

Page 8



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Facultad de Ingeniería

**ESTUDIOS PETROGRAFICOS, GEOQUIMICOS
PALEOMAGNETICOS Y GEOCRONOMETRICOS
EN LA ISLA CLARION, MEXICO**

TESIS PROFESIONAL

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

P R E S E N T A :

JOSE LUIS HIDALGO HERNANDO

Agosto 1987



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.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

I N D I C E

I. INTRODUCCION

I.1 INTRODUCCION	1
------------------------	---

II. GEOGRAFIA

II.1 LOCALIZACION GEOGRAFICA DE LA ISLA CLARION.....	3
--	---

II.2. FISIOGRAFIA DE LA ISLA.....	4
-----------------------------------	---

III. GEOLOGIA

III.1 CRITERIOS UTILIZADOS PARA LA CLASIFICACION DE LAS ROCAS DE LA ISLA CLARION.....	6
--	---

III.1.a. CRITERIOS MINERALOGICOS.....	6
---------------------------------------	---

III.1.b. CRITERIOS NORMATIVOS.....	8
------------------------------------	---

III.1.c. CRITERIOS QUIMICOS.....	9
----------------------------------	---

III.1.d. DESCRIPCION DE UNIDADES LITOLOGICAS.....	10
---	----

III.2. DISTRIBUCION DEL MAGMATISMO EN LA ISLA.....	23
--	----

III.3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	25
----------------------------------	----

IV. PETROQUIMICA DESCRIPTIVA

IV.1. METODO ANALITICO.....	27
-----------------------------	----

IV.2. ANALISIS QUIMICOS Y NORMA C.I.P.W. DE LAS ROCAS DE LA ISLA CLARION.....	29
--	----

V. PETROQUIMICA INTERPRETATIVA

V.1. DIAGRAMAS MULTICACIONICOS.....	32
V.2. DIAGRAMAS DE VARIACION.....	36
V.3. DIAGRAMA ALCALIS vs SILICE.....	40
V.4. DIAGRAMA A.F.M.....	41

VI. PALEOMAGNETISMO

VI.1. INTROBUCCION.....	42
VI.2. MAGNETISMO REMANENTE NATURAL.....	43
VI.3. ESTUDIOS DE DESMAGNETIZACION.....	46
VI.4. INTERPRETACION DE RESULTADOS.....	50

VII. GEOCRONOMETRIA

VII.1. METODO ANALITICO.....	51
VII.2. RESULTADOS.....	53

VIII. EVOLUCION TECTONICA Y PETROGENESIS

VIII.1. EVOLUCION TECTONICA.....	55
VIII.1.a. POSIBLE ORIGEN DE LA ISLA CLARION.....	57
VIII.2. PETROGENESIS.....	64

IX. CONCLUSIONES

IX. CONCLUSIONES.....	77
AGRADECIMIENTOS.....	80
BIBLIOGRAFIA.....	81

I. I N T R O D U C C I O N

1.1 INTRODUCCION

El presente trabajo forma parte del proyecto UNAM-CONACYT (clave PCCBBNA 022127) titulado: " Investigación sobre el origen, procesos y distribución de minerales en el piso oceánico del Pacífico de la Zona Económica Exclusiva de México". La visita a la Isla Clarión se realizó en el mes de febrero de 1986 a bordo del buque oceanográfico El Puma de la Universidad Nacional Autónoma de México. Participaron en esta expedición oceanólogos, biólogos, químicos, geofísicos y geólogos haciendo que este proyecto sea multidisciplinario con aperturas para cada una de las respectivas especialidades.

El descubrimiento de las cuatro islas que forman el Archipiélago Revillagigedo posee la siguiente secuencia cronológica: (Richards, 1959).

La Isla Socorro fue descubierta en Diciembre de 1533 por Hernando de Grijalva, comandante del barco español San Lazaro, quien bautizó a la Isla con el nombre de Santo Tomás.

La Isla San Benedicto y Roca Partida fueron descubiertas en 1542 por Ruy López de Villalobos.

La Isla Clarión fue descubierta en 1615 por el Almirante Joris Spilbergen comandante del barco Great Sun.

La importancia económica que el Archipiélago representa para la República Mexicana, es que amplía su Zona Económica Exclusiva de mar patrimonial adquiriendo la forma que se puede apreciar en la figura 1.

OBJETIVOS

Los objetivos que se pretenden cumplir con la realización de este trabajo, son los siguientes:

1) Realizar el análisis petrográfico de las rocas recolectadas en la

Isla Clarión, para obtener su clasificación correspondiente.

2) Determinar sus parámetros geoquímicos y clasificar a las rocas dentro de la serie o series magmáticas a la que pertenezcan.

3) Obtener la edad absoluta de algunas de las unidades, por el método potasio-argón, para averiguar la edad del magmatismo.

4) Realizar un estudio paleomagnético para conocer los cambios tectónicos que haya sufrido la Isla Clarión.

5) Obtener la integración de esta información para poder realizar un modelo sobre el origen tectónico y magmático de la Isla.

La importancia que puede tener la realización de este trabajo, es el aporte de información, sobre todo en los estudios de paleomagnetismo y geocronometría, los cuales hasta donde se sabe no se habían realizado antes en la Isla Clarión. Además servirá de complemento para la integración de datos geológicos aportados por otros autores en las Islas del Archipiélago para la interpretación de su origen, Richards, (1964); Bryan, (1967); Ortega, (1985).

II. G E O G R A P H I A

11.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ISLA CLARIÓN

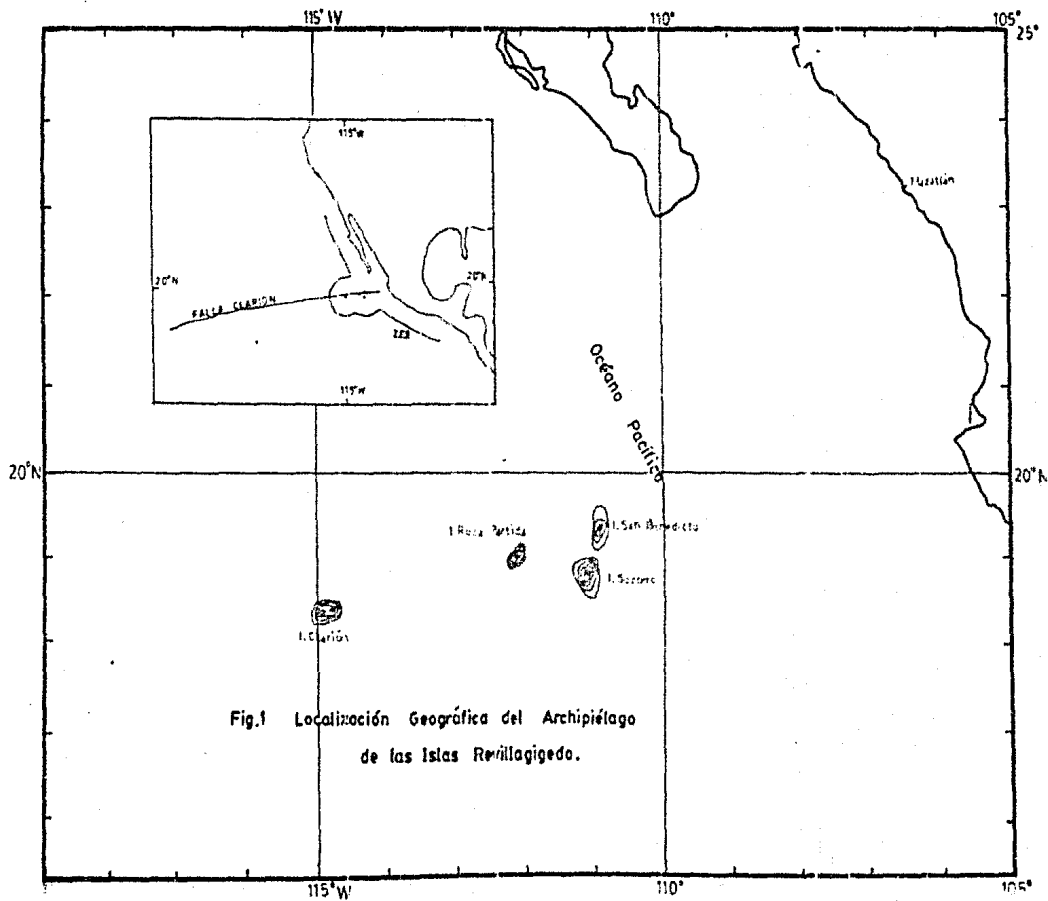
La Isla Clarión constituye la parte más occidental de la República Mexicana; se encuentra localizada en el Océano Pacífico y su centro geográfico está ubicado aproximadamente a los $114^{\circ} 44'$ de longitud oeste y $18^{\circ} 22'$ de latitud norte. Su distancia de la costa Mexicana es de aproximadamente 950 km, perteneciendo políticamente al Estado de Colima.

