

Debido a la edad de K-Ar de 37.5 M.a., se sugiere que éste cuerpo diorítico puede pertenecer probablemente a los granitoides no deformados que constituyen al terreno Xolapa.

1.5.3 Características Petrológicas Generales del Terreno Xolapa.

El terreno Xolapa esta conformado por una serie de unidades de diferente naturaleza, cuya constitución es de rocas metamórficas pertenecientes al Complejo Xolapa, granitos deformados y aún más cuerpos plutónicos pertenecientes a la familia de los granitoides de edad terciaria (Fig 3).

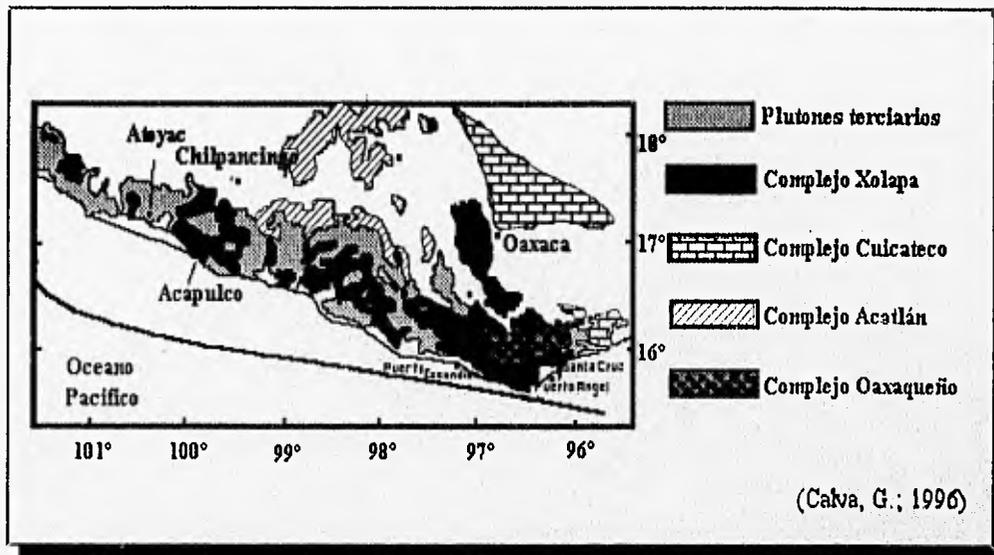


Fig. 3. Características petrológicas del terreno Xolapa en el cual se incluye el Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

1.5.3.1 Complejo Xolapa.

De Cserna (1965) le asigna el nombre de Complejo Xolapa a la porción metamórfica que constituye el basamento de lo que después fué denominado terreno Xolapa y define la localidad tipo de dicho complejo en una cañada cerca del poblado de Xolapa, Gro. La secuencia metamórfica que aflora en la localidad tipo, esta formada por esquistos, orto y paragneises, así como de cuerpos pegmatíticos principalmente.

Ortega-Gutiérrez (1981), considera que el Complejo Xolapa pertenece a la parte infracortical de un arco magmático, el cual se desarrollo como respuesta a la subducción de la Placa Oceánica del Pacífico durante el Mesozoico en un régimen Cordillerano. Dicho complejo se puede interpretar según este autor como una evolución continua de procesos plutónicos producto de un ascenso de arco magmático, el cual determina el emplazamiento de los magmas generados y la consecuente fusión y migmatización de la corteza local.

En un estudio detallado realizado por Alaníz-Alvarez (1988) en la Barranca Xolapa, se concluyó que las rocas que conforman a la secuencia metamórfica pertenecen a la facies de anfíbolita la cual se encuentra determinada por la asociación mineralógica:

estauroлита + muscovita + biotita + almandino + cuarzo

De esta manera se tiene que el Complejo Xolapa en la Barranca Xolapa está constituido por esquistos de biotita o esquistos pelíticos, los primeros son esquistos plisados de cuarzo, feldespato y biotita cloritizada (Alaníz-Alvarez, 1988).

La parte constituida por gneises se define como rocas de composición granítica, con vestigios de estructuras ígneas, el tamaño de grano varía de fino a grueso; estas rocas se caracterizan por bandeamientos definidos por la presencia de zonas de micas cuyo contenido es variable. Se localizan rocas anfíbolíticas, así como diques félsicos los cuales se emplazan como diquestratos de traquita, sienitas de cuarzo y riolitas.

Ortega-Gutiérrez (1981), describe en forma general las características de las rocas metamórficas localizadas en el área de Acapulco-Tierra Colorada-San Marcos, hasta llegar a Pinotepa Nacional, Pochutla, Puerto Escondido, Puerto Angel y Salina Cruz. Los principales tipos litológicos reconocidos por éste autor son: rocas gneísicas bandeadas, migmatitas ricas en Ca, esquistos de micas y horizontes de mármol en contacto con cuerpos granitoides.

Al norte de Acapulco sobre el río de La Sabana, se presenta una secuencia metamórfica conformada por orto y paragneises principalmente, en donde se emplazan plutones de composición félsica (cuarzodioritas y dioritas), los cuales se truncan por un frente migmatítico. En los paragneises predominan los gneises cuarzo-feldespáticos; los ortogneises se presentan como gneises cuarzo-feldespático con biotita, se localizan intrusiones sin y post-metamórficas así como anfíbolitas, las cuales alcanzan la facies de anfíbolita y se encuentran intrusionadas por cuerpos pegmatíticos. La rocas ígneas se encuentran representadas por dioritas y cuarzodioritas parcialmente milonitizadas y con un grado metamórfico perteneciente a la facies de esquistos verdes. Se tienen cuerpos tipo flaser gneises con segregaciones graníticas (Victoria-Morales et al., 1988).

Morán-Zenteno (1992), hace una descripción de tres zonas diferentes dentro del Complejo Xolapa las cuales abarcan la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande; en forma general, engloba las zonas que De Cserna (1965), Alaníz-Alvarez (1988) y Victoria-Morales et al., (1988) entre otros, describen en trabajos previos, considerando principalmente rocas esquistosas, gneisicas y cuerpos ígneos. De acuerdo a esto define la siguiente litología:

Los paragneises y migmatitas se encuentran en una zona localizada en la parte sureste del área en estudio, los primeros se caracterizan por un bandeamiento definido por la presencia de micas cuyo contenido es variable de acuerdo a la zona analizada. Reporta la existencia de segregaciones de cuarzo en forma lenticular así como la de diques aplíticos y pegmatíticos con muscovita y/o biotita. Se observa una asociación de sillimanita-cordierita y biotita, por lo que se sugiere que estas rocas están formadas en condiciones metamórficas de facies de anfibolita.

Los esquistos y anfibolitas se encuentran localizados en la porción noreste del área de estudio; denomina a esta zona como Complejo Xolapa indiferenciado, el cual consta de esquistos de micas, anfibolitas, ortogneises, metagranitos y pegmatitas. Estas rocas se encuentran relacionadas con cuerpos plutónicos de carácter sintectónico, así como con diques máficos y félsicos

Los ortogneises y granitoides deformados se encuentran localizados en la parte central y oriental del área; éstas rocas presentan una foliación dominante cuyos protolitos son rocas ígneas de composición tonalítica a granodiorítica, se presentan enclaves de composición diorítica; el tamaño de grano es de fino a medio.

Todos los autores mencionados, sugieren que el metamorfismo que afecto a los protolitos ígneos o sedimentarios alcanzó una facies de anfibolita, ya sea en su parte media o alta y esto se debe a la asociación mineralógica que se presenta; sin embargo, la mencionada localidad tipo del Complejo Xolapa definida por De Cserna (1965) y analizada petrológicamente por Alaníz-Alvarez (1988), no representa a la generalidad de las rocas metamórficas expuestas en gran parte de la margen continental de los estados de Guerrero y Oaxaca ya que los granitos pegmatíticos y los esquistos no son los tipos litológicos dominantes en la mayor parte del terreno Xolapa

En esta porción del Complejo (localidad tipo en el poblado Xolapa) no se puede determinar cual es la parte superior y cual la inferior de este volumen rocoso y sobre todo, no muestra una variedad petrológica tan amplia como la que definen Victoria-Morales et al. (1988) y Morán-Zenteno (1992) entre otros autores. Probablemente la secuencia expuesta en la llamada localidad tipo representa segmentos reconstituídos del Complejo Acatlán. Esto puede sugerirse a partir de que la litología y las edades (Tabla 2) que obtienen algunos autores como De Cserna et al. (1962), entre otros, presentan mayor afinidad con las rocas pertenecientes al Complejo Acatlán o a las del Complejo Oaxaqueño.

1.5.3.2 Granitoides no Deformados.

Dentro del terreno Xolapa, existen numerosos cuerpos plutónicos que intrusionan al basamento metamórfico constituido por el Complejo Xolapa; el afloramiento de dichos cuerpos es muy extenso y se tienen reportados de NW-SE desde Puerto Vallarta-Huatulco y de NE-SW a los localizados en Tierra Colorada-Acapulco.

El presente estudio se llevó a cabo en el Intrusivo de Acapulco, pero existen además de éste, el Intrusivo de Xaltianguis, el de Tierra Colorada-Ocotito, el de San Marcos-Cruz Grande y el de Ayutla-Tierra Colorada. Las características de estos plutones fueron descritas de la siguiente manera (De Cserna, 1965):

"El Intrusivo de Ocotito-Tierra Colorada, es una plutón de monzonita cuarcífera, de color gris claro y grano medio a grueso, con textura hipidiomórfica-granular, los minerales que le conforman son principalmente ortoclasa, microclina, oligoclasa, biotita, hornblenda y cuarzo; contiene diques aplíticos y diabásicos así como cuerpos pegmatíticos y migmatitas, se caracteriza por la gran cantidad de diaclasas de tipo transversal y longitudinal que presenta. En el contacto con el Complejo Xolapa se presenta el desarrollo de epidota y pirita". Larsen et al. (1958), obtuvieron una edad de 96 Ma. por medio del método de Pb- α .

"El Intrusivo de Acapulco es una ¿monzonita cuarcífera?, cuyo tamaño de grano es de medio a grueso, presenta textura porfídica y rapakivi en forma megascópica; microscópicamente se presenta una textura hipidiomórfica granular en donde los minerales dominantes son: oligoclasa, ortoclasa, pirita, cuarzo mirmekítico, biotita y hornblenda entre otros. Presenta interrelaciones de cuerpos graníticos con cuerpos de monzonita cuarcífera". En este cuerpo el contenido de álcalis es mayor y se encuentra intrusionado por diques aplíticos, presenta diaclasas de tipo transversal y longitudinal.

Negendank et al. (1987) consideran que estos intrusivos tienen una variación litológica dentro de la familia de los granitoides (tales como son los granitos, granodioritas, y los granitos de feldespato alcalino). Utiliza los diagramas de discriminación de Rb/Y + Nb de Pearce et al. (1984), y obtiene que dichas rocas pertenecen aun ambiente de arco volcánico. Estos autores menciona la presencia de minerales accesorios tales como alanita, zircón, xenotima, monacita y sobre todo a las series de magnetita e ilmetita que se presentan en algunos granitos.

1.5.4 Edades de las Unidades Litológicas del Terreno Xolapa.

En el área de estudio y zonas circundantes, se han llevado a cabo trabajos de tipo geocronológico en rocas plutónicas y metamórficas, cuyos resultados han permitido realizar inferencias sobre la edad de las diferentes unidades que constituyen al terreno Xolapa. Las determinaciones isotópicas y radiométricas obtenidas por diversos autores para éstas rocas se muestran en la Tabla 2; en ésta, se presentan los resultados analíticos obtenidos para las rocas que constituyen al Complejo Xolapa así como a los granitoides no deformados. En forma general se han obtenido edades para el Complejo Xolapa y para los cuerpos granitoides no deformados que varían desde el Mesozoico, hasta el Terciario, respectivamente.

Tabla 2. *Determinaciones isotópicas previas en el área de Estudio. Intrusivo de Acapulco, Edo de Guerrero.

ROCA	LOCALIDAD	METODO	EDAD	REFERENCIA
Granitoides no deformados	Ocotito Xaltianguis Acapulco	Pb- α	96 \pm 10 Ma. 97 \pm 10 Ma. 98 \pm 10 Ma.	Larsen et al., 1958
Esquisto Gneis	Carr. Mx-Ac. La Venta	K-Ar	37 \pm 2 Ma. 43 \pm 7 Ma.	De Cserna et al., 1962
Esquisto	N de Xaltianguis	Pb- α	37 \pm 2 Ma.	De Cserna, 1965
Granitoide no deformado	Acapulco	Rb-Sr	>80 Ma.	Fries & Rincón Orta, 1965
Granitoide no deformado	Xaltianguis Acapulco	Pb- α	90 \pm 9 Ma. 100 \pm 10 Ma.	De Cserna et al., 1974
Pegmatita deformada Granito Gneisico	Barranca Xolapa El Veintuno	Pb- α	80 \pm 8 Ma. 345 \pm 35 Ma.	De Cserna et al., 1974
Gneis Granito gneisico	Rio Aguacatillo	Pb- α	345 \pm 35 Ma. 530 \pm 50 Ma.	De Cserna et al., 1974
Gneis	Sur de Xaltianguis	Rb-Sr	180 \pm 84 Ma. 195 \pm 44 Ma. 31.8 \pm .4 M.a	Guerrero-García, 1975
Granitoides no deformados	Acapulco Acapulco Xaltianguis Ocotito	Rb-Sr	48 \pm .5 M.a 43 \pm 7 Ma. 31.5 \pm .3 Ma. 36.6 \pm 2 M.a	Guerrero-García et al., 1975
Ortogneis	Sur de Xaltianguis	U-Pb	163 \pm 3 M.a	Guerrero-García et al., 1975
Granitoides no deformados	Acapulco Xaltianguis Ocotito	K-Ar	50-27 Ma.	López Infanzón y Grajales Nishimura, 1984
Granitoide no deformado	Acapulco	Rb-Sr	43 \pm 0.9 Ma.	Schaaf, 1990

*Tabla modificada de Morán-Zenteno (1992).

II. PETROGRAFIA.

II.1 Características Petroológicas Generales.

El Intrusivo de Acapulco es un plutón heterogéneo constituido por lo menos de tres facies petrográficas, la primera de ellas y más abundante, es un granito de feldespato alcalino caracterizado por la textura "rapakivi"; la segunda facie esta representada por una sienita cuarcífera de color verde oscuro de hornblenda y piroxeno. Una tercer facie petrográfica se encuentra representada por una granodiorita de biotita y hornblenda, la cual no fue posible reconocer físicamente, debido a la urbanización que predomina en el área.

II.2 Granito con Textura Rapakivi.

La facie petrográfica más abundante del Intrusivo de Acapulco es un granito de biotita, el cual ocupa la mayor superficie de afloramiento dentro del área de estudio, siendo ésta la porción centro-norte del plutón. Este cuerpo rocoso presenta diferencias petroológicas las cuales son observadas por cambios en los detalles texturales de la roca y en particular por la relación textural de feldespato potásico rodeado de plagioclasa (producto posiblemente de cambios en las condiciones de cristalización), a esta relación comúnmente se le denomina en la literatura "textura rapakivi". Esta textura es la más abundante en el plutón y es observable particularmente en las partes topográficamente más altas del plutón, las cuales corresponden a las zonas de Punta Diamante, Las Cruces y el sitio en donde se localiza la Torre de Microondas de Acapulco. (Fig. I, Tabla I; Anexo I. Mapas).

II.2.1 Descripciones Megascópicas.

Megascópicamente a este granito se le puede definir como una roca ignea leucocrática de textura fanerítica, cuya asociación mineralógica principal esta formada por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo; en observaciones de campo se aprecia una relación textural caracterizada por la presencia de textura rapakivi así como de textura porfirítica.

Los feldespatos potásicos son los minerales de mayor abundancia en la roca, se observan formas prismáticas y ovoides (predominando las primeras), su color al fresco es rosado pero en ocasiones llega a tener tonalidades blancas o blanco-amarillentas, esto como respuesta al grado de intemperismo que presenta. El tamaño de grano varía de 2 a 6 mm, aunque se observan cristales de hasta 1.5 cm, ésto sobre todo en zonas como Punta Diamante, Las Cruces y en la Torre de Microondas de Acapulco.

En forma general la presencia de plagioclasa se encuentra restringida a la corona que rodea al feldespato potásico, por lo que tiene formas irregulares (cuando se presentan como cristales individuales se observan formas tabulares de aproximadamente 2 a 4 mm de longitud), el ancho de esta corona llega a ser de hasta 5 mm; su color es blanco.

El cuarzo presenta formas irregulares, su tamaño varía desde 1 a 5 mm, en ocasiones se presenta como agregado policristalino; se observan diversas tonalidades en el color, debido a la asociación que guarda con los demás minerales, principalmente con la hornblenda, biotita o bien, con minerales opacos.

Como minerales accesorios se observan biotitas, hornblendas y magnetita principalmente. La biotita se presenta como pequeños cristales de hábito prismático cuyo tamaño es aproximadamente de 3 mm de longitud, aunque se llegan a formar pequeños agregados aciculares de hasta 5 a 10 mm; su color es café oscuro con tonalidades verdosas, presenta frecuentemente alteración a clorita de color verde claro. La hornblenda tiene un color verde oscuro y es de hábito prismático, se aprecian algunas caras bien desarrolladas del cristal, su tamaño promedio es de 3 a 5 mm y al igual que las biotitas forma pequeños agregados de tamaño similar; presenta epidota y clorita como minerales de alteración de color verde olivo y verde claro respectivamente. Los minerales opacos muestran formas anhedrales y subhedrales, su color es café oscuro y presenta un halo de color amarillo rojizo, por lo que posiblemente se trate de magnetita.

Una característica relevante de ésta facie granítica es la presencia de enclaves máficos y de cuerpos pegmatíticos, así como del intemperismo observado. Los enclaves se encuentran constituidos primordialmente de biotita, hornblenda y magnetita y en cantidades poco apreciables de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, éstos enclaves se muestran como "manchas de forma irregular" (textura "Schlieren"; Wimmenauer, 1985), con dos morfologías principales, la primera es alargada tipo "lenticular" y la segunda es circular con bordes irregulares, el tamaño aproximado es de 0.5 a 1.5 cm de longitud (Foto 1, punto de muestreo 16). En ocasiones, estos enclaves presentan una textura porfírica con un aumento en la longitud o el diámetro de las formas presentadas (NW del área de estudio; Carretera Acapulco-Zihuatanejo).



Foto 1. Enclaves máficos de forma lenticular y circular en bloques de granito de biotita con textura rapakivi, puede observarse textura porfirítica en los enclaves y un halo de alteración en los bordes de estos enclaves con respecto al granito de biotita. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

Los cuerpos pegmatíticos se encuentran constituidos de megacristales de feldespato potásico y hornblenda. En el feldespato potásico se observa su característico color rosa mientras que la hornblenda es de color verde oscuro, se presentan como cristales anhedrales y subhedrales; la alteración a epidota es característica de la hornblenda. El tamaño de estos cuerpos llega a ser desde 5 cm hasta más de 30 cm de longitud (Foto 2, punto de muestreo 16).



Foto 2. Cuerpo pegmatítico de feldespato potásico y hornblenda en bloque de granito con textura rapakivi; el feldespato potásico presenta un color rosa y pueden observarse dos muy buenos planos de crucero; la hornblenda presenta su característico color verde oscuro, es de hábito prismático y se encuentra alterada a epitoda, el tamaño aproximado es de los cristales varía de 0.7 a 1.3 cm de longitud. El bloque en el que se encuentra este cuerpo pegmatítico presenta cristales con textura rapakivi de hasta 1 cm de longitud.

Otra de las características importantes que se observan en el plutón -específicamente en la zona de Punta Diamante-, es el típico intemperismo que afecta a las rocas granitoides localizadas en un ambiente de alta alcalinidad ("intemperismo de exfoliación"), en esta zona, es posible observar bloques semiesféricos de granito cubiertos por "capas" de este mismo material altamente intemperizadas, que se van disgregando conforme lo atacan los diversos agentes climáticos (Foto 3, punto de muestreo 7).

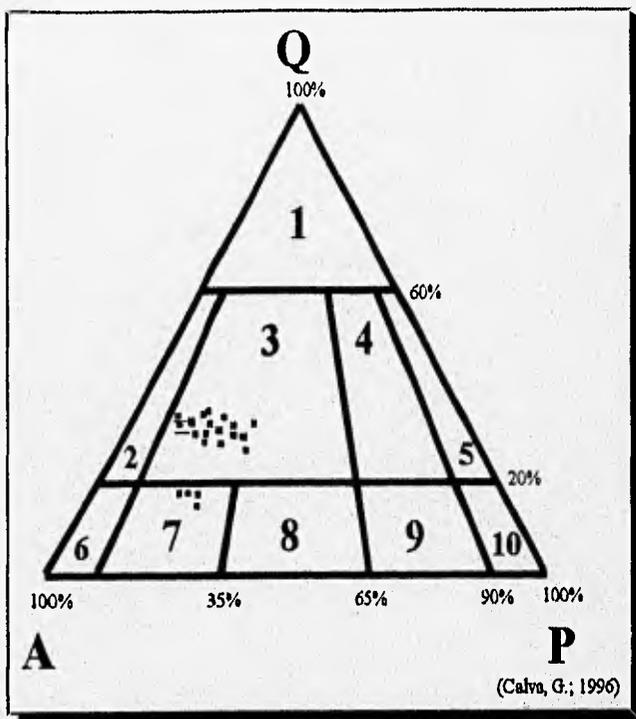


Foto 3. Intemperismo de exfoliación, zona Punta Diamante; pueden observarse esferas de granito de biotita con textura rapakivi las cuales se encuentran "cubiertas" por "capas" del mismo material. Estas capas son el producto de la alteración que sufre la roca con el ataque de los diversos agentes climáticos que se tienen en el área; el diámetro de estas esferas varía desde 45 cm hasta más de 1 m. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

II.2.2 Descripciones Microscópicas.

El estudio microscópico de esta facie petrográfica se realizó en 18 láminas delgadas que definen a este volumen rocoso como una roca con textura granular hipidiomórfica, la cual se caracteriza por la existencia de dos fases de cristalización representadas por granulometrías diferentes.

En el conteo de puntos realizado con estas muestras, se determina que el Intrusivo de Acapulco contiene en promedio 52.53% de feldespato potásico, 27.28% de cuarzo y 20.19% de plagioclasas; la cantidad que presenta de minerales accesorios no excede el 8% del total de la roca (Tabla 3, Fig. 4).



2. Granito de feldespato alcalino
3. Granito
4. Granodiorita
5. Tonalita
6. Sienita de feldespato alcalino.
7. Sienita
8. Monzonita
9. Monzonita/Monzogabro
10. Diorita

*Se realizó un conteo de 1000 puntos para cada muestra

Fig. 4. Clasificación de las muestras de roca usando el Diagrama de Streckeisen. Q= Cuarzo, F= Feldespato, P= Plagioclasas. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

Tabla 3. Características petrográficas del Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

GRANTOS CON TEXTURA RAPAKEYI y * SIENITAS CUARCIFERAS															
MUESTRA	MINERALES PRINCIPALES			MINERALES ACCESORIOS								MINERALES DE ALTERACION			
	FELD %	PLAG %	QZ %	BIOT	HORNB	APATITO	ZIRCON	PIROX	ALANITA	ESFENA	MAGNET	MIN. ARCILL	CLORITA	EPIDOTA	CALCITA
RA-1	50,22	22,90	26,80	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X
RA-2	51,19	20,19	28,61	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X
RA-5	52,01	22,15	25,84	X	X	X	X				X	X	X	X	
RA-7	51,85	21,77	26,37	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X
RA-8*	60,21	21,03	18,76	X	X	X					X	X	X		
RA-10*	60,37	20,74	18,89	X	X	X					X	X	X		
RA-12A*	60,02	21,88	18,10	X	X	X					X	X	X		
RA-13	54,40	19,54	26,06	X	X	X	X				X	X	X	X	X
RA-15	50,81	21,74	27,45	X	X	X	X			X	X	X			X
RA-18	53,50	21,10	25,40	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X
RA-22	54,33	19,81	25,86	X	X	X	X			X	X	X			X
RA-25	59,69	9,59	30,71	X	X	X	X				X	X	X	X	X
RA-27	52,55	20,80	26,65	X		X					X	X	X		X
RA-28	53,67	17,89	28,44	X	X	X	X				X	X	X		X
RA-28A	52,76	19,89	27,35	X	X	X	X				X	X	X		X
RA-30	51,84	14,86	33,30	X	X	X	X				X	X	X		X
RA-35	51,99	23,57	24,44	X	X	X	X			X	X	X			X
RA-36	47,28	24,46	28,26	X	X	X	X				X	X	X	X	
RA-39	58,40	22,75	17,85	X	X	X					X	X	X	X	
DP-12	53,38	19,10	25,51	X	X	X	X		X		X	X	X		
DP-13	51,43	22,75	25,82	X	X	X	X				X	X	X		
271089	59,14	21,05	19,81	X	X	X	X	X			X	X	X	X	

Los feldespatos potásicos tienen un tamaño que varía desde 0.7 a 6.2 mm, aunque la mayoría de los cristales presentan en promedio un tamaño de 3.2 mm; son cristales subhedrales a euhedrales predominando la primera forma cristalina. El color es gris claro en luz paralela y presenta textura pertítica y textura rapakivi (ver capítulo II.4); el 80% de los cristales de feldespato potásico presentan la textura pertítica y solo el 60% de éstos presentan la textura rapakivi, es decir, existen cristales que contienen los dos tipos de textura y aunados a esto, el maclado de Carlsbad que es característico de éste mineral (Foto 4, punto de muestreo 17). Se presenta una fuerte alteración a minerales arcillosos (sericita) y en algunos cristales se denota la exsolución de pequeños cristales de plagioclasa de forma subhedral y anhedral, además de la existencia de pequeñas inclusiones de apatitos y zircones.



