

20/1/88

**Universidad
Nacional
Autónoma
de México**

**Facultad de
Ingeniería**

**PALEOMAGNETISMO
Y PETROGRAFIA
DE LA ISLA ISABEL,
NAYARIT**

**tesis para obtener
el título de:
Ingeniero Geólogo
presenta:
Enrique Cabral Cano**

México D.F. 1988



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 está 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.

RESUMEN

La Isla Isabel se localiza en la boca del Golfo de California ($21^{\circ} 52' N$, $105^{\circ} 51' W$), a unos 30 Km frente a las costas de Nayarit. Esta constituida por productos piroclásticos intercalados con derrames lávicos provenientes de 6 conos cineríticos reconocidos en la isla. El derrame mas importante por su extensión es el que forma Las Planicies Centrales en la porción centro y norte de la isla. Los derrames muestreados se clasifican como basaltos de olivino, deficientes en sílice ($42.9 \leq SiO_2 \leq 46.5$), metaluminosos y peraluminosos, de afinidades alcalinas (basaltos alcalinos potásicos y basaltos de picrita-ankaramita) y con xenolitos ultramáficos. La Isla Isabel se encuentra sobre corteza continental, en una zona de bajo flujo térmico y fuera de las anomalías magnéticas. Esto aunado a las afinidades de sus lavas con el vulcanismo de la porción noroccidental de la Faja Volcánica Transmexicana permiten suponer la posible relación entre ambos. El análisis morfológico indica que la edad de la Isla es muy joven, seguramente de menos de 5 m.a.. Los resultados paleomagnéticos muestran una posición polar discordante ($66.0^{\circ} N$, $160.1^{\circ} E$) desplazada hacia la izquierda del segmento correspondiente de la curva de deriva polar aparente de Norteamérica. Esta discrepancia puede tener su origen en una variación secular no promediada, un campo no dipolar, o rotaciones tectónicas asociadas a una zona de deformación neotectónica; sin embargo es necesario contar con mas datos para concluir definitivamente.

INDICE

I	Introducción	1
II	Marco Geológico Regional	4
III	Geología de la Isla Isabel	25
IV	Paleomagnetismo	33
V	Petrografía y Geoquímica	49
VI	Interpretación y Discusión	77
	Apéndice 1	97
	Apéndice 2	119
	Apéndice 3	131
	Bibliografía	137

I. INTRODUCCION

Planteamiento del problema.

No obstante que el estudio geológico-geofísico de las islas en la boca del Golfo de California es de particular importancia para entender la evolución tectónica del Golfo de California y margen continental de México, no se han desarrollado exhaustivamente las investigaciones de estas islas, con especial énfasis en sus características geoquímicas, paleomagnéticas, ambiente y evolución tectónica. Las escasas publicaciones sobre el área solo tratan de reconocimientos geológicos y descripciones litológicas sin profundizar en aspectos como el carácter geoquímico de sus cuerpos volcánicos para tratar de ubicarlos en un ambiente tectónico dado, o carecen de un reconocimiento geológico en campo mas amplio (por ejemplo Nelson, 1899; Hanna, 1927; Ortega-Gutiérrez y Gonzalez-Gonzalez, 1980). Por otra parte la provincia del Golfo de California ha sido estudiada en especial en las últimas décadas, por ser un ejemplo muy claro de la dinámica de la litosfera (para una discusión mas amplia sobre los trabajos antecedentes en el Golfo de California el lector puede remitirse al capítulo II "Marco Geológico Regional" del presente trabajo), razón por la cual las islas aledañas a la boca del Golfo de California adquieren además un especial interés dentro de un marco geodinámico global.

Mas aún en la porción continental de México configura a la boca del Golfo de California la confluencia de dos sistemas volcánicos de suma importancia que son la Sierra Madre Occidental y la Faja

Volcánica Transmexicana en su porción occidental. Aquí se han reconocido procesos de atenuación (por ejemplo Delgado-Granados y Urrutia-Fucugauchi, 1985) y fracturamiento corticales con desarrollo de vulcanismo joven de carácter alcalino (por ejemplo Nieto-Obregón et al., 1985).

La Isla Isabel en cierta manera puede estar relacionada con algunos de estos procesos en su pasado geológico. Esto hace que su estudio, en particular el paleomagnético bien pudiera aportar nuevas ideas sobre la evolución geológica de la región.

Objetivos.

La presente investigación tiene como objetivo el desarrollo general de una interpretación sobre la evolución geológica-tectónica de la isla Isabel, a partir de un estudio geológico de campo, y de la aplicación de técnicas de investigación paleomagnéticas y de geoquímica de rocas. Se dió especial énfasis a estas técnicas con el objeto de hacer inferencias cuantitativas sobre desplazamientos tectónicos así como el marco tectónico general en el que ha evolucionado geológicamente dicha isla

Metodología.

Partiendo del planteamiento y objetivos descritos, se diseñó un plan de trabajo el cual se desarrolló en dos etapas, la primera de ellas enfocada al estudio paleomagnético y la segunda al petrológico. Estas incluyeron las siguientes actividades:

1a etapa

- Investigación bibliográfica
- Fotointerpretación y elaboración de un mapa geológico preliminar y formulación de hipótesis estratigráficas y estructurales.
- Reconocimiento de campo y recolección de muestras
- Preparación de muestras en laboratorio
- Elaboración de software para la construcción de gráficas
- Medición y estudio de las muestras
- Procesamiento de la información y reinterpretación cartográfica
- Preparación de escrito

2a etapa

- Preparación de muestras para petrografía y análisis químicos
- Reportes petrográficos y análisis químicos
- Procesamiento de la información
- Preparación de escrito.

II. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

Introducción.

La Isla Isabel esta localizada en la porción oriental de la boca del Golfo de California frente a las costas del Estado de Nayarit, a unos 30 km al norte de la desembocadura del Rio Grande de Santiago, y aproximadamente a los $21^{\circ} 52' N$ y $105^{\circ} 51' W$ (Fig. 2.1). Su posición dentro del Golfo de California la relaciona en cierta medida con la formación de este último, al menos para determinar la naturaleza del basamento sobre el que fue edificada. Con el fin de introducirse a la evolución de las ideas concebidas en torno al golfo. A continuación se presenta una síntesis cronológica de las ideas sobre la formación del Golfo de California .

Trabajos previos en el Golfo de California.

La Península y Golfo de California han sido motivo de diversos estudios geológicos y geofísicos desde su descubrimiento. El golfo de California fue circunnavegado por primera vez en 1539 por Francisco de Ulloa, quien lo llamó "Mar Bermejo" debido al color rojizo de sus aguas en el estuario del Rio Colorado. Por mucho tiempo y debido a la lejanía e inaccesibilidad y por su falta de comunicaciones terrestres tanto la Península como el Golfo de California, permanecieron alejados de la investigación científica.

En 1948 Beal reconoce que el caracter morfológico de la península

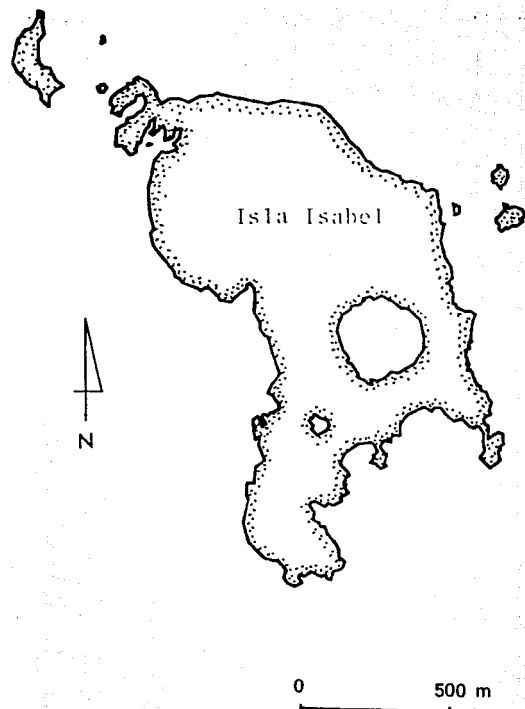
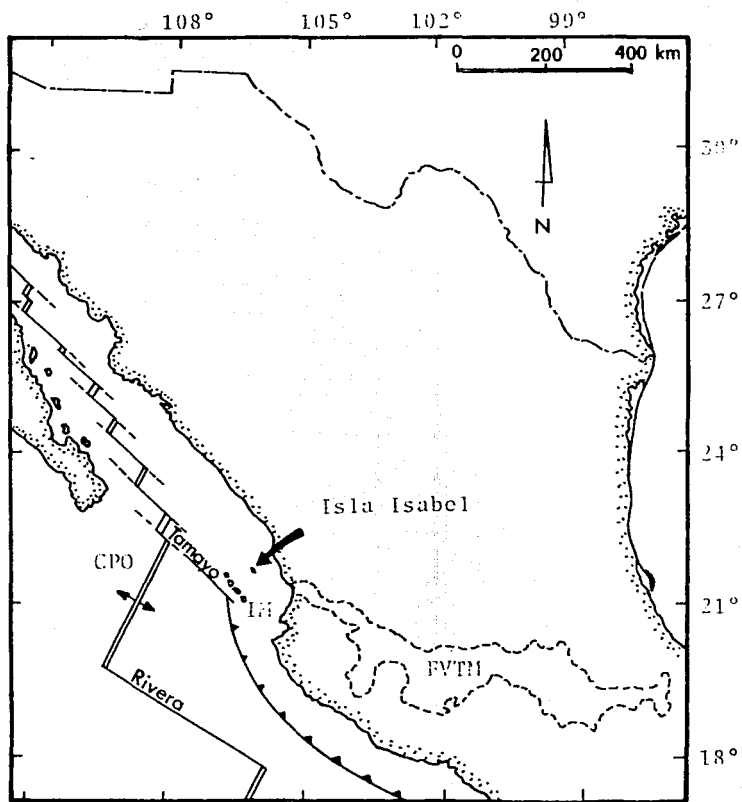


Fig. 2.1 Localización de la isla Isabel, Nay.
 FVTH, Faja Volcánica Trans Mexicana
 CPO, Cresta del Pacífico Oriental
 I, Islas Marías

y el golfo presentaban caracteres anómalos, como son sus inusuales longitudes comparadas con su ancho, y ambos paralelos a la costa del continente, por lo que concluyó que la península debería de corresponder a una cuña en forma de "V" atrapada por dos sistemas de fallamiento con echados encontrados, de tal manera que al ejercerse un esfuerzo compresivo normal a dichos sistemas, esta cuña se habría levantado.

Anderson (1950), por otra parte señaló que la península estaba limitada por fallas normales. En ese mismo año Shepard (1950), a la luz de las observaciones hechas en dos expediciones oceanográficas, sugiere que los escarpes que bordean a las cuencas centrales reconocidas en el golfo, fueron producidas por un fallamiento lateral derecho dispuesto en echelon. Poco después Carey (1958), sugiere que el Golfo de California se originó por la deriva de la Baja California como una "balsa silícica".

El reconocimiento y cuantificación del sistema de fallamiento de San Andres marca un importante punto en la interpretación del origen del Golfo de California. Hill y Dibblee (1953), reportan un desplazamiento de 350 km a lo largo de la falla de San Andres para los batolitos cretácicos. Curtis et. al. (1958), aportan observaciones geológicas que indican un desplazamiento de los complejos batolíticos Cretácicos de la Alta California y Nevada, estimado también en 350 Km.

Hamilton (1961) reporta una revisión de las ideas que existían hasta la fecha para explicar la formación del Golfo de California y propone que su origen se encuentra íntimamente asociado al

sistema de fallas San Andrés. Por otra parte, Menard sugiere en 1960, que la dorsal del pacífico oriental interseca al continente americano en la boca del Golfo de California. Debido a que las dorsales son zonas de convección, podrían originar la creación de zonas de tensión con el desarrollo de rifts; de aquí que la formación del golfo podría estar relacionada a estos últimos.

Kovach y colaboradores (1962) muestran que el sistema de fallas San Andrés se continua en el golfo como una serie de fallas dispuestas en échelon. En 1964 se configura la carta batimétrica del golfo (Fisher et al., 1964) y se sugiere (Rusnak y Fisher, 1964) un mecanismo de deslizamientos gravitacionales durante el levantamiento de la corteza al crecer la dorsal como el responsable de la formación de los escarpes marinos observados y concluyendo que el origen del Golfo no es debido a un graben. Como complemento de este estudio batimétrico se presentaban los resultados de perfiles de refracción sísmica (Phillips, 1964) y estudios sísmicos y gravimétricos (Biehler et al., 1964) que sustentan las ideas de la continuación del sistema San Andrés bajo el Golfo de California, al reconocerse similitudes estructurales en la región de la cuenca de Salton y la porción norte del golfo. El estudio gravimétrico de Harrison y Mathur (1964) concluye que la corteza continental en la porción sur de la Alta California ha sido sometida a procesos de atenuación litosférica, con inyección de material cortical nuevo y de mayor densidad.

En 1965 se da a conocer un artículo de Wilson en el que se describe un nuevo tipo de fallas, conocidas como transformes. Aquellas fallas de componente lateral unen los extremos de las dorsales oceánicas, como es el caso del sistema transforme dextral del golfo, que se continúa en el continente en el sistema de fallas San Andres, uniendo las dorsales Gorda y Pacifico Oriental. Un año despues Vine (1966) sugiere, que esta falla transforme esta constituida por una serie de pequenos segmentos de crestas o dorsales oceánicas unidas por fallas transformes, en lugar de una transforme continúa como sugirió inicialmente Wilson (1965).

Durante la década de los sesentas y principio de los años setentas se efectuan una gran número de trabajos de reconocimiento de los rasgos mas sobresalientes del Golfo de California. Sykes (1968) y Moore y Buffington (1968) publican la localización de zonas de fracturamiento en el fondo marino y de dorsales oceánicas. Larson y colaboradores (1968), Moore & Buffington (op. cit.) y Larson (1972) obtienen cartas de anomalías magnéticas en la boca del golfo. Estas indican que la apertura del golfo comenzó hace 4 m.a. posterior a una primera etapa riftogénica. La velocidad de esparcimiento fue a razón de 6 cm/año, con un desplazamiento total hasta el presente de 260 Km. Los antes mencionados terminan con la especulación sobre la edad de la apertura del Golfo de California, la cual habia llegado incluso a ser considerada Cretácica o Miocénica (Hamilton, 1961).

En 1968 Allen propone, que la península fue transportada a lo largo de fallas transformes, que dislocan las dorsales, y que los escarpes encontrados en las cartas batimétricas vienen a ser estas fallas. Normark y Curray (1968) hacen una reconstrucción del Golfo y Península de Baja California para la cual prolongan las fallas transformes del golfo, dislocando la actual Península de Baja California. Por otra parte el reconocimiento geológico de ésta llevado a cabo por Gastil y colaboradores (1968, 1975) desmiente la supuesta presencia de fallas disectandola. Para 1970 Suppe presenta una reconstrucción pre-rift de la península, considerando la inexistencia de dislocamientos a lo largo de la actual península.

En 1970 aparece publicado un artículo de Atwater en el que sintetiza claramente las ideas existentes sobre la mecánica de la evolución cenozoica del margen continental occidental de Norteamérica. En este se delimita temporalmente la actividad del sistema de fallas San Andres, asignándole una edad máxima de 30 m.a. para el inicio de desplazamiento lateral y unos 6 - 11 m.a. para la acreción total de la Península de Baja California a la placa Pacífica.

Bischoff y Henyey (1971), reportan un control tectónico de los elementos batimétricos en base a perfiles sísmicos, y que mas tarde confirmarían estos mismos autores al reconocer dislocaciones en sedimentos recientes, una zona de expansión del fondo oceánico asociada a una de las cuencas marinas en el norte del golfo y dos fallas transformes que no se continúan en la

península, (Bischoff y Henyey, 1974).

Elders et al. (1972) apoyados en levantamientos geológicos, magnéticos, gravimétricos y de flujo térmico, concluyen que la región de la cuenca de Salton California, esta siendo sujeta a un proceso de riftogénesis, lo que la convierte en la continuación continental de la provincia del Golfo de California. Los levantamientos de anomalías magnéticas se continúan a las cuencas del interior del golfo (Larson, Mudie y Larson, 1972), sin que se reconozca un patrón obvio de lineaciones magnéticas como se esperaría en un centro de expansión oceánica. La interpretación indica una atenuación de las anomalías por el gran espesor de la cubierta sedimentaria proveniente de las masas continentales adyacentes.

El reconocimiento y comprensión del mecanismo de tectónica global propició la adopción de nuevos conceptos en tectónica. Karig y Jensky (1972), proponen la existencia de un protogolfo de California (ver Fig. 2.2), de carácter epicontinental y como producto de una zona de extensión tras-arco que comenzaría a formarse al ocurrir el desacoplamiento de lo que posteriormente sería la Península de California a la placa Norteamericana y su acoplamiento a la placa Pacífica hace 6-11 m.a. (Atwater, 1970).

En 1973 Moore presenta una reconstrucción del golfo, basado en las anomalías magnéticas, con un desplazamiento al NW de 240 Km, y considerando a la península como una sola unidad tectónica (ver Fig. 2.3). Esta reconstrucción implica la presencia de un protogolfo, formado a partir de un proceso de riftogénesis, y

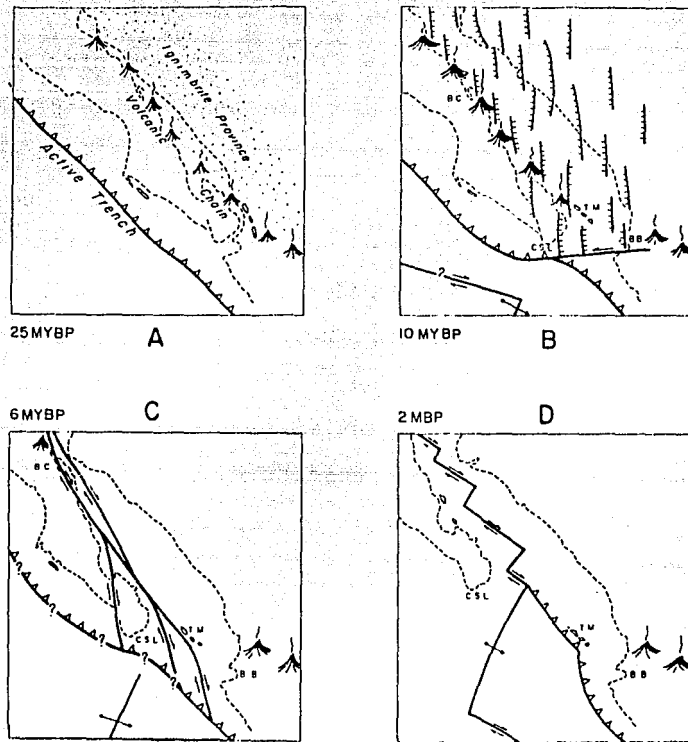


Fig 2.2 Desarrollo de la región sureña del Golfo de California, basado en la suposición que el proto-golfo era una zona extensional relacionada con la subducción. El desplazamiento asume un movimiento constante Pacífico-Norteamérica durante los últimos 30 m.a., la validez de los datos de Larson, (1972) y velocidades de subducción razonables. A. antes de la formación del proto-golfo y durante la formación de una cadena volcánica andesítica y una meseta ignimbrítica. B. durante la apertura extensional este-oeste del proto-golfo. las fallas normales se muestran diagramáticamente. El vulcanismo asociado con la extensión no se muestra. C. En el intervalo entre pulsos extensionales. Las fallas laterales son paralelas al proto-golfo y se unen con las zonas de subducción y ;entros de esparcimiento de manera desconocida. La zona de subducción al oeste de Baja California esta probablemente aún activa. D. Durante la extensión intraplaca, cuando el centro de esparcimiento Pacífico-Farallón y zon de subducción han desaparecido. La dirección de desplazamiento es ahora al noroeste y un patrón esparcimiento-transforme aparece en el golfo.
Tomado de Karig y Jensky, 1972.

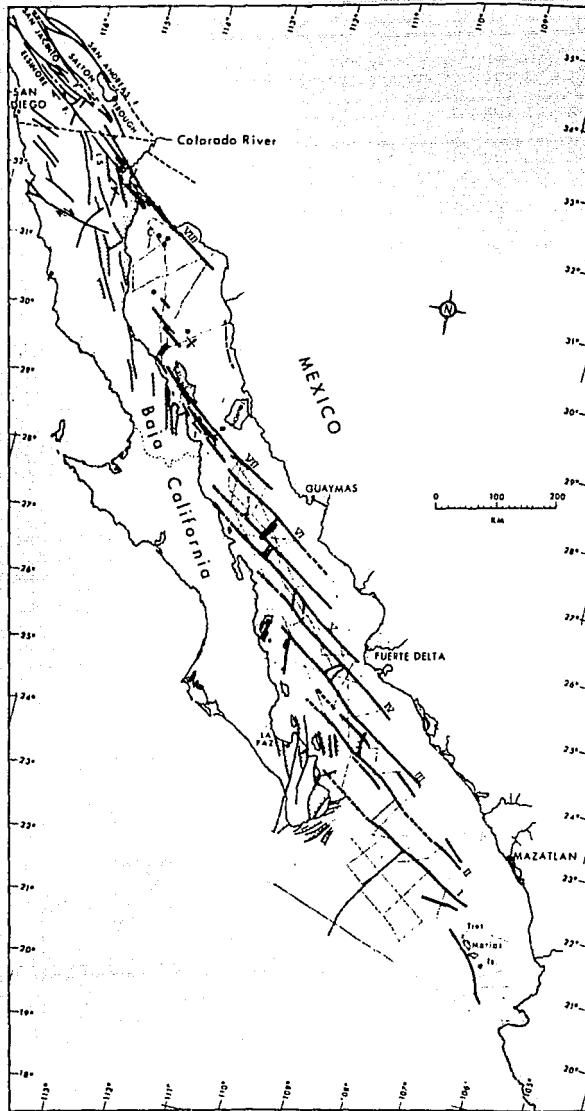


Fig. 2. 3a Zonas de fracturas y otras fallas importantes en el Golfo de California. Las líneas discontinuas indican zonas de fracturas y fallas inferidas. Las fallas en el continente son de King (1969) y USGS Map I-512 (1966). Las fallas en el extremo sur de la península son de Normark y Curray (1968). Las áreas sombreadas son interpretadas como regiones con corteza nueva. Las líneas punteadas pequeñas son las trayectorias de obtención de datos. Las regiones de fracturas mayores están numeradas del I al VIII. Tomado de Moore, 1973.

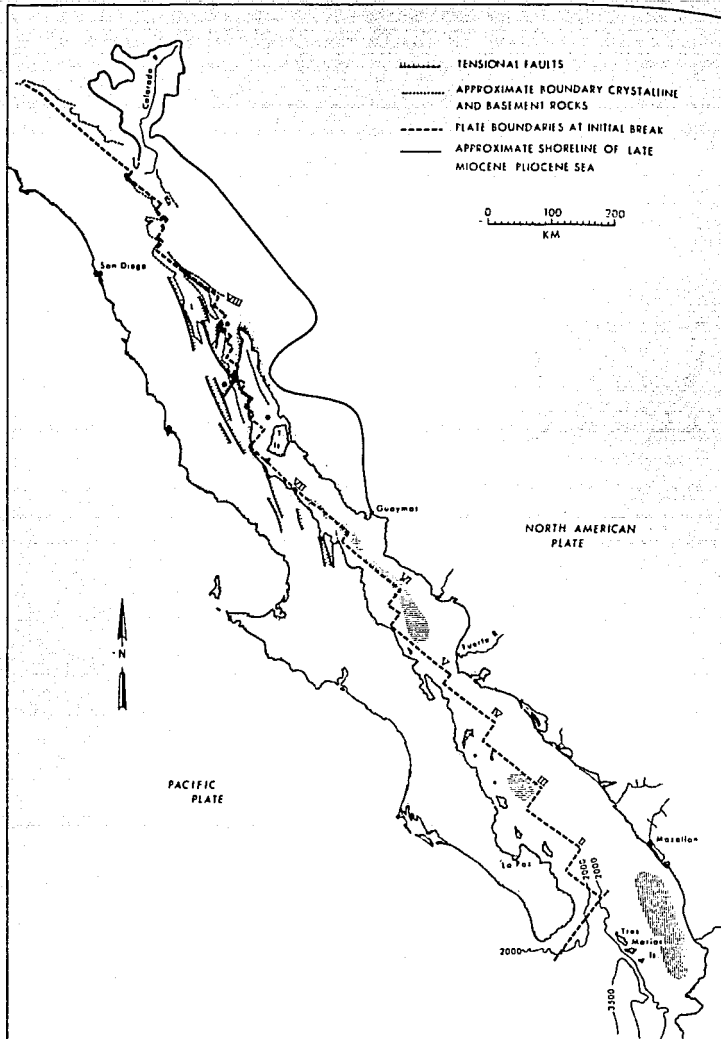


Fig. 2.3b

Reconstrucción del proto-golfo.. La línea de costa se aproxima a la actual excepto en el noreste, donde la paleocosta se dibuja aproximadamente a un contorno de 300 m basado en datos de afloramientos y pozos. La región ahora azolvada de la cuenca del proto-golfo tiene sedimentos del Mioceno medio probablemente depositados a varios cientos de metros de profundidad (Cómez, 1971). Las áreas de ashurado horizontal en el sur del protogolfo tenían sedimentos probablemente depositados a más de 1000 m de pro-

fundidad en corteza intermedia. La región de ashurado vertical al este de las islas Tres Marías es cuenca del proto-golfo rellena probablemente con sedimentos y volcánicos, con más de 1000 m de profundidad sobre corteza con una capa somera de alta densidad y alta velocidad (Phillips, 1964; Harrison y Mathur, 1964). Las fallas transformes I a VIII son equivalentes a aquellas de la Fig 2.15b. Tomado de Moore, 1973.

sustentado por la presencia de depósitos marinos (Gómez, 1971) . Asimismo propone la formación de una corteza de carácter intermedio en ciertas zonas del golfo, producto del ajuste isostático por medio del aporte de sedimentos e inyección de material intrusivo.

Los estudios geofísicos continúan, tanto en el continente, reconociéndose zonas de atenuación cortical similares a la cuenca de Salton, a lo largo del sistema de fallamiento San Andrés (Weaver y Hill, 1978/79), como en el golfo, tratando de delimitar con mayor precisión y de conocer mejor el mecanismo de funcionamiento de las crestas. Las dorsales en el Golfo de California son de carácter transicional entre los procesos de riftogénesis continentales en California y el esparcimiento del fondo marino en la dorsal del Pacífico Oriental; presentan características únicas como son la ausencia de anomalías magnéticas claramente definidas (Larson, Mudie y Larson, 1972), atribuyéndosele esta ausencia a la cubierta sedimentaria (Van Andel, 1964; Calvert, 1966), y a los sitios múltiples de intrusión en vez de un solo sitio con ritmo constante de crecimiento oceánico (Moore, 1973; Bischoff y Henyey, 1974; Sharman, 1976). Esta aparente ambigüedad en la delimitación de los centros de expansión oceánica, debido a la falta de formas topográficas características (solo se encuentran depresiones lineales perpendiculares a las fallas transformes) condujo a estudiar los centros de esparcimiento oceánico por medio de determinaciones de flujo térmico, para comprobar su carácter y conocer su mecanismo de funcionamiento (Lawver et. al, 1973; Lawver et. al, 1975; Lawver y Williams, 1979; Williams et. al,

1979), concluyéndose que los episodios de actividad intrusiva son esporádicos y que no se llevan a cabo simultáneamente a todo lo largo del segmento en expansión. El movimiento de la placa puede promediarse como constante relativamente, pero los pulsos de intrusión quizá estén controlados por mecanismos secundarios.

La aparición de submarinos tripulados y autónomos, capaces de hacer profundos descensos, impulsó las investigaciones en el Golfo. Su capacidad para realizar mediciones de parámetros físicos, observaciones y muestreos directos los hacen de gran utilidad. En este marco se realizaron hallazgos interesantes como el del grupo del Proyecto RISE (1980), que localizó en la dorsal del Pacífico oriental sulfuros masivos en superficie formados por chimeneas de aguas termales con altos contenidos de sulfuros metálicos.

Lonsdale y Lawver (1980) reportan por primera vez la inmersión a un centro de expansión inmaduro localizado en el Golfo de California (Cuenca de Guaymas; ver Fig. 2.4). Sus conclusiones señalan que las elevaciones en las depresiones centrales de las zonas de esparcimiento oceánico no se relacionan con las cadenas montañosas que flanquean las depresiones centrales. Por el contrario vienen a ser la cubierta sedimentaria de intrusiones ígneas (lacolitos ?) que ha sido levantada, fracturada y deformada. Además sus inferencias a partir de perfiles sísmicos de alta resolución indican que los valles de rifts parecen formarse a partir de grabenes cuyos pisos sufrieron subsidencia. Esto indica una tectónica netamente extensional (contrario a lo

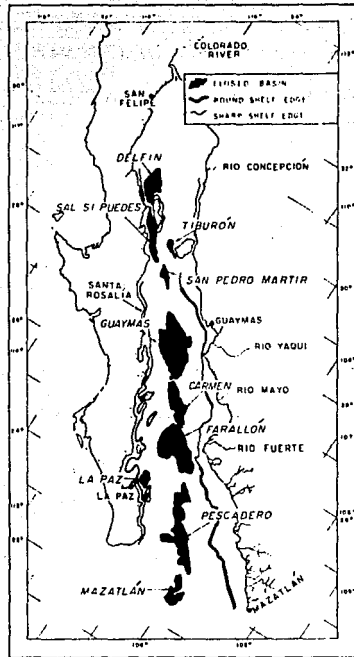


Fig. 2.4 Cuencas y plataformas en el Golfo de California.
Tomado de Rusnak, *et. al.*, 1964

que generalmente se creía) en la formación de estas estructuras marinas incipientes (Lonsdale y Lawver, 1980).

Marco Geológico de la Isla Isabel.

Como ya se discutió, el Golfo de California es un rift intracontinental creado por el esparcimiento oceánico post-miocénico en el sitio de una cuenca con mar epicontinental (protogolfo) mas antigua. La separación de placas es oblicua a la forma del golfo por lo que el límite de placas Pacífica-Norteamericana es una alternancia de crestas oceánicas, todas ellas menores de 50 Km de largo y fallas transformes que generalmente sobrepasan los 100 Km.

La falla transforme mas meridional (Tamayo) conecta con la dorsal del pacífico este, en el límite de placas Pacífica-Rivera (ver Fig. 2.1). Por 50 Km al sur de esta intersección la dorsal presenta un ausencia casi total de sedimentos, con un eje axial de mas de 15 Km de ancho y cuyo piso se encuentra unos 600 m por debajo de las montañas que lo flanquean. Esta estructura parece ser un rift regenerativo de ritmo constante, característico de los ejes de esparcimiento maduros cercanos a fallas transformes. Los ejes de esparcimiento dentro del golfo estan también caracterizados por ser depresiones lineales. Sin embargo al norte del golfo los centros de esparcimiento que supuestamente son contemporaneos se presentan progresivamente cubiertos por sedimentos contrastando con las estructuras completamente oceánicas localizadas al sur de la Fractura Tamayo.