Es la tercera en tamaño de las cuatro Islas que constituyen el archipiélago de las Islas Revillagigedo (Socorro, San Benedicto, Roca Partida y Clarión) con un área aproximada de 40 km² (Figuras 1 y 2).

La Isla constituye la primera expresión aérea de la zona de fracturamiento que lleva su mismo nombre, conforme se acerca al territorio Mexicano, que comienza aproximadamente a 5000 kilómetros al oeste del archipiélago (Menard, 1955).

Clarión en la actualidad se encuentra custodiada por elementos de la Armada de México que se encargan de la vigilancia de los litorales aledaños a esta, sin contar con población civil.

La ubicación geográfica de las rocas obtenidas se puede apreciar en el plano de muestreo de la figura 2a. En donde los círculos a medio llenar representan las muestras obtenidas por Bryan, (1967) en la visita que realizó a la Isla y los círculos rellenos totalmente, las muestras recolectadas para el presente trabajo.



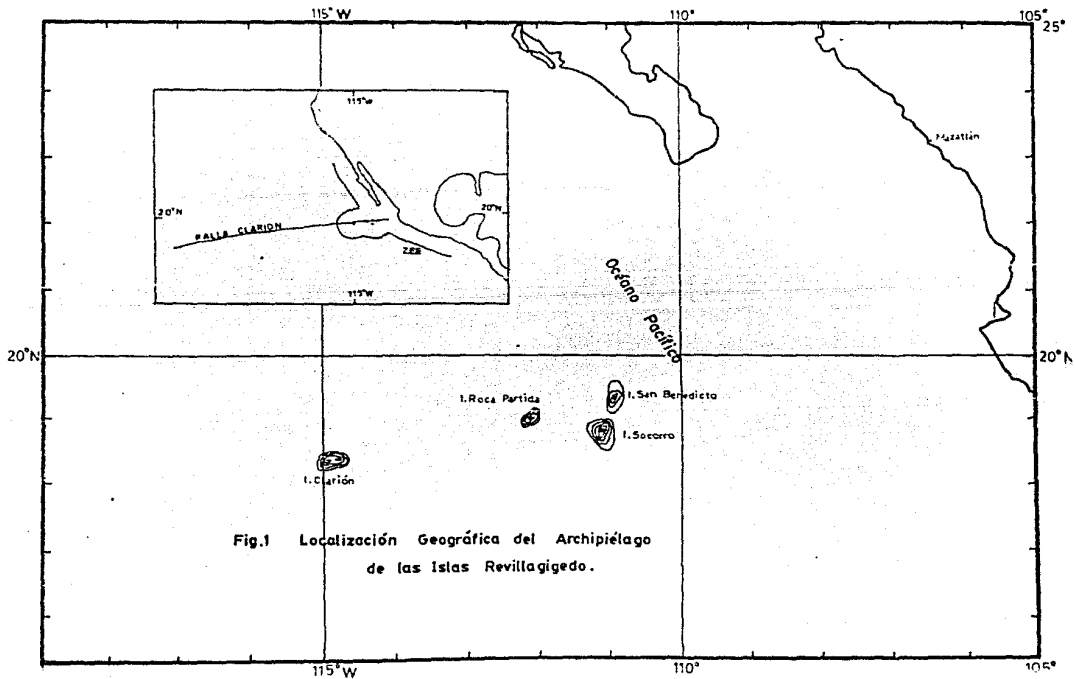


Fig.1 Localización Geográfica del Archipiélago de las Islas Revillagigedo.

11.2 FISIOGRAFIA DE LA ISLA CLARION

La Isla Clarion se localiza dentro de la planicie abisal de la cuenca nororiental del Pacífico (Lugo 1986), que se encuentra a una profundidad media de 4000 m, en la cual se sitúan varias elevaciones una de ellas representada por la Isla Clarion, y fosas fracturadas asociadas.

La Isla presenta una orientación E-W en su eje mayor con una longitud de 8 km y su eje menor de aproximadamente 3.5 km con una orientación N-S.

El máximo relieve está representado por el Monte Gallegos, Monte de la Marina y Pico Tienda de la Campaña este último de 330 msnm. Otros rasgos fisiográficos importantes lo constituyen la Bahía Azufre, el Farallón de la Bandera (cono volcánico al sur de Monte Gallegos) y algunos islotes como Roca Monumento, de 60m de altitud situado al extremo noroccidental de la Isla, y Roca Pirámide situado al sur.

(Fig. 2)

Por la apariencia poco erosionada de la Isla se puede inferir una edad reciente (Terciario Superior- Cuaternario). Los arroyos presentes son de tipo intermitente acarreando materiales solamente en la temporada de lluvias y ciclones depositándolos en el litoral.

Las zonas que presentan mayor erosión son las formadas por rocas piroclásticas, que como es sabido presentan una menor resistencia a este proceso. También la parte oriental de la Isla donde afloran rocas alcalinas posee una erosión mayor a las otras litologías.

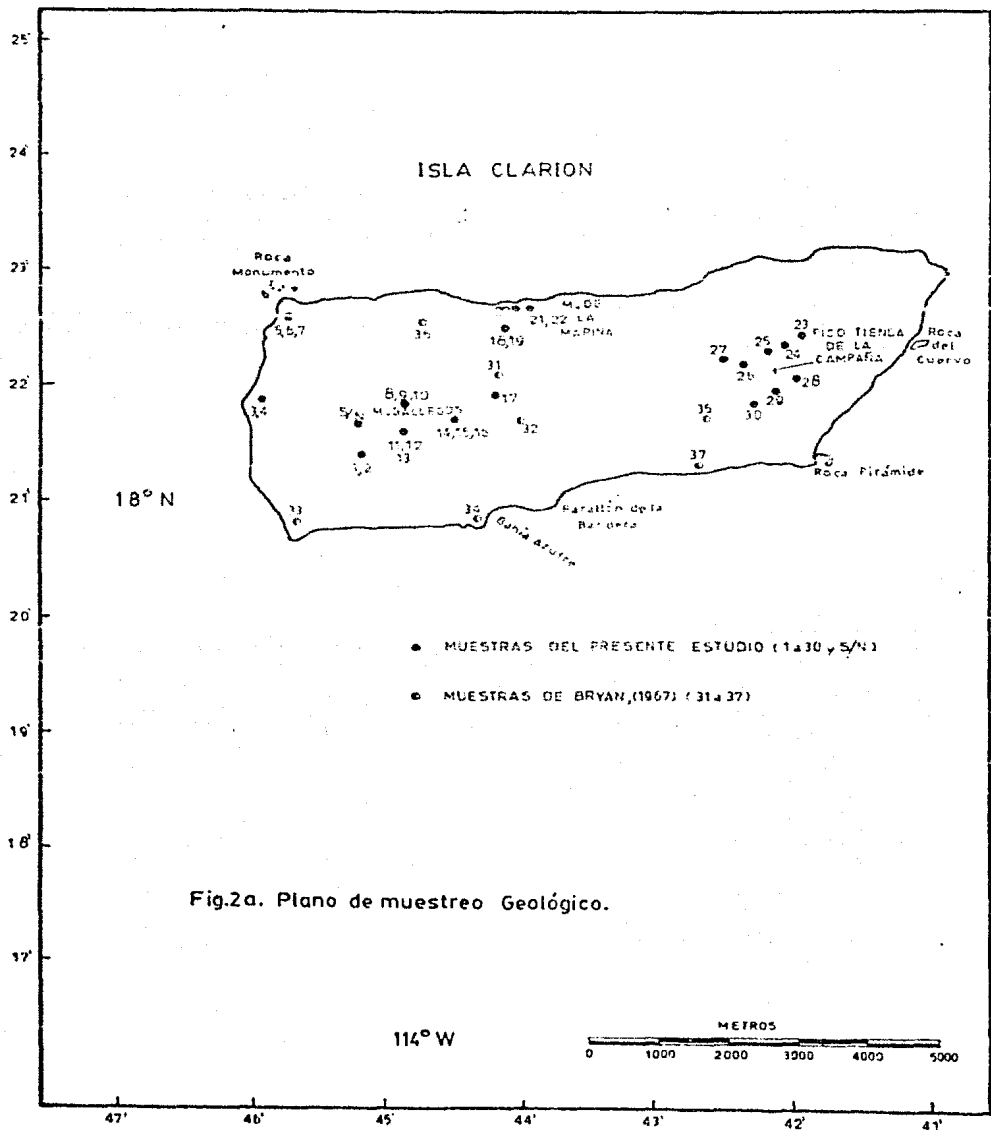


Fig.2a. Plano de muestreo Geológico.

El litoral de la Isla está constituido en un 90 % por acantilados de hasta 150 m de altura en cuyas bases se observa frecuentemente acumulaciones de talud formadas por bloques de basalto y algunos materiales piroclásticos.

El 10 % restante del litoral está constituido principalmente por playas de arena y grava de coral localizadas al sur de la isla, en el área comprendida entre Bahía Azufre y Farallón de la Bandera.