Foto 4. Se puede observar en la región superior central-derecha de la imagen, una porción de un megacristal de feldespato potásico (> 6.2 mm) rodeado de una corona de plagioclasa; el feldespato potásico presenta maclado de Carlsbad así como textura pertítica, la alteración a minerales arcillosos en casi un 70% del cristal, muestra zoneamiento el cual se logra detectar con base en el cambio de tonalidad del color que presenta. Las inclusiones de plagioclasa son comunes y se presentan en cristales subhedrales-anhedrales; en las plagioclasas que rodean al feldespato potásico se presenta un maclado polisintético. En la parte inferior de la fotografía se tiene la intersección irregular de otros cristales del mismo material obstruyendo la "corona". Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

Las plagioclasas presentan dos fases granulométricas, la primera corresponde a cristales cuyo tamaño varía de 0.9 a 2.3 mm, siendo el tamaño predominante el de 1.6 mm. Son cristales anhedrales a euhedrales, predominando los cristales subhedrales y las formas tabulares, es de color gris claro en luz paralela; presentan maclas polisintéticas y compuestas (maclas polisintéticas + maclas de Carlsbad), el ángulo de extinción es de 5° a 7° (oligoclasa) - (Foto 5, punto de muestreo 5) -, algunos de éstos cristales presentan una textura "esqueletal" (ver II.4), en donde existen desarrollos secundarios de calcita; se tiene alteración parcial a minerales arcillosos.



Foto 5. Cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas y alteración a minerales arcillosos. En la parte centro-izquierda de la fotografía es posible observar un cristal euهدral de hornblenda. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

La segunda fase granulométrica se caracteriza por la observación de una corona de plagioclasa que rodea a los feldespatos potásicos, dicha corona presenta colores de birrefringencia de primer orden en la tabla de Michel-Levy; presenta maclas polisintéticas aunque no es posible observarlas en toda la corona, el ancho de este borde es de 0.24 a 0.46 mm en la mayoría de los casos (Foto 4).

El cuarzo presenta un tamaño que varía desde 0.22 a 3.6 mm, este tamaño corresponde a las dos diferentes fases granulométricas del mineral. La primera fase corresponde a aquellos cristales cuyo tamaño fluctúa entre los 0.9 a 3.6 mm; son cristales anhedrales y su color es gris claro, la extinción es ondulante. En la segunda fase se tienen a aquellos cristales cuyo tamaño varía de las 0.22 a 0.58 mm, se presentan como agregados cristalinos o como pequeños cristales individuales.

En cuanto a los minerales accesorios se observan principalmente biotitas y hornblendas y en mucho menor cantidad apatito, zircón, esfena y alanita, en forma general se puede apreciar un ~ 8 % de éstos minerales en la constitución total de la roca.

Las biotitas presentan una coloración café-verdoso y el pleocroísmo varía a un color verde olivo, se observa un muy buen plano de crucero; son cristales anhedrales a subhedrales y la proporción en la fábrica de éste mineral es del 50% para cada una de éstas formas, se encuentran como cristales individuales de forma tabular o como agregados aciculares. La alanita se encuentra relacionada a las biotitas, es de relieve fuerte y presenta un pleocroísmo alto, su tamaño es de 0.09 a 0.19 mm; se caracteriza por la existencia de un "halo o espectro" de colores (con tonalidades azul-verdosas) que se presenta en el contacto entre éste mineral y la biotita.

En las hornblendas se observa un color café-verdoso (es un poco más oscuro que en las biotitas), el pleocroísmo tiene variaciones a verde olivo, su relieve es bastante fuerte y la fábrica varía desde cristales anhedrales a subhedrales predominando los primeros. El tamaño varía desde 0.45 a 1.9 mm, se observa textura "esqueletal" que como en las plagioclasas se encuentra relacionada con depósitos de calcita secundaria.

Los apatitos se presentan como cristales anhedrales a subhedrales de forma tabular, su tamaño tiene un rango de 0.2 a 1.1 mm; en contraste, los zircons presentan una fábrica que esta compuesta principalmente de cristales subhedrales a euhedrales, la relación porcentual para estas formas es del 50% para cada una de ellas; se observa un fuerte relieve y la birrefringencia es cercana al 4to. orden.

II.2.3. Descripciones por Catodoluminiscencia.

El estudio petrográfico realizado con el método de catodoluminiscencia (Anexo 2. Procedimientos Mecánicos y Analíticos parte A) se realizó en 12 láminas delgadas de muestras de granito de biotita con textura rapakivi; las observaciones se realizaron de acuerdo a la colorimetría que presentan algunos de los minerales que integran a la roca. De acuerdo a esto podemos definirlos de la siguiente manera: los feldespatos potásicos muestran una coloración azul, tanto en cristales individuales como en los cristales en los que se observa un intercrecimiento de este mismo mineral, existe un cambio a tonos más oscuros de azul cuando se presenta "un agrupamiento o zoneamiento" de cristales (ver fig. 6 y 7, II.4.4.4 y II.4.4.5), o bien, se tiene una variación en tonos azul-rosáceos de acuerdo a la presencia de textura pertítica en el cristal (Foto 6, punto de muestreo 17).



Foto 6. Color observado para los feldespatos y plagioclasas en Catodoluminiscencia, en la región central-derecha de la imagen se aprecian tonos azul-rosáceos debido a la presencia de textura pertítica en el cristal, el color azul que se presenta en la región central pertenece al mismo mineral pero con menor cantidad de textura pertítica, el color verde-amarillento que se aprecia en la región inferior izquierda pertenece a la corona de plagioclasas que rodean al feldespato potásico. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

Las plagioclasas muestran un color verde-amarillento con tonalidades rosadas, el cambio de tonalidad se observa claramente en aquellos cristales que bordean a los feldespatos potásicos formando la textura rapakivi, en la foto 6 pueden observarse dos de los contactos que presentan los granos de textura rapakivi: un contacto abrupto lineal (parte centro-superior de la imagen) y un contacto sinuoso (parte inferior-derecha) (ver II.4.4.3). El cuarzo presenta un color violeta-rojizo.

Los minerales accesorios como los apatitos y zircones muestran una color amarillo-verdoso y blanco-azuloso "opalescente" respectivamente, en el caso de los zircones es muy notorio observar en la mayoría de ellos la existencia de un pequeño núcleo en el centro del cristal, a partir del cual se observan estrías o capas de crecimiento (Foto 7, punto de muestreo 7). La existencia de los núcleos en los zircones, sugieren que éstos provienen de zircones cristalizados en rocas más antiguas y que fueron erosionados y reciclados en magmas más jóvenes.



Foto 7. Cristal de zircón con núcleo y estrías de crecimiento de coloración "opalescente", se localiza en un megacristal de magnetita (color negro), el cual contiene diminutos cristales de apatito de formas tabulares y redondeadas, de color amarillo-verdoso; se aprecian cristales de feldespato potásico de color azul y tonalidades azul-rosáceas las cuales se deben a la existencia de la textura pertítica en el mineral. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

II.3 Sienitas Cuaríferas.

II.3.1 Descripciones Megascópicas.

Estas rocas se localizan en la región nor-oriental del área de estudio (Fig. I, Tabla I; Anexo 1. Mapas); se trata de una roca ígnea leucocrática de textura fanerítica y color verde-azuloso, presenta gran cantidad de feldespato potásico y en menor cantidad cuarzo y plagioclasa como minerales primarios, como minerales accesorios presenta biotita y hornblenda principalmente.

El predominio de los feldespatos potásicos y su apariencia homogénea, impide observar con claridad en muestra de mano la relación entre cristales, por lo que la relación mineralógica fue observada con claridad en el estudio petrográfico. En cada uno de los puntos muestreados, la roca presenta un característico color verde-azuloso cuyas tonalidades varían desde verde claro a un verde oscuro; el color de la roca depende posiblemente de la existencia de algún elemento traza en la estructura cristalina del mineral.

Los mejores puntos de muestreo de esta facie petrográfica, corresponden a la zona localizada paralelamente a la porción de la carretera Puerto Marqués- La Sabana, así como en los poblados de El Coloso y La Sabana; en el poblado de El Coloso se observa un contacto entre rocas metamórficas pertenecientes al Complejo Xolapa (esquistos pelíticos de color negro o verde con bandas rosáceas, así como granitos deformados), el granito con textura "rapakivi" y las sienitas cuaríferas. De este contacto no fue posible determinar su continuidad debido a la urbanización en esa área.

II.3.2 Descripciones Microscópicas.

Con base en el análisis petrográfico se puede clasificar a este volumen rocoso como una roca granítica de textura granular hipidiomórfica, que muestra al igual que los granitos con textura rapakivi dos clases granulométricas. A través del conteo de puntos se determinó que la roca contiene en promedio de 60.50% de feldespato potásico, 21.10% de plagioclasa y 18.40% de cuarzo (Tabla 3, Fig. 4); como minerales accesorios presenta biotita, hornblenda, apatito, zircon y piroxeno (clino y en menor proporción ortopiroxeno).

Las características que se presentan en cada uno de sus constituyentes mineralógicos es la siguiente: el feldespato potásico es el mineral de mayor abundancia como ya se había mencionado, en el 90% de los cristales se presenta textura peritítica bien desarrollada, el tamaño del cristal varía en un rango de 1.2 a 5.4 mm, predominando los cristales de 3.8 mm; la fábrica mineral varía de euhedral-subhedral, en algunos cristales se observa el maclado de Carlsbad. En ciertos cristales de feldespato potásico se puede distinguir una textura parecida a la textura rapakivi, sin embargo no es tan nitida como en los granitos, ya que solo se encuentra en los cristales pequeños (≤ 0.7 mm). A diferencia de los granitos con textura rapakivi, en esta roca existe un menor grado de alteración a minerales arcillosos en los feldespatos.

El cuarzo es el segundo mineral en abundancia en esta roca, la fábrica es anhedral; el tamaño presenta un rango de 0.7 a 3.9 mm predominado los cristales de 2.8 mm. La plagioclasa es el mineral de menor abundancia dentro de los minerales primarios y se encuentra en forma general como cristales anhedrales - subhedrales, cuyo tamaño varía de 0.2 a 2.3 mm; presenta maclado polisintético y alteración a minerales arcillosos.

Los minerales accesorios se encuentran representados por biotitas, hornblendas, zircones, apatitos y piroxenos. La hornblenda es la más abundante y se encuentra comúnmente asociada a la biotita (ésta presenta características similares a la de la hornblenda), es de color café-verdoso, presenta pleocroísmo verde olivo, los cristales muestran formas euhedrales-subhedrales principalmente y llegan a formar agregados aciculares cuyo tamaño varía de 0.2 a 2.5 mm. Una de las peculiaridades que caracterizan a la hornblenda es la existencia de "núcleos o relictos" de piroxeno. Es posible observar augita e hiperstena y en la mayoría de los casos se encuentran "embebidos", formando parte del cristal de hornblenda, o bien, como cristales individuales (Fig. 5).

La augita se presenta generalmente como "núcleos" subhedrales, o bien como parte de los cristales de hornblenda; en el contacto entre estos dos minerales se observa un borde de reacción, el cual se caracteriza por presentar tonos azul-rojizo. Se observa un buen crucero y el ángulo de extinción es menor de 39° . En contraste, la hiperstena se encuentra generalmente como cristales individuales pero siempre asociado a la hornblenda; se caracteriza por sus colores de birregringencia, que en la tabla de Michel-Levy son cercanos al cuarto orden.

La existencia de apatitos y zircones es común en esta roca.

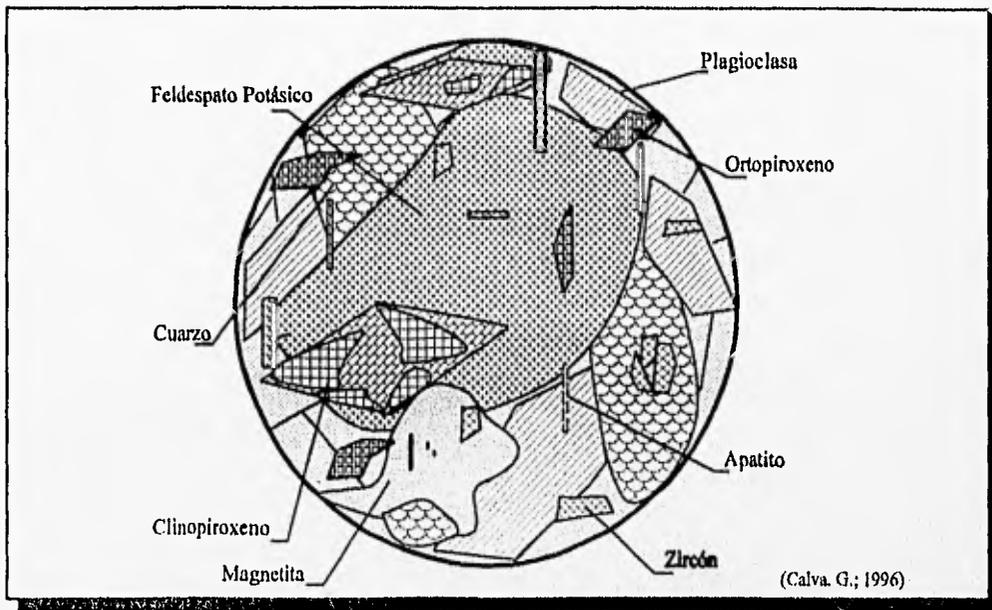


Fig. 5 Relictos de piroxeno (orto y clinopiroxenos) y su relación con cristales de hornblenda o bien como cristales individuales; puede observarse que las hornblendas crecieron a partir de antiguos cristales de piroxenos. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

II.3.3 Descripciones por Catodoluminiscencia.

En el estudio por catodoluminiscencia realizado en la facie de la sienita cuarcífera, se reportó lo siguiente:

Los feldespatos presentan un color azul-verdoso, con tonalidades rosáceas debido a la presencia de textura peritítica. Las plagioclasas presentan un color verde-amarillento con tonalidades rosadas, las que se acentúan cuando se tiene relación con los cristales de cuarzo y éste, a su vez, presenta un color violeta-rojizo, sobre todo en los individuos de la mayor clase granulométrica, el tono totalmente violeta se presenta en el cuarzo de la fase granulométrica de menor tamaño, éstos son visibles únicamente en relación con cristales de plagioclasa que se encuentran rellorando los espacios existentes entre los cristales de mayor tamaño.

Con respecto a los minerales accesorios se observaron características similares a las descritas en el granito de biotita con textura rapakivi, a excepción de que los zircones no presentan el núcleo de crecimiento.

II.4 Texturas del Intrusivo de Acapulco.

En los minerales constituyentes de las facies petrológicas del Intrusivo de Acapulco, se observan texturas minerales peculiares, sobre todo en lo referente al granito de biotita con textura rapakivi, aunque en las sienitas cuarcíferas también se logran apreciar algunas de ellas. Las texturas observadas son: textura rapakivi, textura pertítica, textura esquelética y la textura mirmekítica. Todas estas fases texturales representan etapas de intercrecimiento o exsolución en los diferentes minerales que las constituyen.

Dentro de los desarrollos de intercrecimiento, los individuos mineralógicos que se relacionan presentan la misma orientación óptica independientemente de su discontinuidad como cristales, mientras que las fases de exsolución, se deben primordialmente a la cristalización ex-temporánea de dos sustancias minerales debido a cambios de presión y temperatura entre otros factores (Hibbard, 1981).

II.4.1 Textura Pertítica.

La textura pertítica es una textura de exsolución, la cual se debe a cambios de presión y temperatura en los magmas y descenso en la línea de solidus que provoca la desmezcla o separación de dos cristales, uno rico en K y otro en Na; esta relación se lleva a cabo en plagioclasa sódico-cálcica (albita) y feldespato potásico, en donde la plagioclasa aparece como parches en formas de vetas alargadas e irregulares que se encuentran alojadas en la ortoclasa, siendo de esta manera el feldespato la fase dominante (Foto 8, punto de muestreo 30).

II.4.2 Textura Mirmekítica.

Otra de las texturas de intercrecimiento es la textura mirmekítica, en la cual se presenta la relación de plagioclasa y cuarzo en formas delicadas, ocurriendo el cuarzo en la forma de burbujas, gotas y/o zonas vermiculares dentro del feldespato potásico, su desarrollo se origina en los bordes de los cristales de la ortoclasa y se debe al reemplazo de ese mineral por plagioclasa (Foto 8, punto de muestreo 30).



Foto 8. Textura mirmekítica y pertítica, el cristal que contiene a ésta última presenta macla de Carlsbad así como una fuerte alteración a minerales arcillosos. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

11.4.3 Textura Esqueletal.

Esta textura se caracteriza por tener celdas más o menos continuas las cuales pueden o no ser vacías, éstas se presentan como zonas "carcomidas" dentro de un cristal de plagioclasa; la forma de los cristales es diferente y no está relacionada a dicha estructura. El desarrollo de éstas celdas es dependiente del enfriamiento del magma (Hibbard, 1981). En esta textura es muy frecuente la existencia de algún mineral secundario como se muestra en la Foto 9 (punto de muestreo 28) en la cual se aprecia un cristal de plagioclasa con calcita como mineral secundario de relleno. Esta textura también se presenta en algunos cristales de hornblenda.



Foto 9. Cristal de plagioclasa zoneado con textura esquelética en cuyas celdas presenta el desarrollo de minerales de alteración (sericita) y minerales secundarios (calcita) -región central de la foto-; se aprecian cristales de feldespato potásico con maclas de carlsbad y una fuerte alteración a minerales arcillosos. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

II.4.4 Textura Rapakivi

La palabra "rapakivi", proviene de "rapautuvakivi", palabra finlandesa que sugiere la desintegración paulatina de la roca o bien cuerpo rocoso desmenuzado. En petrología esta palabra se refiere a todo aquel grano de feldespato potásico que tiene relación con plagioclasas. Dicha relación se caracteriza en forma general por la presencia de feldespato potásico (ortoclasa) coronado por plagioclasa (oligoclasa). Esta corona o borde no tiene relación alguna con el tamaño del grano, ya que éste se encuentra determinado por el feldespato (Hibbard, 1981). La gran mayoría de granitos que muestran la textura rapakivi, son del proterozoico-arqueano (Ramö y Haapala, 1993).

La descripción de la textura puede hacerse de acuerdo a las características mega y microscópicas que se presenten. De esta manera se puede definir la forma, el tamaño y el tipo de fábrica que presentan los minerales, el tipo de contacto y las inclusiones, el zoneamiento y la ocurrencia de la corona de plagioclasa alrededor del feldespato potásico, el reagrupamiento, etc. Para entender la causa que originan dicha textura, se presentan a continuación los principales rasgos de ésta textura.

II.4.4.1 Color

En conjunto, la relación de feldespato potásico y plagioclasa tiene un fuerte contraste; megascópicamente, los feldespatos potásicos presentan un color rosa pálido en roca fresca y blanco a blanco amarillento al intemperismo; en lámina delgada se tiene un color gris oscuro. Las plagioclasas presentan colores que van desde el blanco en roca fresca y blanco grisáceo-amarillento al intemperismo; en lámina delgada se tiene un color gris claro (Foto 4).

En el análisis petrográfico por catodoluminiscencia se observó un color azul para los feldespatos (el cual cambiará a tonalidades más oscuras de acuerdo al cristal observado -Fig. 6-) y un verde-amarillento para las plagioclasas (Foto 6).

II.4.4.2 Fábrica Mineral, Tamaño y Forma de los Cristales.

La fábrica mineral varía desde cristales anhedrales-euhedrales, se presentan formas tabulares a irregulares y el tamaño varía desde las 0.15 a 6.2 mm; en los feldespatos potásicos se presentan cristales subhedrales principalmente, las formas presentan límites redondeados e irregulares, siendo ésta última en algunas ocasiones parecidas al choque de una gota de agua sobre una superficie plana (Fig. 7); el tamaño varía desde 0.7 a 6.2 mm de longitud, dicho tamaño está asociado a la primera fase de cristalización en el plutón.

La plagioclasa que forma parte de la textura rapakivi es generalmente anhedral y forma una corona de ~0.25 - 0.35 mm de ancho que rodea al feldespato potásico. En ciertos cristales, la corona de plagioclasa se presentan contornos lineales (Foto 6, región centro-superior).

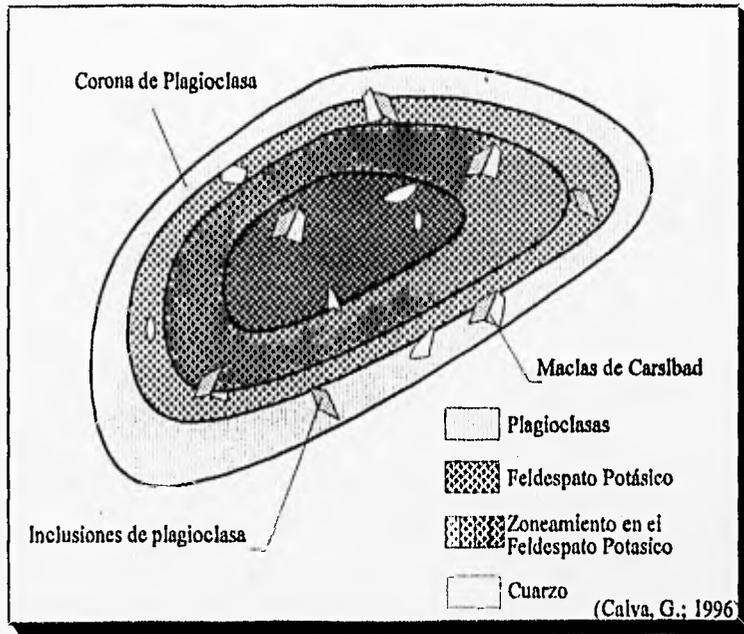


Fig. 6. Zoneamiento que presentan algunos cristales de feldespato potásico. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

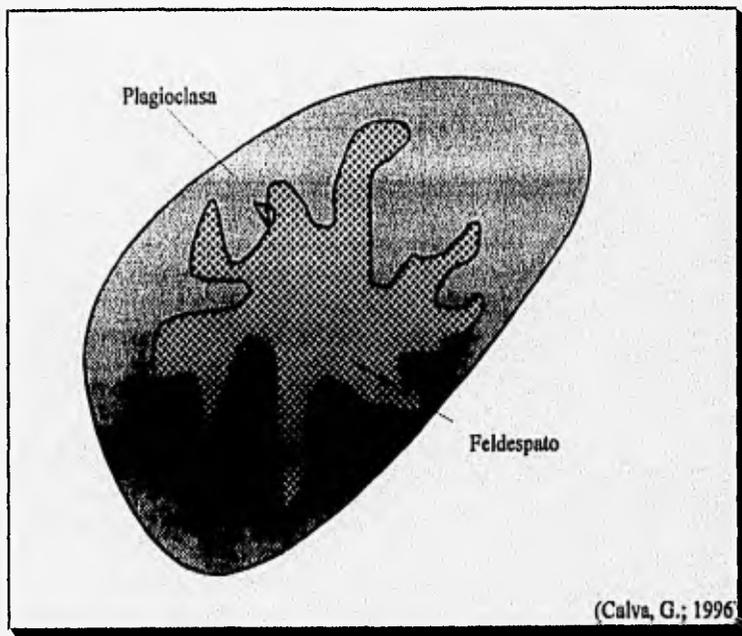


Fig. 7. Forma de "gotas" en cristales de feldespato. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

II.4.4.3 Tipo de Contactos.

En general se pueden definir tres tipos de contacto en los granos que definen la textura rapakivi:

II.4.4.3.1 Contacto Abrupto.

Es aquel contacto que se presenta en el contorno de la relación feldespato potásico vs. plagioclasa, mostrándose claramente el límite de cada uno de los minerales y que en algunos casos se presenta como líneas casi rectas; en el estudio de catodoluminiscencia y en el petrográfico, es observable por la emisión del espectro de colores y el relieve presentado respectivamente (Foto 4 y 6, región centro-superior).

II.4.4.3.2 Contacto Sinuoso.

En este contacto se refleja una morfología irregular en el contorno de los minerales y que en algunos cristales asemeja al choque de una gota de agua sobre una superficie plana (Fig 7); aún con este tipo de característica, se distingue claramente el relieve de cada uno de los minerales que se ponen a consideración (Foto 4 y 6, región inferior derecha).

II.4.4.3.2 Contacto Entreverado.

Este contacto se caracteriza por presentar una morfología de intercrecimiento como en las perfitas, es decir, la relación del feldespato potásico con respecto a la plagioclasa se caracteriza por no tener a diferencia de los dos contactos anteriormente mencionados un límite bien definido, manifestándose como una "rejilla" de material. Este tipo de contacto sólo se observó en el análisis petrográfico con catodoluminiscencia (Foto 10, punto de muestreo 15).



Foto 10. Contacto "entreverado", relación feldespato potásico vs. plagioclasa (textura rapakivi); la relación entre estos dos minerales en este tipo de contacto se asemeja a la textura pertítica. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

II.4.4.4 Inclusiones, Maclado y Zonamiento.