En los segmentos de crestas mas al norte de la fractura Tamayo

(cuencas Farallón y Pescadero; ver Figs. 2.1 y 2.4), yacen las rocas del basamento basáltico expuestas en las paredes de cuencas alargadas y profundas, con una delgada capa de sedimentos hemipelágicos cubriendo las montañas que limitan estas cuencas. Los segmentos mas septentrionales dentro del golfo (Cuencas Wagner y Delfín; ver fig. 2.4), se encuentran casi rellenas por el gran aporte detrítico del Rio Colorado. Se trata de cuencas alargadas de poca profundidad, con patrones de fallamiento en las gruesas capas de sedimentos recientes y con aparente ausencia de basaltos aflorando. Hacia el norte, en la depresión subaérea de Salton , los supuestos centros de esparcimiento deben involucrar al basamento continental, con una naturaleza menos oceánica.

Igualmente las fallas transformes muestran un desarrollo en su madurez, desde la falla Tamayo de carácter netamente oceánico, a las fallas que unen corteza oceánica del Golfo con corteza continental de sus márgenes, y hasta las fallas transformes del sistema San Andres disectando corteza continental.

En lo referente a la región continental aldeaña a la Isla Isabel, podemos circunscribirnos dentro del graben Tepic-Chapala en su extremo noroccidental. Esta depresión se extiende desde las cercanías de la Ciudad de Guadalajara, unos 250 km hacia el NW con 45-65 km de ancho y llegando a presentar relieves de hasta 1000 m (Allan et al., en prensa). La mayoría de los sistemas de fallas tienen una dirección NW y se presentan casi por completo delineados por dos sistemas de fallas limítrofes: el sistema Mazatán al sur y el sistema Pochotitán al norte (ver Fig. 2.5).

Estratigráficamente la región se puede dividir en cinco provincias de asociaciones de rocas similares (Gastil et al., 1978).

La provincia I se caracteriza por rocas plutónicas de profundidad intermedia de edad cretácica a terciaria temprana.

La provincia II también es subyacida por rocas graníticas cretácico-terciarias con la diferencia que se encuentran mejor preservadas por no haber aflorado en el terciario temprano.

La provincia III consiste de una cubierta volcánica con rocas sedimentarias asociadas de edad Terciario temprano a medio.

La provincia IV es la secuencia costera basáltico-riolítica de unos 10 m.a.

Por último la provincia V consiste de rocas del Plioceno al Holoceno de la Faja Volcánica Transmexicana (Gastil et al., 1978).

La Isla Isabel, como se verá mas adelante, por sus características litológicas esta comprendida dentro de esta última provincia, que enmarca el vulcanismo tanto calcoalcalino como alcalino del graben Tepic-Chapala.

La investigación geológica-geofísica en el Golfo de California ha sido intensa, mas sin embargo insuficiente, aunque se puede afirmar que los procesos dinámicos operantes en el Golfo ya han sido delineados. Dentro de este marco regional, la Isla Isabel se ha desarrollado, pero presentando ciertas características contrastantes como son: su edad muy reciente, su localización en corteza continental (Moore, 1973) fuera de la región de anomalías magnéticas (Larson, 1972), bajo flujo térmico (Von Herzen, 1963),

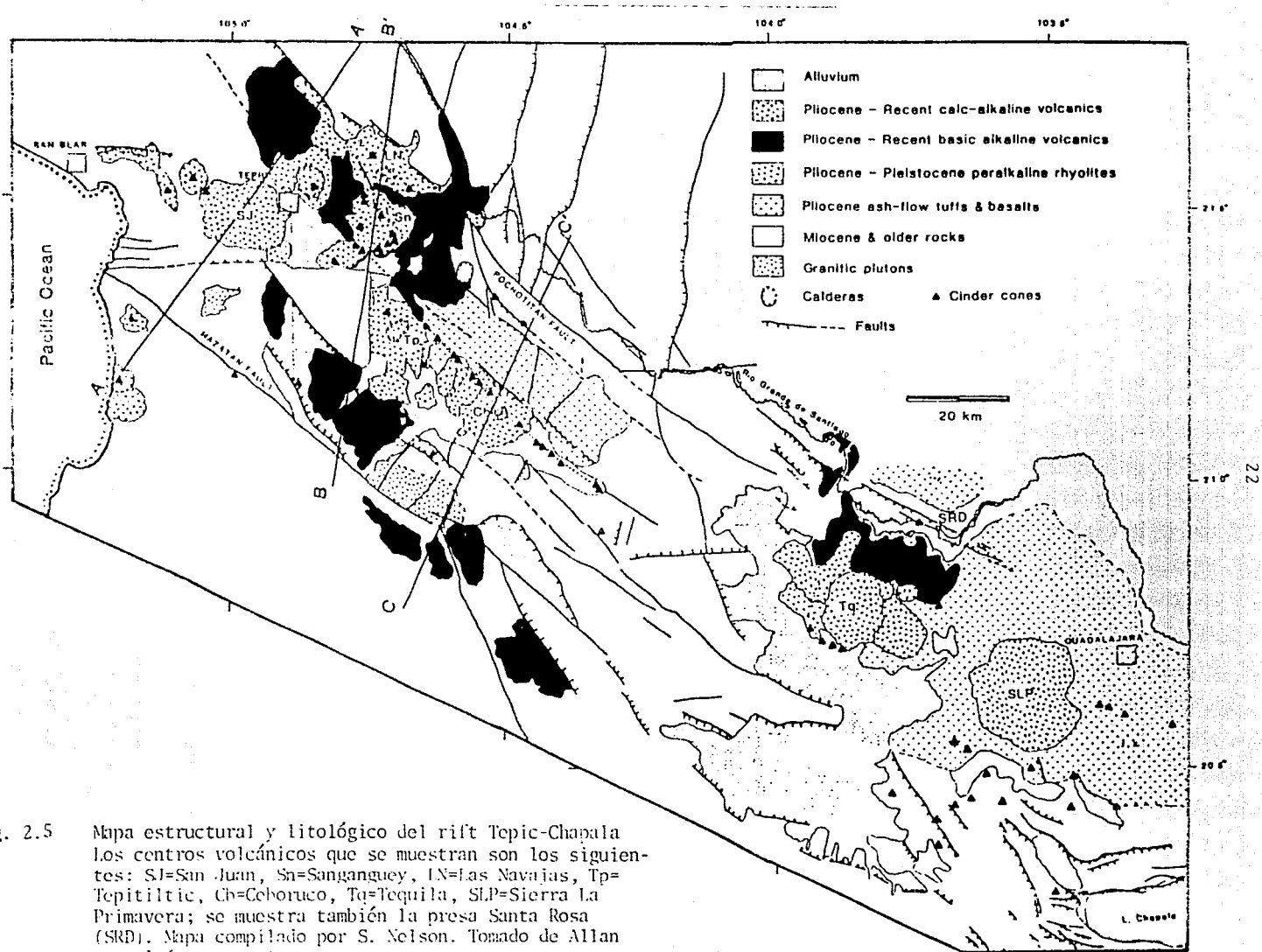


Fig. 2.5

Mapa estructural y litológico del rift Tepic-Chapala. Los centros volcánicos que se muestran son los siguientes: SJ=San Juan, Sn=Sanganguey, IN=Las Navajas, Tp=Topitiltic, Ch=Coboruco, Tq=Tequila, SLP=Sierra La Primavera; se muestra también la presa Santa Rosa (SRD). Mapa compilado por S. Nelson. Tomado de Allan et. al. (en prensa).

y la afinidad de su material volcánico de tipo alcalino con el vulcanismo de este mismo tipo encontrado en la porción occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (por ejemplo Gastil, et al., 1978; Luhr y Carmichael, 1986; ver Fig. 2.5). Todo esto sugiere una asociación con el vulcanismo alcalino de la Faja mencionada con edades menores a los 4.7 m.a. (Allan et. al., en prensa) y relacionado con el graben Tepic-Chapala (Luhr et. al., 1985). Esta región se caracteriza por la gran evidencia que se ha documentado para definir movimientos tanto verticales como laterales a lo largo de una serie de trazas de fallas con dirección NW y activas del Plioceno al Reciente (por ej. Nieto-Obregón et. al., 1985; Luhr et. al., 1985; Allan et. al., 1986; Allan et. al., en prensa).

III. GEOLOGIA DE LA ISLA ISABEL

El reconocimiento geológico llevado a cabo en la Isla Isabel muestra que está compuesta principalmente por material piroclástico, en ocasiones piroconsolidado así como por derrames lávicos interdigitados de composición máfica.

Los productos piroclásticos color rojizo y gris oscuro se encuentran intercalados con algunos derrames lávicos. Las unidades piroclásticas de coloraciones rojizas muestran estas tonalidades debido a la probable oxidación del material asociado a la presencia de vapor de agua al momento de ser expulsado; sus partículas tienen formas semi-irregulares con superficies espinosas debido a la tensión superficial, viscosidad y cantidad de gases en el magma. Por lo general la consolidación de este material piroclástico es muy pobre y resulta fácilmente deleznable, lo que lo hace muy vulnerable a la acción erosiva del oleaje. En forma esporádica se pueden ver fragmentos angulosos mayores de rocas arrancadas del conducto volcánico.

Por otra parte, el material piroclástico de color gris se presenta en estratos de menor espesor (en ocasiones hasta de 5 cm). La forma del material es angulosa y con piroconsolidación en menor grado.

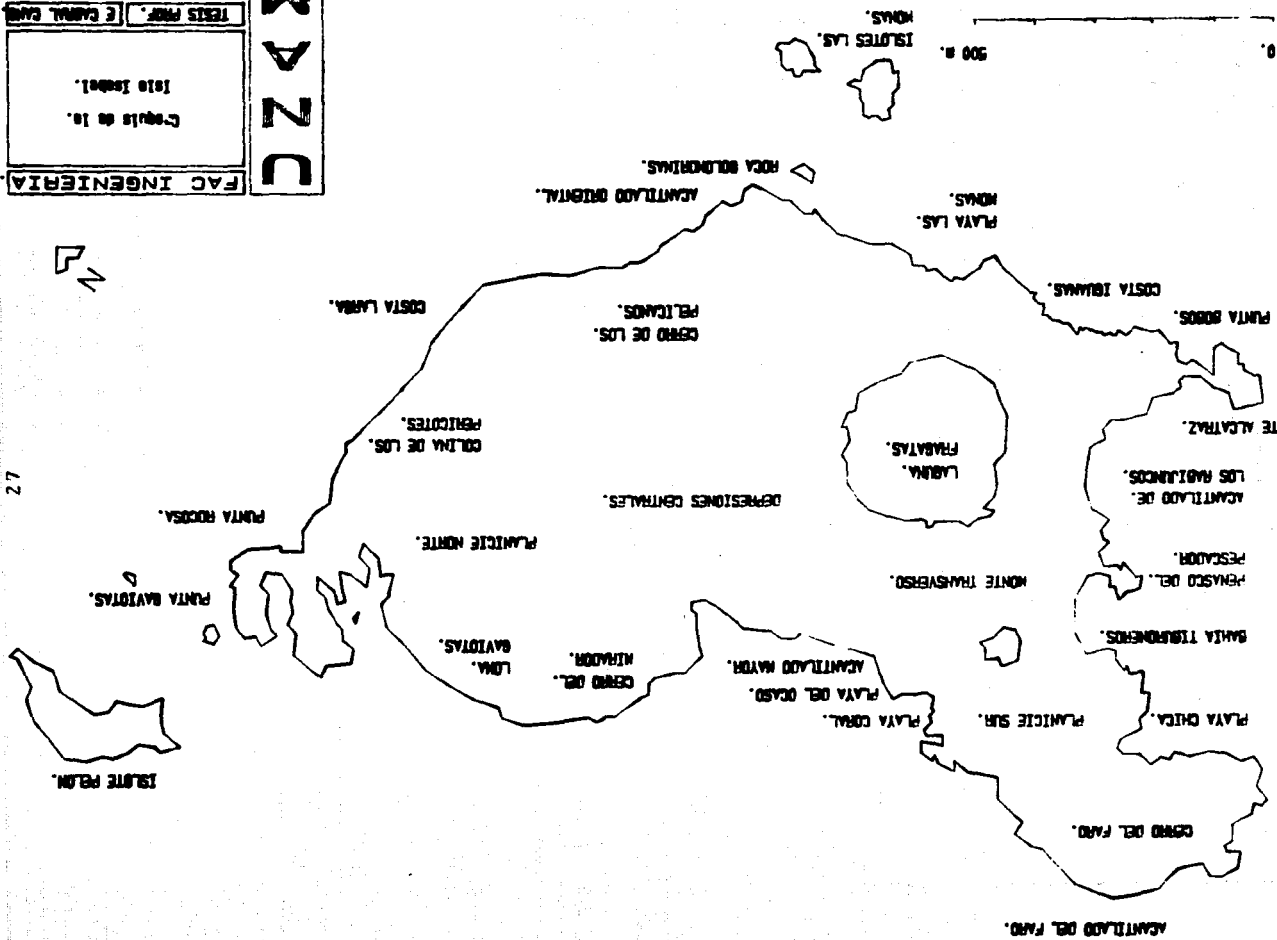
Las características del material piroclástico rojizo que es el más abundante en la isla, indican que fue expulsado durante eventos de tipo estromboliano (Walker y Croasdale, 1971); sin embargo aquellos de color grisáceo oscuro, muestran ciertas

evidencias de actividad surtsiana. Esto de cualquier forma no resulta contradictorio ya que si pensamos que la isla se formó a partir de la sobreposición de material volcánico a partir del fondo marino, resulta factible que los primeros eventos volcánicos sean de carácter surtsiano. Posteriormente la edificación de la isla propiciará la restricción del flujo de agua marina hacia el conducto volcánico, y provocará la actividad estromboliana cuyos productos son visibles aún hoy en día. Sin embargo dentro de esta etapa de actividad estromboliana pudo haber cierta infiltración de agua hacia el conducto, lo que imprimiría algunas características de explosiones surtsianas al material piroclástico y formaría material de color grisáceo intercalado con el de color rojizo. Estas intercalaciones pueden apreciarse en los cortes de los acantilados Mayor (ver Fig. 3.1) y de los Rabijuncos en la porción poniente y oriente de la isla, disectando los edificios volcánicos 3 y 4 (ver Fig. 3.2).

Por otra parte los derrames lávicos son mas reducidos en número y volumen en relación al material piroclástico y se encuentran intercalados con estos últimos. El derrame mas importante por su extensión es el que se localiza en la planicie norte de la isla. Este emanó del aparato 4b y fluyó en dirección noroccidental hasta llegar a lo que hoy se le conoce como Punta Rocosa. El derrame presenta gran cantidad de xenolitos ultramáficos, así como un fracturamiento bien desarrollado debido seguramente a contracciones en el material por pérdida de volumen al enfriarse. Este fracturamiento hace aún mas eficaz la acción erosiva del oleaje en esta parte de la Isla. Otros derrames de lavas se




FAC INGENIERIA	
Campus de la Isla Jabel.	
TESIS PROF. E. CAHUAL CARR	1987.
F18.3.1	

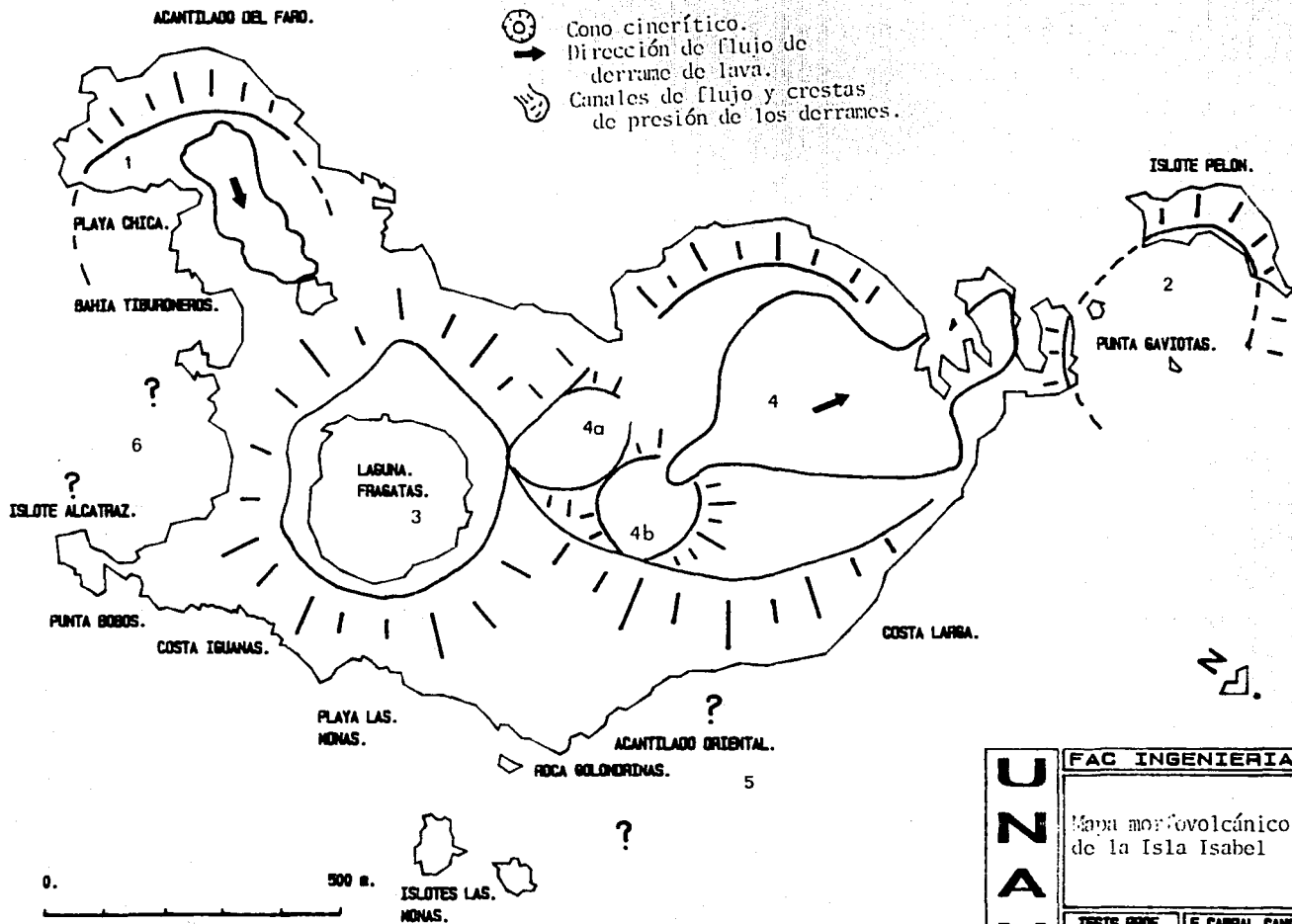
MZUC



27

Símbolos

-  Cono cinerítico.
-  Dirección de flujo de derrame de lava.
-  Canales de flujo y crestas de presión de los derrames.



M A N U	FAC INGENIERIA.	
	Mapa morfovolcánico de la Isla Isabel	
	TESIS PROF.	E CARIL CAÑO
	1967.	FIG. 5.2

pueden observar en el Acantilado Oriental, donde se aprecian aún estructuras acordonadas bien preservadas, aunque el desarrollo incipiente de suelo tiende a cubrirlas. Por último se pueden encontrar secciones de derrames lávicos intercalados con productos piroclásticos en el acantilado de los Rabijuncos. Sus secciones no sobrepasan los 4 m de espesor, son masivos y en ocasiones con una ausencia casi total de vesículas.

El análisis petrográfico de las muestras colectadas (ver Fig. 5.1) indica que se trata de basaltos de olivino en ocasiones con piroxenos (ver reportes petrográficos en el Apéndice 3); son de color gris claro a oscuro, en algunas ocasiones con desarrollo intenso de vesículas (hasta 5 x 3 mm), o masivos y sin vesículas, de matriz afanítica con presencia en gran número de fenocristales de olivino (microxenolitos?). Además presentan xenolitos no asimilados y con bordes bien delimitados que llegan a tener 6-8 cm de diámetro y consisten en "Iherzolitas de espinela transicional a harzburgita ..(conteniendo).. olivino (70-75%), ortopiroxena (20-25%), clinopiroxena (2-3%) y espinela (aprox. 1%)" (Ortega-Gutiérrez y González-González, 1980, p.83). Esto indica que la fuente de aporte se localiza en el manto superior y que para explicar su emplazamiento debemos involucrar un fracturamiento profundo de la corteza continental (ver Capítulo VI).

La interpretación de fotografías aéreas de la Isla Isabel (INEGI 108 B R-418, Nov. '70, Esc. 1:25,000), aunado con el reconocimiento en campo, dió como resultado la identificación de por lo menos 4 aparatos volcánicos (ver Fig. 3.2).

Debido a que no fue posible determinar la edad relativa de cada aparato (un agente importante de erosión es la acción del oleaje, de aquí que los aparatos mejor preservados no necesariamente son los más jóvenes, sino que los que se encuentran mejor protegidos de esta acción marina), las inferencias sobre sus edades relativas no son concluyentes y por tanto la nomenclatura de cada aparato no conlleva implicación estratigráfica. Sin embargo entre los aparatos 3 y 4 al parecer el más joven es el aparato volcánico 4.

Descripción de aparatos volcánicos.

Los afloramientos en la isla son escasos ya que la vegetación es muy densa, en especial en las Depresiones Centrales y Planicie Norte, por lo que se restringen casi por completo a la zona de costa. Por otra parte la gran cantidad de guano de aves enmascara las estructuras en las fotografías. Hay que recordar que la Isla Isabel es considerada Reserva Ecológica por ser una zona de anidación para aves marinas de gran importancia en el Océano Pacífico.

A continuación se presenta una breve descripción de cada aparato volcánico (Fig. 3.2; en las descripciones no se menciona la altura de los volcanes por no contar con un levantamiento topográfico de la isla, ni con las dimensiones de las bases de los volcanes por estar casi todos ellos en contacto con la línea de costa).

Aparato 1. Solo se observa una porción remanente de este (Cerro del Faro), que constituye aparentemente la mitad de un cono volcánico, que quizá tuvo un crater de unos 500 m de diámetro.

Aparato 2. En la porción norte de la isla se observa un pequeño islote de unos 350 x 100 m, de forma semicircular conocido como Islote Pelón, que se interpreta como el remanente de un cono cinerítico, muy similar al Aparato 1.

Aparato 3. Esta es la estructura volcánica mas conspicua y está localizada en el centro de la isla. Tiene un cráter bien preservado que forma un pequeño lago interior de forma circular de unos 300 m de diámetro (Laguna Fragatas). El borde del cráter tiene un diámetro medio aproximado de 400 m.

Aparato 4. Este aparato volcánico consta de un cráter amplio de unos 850 m en su diámetro mayor y abierto en su extremo noroccidental; constituye las mayores elevaciones de la isla (Cerro de los Pelicanos y Cerro del Mirador). En el interior de este se encuentran dos pequeños cráteres anidados de unos 250 y 175 m de diámetro aproximadamente (aparatos 4a y 4b en la Fig. 3.2, respectivamente). El cono cinerítico 4b presenta el borde noroeste del cráter abierto. En ese mismo extremo se encuentra el derrame de mayor importancia por su extensión observado en la isla. Su dirección de flujo es hacia el noroeste, con una longitud máxima de unos 650 m

por 350 m en su parte mas ancha y con un espesor no determinado. Este derrame conforma la Planicie Norte de la isla.

Aparatos 5 y 6. Estos dos sitios (Acantilado Oriental y la bahía entre el Islote Alcatraz y el Peñasco del Pescador) quedan inferidos únicamente. En la Punta Bobos y en el Acantilado Oriental la actitud de los estratos del material piroclástico, al igual que discordancias angulares entre estos, visibles en Playa Chica podrían sugerir la antigua presencia de dos conos cineríticos ; sin embargo estas evidencias al ser de extensión y afloramiento muy reducido no sustentan una interpretación bien fundamentada. De cualquier manera cabe la posibilidad de que estos aparatos volcánicos ya hayan sido erosionados casi por completo.

La actividad erosiva del oleaje por lo que se apreció es intensa y bien cabe la posibilidad de que la Isla Isabel hubiera contado con una superficie mucho mayor a la actual.

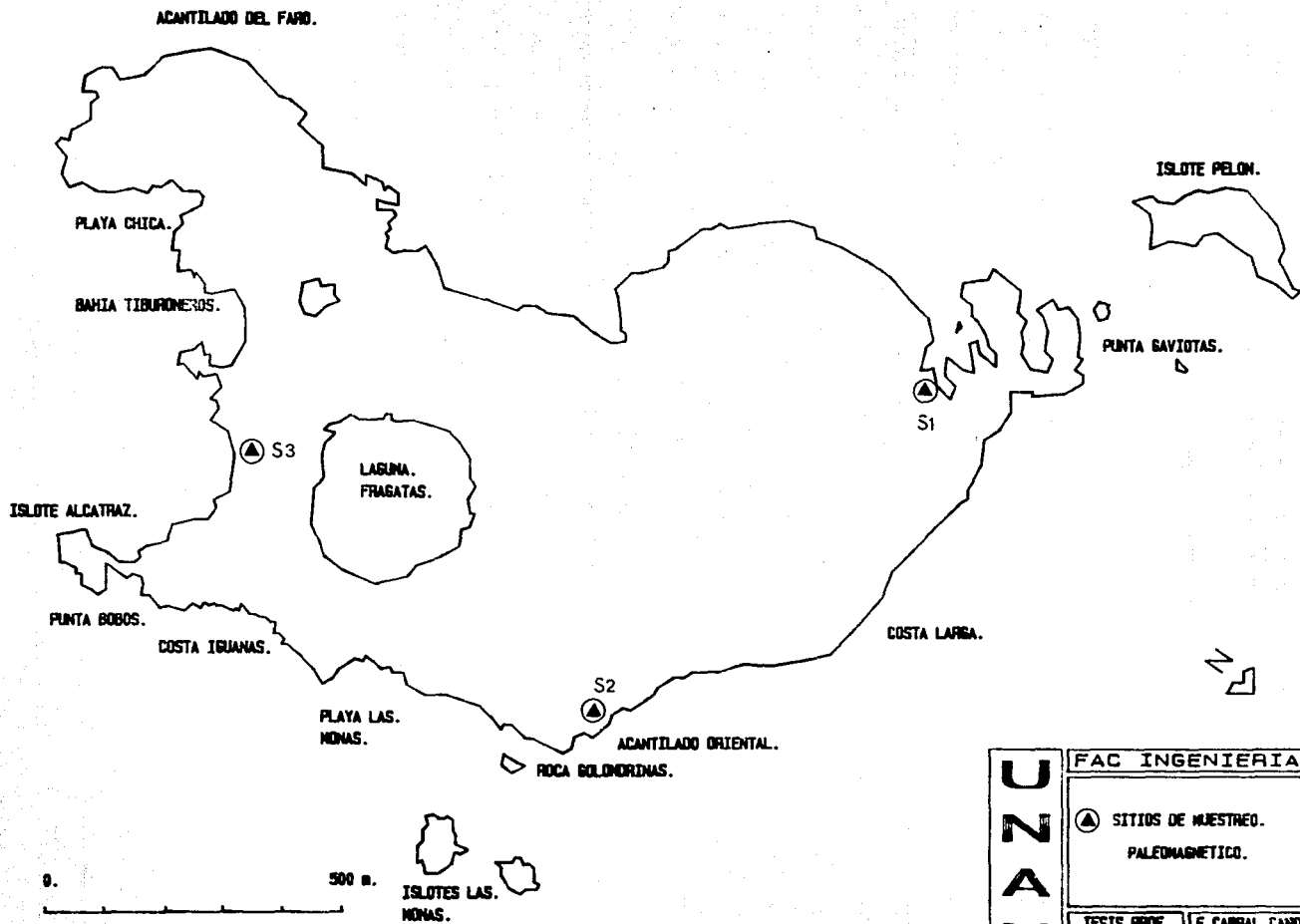
IV. PALEOMAGNETISMO

Introducción.

Para el presente estudio paleomagnético se obtuvieron un total de 45 núcleos en 3 sitios de muestreo (Fig. 4.1). Estos núcleos se cortaron con una perforadora portátil con motor de combustión interna y barrena de corona diamantada, y se orientaron in situ, con ayuda de un compás magnético tipo Silva.

La dirección e intensidad de la magnetización remanente natural (MRN) fué medida en un magnetómetro de giro Minispin. Para investigar la estabilidad magnética y composición vectorial de MRN se realizaron procesos de desmagnetización térmica en 6 muestras piloto, seleccionando 2 pilotos por cada sitio de muestreo, en intervalos de 50°C desde los 100° hasta los 500°C.

Posteriormente el resto de las muestras se sometieron a un proceso de limpieza magnética a 250°C, con el fin de remover componentes secundarias y obtener un registro mas preciso de su magnetización. De estas muestras sometidas a lavado magnético se seleccionaron 9 muestras piloto para llevar a cabo procesos de adquisición de magnetización isothermal con el objetivo de conocer las características y naturaleza de los minerales portadores de MRN.



MAZU	FAC INGENIERIA.	
	▲ SITIOS DE MUESTREO. PALEOMAGNETICO.	
	TESIS PROF.	E CABRAL CAND.
	1987.	FIG. 1

Resultados.

Las direcciones de la remanencia magnética, previa a los procesos de limpieza magnética se resumen en la Tabla 4.1 y Fig. 4.2

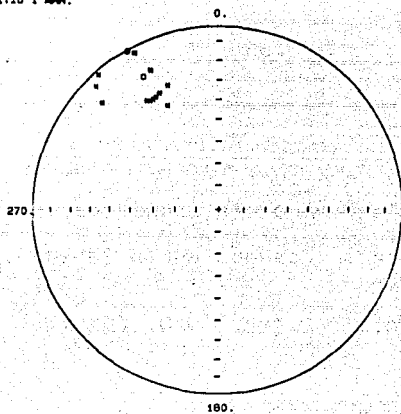
SITIO	N	DEC.	INC.	INT.(mA/m) $\times 10^{-6}$	ALFA 95	K
1	13	327.3	20.2	6919	7.78	29
2	16	354.5	62.3	2633	6.24	36
3	13	332.4	29.9	3417	2.76	225
media	3	334.7	37.7	--	38.26	114

Tabla 4.1 Direcciones e intensidades medias de MRN. N = número de muestras, DEC = declinación magnética, INC = inclinación magnética, INT = intensidad media de la MRN, ALFA 95 y K = parámetros estadísticos.

Posteriormente se realizaron pruebas de desmagnetización a intervalos regulares para conocer el comportamiento y características detalladas del registro magnético en 6 pilotos (seleccionando 2 muestras por cada sitio de muestreo).

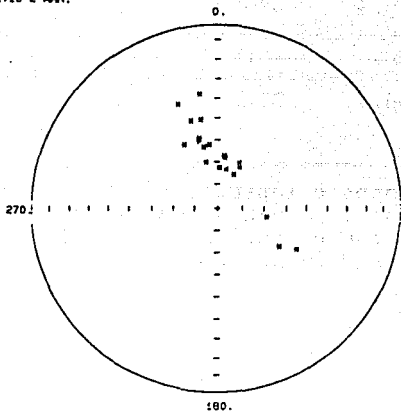
Estos pilotos se sometieron a un tratamiento de desmagnetización térmica a 100, 200, 250, 300, 350, 400, 450 y 500°C, midiéndose en cada paso su dirección e intensidad de magnetización, así como su susceptibilidad magnética total. Al finalizar estas pruebas se graficaron diagramas vectoriales de Zijdeveld (1967), gráficas cartesianas de intensidad normalizada vs temperatura y de susceptibilidad vs temperatura. De la inspección de estos diagramas se concluyó que los sitios 1 y 3 poseían un mejor agrupamiento de sus direcciones paleomagnéticas, debido a que la

ISABEL SITIO 1 MRN.