En la Bahía Azufre la playa posee una amplitud de 50 m y una pendiente de 6° con algunos cuspidos incipientes, la zona de rompiente es de aproximadamente 200 m, la zona infralitoral es una superficie casi plana formada por arrecifes y algunos guijarros de basaltos.

La playa al oriente de Farallón de la Bandera tiene un ancho aproximado de 20 m y una pendiente aproximada de 6° , en la que se observa una herma de marcas o tormentas con una altura de 1.5 m que se encuentra claramente marcada, constituida por arenas y gravas de coral.

También una característica geomorfológica importante son las terrazas marinas (parte sur de la Isla) formadas por la acción del oleaje al ocurrir cambios en el nivel del mar provocados por movimientos tectónicos en la isla.

III. G E O L O G I A

III.1 CRITERIOS UTILIZADOS PARA LA CLASIFICACION DE LAS ROCAS DE LA ISLA CLARION

La Isla Clarión está constituida en su mayor parte por rocas volcánicas, y una pequeña cantidad de sedimentos (arenas y gravas de coral) que afloran en la Bahía Azufre. Las rocas volcánicas incluyen flujos de lava y depósitos piroclásticos.

De acuerdo con la ubicación tectónica de la Isla Clarión, se puede pensar que las rocas que la constituyen pueden pertenecer a la serie alcalina y/o toleítica las cuales son típicas de este ambiente.

Lo anterior es de esperarse, ya que dicha asociación se ha encontrado en otras islas oceánicas, como es el caso de las Islas Hawaii (MacDonald y Katsura, 1964)

Antes de comenzar con la descripción litológica de las unidades identificadas en Clarión, se mencionarán los criterios mineralógicos, químicos y normativos que han definido a las dos series magmáticas mencionadas y que sirvieron como base para clasificar las rocas del presente trabajo.

III.1.a CRITERIOS MINERALOGICOS

Según (Kennedy, 1933; y Kuno et al., 1957) los piroxenos típicos de la matriz de las rocas toleíticas son pigeonita e hiperstena, y el correspondiente a las rocas alcalinas es la augita. El material intersticial en las rocas toleíticas es un vidrio oscuro con abundante gránulos de magnetita conteniendo también un mineral de sílice, mientras que el material intersticial de las rocas alcalinas es un feldespato potásico y en algunos casos analcima.

Muchas rocas alcalinas poseen vidrio intersticial producido por un rápido enfriamiento en el momento de la extrusión. Por consiguiente la simple presencia de vidrio no puede ser usado como un criterio seguro para la distinción entre las rocas alcalinas y toleíticas.

En el caso de las rocas toleíticas de grano grueso (doleritas o diabasas), es común la presencia del feldespato alcalino, esto fue observado en las rocas hawaianas y en otras rocas del mundo. En estas rocas el feldespato aparece generalmente como un intercrecimiento con el cuarzo.

En Clarión no se puso en evidencia la presencia de rocas de grano grueso y la aparición de feldespato potásico quedó restringido exclusivamente a rocas pertenecientes a la serie alcalina.

Una de las características básicas de las rocas toleíticas definida por Kennedy (1933), es la existencia de un halo de reacción entre el olivino y un piroxeno pobre en calcio. En general esto se observaría como un anillo de piroxeno que rodea al olivino. Esta característica es rara en las lavas Hawaianas; en las rocas de composición toleítica de Clarión se observó en la muestra 14.

El olivino en fenocristales es común en las rocas toleíticas, que es de composición magnesiana (forsterita) con bordes cuadrados y de aspecto límpido.

La cristalización del olivino en la etapa de formación de la matriz parece no llevarse a cabo en las rocas de la serie toleítica. En las rocas alcalinas, la cristalización del olivino continúa en el período de consolidación de la matriz.

En las lavas de Clarión tanto en las definidas como alcalinas y como toleíticas los cristales de olivino que aparecen se presentan como

fenocristales y como cristales de menor tamaño con bordes redondeados lo que puede indicar reabsorción por un líquido silicatado, con el cual los cristales se encuentran en desequilibrio.

Por lo antes expuesto, se adoptaron como criterios para la identificación de los dos grupos de rocas de Clarión los siguientes:

Para las rocas alcalinas

- El feldespato potásico (anortoclasa-sanidino) como mineral típico en ellas, además de la presencia de augita y aegirina-augita como piroxenos característicos.

- Se observó que para estas rocas las plagioclasas son más sódicas (oligoclasa-albita) que para las rocas telefélicas.

- La cantidad de óxidos de hierro (magnetita, hematita) es mucho menor en este tipo de rocas.

- El vidrio intersticial es transparente.

Para las rocas telefélicas

- La presencia de pigeonita y/o hiperstena como piroxeno característico, así como augita subcálcica.

- Plagioclasas del tipo labradorita-bitownita y andesina.

- Proporción abundante de óxidos de hierro del tipo de la magnetita.

- Vidrio intersticial de coloración oscura.

III.1.b CRITERIOS NORMATIVOS

Para las rocas alcalinas los minerales normativos típicos son olivino y la nefelina y ausencia de hiperstena y cuarzo. La ausencia de nefelina normativa observada en algunas rocas alcalinas se puede

explicar por la tendencia de estas hacia las rocas alcalinas saturadas en las que la deficiencia de sílice no es tan grande.

Para las rocas teleíticas es característica la presencia de cuarzo e hiperstena normativa y también puede aparecer olivino.

Para la clasificación de las rocas se utilizaron los diagramas de las figuras 2b y 2c (Irvine y Baragar, 1971) y el diagrama álcalis sílice de la figura 7 (MacDonald y Katsura, 1964). El diagrama 7 se utilizó para reconocer qué rocas pertenecen a la serie alcalina y cuales a la serie teleítica. Cabe mencionar que las muestras s/n y 5 que se ubican en el campo alcalino serán consideradas teleíticas por sus características petrográficas y normativas. Lo mismo sucede con la muestra 22, que siendo petrográficamente alcalina, se ubica en la figura 7 en el campo teleítico. Lo anterior puede ser producido por errores analíticos o por poseer algún material no común a estas rocas (matríz con mayor o menor contenido de álcalis).

En las figuras 2b y 2c se utilizó la mineralogía normativa de las rocas analizadas para obtener su nombre. En estos diagramas se considera la composición normativa de las plagioclasas $100\text{An}/(\text{An}+\text{Ab}+5/3\text{Ne})$ y el índice de color normativo $(\text{Ol}+\text{Opx}+\text{Cpx}+\text{Mt}+\text{Il}+\text{Hm})$ como parámetros de clasificación.

III.1.c CRITERIOS QUÍMICOS

Los resultados de los análisis químicos de las muestras se utilizaron en diagramas multicationicos como el R_1-R_2 (fig.3) y el diagrama X-Y (fig.4) creados por De La Roche y Leterrier, (1973), para conocer el grado de evolución de los magmas a partir de los cuales se formaron las diferentes unidades litológicas en la Isla. Además el

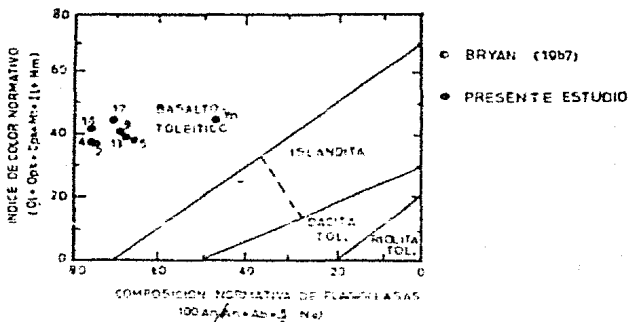


Fig.2b Diagrama utilizado para la clasificación de las rocas toleíticas de la Isla Clarión. (tomado de Irvine y Barragar, 1971)

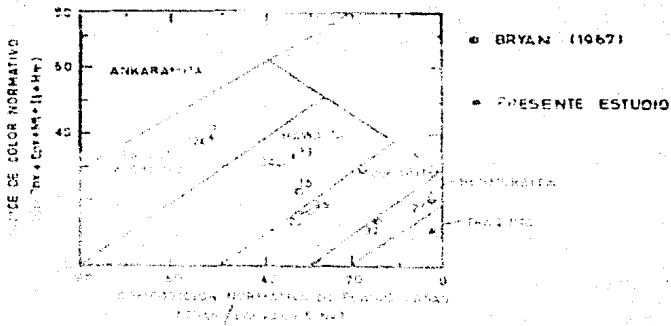


Fig.2c Diagrama utilizado para la clasificación de las rocas alcalinas de la Isla Clarión. (tomado de Irvine y Barragar, 1971)

diagrama A.F.M. (fig. 9) se utilizó para conocer si las rocas presentaban, o no, un enriquecimiento en hierro.

En el diagrama de la figura 5 (De La Roche y Leterrier, 1980) se ubicaron las muestras analizadas; los nombres obtenidos aquí deben de tomarse con precaución, sobre todo para las rocas teleíticas para las cuales la nomenclatura no está muy de acuerdo con la convenida para estas rocas.