En las muestras observadas con la textura rapakivi, se logra distinguir que las inclusiones principales son de plagioclasas cuyo tamaño aproximado es de 0.15 a 0.30 mm, éstas se localizan en el feldespato potásico, en el cuarzo y aún en el contacto feldespato potásico vs. plagioclasa. La morfología de estos cristales es euhedral-subhedral predominando los primeros; en algunas ocasiones se muestra el maclado polisintético. La formación de estas inclusiones probablemente son contemporáneas con la formación de la corona de plagioclasa que rodea a los feldespatos potásicos en la textura rapakivi (Foto 4 y 6; Fig. 6)

En las láminas se observan diversos tipos de maclas de repetición simple; en los feldespatos el maclado principal es el de Carlsbad (Fig.6), aunque también se logra observar en las plagioclasas, hornblendas; también se presenta también el maclado polisintético (Foto 4).

En el maclado de Carlsbad, los cristales se encuentran separados por un solo plano de composición, siendo las caras policristalinas 010 las que se encuentran en contacto; mientras tanto, el maclado polisintético se debe probablemente a una forma de intersección de los cristales en posible y continuo crecimiento (Kerr, 1977). Las maclas compuestas se encuentran referidas a la combinación de maclas polisintéticas y maclas de Carlsbad, mostrando en algunos cristales la relación de las características presentadas en forma individualmente.

El zoneamiento en los cristales con textura rapakivi es observado tanto en las plagioclasas como en los feldespatos potásicos; en las plagioclasas se define un zoneamiento relacionado al maclado compuesto (maclas de Carlsbad + maclas polisintéticas), esto se puede observar tanto en la corona de plagioclasa que bordea a los cristales de feldespatos potásico, así como en cristales individuales de plagioclasa (los cuales pertenecen a la segunda fase granulométrica de cristales) que se encuentran enbebidos en el fenocristal de feldespato potásico. El zoneamiento en los cristales de feldespato potásico se puede observar en el esquema de la fig. 6 y se relaciona principalmente a aquellos cristales que presentan la textura rapakivi así como a un agrupamiento de cristales que contienen a dicha textura.

II.4.4.5 Agrupamiento e Intercrecimiento de Cristales.

En las muestras observadas se puede definir un tipo especial de agrupamiento o intercrecimiento de cristales, consiste en la unión de dos o más granos con textura rapakivi, los cuales debido al tamaño individual de cada uno de ellos y de una "intersección de crecimiento", puede llegar a forma un solo grano de mayor dimensión ($>$ a 7mm y hasta más de 1.5 cm). La dimensión que alcanzan en particular estos granos, se debe también al ancho de las coronas de plagioclasa que rodean al feldespato potásico y que se relacionan entre sí

Estas características son observables sólo en las relaciones megascópicas de trabajo en campo, debido a que por el tamaño que presentan estos cristales no es posible hacer las observaciones microscópicas pertinentes (Fig 8).

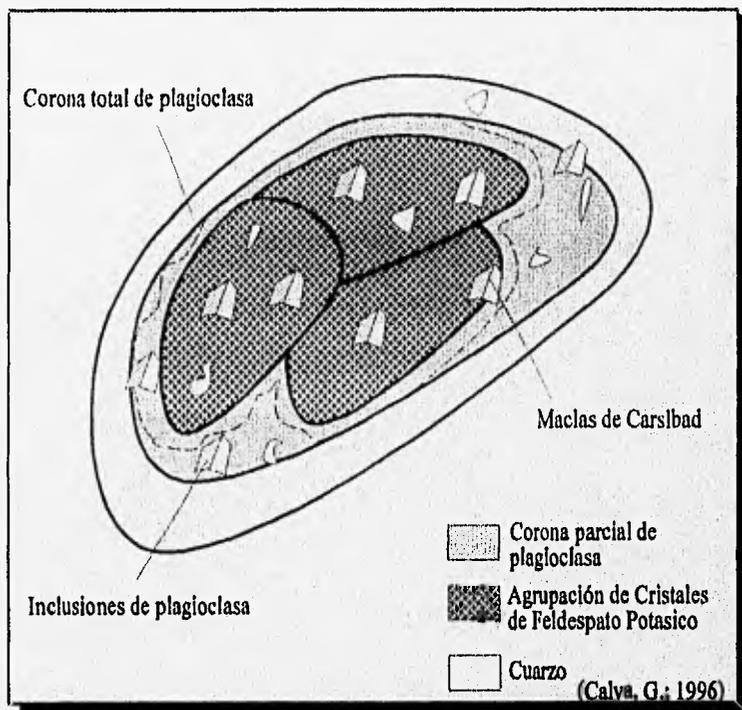


Fig. 8 Reagrupamiento de granos con textura rapakivi, éste puede observarse aplicando el método de catodoluminiscencia. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero .

II.4.4.6 Génesis de la Textura Rapakivi.

La génesis de la textura rapakivi es verdaderamente incierta, sin embargo algunos autores tales como Elders (1966), Dawes (1966), Cherry and Trembath (1978), Elliston (1985), Bussy (1990), Nekvasil (1991), Stimac and Wark (1992), Ramö and Haapala (1993), Moore et al. (1993), John and Wooden (1990), entre otros, proponen diversas hipótesis para el origen de esta textura, presentando modelos tales como:

- Mezcla de dos magmas, uno máfico y uno félsico.
- Ascenso de magmas félsicos en condiciones de temperatura y presión variables.
- Exsolución
- Remplazamiento metasomático; reabsorción y crecimiento.

II.4.4.6.1 Mezcla de dos magmas.

Este modelo sugiere que dicha textura sólo se presenta en rocas híbridas producto de la mezcla de dos magmas (uno máfico y otro félsico); es un sistema heterogéneo, el cual indica un estado de alto desequilibrio químico, cuya tendencia obliga a la nucleación de un feldespatos sobre la superficie de otro, como consecuencia de una "cristalización epitaxial" de plagioclasa en feldespatos potásico.

En esta hipótesis se propone la existencia de condiciones "inusuales" originadas durante la mezcla de composición y temperatura contrastante; esto implica dos posibles parámetros relacionados, uno es la disminución de temperatura en el magma máfico y la segunda, el posible recalentamiento de un magma félsico por una fuente de mayor temperatura, el cual puede ser el magma máfico.

El resultado de esto es la posible recrystalización de plagioclasa con formas parcial o totalmente dendríticas y/o esqueletales, contribuidas por el componente máfico en el sistema mezclado, o bien, la ocurrencia de nuevos cristales originados por el sobrecrecimiento de los feldespatos derivados de un sistema félsico durante el proceso de la mezcla (Hibbard, 1981).

Esta hipótesis es difícilmente aplicable al Intrusivo de Acapulco ya que no existen rocas máficas en esta región que se puedan relacionarse a este magmatismo. Aunque la mezcla de estos dos magmas, félsico y máfico en caso de ocurrir, debe ser a mayores profundidades y el residuo máfico pudo haber permanecido sin migración.

II.4.4.6.1 Ascenso de magmas félsicos.

El modelo de desequilibrio por ascenso de magmas considera que las rocas que contienen textura rapakivi usualmente contienen dos generaciones de cristales de feldespato potásico y cuarzo; las plagioclasas son comúnmente encontradas como fenocristales y ocasionalmente como cristales poikiliticos incluidos en megacristales de feldespato alcalino. Los granitos con textura rapakivi tienen un alto contenido de ortoclasa, la composición del núcleo del feldespato alcalino es variable, lo cual refleja la variación en la relación de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ en la roca. La plagioclasa es usualmente oligoclasa.

En esta teoría se sugiere que el magma que produce la textura rapakivi, se debe a la descompresión de H_2O , lo que origina la cristalización en primer lugar de feldespato alcalino seguido por el cuarzo y la plagioclasa; la co-precipitación de éstos tres minerales puede continuar hasta que se tenga de nueva cuenta una rápida descompresión y la formación de una segunda generación de feldespato alcalino. Esto va a estar condicionado al contenido de agua, el cual no debe incrementarse más allá del equilibrio de saturación.

La presencia de por lo menos dos fases granulométricas de cristales (debidas probablemente a cambios en las condiciones de presión y temperatura) apoyan esta hipótesis.

II.4.4.6.3 Exsolución.

Mediante este proceso se explica que dos fases mineralógicas de diferente composición pueden cristalizar extemporáneamente debido a cambios variables de presión y temperatura, entre otros factores importantes (composición química, continuidad óptica de la sustancia mineral, estructura cristalina de los minerales, etc.). Específicamente, para el caso de la textura rapakivi se considera que éste proceso contribuye como factor fundamental para la formación de "capas" de albita-oligoclasa alrededor de feldespato potásico.

Al igual que el modelo anterior, esta hipótesis puede aplicarse al granito con textura rapakivi del Intrusivo de Acapulco, si consideramos la abundancia de textura peritítica y que el origen de ésta también se encuentra asociada a fenómenos de exsolución,

II.4.4.6.4 Reemplazamiento metasomático, reabsorción y crecimiento.

Estos modelos sugieren que cambios drásticos en la temperatura de emplazamiento de un plutón, pueden ocasionar procesos metasomáticos que permitan la precipitación de feldespato alcalino; de acuerdo a esto, algunos fenocristales de plagioclasa pudieron ser parcialmente reemplazados desde su estructura central por feldespato potásico, aunque algunas reacciones de reemplazamiento pudieron quedar incompletas; mientras tanto, si se consideran cambios en las condiciones primitivas que originan al magma que contiene a la textura rapakivi se tendrá una diversidad química y textural en las formas cristalinas. Esta variedad puede originarse debido a un cambio de presión y temperatura por lo que existen reacciones entre las fases mineralógicas ya cristalizadas .

Los modelos descritos anteriormente tienen poca probabilidad de origen para el Intrusivo de Acapulco, por un lado no hay referencias acerca de un evento metasomático posterior al emplazamiento del plutón en cuestión y por otro lado hubo más de un cambio en las condiciones que originan al magma del cual proviene la textura rapakivi aunado a la existencia de minerales alóctonos incorporados al magma "original" (ésto puede comprobarse por las dos fases granulométricas y la existencia de zircones con núcleo, los cuales posiblemente provengan de una fracción de corteza antigua que contaminó al magma que originó al Intrusivo de Acapulco en el momento de su emplazamiento).

III. GEOQUIMICA.

III.1 Introducción.

El comportamiento de los elementos mayores y elementos traza, así como los isótopos de Sr y Nd (entre otros parámetros), en los cuerpos magmáticos permiten inferir su origen y evolución. Con las variaciones químicas de estos cuerpos se pueden hacer inferencias acerca de los procesos magmáticos tales como la cristalización fraccionada, fusión parcial y contaminación, que se llevaron a cabo en el plutón; los detalles de dicha evolución pueden observarse al darle a los análisis, diferentes tratamientos gráficos y en particular representándolos con diagramas de variación química. Los datos obtenidos en este estudio, permitieron establecer una interpretación para inferir el ambiente químico-tectónico en el que fue emplazado el plutón. Estos datos fueron interpretados tomando como base los valores reportados por De Cserna (1965); Negendank et al. (1987), Schaaf (1990) y Morán-Zenteno (1992) principalmente.

III.2 Elementos Mayores.

Para establecer las características químicas de las rocas se analizaron 10 óxidos de elementos mayores, tales como el Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P, los cuales se utilizaron para generar la construcción de diagramas de variación, bi o trivariantes.

Dentro de los diagramas bivariantes de mayor importancia se encuentran los diagramas de Harker, en los cuales se utiliza el SiO_2 , como parámetro principal para referir a cada uno de los óxidos de elementos mayores. Con respecto a los diagramas trivariantes el más utilizado es el AFM ($A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $F = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, $M = \text{MgO}$), este diagrama es comúnmente usado para distinguir en el tren de diferenciación magmática a la serie toleítica de la serie calcialcalina de un magma subalcalino; en la Tabla 4.a y 5.a se muestran los datos reportados para los elementos mayores de las muestras analizadas en este estudio por fluorescencia de rayos-x (Anexo 2. Procedimientos y Métodos Analíticos parte B) y por emisión ICP (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) respectivamente.

III.3 Elementos Traza.

Los elementos traza juegan un papel de suma importancia para la interpretación del escenario tectónico así como para hacer inferencias genéticas de un cuerpo rocoso. Con la fluorescencia de rayos-x y la emisión ICP, fue posible determinar la concentración de algunos de ellos (Tabla 4.b y 5.b), la cual se utilizó para construir diagramas de Harker así como diagramas de discriminación de elementos traza, cuyo principal objetivo es presentar esquemáticamente el enriquecimiento o empobrecimiento de alguno de estos elementos con respecto a la cantidad de SiO₂ en cada una de las muestras analizadas, o bien, con respecto a valores normalizados.

Tabla 4. Análisis de elementos mayores y elementos traza, analizados por fluorescencia de rayos-x. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

Elemento	Tabla 4.a Composición Química de Elementos Mayores (wt%)						
	RA-13	RA-15	RA-22	RA-28	RA-30	RA-34	RA-39
SiO ₂	72.74	72.67	73.25	72.50	73.23	73.90	76.50
Al ₂ O ₃	13.66	13.56	13.01	13.77	13.47	13.38	12.57
K ₂ O	4.34	4.11	4.36	4.54	4.28	4.35	4.54
Na ₂ O	4.17	4.11	4.25	4.12	4.07	4.29	4.44
CaO	1.26	1.23	0.85	1.25	1.18	0.99	0.46
MgO	0.35	0.37	0.26	0.36	0.33	0.30	0.13
MnO	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04
TiO ₂	0.19	0.20	0.17	0.19	0.19	0.18	0.09
FeO	1.72	1.87	2.44	2.01	1.87	1.44	1.29
Fe ₂ O ₃	1.18	1.22	0.67	0.89	0.80	1.27	0.80
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.004
Perd. Calc.	0.65	0.42	0.34	0.45	0.69	0.44	0.35
TOTAL	100.35	99.91	99.77	100.16	98.74	100.60	100.21
*Tabla 4.b Composición Química de Elementos Traza (ppm)							
Rb	170	163	51	159	188	172	144
Sr	94	108	48	102	90	75	9
Y	103	93	89	102	90	100	46
Zr	262	231	349	257	215	255	297
Nb	18	18	22	17	18	20	15
Ba	412	435	227	440	363	330	68
La	33	34	22	35	29	29	17
Ce	71	70	74	73	67	69	68
Nd	56	56	72	57	58	64	80
Sm	7	8	14	7	7	8	11

* Las concentraciones de los elementos traza se normalizaron con respecto a datos de condrita y MORB, obtenidos de Anderson D.L., 1989.

Tabla 5. Análisis de elementos mayores y elementos traza obtenidos por emisión ICP (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

Elemento	Tabla 5.a Composición Química de Elementos Mayores (wt%)		
	RA-13	RA-15	RA-30
SiO ₂	71.97	72.02	72.33
Al ₂ O ₃	13.82	13.87	13.54
K ₂ O	4.48	4.28	4.39
Na ₂ O	4.22	4.17	3.98
CaO	1.13	1.18	1.05
MgO	0.36	0.38	0.34
MnO	0.05	0.06	0.05
TiO ₂	0.26	0.27	0.24
Fe ₂ O ₃	2.81	3.03	2.62
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.06
Perd. Calc.	0.5	0.46	0.66
TOTAL	99.67	99.79	99.25

*Tabla 5.b Composición Química de Elementos Trazas (ppm)							
Elemento	RA-13	RA-15	RA-30	Elemento	RA-13	RA-15	RA-30
As	2.75	1.9	2.03	Nb	13.06	12.67	13.35
Ba	389	408	346	Nd	40.56	35.94	35.24
Be	2.47	2.47	2.77	Ni	4.78	5.7	4.83
Bi	0.07	0.16	0.18	Pb	15.2	12.3	19.6
Cd	0.14	0.07	0.11	Pr	10.19	9.13	9.04
Ce	88.03	77.61	76.6	Rb	140.4	137.6	158.4
Co	10.7	13.5	17.6	Sb	0.52	0.41	0.22
Cr	9.63	11.7	6.96	Sm	7.84	6.94	7.0
Cs	3.0	2.14	4.11	Sn	3.3	4.3	5.59
Cu	9.42	10.01	6.85	Sr	81.9	97.3	78.0
Dy	6.72	6.31	6.77	Ta	1.35	1.38	1.71
Er	3.88	3.73	3.98	Tb	1.09	1.0	1.05
Eu	0.493	0.529	0.472	Th	12.32	11.38	15.15
Ga	19.3	18.6	18.7	Tm	0.63	0.59	0.65
Gd	7.32	6.42	6.65	U	3.19	3.96	4.05
Ge	1.46	1.41	1.4	V	14.1	17.4	14.6
Hf	7.11	6.85	6.13	W	66.6	94.5	111
Ho	1.51	1.41	1.5	Y	38.9	37.9	41.0
In	0.06	0.06	0.05	Yb	4.2	4.35	4.53
La	42.97	38.34	36.85	Zn	50.8	44.6	46.2
Lu	0.65	0.66	0.71	Zr	246	231	200
Ni	1.76	2.56	0.87	*Los datos fueron normalizados con condrita.			

III.4 Resultados Analíticos.

III.4.1 Elementos Mayores.

Con el propósito de reconocer las tendencias generales, grado de evolución y afinidades de las rocas que forman al Intrusivo de Acapulco, se llevaron a cabo análisis químicos de elementos mayores en 7 muestras de roca entera, seleccionadas de sitios distribuidos en el Intrusivo de Acapulco (Fig. I, Tabla I, Anexo 1. Mapas). Los rasgos químicos más notables en estas muestras son un contenido alto y relativamente homogéneo de sílice (72.50 a 76.50 wt% de SiO_2) y álcalis ($> 8 \text{ Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 9 \text{ wt}\%$).

En la fig. 9 se muestra el diagrama de variación de SiO_2 vs. $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, en el que se graficaron los valores obtenidos en este estudio así como los reportados en trabajos previos; existe un agrupamiento general de los puntos correspondientes a las muestras analizadas con la excepción de 3 valores reportados por Negendank et al. (1987), De Cserna (1965) y Morán-Zenteno (1992) (region centro-superior del diagrama); estos dos últimos datos corresponden a la facie sienítica ubicada en el extremo oriental del plutón (Fig. I, Tabla I, Anexo 1. Mapas), mientras que la primera (Negendank et al., 1987) (region central del diagrama), sale del rango en el que se encuentran las muestras mencionadas anteriormente.

La variabilidad de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ que presentan los datos del grupo mayoritario (a excepción de los datos reportados por Negendank (1987), las cuales muestran que a menor contenido de SiO_2 existe un pequeño aumento en la concentración de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), es de 5.61 a 8.98 (wt%), valores que corresponden precisamente a las muestra Cs-180 de De Cserna (1965) y a la RA-39 de este estudio. En forma general se puede observar una "ligera" tendencia de incremento de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ conforme aumenta la concentración de SiO_2 , dentro del campo subalcalino.

La fig. 10 presenta la distribución de las muestras analizadas referidas a un diagrama AFM ($A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $F = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, $M = \text{MgO}$) según Irvine & Baragar (1971). En este diagrama se muestra el límite de la serie toleítica y la serie calcialcalina, las muestras del presente estudio presentan un rango de composición de 7.16 a 8.98 (wt%) de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, siendo estos valores los correspondientes a las muestras RA-15 y RA-39 respectivamente. Las muestras se encuentran dentro del campo calcialcalino mostrando gran contenido de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

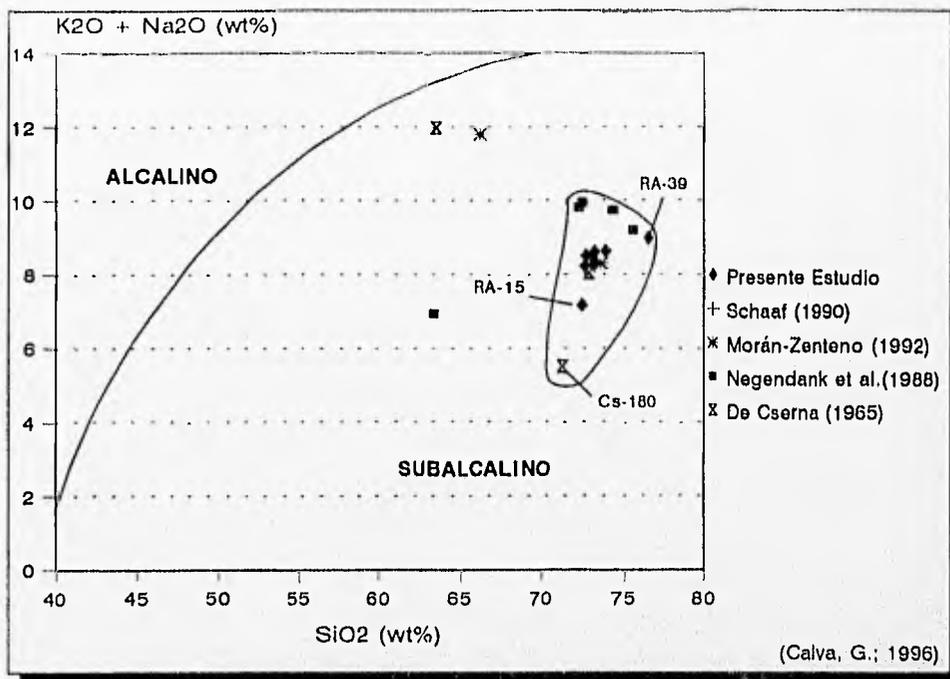


Fig. 9. Diagrama SiO₂ vs. Na₂O+K₂O (wt%) con los campos de magmas alcalinos y subalcalinos, según Irvine y Baragar (1971). Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

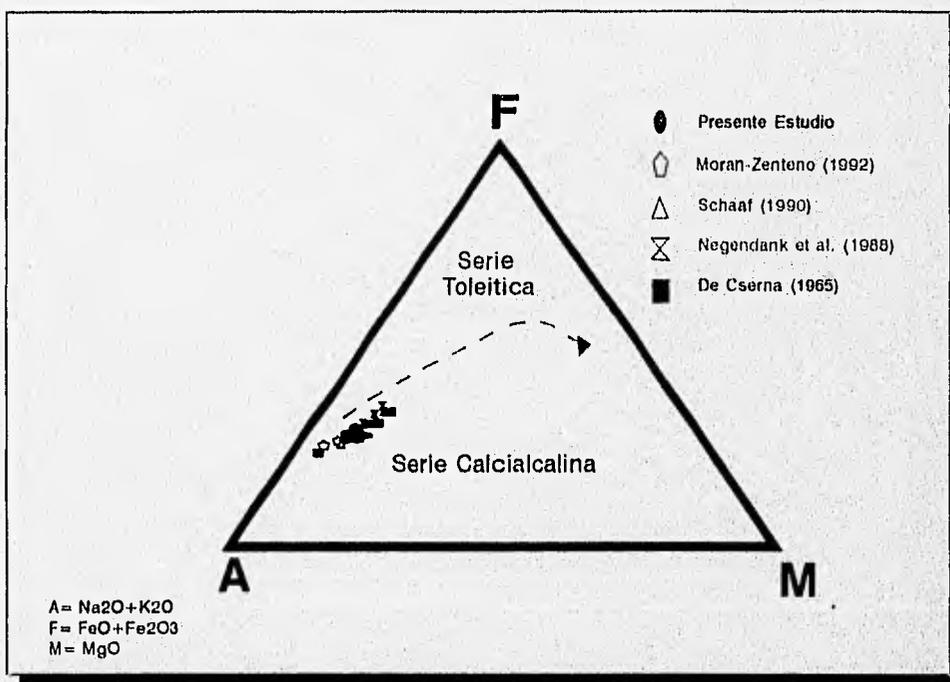


Fig. 10. Diagrama AFM, el límite de las series toleítica y calcialcalina es de acuerdo a Irvine y Baragar (1971). Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

El diagrama de índice de saturación de alúmina mostrado en la fig. 11, presenta los valores reportados para las muestras de este estudio los cuales varían entre 0.96 a 1.00 (% molar) de A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$), siendo el valor menor el correspondiente a la muestra (RA-39) y el mayor valor de A/CNK el correspondiente a una de las muestras con un menor contenido de SiO_2 (RA-15); estos valores caen dentro del campo metaluminoso, mientras que los valores reportados previamente se localizan dentro de este mismo campo y el peraluminoso. Los datos previos a este estudio, muestran una dispersión de puntos con una ligera tendencia decreciente de A/CNK respecto al contenido de SiO_2 , los valores más críticos son los reportados por De Cserna (1965), los cuales varían de 0.92 a 1.64 (wt%) de A/CNK (valores para la sienita cuarcífera y el granito de biotita con textura rapakivi, respectivamente). En el diagrama de discriminación tectónica que presentan Maniar & Piccolli (1989) para la relación A/CNK vs. SiO_2 , se aprecia que la gran mayoría de los valores graficados se localizan en el ambiente de arco volcánico (VAG) y el ambiente intraplaca (WPG) (fig. 12).