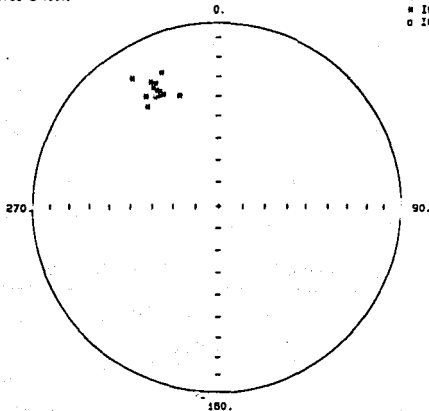
INCLINACION +.
o INCLINACION -.

ISABEL SITIO 2 MRN.



INCLINACION +.
o INCLINACION -.

ISABEL SITIO 3 MRN.



INCLINACION +.
o INCLINACION -.

Fig. 4.2 Proyección en red de igual área de las direcciones de MRN para cada sitio de muestreo en

MRN posee una componente característica muy estable, con una pequeña componente secundaria que es removida a más de 100° C, como se aprecia en la figura 4.3 (ver el método para interpretar estos diagramas en el Anexo 1).

Por otra parte el sitio 2 que poseía una dispersión mayor de sus direcciones paleomagnéticas, presenta una componente secundaria de baja temperatura de bloqueo que se remueve después de los 250° C, para permanecer con una componente característica muy estable más allá de esta temperatura (Ver Fig. 4.4).

Respecto a la intensidad de la remanencia esta indica temperaturas de bloqueo en rangos variables. Para el sitio 1 (pilotos S1-6b y S1-8b) las temperaturas de bloqueo se presentan en rangos discretos que van de los 100 a los 200° C (ver Fig. 4.5). Para los pilotos del sitio 2 (S2-5c y S2-10b) y uno del sitio 3 (S3-3b), las temperaturas de bloqueo presentan rangos muy amplios que llegan desde los 100 a más de 450° C (ver Fig. 4.6), lo que ocasiona una caída gradual y progresiva en la intensidad de la remanencia a todo lo largo del proceso de desmagnetización. En el piloto S3-9 del sitio 3, el rango de temperaturas es muy discreto y alto, y va de los 250 a los 450° C (ver Fig. 4.7).

La susceptibilidad magnética no se presenta constante a lo largo del proceso de desmagnetización. Sus valores decrecen a un valor mínimo alrededor de los 300° C, para posteriormente elevarse hasta un máximo a los 400° C y de ahí disminuir nuevamente al llegar a los 500° C (ver Fig. 4.8).

ISABEL S1-8b

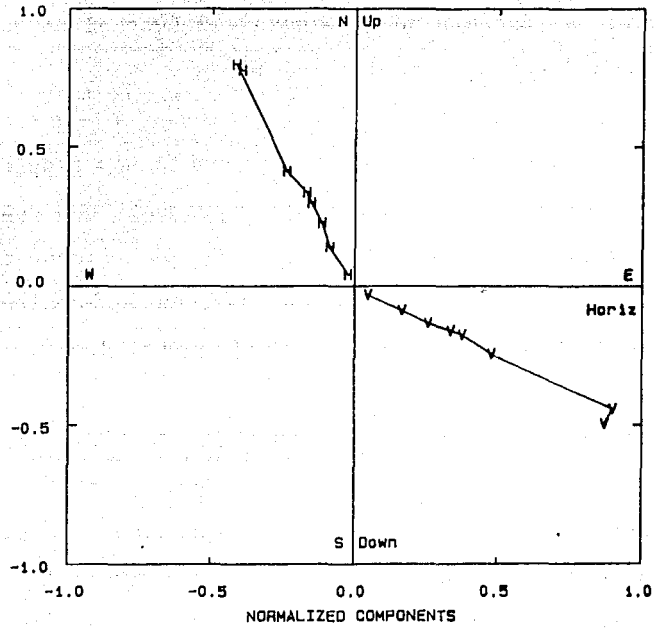
H HORIZ. COMP
V VERT. COMP.

Fig. 4.5 Diagrama de Zijderveld mostrando el comportamiento de la muestra S1-8b al ser desmagnetizada térmicamente.

ISABEL S2-5c
 H HORIZ. COMP
 V VERT. COMP.

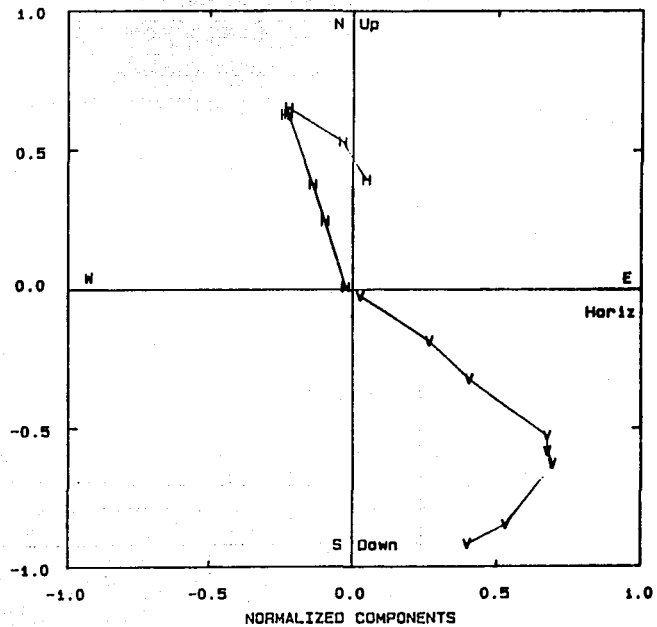


Fig. 4.4 Diagrama de Zijderveld mostrando el comportamiento de la muestra S2-5c al ser desmagnetizada térmicamente. Nótese la inflexión de las trayectorias mostrando la componente secundaria y la componente característica de la magnetización remanente.

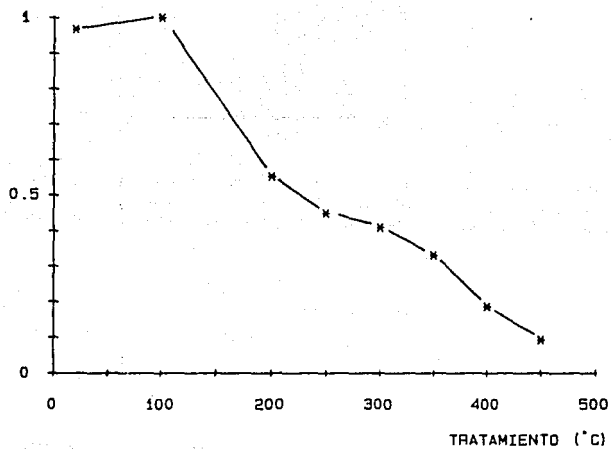
INTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M_0)MUESTRA $\#$ ISABEL S1-6b

Fig. 4.5 Gráfica que muestra el comportamiento de la intensidad normalizada de la remanencia en función del tratamiento de desmagnetización térmica para la muestra S1-6b

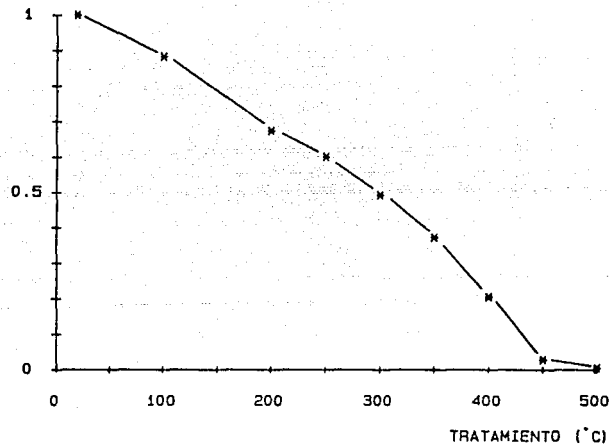
INTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M_0)MUESTRA $\#$ ISABEL S3-3b

Fig. 4.6 Gráfica que muestra el comportamiento de la intensidad de la remanencia en función del tratamiento de desmagnetización térmica para la muestra S3-3b.

INTENSIDAD NORMALIZADA (M1/M0)

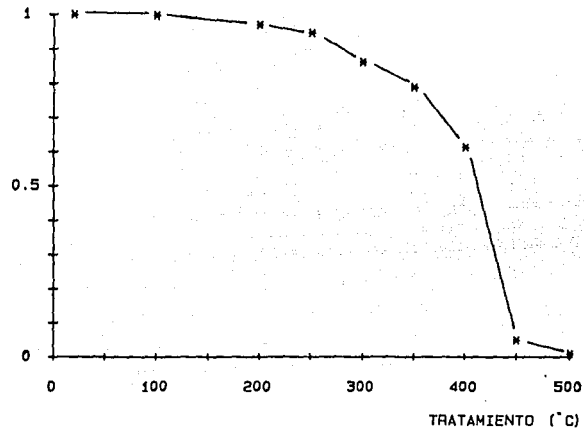
MUESTRA ϵ ISABEL S3-9

Fig. 4.7 Gráfica que muestra el comportamiento de la intensidad de la remanencia en función del tratamiento de desmagnetización térmica para la muestra S3-9.

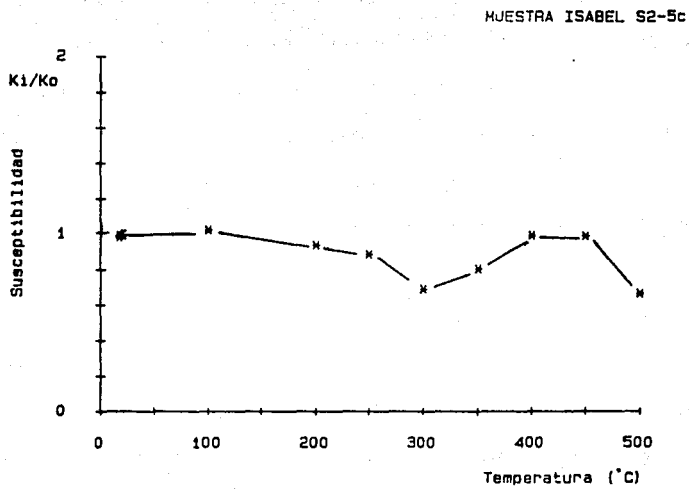


Fig. 4.8 Gráfica de la susceptibilidad magnética normalizada en función del tratamiento de desmagnetización térmica para la muestra S2-5c.

Este patrón se presenta en todos los pilotos de desmagnetización variando únicamente en sus valores absolutos de susceptibilidad magnética. La observación en microscopio de superficies pulidas de estos basaltos muestran el contenido de titanomagnetitas con bajo grado de oxidación de baja temperatura (maghemitización). La curva de susceptibilidad magnética normalizada muestra un mínimo de 250 a 350° C, este rango de temperatura coincide con el límite de estabilidad de la maghemita, mas allá del cual se forma titanomagnetita, con una susceptibilidad magnética mayor (ver Fig. 4.8).

Por otra parte la inspección de los diagramas vectoriales indica que la temperatura mínima con la cual eran removidas las componentes secundarias es de 250°C (ver Figs. 4.3 y 4.4), por lo que se optó por esta temperatura como la idónea y se procedió al lavado magnético de la totalidad de las muestras midiendo posteriormente su dirección e intensidad de magnetización. Estos datos se analizaron estadísticamente (Fisher, 1953), para determinar direcciones medias y precisión de las mismas (Tabla 4.2.)

SITIO	N	DEC.	INC.	INT. (mA/m x 10 ⁻⁶)	ALFA 95	K
1	14	332.9	30.6	4678+/-2031	2.96	181
2	19	339.1	40.4	3094+/-1198	2.06	266
3	14	332.6	29.6	3068+/-1586	2.3	299
media	3	334.7	33.6	--	10.2	148

Tabla 4.2 Direcciones medias de magnetización remanente desmagnetizadas a 250°C. Ver explicación en la Tabla 4.1.

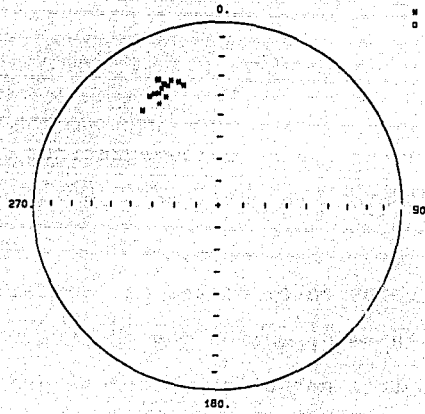
El conjunto de direcciones paleomagnéticas, después de la desmagnetización térmica, se graficaron en estereodiagramas (Fig. 4.9).

La relevancia de estos datos dentro del contexto de la evolución geológica de la isla se discutirá mas adelante (capítulo 6).

Posterior a la limpieza magnética se seleccionaron 9 muestras para llevar a cabo pruebas de adquisición de remanencia isothermal encaminadas a conocer la naturaleza del mineral portador de la MRN. Estas pruebas se realizaron en un generador prototipo de impulsos magnéticos. Los rangos para este proceso fueron de 1.5, 3, 6, 9, 15, 20, 40, 70, 100 y 120 mT. Después de cada etapa de adquisición se midió la intensidad de su remanencia; estos datos se graficaron en diagramas cartesianos temperatura vs intensidad normalizada, siendo esta última el cociente de la intensidad después de la prueba de adquisición entre la intensidad inicial antes de someter la muestra al generador de impulsos magnéticos. Los resultados de los 9 pilotos son consistentes entre sí y muestran una rápida saturación de la muestra, indicando la presencia de un mineral de baja coercitividad muy probablemente titanomagnetita (ver Fig. 4.10). Algunos otros pilotos presentan además una fracción de coercitividad mas alta (Fig. 4.11). Este fracción ocasiona que la muestra no sature totalmente en los campos magnéticos aplicados (120 mT) puede tratarse de una maghemitización de las titanomagnetitas.

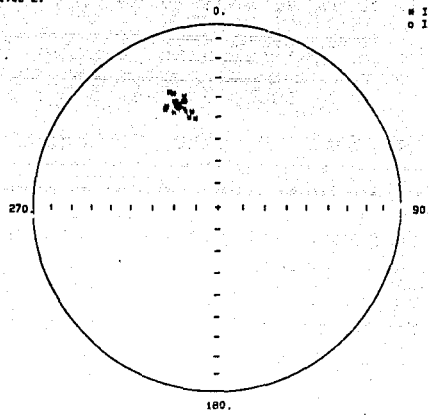
ISABEL SITIO 1.

46



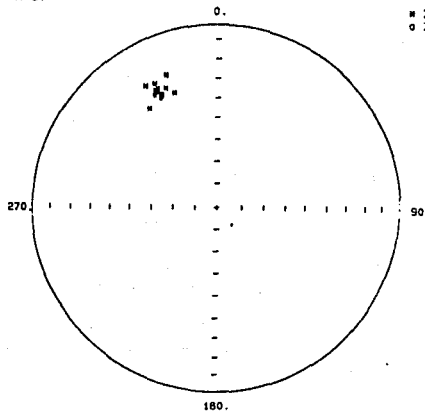
■ INCLINACION +.
○ INCLINACION -.

ISABEL SITIO 2.



■ INCLINACION +.
○ INCLINACION -.

ISABEL SITIO 3.



■ INCLINACION +.
○ INCLINACION -.

Fig. 4.9 Proyección en red de igual área de las direcciones paleomagnéticas de la remanencia de cada sitio, sometidas a un proceso de

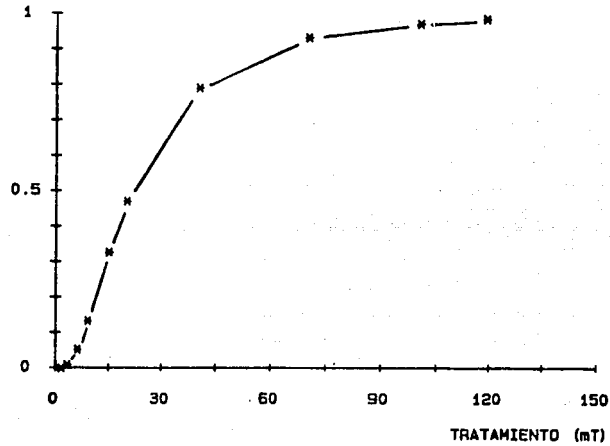
INTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M_0)MUESTRA- ϵ S3-6b

Fig. 4.10 Diagrama que muestra el comportamiento de la remanencia isotermal en función del campo aplicado (mT) para la muestra S3-6b. Se puede observar una rápida saturación, indicativa de la presencia de magnetita como mineral portador de la magnetización.

INTENSIDAD NORMALIZADA (M_1/M_0)

MUESTRA 4 S2-3

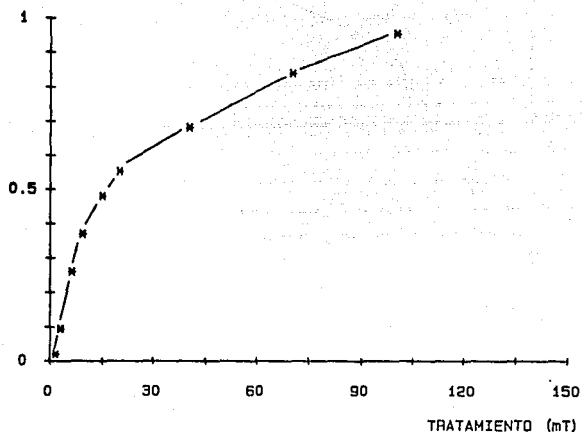


Fig. 4.11 Diagrama que muestra el comportamiento de la remanencia isotermal en función del campo aplicado (mT) para la muestra S2-3. Se observa que la saturación no es completa, lo que indica la presencia de titanomagnetita con una fracción de coercitividad mas alta, probablemente maghemita.

V. PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA

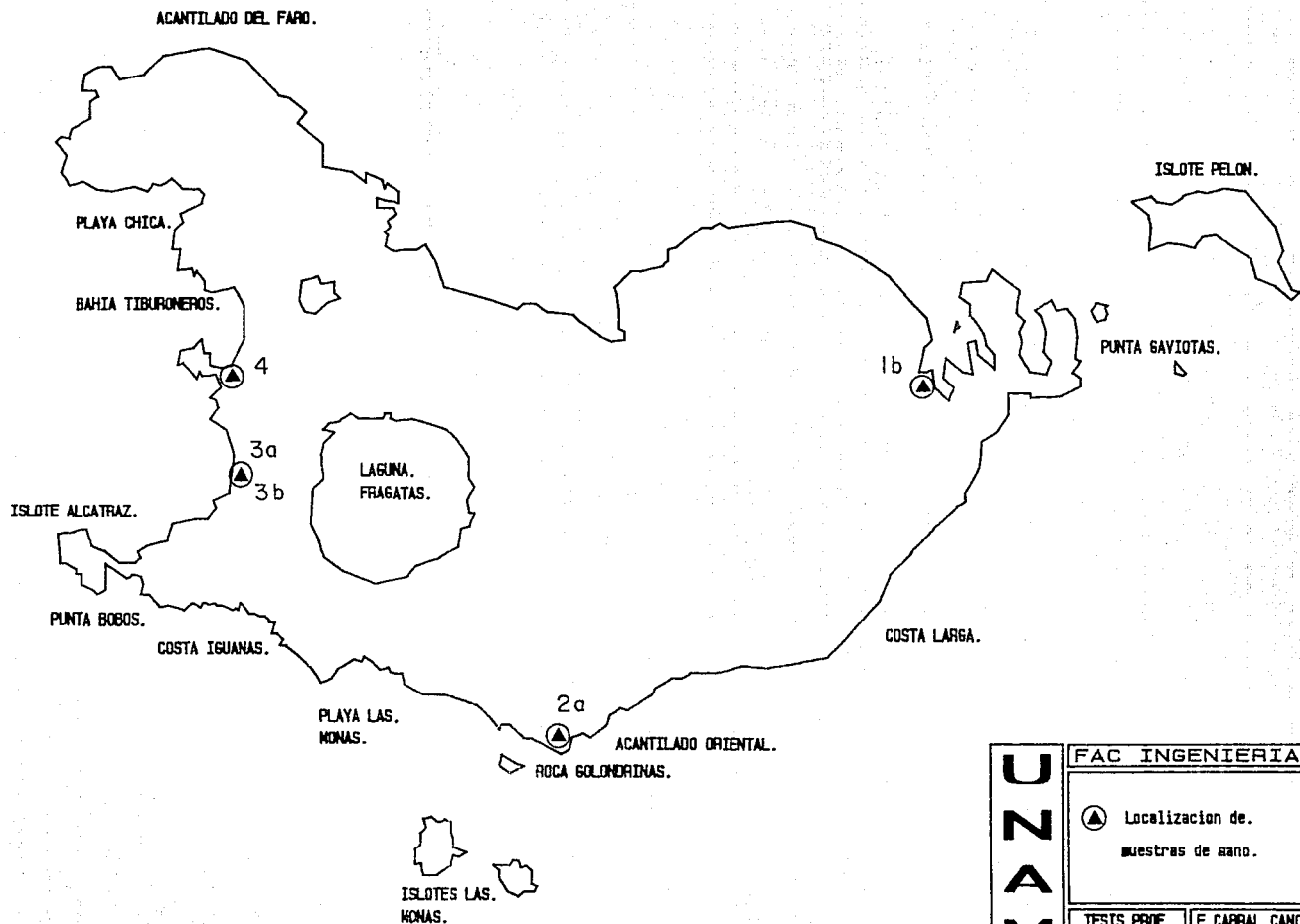
Introducción.

El presente estudio contempló dentro de sus objetivos el enmarcar los productos volcánicos de la Isla Isabel dentro de un ambiente tectónico por medio de su caracterización geoquímica. Para esto se realizaron estudios petrográficos (ver Apéndice 3) y análisis químicos de óxidos mayores. Posteriormente se analizaron los diagramas de variación a partir de estos datos y se clasificó geoquímicamente a estas rocas.

Diagramas de variación.

Los resultados de los análisis químicos realizados en 5 muestras colectadas en la Isla Isabel (ver Fig. 5.1) y que corresponden a coladas de lava provenientes de los aparatos volcánicos 3 y 4 (ver Fig. 3.2), se resumen en la tabla 5.1. Dichos análisis fueron realizados en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica.

De la simple inspección de los análisis químicos presentados en forma tabular es difícil apreciar similitudes o tendencias evolutivas de dichos elementos. Por esto se han desarrollado métodos gráficos para enfatizar las variaciones significativas así como tendencias en rocas de una serie comagmática; por ejemplo de un líquido padre a través de diversos pasos de cristalización hasta un líquido residual final. Se han propuesto varios diagramas que tratan de sintetizar esta idea, y aunque



		1B	2A	3A	3B	4
a)	SI02	44.11	46.52	43.33	43.27	42.89
	TI02	1.46	1.43	1.37	1.47	1.41
	AL203	14.81	14.87	15.81	15.09	15.34
	FE203	2.05	3.24	2.38	2.48	2.76
	FE0	6.69	5.66	6.29	6.37	6.36
	MNO	0.17	0.15	0.17	0.14	0.15
	MGO	12.81	12.30	14.95	12.86	14.40
	CA0	10.18	9.70	10.56	9.99	11.33
	NA20	3.29	2.83	2.85	3.19	2.49
	K20	1.60	1.80	1.70	1.50	1.70
	H20+	0.30	0.46	0.39	0.93	0.21
	H20-	0.20	0.22	0.21	0.43	0.07
	P205	0.54	0.56	0.45	0.59	0.41
	TOTAL	98.21	99.74	100.46	98.31	99.61

		1B	2A	3A	3B	4	MEAN
b)	SI02	45.14	46.96	43.39	44.63	43.22	44.67
	TI02	1.49	1.44	1.37	1.52	1.42	1.45
	AL203	15.16	15.01	15.83	15.56	15.46	15.40
	FE203	2.10	3.27	2.38	2.56	2.78	2.62
	FE0	6.85	5.71	6.30	6.57	6.41	6.37
	MNO	0.17	0.15	0.17	0.14	0.15	0.16
	MGO	13.11	12.42	14.97	13.26	14.51	13.65
	CA0	10.42	9.79	10.57	10.30	11.42	10.50
	NA20	3.37	2.86	2.85	3.29	2.51	2.98
	K20	1.64	1.82	1.70	1.55	1.71	1.68
	H20+	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	H20-	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	P205	0.55	0.57	0.45	0.61	0.41	0.52
	TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tabla 5.1 a) resultados de análisis químicos de rocas de la Isla Isabel.
b) resultados de análisis químicos recalculados al 100%.

poseen ciertas deficiencias representan buenos esfuerzos. Uno de estos diagramas fue sugerido en 1909 por Harker, graficando el porcentaje en peso de sílica vs. el resto de óxidos mayores.

Antes de describir los resultados de los análisis de la isla Isabel en dichos diagramas, debemos recordar que estamos tratando con porcentajes normalizados al 100%. La sílica es el óxido más abundante por lo que conforme aumenta ésta, los demás óxidos deberán disminuir necesariamente. Mas aún al incrementar el contenido de sílica y por un proceso natural de diferenciación, los constituyentes de las fases máficas disminuyen, con decrementos generales en FeO, MgO, y CaO (Barker, 1983).

Sin embargo este tipo de diagramas es muy frecuentemente usado ya que a pesar de estos inconvenientes, se usan para definir una evolución del magma en una suite de rocas comagmáticas, al observarse un patrón lineal en función del contenido de sílica (o de su índice de diferenciación). Mas aún podrían indicar la ausencia de una relación comagmática o la introducción al sistema de nuevos componentes que influirían en la tendencia evolutiva del magma.

Una variante en este tipo de diagramas viene a ser el graficar los óxidos mayores contra el índice de diferenciación. Este índice fué definido originalmente como la suma $q + ab + or + ne + kp + lc$ normativos, que representan el grupo modal félsico excluyendo an y c (Thornton & Tuttle, 1960). Por incompatibilidades en el cálculo normativo, solo 3 de estos minerales pueden estar presentes.

En nuestro caso se graficaron los óxidos mayores en % en peso, vs. contenidos de SiO_2 (Figs. 5.2 y 5.3) y vs. el índice de

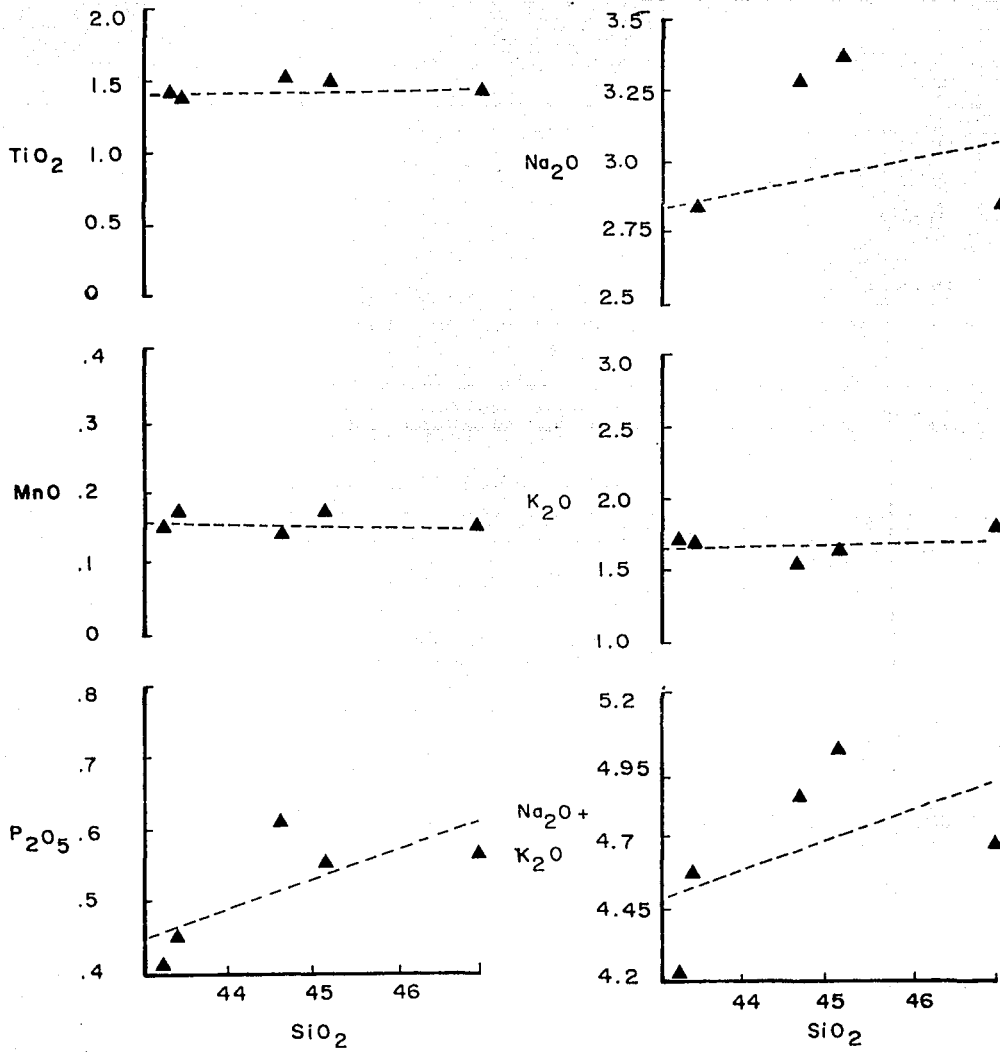


Fig. 5.2 Diagrama de variación SiO_2 vs. óxidos mayores para rocas de la Isla Isabel.