Para el caso de los nombres de las rocas alcalinas, la correlación entre el diagrama de la figura 5 y el diagrama de la figura 2c es buena.

En los diagramas de De La Roche y Leterrier, las muestras que se localizan abajo de la línea divisoria son rocas saturadas y las localizadas arriba son subsaturadas.

III.1.d DESCRIPCIÓN DE UNIDADES LITOLÓGICAS

Se procederá a continuación a la descripción litológica comenzando de las unidades más antiguas a las más jóvenes, de acuerdo con la columna geológica de la figura 5.

UNIDAD 18b. (Terciario de la Bahía Azufre). Esta unidad litológica no fue muestreada en la visita realizada a la Isla por lo que se tomará tal cual la descripción de Bryan (1967). (Muestra 34)

Es una lava muy oscura, afanítica caracterizada por abundantes fenocristales de olivino, grandes fenocristales vítreos de plagioclasa y numerosos xenolitos gabróticos. Los microfenocristales de plagioclasa y olivino se encuentran casi en proporciones iguales en una matriz afanítica compuesta de microlitos de plagioclasas con augita y opacos. El análisis químico de esta roca indica que es alta en álcalis, en

especial potasio, y por eso se le considera transicional a hawaita.

La posición de esta roca en el diagrama químico mineralógico de De La Roche y Leterrier (1980) (fig. 5), cae en el campo precisamente de las hawaitas, al igual que en el diagrama de la figura 2c.

Normativamente la roca contiene 6.0 % de hiperstena magnesífera y 2.90 % de hiperstena ferrífera, además contiene olivino magnesífero 4.29 % y 3.60 % de ferrífero.

UNIDAD 1p. (Terciario del Pico Tienda de la Campaña). Esta unidad está constituida por hawaitas, mugearitas, benmoreitas y basaltos del Pico Tienda de la Campaña.

Constituye derrames erosionados al oriente de la Isla, y al norte del Monte de la Marina.

Hawaita (muestra 25). Roca de textura fanerítica de grano fino, color pardo grisáceo oscuro, en algunas porciones de la muestra se pueden observar alineaciones de minerales y algunos granos de feldespatos.

Microscópicamente se caracteriza por poseer plagioclasa del tipo andesina-oligoclasa, siendo la primera la más abundante; feldespato potásico con ángulo 2V chico (20°) por lo que se clasificó como sanidino; y, piroxenos del tipo de la augita y aegirina-augita.

Contiene aproximadamente un 63 % de plagioclasas, 12 % de sanidino, 13 % de piroxenos y 12 % de minerales opacos (magnetita-hematita).

Posee una textura subofítica en la cual los piroxenos rodean parcialmente a algunas plagioclasas, también se puede notar una alineación incipiente de los cristales prismáticos de plagioclasas, el sanidino se encuentra como microfenocristales, y la aporoclasa

posiblemente como material intersticial.

Mugearita (muestras 20, 21, 22 y 23) Son de color pardo grisáceo, vesiculares, en la muestra 20 las vesículas tienen de 4 a 8 cm de diámetro y en el afloramiento de esta alcanzaban hasta 30 cm. Son faneríticas de grano fino, pudiéndose distinguir algunos minerales máficos (ferromagnesianos).

En lámina delgada contienen una mayor proporción de oligoclasa que andesina formando un promedio del 75 %. El sanidino al igual que en las hawaitas forma algunos fenocristales y también se presenta como material intersticial, formando un total del 15 % aproximadamente; en la muestra 23 su proporción es menor. En la muestra 21, 22 y 23 el piroxeno principal es acirrina-augita y en la muestra 20 es augita.

Su textura es pseudotraquítica en donde en ocasiones los piroxenos rodean a las plagioclasas. En la muestra 20 se presentan algunos cristales de olivino que se encuentran casi por completo alterados a minerales opacos (magnetita o titanomagnetita), debido esto a un proceso de reabsorción magnética, en las otra mugearitas el olivino esta ausente.

Normativamente (Tabla 1), en el análisis de la muestra 22, estas rocas presentan cuarzo 15.11 % hiperstena 13.44 % y no posee olivino, es decir posee características pertenecientes a la serie toleítica, aunque como se mencionó arriba su mineralogía es propia de rocas de la serie alcalina. También esta roca no posee dióxido normativo

Bemmoreitas (muestras 24, 26 y 37). En ejemplar de mano la roca es de color gris oscuro, de textura porfídica pudiéndose distinguir algunos minerales félsicos, posee vesículas menores a 0.5 mm de diámetro.

Al microscopio revela una serie de cristales de feldespato alineados, que poseen un índice de refracción menor al bálsamo y con signo óptico negativo por lo que se trata de feldespato alcalino con cantidades menores de oligoclasa. Se tiene un total de feldespatos del 83 %. El piroxeno que se logró identificar es augita, que representa el 10 % de la roca, también se descubrieron pequeños prismas de apatito, 1.5 %. Los minerales opacos forman un 3 %.

La textura es traquítica y como matriz se presenta algo de vidrio y en algunas partes segregaciones de un material con una cristalización más pequeña.

La norma de la muestra 37, posee cuarzo 3.48 %, hiperstena magnésifera 0.70 %, e hiperstena ferrífera 0.92 %, sin olivino y nefelina; lo que refleja una tendencia teleítica, aunque las muestras mineralógicamente son alcalinas.

Otra de las rocas pertenecientes a esta unidad y a la cual se le realizó análisis químico es la 26. Mineralógicamente es casi idéntica a las demás rocas de esta unidad descritas antes. Posee un 70 % de plagioclasas de tipo oligoclasa-albita, 15 % de sanidino como microfenocristales y como material intersticial, anortoclasa; los piroxenos (aegirina-augita y augita) conforman un 10 % y los óxidos de hierro 5 %, posee también algo de olivino alterado. Su textura es traquítica.

Normativamente, tabla 2, esta muestra posee olivino, que forma el 6.36 % de la roca total lo cual demuestra su carácter alcalino saturado.

Es conveniente fijarse que esta roca en su análisis químico (tabla 2), presenta valores de álcalis del 11.8 % del cual el sodio posee el 7.30 %, la cantidad más alta registrada para las rocas de la Isla,

siendo el sódico el caracter dominante de esta muestra. Sin embargo esta no alcanza a ser hiperalcalina, es decir la suma de álcalis no rebasa el valor de la alumina.

Como se pudo apreciar por las descripciones anteriores es notorio el caracter alcalino general de esta unidad litológica.

UNIDAD Terciaria (Terciario de Roca Monumento). Esta unidad está constituida por las muestras (8 a 13, 17 a 19, y 32). Que son basaltos telefíticos, tobas telefíticas y un basalto alcalino.

Basaltos telefíticos (muestra 8 a 13 y 17). En el afleramiento las rocas son de color gris oscuro a negro, con una textura afanítica y con vesículas de pequeñas dimensiones, menores a 0.5 mm. Es muy compacta y presenta una fractura subconcoidea.

Microscópicamente en la muestra 17 la labradorita domina sobre la andesina constituyendo un total del 75 %; el olivino se presenta en microfenoeristales con bordes redondeados y alterado parcialmente a óxido de hierro (magnetita), constituye el 4.5 %.

Como piroxenos se presentan hiperstena y pigeonita, este último en cristales pequeños formando parte de la matriz, la augita se presenta en menores proporciones, en total representan un 18 %. Los óxidos de hierro forman el 6 %.

La textura de este basalto varía de subofítica a intergranular en donde los piroxenos rodean parcialmente a las plagioclasas.

En esta roca, y casi en todas las rocas analizadas para este trabajo, aparece una alteración de los microfenoeristales de ferromagnesianos (piroxenos) a óxidos de hierro.

La posición de estas rocas en el diagrama de la figura 2b, se

localiza en el campo de los basaltos telefíticos.

Las muestras 8 a 13 en sección delgada poseen de un 60 a 70 % de plagioclasas en su mayor proporción labradorita-andesina y una proporción menor de oligoclasa, los piroxenos comunes son pigeonita, hiperstena y augita variando del 10 al 30 % de la roca total, a excepción de la muestra 13 en donde el porcentaje de piroxenos es de solo 2 %.

Los minerales opacos promedian valores altos de aproximadamente 10 % aunque es notorio el que alcanza en la muestra 13, que llega casi al 30 % siendo el más alto de las muestras analizadas, aspecto que se refleja en su análisis químico (tabla 1) que posee un valor de FeO_t total de 15.50 %.

En estas rocas también se logró identificar prismas de apatito relegados a la matriz constituyendo en promedio un 1%. El olivino es escaso, en las muestras 9 y 10 es de 1 %, en las rocas restantes solo se presenta en trazas.

Las texturas predominantes van de subofítica a intergranular y algunas son microperfidicas con microfenocristales de plagioclasas.