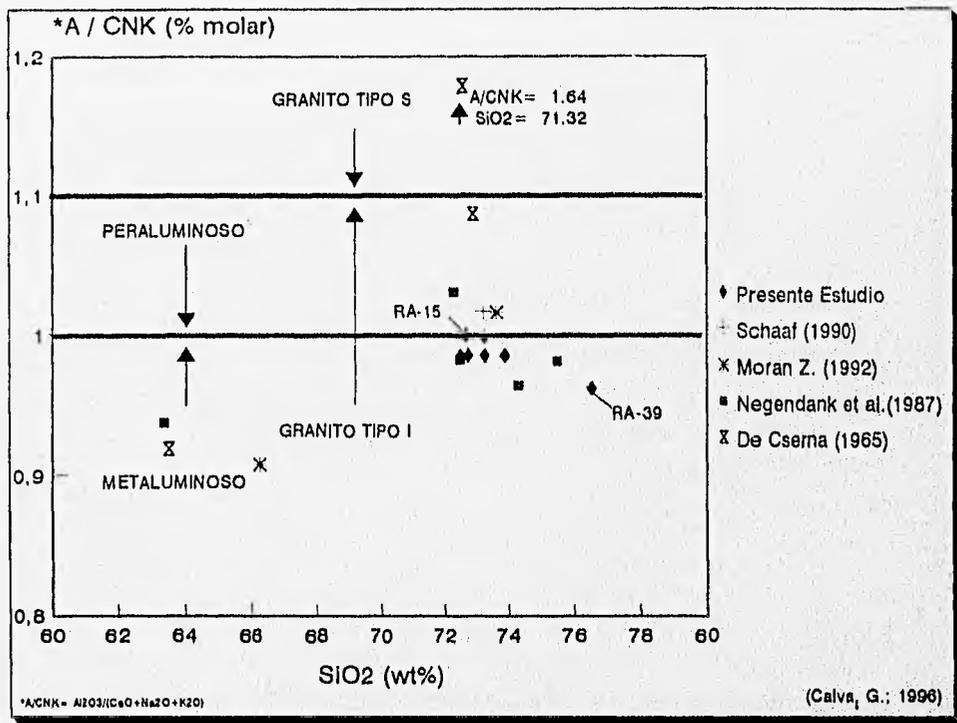


Fig. 11. Diagrama de índice de saturación de alúmina; Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

Si se refieren la totalidad de las muestras consideradas a la clasificación genética de los granitos de acuerdo a Chappell & White (1974), todos los puntos salvo uno reportado por De Cserna (1965) se ubican en el campo de los granitos tipo I que dichos autores asocian a las márgenes activas y a una fuente ígnea más que a una sedimentaria.

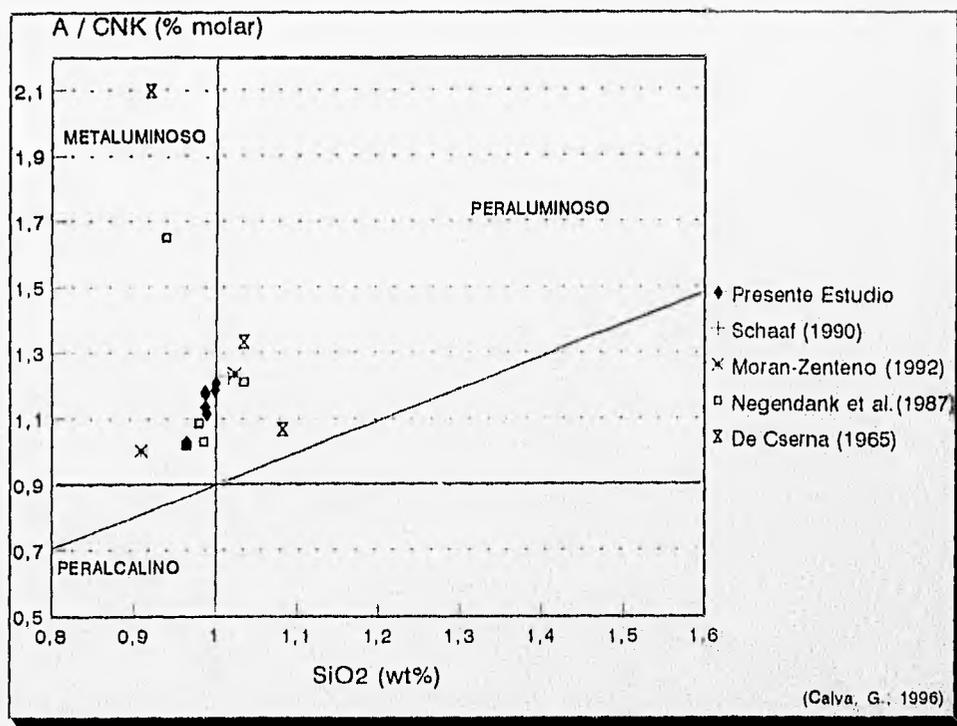


Fig. 12. Diagrama de discriminación tectónica, Al_2O_3/Na_2O+K_2O vs. $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$; IAG= granitos de arco intraoceánico, CAG= granitos de arco continental, CCG= granitos de zona de colisión continental, RRG= granitos relacionados a rifts; CEUG= granitos relacionados a epirogénesis continental; POG= granitos postorogénicos; OP= granitos anorogénicos. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

En las figs. 13 a 21 se presentan los diagramas de variación de Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO , MgO , MnO , TiO_2 , P_2O_5 y FeO vs. SiO_2 respectivamente. Como puede observarse, existen tendencias y agrupamientos bien definidos para las muestras reportadas en el presente estudio y una mayor dispersión en algunas muestras reportadas por autores previos; esto se encuentra representado por

las figuras en forma de "amibas" que se localizan en la mayoría de los diagramas. Las figs. 13, 16, 19, 20 y 21 muestran una tendencia negativa en la concentración del elemento analizado (Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , P_2O_5 y FeOT) con respecto a un "ligero aumento" en la concentración de SiO_2 de las muestras.

Las fig. 14 (K_2O vs. SiO_2) y 18 (MnO vs. SiO_2), presentan valores "planos" del elemento analizado con respecto al SiO_2 , es decir, no existe un aumento o disminución del K_2O y MnO con respecto al aumento de SiO_2 de las muestras analizadas; sin embargo una ligera tendencia de incremento en Na_2O y MgO con respecto al SiO_2 es observada en la fig. 15 y 17. Estas dos últimas figuras muestran que a mayor contenido de SiO_2 en las muestras de roca, existe una mayor concentración de Na_2O y MgO .

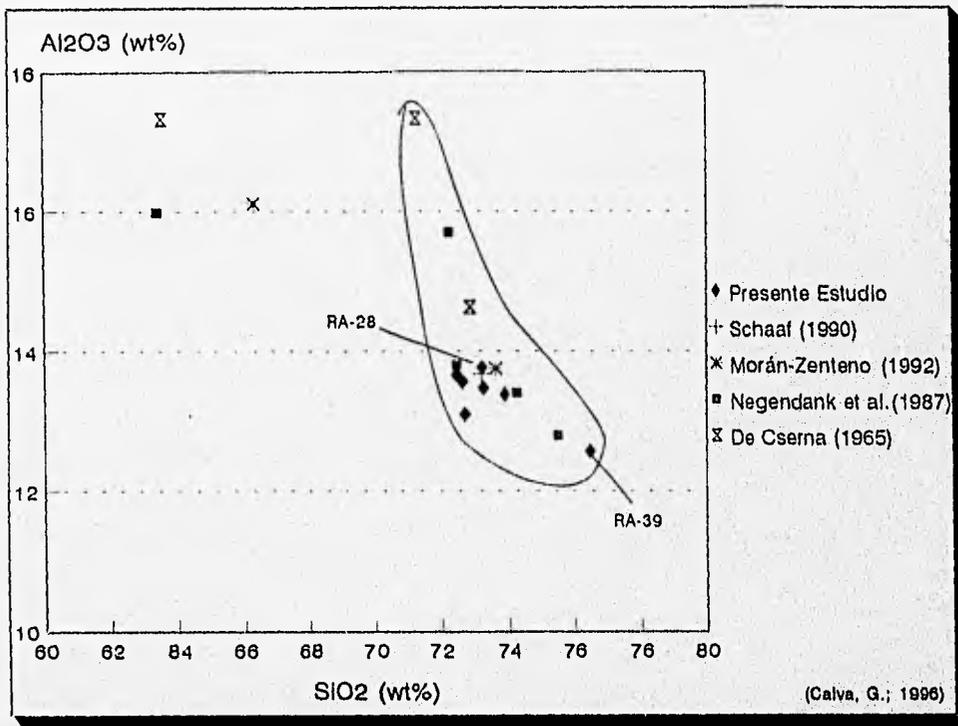


Fig. 13 Diagramas de Harker Al_2O_3 vs. SiO_2 y K_2O vs. SiO_2 , respectivamente; Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

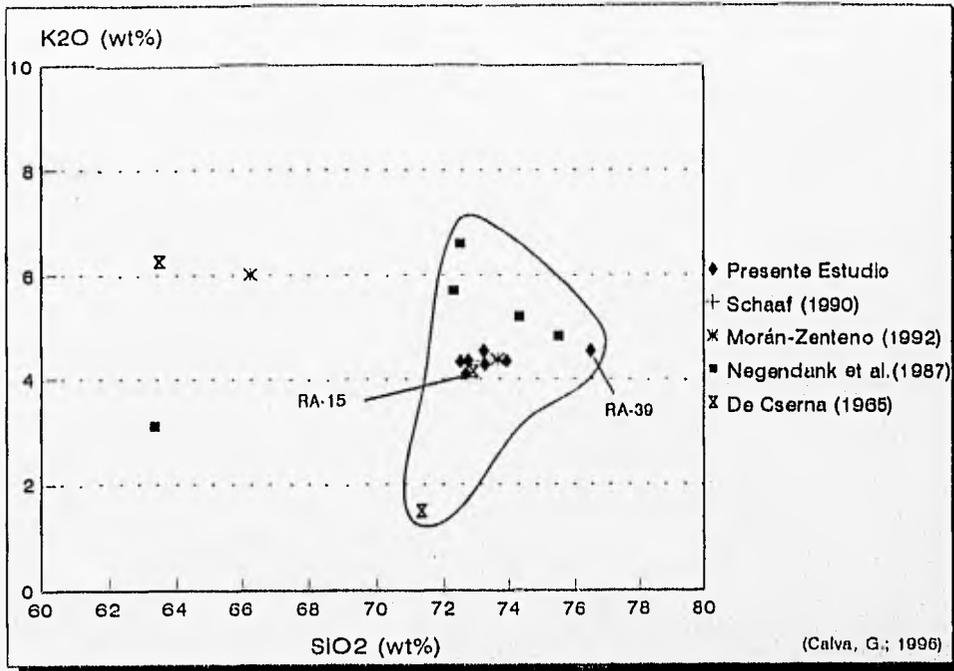


Fig. 14. Diagrama de Harker K₂O vs. SiO₂. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero

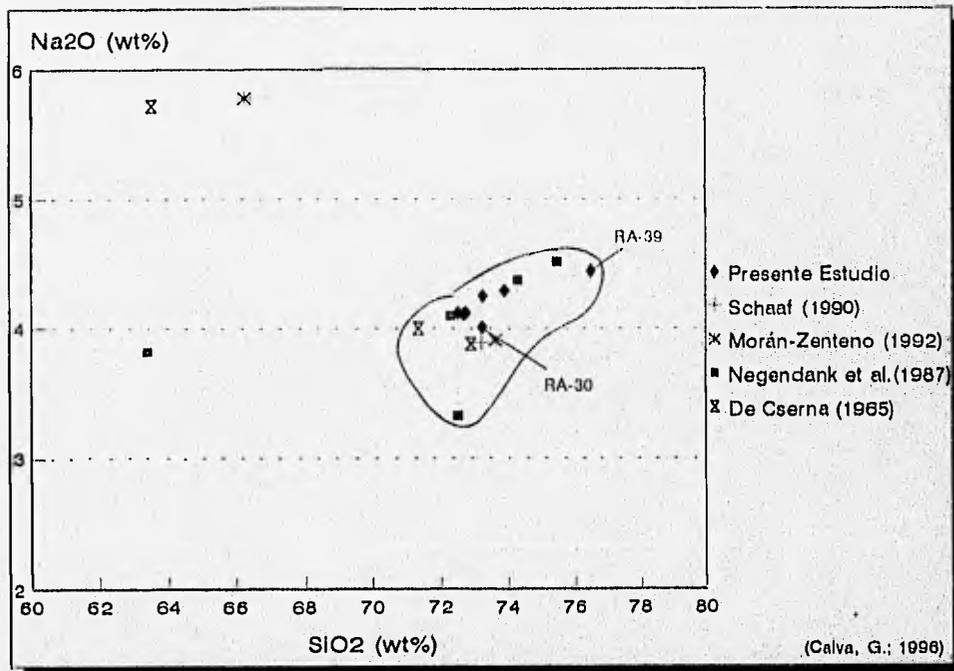


Fig. 15. Diagrama de Harker Na₂O vs. SiO₂. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero

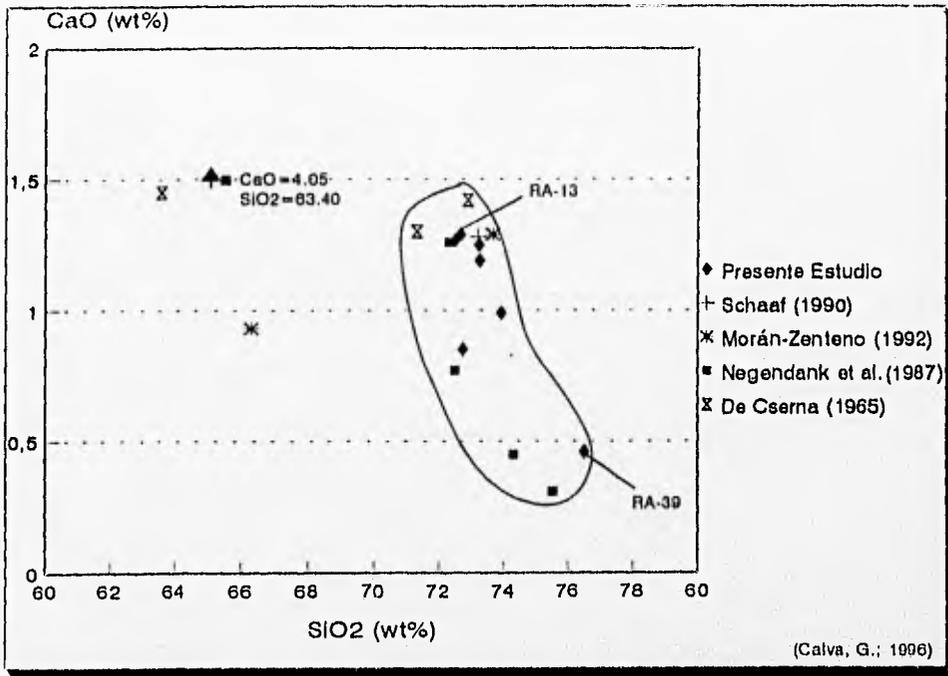


Fig. 16. Diagrama de Harker CaO vs. SiO₂. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero

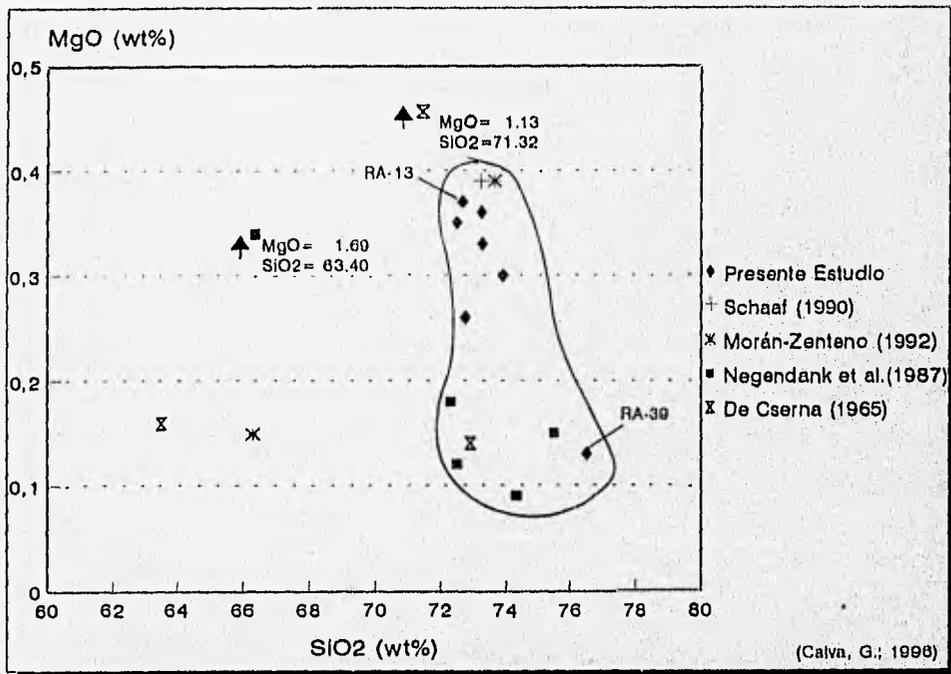


Fig. 17. Diagrama de Harker MgO vs. SiO₂. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero

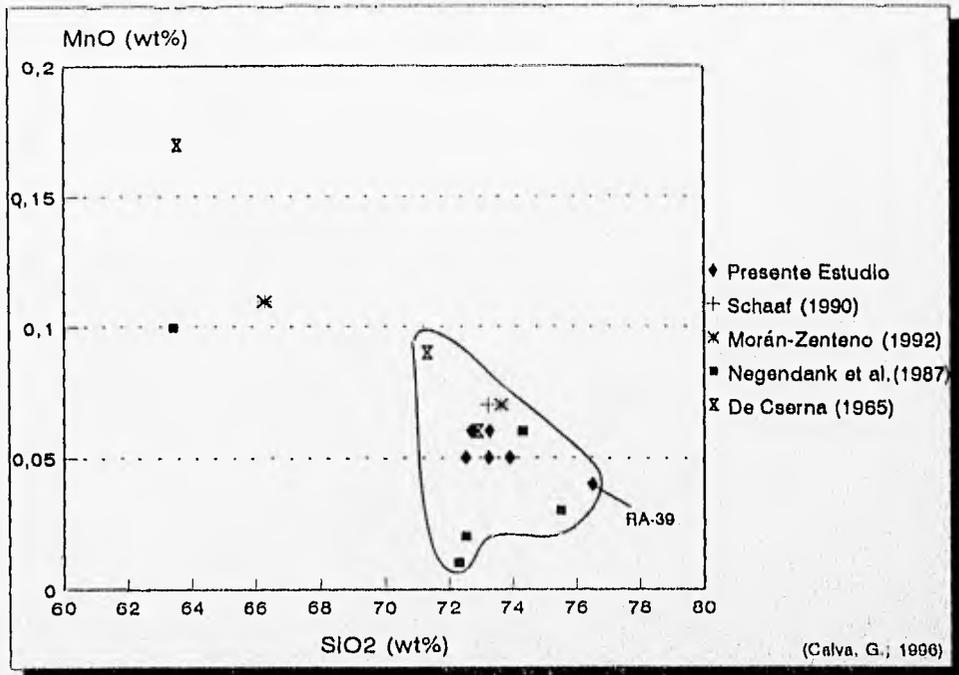


Fig. 18. Diagrama de Harker MnO vs. SiO₂. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero

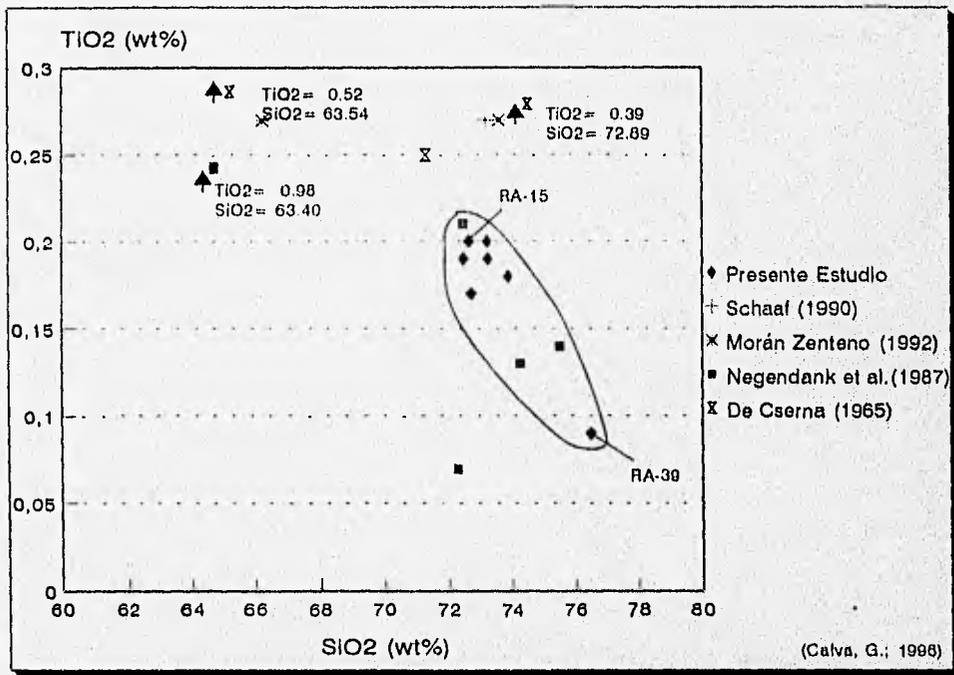


Fig. 19. Diagrama de Harker TiO₂ vs. SiO₂. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero

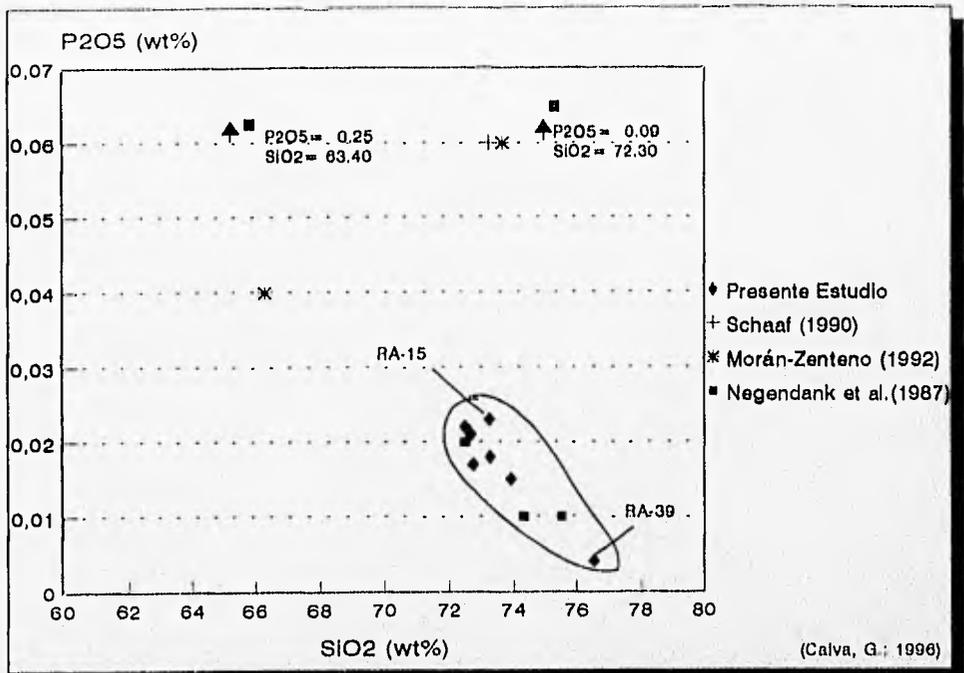


Fig. 20. Diagrama de Harker P2O5 vs. SiO2. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero

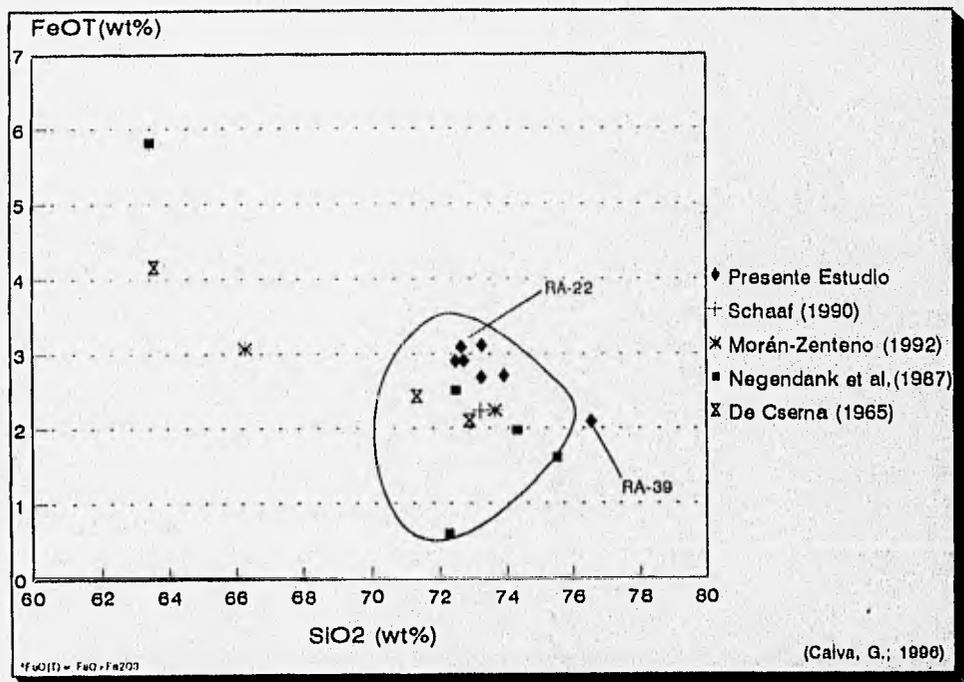


Fig. 21. Diagrama de Harker FeOT vs. SiO2. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero

III.4.2. Elementos Traza.

Con el propósito de reconocer aspectos relevantes en la génesis del Intrusivo de Acapulco, se llevaron a cabo análisis de abundancia de elementos traza en 7 muestras de roca entera a través de la técnica de fluorescencia de rayos-x (Anexo 2. Procedimientos y Métodos Analíticos, parte B) (Tabla 4.b), así como el análisis en 3 de estas muestras por medio de la Emisión ICPMS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) (Tabla 5.b); los elementos analizados fueron Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd y Sm. Adicionalmente se contó con datos de elementos de tierras raras previamente reportados por Negendank et al. (1987).