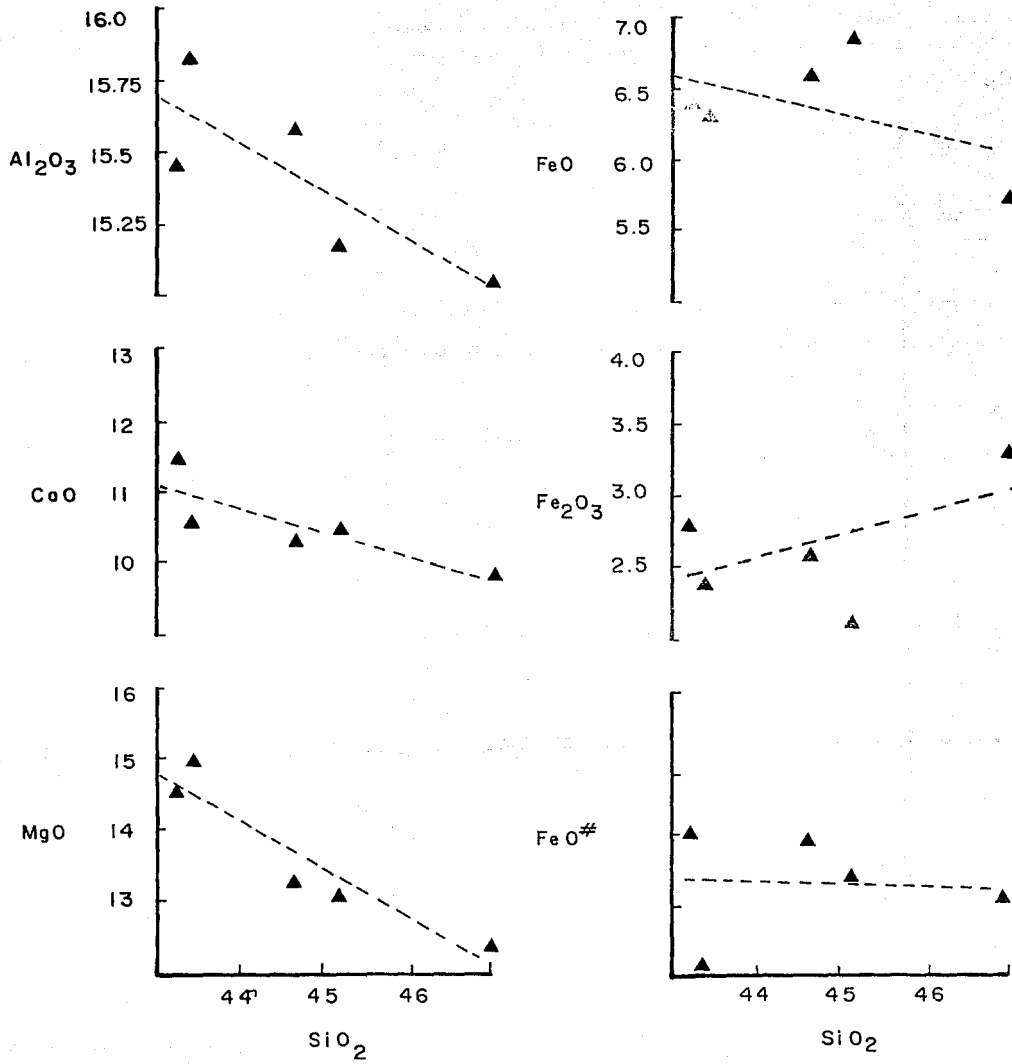


Fig. 5.3 Diagramas de variación SiO₂ vs. óxidos mayores para rocas de la Isla Isabel.

diferenciación (Figs. 5.4 y 5.5), a los cuales se les ajustó una recta por el método de mínimos cuadrados para evaluar la correspondencia y tendencia del conjunto de datos además de tabular sus parámetros de correlación (Tabla 5.2).

Descripción de los diagramas óxidos vs. sílica.

Na_2O : su rango varía de 2.5 a 3.4% aproximadamente. La correlación de los datos es muy pobre aunque podría indicar un aumento en soda conforme aumenta el contenido de sílica.

K_2O : el contenido de este es cercano al 1.7% , manteniéndose constante.

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$: la suma de estos álcalis posee una baja correlación debido a la dispersión de la soda. Su rango varía de 4.2 a 5.0% aproximadamente. Al igual que en el caso de la soda quizá se manifieste un incremento en álcalis conforme aumenta la sílica.

FeO : el rango varía de 5.7 a 6.8% aproximadamente. Su correlación es deficiente, pero quizá muestra un decremento inversamente proporcional al SiO_2 .

Fe_2O_3 : sus datos son dispersos, con correlación pobre. El rango varía de 2.1 a 3.3%. Su tendencia no es sistemática.

FeO total (FeO #): recalculando los óxidos ferroso y férrico como

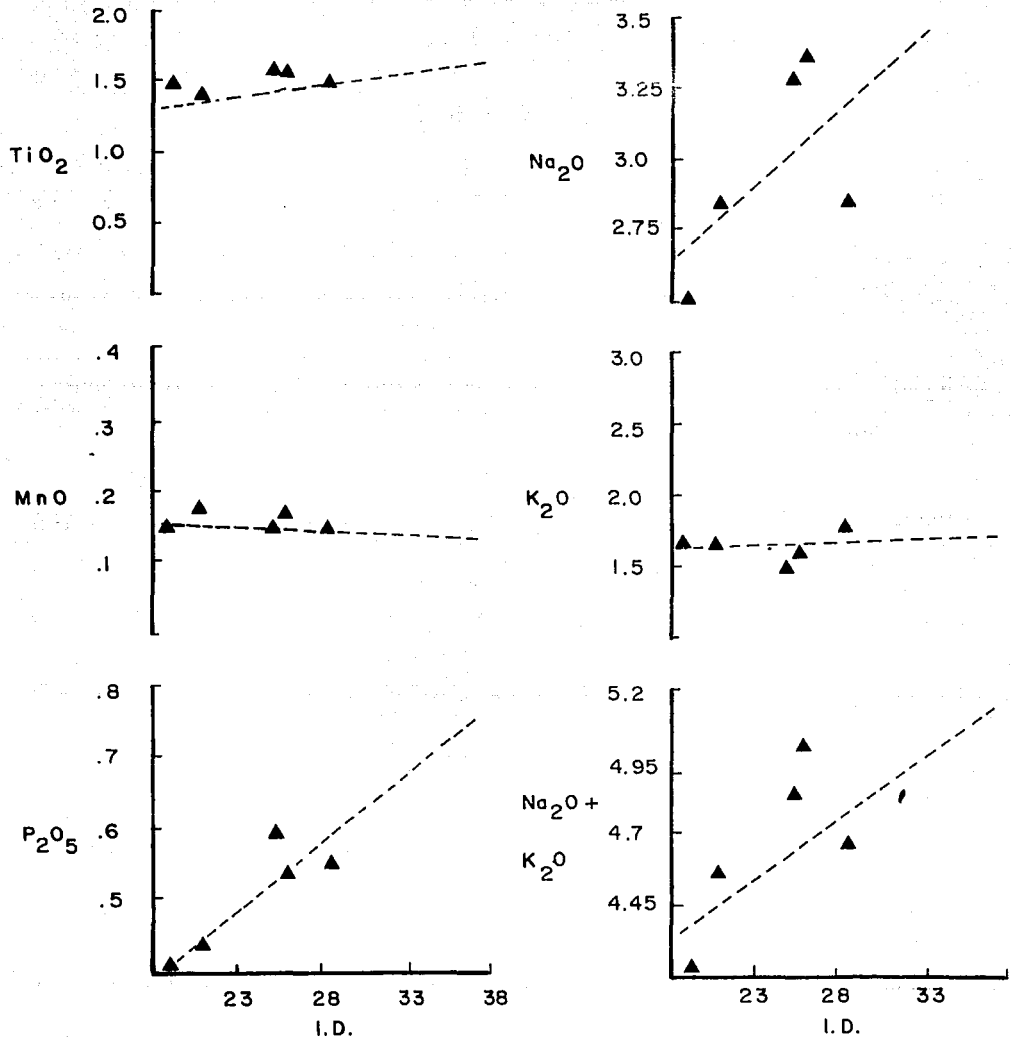


Fig. 5.4 Diagrama de variación Índice de Diferenciación vs. óxidos mayores para rocas de la Isla Isabel.

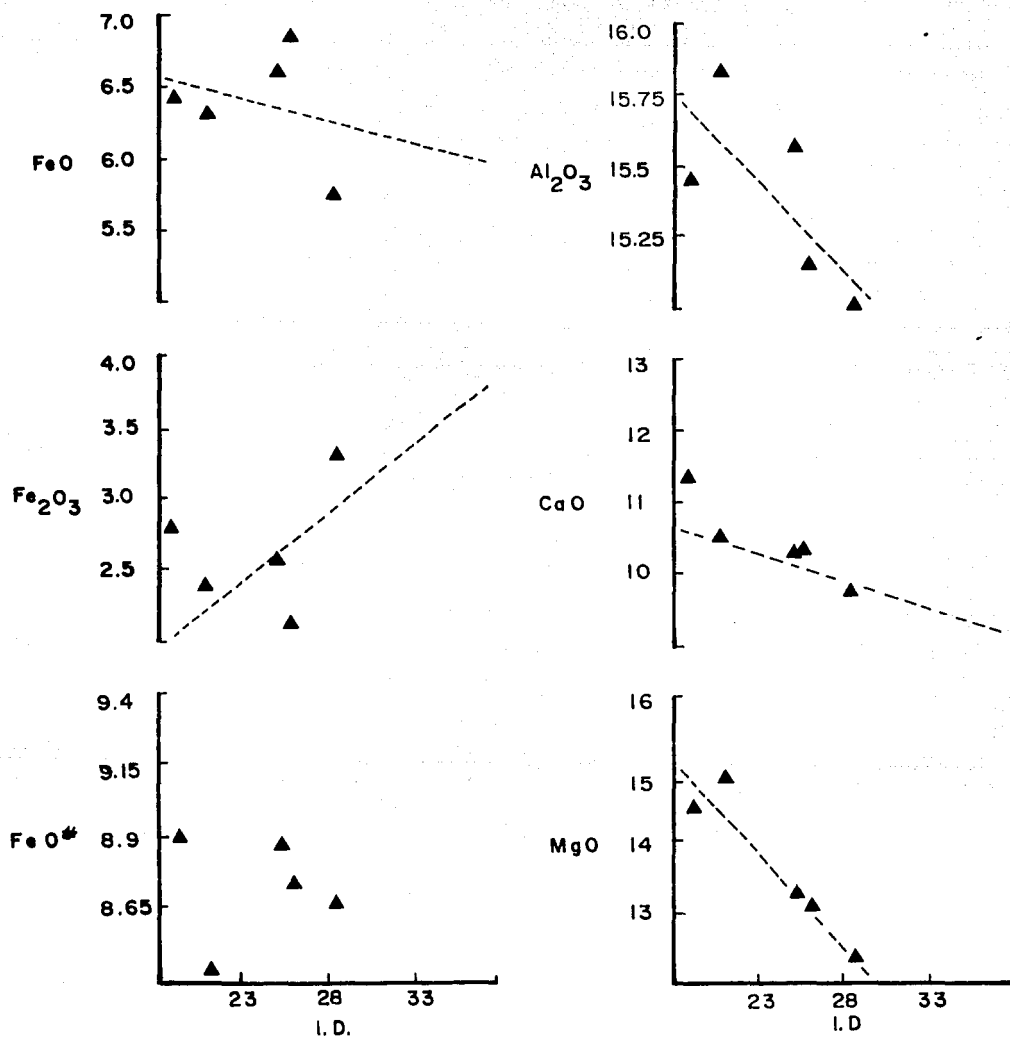


Fig. 5.5 Diagrama de variación Índice de Diferenciación vs. óxidos mayores para rocas de la Isla Isabel.

	SiO ₂	I.D.
Al ₂ O ₃	-.83	-.73
TiO ₂	.38	.56
Fe ₂ O ₃	.49	.27
FeO	-.49	-.28
FeO#	-.04	-.06
MnO	-.19	-.16
MgO	-.93	-.95
CaO	-.85	-.92
Na ₂ O	.35	.52
K ₂ O	.39	.13
P ₂ O ₅	.73	.88
Na ₂ O + K ₂ O	.54	.95

Tabla 5.2 Coeficientes de correlación obtenidos por un ajuste de mínimos cuadrados para las Figuras 5.2 - 5.5. En el renglón superior se muestran las abcisas y en la columna izquierda las ordenadas de dichas figuras. La intersección de columna y renglón muestra el coeficiente de correlación correspondiente.

FeO total, encontramos un contenido constante (8.4 a 8.9%), independiente del contenido de sílica.

MgO: presenta una mejor correlación que la mayoría de los óxidos. Su rango es de 15 a 9.8%. Muestra un franco decremento en sus contenidos.

CaO: su rango es de 9.8 a 11.4%. muestra un decremento, si bien no tan marcado como el MgO, al aumentar la sílica.

Al₂O₃: el rango de sus contenidos es reducido, de 15.0 a 15.6%, con una correlación regular, pero definiendo un decremento aunque no tan intenso como el de MgO.

MnO: sus porcentajes se mantienen constantes dentro de un rango de 0.14 a 0.17%.

P₂O₅: su rango es de 0.4 a 0.6% mostrando un ligero aumento conforme la sílica aumenta.

TiO₂: sus valores son altos en general, de 1.4 a 1.5%, manteniéndose constantes.

Descripción de diagramas óxidos vs. índice de diferenciación.

Alcalis: el Na₂O presenta un aumento en sus contenidos, aunque conserva una correlación deficiente; por otra parte el

contenido de K_2O permanece constante. La suma $Na_2O + K_2O$ muestra un aumento proporcional al incremento del índice de diferenciación, al igual que Na_2O

Oxidos de Fe: tanto el óxido ferroso como el férrico presentan variaciones no periódicas ni constantes, lo que hace difícil resaltar alguna tendencia. Las rectas ajustadas poseen correlaciones pobres que pudieran no ser representativas. Los óxidos de Fe recalculados como óxidos totales parecen permanecer relativamente constantes dentro de un rango reducido.

MgO: presenta una correlación muy buena con la recta ajustada, percibiéndose un decremento de este óxido al aumentar el índice de diferenciación.

CaO: al igual que el anterior, el patrón indica un decremento directamente proporcional al índice de diferenciación.

Al_2O_3 : su trayectoria al parecer indica una disminución de sus contenidos al aumentar el índice de diferenciación.

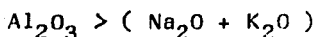
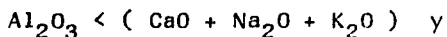
TiO_2 : sus valores permanecen constantes; la recta que se ajusta muestra una pendiente ligera pero por el rango tan restringido de sus contenidos quizá la tendencia sea a permanecer constante.

Clasificación geoquímica

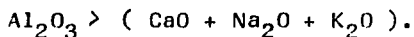
La inspección de los diagramas de variación indica que las rocas colectadas poseen características muy similares entre ellas: composición básica-ultrabásica? muy deficientes en sílica ($\text{SiO}_2 \leq 45\%$; Williams, *et. al.*, 1954).

En relación a su saturación de aluminio (Shand, 1951) caen dentro del campo de:

a) las rocas metaluminosas (muestras 1b, 3a y 4) cumpliendo las desigualdades:



b) las rocas peraluminosas (muestras 2a y 3b) cumpliendo :



A partir de los contenidos de óxidos mayores se procedió a su clasificación química, siguiendo las consideraciones de Irvine y Baragar (1971). Antes de lo cual se verificó que los datos cumplieran la desigualdad:

$$\% \text{Fe}_2\text{O}_3 = \% \text{TiO}_2 + 1.5$$

que indica una relación estable de los óxidos férrico y ferroso, por lo que se asume una roca fresca y sin alteraciones secundarias. Se eliminaron valores de agua y volátiles, normalizando al 100 % y se calcularon las normas CIPW y Molecular (Katanorma de Chayes y Metais, 1964; ver Tabla 5.3 y 5.4).

Para clasificar estas muestras se utilizó la secuencia propuesta por Irvine y Baragar (1971). Esta clasificación parte de la

	1B	2A	3A	3B	4	MEAN
SI02	45.14	46.96	43.39	44.63	43.22	44.67
TI02	1.49	1.44	1.37	1.52	1.42	1.45
AL203	15.16	15.01	15.83	15.56	15.46	15.40
FE203	2.10	3.27	2.38	2.56	2.78	2.62
FE0	6.85	5.71	6.30	6.57	6.41	6.37
MNO	0.17	0.15	0.17	0.14	0.15	0.16
MGO	13.11	12.42	14.97	13.26	14.51	13.65
CA0	10.42	9.79	10.57	10.30	11.42	10.50
NA20	3.37	2.86	2.85	3.29	2.51	2.98
K20	1.64	1.92	1.70	1.55	1.71	1.68
H20+	nd	nd	nd	nd	nd	nd
H20-	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P205	0.55	0.57	0.45	0.61	0.41	0.52
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ap	1.12	1.15	.90189	1.23	.82911	1.05
Il	2.63	2.54	2.38	2.66	2.47	2.53
Mt	2.82	4.39	3.15	3.42	3.69	3.49
Or	8.94	9.90	7.72	8.42	5.13	8.02
Ab	5.47	13.93	nd	5.86	nd	8.42
An	19.79	21.01	23.07	21.31	23.59	21.75
Di	21.52	17.93	19.27	19.36	22.47	20.11
Ol	26.41	24.62	30.49	27.01	28.13	27.33
Ne	11.30	4.54	11.90	10.72	10.49	9.79
Lc	nd	nd	1.12	nd	3.21	2.17
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tabla 5.3 Resultados de análisis químicos recalculados al 100% y normas CIPW de rocas de la Isla Isabel.

	1B	2A	3A	3B	4	MEAN
SI02	45.14	46.96	43.39	44.63	43.22	44.67
TI02	1.49	1.44	1.37	1.52	1.42	1.45
AL2O3	15.16	15.01	15.83	15.56	15.46	15.40
FE2O3	2.10	3.27	2.38	2.56	2.78	2.62
FE0	6.85	5.71	6.30	6.57	6.41	6.37
MNO	0.17	0.15	0.17	0.14	0.15	0.16
MGO	13.11	12.42	14.97	13.26	14.51	13.65
CA0	10.42	9.79	10.57	10.30	11.42	10.50
NA2O	3.37	2.86	2.85	3.29	2.51	2.98
K2O	1.64	1.82	1.70	1.55	1.71	1.68
H2O+	nd	nd	nd	nd	nd	nd
H2O-	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P2O5	0.55	0.57	0.45	0.61	0.41	0.52
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ap	1.12	1.16	.90827	1.23	.83774	1.05
Il	2.02	1.97	1.84	2.05	1.92	1.96
Mt	2.13	3.34	2.40	2.59	2.82	2.66
Or	9.38	10.49	8.18	8.86	5.46	8.48
Ab	6.08	15.66	.00100	6.55	.00100	5.66
An	20.76	22.26	24.45	22.43	25.07	22.99
Di	20.69	17.30	18.63	18.63	21.79	19.41
Ol	23.90	22.17	27.56	24.39	25.51	24.71
Ne	13.93	5.65	14.82	13.26	13.11	12.15
Lc	.00100	.00100	1.21	.00100	3.48	.93910
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
A	18.34	17.68	16.00	17.58	14.96	16.91
M	48.03	46.96	52.58	48.21	51.40	49.44
F	33.63	35.36	31.42	34.21	33.65	33.65
Q	47.47	48.70	47.42	47.50	47.30	47.68
M	27.71	26.45	28.58	27.51	29.34	27.92
L	24.82	24.84	24.00	24.99	23.36	24.40
Ab'	29.29	25.07	24.70	28.65	21.85	25.91
NPC	41.47	47.03	48.75	43.91	53.43	46.92
NCI	48.74	44.78	50.43	47.66	52.04	48.73
Ol'	23.90	22.17	27.56	24.39	25.51	24.71
Q'	2.43	6.26	.00100	2.62	.00100	2.26
Ne'	17.57	15.04	14.82	17.19	13.11	15.55
Opx	.00100	.00100	.00100	.00100	.00100	.00100
Cpx	20.69	17.30	18.63	18.63	21.79	19.41
AL2O3%WT	15.16	15.01	15.83	15.56	15.46	15.40

Tabla 5.4 Resultados de analisis quimicos recalculados al 100% y normas moleculares de rocas de la Isla Isabel. Los parámetros que aparecen en el extremo inferior fueron calculados según Irvine y Baragar (1971), para graficar los diagramas propuestos por estos autores con el objeto de clasificar geoquímicamente a las muestras de la Isla Isabel.

supuesta existencia de 3 series magmáticas principales (Toleítica, Calcoalcalina y Alcalina) sin ser de carácter genético (ver Fig. 5.6).

Para llevar a cabo esta clasificación se hace necesario el uso de los siguientes diagramas triangulares y cartesianos:

Diagrama Alcalis-Sílica.

Este diagrama fue usado originalmente por McDonald y Katsura (1964) y McDonald (1968), para diferenciar tendencias alcalinas y subalcalinas (Toleíticas) en lavas hawaianas. En este diagrama el área de las lavas "alcalinas" corresponde a los basaltos alcalinos según Yoder y Tilley (1962); mientras que las "subalcalinas" o Toleíticos comprenden al resto de los basaltos en el tetraedro de Yoder y Tilley (op. cit.).

Las lavas de la Isla Isabel, corresponden al área de los magmas alcalinos, ya sea considerando la frontera de McDonald (1968) o la de Irvine y Baragar (1971) (ver Fig. 5.7).

Diagrama Ne'-Q'-Ol'.

En 1962 Yoder y Tilley propusieron un "tetraedro de basalto", formado por los vértices normativos clinopiroxeno-olivino-nefelina-cuarzo; este diagrama sintetiza las incompatibilidades normativas y modales propias de los basaltos (ver Fig. 5.8):

1. La nefelina no puede coexistir con el ortopiroxeno o el

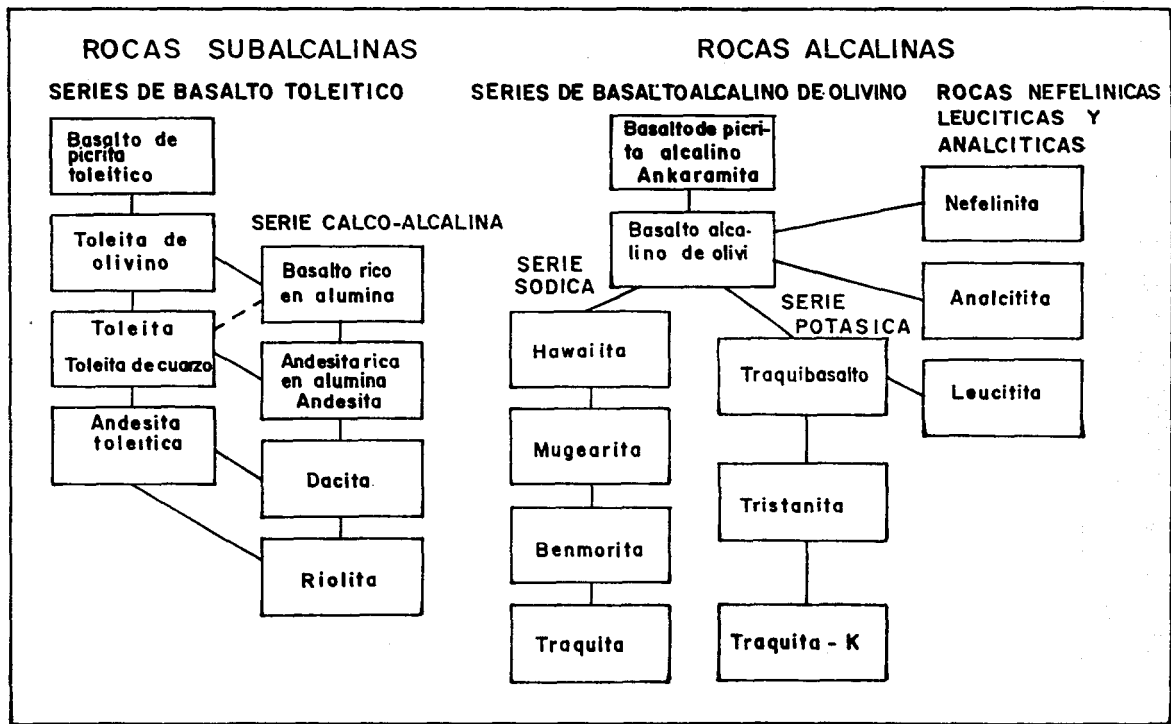


Fig. 5.6 Esquema de clasificación general para rocas volcánicas. Tomado de Irvine & Baragar, 1971

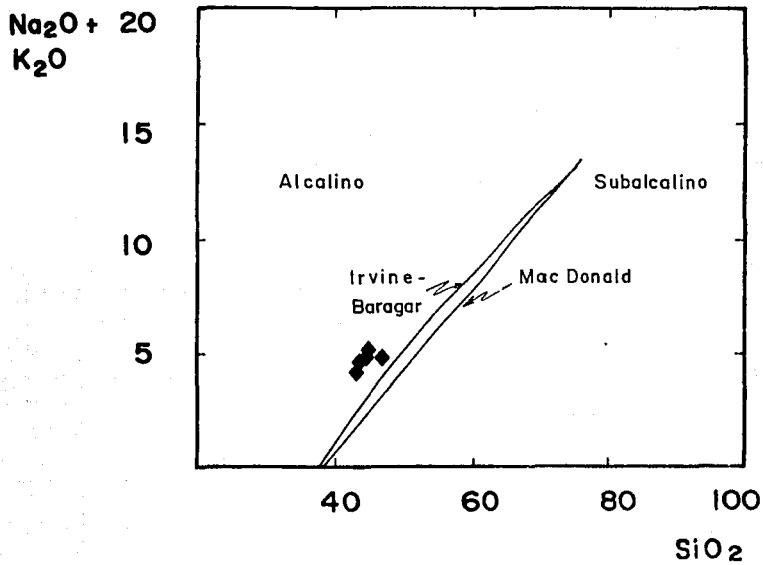


Fig. 5.7

Gráfica álcalis-sílica. La línea recta es la frontera propuesta por McDonald (1968) para dividir suites de rocas alcalinas y toleíticas. La línea curva es la frontera propuesta por Irvine y Baragar para diferenciar en general entre rocas de composición alcalina y subalcalina. Los rombos indican análisis de rocas de la Isla Isabel. Adaptado de Irvine y Baragar (1971).

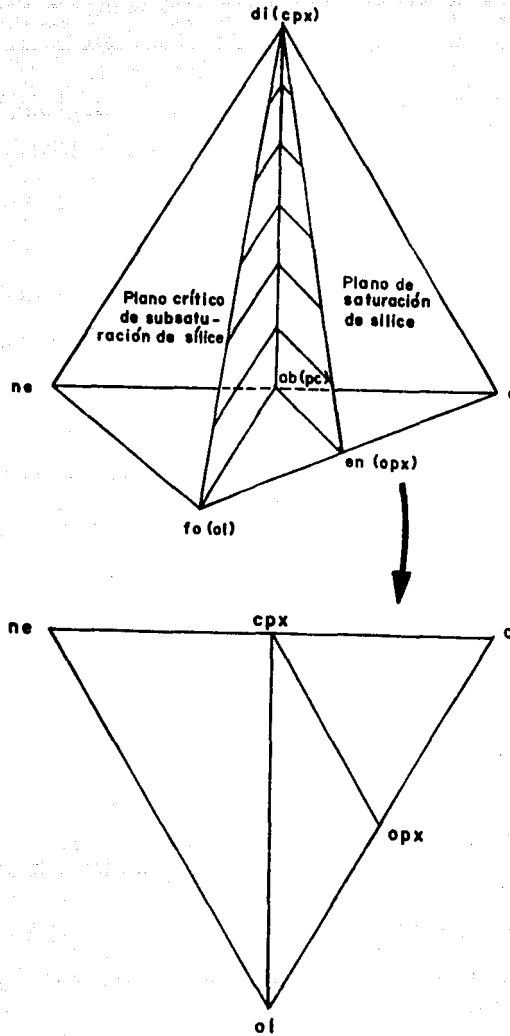


Fig. 5.8 Tetraedro de basalto. Las composiciones basálticas se clasifican en términos de cuarzo normativo, nefelina, albita y los extremos magnesíferos del olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno. En los paréntesis están las abreviaciones de las fases modales. Nótese la forma de proyectarse este tetraedro en un plano. Tomado de Yoder & Tilley, 1962.

cuarzo.

2. El olivino magnesífero (forsterita) no puede coexistir con el cuarzo.
3. La albita normativa y el diopsido pueden coexistir con el resto de los constituyentes.

De las consideraciones anteriores se desprende que aquellas rocas cuyas composiciones estén dentro del espacio cuarzo-diopsido-albita-enstatita (plano de saturación del sílice), se considerarán sobresaturadas en sílice. Aquellas que estén dentro del del espacio nefelina-diopsido-albita-forsterita, se considerarán críticamente subsaturados en sílice; por último serán subsaturados en sílice aquellos que están en el campo diopsida-albita-forsterita-enstatita.

El análisis de estos campos sugiere el criterio de diagnóstico para saturación de sílice, al encontrar cuarzo, nefelina o forsterita + enstatita normativas (Barker, 1983).

Con estas consideraciones Yoder y Tilley dividieron a las rocas basálticas en 5 grupos:

1. Toleita = cuarzo normativo.
2. Basalto de hiperstena = enstatita normativa, sin cuarzo ni forsterita.
3. Toleita de olivino = enstatita normativa, además forsterita, sin cuarzo ni nefelina.
4. Basalto de Olivino = forsterita normativa.
5. Basalto alcalino = nefelina normativa.

El utilizar este tetraedro posee ciertos inconvenientes, por lo que se han sugerido ciertas modificaciones. La primera es tomar en cuenta la presencia de Ca y Fe, por lo que se modifica la nomenclatura de los vértices del tetraedro generalizando de la siguiente manera:

Di = clinopiroxeno.

En = ortopiroxeno.

Fo = olivino.

Ab = plagioclasa.

Además como por definición todos los basaltos poseen plagioclasa, podemos abatir el el punto Cpx hacia Ab para formar un triángulo en un solo plano, resultando así los planos de saturación de sílice en líneas (ver fig. 5.8).

En nuestro caso se ha graficado este mismo triángulo, pero considerando los minerales de la norma molecular y con los vértices siguientes (Irvine y Baragar, 1971):

$Ne' = Ne + 3/5 Ab.$

$Q' = Q + 2/5 Ab + 1/4 Opx.$

$Ol' = Ol + 3/4 Opx.$

Además de los límites que suponen los planos de saturación de sílice, se han incorporado a este diagrama los límites propuestos por Pooldevaart (1962, 1964), e Irvine y Baragar (1971).

Los resultados se aprecian en la Figura 5.9. La totalidad de las muestras poseen características alcalinas, lo que estaba señalado de antemano al detectarse la presencia de cantidades importantes de nefelina normativa (Tabla 5.3).

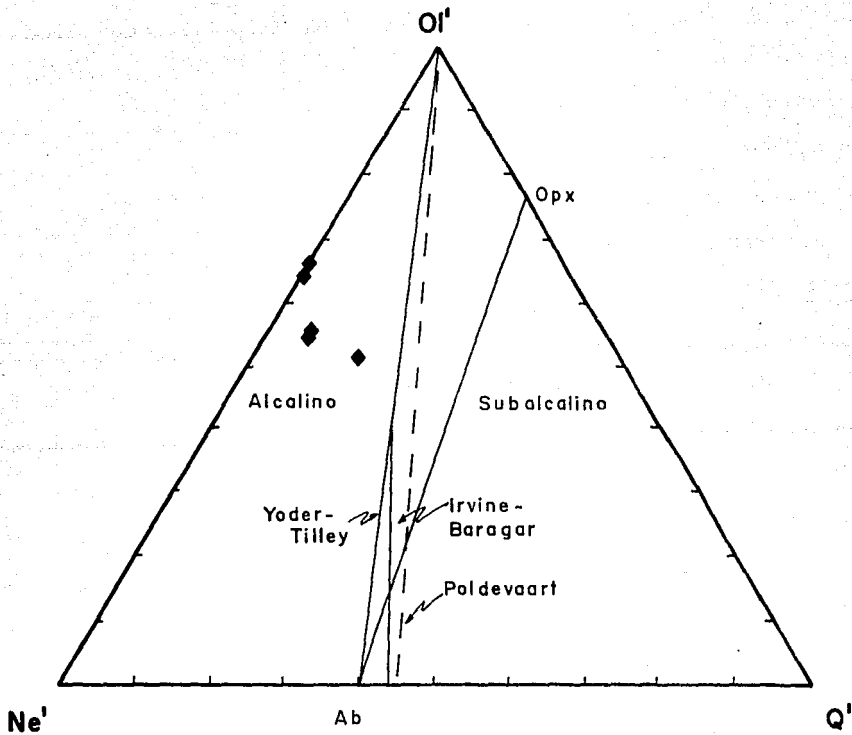


Fig. 5.9 Proyecciones Ol' - Ne' - Q' para rocas de la isla Isabel. Nótese las trazas del plano crítico de saturación de sílice (Yoder & Tilley, 1962) y el plano de Poldevaart (1964) para separar rocas alcalinas y toleíticas. Además se incluye la división de Irvine y Baragar.