La norma C.I.P.W. (tabla 1) para la roca 13 se caracteriza por 4.92 % de cuarzo, hiperstena magnesífera en un 7.00 %, hiperstena ferrífera 15.64 %, con las proporciones más altas de magnetita, 3.42 % y de apatito 1.66 %.

Para la roca 9 su mineralogía típica normativa la forman cuarzo 5.39 %, hiperstena magnesífera 11.11 %, hiperstena ferrífera 14.44 %.

Tobas telefíticas (muestras 18 y 19). En muestra de mano son de color gris claro de apariencia terrosa (tobacea), no presenta

vesículas y su textura es afanítica y solo se observan puntos negros de minerales alterados.

La oligoclasa es la plagioclasa principal, forma el 50 % de la roca, con augita (3 a 10 %), magnetita 3 %, vidrio 10 % y ceniza.

La textura es elástica presentandose algunos de sus minerales fragmentados, y los piroxenos en su mayoría alterados a óxidos de hierro.

Basalto alcalino (muestra 32). Descrita por Bryan, (1967). La roca es esencialmente vertical, no de grano fino y de color oscuro. En sección delgada se presenta holocristalina y equigranular, posee un 50 % de plagioclasas de composición (An₅₅), un 16 % de olivino (Fe₂₀) el cual ocurre en pequeños cristales, los piroxenos son cálcicos y con valores altos de titanio y forman un 20 % y los minerales opacos 7%. En la norma (tabla 3) presenta hiperstena normativa y olivino. Por la descripción anterior esta roca podría tratarse de un basalto toleítico, por lo calcico de las plagioclasas, sus minerales normativos, y la composición del olivino. Por ser una roca que no se tiene al alcance para su estudio, se considerará alcalina. Esto está apoyado por su posición en el diagrama de la figura 7 y en los diagramas de De La Roche y Leterrier, 1973 y 1980 (fig. 3, 4, 5)

Por las descripciones petrográficas, normativas y químicas de esta unidad es fácil interpretar que sus rocas pertenecen a la serie toleítica y la muestra 32 a la serie alcalina.

UNIDAD Ts.(Terciario Superior). Constituida por derrames de basaltos alcalinos, hawaitas y basaltos toleíticos (muestras 3 a 7, 14 a 16, 25 a 30, 31, 33 y 35).

Basalto alcalino (muestras 31). Descrito por Bryan (1967). Esta roca es vesicular, contiene fenocristales de olivino superiores a 2 mm de diámetro, con una composición magnésiana Fe^{2+} . Los cristales presentan anillos de alteración a idiosita. La matriz está compuesta por cristales delgados de plagioclasa (An_{95}) de aproximadamente 2 mm de longitud rodeando a augita de hábito suboítico a intergranular. Los minerales opacos se presentan granulares, por lo que probablemente se trate de magnetita.

El alto contenido de ortoclasa normativa (tabla 3), combinado con los altos valores de olivino modal y normativo son características notables de esta roca.

La ubicación de esta roca en el diagrama de la figura 2c, se localiza en el campo del basalto alcalino.

Las composiciones normativas (tabla 3), revela la presencia de nefelina y olivino, característica esta de la serie alcalina subsaturada.

Hawaita (muestras 33 y 35). Descrita por Bryan (1967). La roca es gris oscura y vesicular, con cristales ocasionales de plagioclasas vítreas, el olivino ocurre tanto en microfeno cristales como en la matriz. Los fenocristales de plagioclasa están zonificados con núcleos de An_{42} y una periferia ligeramente más cálcica. Los piroxenos están restringidos a la matriz y están pobremente cristalizados, son del tipo de la augita.

La matriz es oscura, constituida por abundantes minerales opacos, placas de hematita y cristales pardos de un relieve muy alto.

La posición de la muestra en el diagrama de la figura 2c se localizó en el campo de las hawaitas, variando un poco su nombre al propuesto por Bryan (basalto alcalino).

Los minerales normativos más importantes son la hiperstena y olivino, lo cual indica su correspondencia con la serie teleítica.

Sin embargo se le sigue considerando como alcalino por sus características mineralógicas y químicas.

Basaltos teleíticos (muestra 3 a 7, 14 a 16 y 25 a 30). El color de las rocas varía de gris claro a gris oscuro; todas poseen vesículas que van de 0.5 cm hasta 1.5 cm. Su textura es afanítica.

Microscópicamente se caracterizan por plagioclasas del tipo de la labradorita-andesina que constituyen el 70 % de la roca, y forman microfenocristales y también se encuentran en la matriz. Los piroxenos son pigeonita, hiperstena y augita, promediando un 22 %.

El olivino se presenta en todas las muestras, con trazas en las muestras 4 y 15 y en las demás forma un 1.5 %. Su presencia es tanto en microfenocristales--que la mayoría de las veces se presentan alterados a un mineral opaco y a idingsita, foto 1, -- así como en la matriz con una tendencia a poseer bordes redondeados. Todas las rocas poseen pequeños prismas de apatito en la matriz.

Los minerales opacos forman el 7 % de la roca y sus formas son granulares y en ocasiones prismáticas. La hematita es el principal producto de alteración de los piroxenos, y entre los minerales ferromagnesianos de mayor tamaño que cristalizaron antes de los piroxenos de la matriz. Este fenómeno también se observó en la unidad Trm descrita anteriormente.

La matriz de estas rocas está formada por microlitos de plagioclasa, y cristalitas de piroxeno, minerales opacos y apatito, con cantidades menores de vidrio.

El análisis normativo de las muestras 4, 5 y 14 arrojó los siguientes resultados: cuarzo que varía del 2.17 al 7.71 %, hiperstena magnesífera del 8.05 al 12.25 %, hiperstena ferrífera 11.62 al 14.25 %, y ausencia de olivino y nefelina.

En conclusión los datos presentados sobre la unidad Ts, permiten decir que las rocas que la forman pertenecen a la series magnéticas alcalina y toleítica, o considerar a dicha unidad como un flujo de composición transicional a ambas series.

UNIDAD Qng.(Cuaternario del Monte Gallegos)(muestras 1,2 y s/n).
Esta formada por Basaltos toleíticos.

Basaltos toleíticos,(muestras 1, 2 y s/n). En muestra de mano son muy semejantes, presentando una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa hasta de 5 mm de longitud.

Al microscopio en las muestras 1 y 2 se pudieron identificar plagioclasas del tipo labradorita-andesina predominando la primera a razón de 4 a 1, y formando un total del 70 % de la roca. Los piroxenos (pigeonita, augita e hiperstena) forman el 20 % de esta, se presentan como microfencristales y como material constituyente de la matriz. El olivino forma del 2 al 3 % de la roca y se presenta en la misma disposición que los piroxenos.

Los opacos (magnetita, hematita) forman el 3 % y se encuentran también en la matriz.

En estas rocas fue en las únicas en las que se observó algunos cristales de una mica parda bastante pleocróica, que se clasificó como biotita.

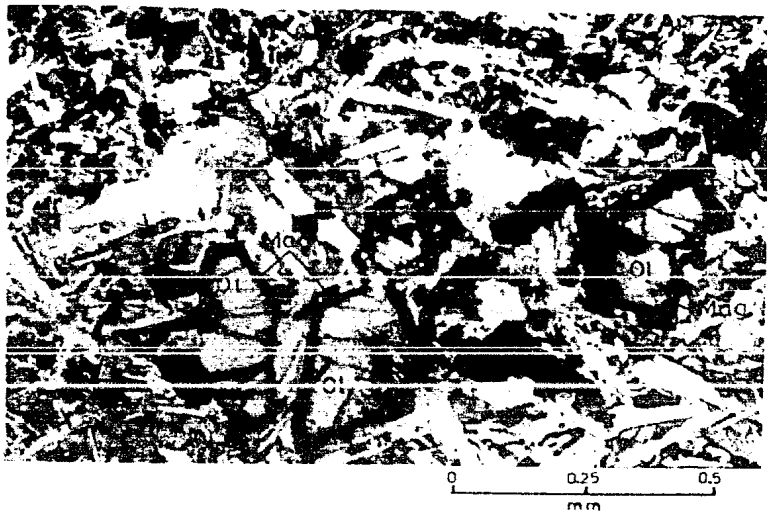


Foto 1. Microfenocristales de olivino que presentan sus bordes alterados a magnetita (reabsorción).



Foto 2. Plagioclasas con textura moreada (patchy zoning) (explicación en el texto).

La textura de estas rocas, varía de subefítica a intergranular, con los piroxenos rodeando parcialmente a las plagioclasas y en disposición intergranular junto con los minerales opacos y con cantidades menores de vidrio.

La norma C.I.P.W., de la muestra 2 presenta cuarzo en un 7.17 %, hiperstena magnésifera 10.27 %, e hiperstena ferrífera 13.11 %.

La muestra s/n es una roca de color gris oscuro, de textura afanítica, posee algunas vesículas vacías y otras rellenas de zeolitas.