En la tabla 4.b se presentan las concentraciones de elementos traza obtenidas para las muestras del presente estudio por medio de la fluorescencia de rayos-x; en las figs. 22 y 23 se pueden observar las abundancias que resultan de normalizar los valores obtenidos en este estudio con respecto a la condrita y al MORB (Mid Ocean Ridge Basalt), respectivamente. En estas figuras se representa el grado de diferenciación de las muestras de granito de biotita con textura rapakivi analizadas con respecto a su posible fuente condritica o MORB.

La normalización es una estandarización que se sigue para comparar a los elementos químicos analizados en una roca con respecto a otra roca, esto es porque en la naturaleza los elementos con número atómico par, son más abundantes que los elementos con número atómico impar (efecto Oddo Harkins), si se grafican las concentraciones de tierras raras contenidas en alguna roca, el patrón resultante sería muy irregular y difícil de comparar e interpretar. Si consideramos que al normalizar lo estaremos haciendo con una roca que no ha tenido una evolución geológica diferencial, es decir, que su composición química es la misma desde que esta fué originada, como es el caso de las condritas (meteoritas), o bien, con respecto a rocas provenientes directamente del manto superior de la tierra y que se pueden obtener en las dorsales oceánicas (MORB), entonces, el efecto irregular desaparece y por lo tanto el patrón es una línea más suave que si podemos comparar e interpretar más fácilmente

En la fig. 22 puede observarse un espectro característico de un magma de arco magmático, ya que el enriquecimiento relativo de elementos LIL (Large Ion Lithophiles) como el K, Rb y Ba así como las anomalías negativas de elementos HFS (High Field Strength) como el Ti y el Nb lo sugieren. El empobrecimiento de Sr y enriquecimiento de Rb, K y Ba sugieren que una parte importante de material cortical fue incorporado en el magma proveniente del manto superior. En la fig. 23 puede observarse perfectamente las anomalías positivas del Rb y Ba así como la anomalía negativa del Sr. (valores normalizados con MORB).

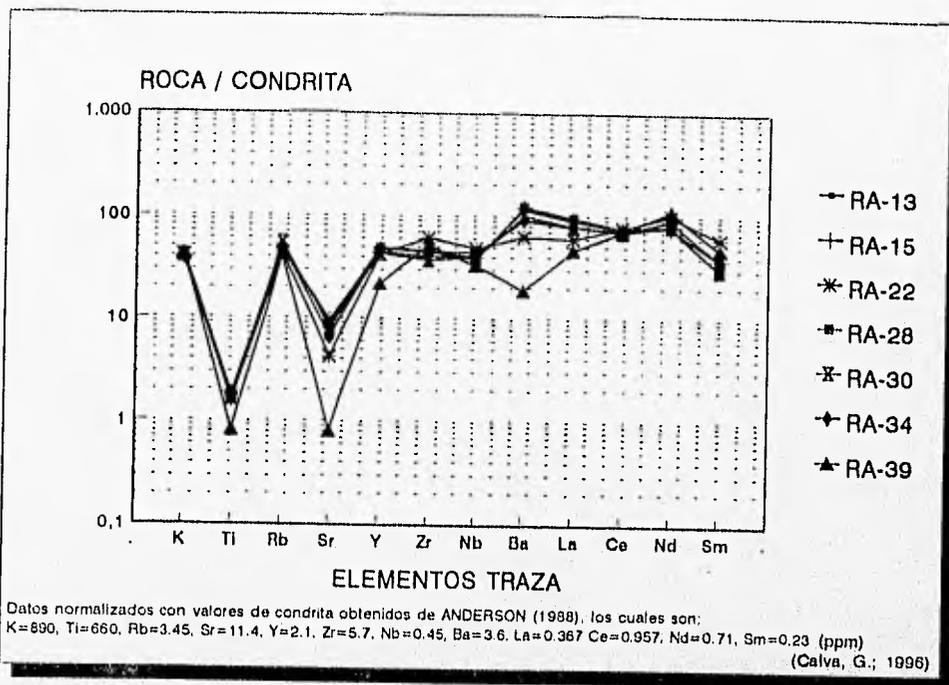


Fig. 22. Diagrama de elementos traza normalizados con condrita. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

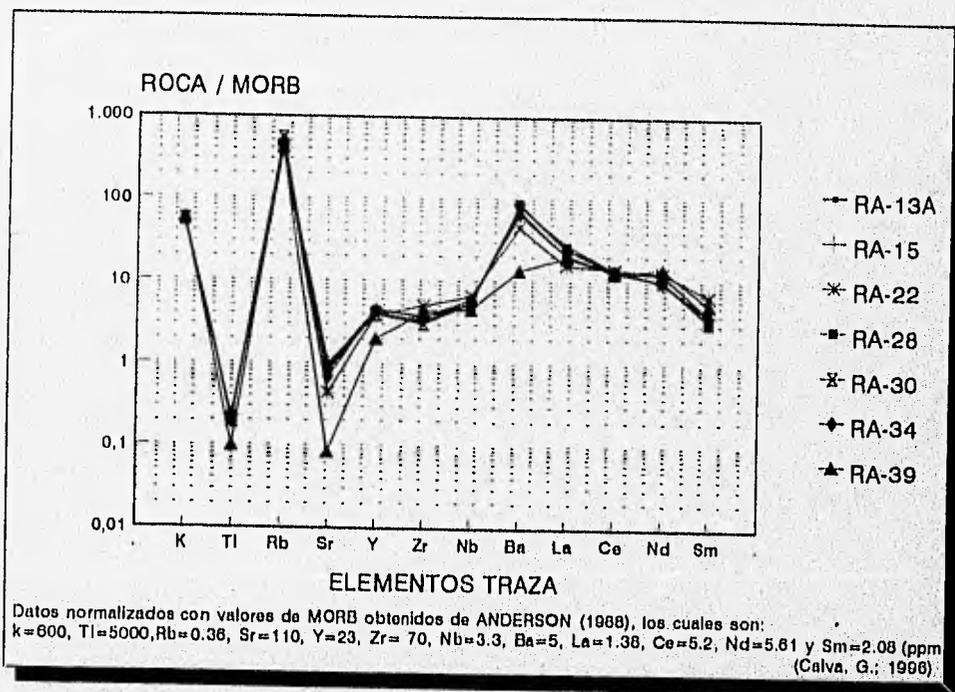


Fig. 23. Diagrama de elementos traza normalizados con MORB. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

La distribución de abundancias de tierras raras obtenidas por Negendank et al. (1987) y normalizadas con respecto a condrita, es mostrada en la fig. 24; los autores obtienen datos de estos elementos, los cuales siguen un patrón de enriquecimiento en tierras raras ligeras al igual que en la fig. 25 (datos obtenidos por la Emisión ICPMS y normalizados con condrita para las muestras analizadas en el presente estudio), así como una marcada anomalía negativa de Europio (Eu). El patrón que siguen las HREE es relativamente plano, lo que sugiere que la fuente del magma no retuvo minerales como el granate, es decir, ésta fase mineral no es muy importante en el residuo de la roca parental ya que el granate tiene coeficientes de distribución grandes para las HREE. Si hay granate en el residuo, el contenido de las HREE en el líquido se empobrecen. Si el patrón de HREE es plano quiere decir que no hay mucho granate en el residuo.

La anomalía de Eu puede ser explicada en términos de una marcada cristalización fraccionada de plagioclasas, lo cual se ve reforzado por la naturaleza petrológica misma del Intrusivo de Acapulco (el cual se encuentra altamente diferenciado) y la anomalía negativa de Sr. Esto puede explicarse de la siguiente manera: al cambiar las condiciones iniciales de presión y temperatura en un magma, los primeros minerales que empiezan a cristalizar son las plagioclasas cálcicas. Si recordamos que por sus características químicas el Eu^{+3} se encuentra relacionado con el Ca^{+2} y éste a su vez con el Sr^{+2} , entonces el Eu forma parte de la estructura cristalina de las plagioclasas como elemento traza; cuando esta fracción de mineral encuentra su punto de solidificación, se cristaliza y se deposita en la cámara magmática formando cúmulos de mineral, por lo que el líquido final se encuentra empobrecido de estos elementos. Entonces la siguientes fases mineralógicas que se formen contendrá una abundancia menor de Ca y Eu.

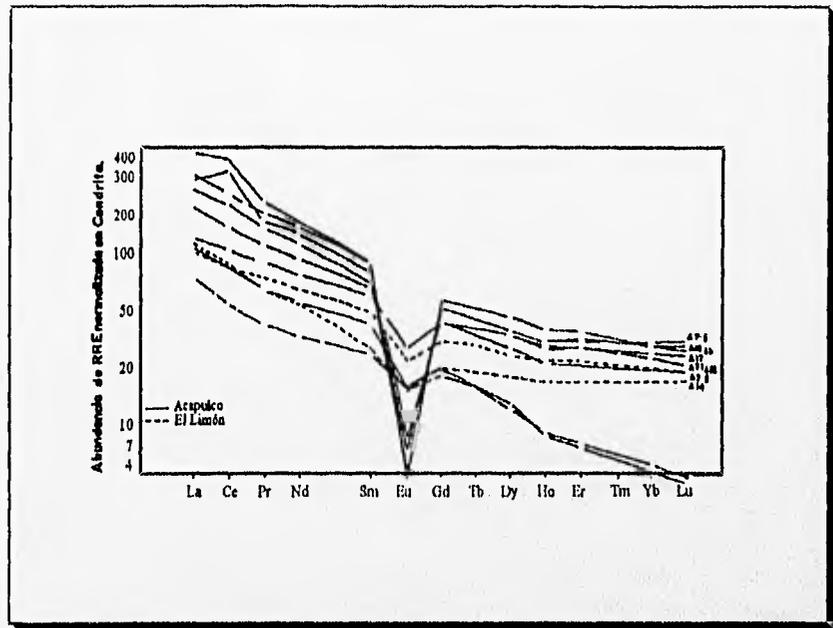


Fig. 24. Diagrama de elementos de tierras raras (REE) normalizados con condrita, Negendank et al. (1987). Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

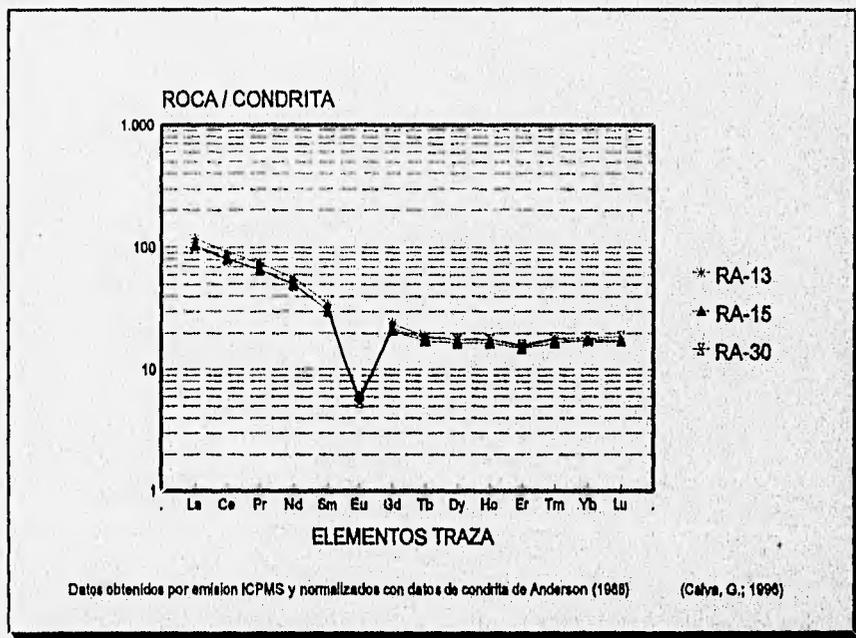


Fig. 25. Diagrama de elementos de tierras raras (REE) obtenidos por emisión ICP-MS y normalizados con condrita. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

Las figuras mostradas a continuación representan, utilizando los diagramas de discriminación tectónica para elementos traza de Pearce et al. (1984), las relaciones de Y vs. SiO₂ (fig. 26), Nb vs. Y (fig. 27) y Rb vs. Nb+Y (fig. 28). En fig. 26 existen dos grupos de datos, por un lado se tienen los datos obtenidos en este estudio cuyo rango de concentración es cercano a 100 (ppm) y un segundo grupo en el cual se incluye a la muestra RA-39 así como los datos obtenidos por Negendank et al. (1987) y cuya variabilidad de Y es de 20 a 45 (ppm). En este diagrama, las muestras analizadas en este estudio (a excepción de la muestra RA-39) se localizan en el grupo WPG (Within Plate Granite) + ORG (Ocean Ridge Granite).

Las figs. 27 y 28 muestran la relación Nb vs. Y así como Rb vs. Nb+Y respectivamente, en la primera se muestra que junto con la mayoría de los datos presentados por Schaaf (1990) para las diversas rocas granitoides localizadas en la región costera del sur del México, desde Puerto Vallarta a Jilotlán, la variación en la relación Nb vs. Y tiende a concentrarse en el campo de los granitos formados en un ambiente intraplaca (Within Plate Granite -WPG-), mientras que los datos reportados por Negendank et al. (1987), pertenecen a un ambiente de arco volcánico (Volcanic Arc Granite -VAG-) + Syn COLG (SynOrogenic Potscollisional Granite); prácticamente todos los datos que reporta Schaaf (1990) (muestras recolectadas en las áreas de Manzanillo, Punta Mita y Puerto Vallarta), pertenecen al mismo ambiente tectónico en el que se localizan las muestras del presente estudio.

La fig. 28 muestra toda la muestras analizadas en este estudio pertenecen totalmente al campo WPG (Within Plate Granite). Si se considera un error aproximado de 10% de error en las lecturas de los datos geoquímicos obtenidos por la fluorescencia de rayos-x, aún así todos los puntos a excepción de la muestra RA-39, caerán en el campo WPG (ésta muestra se localiza en un extremo del campo WPG y su origen podría ser más bien un arco volcánico). De los datos geoquímicos reportados los autores antes mencionados, solo algunas muestras analizadas por Schaaf (1990) se encuentran en el ambiente intraplaca.

Los diagramas de discriminación tectónica sugieren que el Intrusivo de Acapulco se originó en alguna región dentro del continente lejana al arco magmático, o bien, fue emplazado en una corteza más gruesa que el borde del continente, como lo muestran otros intrusivos más jóvenes de la margen sur de México.

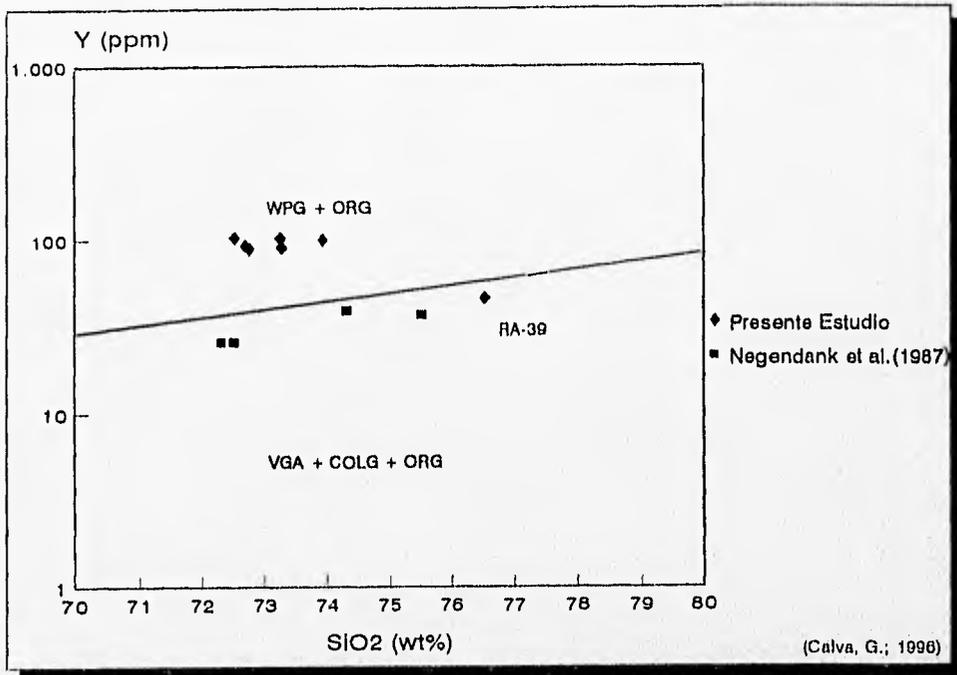


Fig. 26. Diagrama de discriminación tectónica Y vs. SiO₂. Intrusivo de Guerrero

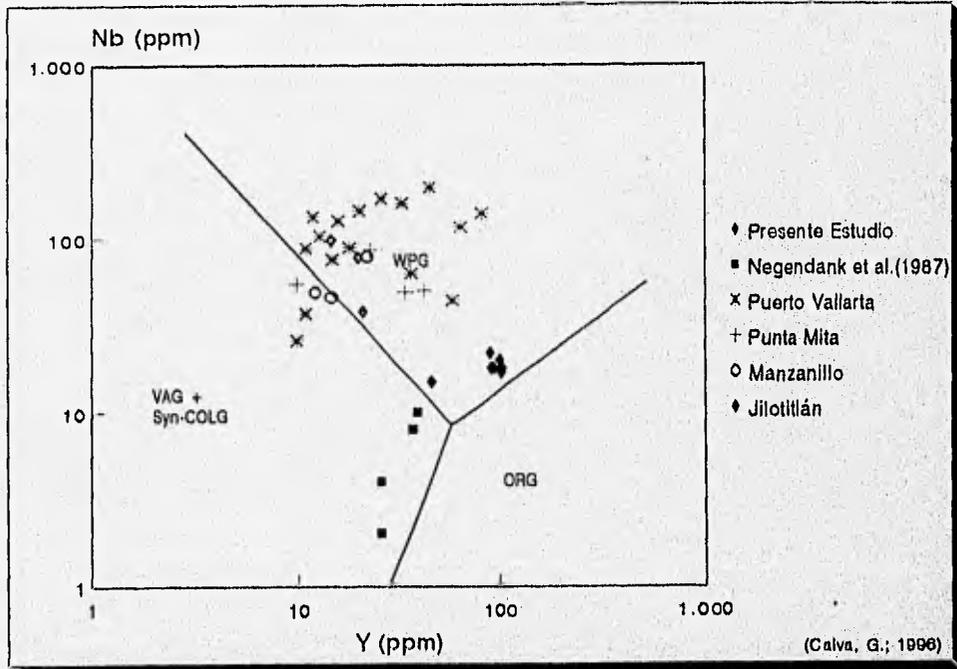


Fig. 27. Diagrama de discriminación tectónica Nb vs. Y. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero

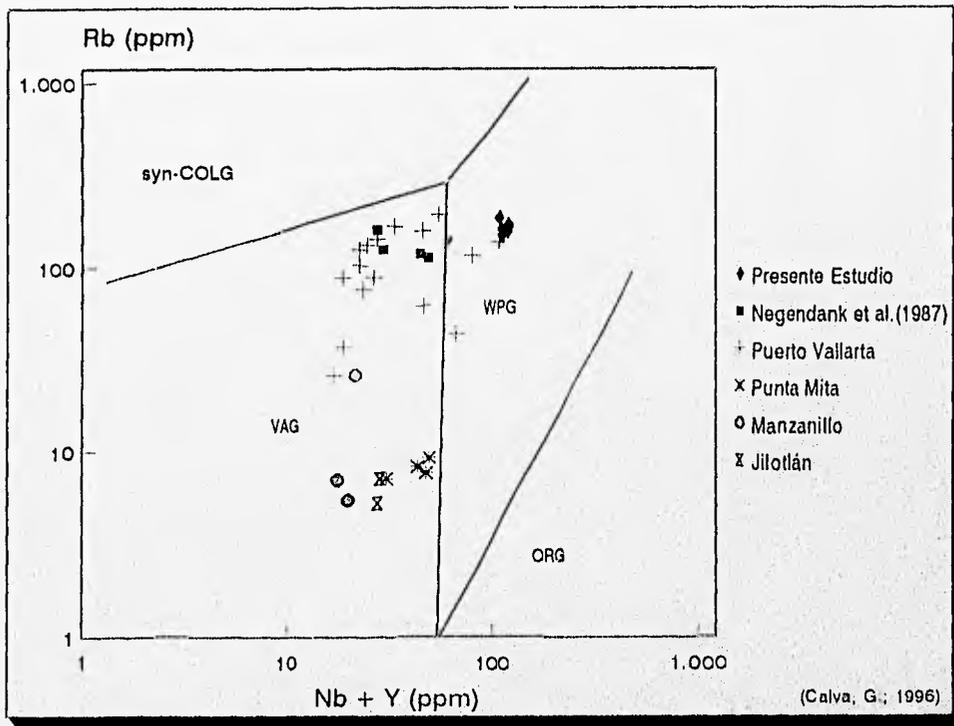


Fig. 28. Diagrama de discriminación tectónica Rb vs. Nb+Y. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

III.5 Geoquímica Isotópica.

La interpretación petrogenética basada en datos isotópicos de Sr del Intrusivo de Acapulco, se realizó con 7 muestras colectadas en este estudio así como por muestras analizadas por Schaaf (1990) y Morán-Zenteno (1992) (RA-13, RA-15, RA-22, RA-28, RA-30, RA-34 y RA-39; MS-50, 50 y 27, respectivamente); los datos isotópicos de las muestras de este trabajo se obtuvieron en el Espectrómetro de Fuente Iónica Térmica y Colectores Faraday Múltiples FINNIGAN-MAT 262 (Anexo 2. Procedimientos Mecánicos y Analíticos), el cual pertenece al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de los Institutos de Geofísica y Geología de la UNAM y se refieren solamente al elemento Sr. Con respecto a la abundancia de Rb se consideraron los datos obtenidos por la fluorescencia de rayos-x, mencionados en el capítulo III.4.2 de Elementos Traza (Tabla 4.b). Para su interpretación se utilizaron los principios del sistema de Rb-Sr así como el Método de la Isocrona.

El comportamiento del sistema de Rb-Sr se basa primordialmente en el decaimiento radioactivo de $^{87}_{37}\text{Rb}$ a $^{87}_{38}\text{Sr}$ como consecuencia de la emisión de partículas β^- de su núcleo. Si consideramos que el ^{87}Sr actualmente contenido en las rocas es el resultado del decaimiento radioactivo del ^{87}Rb más el ^{87}Sr inicial contenido en un sistema isotópicamente homogéneo, entonces podemos decir que:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_{(i)} + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1) \dots \dots \dots (1)$$

donde:

- ^{87}Sr = concentración de ^{87}Sr en el presente
- $^{87}\text{Sr}_{(i)}$ = concentración inicial de ^{87}Sr en el magma homogéneo
- ^{87}Rb = concentración de ^{87}Rb en el presente
- $\lambda = \ln 2 / T_{1/2}$ constante de decaimiento radioactivo ($\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}$ a).
- t = tiempo transcurrido (en años) desde que el magma estaba isotópicamente homogéneo.
- $T_{1/2}$ = tiempo que debe transcurrir para que decaiga la mitad de la cantidad del isótopo radioactivo; este tiempo es denominado vida media ($T_{1/2\text{Rb}} = 4.88 \times 10^{10}$ a.)

Normalizando los valores de los isótopos radioactivo y radiogénico (^{87}Rb y ^{87}Sr) con un isótopo estable: ^{86}Sr , entonces se obtiene la siguiente relación de acuerdo a la ecuación (1):

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1) \dots \dots \dots (2)$$

El método de la isocrona nos permite inferir las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en un magma isotópicamente homogéneo; si consideramos que la relación de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ es variable dentro de un cuerpo rocoso debido a la concentración del Rb, entonces podemos asumir una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ como la mostrada en la figura siguiente.

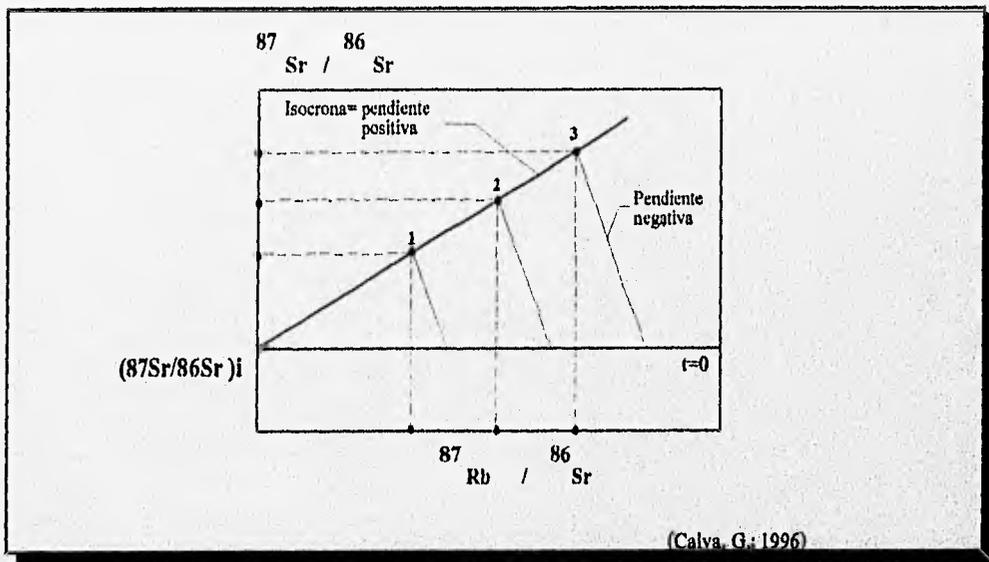


Fig. 29. Ejemplo de un diagrama de isocrona, en donde 1, 2 y 3 son los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, medidos hoy. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$, puede ser calculada mediante una regresión lineal. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

En el diagrama pone en consideración que en un magma isotópicamente homogéneo, existen diferentes relaciones de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pero con relaciones iguales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; esto queda representado gráficamente por la recta con pendiente igual a cero. Cuando el magma se emplaza y comienza a cristalizar, la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumenta en proporción directa a la cantidad de ^{87}Rb que existe en cada punto. Entonces, la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ disminuye y la $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumenta, produciendo una recta con pendiente negativa. La pendiente que une a los puntos es la recta llamada isocrona y es directamente proporcional al tiempo transcurrido desde que el magma comenzó a cristalizar.