Diagrama Ol-Cpx-Opx.

En 1966 Chayes propone la sustitución de los términos basaltos q-normativos por subalcalinos y Ne-normativos por alcalinos, y construyó un diagrama triangular Ol-Di-Hy, con bases puramente empíricas, con el objeto de poder establecer campos específicos para cada tipo de basaltos. Irvine y Baragar proponen sustituir estos vértices por:

$$\text{Ol} = \text{Fo} + \text{Fa}.$$

$$\text{Cpx (augita)} = \text{Di} + \text{He}.$$

$$\text{Opx (hiperstena)} = \text{En} + \text{Fo}.$$

Las muestras de la Isla Isabel, al carecer por completo de Opx normativo, permanecen dentro del campo de los magmas alcalinos (Fig. 5.10), mostrando una vez mas el carácter alcalino de estas lavas.

Diagrama An-Ab'-Or.

Este diagrama fue propuesto para diferenciar las dos series magmáticas dentro del campo de los magmas alcalinos (Irvine y Baragar, op. cit.). Este consta de un diagrama triangular donde a cada vértice corresponden los valores de An y Or normativos así como $\text{Ab} = \text{Ab} + 5/3 \text{ Ne}$ (Fig. 5.11). En este diagrama se muestra la afinidad a la serie potásica de los basaltos de la Isla Isabel.

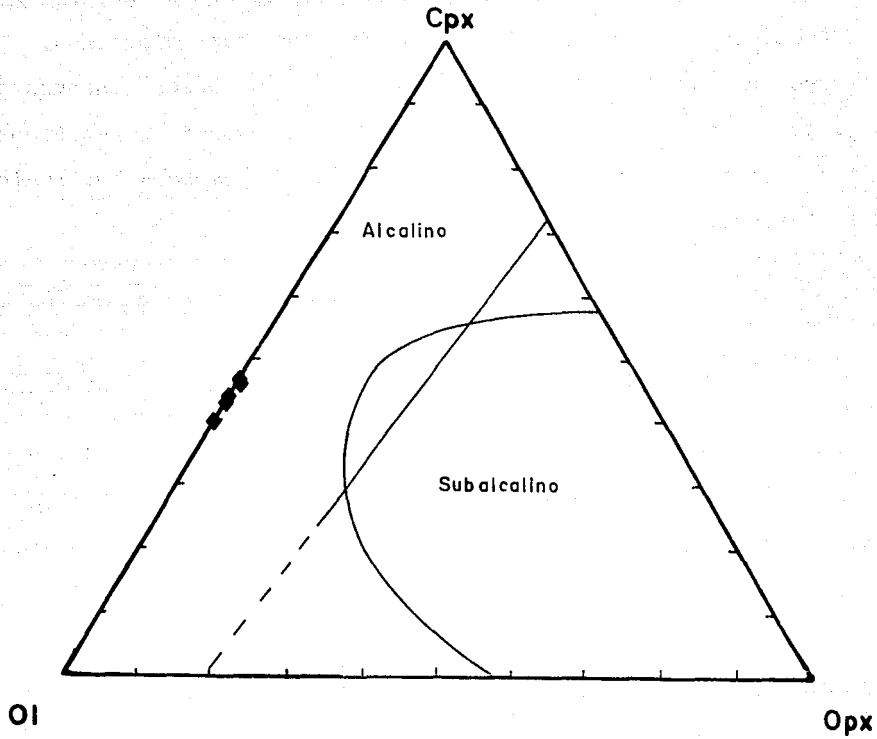


Fig. 5.10 Diagrama ternario Cpx-Ol-Opx mostrando las funciones discriminantes determinadas por Chayes (1965, 1966) para separar volcánicos básicos alcalinos y subalcalinos. Los análisis de las rocas de la Isla Isabel se muestran con rombos. Adaptado de Irvine y Baragar (1971).

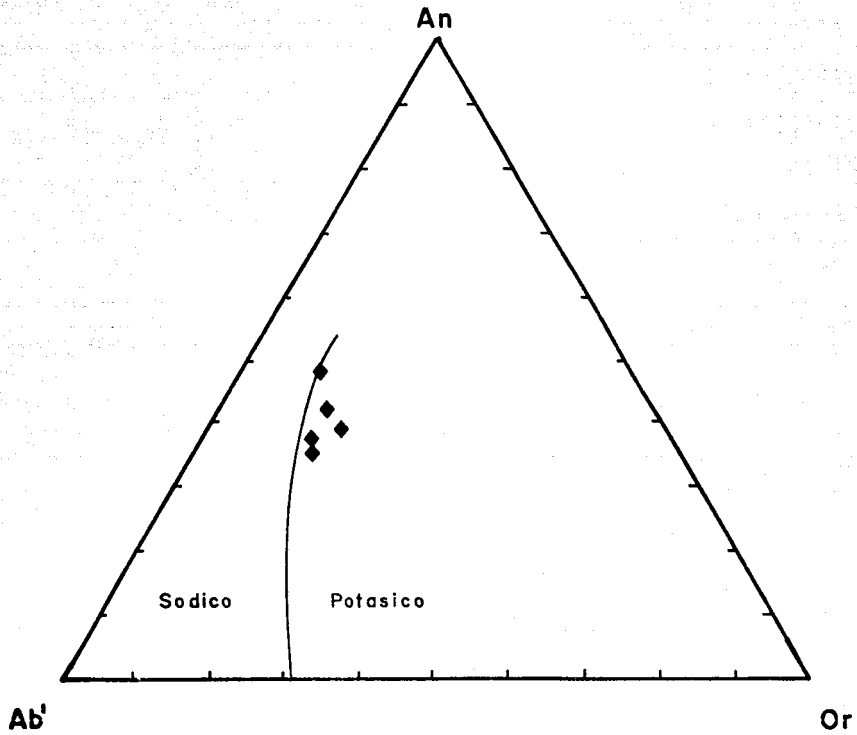


Fig 5.11 Proyección An-Ab'-Or mostrando la línea divisoria propuesta por Irvine y Baragar (1971) para las dos principales series de basaltos alcalinos. Los rombos indican los análisis de las rocas de la Isla Isabel. La gráfica está en % de equivalentes catiónicos. Adaptado de Irvine y Baragar (1971).

Diagrama NCI vs. NPC.

Finalmente para clasificar a cada muestra se grafica el Índice Normativo de Color (NCI) vs. la Composición Normativa de Plagioclasas (NPC). Es en este ultimo diagrama (Fig. 5.12) donde podemos clasificar a las muestras de la Isla Isabel como basaltos alcalinos potásicos (muestras 1b, 3b y 2a) y como basaltos de picrita-ankaramita (muestras 3a y 4).

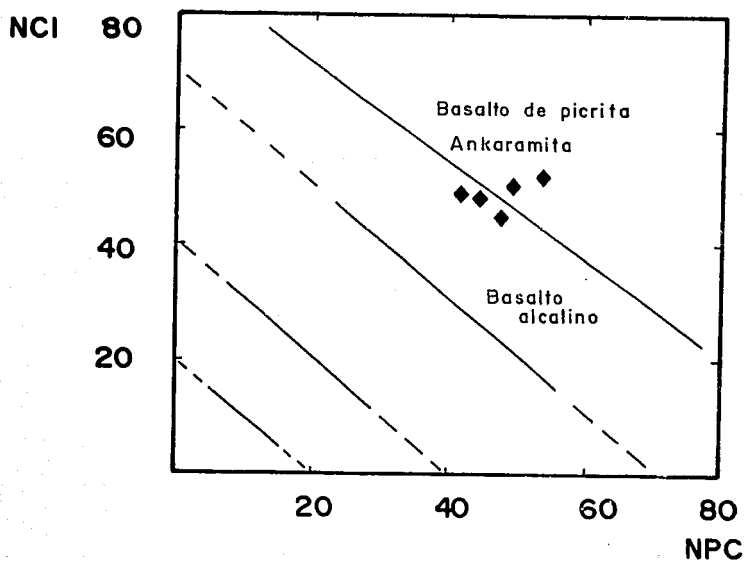


Fig. 5.12 Gráfica del índice normativo de color (NCI) vs. la composición de plagioclasas normativas (NPC) mostrando los límites para la clasificación. La gráfica está en % de equivalentes catiónicos. Adaptado de Irvine y Baragar (1971). Nótese que las rocas de la Isla Isabel caen dentro de los campos de los basaltos de picrita-Ankaramita y de basaltos alcalinos.

VI. INTERPRETACION Y DISCUSION

A partir de la información geofísica disponible (por ejemplo Harrison y Mathur, 1964; Phillips, 1964), se puede inferir que la Isla Isabel esta edificada sobre una corteza continental atenuada durante la riftogénesis del protogolfo de California. Esta corteza esta compuesta por una delgada capa de sedimentos poco consolidados que sobreyace en ocasiones a una cubierta sedimentaria deformada y a un basamento acústico de velocidad intermedia (ver Fig. 6.1). Este basamento acústico ha sido interpretado como una continuación del vulcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana (ver capítulo II).

Sobre esta plataforma que localmente se extiende unos 80 Km a partir de la línea de costa, sin exceder de los 200 m de profundidad (INEGI, 1983; ver Fig 6.2), se han edificado una serie de aparatos volcánicos que emergen de la superficie del mar para constituir la actual Isla Isabel.

La actividad volcánica de la Isla Isabel, de carácter basáltico alcalino y de edad reciente contrasta marcadamente con el basamento granítico coronado por estratos marinos y por material volcánico de edad miocénica superior reportados en las Islas Marias (Chinas-Laló, 1963; Ramírez-Rubio, 1980), consideradas como remanentes disectados por la formación del protogolfo de California (Karig y Jensky, 1972; ver Fig. 2.2). Ello indica un origen sensiblemente contrastante para la Isla Isabel.

El vulcanismo de la isla ha sido asociado con la apertura del Golfo de California debido a su carácter alcalino (Ortega-Gutiérrez y González-González, 1980). El carácter alcalino de sus

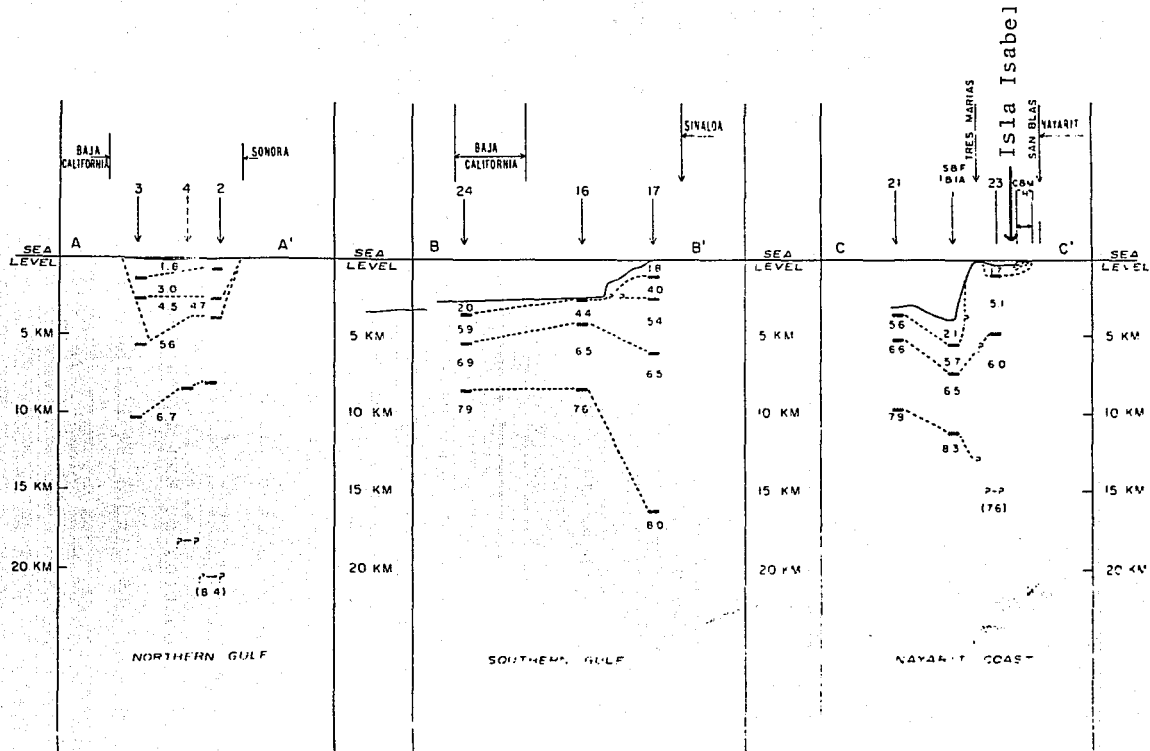


Fig. 6.1 Sección de refracción sísmica a través de la estructura del Golfo de California, tomado de Phillips (1964).

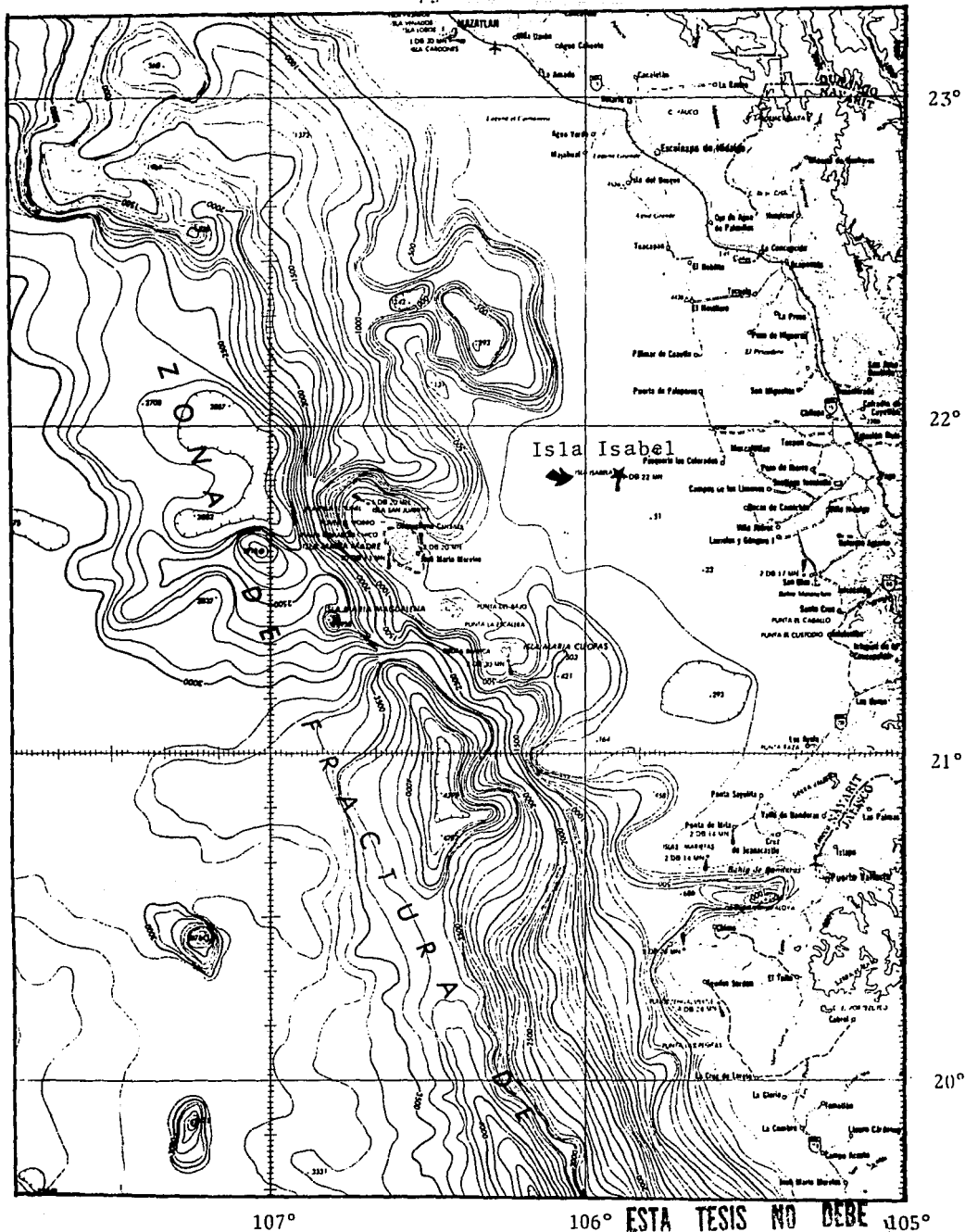


Fig. 6.2 Batimetría de la boca del Golfo de California.
Tomado de INEGI, 1983.

107° 106° 105°
ESTA TESIS NO DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

basaltos que incluyen gran cantidad de xenolitos ultramáficos ponen de manifiesto una fuente de aporte en el manto, por lo que deben estar ligados a un fracturamiento profundo de la litósfera (atenuada en esta región). La posición de la isla fuera de la región de anomalías magnéticas (Larson, 1972; ver Fig. 6.3), en un área de bajo flujo térmico (Von Herzen, 1963; ver Fig. 6.4) y edificada sobre corteza continental excluye la posibilidad de que se relacione a una zona de expansión oceánica y manifiesta que el vulcanismo que dio origen a la Isla Isabel podría guardar una estrecha relación con el vulcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana en su porción noroccidental, donde se han reportado manifestaciones jóvenes de vulcanismo basáltico alcalino (por ejemplo :Gastil et. al., 1978; Nieto-Obregón et. al., 1985; Luhr, et al., 1985; ver Fig. 2.5).

La edad de la Isla Isabel hasta el momento no ha sido documentada. El análisis morfológico de sus estructuras volcánicas indica que su edad debe ser muy joven. Por una parte las estructuras superficiales de flujo en las coladas de lava tales como lavas acordonadas y de tipo AA se conservan aún. No se ha desarrollado una red de drenaje y la presencia de suelos en las planicies de la isla es escasa e irregular, aún si se considera que el clima caluroso y húmedo favorece el intemperismo de rocas basálticas. Los conos cineríticos presentan un índice de erosión muy bajo y no muestran desarrollo de arroyos con cauces profundos. Los únicos circos de erosión que se observan son originados por la intensa acción mecánica del oleaje. Las evidencias morfológicas, aunadas al hecho de que los basaltos

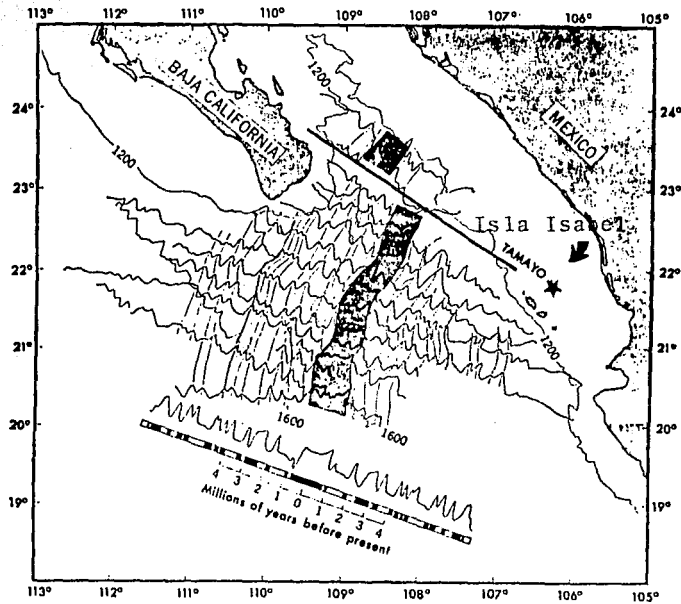


Fig. 6.3 Perfiles de anomalías magnéticas en la boca del Golfo de Baja California, El contorno de 1600 brazas delinea a la cresta del Pacífico oriental, el contorno de 1200 brazas localiza el límite topográfico de los bloques continentales. El model. magnético de bloque y el perfil de la anomalía correspondiente se construyeron con una tasa de espacimientto de 3.0 cm/año.
Tomado de Larson, Menard y Smith, 1968.

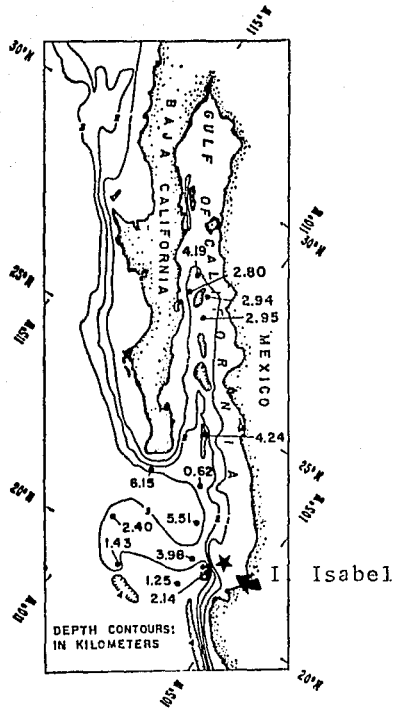


Fig. 6.4 Diagrama de localización de las mediciones de flujo térmico en el Golfo de California. Los valores de flujo térmico están en $\text{microcal/cm}^2/\text{seg}$. Tomado de Von Herzen, 1963.

alcalinos más antiguos reportados en la porción occidental de la Faja Volcánica Transmexicana son de 4.7 m.a. (Allan et al., en prensa) y de que la formación del Golfo de California no excede de los 4 m.a. indican que muy probablemente la isla Isabel se formó hace menos de 5 m.a..

Resultados petrográficos y geoquímicos.

El análisis petrográfico indica que los flujos de lava encontrados en la Isla Isabel son basaltos de olivino con piroxenos como minerales accesorios.

Su carácter geoquímico los enmarca como rocas con afinidades alcalinas, de composición básica muy deficientes en sílice clasificados geoquímicamente como basaltos de picrita - ankaramita y basaltos alcalinos.

El análisis de sus diagramas de variación no muestran patrones de evolución, aunque el rango tan reducido en los contenidos de sílice e índices de diferenciación para los análisis efectuados en estas rocas presupone que la identificación de dichos patrones evolutivos o la interpretación de contaminaciones por asimilación o mezclas magmáticas será difícil de reconocer.

Graficando sílica vs. potasa para una serie de rocas alcalinas y calcoalcalinas del occidente de la Faja Volcánica Transmexicana (Luhr, et al., 1985), y comparando con los análisis de las rocas alcalinas de la isla Isabel, encontramos que efectivamente los datos de la Isla Isabel se inscriben dentro del campo definido por las rocas del graben Tepic-Chapala, presentando una diferenciación casi nula y baja contaminación cortical (ver Fig.

6.5), quizá por su posición al extremo occidental del margen continental en una zona de corteza continental con espesor reducido.

Existe una íntima correlación entre la actividad ígnea alcalina y estructuras mayores en especial zonas de falla. Los ejemplos más claros son las zonas de rift (Sorensen, 1974), que presentan un arqueamiento y fallamiento bien desarrollado. Sin embargo se considera que las zonas de rift continentales son únicamente las crestas fracturadas de arqueamientos corticales de placas litosféricas rígidas y competentes, las que son en realidad las estructuras tectónicas mayores (Bailey, 1974). Los procesos necesarios para provocar la fusión de material anhidro a altas temperaturas en el manto superior son por una parte la liberación de presión y por otra parte la elevación de temperatura más allá de la requerida para iniciar la fusión inicial (Harris, 1974). La elevación de temperatura se puede dar por la conversión de energía cinética a térmica, como en movimientos gravitacionales o convectivos; o bien por el decaimiento de material radiactivo. La liberación de presión puede deberse a un arqueamiento epeirogénico de la corteza (por ejemplo: Yoder, 1952; Bailey, 1964, 1974; Boettcher, 1984).

En las crestas oceánicas la generación de magma es más bien debida al movimiento ascendente convectivo de material proveniente del manto a altas temperaturas, a zonas más someras y de menor presión y punto de fusión (Oxburgh y Turcotte, 1968). La proporción de magmas alcalinos en este tipo de ambientes es baja. En los sistemas de rifts continentales donde los procesos de

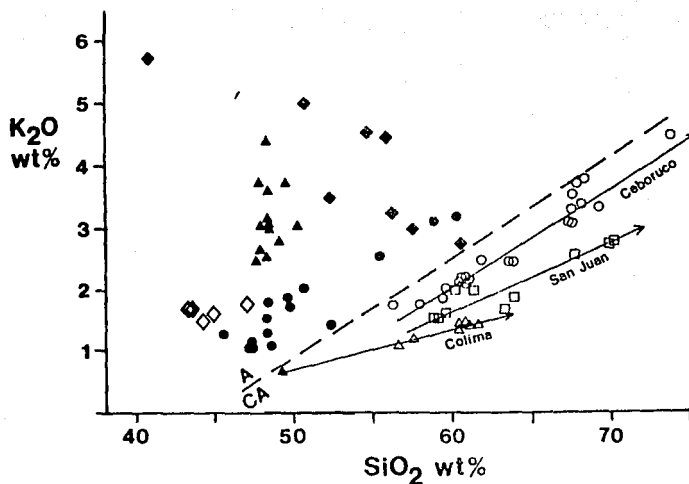


Fig. 6.5 Gráfica de concentraciones K_2O vs. SiO_2 de roca total para rocas del graben de Colima, el segmento noroccidental de la Faja volcánica transmexicana y la isla Isabel. La línea discontinua gruesa separa las muestras alcalinas y calcoalkalinas (A y CA respectivamente). Las flechas indican trayectorias de diferenciación para los volcanes calcoalkalinos de Colima, Ceboruco y San Juan. Para las rocas alcalinas: Graben de Colima= triángulos rellenos, escarpes del graben de Colima= rombos rellenos, lavas de la porción noroeste de la Faja volcánica transmexicana= círculos rellenos, isla Isabel= rombos.
Modificado de Luhr, et. al., 1985.

fusión ocurren a mayores profundidades, los magmas alcalinos son mas frecuentes, lo que sugiere que la generación de estos debe darse a mayor profundidad que los magmas toleíticos característicos de dorsales oceánicas (Harris, 1974).

Para explicar el emplazamiento de estos magmas alcalinos se supone que la liberación de presión iniciaría una introducción de volátiles dentro del material anhidro y caliente del manto con lo que se aceleraría mas aún el proceso de fusión; y como una columna de material fundido resulta de menor densidad que la misma columna pero de corteza y manto sólido, un conducto magmático abierto a la superficie puede por sí mismo causar una caída de presión a profundidad (Harris, 1974). El mecanismo se enfatiza si la densidad del magma disminuye por la fugacidad de volátiles.

La interpretación de imágenes del Mapeador temático de Landsat sugieren la existencia de una zona de deformación neotectónica en la zona de graben Tepic-Chapala (Johnson y Harrison, 1987). Esta zona presenta una bifurcación cercana a la costa pacífica; una de sus ramas se continúa hacia Bahía de Banderas, mientras que la otra se continúa hacia el NW (ver Fig. 6.6). Suponiendo la continuidad de esta última rama hacia la plataforma continental y dentro de la boca del Golfo de California, la Isla Isabel se encontraría dentro de la zona de deformación neotectónica del rift Tepic-Chapala.

Todos los elementos tectónicos asociados con la formación de magmas alcalinos como arqueamiento litosférico, fracturamiento y formación de un rift (Luhr, et. al., 1985; Nieto, et. al., 1985),

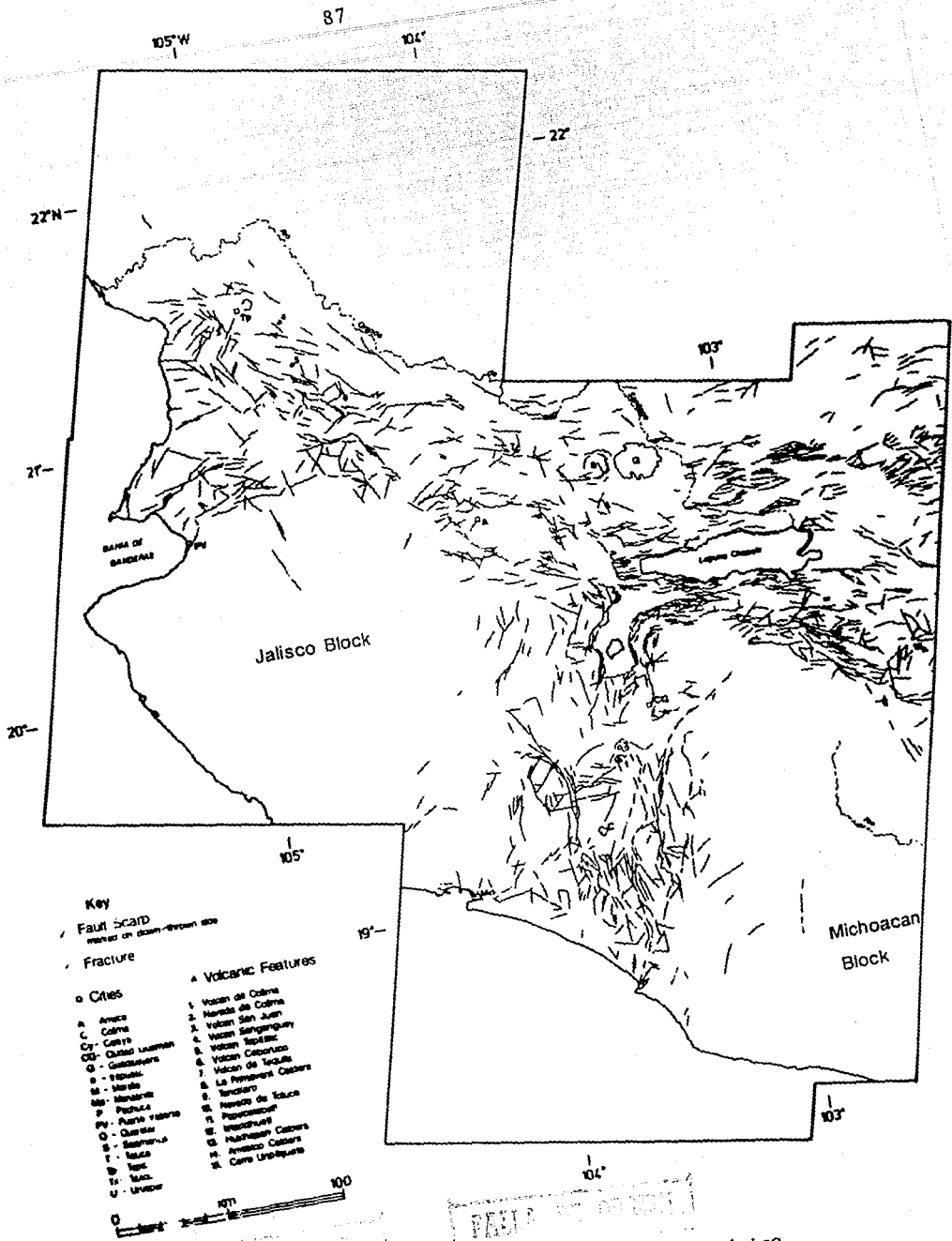


Fig 6.6 Mapa neotectónico del centro de México.
Tomado de Johnson, 1987.

e incluso quizá geotermas ligeramente mas altas a profundidad por la interacción de corteza oceánica muy joven de la Placa Rivera, se encuentran conjuntados dentro del marco geológico regional de la Isla Isabel.