En sección delgada se pudieron observar plagioclasas, labradorita-andesina en proporciones iguales y formando un total del 88 % de la roca, se presentan como microfocristales los cuales como se puede apreciar en la foto 2, en su centro existe una textura diferente a la de su parte exterior. Este tipo de texturas se puede explicar por las bruscas variaciones del gradiente térmico dT/dt y variaciones en la concentración entre las fases sólidas y los líquidos residuales.

Estas texturas también pueden corresponder al desequilibrio de los minerales que ocurre cuando se les pone en contacto con los líquidos residuales.

La materia amorfa que se encuentra dentro de estos cristales parece ser vidrio con algunos granos de minerales opacos (Bard, 1955. p.47-48).

Las plagioclasas en esta roca, también son constituyentes de la matriz.

La augita es el principal piroxeno con un porcentaje del 7 %, se encuentra en microfocristales y también en la matriz junto con las plagioclasas y los opacos, estos últimos forman un 3 %.

Los ferromagnesianos alterados (piroxenos) forman un 3 %. El olivino

es escaso.

Aparecieron en esta muestra microfenocristales de cuarzo corroídos, se piensa que estos cristales son xenolitos, por sus relaciones texturales con los constituyentes de la matriz de la roca.

En la norma (tabla 1), aparece hiperstena magnesífera, 4.21 %, hiperstena ferrífera 5.48 %, y 8.70 % de olivino³.

La descripción litológica anterior sugiere una tendencia toleítica para esta roca y en si para toda la unidad Qmg.

UNIDAD Qgf (muestra 36), descrita por Bryan (1967). La roca 36 es una mugearita de color gris claro. Fenocristales fracturados de augita son los únicos minerales conspicuos. En sección delgada existen abundantes microfenocristales de plagioclasas (An₄₀), y la plagioclasa de la matriz es oligoclasa o albita redonda por feldespato alcalino. Los fenocristales de augita son pigeoníticos (+2V 35-40°) y el piroxeno intergranular de la matriz parece igual.

Los opacos son abundantes en la matriz formando un arreglo intergranular con los piroxenos, también se presenta apatito en prismas de 0.2 a 0.5 mm de largo.

La textura es traquítica con una dirección de flujo bien desarrollada.

Su norma (tabla 3), revela la presencia de cuarzo 4.56 %, hiperstena magnesífera 5.20 % pero con un porcentaje alto de ortoclasa, 18.35 %.

La posición de la muestra 36 en el diagrama de la fig 2c, se localiza en la frontera de los campos de las hawaitas y las mugearitas lo cual indica su naturaleza alcalina.

Bryan, dentro de esta unidad incluye material como escoria y tobas

sin diferenciar.

UNIDAD Qcc (Cuaternario, Conos Cineríticos). De esta unidad no se tiene estudio petrográfico, pero se observó en el afloramiento que está formada por rocas piroclásticas posiblemente de composición cercana a una islandita (Andesita teleítica) pertenecientes a los conos volcánicos cuaternarios localizados al sur del Monte Gallegos.

Los afloramientos se presentaban intemperizados químicamente, las rocas exhiben una textura piroclástica típica, es decir, formada por pequeños fragmentos de roca (lapilli) y cementada por ceniza fina (< 1/4 mm). El color de estas tobas varía de pardo claro a blanco grisáceo o blanco amarillento.

La apariencia poco erosionada de estos conos indica una edad reciente y más jóvenes que los flujos del Monte Gallegos (unidad Qmg), por los cuales se encuentran rodeados.

UNIDAD Qb. Formada por sedimentos de arena, y fragmentos de coral. Estos depósitos se encuentran en las playas de la Bahía Azufre y al oriente del Farallón de la Bandera, mezclados con fragmentos de rocas volcánicas.

Se considera que el origen del material coralífero deriva de una barrera de coral que se localiza en la parte sur de la Isla en la zona de la Bahía Azufre y al este del Farallón de la Bandera, extendiéndose de 100 a 150 metros desde la costa.

III.2. DISTRIBUCION DEL MAGMATISMO EN LA ISLA

Como en todas las islas oceánicas, las lavas de Clarión representan prácticamente las últimas manifestaciones de una serie de procesos magmáticos evolutivos que le dieron origen. Es decir, en la actualidad Clarión constituye la cima de un enorme complejo volcánico submarino de más de 4000 metros de altura sobre la base del piso oceánico.

Analizando la descripción de las unidades litológicas, y observando estas en el plano y sección geológica de la figura 8, se podrá notar que el magmatismo tuvo dos centros efusivos principales. Uno localizado en la porción que ocupa la mitad occidental de la Isla (zona del Monte Gallegos), y el otro en la mitad oriental de la misma (zona del Pico Tienda de la Campaña).

En la porción occidental ocurrió el emplazamiento de rocas pertenecientes a la serie alcalina y teleítica. Los primeros derrames de rocas alcalinas en la Isla (parte que aflora sobre el nivel del mar), son los agrupados en la unidad Tsb, compuesta en general de basaltos alcalinos y bawaitas, que constituyen la unidad más antigua. Como se puede apreciar en la sección geológica este derrame actualmente solo se encuentra en la parte centro-sur de la Isla (interpretativamente), o en la parte oriental se encuentra bajo el nivel del mar, bajo la unidad Tp.

Posteriormente en esta misma zona se llevó a cabo la efusión de material de composición teleítica representado por la unidad Trm.

Aquí se combinaron efusiones lávicas y explosivas, esta última dando origen a las tobas de esta unidad.

La unidad Trm se localiza en su mayor parte en la mitad occidental, con una porción menor en la mitad oriental.

La siguiente unidad que se emplazó en esta zona, fue la Ts, cuya descripción nos indica que los miembros que la forman poseen características pertenecientes a ambas series magnéticas (teleítica y alcalina), aspecto que permite hablar de rocas con un caracter transicional.

Estos derrames constituyeron en un tiempo toda la Isla, como se puede observar en la sección geológica (fig. 8). La unidad Ts se encuentra casi totalmente erosionada en la parte central de la Isla y en la parte oriental, este período de erosión ocasionó que atoren las rocas de la unidad Trm y la unidad Tp (la cual se describirá mas adelante), que son mas antiguas.

La unidad Qmg también emplazada en esta parte de la Isla, fue producto del evento eruptivo que formó el Monte Gallegos. Su composición petrográfica muestra características teleítica.

Los derrames de la unidad Qgf. de tendencia alcalina descansan directamente sobre la unidad Trm, aspecto que explica la ausencia por erosión de la unidad Ts descrita anteriormente.

El último evento ígneo en esta zona de la Isla esta representado por los conos cineríticos localizados al sur del Monte Gallegos, (unidad Qcc).

Por otra parte analizando la porción oriental de la Isla, se puede observar que las rocas de la unidad Tp parecen haber tenido su punto emisor en esta zona. El tiempo relativo asignado a la efusión de esta unidad, es posterior al basalto de la Bahía Azufre.

Una evidencia de que las rocas de la unidad Tp no alcanzaron la porción occidental de la Isla, lo constituye una observación realizada en la Roca Monumento, en donde se notó que sobre las rocas de la unidad

Tsb descansan las tobas de la unidad Trm y coronan las lavas de la unidad Ts, faltando así la unidad Tp.

En conclusión se puede interpretar que en la zona occidental de la isla, se encontraban los conductos emiseros de las unidades antes mencionadas, que están formadas por rocas alcalinas y toleíticas; y en la zona oriental se produjo un episodio eruptivo único que emplazó las rocas alcalinas de la unidad Tp.

La aparición de ciertas unidades exclusivamente, ya sea en la porción oriental u occidental, se puede explicar ya sea porque solamente alcanzaron esa distribución, o se puede atribuir esto a períodos erosivos provocados por la acción del oleaje sobre las unidades, debido a cambios en el nivel medio del mar.

III.3 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La Isla Clarión se encuentra situada sobre uno de los rasgos estructurales más impresionantes descubiertos en el presente siglo; las fallas o fracturas en la corteza oceánica. La fractura de Clarión se ha logrado rastrear hasta una distancia de aproximadamente 5000 km al oeste de la Isla (Menard, 1955), por la cual adquirió su nombre. Junto con Clipperton, Murray y Mendocino constituyen las fallas transformes muertas (fracturas) más importantes de la zona. Se considera a las zonas de fractura como el límite a lo largo del cual se mueven las placas litosféricas, estos rasgos se originaron o asocian con las crestas oceánicas a las cuales cortan perpendicularmente.

A escala local, las características estructurales más importantes de la Isla son: como se puede observar en el plano y la sección geológica

de la figura 8, en la parte central se presenta una falla inversa de gran ángulo (Bryan, 1967) con una orientación preferencial hacia el NE.

En la parte norte, se identificó otra falla, en este caso normal, con una orientación SW la cual presenta un desplazamiento de aproximadamente 10 m, (la falla se localiza cerca del lugar donde se obtuvieron las muestras 20 y 21).

En el plano de falla se puede apreciar bloques desprendidos de gran tamaño ; sobre esta traza se formó un cauce de río, que en las épocas de lluvias desemboca en el mar a más de 120 m de altura.