Esta recta se rige por la ecuación:

$$y = b + mx \dots \dots \dots (3)$$

donde:

$$\begin{aligned} y &= ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \\ b &= ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} \\ m &= e^{\lambda t} - 1 \\ x &= ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \end{aligned}$$

entonces:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})(e^{\lambda t} - 1) \dots \dots \dots (4)$$

La ecuación (3) representa valores ideales que forman a la isocrona ideal, pero en la práctica los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varían de acuerdo al grado de homogenización del magma inicial, por lo que los puntos se alejan de la isocrona ideal. Como nos interesa obtener t, es decir la edad de la roca, hay que resolver la ecuación (4):

$$t = \frac{1}{\ln \lambda} \left(\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{hoy}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + 1}{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{hoy}}} \right) \dots \dots \dots (5)$$

El cálculo de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (b= ordenada al origen) se realiza por medio de una regresión lineal. Los métodos más usados son el algoritmo de York (1967) y Brooks et al.(1968).

Los datos analíticos presentados a continuación, muestran las relaciones de Sr con respecto al Rb obtenidas en los equipos anteriormente mencionados; utilizando la ecuación (2) fue posible obtener las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ con respecto a su abundancia en el presente (tabla 6). Estudios realizados por Guerrero-García (1975), Schaaf (1990) y Morán-Zenteno (1992) entre otros, reportan edades para el Intrusivo de Acapulco de 48 ± 0.5 Ma., 43 ± 7 Ma. y 43 ± 0.9 Ma. (las dos primeras calculadas por Guerrero-García, 1975) con relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ 0.7037 ± 0.0005 y 0.703842 respectivamente, las dos últimas edades corresponden al análisis realizado con concentrados de biotita, mientras que el primero corresponde a un fechamiento de roca total.

Si consideramos que estas edades no se alejan mucho entre sí, podemos sugerir que la edad de 48 ± 0.5 M.a. corresponde posiblemente al momento de emplazamiento del plutón y la edad de biotita (43 ± 0.9 Ma) refleja el enfriamiento del plutón, pasando la temperatura de cierre de las biotitas (300°C).

En este trabajo no fue posible obtener las concentraciones de Rb por dilución isotópica, por eso los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ que se presentan a continuación, fueron calculados con las concentraciones de Rb determinado por la fluorescencia de rayos-x.

Los valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de las muestras de granito con textura rapakivi obtenidos en este trabajo varían de 0.704428 - 0.705372 , Morán-Zenteno (1992) y Schaaf (1990) presentan un valor muy similar para esta facie petrográfica (tabla 6). Con respecto a la sienita cuarcífera (Morán-Zenteno, 1992) puede observarse que es la que presenta la mayor relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ (0.706320), lo cual se debe probablemente a que el cuerpo sienítico no es comagmático con la facie granítica.

Los datos del presente estudio, así como los valores reportados por Schaaf (1990) y Morán-Zenteno (1992) (a excepción de la sienita cuarcífera), se pueden representar en un diagrama de isocrona (fig. 30) en la que se puede observar una línea de regresión lineal con la cual se obtiene un valor inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de 0.704705 y una edad de cristalización de 43 ± 2.4 Ma. Los valores bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ y los elementos traza de las muestras analizadas del Intrusivo de Acapulco sugieren que éste plutón es el producto de la alta diferenciación y baja contaminación de un magma primario derivado de un material primitivo, como puede ser el manto superior. De acuerdo a la clasificación que hace Pitcher (1982), a las relaciones petrográficas observadas y a los valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ anteriormente mencionados el Intrusivo de Acapulco se clasifica como un granito tipo I Cordillerano.

Tabla 6.- Relaciones isotópicas del Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

Muestra	Tipo de roca	*Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	error 1σ	* ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(t) Calculada a 42 Ma.
RA-13	Granito de Biotita con Textura Rapakivi	170	90.32	5.4603	0.708154	56	0.704879
RA-15		163	98.21	4.8144	0.707417	56	0.704545
RA-22		151	43.91	10.0426	0.710509	55	0.704581
RA-28		195	93.21	4.9486	0.707678	42	0.704726
RA-30		188	91.55	5.9640	0.708930	51	0.705372
RA-34		172	65.86	7.5771	0.708948	48	0.704428
RA-39		144	8.136	51.3507	0.736259	61	0.705324
♣♦50		169	81	5.093	0.708063	38	0.704952
♦27	Sienita	81	16	14.187	0.714986	47	0.706320

* Datos obtenido con la fluorescencia de rayos-x. Laboratorio de fluorescencia de rayos-x. Instituto de Geología, UNAM.

♦ Datos obtenidos por Morán-Zenteno (1992)

♣ Datos obtenidos por Schaaf (1990)

Ahora bien, si los valores iniciales de Sr los graficamos en un diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ vs. $1/\text{Sr}$ (fig. 31), podremos observar una gran dispersión entre cada uno de los puntos, lo que quiere decir que el magma que dio origen al Intrusivo de Acapulco, no era un magma isotópicamente homogéneo y su heterogeneidad se debe probablemente a: la asimilación de corteza antigua durante el emplazamiento del plutón, cada una de las muestras proviene de magmas diferentes; o bien, existió una mezcla de magmas, lo cual produjo distintos grados de diferenciación magmática.

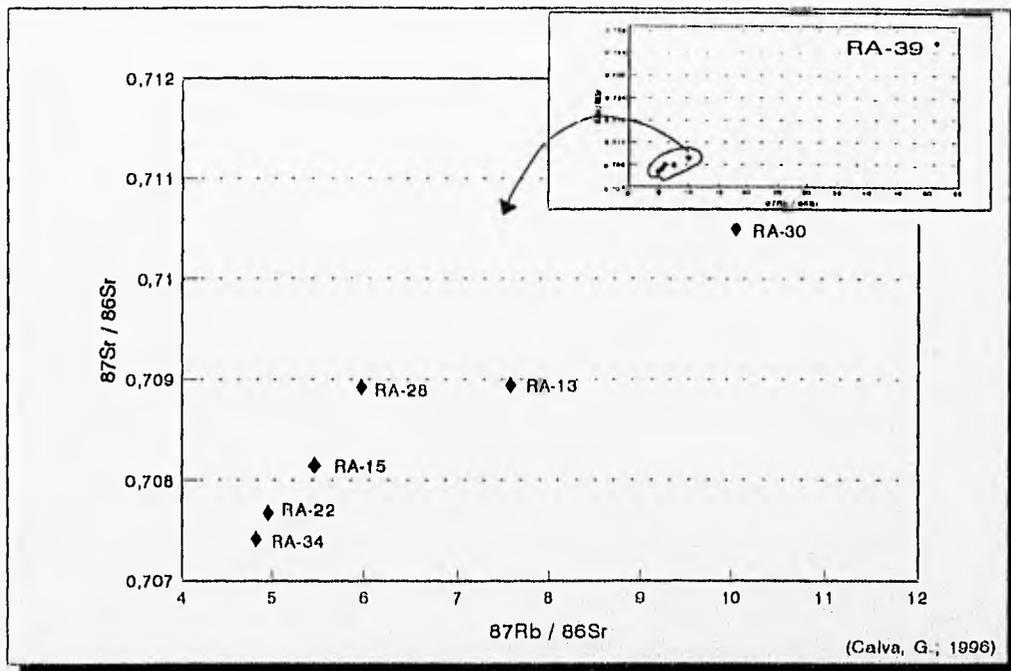


Fig. 30. Diagrama de isocrona, en la figura principal se observa la dispersión de 6 muestras analizadas. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

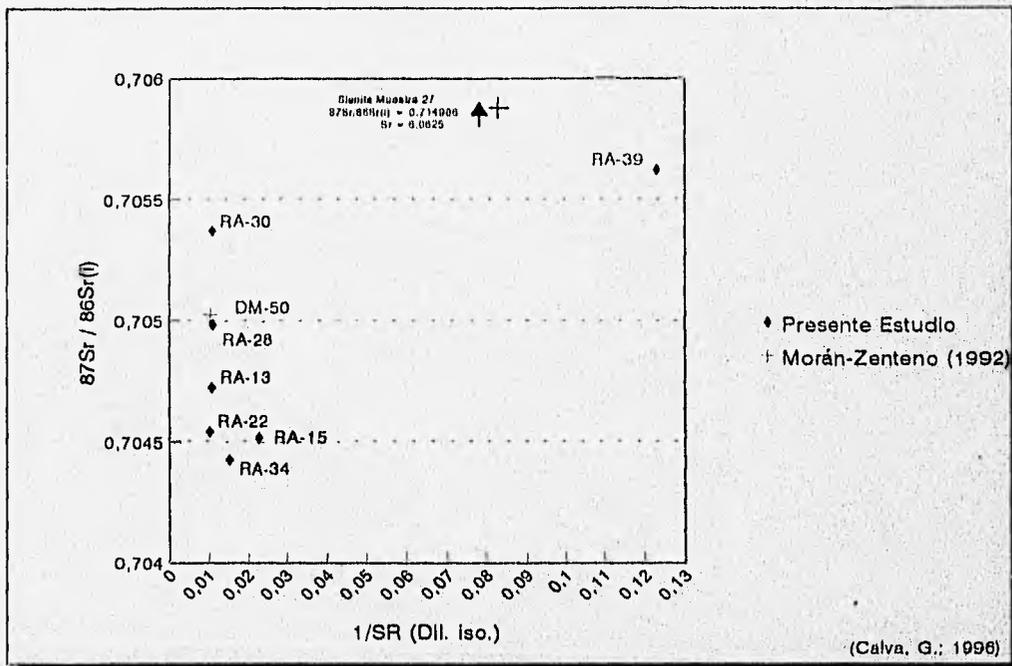


Fig. 31. Diagrama 1/Sr vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$; puede observarse la heterogeneidad de los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ existente en las muestras graficadas. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

IV. EVOLUCION TECTONICA.

A lo largo de la costa suroccidental de México, se emplazaron diversos cuerpos plutónicos los cuales se localizan desde Puerto Vallarta hasta el Istmo de Tehuantepec, dentro de esta zona, existen dos segmentos caracterizados petrográficamente, geoquímica y geocronológicamente, los cuales son de gran importancia para comprender la historia geológica de esa región; estos segmentos comprenden las áreas entre Puerto Vallarta-Zihuatanejo, así como la de Acapulco-Istmo de Tehuantepec.

Las intrusiones de rocas graníticas cuya composición varía de granitos a granodioritas, cuarzdioritas y tonalitas, entre otras, son el resultado de la generación de magma en un arco volcánico, el cual comenzó a migrar desde hace 100 Ma. En la zona de Puerto Vallarta-Zihuatanejo los emplazamientos que se reportan marcan una extinción gradual del magmatismo con una velocidad de ~1.2 cm/año durante un intervalo de tiempo de entre 100 a 40 Ma. (Cretácico Tardío-Terciario Temprano). La presencia de estos plutones, es interpretada por Schaaf et al. (1995) como producto de la erosión por subducción, provocada por la trinchera actual en esa área.

En el sector Acapulco-Istmo de Tehuantepec, el magmatismo que generó a los plutones reportados en esta área, fue probablemente producido por nuevos cambios en la velocidad y profundidad en la zona de subducción, resultado de la migración del arco magmático que se localizara en posición NNW-SSE; este evento no es muy claro si se considera que la velocidad de extinción del magmatismo aumento considerablemente hasta ~7-7 cm/año. Estos plutones son una evidencia del truncamiento oblicuo de la margen continental, debido a un desplazamiento de tipo lateral izquierdo de una porción de terreno continental (Bloque de Chortis) hacia el SE, cuyo movimiento empezó a llevarse a cabo hace ~ 40 Ma. hacia su posición actual en América Central.

Schaaf et al. (1995) presentan un modelo del ambiente en el cual pudo haberse generado el magmatismo la margen suroccidental de México. Primero sugieren que la extinción aparente del magmatismo fue generado por la migración al E de un arco magmático anterior al truncamiento de la margen continental y segundo, a la posible extinción de este magmatismo a lo largo de la costa, el cual fue acompañado de la migración de un punto triple (trinchera-trinchera-transforme), como resultado del desplazamiento hacia el SE del Bloque de Chortis.

La fig. 32 presenta el modelo mencionado anteriormente en dos tiempos geológicos: Eoceno Tardío (fig. 32a) y Oligoceno Tardío (fig 32b). Para el primer período (Eoceno Tardío), puede observarse que la probable posición del Bloque de Chortis era frente a la costa de Zihuatanejo; la migración del arco magmático que dio origen a los plutones localizados desde Puerto Vallarta a Zihuatanejo, se llevo a cabo en dos etapas, de las cuales la primera abarco un período desde hace ~100 a 75 Ma. (Cretácico Superior) y la segunda durante el Cretácico Tardío-Terciario Temprano (75 a ~40 Ma.).

Si se considera la edad reportada en trabajos previos del Intrusivo de Acapulco (Guerrero García, 1975; Morán-Zenteno, 1992; entre otros), ésta corresponde a la franja oriental perteneciente al Cretácico Superior-Terciario Inferior; de acuerdo a esta figura (fig. 32a) el Intrusivo de Acapulco tenía probablemente enfrente al Bloque de Chortis, es decir, la ubicación del arco magmático estaba en un área netamente continental de lo que esta ahora, tal vez por eso sus características químicas son diferentes a la de los plutones localizados en el sector Acapulco-San Marcos-Huatulco.

Para el Oligoceno Tardío (fig. 32b) el Bloque de Chortis se desplaza hacia su actual posición en América Central, mientras que el punto triple va migrando hacia el E, esto quiere decir que la mayoría de los plutones que fueron emplazados en el área Acapulco-Huatulco con edades menores a 40 Ma., son posteriores al desplazamiento del Bloque de Chortis .

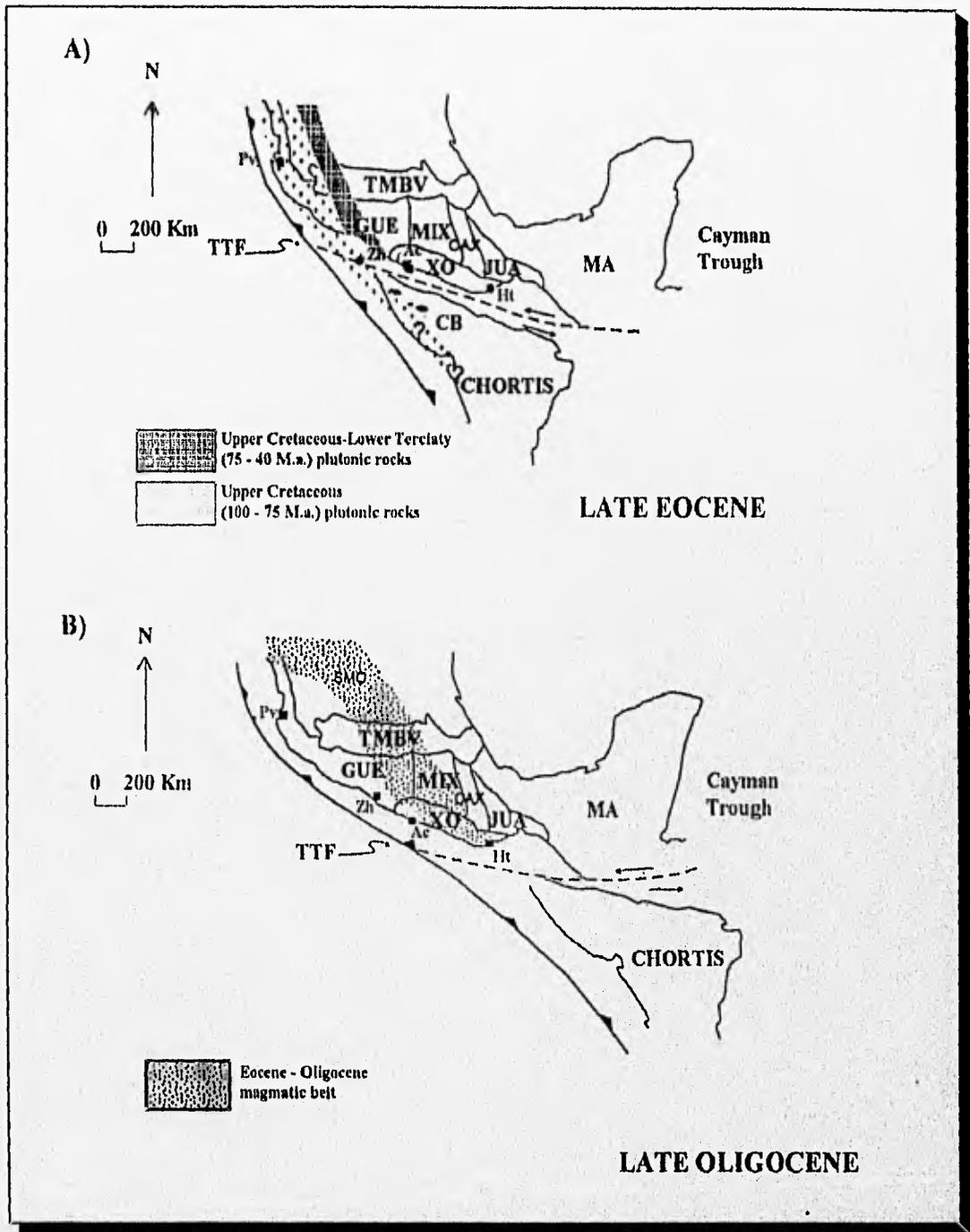


Fig. 32. Evolución Tectónica del área de estudio y zonas circundantes según Schaff et al. (1995). Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

V. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES.

V.1 Discusiones.

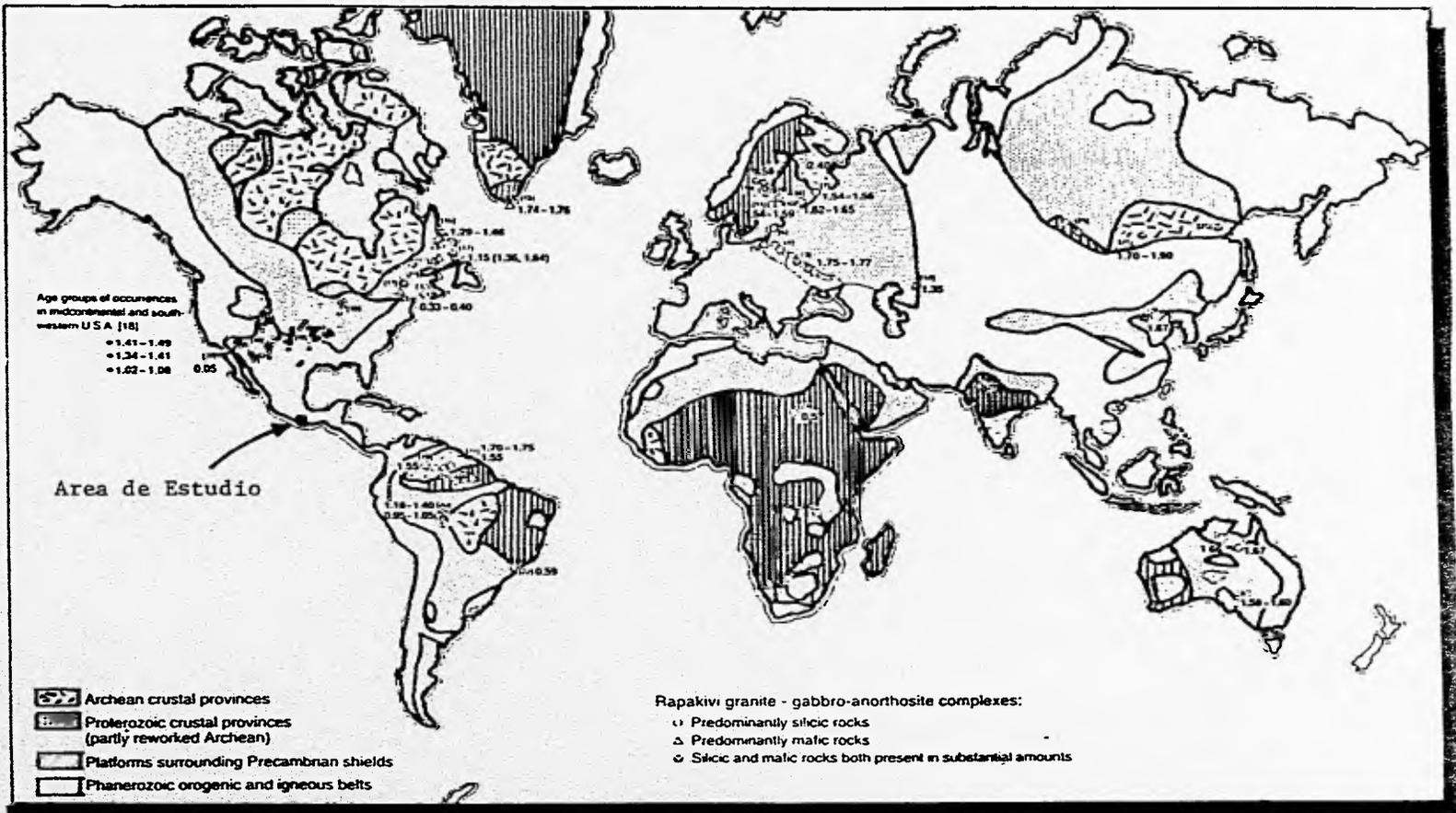
La distribución en espacio y tiempo de los granitos con textura rapakivi en comparación con el Intrusivo de Acapulco es muy discutible, Råmo y Haapala (1993), muestran la distribución de éstas rocas en el globo terráqueo (fig. 33); su ocurrencia la relacionan principalmente con complejos de rocas silíceas, máficas o ambas. El grupo relacionado a rocas silíceas predomina sobre los grupos restantes, localizándose en la parte central de Norteamérica, norte de Sudamérica, en Africa, Australia y parte occidental de Europa. Con lo que respecta a la ocurrencia con rocas predominantemente máficas la distribución se localiza principalmente en la porción NE de Norteamérica encontrándose también en esta porción la relación de rocas máficas y silíceas, misma que se presenta en la Península Escandinava.

Estos complejos se encuentran emplazados se encuentran en provincias corticales del Arqueano y Proterozoico, alrededor de plataformas del Precámbrico o bien en provincias con un sistema orogénico del Fanerozoico y en cinturones ígneos.

La edad que presentan los diversos rapakivis en el mundo con respecto al intrusivo en cuestión es totalmente contrastante a excepción del Intrusivo Spirit Mountain en Nevada, U.S.A., el cuál es el plutón más joven dentro de estos complejos con una edad aproximada de 50 M.a.; en forma general el resto de los plutones presentan edades del Arqueano Superior al Paleozoico (Cambrico-Devonico); las edades calculadas para el Intrusivo de Acapulco obtenida por autores tales como Guerrero-García (1988), Schaaf (1992) y Morán-Zenteno (1992), varía de 48 ± 0.5 a 43 ± 0.9 Ma. y por la similitud en estas edades, estos autores han tomado la edad de 48 ± 0.5 Ma., como la edad de emplazamiento del plutón. En el presente estudio se obtuvo una edad de 43 ± 2.4 Ma.

Petrográficamente, existen dos formas de definir a los granitos que contienen textura rapakivi; la textura rapakivi *sensu stricto* (ocurre como tal en los granitoides de Finlandia) y la textura rapakivi *sensu lato*. La primera se caracteriza por la presencia de megacristales de feldespato potásico de forma *ovoidal*, cuyo tamaño llega a ser \geq a 5.0 cm de longitud (existen cristales con una longitud menor a la mencionada pero no son representativos dentro de esta clasificación); se tiene la ocurrencia de dos generaciones de feldespato potásico y cuarzo (éste último se presenta en la primera generación cristales idiomórficos). *Sensu Lato*, la textura rapakivi incluye la presencia de los cristales de feldespato potásico de forma *semiovoidal* con *formas angulares* (cristales subhedrales en lámina

Fig. 33. Distribución de los granitos con textura rapakivi en el mundo, Ranno & Haapala (1993). Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero (Calva, G.; Tesis Profesional, Fac. de Ingeniería, UNAM).



delgada generalmente). En los dos tipos definidos anteriormente, los cristales de feldespato presentan una corona de plagioclasa (albita-oligoclasa-andesina); en los granitos con textura rapakivi *sensu lato*, la anchura de esta corona puede llegar a ser dos veces mayor que en los granitos *sensu stricto*.