Resultados paleomagnéticos.

Los resultados paleomagnéticos para los cuerpos volcánicos de la isla Isabel. muestran una posición polar discordante, desplazada hacia la izquierda del segmento correspondiente de la curva de deriva polar de referencia para Norteamérica según Irving e Irving (1982; ver Fig. 6.7). Las diferencias en declinación (alrededor de 25 grados) y en inclinación (aproximadamente 5-7 grados; ver Tabla 6.1) entre la dirección media observada y la dirección esperada estimada de la curva de deriva polar podrían tener varios orígenes:

1. Por una parte se podrían deber a una variación secular no promediada en la que las direcciones paleomagnéticas observadas representarían una medición puntual del campo geomagnético y donde dichas variaciones seculares no se cancelaran produciendo efectos de sesgamiento estadístico.
2. Por otra parte podrían ser causados por la presencia de un efecto geomagnético como un campo anómalo no dipolar en la región. Los campos anómalos propuestos (Luyendik, et. al., 1985; Pischke et. al., 1986) para la Baja California durante el Mioceno poseen una componente de inclinación

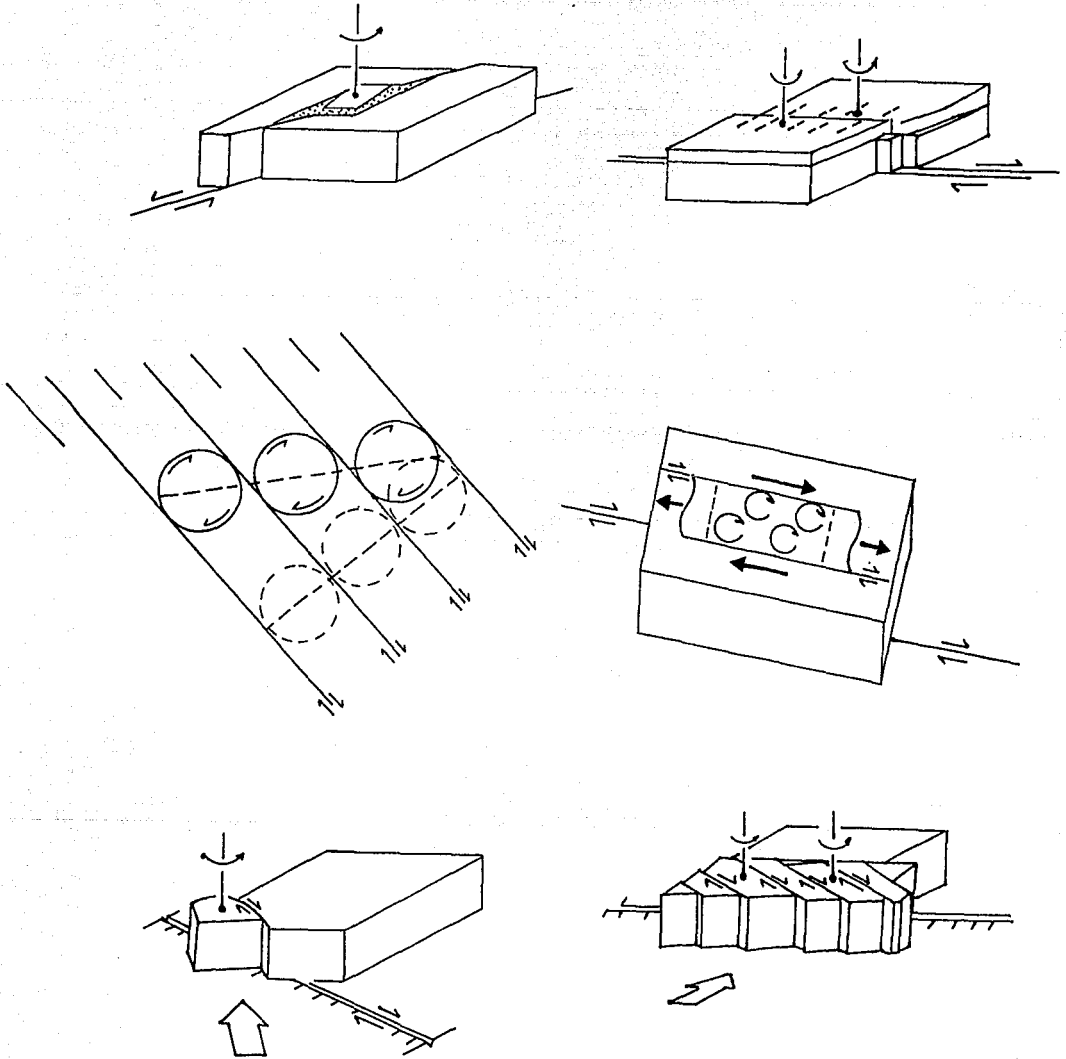


Fig. 6.8 Resumen de modelos propuestos para rotaciones tectónicas de bloques asociadas con fallamiento lateral regional. Modificado de MacDonald, 1980 y Beck, 1976.

SITIO	UNIDAD	LOCALIZACION	EDAD	N	Do	Io	ALFA 95	MAXIMO (Presente)		MINIMO (10 m.a.)	
								R +/- AR	F +/- ΔF	R +/- AR	F +/- ΔF
1	4b	21.86/254.15	plio-pleis.	14	332.9	30.6	2.96	-27+/-3.4	8.1+/-3.0	-27+/-5.4	10.9+/-7.1
2	4	21.86/254.15	plio-pleis.	19	339.1	40.4	2.06	-21+/-2.7	-1.7+/-2.1	-21+/-5.2	1.1+/-5.9
3	3	21.86/254.15	plio-pleis.	14	332.6	29.6	2.3	-27+/-2.7	9.1+/-2.3	-27+/-5.0	11.9+/-7.0
media		21.86/254.15	plio-pleis.	3	334.7	33.6	10.18	-25+/-12.2	5.1+/-10.2	-25+/-12.9	7.9+/-11.9

SITIO	UNIDAD	LOCALIZACION	EDAD	N	LAT. POLAR	LONG. POLAR	dp	dm
1	4b	21.86/254.15	plio-pleis.	14	63.9	157.0	1.8	3.3
2	4	21.86/254.15	plio-pleis.	19	70.7	171.7	1.5	2.5
3	3	21.86/254.15	plio-pleis.	14	63.4	155.9	1.4	2.5
media		21.86/254.15	plio-pleis.	3	66.0	160.4	6.6	11.6

Tabla 6.1 Direcciones paleomagnéticas observadas, parámetros estadísticos de rotación y traslación así como posiciones polares para la isla Isabel. Unidad=aparato volcánico según Fig. 3.2; Localización=latitud norte y longitud oeste del sitio de muestreo; Edad=edad inferida para la unidad; N=número de muestras; Do=Declinación magnética observada; Io=Inclinación magnética observada; Alfa 95=parámetro estadístico de agrupamiento de las direcciones; R +/- AR= parámetro de rotación y error estadístico; F +/- ΔF=parámetro de traslación y error estadístico según Beck (1980), calculados ambos parámetros para el presente y 10 m.a. según la curva de deriva polar aparente de Irving e Irving (1982) para Norteamérica. Lat. Polar=latitud del polo paleomagnético; Long. Polar= longitud del polo paleomagnético; dp=semieje menor del ovalo de confianza del polo; dm=semieje mayor del ovalo de confianza del polo.

baja, mientras que los datos de la isla Isabel poseen inclinaciones adecuadas para su latitud. Una anomalía geomagnética similar actuando durante el Plioceno-Pleistoceno no explicaría la discrepancia casi despreciable en inclinaciones pero con componentes rotacionales de consideración como es el caso del registro paleomagnético en la Isla Isabel (ver Tabla 6.1).

3. La tercera opción sería en términos tectónicos, donde las rotaciones observadas en los resultados paleomagnéticos corresponderían efectivamente a rotaciones tectónicas de bloques asociados a la presencia de un sistema de fallamiento lateral izquierdo activo, operando en la porción occidental de la Faja Volcánica Transmexicana. En este caso los patrones de fallamiento reconocidos podrían prolongarse en la plataforma continental. Siendo así, la Isla Isabel habría rotado como un pequeño bloque dentro de un sistema de fallas (ver por ejemplo la Fig. 6.8).

Una explicación en términos tectónicos a las direcciones anómalas de la Isla Isabel es muy atractiva si se considera la actividad tectónica recientemente documentada en esta porción del país; sin embargo las variaciones seculares o las anomalías de tipo geomagnético son difíciles de reconocer y no pueden descartarse por completo. Cabe mencionar que se necesita contar con más datos para concluir definitivamente.

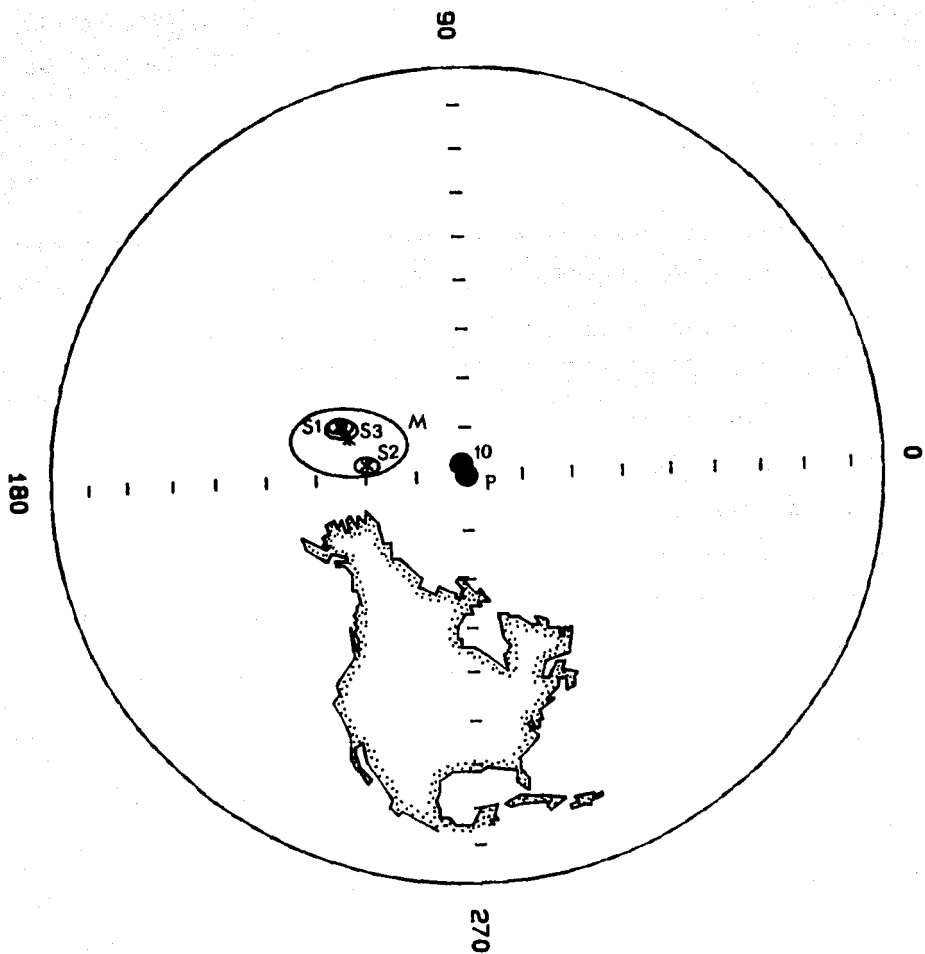


Fig 6.7 Posiciones polares para la Isla Isabel. Ovalos abiertos: S1=sitio de muestreo 1; S2=sitio de muestreo 2; S3=sitio de muestreo 3; M=posición polar media. Ovalos rellenos: 10=posición polar para 10 m.a.; P=posición polar para el Reciente.

Dentro de un contexto regional las direcciones paleomagnéticas de la isla concuerdan con una serie de direcciones cenozoicas discordantes, desplazadas hacia la izquierda de las direcciones esperadas documentadas en el norte y occidente de México (por ejemplo Urrutia-Fucugauchi, 1984; Cabral-Cano et. al., 1986 y Urrutia-Fucugauchi et. al., 1987; ver Fig. 6.9), y que son indicativas de una evolución tectónica diferente para la continuación meridional del Cinturón Orogénico Cordillerano, contrario a lo previsto (por ejemplo Van Der Voo y Channel, 1980; Beck, 1980), a la luz de observaciones paleomagnéticas realizadas en el norte de la Cordillera norteamericana.

Conclusiones.

1. La isla esta constituida por productos piroclásticos intercalados con derrames de basaltos de olivino muy deficitarios en sílice ($42.9 \leq \text{SiO}_2 \leq 46.5$), de afinidades metaluminosas y peraluminosas, alcalinos (basaltos alcalinos potásicos y basaltos de picrita-ankaramita) y conteniendo xenolitos ultramáficos.
2. El análisis morfológico de las estructuras volcánicas de la Isla Isabel indica que su edad debe ser muy joven, con seguridad menor a los 5 m.a.
3. La información geofísica indica que la isla se edificó sobre corteza continental atenuada, Su posición fuera de la región de anomalías magnéticas y con bajo flujo térmico excluye la

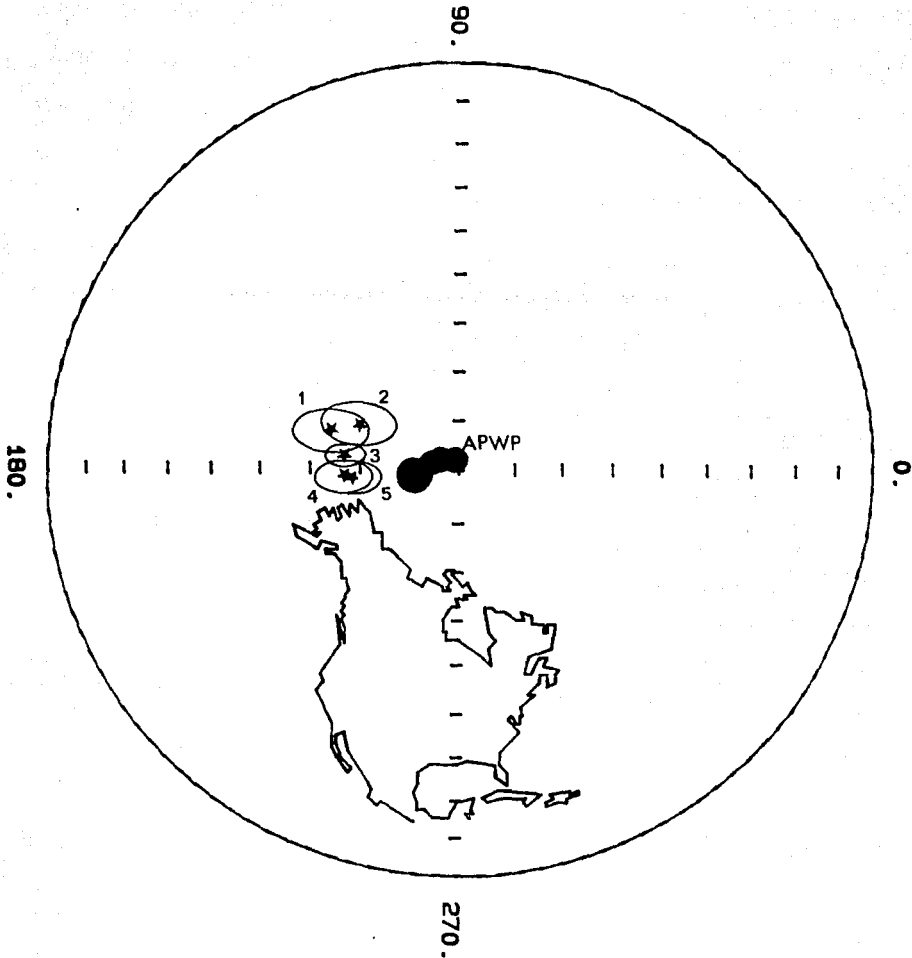


Fig. 6.9 Resumen de posiciones polares cenozoicas para el norte y occidente de México comparados con el segmento cenozoico de la curva de deriva polar aparente (APWP) para el cratón de Norteamérica. Nótese la posición discordante de los polos, desplazados hacia la izquierda de la curva de referencia. Los números de cada polo indican su referencia: 1=Naim et al. (1976); 2=Guerrero-García (1976); 3=Bobier y Robin (1983); 4=Urrutia-Fucugauchi y Pal (1977); 5=Urrutia-Fucugauchi (1981).

posibilidad de que su origen se relacione a una zona de expansión oceánica.

4. El carácter del vulcanismo presenta similitudes con el vulcanismo alcalino de la porción noroccidental de la Faja Volcánica Transmexicana.
5. Suponendo la continuidad de la zona de deformación neotectónica del graben de Tepic-Chapala hacia la plataforma continental pacífica, la Isla Isabel se encuentra dentro de una zona de deformación tectónica. Esta podría ser responsable del fracturamiento profundo de la corteza necesario para el emplazamiento de magmas provenientes del manto superior como los que están expuestos en la isla.
6. Los resultados paleomagnéticos muestran una posición polar discordante (66.0°N , 160.1°E), desplazada hacia la izquierda ($R = -25^{\circ} \pm 12^{\circ}$, $F = 5-8^{\circ} \pm 11^{\circ}$) del segmento correspondiente de la curva de deriva polar de referencia para Norteamérica.
7. Esta discrepancia en los resultados paleomagnéticos podría deberse a:
 - a) variación secular no promediada.
 - b) un campo no dipolar.
 - c) rotaciones tectónicas asociadas a la presencia de un sistema de fallamiento transcurrente.Sin embargo cabe mencionar que se necesita contar con más

datos para concluir definitivamente el origen de los resultados paleomagnéticos discordantes.

Apéndice 1. DESMAGNETIZACION TERMICA

metodología.

Es una técnica de laboratorio comunmente empleada para efectuar una limpieza magnética, con el fin de remover magnetizaciones secundarias que enmascaran el registro magnético primario. El método consiste en someter una muestra a una temperatura constante y controlada durante un intervalo de tiempo determinado, para posteriormente enfriarla hasta temperatura ambiente en un medio con campo magnético cero y medir su magnetización remanente.

Este proceso se realiza consecutivamente a mayores temperaturas hasta que la intensidad de la remanencia decrezca notablemente. El conjunto de datos de direcciones e intensidad es recabado de muestras piloto y sirve para determinar posteriormente el rango de temperaturas óptimo para desmagnetizar el total de las muestras y determinar de esta forma las componentes características del registro magnético.

Las bases físicas para llevar a cabo este tratamiento se fundamentan en una propiedad de los minerales magnéticos conocida como "tiempo de relajación" y que consiste en el intervalo de tiempo necesario para que un grano magnético este en equilibrio energético con su medio ambiente.

La expresión del tiempo de relajación esta dado por :

$$t = 1/C \exp (v \cdot B_c \cdot J_s / 2 \cdot k \cdot T)$$

donde C es un factor de frecuencia; v es el volumen del grano, con coercitividad B_c , y magnetización espontánea J_s , k es la constante de Boltzman y T es la temperatura absoluta. De la inspección de esta expresión se desprende que el tiempo de relajación en función de la temperatura no es una relación lineal ni directa. Si la temperatura de una roca es elevada hasta que el tiempo de relajación de una fracción de minerales portadores de MRN sea reducido a unos cuantos minutos, su magnetización se desbloqueará y como la muestra será enfriada en presencia de un campo magnético cero, las partículas magnéticas se orientarán de forma espontánea, por lo tanto la componente secundaria sera destruida (Collinson, 1983).

Al realizar este proceso en forma sucesiva y a mayores temperaturas, las componentes con temperaturas de bloqueo bajas, que resultan ser por lo general las componentes secundarias, son removidas sucesivamente; al mismo tiempo se mantienen relativamente inalteradas las componentes estables y características de MRN, con temperaturas de bloqueo altas. Así una componente secundaria adquirida por magnetización viscosa durante 100 m.a. se puede remover si elevamos su temperatura de tal manera que su tiempo de relajación sea de 100 s.

Del conjunto de muestras colectadas para el presente estudio, se escogieron 6 muestras piloto para desmagnetizarlas térmicamente a 100, 200, 250, 300, 350, 400, 450, y 500° C, y obtener un registro detallado de sus propiedades magnéticas conforme se someten a mayores temperaturas. Las muestras se eligieron al azar (2 pilotos por sitio : S1-6b, S1-8b, S2-5c, S2-10b, S3-3b, y S3-9).

Después de cada tratamiento térmico se midió dirección e intensidad de la remanencia, así como susceptibilidad magnética. Una vez finalizado el tratamiento térmico se procedió a determinar la temperatura óptima para realizar la limpieza magnética, a partir de la inspección de los diagramas de Zijderveld. Además se obtuvieron gráficas ortogonales de intensidad normalizada de la remanencia vs. temperatura, y susceptibilidad magnética vs temperatura.

Presentación de resultados.

Existen varias formas para representar los cambios en la magnitud y dirección del vector MRN de una muestra al ser tratado por métodos de desmagnetización, ya sea por campos alternos o térmicamente. Las propiedades intrínsecas de un vector (intensidad, dirección y sentido), pueden ser representadas de diversas maneras. Por una parte se puede graficar la variación en intensidades de magnetización (ordenada) en función de los pasos de desmagnetización (abscisa). Por otra parte se puede apreciar la variación en la posición en el espacio del vector de remanencia al graficar su declinación e inclinación en un estereodiagrama.

Los métodos anteriormente descritos tienen la desventaja de que solamente se pueden apreciar variaciones en dirección o magnitud del vector. Sin embargo existe un tercer método para evaluar la evolución de dicho vector durante el proceso de desmagnetización y se trata del diagrama vectorial de Zijderveld (Zijderveld,

1967). Posee la ventaja de representar en un solo diagrama las variaciones tanto en magnitud como en dirección del vector de MRN al ser limpiado magnéticamente. Consiste en proyectar en dos planos adyacentes de un diagrama cartesiano tridimensional XYZ un punto ubicado en el espacio, que representa el extremo terminal del vector de magnetización, mientras que el otro extremo del vector se localiza en el origen del diagrama. Uno de los planos proyectados se abate en dirección del otro plano proyectado, de tal manera que ambos planos posean un eje en común (ver Fig. A1.1). En esta forma de representación gráfica a cada vector corresponden 2 puntos con abscisa común (debido a que ambos poseen el mismo eje X), mientras que la ordenada representa para cada punto la magnitud de las otras dos componentes (Y,Z).

Interpretación.

Suponendo una magnetización remanente de una sola componente, que es desmagnetizada gradualmente, se obtendría un vector de dirección similar pero de intensidad decreciente, el cual al ser graficado en un diagrama de Zijderveld arrojaría una serie de puntos alojados dentro de un recta con origen en (0,0) (ver por ejemplo la Fig. A1.2). Mientras que en el caso de una magnetización remanente de dos componentes, se obtendría una gráfica con dos curvas (por ejemplo Fig. A1.3), cada una de las cuales correspondería a una componente de magnetización. Al graficar los diagramas de Zijderveld de cada piloto podemos en ocasiones estimar el número de componentes secundarias de la MRN al reconocer el número de curvas o trayectorias que describen los

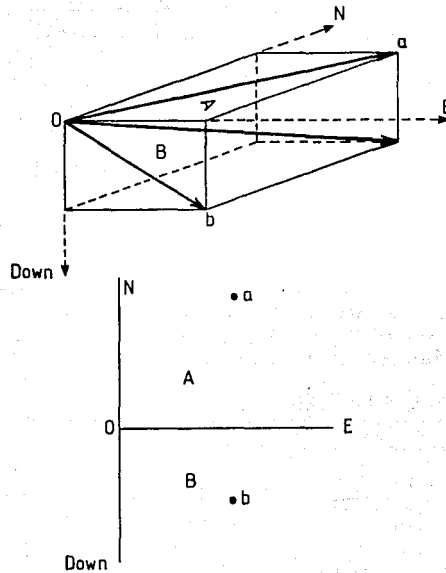


Fig. A1.1 Representación de direcciones de magnetización remanente en diagramas de Zijdeveld. Tomado de Collinson (1983). A y B representan los dos planos de proyección, a y b dos vectores de magnetización, N y E las direcciones geográficas norte y este, Down la vertical (positivo hacia abajo), O el origen del diagrama.

pasos de desmagnetización y la temperatura a la cual ya se han removido las componentes secundarias de la MRN y donde permanece únicamente la componente característica. Esta se reconoce cuando la trayectoria de desmagnetización tiende hacia el origen (0,0) del diagrama. La temperatura a la que se remueven las componentes secundarias será a la que se realiza la limpieza magnética del resto de las muestras para hacer mas eficiente en tiempo el proceso de desmagnetización.

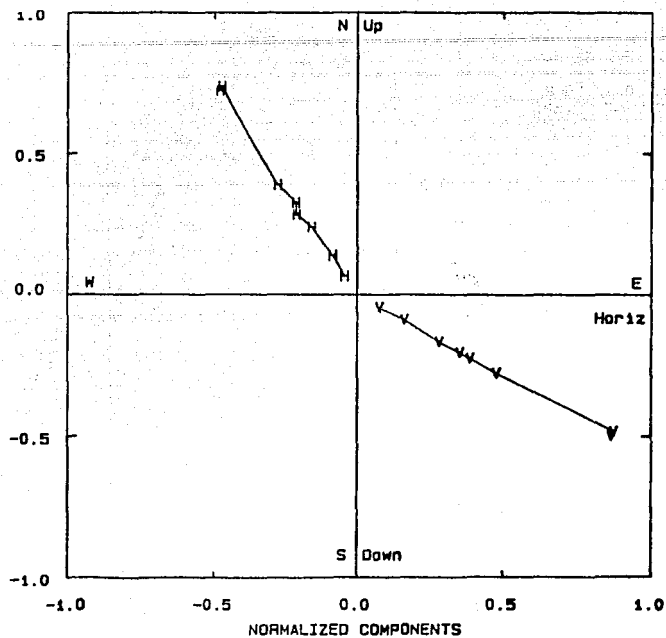
Los diagramas de los 6 pilotos de desmagnetización (Figs A1.2-A1.4) son concordantes con los resultados de la remanencia natural (Tabla A1.1 y Fig. A1.5).

SITIO	N	DEC.	INC.	INT.(mA/m x 10 ⁶)	ALFA 95	K
1	13	327.3	20.2	6919	7.78	29
2	16	354.5	62.3	2633	6.24	36
3	13	332.4	29.9	3417	2.76	225
media	3	334.7	37.7	--	38.26	11.4

Tabla A1.1 Direcciones medias de MRN. N = número de especímenes, DEC = declinación magnética, INC = inclinación magnética, INT = intensidad del campo magnético, ALFA 95 y K = parámetros estadísticos de agrupamiento.

Los sitios 1 y 3 muestran un buen agrupamiento de sus direcciones individuales y poseen una magnetización característica sumamente estable, con una componente secundaria que es removida fácilmente a mas de 100° C (ver Figs. A1.2 y A1.4), probablemente debida a

ISABEL S1-8b
 H HORIZ. COMP.
 V VERT. COMP.



ISABEL S1-8b
 H HORIZ. COMP.
 V VERT. COMP.

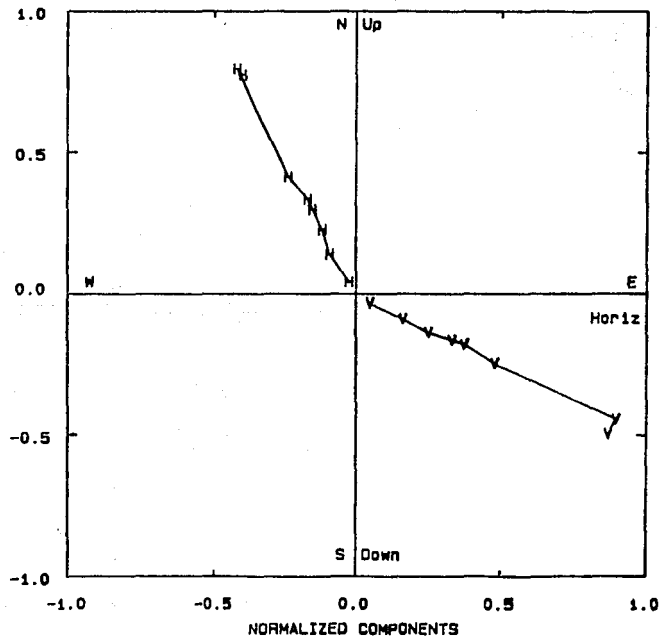
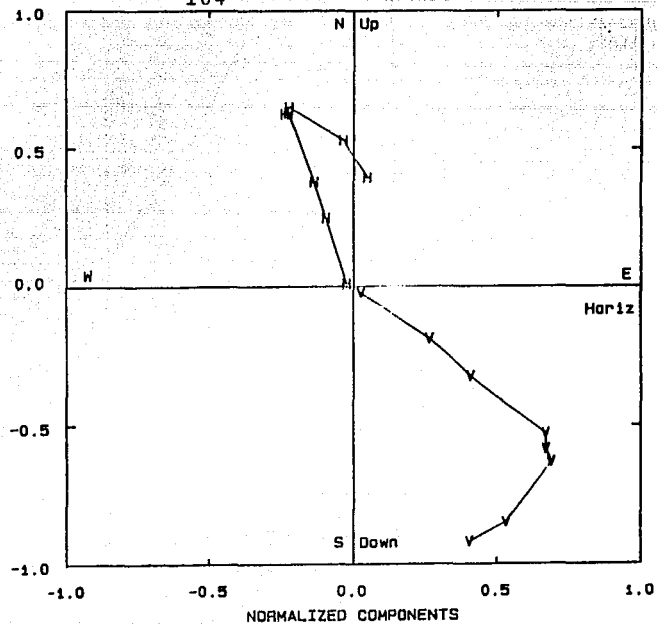


Fig. A1.2 Diagrama de Zijderveld mostrando la variación de la magnetización remanente de las muestras S1-6b y S1-8b al ser desmagnetizadas térmicamente. La intensidad de la remanencia está normalizada al valor inicial de MRN, los puntos graficados con H representan la componente horizontal y la V la vertical del vector de magnetización remanente. Ver explicación en el texto y en A1.1

ISABEL S2-5c

H HORIZ. COMP.
V VERT. COMP.