En la sección norte de la Isla y observando los acantilados, se pudo apreciar que las secuencias de tobas aquí alcanzan espesores hasta de 120 m aproximadamente; estas no continúan en forma horizontal a la altura de la falla antes descrita, adquiriendo una inclinación de mas o menos 20° hacia el oeste, llegando a aflorar casi al nivel del mar en la Roca Monumento y con ángulo cercano a la horizontal.

Este rasgo antes mencionado podría estar relacionado con la falla normal de la parte norte, o también con la topografía preexistente antes del depósito de las tobas.

Las fracturas en la Isla no son muy abundantes y coinciden con los arroyos intermitentes y también se presentan en las estructuras volcánicas (no se marcaron en el plano geológico para evitar confusión de líneas).

Los acantilados verticales en la Isla se pueden interpretar como producto de levantamientos tectónicos, lo cual también es evidente por la presencia de terrazas de erosión producidas a causa de este mismo fenómeno. Por su parte el oleaje contribuye a la remoción y fracturamiento del material.

I V . P E T R O Q U I M I C A

D E S C R I P T I V A

IV.1. METODO ANALITICO

Dos métodos analíticos fueron utilizados para obtener la composición química de las rocas de la Isla Clarión, fluorescencia de Rayos X y Flamometría.

El primer método utiliza pastillas de vidrio para hacer las mediciones correspondientes. Estas pastillas se preparan mezclando 2 gramos de muestra con 10 gramos de tetraborato de litio, el cual sirve como fundente. Se lleva hasta la fusión la mezcla a una temperatura de 1050 °C durante un tiempo aproximado de 20 a 25 minutos.

Una vez obtenidas las pastillas de vidrio se procede al bombardeo o excitación de sus elementos en un espectrómetro de fluorescencia de rayos X (para este análisis se utilizó un espectrómetro marca SIEMENS SRS 200 del Instituto de Investigaciones Eléctricas en Cuernavaca, Mor.).

Los elementos al ser bombardeados con electrones responden produciendo rayos X característicos en longitud de onda para cada elemento cuya intensidad depende de la concentración de estos en la muestra.

Para obtener el porciento en peso de cada elemento las lecturas obtenidas de las muestras problema, se comparan con el comportamiento de muestras de estándares geoquímicos internacionales, mismas que fueron analizadas bajo condiciones idénticas de funcionamiento del espectrómetro.

El método de flamometría fue utilizado en la determinación del % de sodio debido a que este elemento se volatiliza durante el proceso de fusión para formar las pastillas de vidrio.

Para utilizar el flamómetro es necesario acidular las muestras con

ácidos (H_2SO_4 y HF) durante varias horas hasta lograr que los elementos que se desean medir entren en solución.

Por otro lado se preparan soluciones con concentraciones conocidas de los elementos (en este caso sodio) para poder calibrar el flamómetro y posteriormente hacer las lecturas de las muestras a analizar. La calibración se realiza con la muestra estandar de concentración más alta.

14.2. ANÁLISIS QUÍMICOS Y NORMA C.I.I.P.A.

DE LAS ROCAS DE LA ISLA CLARION

Tabla 1. Análisis químicos y normas de las rocas del presente estudio.

17, 4, 14, 15, 11

Muestra:	17	4	14	15, 11	13
SiO ₂	49.27	49.12	49.26	48.17	48.79
TiO ₂	2.76	3.01	2.78	2.51	3.21
Al ₂ O ₃	15.23	16.24	15.55	14.11	15.24
FeO	11.26	13.42	12.61	14.54	15.50
MgO	6.94	3.52	5.25	5.11	3.41
MnO	0.13	0.12	0.14	0.15	0.19
CaO	9.73	9.62	9.51	8.83	7.92
Na ₂ O	1.55	1.35	1.20	2.70	1.65
K ₂ O	1.53	1.21	1.64	1.99	2.03
P ₂ O ₅	0.39	0.36	0.54	0.63	0.69
H ₂ O ⁻	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
H ₂ O ⁺	0.01	0.05	0.03	0.02	0.04
Total:	99.11	95.74	99.12	99.40	95.62

MUESTRA	17	4	14	15	13
Q	2.89	2.71	4.07	0.00	4.02
OR	9.12	7.24	9.25	11.57	12.16
AB	15.24	11.57	10.25	22.99	14.16
AN	20.56	35.11	32.50	20.67	25.37
Ar
D10g1	7.40	7.42	5.23	7.55	2.04
D1(Fe)	4.43	4.39	4.32	5.37	3.63
H1(Mg)	14.01	8.27	12.27	4.21	7.66
H2(Fe)	9.62	12.29	11.62	3.47	15.04
OL(Mg)	0.00	0.00	0.00	3.37	0.00
OL(Fe)	0.00	0.00	0.00	3.13	0.00
MT	2.47	2.90	2.77	3.18	3.42
IL	5.29	5.79	5.33	5.37	6.15
AP	1.41	1.34	1.29	1.50	1.60

Tabla 2. Análisis químico y normas de las rocas del presente estudio.

(5, 2, 9, 26, 22)

Muestra:	5	2	9	26	22
SiO ₂	49.74	50.05	49.55	59.58	62.50
TiO ₂	2.74	2.69	2.50	0.62	0.63
Al ₂ O ₃	16.02	16.25	14.94	14.78	17.85
FeO	13.69	13.41	14.05	7.32	7.48
MgO	4.64	4.64	4.90	1.94	1.81
MnO	0.18	0.14	0.16	0.21	0.10
CaO	7.32	8.95	7.86	3.09	2.14
Na ₂ O	1.80	1.35	1.55	7.30	2.85
K ₂ O	2.56	1.28	1.80	4.51	4.34
P ₂ O ₅	0.20	0.27	0.51	0.05	0.03
H ₂ O ⁺	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
H ₂ O ⁻	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	99.14	99.39	98.15	99.43	99.76

MUESTRA	5	2	9	26	22
Q	2.17	7.17	5.39	0.00	18.11
OR	15.27	7.01	10.84	20.81	25.72
AB	15.37	11.50	13.26	35.27	24.13
AN	28.33	34.60	29.03	0.00	10.45
Ac	---	---	---	---	---
DI(Mg)	2.22	2.94	2.86	4.54	0.00
DI(Fe)	2.50	3.27	3.24	8.26	0.00
MT(Mg)	10.64	10.27	11.11	0.00	4.52
MT(Fe)	14.25	13.11	14.44	0.00	8.92
OL(Mg)	0.00	0.00	0.00	1.93	0.00
OL(Fe)	0.00	0.00	0.00	4.43	0.00
HT	3.01	2.94	3.11	0.00	2.17
IL	5.25	5.52	5.42	1.18	1.20
AP	0.93	0.88	1.23	0.12	0.00

Tabla 3. Análisis químico y normas de las rocas analizadas

por Hesari, (1967)

(31, 32, 33, 34, 35, 36, 37)

Muestra No.	C-20-57 31	C-23-57 32	C-36a-57 33	C-26-57 34	C-31-57 35	C-16-57 36	C-1-55 37
SiO ₂	46.59	47.52	48.25	48.43	51.67	53.17	57.50
TiO ₂	3.03	2.85	2.85	2.35	2.00	2.40	0.71
Al ₂ O ₃	15.75	16.06	16.25	15.04	19.22	17.71	16.46
FeO	2.53	3.90	3.50	4.86	1.85	6.26	4.85
Fe ₂ O ₃	5.65	2.71	9.71	8.42	7.22	3.54	3.65
MnO	0.14	0.16	0.22	0.20	0.25	0.14	0.17
MgO	7.86	6.26	4.37	5.88	3.25	2.07	0.85
CaO	5.72	9.00	6.55	7.00	4.96	4.20	2.65
Na ₂ O	2.97	2.92	4.55	4.15	4.21	4.56	5.71
K ₂ O	1.75	1.55	1.73	1.57	2.65	3.09	4.11
P ₂ O ₅	0.65	0.73	0.50	0.75	0.90	0.73	0.35
H ₂ O ⁺	0.00	0.31	0.15	0.29	0.14	0.24	0.28
H ₂ O ⁻	0.55	0.89	0.45	0.39	0.95	1.47	0.60
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	0.27	n.d.	n.d.	n.d.
	99.91	99.76	99.44	99.75	99.92	99.55	99.04
-O para Cl	0.68
				99.70			
Muestra No.	C-20-57 31	C-23-57 32	C-36a-57 33	C-26-57 34	C-31-57 35	C-16-57 36	C-1-55 37
Q	4.50	3.45
Or	10.56	9.45	10.01	9.45	16.12	15.35	24.49
Ab	24.10	24.61	26.15	32.49	39.52	35.77	45.21
An	24.46	26.13	18.90	15.90	19.18	16.12	7.23
Ne	0.57	..	1.42
En	..	6.30	..	6.00	2.10	5.20	0.70
Fs	..	2.64	..	2.90	2.11	..	0.92
Ms	5.70	5.80	3.48	4.29	1.56
Fl	3.60	3.50	1.70	2.60	1.80
Fs	1.55	1.59	1.72	1.45	0.79
Fo	11.13	3.92	6.44	4.20	4.20
Fa	5.71	1.64	6.84	2.65	3.10
Mt	3.71	5.57	5.10	7.19	1.92	4.87	7.19
Il	5.78	5.47	5.47	4.56	3.95	4.36	1.37
As	1.65	1.68	2.02	2.02	2.02	1.68	1.01
Hl	0.70
c	1.43	0.92	..
Hu	2.85	..