En el Intrusivo de Acapulco, esta textura fue reportada por primera vez por De Cserna (1965); define cristales de feldespato potásico rodeado de plagioclasa de tamaño ≥ 1.5 cm., este tamaño de cristales fue observado también en este estudio, especialmente en las partes topográficamente más altas del plutón como lo son las zonas de Punta Diamante, Las Cruces y la zona donde se localiza la Torre de Microondas. Por las características petrográficas (mega y microscópicamente) puede decirse que el Intrusivo de Acapulco presenta una textura rapakivi *sensu lato*, lo que puede comprobarse por el aho de las coronas de plagioclasa, pero sobre todo por la fábrica que presentan los cristales de feldespato potásico y los contactos entre estos y las plagioclasas.

Las características geoquímicas en las rocas graníticas con textura rapakivi son variables, en forma general son ricos en Si, K, Na, Mn y pobres en Ti, Al, Fe, Mg y Ca; la composición promedio para la saturación de alúmina (A/CNK) es de aproximadamente 0.990 (%) molar en condiciones metaluminosas por lo que su rango de alcalinidad presenta valores de 6.400 a 9.900 con un promedio de 8.400 (%) molar de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Con respecto a los elementos traza son ricos especialmente en Rb, Sn, U, Th y Pb, Zn Ga, Nb, Y, Li así como en tierras raras ligeras (LREE); son pobres en Ba, Sr, Sc, Zr pero sobre todo se caracterizan por la presencia de una anomalía negativa de Eu cuyo valor promedio es de ≈ 0.26 . En el Intrusivo de Acapulco, se encuentran condiciones geoquímicas similares a las mencionadas anteriormente, esto puede observarse en las figs. en donde se representa la cantidad que tienen las muestras analizadas de SiO_2 con respecto a los elementos mayores y elementos traza analizados.

Los valores isotópicos reportados para algunos granitos con textura rapakivi en el mundo son los siguientes: para la parte centro occidental de Norteamérica se tiene una relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ de 0.7000 a 0.7488 con un promedio de 0.7087 ± 0.0095 , mientras que en Sudamérica (Granito Rapakivi de Parguanza, Venezuela) y en el sur de Groenlandia, se presenta una relación muy baja cuyo valor es de 0.7024 ± 0.0020 . Para los clásicos granitos rapakivis finlandeses, la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ es de 0.706 ± 0.003 . A grandes rasgos los valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ nos indican que fueron originados a partir de una fuente ígnea primitiva, cuyo magma pudo haber sido derivado de fracciones del manto superior y que en el momento de emplazarse asimilaron porciones de corteza continental, lo cual provoco la contaminación de dichos plutones. Estos complejos se encuentran clasificados como granitos Tipo-I provenientes de magmas metaluminosos con tendencias peraluminosas y presentan una afinidad tectonomagmática que representada en diagramas de discriminación tectónica a partir de sus elementos traza nos permite observar que estas rocas pertenecen casi en su totalidad al ambiente tectónico de los granitos intraplaca (WPG-Within Plate Granite).

Las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$, obtenidas por autores previos (Guerrero-García, 1975; Schaaf, 1990 y Morán-Zenteno, 1992) son de 0.7037 ± 0.0005 y 0.703842 , en este estudio se obtuvo un rango de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ de 0.704428 - 0.705624 , los datos isotópicos de la sienita ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ 0.706320) reportado por Morán-Zenteno (1992), sugieren que esta roca posiblemente es más antigua que el granito de biotita con textura rapakivi, ya que su relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ es mayor, por lo que probablemente se trate de un plutón independiente.

Como ya se ha mencionado anteriormente, el Intrusivo de Acapulco es uno de los plutones más heterogéneos localizados en la margen continental del Pacífico y dentro de las características que le identifican del resto de los plutones del sur de México son: su edad, la presencia de textura rapakivi, su carácter intraplaca (WPG -Within Plate Granite-) más que al de arco volcánico (VAG -Volcanic Arc Granite) y la existencia de núcleos de zircones heredados (éstos sugieren que el magma que originó al Intrusivo de Acapulco pudo haber incorporado material de una corteza continental más antigua).

El desarrollo de textura rapakivi en rocas principalmente del Precámbrico y sólo en 2 lugares geológicamente jóvenes, puede indicar que las condiciones de presión y temperatura de la corteza y de los arcos magmáticos durante el Precámbrico eran diferentes a las que dominan actualmente.

Si se asocia al Intrusivo de Acapulco (por sus características tectónicas y a la edad que obtienen en estudios previos) a la evolución de la margen SE de México, puede ser que el emplazamiento de este plutón se llevo a cabo durante el Eoceno Tardío más que en el Oligoceno Tardío, es decir, la generación y emplazamiento de este cuerpo granitoide fue anterior al desplazamiento del Bloque de Chortis hacia su posición actual en América Central.

V.2 Conclusiones.

El Intrusivo de Acapulco es un plutón que tiene características peculiares, en comparación con los plutones localizados en la margen suroccidental de México y en especial de los ubicados en el Terreno Xolapa.

- ◆ Es un cuerpo heterogéneo formado por al menos dos plutones con diferencias en su génesis, las cuales se pueden inferir por la presencia de un granito de biotita con textura rapakivi localizado en la porción centro y sureste del área de estudio, así como una sienita cuarcífera en la región oriental.
- ◆ La sienita cuarcífera muestra un característico color verde, contiene clino y ortopiroxeno (augita e hiperstena respectivamente) aunque en pequeñas cantidades. Por la presencia de estos dos minerales y por las características megascópicas que presenta la roca, probablemente se trata de un volumen rocoso proveniente no de un magma calcialcalino, sino más bien un magma charnokítico.
- ◆ La fracción de granito de biotita presenta una textura pseudorapakivi, la cual aflora generalmente en las regiones topográficamente más altas del plutón. El desarrollo de esta textura se debe probablemente al ascenso del magma y a procesos de exsolución, todo ello controlado por variaciones en la presión y la temperatura original del magma. Esto puede inferirse a partir de la existencia de dos clases granulométricas de cristales (principalmente en cristales de feldespatos potásico y cuarzo), el ancho que alcanza la corona de plagioclasas que rodea al feldespatos potásico (producto del reagrupamiento de cristales con textura rapakivi), así como a la presencia de textura peritítica y esqueletal, entre otros.
- ◆ Los valores obtenidos de elementos mayores revelan que la porción magmática del cual proviene el Intrusivo de Acapulco es calcialcalino, metaluminoso con tendencias peraluminosas, y se clasificar como un granito tipo I cordillerano.
- ◆ El comportamiento de los elementos traza en este cuerpo difiere a la mayor parte de los plutones más jóvenes de la región, los cuales muestran características genéticas de un ambiente de arco magmático. De acuerdo a la abundancia de los elementos traza, esta fracción granítica pertenece a aquellos plutones emplazados en un ambiente intraplaca (Within Plate Granite).

- ◆ La presencia de una anomalía negativa de Eu sugiere que el fraccionamiento de plagioclasas fué intenso. En general, el patrón de tierras raras (REE) es similar al de magmas originados en margenes activas. El patrón plano de tierras raras pesadas (HREE), implica que el granate no fue una fase residual importante durante los procesos de fusión parcial de la roca parental.

- ◆ Del análisis de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, es posible calcular por el método de la isocrona una edad de 43 ± 2.4 Ma. Esta edad se considera provisional ya que las concentraciones de Rb se obtuvieron con fluorescencia de rayos-x, la cual tiene errores grandes para estos propósitos. Sin embargo, considerando las edades reportadas previamente, la edad del Intrusivo de Acapulco es de $\sim 43 \pm 0.9$ Ma.

- ◆ Debido a las relativamente bajas relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, la fuente del magma tiene un origen subcortical, el cuál al emplazarse fué contaminado (en bajo grado) por la roca encajonante. Además la presencia de zircones heredados son una evidencia de que el magma asimilo fracciones de corteza antigua.

- ◆ Al comparar las relaciones isotópicas iniciales de las muestras pertenecientes al granito de biotita con textura rapakivi con el cuerpo sienítico, se sugiere que este último probablemente no pertenezca al mismo campo y que tenga mayor contaminación cortical, o bien, sea más antiguo.

- ◆ Considerando la edad de 43 ± 0.9 Ma., se tiene que el Intrusivo de Acapulco es uno de los plutones más jóvenes con textura rapakivi en el mundo.

- ◆ Por último, debido a los datos geoquímicos e isotópicos reportados en la muestra RA-39, los cuales salen del rango en el que se localizan la mayoría de las muestras analizadas en este estudio así como los reportados por Schaaf (1990) y Morán-Zenteno (1992), entre otros, probablemente esta muestra corresponda a la facie de la granodiorita reportada en trabajos previos.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- ◆ Alaniz-Alvarez, S.A., 1988. **Geología y petrología del Complejo Xolapa en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero**. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Ingeniero Geólogo (inédita), 52 p.
- ◆ Anderson, D.L. 1989. **Theory of the Earth**. Blackwell Cientific, Boston, 366 p.
- ◆ Bellon, H.; Maury, R.C. and Stephan, J.F. 1982. **Dioritic basement of site 493 (legg 66): Petrology geochemistry and geodynamics. Initial report of the Deep Sea Drilling Project**. vol. LXVI, National Science Foundation, National Ocean Sediment Coring Program, pp. 723-730.
- ◆ Bussy, F. 1990. **The rapakivi texture of feldspars in a plutonic mixing enviroment: a dissolution-recrystallization process?**. Geological Journal, vol. 25, pp. 319-324.
- ◆ Campa, M.F. & Coney, P.J. 1983. **Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico**. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 26, pp. 1040-1051.
- ◆ Chappell, B.W. and White, A.J.K. 1974. **Two constrasting granite types**. Pacific Geology, No. 8, pp. 173-174.
- ◆ Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; Clark, K.F. 1981. **Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis**. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín Geológico, vol. 5, num. 2, pp. 223-238.
- ◆ Dawes, P.R. 1966. **Genesis of rapakivi**. Nature, vol. 209, pp. 569-571.
- ◆ De Cserna Z.; Schmitter, E.; Damon, P.E.; Livingston, D.E. y Kulp, J.L. 1962. **Edades isotópicas de rocas metamórficas del centro y sur de Guerrero y de una monzonita cuarcífera del norte de Sinaloa**. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín Geológico No. 64.

- ◆ De Cserna, Z. 1965. **Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero.** Boletín Geológico No. 62. Instituto de Geología, UNAM, pp. 1-77.

- ◆ De Cserna, Z.; Fries, C. Jr.; Valdés-Mendoza, F.; Rincón-Orta, C.; Silver, L.T.; Westley, H.; Solorio-Munguía, J. y Schmitter-Villada, E. 1974. **Datos geocronométricos adicionales para el magmatismo del Cretácico del sur de México.** Boletín de la Asociación de Geólogos Petroleros, No. 26, pp. 225-235.

- ◆ Elders, W.A. 1966. **Mantled feldspars from the granites of Wisconsin.** Geological Society of America, Memoir 156, pp. 37-49.

- ◆ Elliston, J.N. 1985. **Rapakivi texture: an indication of the crystallization of hydrosilicates II.** Earth-Sciences Review, num. 22, pp. 1-92.

- ◆ Guerrero-García, J.C. 1975. **Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology. Rb-Sr geochronology of some crystalline rocks in the states of Guerrero and Oaxaca Mexico.** University of Texas at Dallas Ph. D. Thesis (inérita), pp. 96-131.

- ◆ Herrmann, U.R.; Nelson, B.K.; Ratschbacher, L. 1994. **The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa Complex (southern Mexico).** Tectonics, vol. 13, num. 2, pp. 455-474.

- ◆ Hibbard, M.J. 1981. **The magma mixing origin of mantled feldspars.** Contributions to Mineralogy and Petrology, No. 76, pp. 158-170.

- ◆ Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.** Can. J. Earth Sci, No. 8, pp. 523-548.

- ◆ John, B.E.; Wooden, J. 1990. **Petrology and geochemistry of the metaluminous to peraluminous Chemehuevi Mountains, plutonic suite, southeastern California.** The Geology of North America, Memoir 174, pp. 71-95.

- ◆ Kerr, P.F.; 1977. **Optical Mineralogy;** fourth edition. Mc Graw-Hill Inc. 492 p.

- ◆ Larsen, E.S. Jr.; et. al 1958. **Lead-alpha age of the Mesozoic batholiths of western North American.** U.S. Geology, Survey Bulletin, 1070B, pp. 35-62.
- ◆ López-Infanzón y Grajales-Nishimura, M. 1984. **Edades de K-Ar de rocas ígneas y metamórficas del Estado de Guerrero.** VII Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, México, D.F., Resúmenes, pp. 215.
- ◆ Maniar, P.D. and Piccolli, P.M. 1989. **Tectonic discrimination of granitoids.** Geological Society of America Bulletin, vol. 101, pp. 635-643.
- ◆ Marshall, D.J. 1988. **Cathodoluminescence of geological materials.** London: UNWIN HYMAN, 139 p.
- ◆ Morán-Zenteno., D.J. 1992. **Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la region Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero.** UNAM-UACPyP, Instituto de Geofísica, Tesis Doctoral (inérita) 186 p..
- ◆ Morán-Zenteno, D.J.; Schaaf, P.; Köhler, H.; Böhnel, H.; Urrutia-Fucugauchi, J. 1993. **Consideraciones acerca de la petrogénesis de los Intrusivos de la región de Acapulco, basadas en datos isotópicos de Sr y Nd.** Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México, Monografía No. 1, Unión Geofísica Mexicana, pp. 305-326.
- ◆ Negendank, J.F.W.; et. al 1987. **The granitoid Complexes of Acapulco, Xaltianguis and Ocotito (Sierra Madre del Sur, México).** Zbl. Geol. Paleont. Teil I, pp. 705-718.
- ◆ Nekvasil, H. 1991. **Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi.** American Mineralogist, vol. 76, pp. 1279-1290.
- ◆ Ortega-Gutiérrez, F. 1981. **Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance.** Geofísica Internacional, vol. 20, num. 3, pp. 177-207.

- ◆ Ortega-Gutiérrez, F. y Corona-Esquivel, R. 1986. **La Falla de Chacalapa: sutura críptica entre los terrenos Zapoteco y Chatino.** Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual 1986, Resúmenes, pp. 11.

- ◆ Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. **Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.** Journal of Petrology, vol. 25, part 4, pp. 956-983.

- ◆ Pitcher, W.S. 1982. **Granite type and tectonic environment in: Mountain building processes.** K. Hsü, editor, Academic Press, London, pp. 19-40.

- ◆ Ramö, O.T. and Haapala, I. 1993. **One hundred years of Rapakivi Granite.** Mineralogy and Petrology, vol. 52, pp. 129-185.

- ◆ Ratschbacher, L.; Riller, U.; Meschede, M.; Herrmann, U. and Frisch, W. 1991. **Second look at suspect terranes in southern Mexico.** Geology, vol.19, pp. 1233-1236.

- ◆ Schaaf, P. 1990. **Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden Gestein eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe und der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco.** Inaguari-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität, München, 202 p.

- ◆ 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, Vol. 14, No. 5 pp. 1339-1350.

- ◆ Sedlock, R.L.; Ortega-Gutiérrez, F.; Speed, R.C. 1993. **Tectonostratigraphics terranes and tectonic evolution of Mexico.** The Geological Society of America, 143 p.

- ◆ Tolson, G.; Solis-Pichardo, G.; Morán-Zenteno, D.J.; Victoria-Morales, A.; Hernández-Treviño, J.T. 1993. **Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas en la zona de contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca, region de Santa María, Huatulco.** Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México, Monografía No. 1, unión Geofísica Mexicana, pp. 327-349.

- ◆ Victoria-Morales, A; Vega-Carrillo, J. y Jimenez-García, O. 1988. **Estudio petrológico del Complejo Xolapa a lo largo del Río de La Sabana, entre las poblaciones de La Venta y El Treinta, Estado de Guerrero.** IX Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, Resúmenes, pp. 17.

- ◆ Wimmenauer, W. 1985. **Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine.** Ferninand Enke Verlag Stuttgart Alemania, pp. 71-73.

BIBLIOGRAFIA

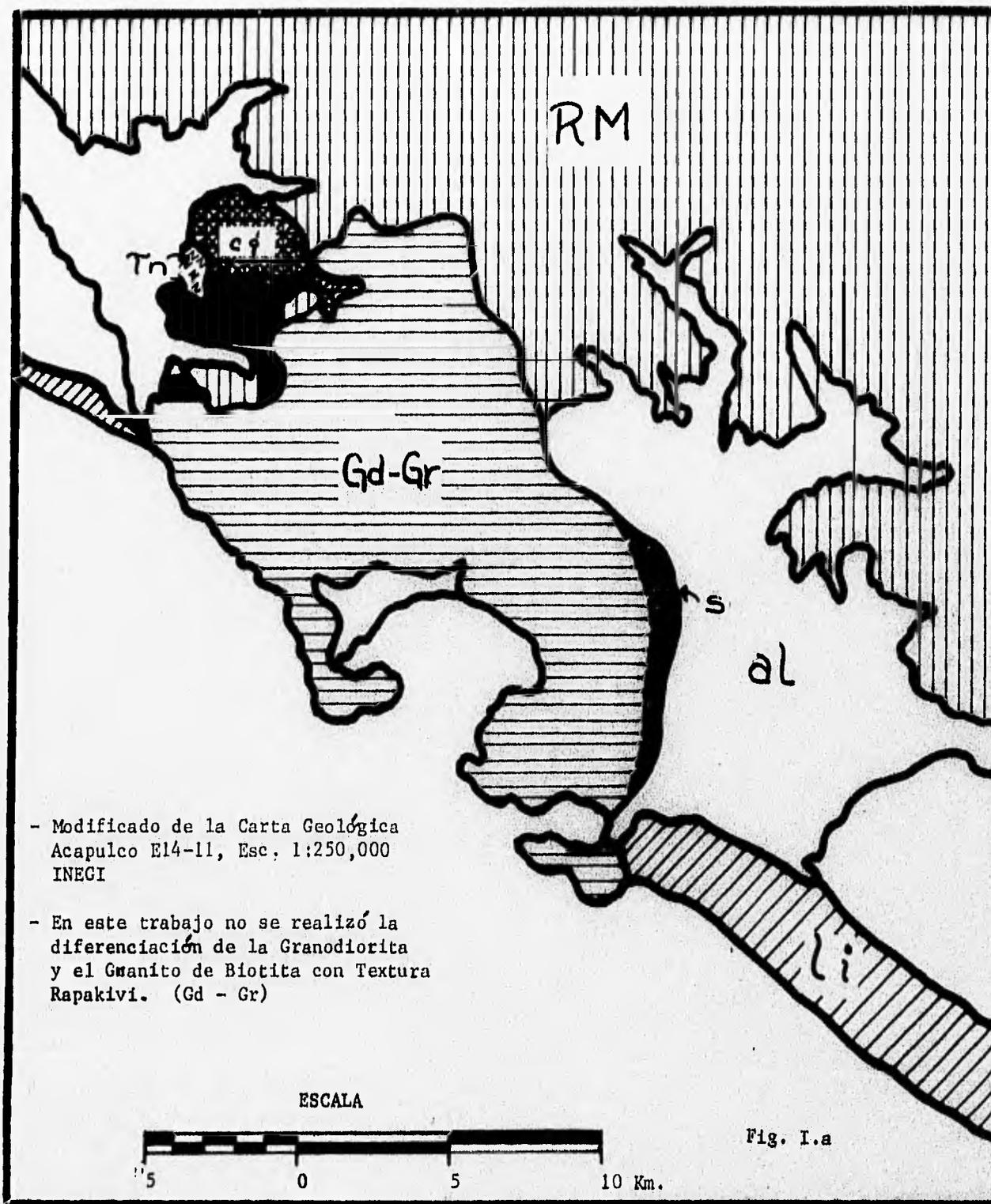
- ◆ Aguilera, T.E. 1991. **Fluorescencia de rayos-x. Caracterización de minerales.** Curso Internacional de Capacitación en Procesamiento de Minerales y Tecnología Analítica (S.E.M.I.P.), pp 44-50.
- ◆ Anderson, T.H. and Schmidt, V.A. 1993. **The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea Region during Mesozoic time.** Geological Society of America Bulletin, vol. 24, pp. 941-966.
- ◆ Bain, D.C.; Mchardy, W.J.; Lachowski, E.E. 1994. **Chemical Determinative Methods. Rays-x fluorescence spectroscopic and microanalysis.** Chapman & Hall, pp. 260-299.
- ◆ Bard, J. P., 1985. **Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas.** Masson, S.A., 147 p.
- ◆ Clarke, D.B. 1992. **Granitoid rocks.** London: Chapman & Hall, 281 p.
- ◆ Cherry, M.E.; Trembath, L.T. 1978. **The pressure quench formation of rapakivi texture.** Contributions to Mineralogy and Petrology No. 68, pp. 1-6.
- ◆ Evensen, N.M.; Hamilton, P.J.; O'nions, R.K. 1978. **Rare-earth abundances in chondritic meteorites.** Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 42, pp 1199-1212.
- ◆ Fox, L.K.; Miller, D.M. 1990. **Jurassic granitoids and related rocks of the southern Bristol Mountains, southern Province Mountains and Colton Hills, Mojave Desert, California.** Geological Society of America, Memoir 174, pp. 111-134.
- ◆ Fries, C. Jr. y Rincon-Orta, C. 1965. **Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría.** Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín Geológico No. 73, pp. 57-133.

- ◆ Hall, A., 1982. **Igneous Petrology**. Longman Scientific & Technical. pp. 61-121, 348-391.
- ◆ Hatch, F.H.; Wells, A.K. and Wells, M.K.; 1961. **Petrology of the igneous rocks**. Vol I. Thomas Murby & Co. Great Britain. pp. 25-84, 192-202.
- ◆ Hernández-Bernal, MS. 1995. **Geoquímica y origen del batolito de Río Verde, Oax. terreno Xolapa**. UNAM-UACPyP-CCH, Tesis de Maestría (inérita).
- ◆ Kopp, O.C. 1981. **Cathodoluminescence petrography a valuable tool for teaching and research**. Journal of Geological Education, vol. 29, pp. 108-113.
- ◆ Ludwig, K. R.; 1991. **Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic isotope data**, version 2.50. U.S. Geol. Survey Open-File Report 91.
- ◆ Moore, M.; Davis, D.W.; Robb, L.J.; Jackson, M.C. 1993. **Archean rapakivi granite-anorthosite-rhyolite complex in the Witwatersrand Basin. Hinterland, southern Africa**. Geology, vol. 21, pp. 1031-1034.
- ◆ Pindell, J.L.; Cande, S.C.; Pitman, W.C.; Rowley, D.B.; Dewey, J.F.; Labrecque, J. and Haxby, W. 1988. **A plate-kinematic framework for models of the Carribean**. Tectonophysics, vol. 155, pp. 121-138.
- ◆ Riller, U; Ratschbacher, L.; Frisch, W. 1992. **Left-lateral transtection along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico**. Journal of South American Earth Sciences, vol. 5, pp. 237-249.
- ◆ Roberts, M.P.; Clements, J.D. 1993. **Origin of high-potassium, calc-alkaline I type granitoids**. Geology, vol. 21, pp. 825-828.
- ◆ Streckeissen, A. and LeMailtre, R.W. 1979. **A chemical aproximation to the modal QAPF clasification of the igneous rocks**. N.Jb Miner. Abh, Vol. 136, No. 2, pp. 169-206.

- ◆ Stimac, J.A.; Wark, D.A. 1992. **Plagioclase mantled on sanidine in silicic lavas, Clear Lake, California: Implications for the origin of rapakivi texture.** Geological Society of America Bulletin, vol. 104, pp. 728-744.
- ◆ Vavra, G. 1990. **On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study.** Contributions to Mineralogy and Petrology, num. 106, pp. 90-99.
- ◆ Verma, S.P. 1994. **Ocean island basalt source in the middle of a continental arc,** 13 p.
- ◆ Williams, H.; Turner, F.; Gilbert, C.; 1983. **Petrografia.** Freeman and Company, Inc. pp. 13-165.

ANEXOS

1. MAPAS



- Modificado de la Carta Geológica
Acapulco E14-11, Esc. 1:250,000
INEGI

- En este trabajo no se realizó la
diferenciación de la Granodiorita
y el Gnanito de Biotita con Textura
Rapakivi. (Gd - Gr)

Tabla I. Localización de los puntos de muestreos representados en la fig. I. Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero (Calva, G.; Tesis Profesional, Fac. de Ingeniería, UNAM)

MUESTRA	COORDENADA	MUESTRA	COORDENADA	MUESTRA	COORDENADA
RA-1	99°51'14" - 16°47'37"	RA-21	99°50'31" - 16°51'07"	RA-41	99°52'44" - 16°52'07"
RA-2	99°50'56" - 16°47'47"	RA-22	99°50'51" - 16°52'37"	RA-42	99°53'04" - 16°52'09"
RA-3	99°50'49" - 16°47'42"	RA-23	99°50'26" - 16°50'29"	RA-43	99°53'11" - 16°51'48"
RA-4	99°50'39" - 16°47'39"	RA-24	99°50'27" - 16°51'03"	RA-44	99°55'22" - 16°51'42"
RA-5	99°50'36" - 16°47'31"	RA-25	99°50'31" - 16°51'00"	RA-45	99°53'27" - 16°52'25"
RA-6	99°50'29" - 16°47'30"	RA-26	99°50'44" - 16°52'43"	RA-46	99°53'38" - 16°52'57"
RA-7	99°50'23" - 16°47'07"	RA-27	99°53'55" - 16°51'17"	RA-47	99°54'56" - 16°50'42"
RA-8	99°49'23" - 16°48'33"	RA-28	99°51'04" - 16°52'47"	RA-48	99°52'44" - 16°53'32"
RA-9	99°50'09" - 16°48'31"	RA-29	99°51'11" - 16°52'43"	RA-49	99°56'10" - 16°52'11"
RA-10	99°50'00" - 16°48'30"	RA-30	99°51'57" - 16°53'43"	RA-50	99°51'28" - 16°47'26"
RA-11	99°50'25" - 16°48'47"	RA-31	99°51'37" - 16°52'31"	RA-51	99°56'08" - 16°52'07"
RA-12	99°50'26" - 16°48'48"	RA-32	99°52'08" - 16°52'04"	RA-52	99°57'05" - 16°53'00"
RA-13	99°48'57" - 16°51'14"	RA-33	99°49'03" - 16°51'14"	RA-53	99°56'55" - 16°53'44"
RA-14	99°51'16" - 16°49'04"	RA-34	99°54'40" - 16°53'23"	RA-54	99°48'56" - 16°31'16"
RA-15	99°50'25" - 16°50'24"	RA-35	99°51'55" - 16°53'38"	RA-55	99°48'56" - 16°52'18"
RA-16	99°51'00" - 16°50'00"	RA-36	99°50'58" - 16°52'21"	RA-56	99°48'54" - 16°52'20"
RA-17	99°51'38" - 16°49'25"	RA-37	99°52'08" - 16°53'50"	RA-57	99°49'05" - 16°52'28"
RA-18	99°51'20" - 16°50'20"	RA-38	99°52'30" - 16°53'49"	RA-58	99°49'11" - 16°52'33"
RA-19	99°51'33" - 16°49'09"	RA-39	99°54'56" - 16°50'37"	RA-59	99°48'57" - 16°54'13"
RA-20	99°50'31" - 16°51'12"	RA-40	99°49'04" - 16°51'14"	RA-60	99°48'56" - 16°54'09"

**2. PROCEDIMIENTOS
Y
METODOS ANALITICOS**

2.A Método de Catodoluminiscencia.