ISABEL S2-10b

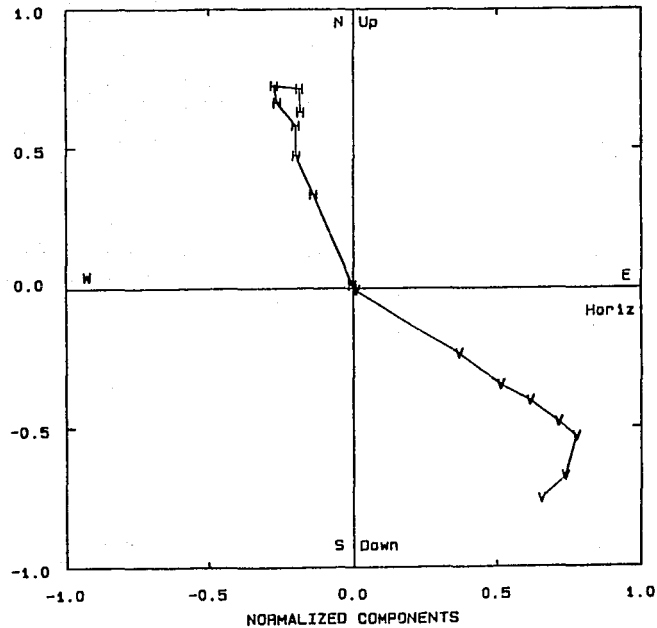
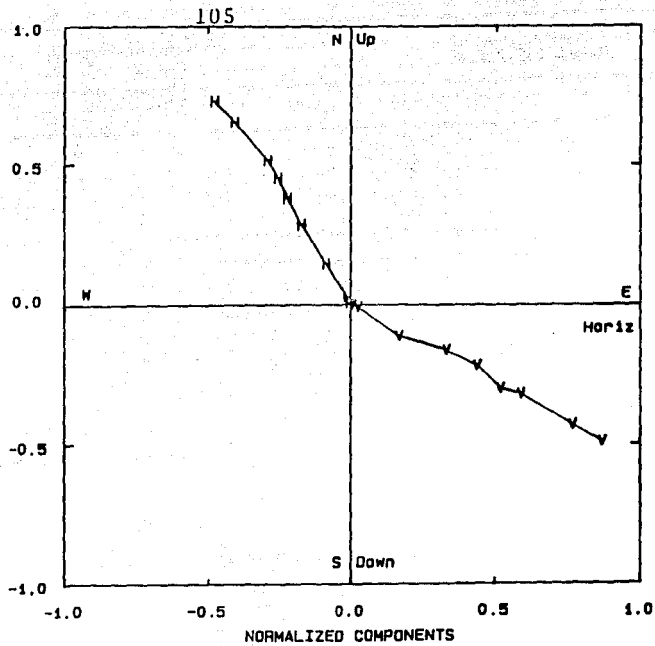
H HORIZ. COMP.
V VERT. COMP.

Fig. A1.3 Diagrama de Zijderveld mostrando la variación de la magnetización remanente de las muestras S2-5c y S2-10b al ser desmagnetizadas térmicamente. Ver explicación en el texto y en A1.2.

ISABEL S3-3b
 H HORIZ. COMP.
 V VERT. COMP.



ISABEL S3-9
 H HORIZ. COMP.
 V VERT. COMP.

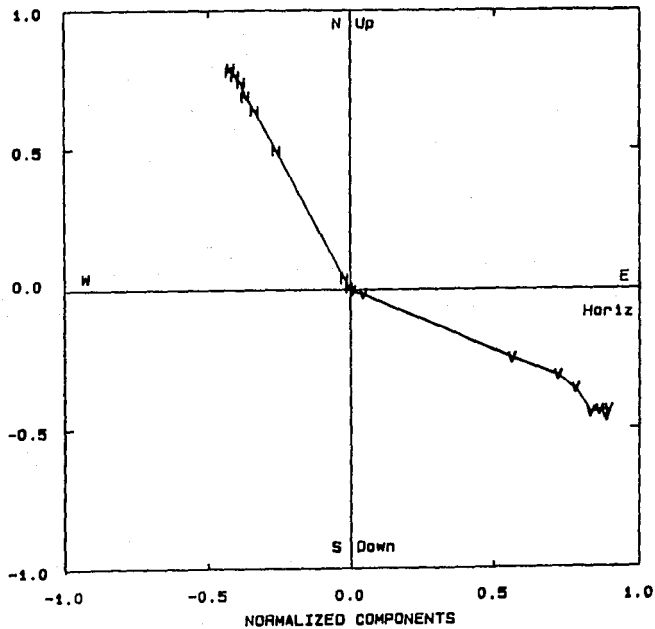
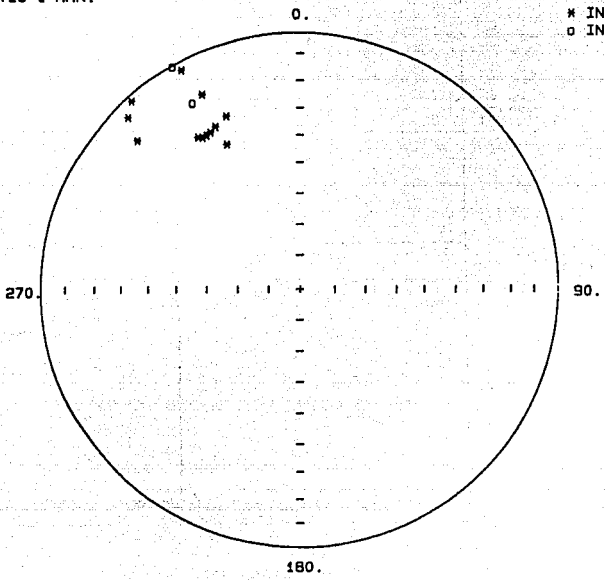


Fig. A1.4 Diagrama de Zijderveld mostrando la variación de la magnetización remanente de las muestras S3-3b y S3-9 al ser desmagnetizadas térmicamente. Ver explicación en el texto y en A1.2.

106

ISABEL SITIO 1 MRN.

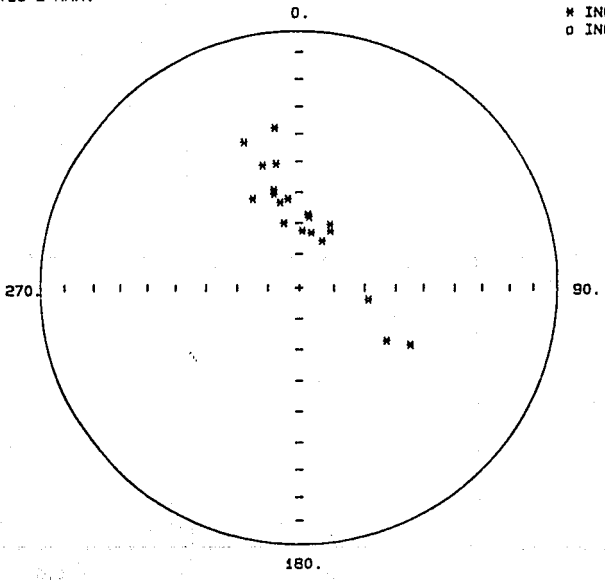
a)



* INCLINACION +.
o INCLINACION -.

ISABEL SITIO 2 MRN.

b)



* INCLINACION +.
o INCLINACION -.

ISABEL SITIO 3 MRN.

c)

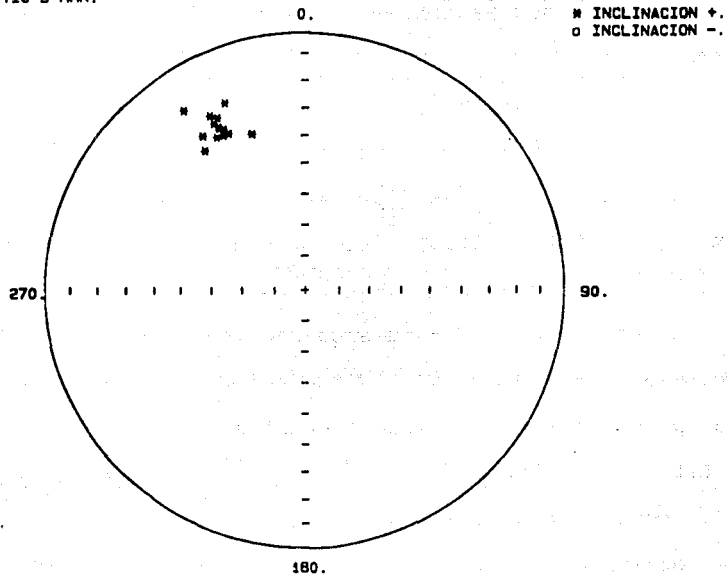


Fig. A1.5 Proyección en red de igual área de las direcciones paleomagnéticas de magnetización remanente natural. a) sitio 1, b) sitio 2, c) sitio 3.

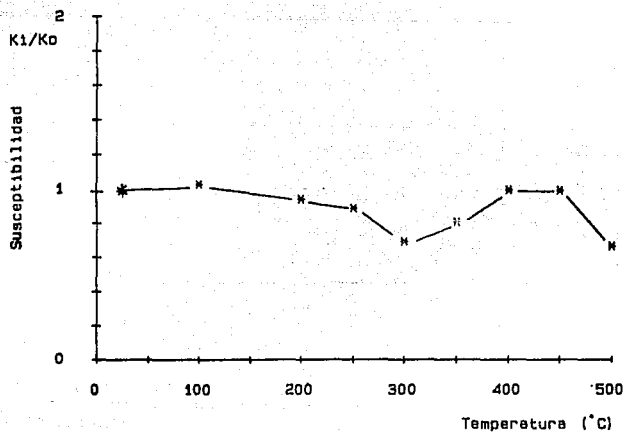
la alteración química de la magnetita, principal portador de la MRN, por procesos de intemperismo o debido a una magnetización viscosa.

Por otra parte el sitio 2, que muestra un agrupamiento pobre en sus direcciones de MRN, resulta poseer una componente secundaria, como apreciamos en los diagramas vectoriales de sus muestras piloto (ver Fig. A1.3), al observar una inflexión en la trayectoria que forman puntos que representan los pasos graduales de desmagnetización. Sin embargo una vez removida la componente secundaria ($T \sim 250-300^{\circ} \text{C}$) la remanencia característica se conserva de una forma sumamente estable.

Por último se graficaron tanto susceptibilidad (Figs. A1.6 - A1.8), como intensidad contra temperatura (Figs. A1.9 - A1.11, ambas normalizadas al valor inicial (NRM)). Las curvas de susceptibilidad magnética vs. temperatura muestran un mínimo a los $250-300^{\circ} \text{C}$. Este rango coincide con el límite de estabilidad de la maghemita; al sobrepasar este límite la maghemita se transforma en titanomagnetita con susceptibilidad mayor.

Las curvas de intensidad de MRN vs. temperatura indican temperaturas de bloqueo variables. En el sitio 1 (Fig. A1.9) las temperaturas de bloqueo van de los $100-200^{\circ} \text{C}$. Para el sitio 2 (Fig. A1.10) los rangos son mas amplios y van de los 100° a mas de 450°C . En un piloto del sitio 3 (Fig. A1.11) el rango de temperatura es reducido y alto, siendo de $250^{\circ}-450^{\circ} \text{C}$.

De lo anterior se desprende que la temperatura óptima para realizar el lavado magnético estará en el rango de los 250°C , que es aquella en la que se remueven las componentes secundarias, conservando aún una intensidad cercana al 50% de su remanencia.



MUESTRA ISABEL S2-10b

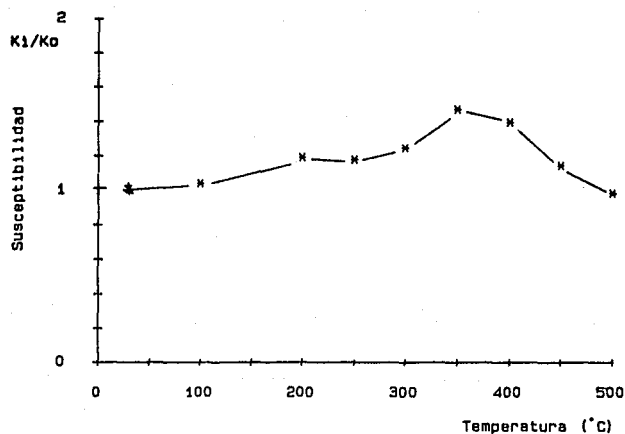


Fig. A1.7 Gráficas que muestran la susceptibilidad magnética normalizada en función del tratamiento de desmagnetización térmica para las muestras S2-5c y S2-10c. Ver explicación en A1.5.

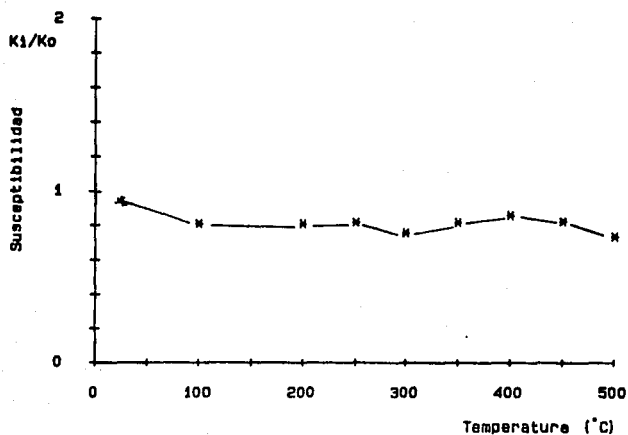
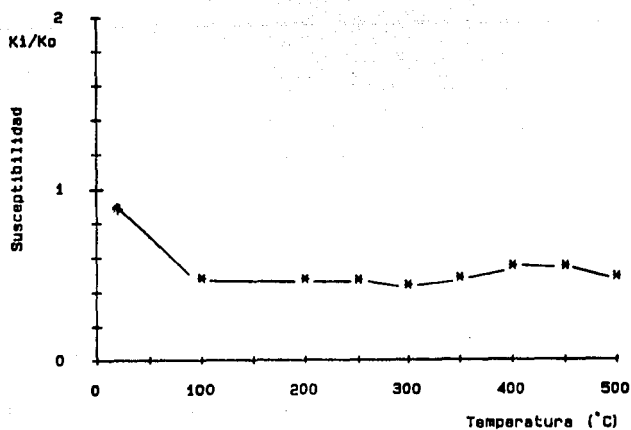


Fig. A1. 6 Gráficas que muestran la susceptibilidad magnética normalizada en función del tratamiento de desmagnetización térmica para las muestras S1-6b y S1-8b. K_i/K_0 son valores normalizados al valor inicial de susceptibilidad magnética.

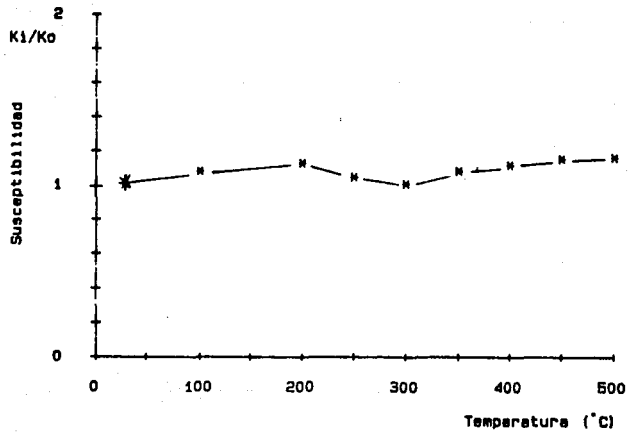
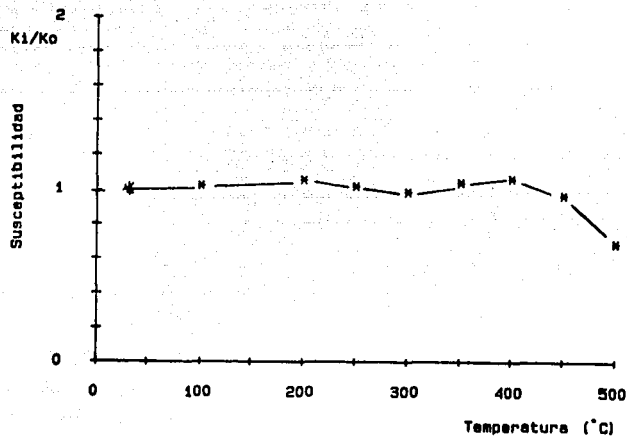
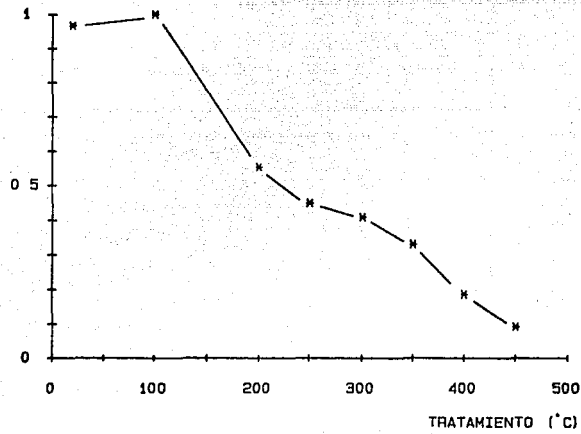


Fig. A1.8 Gráficas que muestran la susceptibilidad magnética normalizada en función del tratamiento de desmagnetización térmica para las muestras S3-3b y S3-9. Ver explicación en A1.5.

INTENSIDAD NORMALIZADA (M_1/M_0)

MUESTRA ϵ ISABEL S1-6b



INTENSIDAD NORMALIZADA (M_1/M_0)

MUESTRA ϵ ISABEL S1-8b

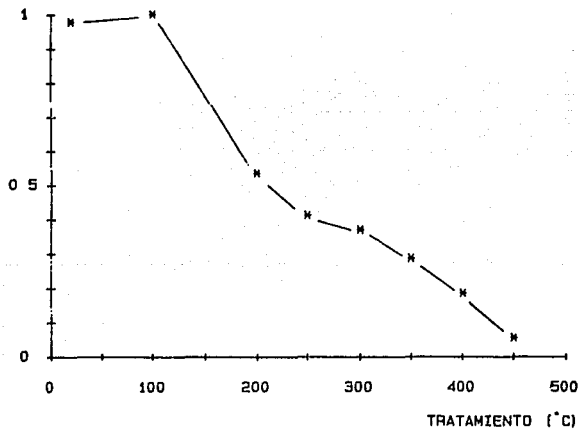


Fig. A1.9 Gráfica que muestra el comportamiento de la intensidad normalizada de la remanencia en función del tratamiento de desmagnetización térmica para las muestras S1-6b y S1-8b.

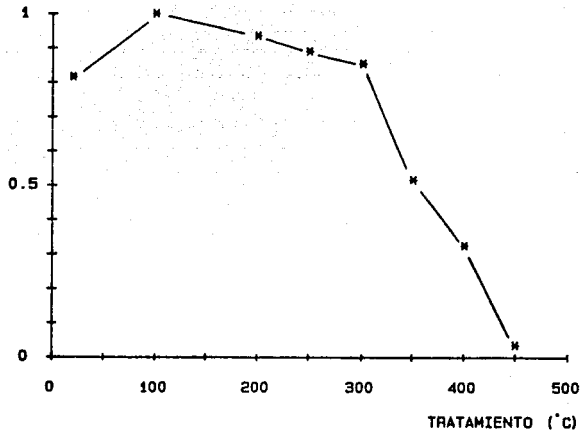
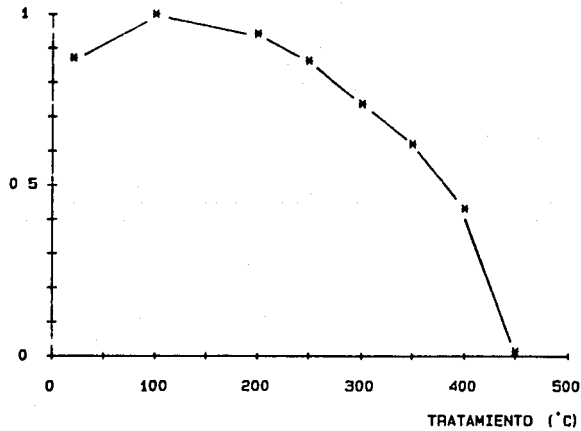
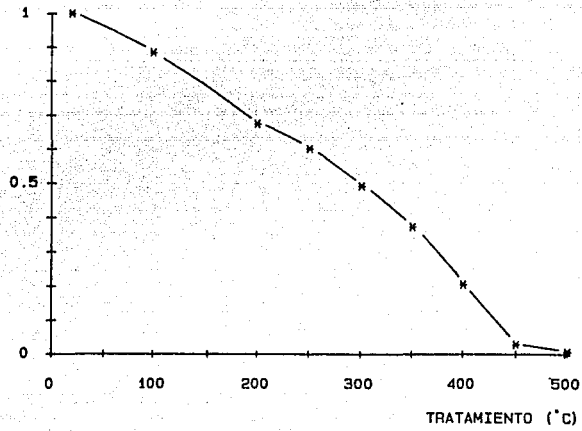
INTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M_0)MUESTRA $\#$ ISABEL S2-5cINTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M_0)MUESTRA $\#$ ISABEL S2-10b

Fig. A1.10 Gráfica que muestra el comportamiento de la intensidad normalizada de la remanencia en función del tratamiento de desmagnetización térmica para las muestras S2-5c y S2-10b.

INTENSIDAD NORMALIZADA (M1/M0)

MUESTRA $\#$ ISABEL S3-3b

114



INTENSIDAD NORMALIZADA (M1/M0)

MUESTRA $\#$ ISABEL S3-9

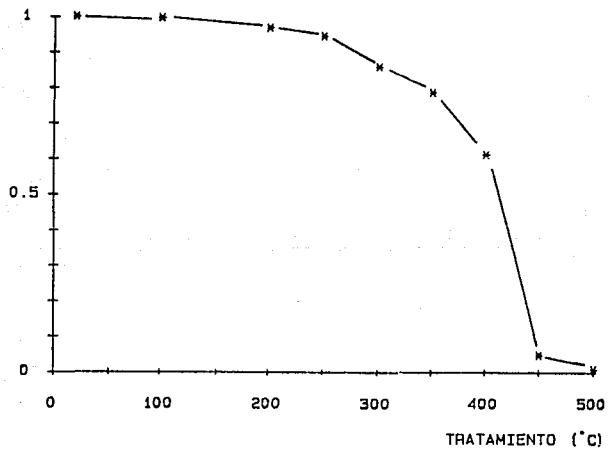


Fig. A1.11 Gráfica que muestra el comportamiento de la intensidad normalizada de la remanencia en función del tratamiento de desmagnetización térmica para las muestras S3-3b y S3-9.

El resto de las muestras se sometieron a esta temperatura para remover directamente las componentes secundarias (ver Tabla A1.2 y Fig. A1.12). Las direcciones medias y parámetros estadísticos calculados de las direcciones de la magnetización remanente después de la desmagnetización térmica en temperaturas de 250° C están listados en la tabla A1.2.

SITIOS	N	DEC.	INC.	INT. (mA/m x 10 ⁶)	ALFA 95	K
1	14	332.9	30.6	4678	2.96	181
2	19	339.1	40.4	3094	2.06	266
3	14	332.6	29.6	3068	2.3	299
media	3	334.7	33.6	--	10.2	148

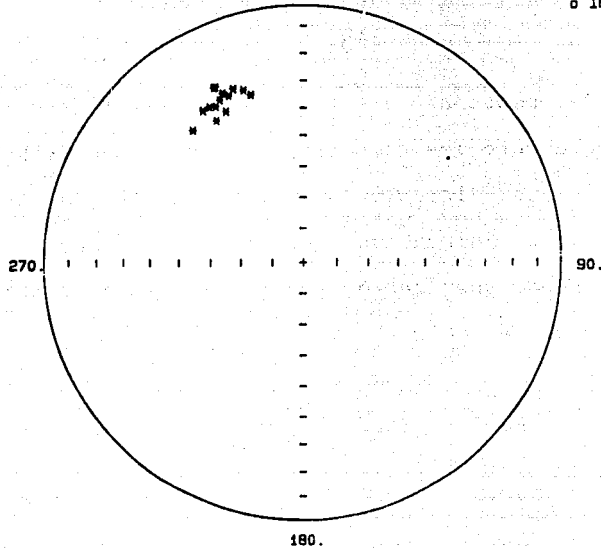
Tabla A1.2 Direcciones medias de remanencia, desmagnetizadas a 250 C. Ver explicación en la Tabla A1.1.

ISABEL SITIO 1.

116
0.

* INCLINACION +.
o INCLINACION -.

a)

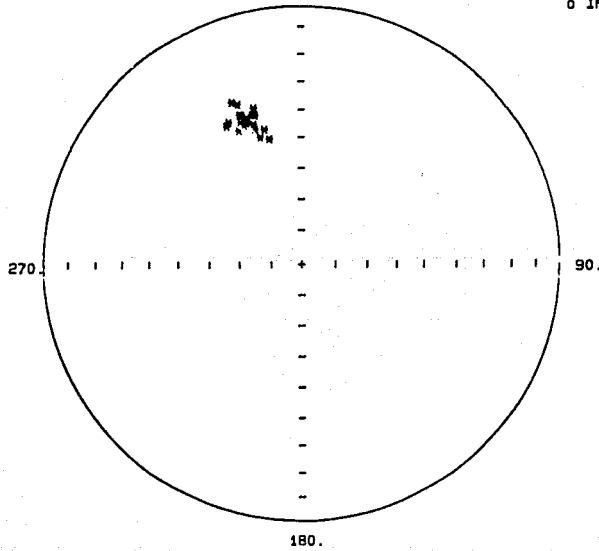


ISABEL SITIO 2.

0.

* INCLINACION +.
o INCLINACION -.

b)



ISABEL SITIO 3.

c)

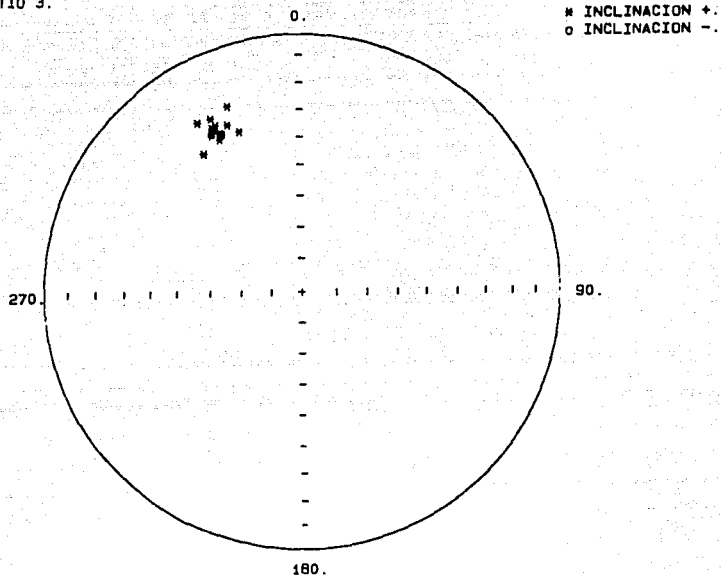


Fig. A1.12 Proyección en red de igual área de las direcciones palcomagnéticas de la remanencia después de su desmagnetización a 250°C. a) sitio 1, b) sitio 2, c) sitio 3.

Apéndice 2. PRUEBAS DE ADQUISICION DE REMANENCIA ISOTERMAL

Este tipo de prueba se realiza con el objetivo de conocer el tipo de mineral ferromagnético, portador de la magnetización remanente, revelando la presencia de minerales de las serie de las titanomagnetitas y de las ilmenohematitas. Su principio se basa en la diferencia de valores de susceptibilidad magnética para los minerales de estas dos series . La remanencia adquirida por la magnetita es dos ordenes de magnitud menor que aquellos para la hematita (Tarling, 1979); esto es, la magnetita satura en campos de 10-100 mT, mientras que la hematita lo hace en campos de 1000-3000 mT.

De lo anterior se desprende que si se grafica la intensidad de la remanencia en función del campo magnético aplicado, observaremos que al incrementar el campo, en rangos mayores a 100 mT, la magnetita se encontrará totalmente saturada, y su remanencia permanecerá constante, mientras que la remanencia de la hematita continuará aumentando hasta llegar a su rango de saturación, a mas de 1000 mT (por ejemplo ver Fig. A2.1).

En el caso de existir titanomagnetita con una pequeña fracción de alta coercitividad como hematita o maghemita, la curva no saturará completamente en campos mayores a los 100 mT.

Para el presente trabajo se escogieron 9 muestras piloto, (3 por cada sitio de muestreo) buscando las que presentaran el menor fracturamiento y alteración. Dichas muestras piloto se sometieron a campos magnéticos de 1.5, 3, 6, 9, 15, 20, 40, 70, 100 y 120 mT, midiéndose posteriormente a dicha aplicación, la intensidad de su magnetización remanente, contando así con un conjunto

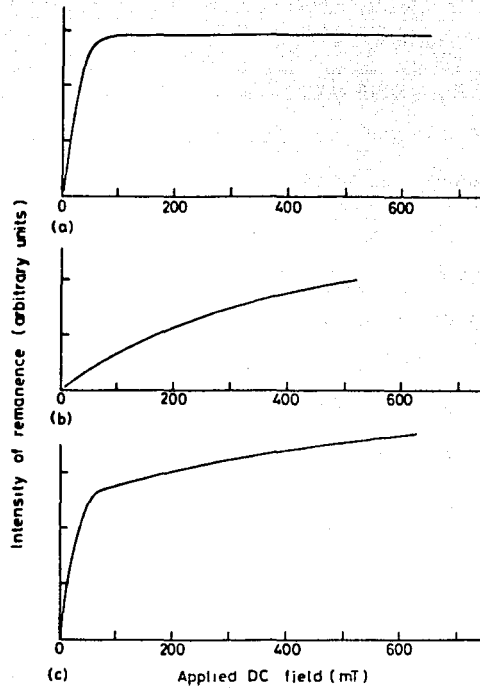


Fig. A2.1 Curvas de remanencia isothermal para magnetita y hematita. a) la magnetita satura en campos mucho más débiles que la b) hematita que en ocasiones no llega a saturar por limitaciones instrumentales. c) cuando ambos minerales están presentes, la curva observada es la suma de dos curvas sencillas, pero la magnetita, con un momento de saturación más alto, normalmente dominará la curva aún si está presente como una pequeña proporción. Tomado de Tarling (1983).

discreto de datos, con mayor densidad en el rango de 0-20 mT, y obtener un buen control de la forma en que la muestra satura. Posteriormente se construyó una gráfica ortogonal intensidad de la remanencia vs. campo aplicado.

A continuación se presentan las 9 pruebas de adquisición de magnetización isotermal (IRM), conducidas en los pilotos seleccionados (S1-3B, S1-5, S1-7B, S2-3, S2-6, S2-8B, S3-4B, S3-6B y S3-8), y llevadas a cabo en un generador de impulsos magnéticos de diseño experimental.

Para fines de construcción de la gráfica se utilizó la intensidad de remanencia normalizada al valor mas alto (que por lo general resulta ser aquella obtenida en el campo de mayor intensidad; aproximadamente 120 mT), contra el campo magnético al que se sometió.

El análisis de estas gráficas nos lleva a concluir que el principal mineral portador de la remanencia es titanomagnetita. Este es un mineral de baja coercitividad y satura fácilmente en campos bajos de 10-100 mT (ver Figs. A2.4, A2.8 y A2.9). Sin embargo algunas muestras presentan una fracción de coercitividad mas alta en cantidad variable que ocasiona que la muestra no sature en el campo máximo aplicado (ver Figs. A2.2, A2.3, A2.5, A2.6, A2.7 y A2.10). Esta fracción puede corresponder a una oxidación de baja temperatura (maghemitización) de la titanomagnetita.

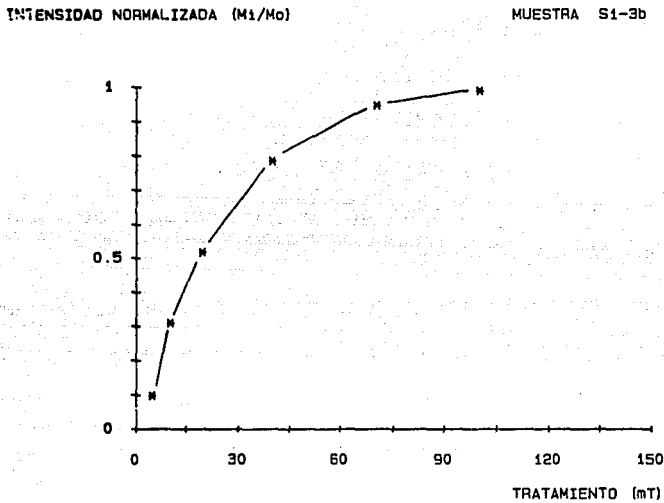


Fig. A2.2 Gráfica que muestra el comportamiento de la muestra S1 3b al ser sometida a un proceso de magnetización remanente isotermal (IRM). En el eje X se grafica el tratamiento (en militeslas) al que fué sometida la muestra. En el eje Y se grafica la intensidad de la remanencia producida en función del campo aplicado. Dicha intensidad se encuentra normalizada al valor más alto, que generalmente es en el campo magnético más alto al que se sometió la muestra.

INTENSIDAD NORMALIZADA (M_1/M_0)

MUESTRA S1-5

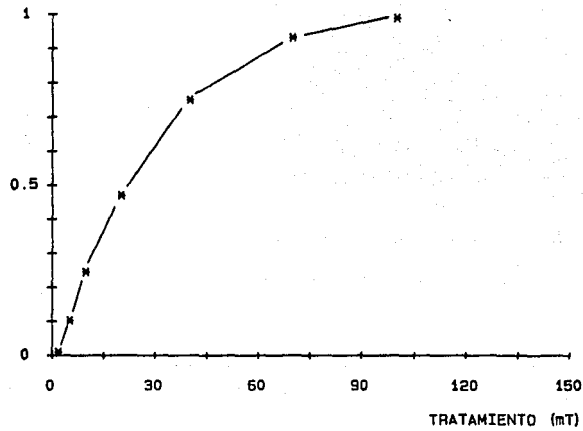


Fig. A2.3 Proceso IRM para la muestra S1-5. Ver explicación en la Fig. A2.2.

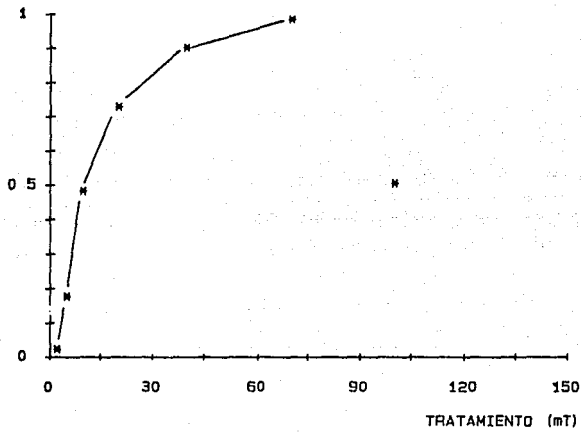
INTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M_0)MUESTRA $\#$ S1-7b

Fig. A2.4 Proceso IRM para la muestra S1-7b. Ver explicación en la Fig. A2.2.

INTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M₀)

MUESTRA # S2-3

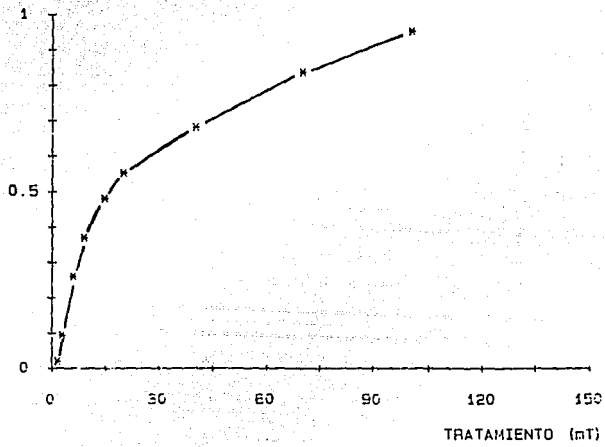


Fig. A2.5 Proceso IRM para la muestra S2-3. Ver explicación en la Fig. A2.2.

INTENSIDAD NORMALIZADA (M_1/M_0)

MUESTRA S2-6

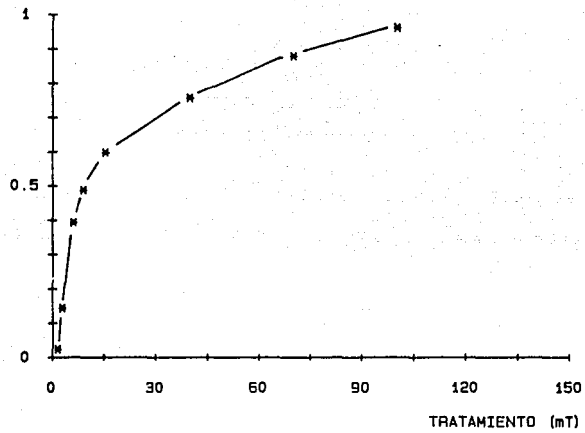


Fig. A2.6 Proceso IRM para la muestra S2-6. Ver explicación en la Fig. A2.2.

INTENSIDAD NORMALIZADA (M_1/M_0)

MUESTRA S2-8b

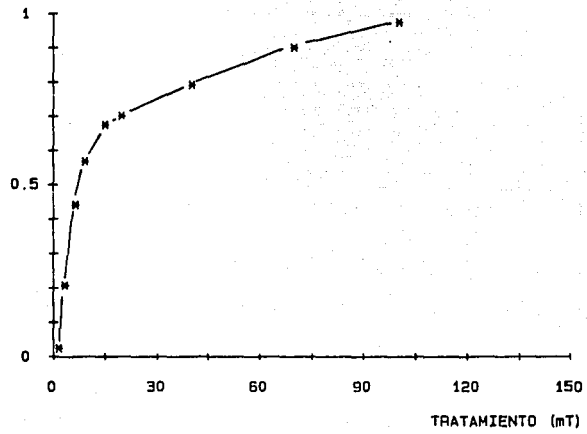


Fig. A2.7 Proceso IRM para la muestra S2-8b. Ver explicación en la Fig. A2.2

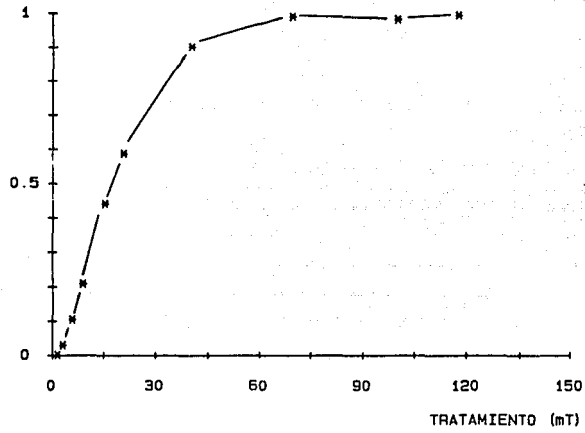
INTENSIDAD NORMALIZADA (M_1/M_0)MUESTRA $\#$ S3-4b

Fig. A2.8 Proceso IRM para la muestra S3-4b. Ver explicación en la Fig. A2.2.

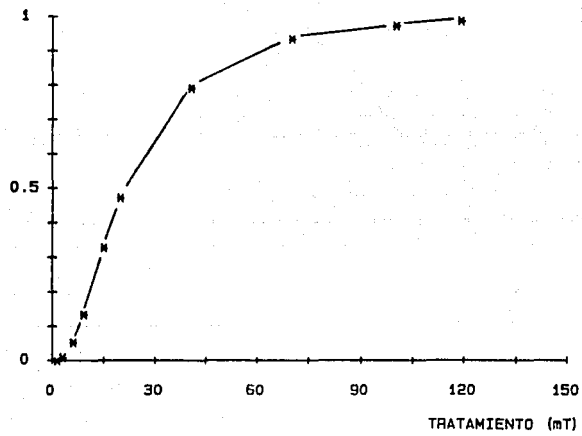
INTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M_0)MUESTRA $\#$ S3-6b

Fig. A2.9 Proceso IRM para la muestra S3-6b. Ver explicación en la Fig. A2.2.

INTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M_0)

MUESTRA S3-8

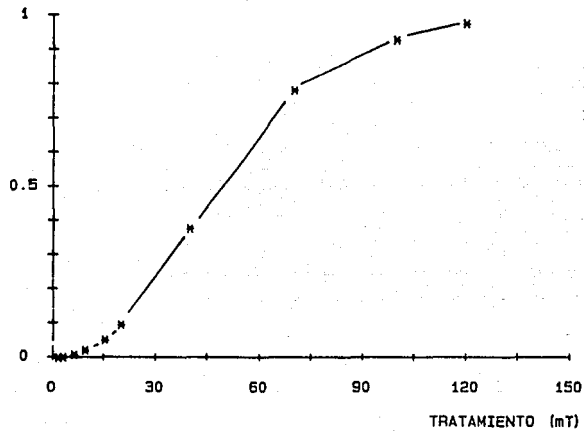


Fig A2.10 Proceso IRM para la muestra S3-8. Ver explicación en la Fig. A2.2.

Apéndice 3. REPORTES PETROGRAFICOS.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
FACULTAD DE INGENIERIA
LABORATORIO DE PETROGRAFIA

ALUMNO: GRUPO:
PRACTICA No. LAMINA No. 87-98 FECHA: 21 Enero 88

DESCRIPCION MACROSCOPICA

COLOR: Gris oscuro MINERALES OBSERVABLES: olivino
INDICE DE COLOR: matriz afanítica
TEXTURAS: vesicular

DESCRIPCION MICROSCOPICA

CRISTALINIDAD: hipocristalina GRANULARIDAD: porfídica
TEXTURAS: vitrofídica, microlítica, féltica, vesicular

MINERALES ESENCIALES

labradorita -By 70% %
feldespato potásico %
(anortoclasa) %
%
%
%

MINERALES ACCESORIOS

olivino 8%
piroxenos, augita 4%
magnetita 3%

MINERALES SECUNDARIOS

hematita traza

MATRIZ O CEMENTANTE

matriz de vidrio pardo
con índice menor al
bálsamo

Vertical column of six empty boxes for matrix or cementing agent.

ALTERACIONES: no presenta

PORCENTAJES RECALCULADOS

OBSERVACIONES: presenta xenolitos ultra
máficos de olivino-enstatita

Q= % A= %
F= % P= %

ORIGEN DE LA ROCA: ignea extrusiva básica

CLASIFICACION Basalto de olivino-augita



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
FACULTAD DE INGENIERIA
LABORATORIO DE PETROGRAFIA

ALUMNO: GRUPO:
PRACTICA No. LAMINA No. 87-96 FECHA: 10 Febrero 88

DESCRIPCION MACROSCOPICA

COLOR: gris oscuro MINERALES OBSERVABLES: olivino
INDICE DE COLOR:
TEXTURAS: vesicular

DESCRIPCION MICROSCOPICA

CRISTALINIDAD: hipocrislalina GRANULARIDAD: porfídica
TEXTURAS: vitrofídica, féltica muy vesicular, casi pumítica

MINERALES ESENCIALES

labradorita 35% %
%
%
%
%
%

MINERALES ACCESORIOS

olivino 3%
pigeonita 2%
augita 5%

MINERALES SECUNDARIOS
no presenta

MATRIZ O CEMENTANTE
matriz de vidrio 15%
básico
vesículas 10%

Vertical column of six empty rectangular boxes.

ALTERACIONES: ligeros bordes de reacción del olivino

PORCENTAJES RECALCULADOS

OBSERVACIONES

Q= % A= %

F= % P= %

ORIGEN DE LA ROCA: ígnea extrusiva básica

CLASIFICACION basalto de olivino-pigeonita



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
FACULTAD DE INGENIERIA
LABORATORIO DE PETROGRAFIA

ALUMNO: GRUPO:
PRACTICA No. LAMINA No. 87-95 FECHA: 21 Enero 88

DESCRIPCION MACROSCOPICA

COLOR: gris oscuro MINERALES OBSERVABLES: olivino
INDICE DE COLOR:
TEXTURAS: vesicular

DESCRIPCION MICROSCOPICA

CRISTALINIDAD: hipocrystalina GRANULARIDAD: afanítica con algunos fe-
TEXTURAS: afanítica, féltica, vesicular nocristales

MINERALES ESENCIALES

labradorita- %
bytownita 40% %
%
%
%

MINERALES ACCESORIOS

olivino 8%
pigeonita 5%
magnetita 2%

MINERALES SECUNDARIOS

clorita en trazas
%
%
%

MATRIZ O CEMENTANTE

vidrio de color oscuro
índice mayor que el
bálsamo 35%
vesículas 10%

Five empty rectangular boxes for data entry.

ALTERACIONES: no presenta

PORCENTAJES RECALCULADOS

OBSERVACIONES se presentan algunos fenocristales de
olivino y pigeonita incluidos en una abundante ma-
triz de microlitos de plagioclasa y px.

Q= % A= %
F= % P= %

ORIGEN DE LA ROCA: ígnea extrusiva básica

CLASIFICACION basalto de olivino y piroxeno



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
FACULTAD DE INGENIERIA
LABORATORIO DE PETROGRAFIA

ALUMNO: _____ GRUPO: _____
PRACTICA No. _____ LAMINA No. 87-97 FECHA: 10 Febrero 88

DESCRIPCION MACROSCOPICA
COLOR: gris oscuro MINERALES OBSERVABLES: olivino
INDICE DE COLOR: _____
TEXTURAS: vesicular

DESCRIPCION MICROSCOPICA
CRISTALINIDAD: holocristalina GRANULARIDAD: porfídica
TEXTURAS: felsofídica, microlítica

MINERALES ESENCIALES	MINERALES ACCESORIOS
<u>Labradorita-andesina%</u>	<u>olivino 5%</u>
<u>30%</u> %	<u>augita-pigeonita 5%</u>
_____ %	_____
_____ %	_____
_____ %	_____
_____ %	_____

MINERALES SECUNDARIOS	MATRIZ O CEMENTANTE
<u>no presenta</u>	<u>matriz de plagioclasas</u>
_____	<u>y piroxeno 10%</u>
_____	_____
_____	_____
_____	_____

ALTERACIONES: Los olivinos presentan bordes de reacción

PORCENTAJES RECALCULADOS
Q= _____ % A= _____ %
F= _____ % P= _____ %

OBSERVACIONES _____

ORIGEN DE LA ROCA: ígnea extrusiva básica

CLASIFICACION basalto de olivino-pigeonita



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
FACULTAD DE INGENIERIA
LABORATORIO DE PETROGRAFIA

ALUMNO: GRUPO:
PRACTICA No. LAMINA No. 87-99 FECHA: 20 Enero 88

DESCRIPCION MACROSCOPICA

COLOR: gris oscuro MINERALES OBSERVABLES: olivino
INDICE DE COLOR:
TEXTURAS: vesicular

DESCRIPCION MICROSCOPICA

CRISTALINIDAD: hipocristalina GRANULARIDAD: porfídica
TEXTURAS: vitrofídica, microlítica, féltica

MINERALES ESENCIALES

labradorita- %
bytownita 65% %
%
%
%

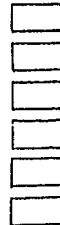
MINERALES ACCESORIOS

olivino 6%
augita 8%
magnetita 1%

MINERALES SECUNDARIOS

MATRIZ O CEMENTANTE

matriz de vidrio pardo
intermedic-ácido 20%



ALTERACIONES: no presenta

PORCENTAJES RECALCULADOS

OBSERVACIONES se presentan fenocristales euedrales Q= % A= %
de olivino y piroxenos incluidos en una matriz vítrea P= %
de plagioclasas

ORIGEN DE LA ROCA: ígnea extrusiva básica

CLASIFICACION basalto de olivino y piroxeno

BIBLIOGRAFIA

- ALLAN, J.F., 1986. Geology of the Northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, 473-485.
- ALLAN, J.F., LUHR, J.F., NELSON, S.A. and CARMICHAEL, I.S.E., 1986. Age and extent of alkaline volcanism in the western Mexican Volcanic Belt; implications for initiation of arc rifting and sub-arc mantle heterogeneity. *EOS*, 67, 1280.
- ALLAN, J.F., NELSON, S.A., LUHR, J.F., CARMICHAEL, I.S.E. and WOPAT, M., en prensa. Pliocene-Recent rifting in SW Mexico and associated alkaline volcanism. In: DAUPHIN, J.P., Ed. *The gulf and peninsular province of the Californias*. AAPG Memoir Series.
- ALLEN, C.R., 1968. The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas Fault System. *Proc., Stanford Univ. Pub.* XI, 70-82.
- ANDERSON, C. A., 1950. Geology of islands and neighbouring land areas, Pt. 1. The 1940 E. W. Scripps cruise to the Gulf of California. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 43, 53 p.p.
- ATWATER, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81, 3513-3536.
- BAILEY, D.K., 1964. Crustal warping - a possible tectonic control of alkaline magmatism. *J. Geophys. Res.*, 69, 1103-1111.
- BAILEY, D.K., 1974. Continental rifting and alkaline magmatism, In: *The Alkaline Rocks*, H. Sorensen, Ed., John Wiley & Sons, New York, 148-159.
- BARKER, D.S., 1983. *Igneous rocks*, Prentice Hall, New Jersey, 417 p.p.
- BEAL, C. H., 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 31, 138 p.p.
- BECK, M.E., Jr., 1980. Paleomagnetic record of plate margin tectonic processes along the western edge of North America. *J. Geophys. Res.*, 85, 7115-7131.
- BIEHLER, S., KOVACH, R. L. and ALLEN, C. R., 1964. Geophysical framework of northern end of Gulf of California structural province. In: VanANDEL, Tj. H. and SHOR, G. G. jr. Eds. *Marine geology of the Gulf of California - A symposium*: Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem 3. 126-143.
- BISCHOFF, J. L. and HENYAY, T. L., 1971. Recent faulting in the

- northern Gulf of California. Geol. Soc. Amer., Abs. with programs, 3, 83-84.
- BISCHOFF, J. L. and HENYEY, T. L., 1974. Tectonic elements of the central part of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer., 85, 1893,1904.
- BOETTCHER, A.L., 1984. The source regions of alkaline volcanoes. In: BOYD, F.R., panel chairman, Explosive volcanism: Inception, evolution and hazards, National Academy Press, Studies in Geophysics, Washington, D.C., 13-22.
- CABRAL-CANO, E., MORAN-ZENTENO, D.J., URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1986. Paleomagnetismo y terrenos tectonoestratigráficos de México. Bol. Soc. Geol. Mexicana, XLVII, 2, 89-102.
- CALVERT, S.E., 1966. Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull., 77, 569-596
- CAREY, S.W., 1958. The tectonic approach to continental drift. In: Carey S.W., Ed., Continental drift: Tasmania Univ. Geology Dept. Symposium 2, 177-355.
- CHAYES, F., 1966. Alkaline and subalkaline basalts. Amer. J. Sci., 264, 128-145.
- CHAYES, F. and METAIS, D., 1964. On the relation between sites of CIPW and Barth-Niggli norms, Carneg. Inst. Wash. Year Book 63, 193-195.
- CHINAS-LALO, R., 1963. Bosquejo geológico de las Islas Marias. México, D.F., Inst. Politéc. Nal. Esc. Sup. Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 62 p.p.
- COLLINSON, D.W., 1983. Methods in Paleomagnetism, techniques and instrumentations, Chapman and Hall, 503 p.p.
- CURTIS, G.H., EVERNDEN, J.F. and LIPSON, J., 1958. Age determinations of some granitic rocks in California by the potassium-argon method. California Div. Mines Special Rept. 54, 16 p.p.
- DELGADO-GRANADOS, H. and URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1985. The structure of the Chapala Graben, Mexico. EOS, 66, 1090.
- ELDERS, W.A., REX, R.W., MEIDAV, T., ROBINSON, P.T. and BIEHLER, S., 1972. Crustal spreading in southern California. Science, 178, 15-24.
- FISHER, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. Proc. R. Soc., A217, 295-305.
- FISHER, R.L., RUSNAK, G.A. and SHEPARD, F.P., 1964. Submarine topography of the Gulf of California. In: VAN ANDEL, Tj. H.,

- and SHOR, G.G., Jr., Eds., Marine Geology of the Gulf of California- A symposium. Am Assoc. Petrol. Geol. Mem. 3, Chart I.
- GASTIL, R.G., ALLISON, E.C. and PHILLIPS, R.P., 1968. Geologic evidence relating to the origin of the northern Gulf of California. In: Maldonado-Koerdell, Ed., Pan American Symposium on the upper mantle. Mexico Internat. Upper Mantle Symp. No. 22-b, Gp. II.
- GASTIL, R.G., PHILLIPS, R.P. and ALLISON, E.C., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geol. Soc. Amer. Memoir 140, 175 p.p.
- GASTIL, G., KRUMMENACHER, D. and JENSKY, W.A., 1978. Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico. Geol. Soc. Amer. Map and Chart Series MC24.
- GOMEZ, M., 1971. Sobre la presencia de estratos marinos del Mioceno en el estado de Sonora, Mexico. Rev. Inst. Mexicano Petroleos, 3, 77-78.
- HANNA, G.D., 1927. Geology of west mexican islands. Pan-American Geologist, v. 68, p.1-24.
- HAMILTON, W., 1961. Origin of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bull. 72, 1307-1318.
- HARKER, A., 1909. The natural history of igneous rocks. New York, MacMillan Publishing Co. Inc., 384 p.
- HARRIS, P.G., 1974. Origin of alkaline magmas as a result of anatexis. In: Sorensen, H., Ed., The alkaline rocks, John Wiley & Sons, New York, 427-436.
- HARRISON, J.C. and MATHUR, S.P., 1964. Gravity anomalies in Gulf of California. In: VAN ANDEL, Tj. H. and SHOR, G.G., Eds. Marine geology of the Gulf of California - A symposium. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 3., 76-89.
- HILL, M.L., and DIBBLEE, T.W., Jr., 1953. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California. Geol. Soc. Amer. Bull., 64, 443-458.
- INEGI, 1983. Carta batimétrica 1:1 000 000 , Islas Revillagigedo, CB-006.
- IRVING, E., 1979. Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculations about displaced terrains. Can. J. Earth Sci., 16, 669-694.
- IRVING, E. and IRVING, G.A., 1982. Apparent polar wander paths: Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana. Geophys. Surv., 5, 141-188.

- IRVINE, T.N. and BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 743-770.
- JOHNSON, C.A., 1987. A study of neotectonics in central Mexico from Landsat Thematic Mapper Imagery. Thesis, Univ. of Miami.
- JOHNSON, C.A., and HARRISON, G.A., 1987. Neotectonics in central Mexico from Landsat Thematic Mapper Imagery, workshop '87 report. Annual Landsat TM Investigator's Workshop, Santa Barbara, California.
- KARIG, D.E. and W. JENSKY, 1972. The proto-gulf of California. *Earth Planet. Sci. Lett.* 17, 169-174.
- KING, P.B., 1969. Tectonic map of North America, U.S. Geol. Surv., scale 1:5 000 000, Washington, D.C.
- KOVACH, R.L., ALLEN, C.R. and PRESS, F., 1962. Geophysical investigation in the Colorado Delta region. *Jour. Geophys. Res.* 67, 2485-2871.
- LARSON, R. L., 1972. Bathymetry magnetic anomalies, and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 73, 3345-3360.
- LARSON, R. L., MENARD, H. W. and SMITH, S. M., 1968. Gulf of California: A result of oceanic-floor spreading and transform faulting. *Science*, 61, 781-784.
- LARSON, P.A., MUDIE, J.D. and LARSON, R.L., 1972. Magnetic anomalies and fracture-zone trends in the Gulf of California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 3361-3368.
- LAWVER, L. A. and WILLIAMS, D. L., 1979. Heat flow in the central Gulf of California. *Jour. Geophys. Res.* 84, 3465-3478.
- LAWVER, L. A. and others, 1973. Heat flow measurements in the southern portion of the Gulf of California. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 12, 198-208.
- LAWVER, L. A. WILLIAMS, D. L. and VON HERZEN, R. P., 1975. A major geothermal anomaly in the Gulf of California. *Nature*, 257, 23-28.
- LONSDALE, P. and L.A. LAWVER, 1980. Inmature plate boundaries studied with a submersible in the Gulf of California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 91, 555-569.
- LUHR, J.F., NELSON, S.A., ALLAN, J.F. and CARMICHAEL, I.S.E., 1985. Active rifting in southern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, 13, 54-57.

- LUHR, J. and CARMICHAEL, I.S.E., 1986. Contemporaneous alkaline and calc-alkaline magmas from the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt. *Eos*, 67, 1280.
- LUYENDIK, B.P., KAMERLING, M.J., TERRES, R.R., and HORNAFIUS, J.S., 1985. Simple shear of Southern California during Neogene time suggested by paleomagnetic declinations. *J. Geophys. Res.*, 90, 12454-12466.
- MACDONALD, G.A., 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 116, 477-522.
- MACDONALD, G.A. and KATSURA, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrology*, 5, 82-133.
- MENARD, H.W., 1960. The East Pacific Rise. *Science*, 132, 1737-1746.
- MOORE, D. G. and BUFFINGTON, E. C., 1968. Transform faulting and growth of the Gulf of California since late Pliocene. *Science*. 161, 1238-1241.
- MOORE, D., 1973. Plate-edge deformation and crustal growth; Gulf of California structural province. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84, 1883-1906.
- NELSON, E.W., 1899. General descriptions of the Tres Marias Islands, Mexico. *North American Fauna*, 14, 7-13.
- NELSON, S.A., 1986. The relationship between alkaline and calc-alkaline volcanism in the northwestern portion of the Mexican Volcanic Belt. *Eos*, 67, 1280.
- NIEGO-OBREGON, J., DELGADO-ARGOTE, L.A. and DAMON, P.E., 1985. Geochronologic, petrologic and structural data related to large, morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.* 24, 623-663.
- NORMARK, W. R. and CURRAY, J. R., 1968. Geology and structure of the tip of Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 69, 1589-1982.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F. y GONZALEZ-GONZALEZ, R., 1980. Nodosos de peridotita en la isla Isabel, Nayarit. *Rev. Inst. Geol.*, 82-83.
- OXBURGH, E.R. and TURCOTTE, D.L., 1968. Problem of high heat flow and volcanism associated with zones of descending mantle convective flow. *Nature*, 218, 1041-1043.
- PHILLIPS, R.P., 1964. Seismic refraction studies in Gulf of California. In: VAN ANDEL, Tj., H., and SHOR, G.G., Jr., Eds., *Marine geology of the Gulf of California-A symposium.*

- Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 3, 90-121.
- PISCHKE, G., GASTIL, G., and MARSHALL, M., 1986. Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California Peninsula: Discussion. Geol. Soc. Amer. Bull., 97, 1279.
- POLDEVAART, A., 1962. Aspects of basalt petrology. J. Geol. Soc. India, 3, 1-14.
- POLDEVAART, A., 1964. Chemical definition of alkali basalts and tholeiites. Bull. Geol. Soc. Amer. 75, 229-232.
- RAMIREZ-RUBIO, C., 1980. Geología del área de las Islas Marias, México, D.F., Soc. Geol. Mexicana, Conv. Nal. 5, Resúmenes, 23-24.
- RISE PROJECT GROUP, 1980. East pacific rise: hot springs and geophysical experiments. Science, 207, 1421-1432.
- RUSNAK, G.A. and FISHER, R.L., 1964. Structural history and evolution of Gulf of California. In: VAN ANDEL, Tj., H., and SHOR, G.G., Jr., Eds., Marine Geology of the Gulf of California-A symposium. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 3, 144-156.
- SHAND, S.J., 1951. The study of rocks. London, Thomas Murby and Co., 236 p.p.
- SHARMAN, G., 1976. The plate tectonic evolution of the Gulf of California. Ph.D. thesis. San Diego, University of California, 100 p.p.
- SHEPARD, F.P., 1950. Submarine topography of the Gulf of California. In: C.A. ANDERSON et al., Eds., 1940 E.W. Scripps cruise to the Gulf of California: Geol. Soc. Amer. Mem. 43, pt. 3, 32 p.p.
- SORENSEN, H., 1974. The Alkaline Rocks, John Wiley & Sons, New York., 345 p.p.
- SUPPE, J., 1970. Offset of late mesozoic basement terrains by the San Andreas Fault system. Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 3253-3258.
- SYKES, L.R., 1968. Seismological evidence for transform faults, sea-floor spreading, and continental drift, In: Phinney, R.A., Ed., The history of the earth's crust - A symposium. Princeton, Princeton Univ. Press, 120-150.
- TARLING, D.H., 1979. Palaeomagnetism. Chapman and Hall, London, 378 p.p.
- THORNTON, C.P. and TUTTLE, O.F., 1960. Chemistry of igneous rocks: I. Differentiation index. Amer. J. Sci., 258, 664-

684.

- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1984. On the tectonic evolution of Mexico: Paleomagnetic constraints. *Geodynamic Series*, 12.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., MORAN-ZENTENO, D. and CABRAL-CANO, E., 1987. Palaeomagnetism and tectonics of Mexico. *Geof. Int.*, 26, 429-458.
- VAN ANDEL, Tj., H., 1964. Recent marine sediments of Gulf of California. In: VAN ANDEL, Tj., H., and SHOR, G.G., Jr., Eds., *Marine geology of the Gulf Of California-A symposium*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 3, 216-310.
- VAN DER VOO, R. and CHANNEL, J.E.T., 1980. Paleomagnetism in orogenic belts. *Rev. Geophys. Space Physics*, 18, 455-481
- VINE, F.J., 1966. Spreading of the ocean floor-New evidence. *Science*, 154, 1405-1415.
- VON HERZEN, R.P., 1963. Geothermal heat flow in the Gulfs of California and Aden. *Science*, 140, 1207-1208.
- WALKER, G.P.L. and CROASDALE, R., 1971. Characteristics of some basaltic pyroclastics. 303-317.
- WEAVER, C.S. and D.P. HILL, 1978/79. Earthquake swarms and local crustal spreading along major strike-slip faults in California. *Pageoph.*, 17, 50-64.
- WILLIAMS, D. L., and others, 1979. Heat flow at the spreading centers of the Guaymas Basin, Gulf of California. *Jour. Geophys. Res.*, 84, 6757-6769.
- WILLIAMS, H.F., TURNER, F.J. and GILBERT, C.M., 1954. *Petrography: An introduction to the study of rocks in thin sections*. San Francisco, W.H. Freeman and Company, Publishers, 406 p.p.
- WILSON, J.T., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, 343-347.
- YODER, H.S., 1952. Change of melting point of diopside with pressure. *J. Geol.*, 60, 364-374.
- YODER, H.S. and TILLEY, C.E., 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3, 342-532.
- ZIJDERVELD, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks. Analysis of results. In: COLLINSON, D.W., CREER, K.M. and RUNCORN, S.K., Eds., *Methods in Paleomagnetism*, Elsevier, 254-286.