Para explicar el término de Catodoluminiscencia, es necesario explicar el concepto de "luminiscencia". La luminiscencia es un fenómeno físico producido por la incidencia de la luz sobre una superficie sólida, ésta incidencia de la luz provoca una emisión de radiaciones las cuales pueden ser medibles dentro del espectro de luz, en los rangos de luz visible, luz ultravioleta (UV) y de la luz infrarroja (IR), Fig. 2.A.1.

La generación de este fenómeno se lleva a cabo cuando un rayo de electrones que incide sobre una superficie sólida, logra que gran parte de esta energía penetre sobre la superficie sólida, generando varias emisiones de efectos secundarios (generación de rayos-x, dispersión de electrones, etc.), provocando que el rayo que inicialmente tenía un cierto diámetro y una cierta longitud de onda incremente su diámetro, así como la cantidad de energía inicial (Fig. 2.A.2).

En esta figura puede observarse que al penetrar el rayo de electrones incidentes sobre la superficie sólida, provoca una emisión de electrones secundarios, la cual se caracteriza por el incremento progresivo en el diámetro del rayo resultante en comparación con el rayo incidente. Conforme el haz sigue penetrando se lleva a cabo el "rompimiento total" del rayo de electrones (back-scattered -retrodispersión-), provocando la generación de la primer excitación de rayos-x. Hasta este punto el rayo inicial ha alcanzado solo un mínimo de expansión dentro de la superficie sólida.

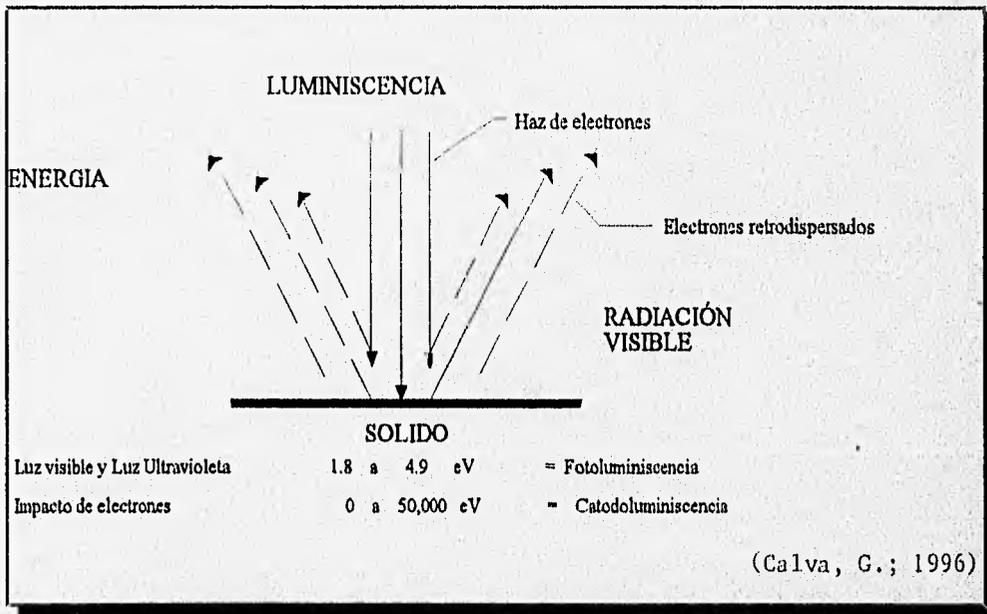


Fig. 2.A.1 Generación de la Luminiscencia; Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

Posteriormente se tienen una radiación continua de energía "bremsstrahlung", la cual se encuentra condicionada a la interacción de la primera excitación de rayos-x, con lo que se podrá obtener una expansión más adecuada para la resolución dentro del campo (D_1). Un proceso similar se lleva a cabo posteriormente en toda la región que cubre al rayo penetrado inicialmente, es en esta parte de la penetración en donde los electrones retienen grandes cantidades de energía (eV), por lo que el rayo inicial llega a un límite de expansión (D_2), así como de longitud (L), en consecuencia se tiene el fenómeno de "catodoluminiscencia".

Estos fenómenos se encuentran condicionados a la emisión de eV (electrón volt) que se generen a partir de una incidencia luminosa, provocando un rango de medición en cada una de las características físicas mencionadas anteriormente.

Con referencia a esto, la catodoluminiscencia (CL) es una forma de luminiscencia que se encuentra en algunos objetos, es decir, es la emisión de luz visible que proyecta un objeto al ser bombardeado por otras formas de energía. En este caso en particular se bombardeó a las muestras de roca con un rayo de electrones producido por un rayo catódico, dicho rayo representa una energía potencial de aproximadamente 5 a 25 KeV, a través de un luminoscopio, esta dispersión de electrones se origina en el cátodo produciendo una descarga estable, durante la cual los iones viajan desde el cátodo para establecerse en el ánodo (Marshall, 1988).

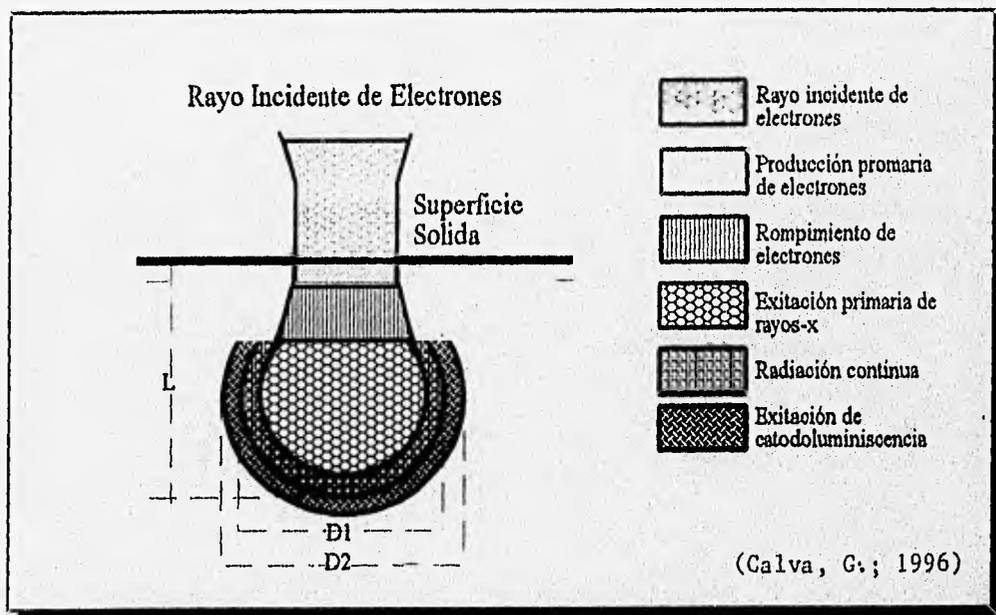


Fig. 2.A.2 Generación del fenómeno de "Catodoluminiscencia"; Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.

*eV= Medida que cuantifica la energía emitida por un haz de electrones.

El equipo utilizado para realizar las observaciones en las muestras del Intrusivo de Acapulco fue un "LUMINOSCOPIO ELM-3, cuya construcción esquemática es representada en la Fig. A.3.

Para el estudio de la CL es necesario establecer el tipo de elemento que es susceptible de ser analizado. Uno de ellos es la existencia de una cierta cantidad de elementos "exóticos" alojados en el último nivel de energía atómica.

Otro de los principales factores que definen a la CL, es el ordenamiento que sufren los átomos que conforman la estructura cristalina del ejemplar, de esta manera tenemos dos tipos de CL:

- intrínseca
- por impurezas.

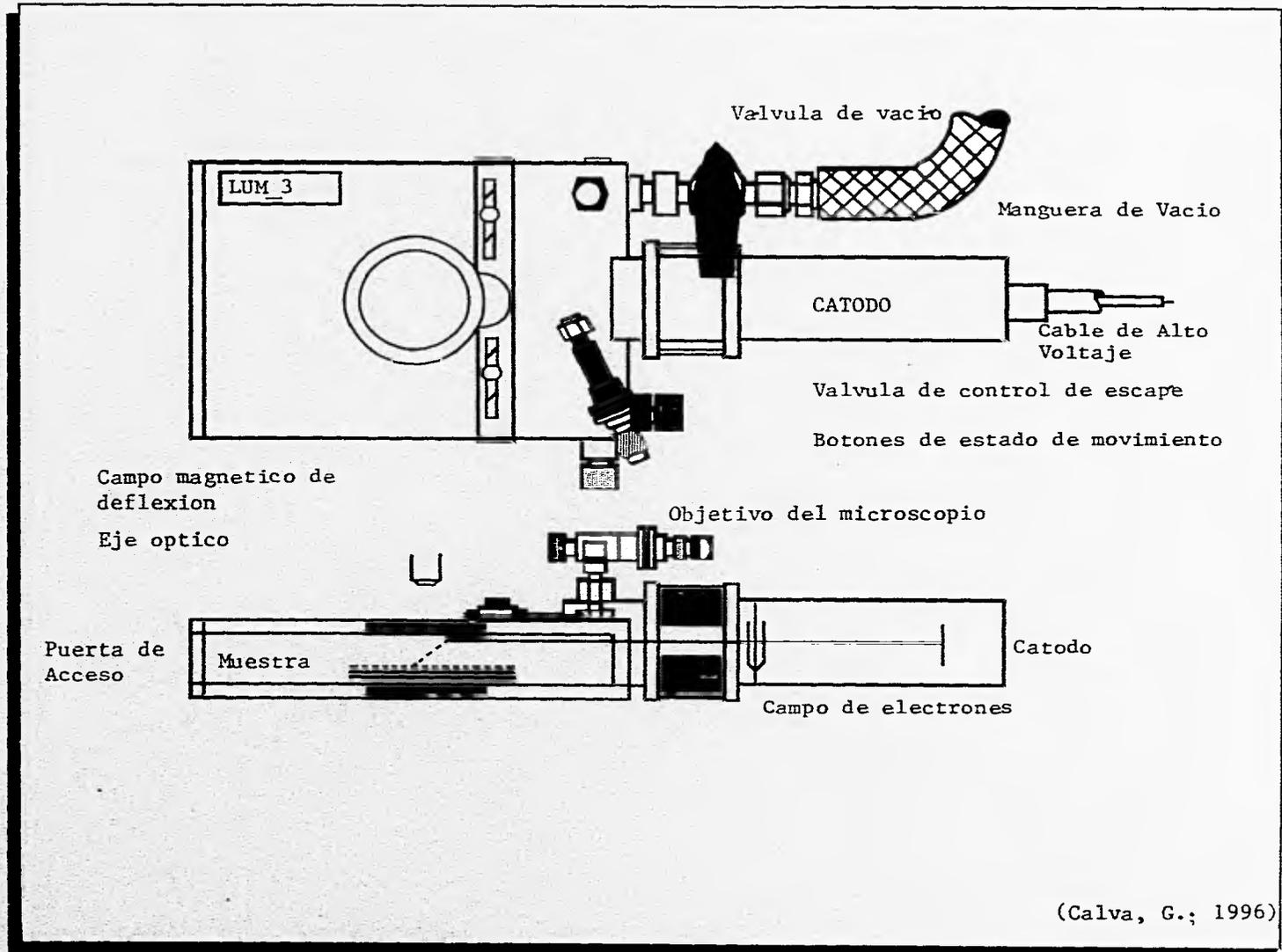
La CL intrínseca es muy rara, debido a que solo se presenta cuando existe un defecto estructural en el soporte cristalino del mineral, lo cual se debe como ya se explicó en líneas anteriores, al ordenamiento atómico de los elementos. La CL debida a impurezas es un defecto químico estructural de la muestra, debido al ordenamiento atómico de los elementos "exóticos o ajenos", que se sitúan en los planos preferenciales de la estructura cristalina.

Este ordenamiento es relativo de acuerdo al ejemplar del que se este hablando, ya que cada elemento posee diferentes niveles de energía en los cuales se puede o no aceptar a dichos elementos. Estos elementos se encuentran en función de los llamados "activadores" y de los "inhibidores"; los primeros son los causantes de que se presente color en CL y se encuentran a nivel traza en el mineral, los activadores más comunes son: Mg, Mn, Ti, REE, etc. Su comportamiento dependerá del mineral en el que se encuentren situados.

Los "inhibidores" son todos aquellos elementos como el Fe^{3+} , Fe^{2+} , etc., que provocan la no visibilidad de color en CL.

En resumen, la catodoluminiscencia es un producto de observación externa, la cual esta condicionada por la cantidad de absorción de energía que se lleve a cabo en la superficie del sólido, o bien a profundidad sobre el volumen mineralógico observado. Esta penetración a profundidad implica que la energía inducida se ha incrementado.

Fig. A.3 LUMINOSCOPIO ELM-3, Laboratorio de Catodoluminiscencia, Instituto de Geología, UNAM; Intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero.



2.B. Método de Fluorescencia de Rayos-X.

Los rayos-X, son radiaciones cuya longitud de onda oscila entre 0.02 \AA a 100 \AA y al igual que la luz ordinaria, se manifiesta en forma de energía radiante, siendo emitidos por los átomos debido a profundas perturbaciones en sus estructuras electrónicas. El fenómeno es de carácter electromagnético y de la misma naturaleza que la luz visible.

Los cristales pueden actuar como redes de difracción de rayos-x, ya que la longitud de onda de esta radiación es del orden de los espacios inter-atómicos de la materia en estado cristalino, lo que permite conocer la naturaleza exacta de las radiaciones que emana el ejemplar, así como de la composición química cuantitativa o cualitativa.

Cuando un elemento es bombardeado por un haz de electrones de alta energía se logra que emita líneas características del espectro, las más intensas son $k\alpha$ y $k\beta$ siempre denominadas "líneas características" por tener las propiedades de los elementos que los emiten.

Este fenómeno es la base de los tubos de rayos-x. Las mismas líneas pueden ser emitidas si el elemento en cuestión es bombardeado por un haz de rayos-x de mucha energía, a esto es a lo que denominaremos "fluorescencia de rayos-x" y es la base de los análisis químicos por esta técnica.

Si los elementos que constituyen a una muestra son bombardeados con rayos-x, estos emitirán sus líneas características y entonces dichos elementos podrán identificarse y cuantificarse analizando las longitudes de onda esta radiación. El análisis se efectúa difractando la radiación mediante planos de la red de un cristal único de distancia interplanar conocida.

La radiación ya difractada es recogida por un detector de rayos-x para enviarla posteriormente a la parte de registro de donde recogemos la información proporcionada.

Las mediciones de las muestras analizadas por este método fueron realizadas en un ***Espectrometro de Fluorescencia de Rayos-X, el cual consta de las siguientes partes (Fig. 2.B.1):

a.- Sistema de producción de rayos-x y excitación de la muestra. El espectrometro de rayos-x tiene una fuente de excitación que es encargada de generar la radiación X y se utiliza para excitar la muestra en estudio, dicha fuente recibe el nombre de tubo de rayos-x. Normalmente la excitación de la muestra se realiza con un sistema de alto vacío o desplazando el aire por algún gas, que tenga un coeficiente de absorción bajo de la radiación X.

b.- Sistema Óptico, al cual lo componen una rejilla primaria, un cristal analizador y una rejilla secundaria. Su función es colimar la radiación X del tubo y la radiación fluorescente; posteriormente se difracta en el cristal analizador cumpliendo siempre la ley de Bragg.

Las radiaciones generadas en la muestra son características de los elementos que las producen y con base a esto se debe seleccionar el detector para la radiación, siendo este de flujo o centelleo para elementos ligeros o pesados, respectivamente.

c.- Sistema de detección, medida y registro de intensidades de la radiación fluorescente. El registro de la radiación se efectúa por medio de un graficador, quedando la información en una gráfica donde se anota longitud de onda contra intensidad de radiación.

En la fluorescencia de rayos-x se pueden medir muestras sólidas o líquidas, con la diferencia que el portamuestras tiene características especiales y principalmente son de material anticorrosivo. Para las muestras del Intrusivo de Acapulco se trabajó con material molido a un tamaño menor a las 200 mallas, una parte de este material se prensó para formar una pastilla y la otra parte se convirtió en solución sólida por fusión con bórax.

Después de seleccionar condiciones de operación, tubo de rayos-x, cristal analizador, energía de excitación, detector, etc. exponemos la muestra al haz de rayos-x, obteniendo resultados en forma gráfica.

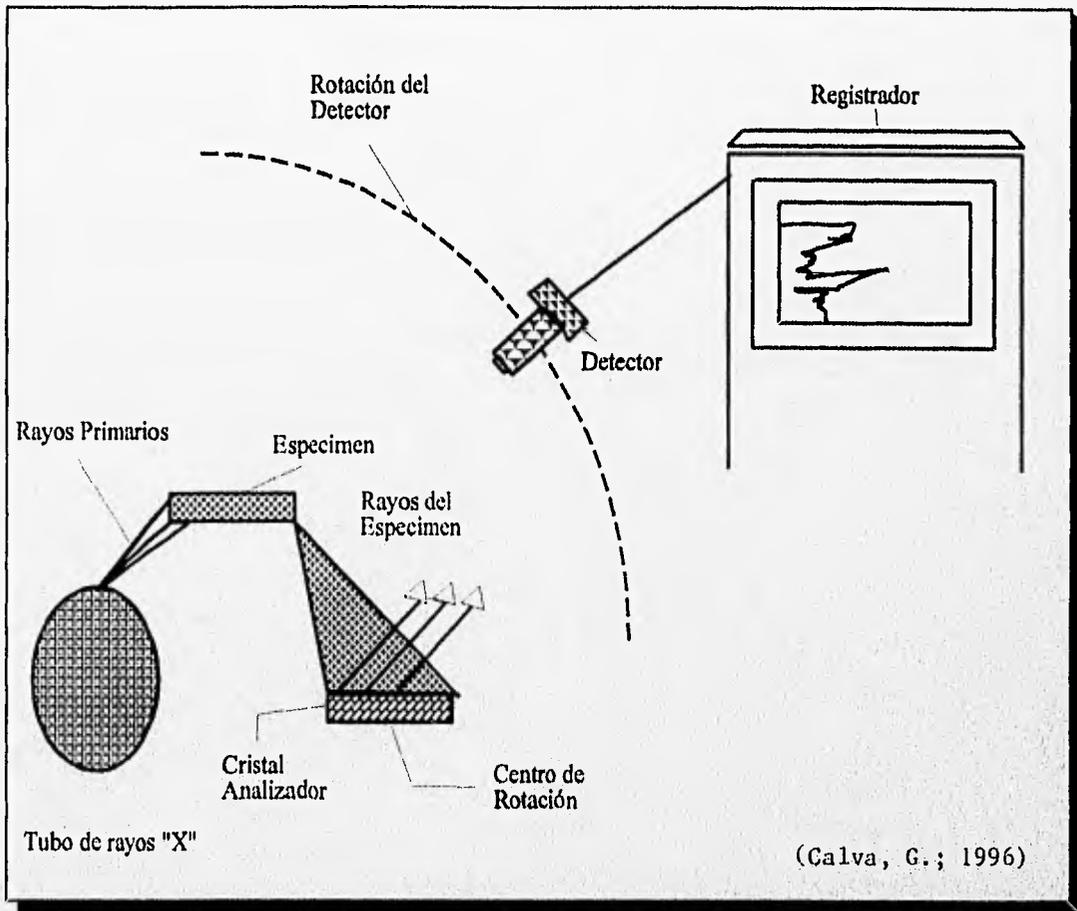


Fig. 2. B.1 Esquema del espectro de fluorescencia de rayos-x, Instituto de Geología, UNAM; Intrusivo de Acapulco, Edo.de Guerrero.

2.A.3 Determinación de Fe por el Método de Titulación.

Para la determinación de FeO a partir del Fe_T obtenido de los análisis de fluorescencia de rayos x, se utiliza el método de titulación por óxido reducción. Para realizar este procedimiento se necesitan los siguientes materiales:

Material:

250 ml de H_2O

500 ml de H_2SO_4

250 ml HF

Acido Bórico saturado (5%)

$K_2Cr_2O_7$

DASF (Difenilamin Sulforato de Bacio)

Metodología:

Se ponen 500 mg de la muestra en un crisol de platino con 20 ml de la solución disolvente (mezcla formada por 250 ml de H_2O + 500 ml de H_2SO_4 + 250 ml de HF) y se pone a hervir durante 7 minutos bajo lámpara de alcohol.

Posteriormente el crisol se transfiere a un vaso de precipitados de 600 ml que contenga 100 ml de ácido bórico saturado y se titula con $K_2Cr_2O_7$, usando como indicador Difenil Amin Sulforato de Bacio; la titulación se logra cuando al agregar DASF el ácido bórico cambia a tonalidades violetas.

La obtención del FeO se logra a partir de la siguiente fórmula:

$$\% \text{ Fe} = \frac{\text{ml de } \text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7 \text{ (usados en cada muestra)} \times \text{factor de la solución de } \text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7}{\text{peso de la muestra}} \times 100$$

donde:

Factor de la solución = 0.1 N

Peso de la muestra = 0.5 mg.

Si consideramos que el % de Fe es igual al Fe de la magnetita, entonces el % de FeO en cada muestra se obtiene de acuerdo a:

$$\% \text{ FeO} = \% \text{ Fe contenido en la magnetita} \times 1.2865.$$

Para obtener el factor de la solución de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$, se tiene que pesar un trozo de alambre de Fe limpiándolo con HCl para quitar el exceso de óxido en la superficie, se coloca en un vaso de precipitados de 100 ml y se le agregan 10 ml de HCl concentrado. Posteriormente se hierve añadiendo cloruro de estaño (SnCl_2) gota a gota hasta que el color amarillento desaparezca.

Por último, se enfría la solución agregando 100 ml de H_2O destilada + 10 ml de HgCl_2 , se agita y se deja reposar por 3 minutos y se le agregan 3 gotas del indicador (DASB) y se titula con $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ con lo que toma la coloración violeta.

La obtención del FeO se logra a partir de la siguiente fórmula:

$$\% \text{ Fe} = \frac{\text{ml de } \text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7 \text{ (usados en cada muestra)} \times \text{factor de la solución de } \text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7 \times 100}{\text{peso de la muestra.}}$$

donde:

Factor de la solución= 0.1 N

Peso de la muestra= 0.5 mg.

Si consideramos que el % de Fe es igual al Fe de la magnetita, entonces el % de FeO en cada muestra se obtiene de acuerdo a:

$$\% \text{ FeO} = \% \text{ Fe contenido en la magnetita} \times 1.2865.$$

Para obtener el factor de la solución de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$, se tiene que pesar un trozo de alambre de Fe limpiándolo con HCl para quitar el exceso de óxido en la superficie, se coloca en un vaso de precipitados de 100 ml y se le agregan 10 ml de HCl concentrado. Posteriormente se hierve añadiendo cloruro de estaño (SnCl_2) gota a gota hasta que el color amarillento desaparezca.

Por último, se enfría la solución agregando 100 ml de H_2O destilada + 10 ml de HgCl_2 , se agita y se deja reposar por 3 minutos y se le agregan 3 gotas del indicador (DASB) y se titula con $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ con lo que toma la coloración violeta.

A.4. Isotopía

Para el estudio de Isotopía, se utilizó un Espectrómetro de Fuente Iónica Térmica y Colectores Faraday Múltiples marca FINNIGAM-MAT 262, el cuál pertenece al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología y Geofísica de la UNAM. El procedimiento a seguir fué:

- ◆ Se digieren aproximadamente 100 mg de roca pulverizada (diámetro < 60 μ) en ácido fluorhídrico para eliminar los silicatos y posteriormente en ácido perclórico y clorhídrico.
- ◆ Se pasa la solución de HCl por columnas de intercambio iónico para obtener los elementos de interés (Rb y Sr).
- ◆ Se cargan ~600 η g de Sr en los filamentos de Re del espectrómetro y se miden las relaciones isotópicas del Sr. El número de mediciones para cada muestra es de por lo menos 60 mediciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.