V. P E T R O Q U I M I C A
I N T E R P R E T A T I V A

V.1. DIAGRAMAS MULTICATIÓNICOS

Debido a la complejidad de los magmas basálticos existen bastantes dificultades para establecer la tipología de estas rocas.

Puesto que en los procesos de diferenciación la mayoría de los criterios químicos pierden su capacidad discriminatoria es necesario enfocarse a criterios relacionados con la composición del magma original y no tanto a los procesos de diferenciación.

Lo anterior puede lograrse mediante diagramas químicos que tengan implicaciones mineralógicas sobre la formación y evolución de los basaltos.

Leterrier y De La Roche (1980) propusieron en este sentido un diagrama químico-mineralógico que reemplaza de manera general a los diagramas de diferenciación magmática como los de Yoder y Tilley (1962). A partir del tetraedro de estos autores se pueden obtener parámetros de tipo catiónico capaces de discriminar entre rocas saturadas y rocas subsaturadas, marcando además las tendencias de evolución de cada una de las series magmáticas conocidas. Una desventaja de este diagrama es que no discrimina entre rocas calcoalcalinas y telefticas (fig. 3).

Los parámetros propuestos por Leterrier y De La Roche son:

$$R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$$

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

Los análisis graficados en el diagrama R_1, R_2 ponen de manifiesto la presencia de dos series desde el punto de vista de su alcalinidad; estas son, rocas alcalinas y rocas subalcalinas.

- ISLA CLARION (BRYAN 1967).
- ISLA CLARION PRESENTE ESTUDIO
- ▲ ISLAS HAWAII PROMEDIO DE ROCAS ALKALINAS Y TOLEITICAS (MACDONALD Y KATSURA 1964).
- ◻ ISLA SOCORRO MEX. (BRYAN 1974).
- BASALTOS C.P.O (A.E.J ENGL 1965).
- ◼ MONTE MARINO SHIMADA (GARDNER 1964).
- ISLAS UPOLU Y SAVAII DEL ARCHIPIELAGO DE SAMOA (HEDGE 1972).
- BASALTOS DE LA C.R.G Y FALLA TRANSFORME SIQUEIROS (BATIZA 1977).
- † BASALTOS DEL OCEANO PACIFICO NORORIENTAL (A.E.J ENGL 1963).

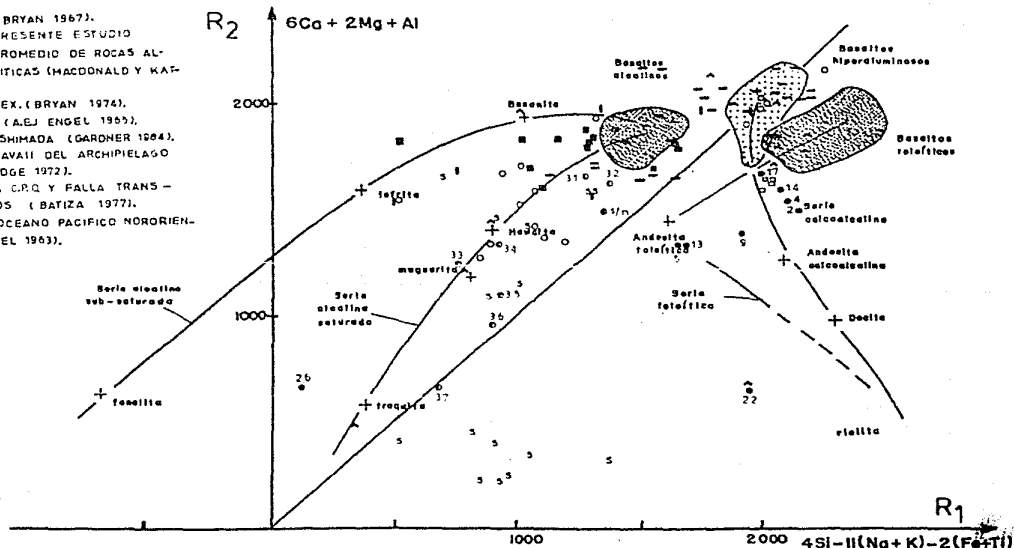


Fig.3. Diagrama R₁-R₂ de De la Roche, et al, 1973

Explicación en el texto.

a.- Rocas Alcalinas

Las rocas alcalinas en la Isla Clarión están representadas en su mayoría por los análisis realizados por Bryan (1967) y otras del presente trabajo dentro de los cuales se encuentran rocas del tipo de la hawaita, mugearitas, y basaltos alcalinos que siguen una tendencia evolutiva correspondiente a la serie alcalina saturada. Mineralógicamente este punto es puesto en evidencia por la presencia de plagioclasas sódicas (albita-sódicoclasa) y feldespato alcalino (sanidino, anortoclasa).

En el diagrama de la figura 3 también puede apreciarse que el sentido de diferenciación de las rocas es en dirección de la albita-oroclasa, comportamiento típico de los basaltos alcalinos saturados.

En algunas muestras el grado de subsaturación se incrementa apartándose del comportamiento general de las rocas alcalinas de la Isla; tal es el caso de las muestras 26 y 37.

Comparando las rocas alcalinas de Clarión con las de la Isla Socorro del mismo archipiélago (fig. 3), puede verse que los miembros poco evolucionados de esta última son muy semejantes con los de Clarión.

La presencia de rocas alcalinas muy evolucionadas (panteleritas, comenditas) en la Isla Socorro, y su ausencia en Clarión pone de manifiesto que los procesos de fraccionamiento (cristalización fraccionada) han sido mucho más intensos en la Isla Socorro.

Por su parte los análisis químicos de rocas alcalinas de dominio oceánico situadas en mares profundos poseen características comparables con los de Clarión (fig. 3); tal es el caso de los análisis de la Cresta del Pacífico Oriental realizados por A.E.J. Engel (1965), los de Batiza (1977) también en la Cresta y la Falla Transforme Siqueiros; y

los de las Islas Upolu y Savaii del archipiélago de Samoa (Hedge, 1972)

Cabe agregar que la mayoría de los análisis mencionados presentan grados de evolución bajos, ubicándose en el diagrama en las cercanías de la zona de generación de magmas alcalinos, siendo la excepción las Islas Revillagigedo cuyos grados de evolución son mucho mayores.

B.- Rocas Subalcalinas

Las rocas subalcalinas aparecen en el diagrama en la cercanía de la fuente de basaltos teleíticos. Los materiales identificados dentro de esta tendencia corresponden dentro de la clasificación de la figura 2b a basaltos teleíticos.

El diagrama R_1 , R_2 no discrimina claramente entre rocas calcoalcalinas y teleíticas; no obstante define una línea de evolución que parte de la zona de basaltos primarios (teleíticos) que se dirige hacia las andesitas teleíticas. Se observa además un conjunto de rocas que podrían interpretarse erróneamente como calcoalcalinas debido a las limitaciones del diagrama. Esta duda se resolviera con la utilización de diagramas mas sensibles y específicos para rocas subalcalinas.

Como se puede observar en los diagrama de las figuras 3 y 4, se han incluido los análisis pertenecientes al monte submarino Shimada (Gardner, 1954) localizado aproximadamente a 150 Km al sur de la zona de fractura Clarión; la composición química de estas rocas dió practicamente los mismos resultados que los de la Isla Clarión observandose la misma tendencia de evolución magmática, lo que indica una semejanza en cuanto a su origen y composición química en la zona.

Como marco de comparación en el diagrama se han incluido los datos obtenidos para las Islas Hawaii (Macdonald y Katsura, 1964) y de la Cresta del Pacífico Oriental y la Falla Transforme Siqueiros obtenidos

por Batiza, (1977). Para el caso de las Islas Hawaii los datos se agrupan en un dominio alcalino y telefítico; por su parte la fuente magmática de los análisis de Batiza parece ser basáltica hiperaluminosa.

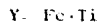
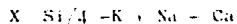
La coexistencia secuencial de rocas telefíticas y alcalinas en Clarión puede explicarse de varias maneras:

1) Que a partir de un magma telefítico se produzcan por fraccionamiento materiales alcalinos dentro de un proceso de diferenciación normal, en el que una fracción de olivino se separa tempranamente de un magma telefítico.

2) Se puede pensar en la existencia de dos fuentes magmáticas independientes, una telefítica de poca profundidad y otra alcalina más profunda. En la última el mecanismo de emplazamiento se vería favorecido por una fractura profunda como podría serlo la de Clarión.

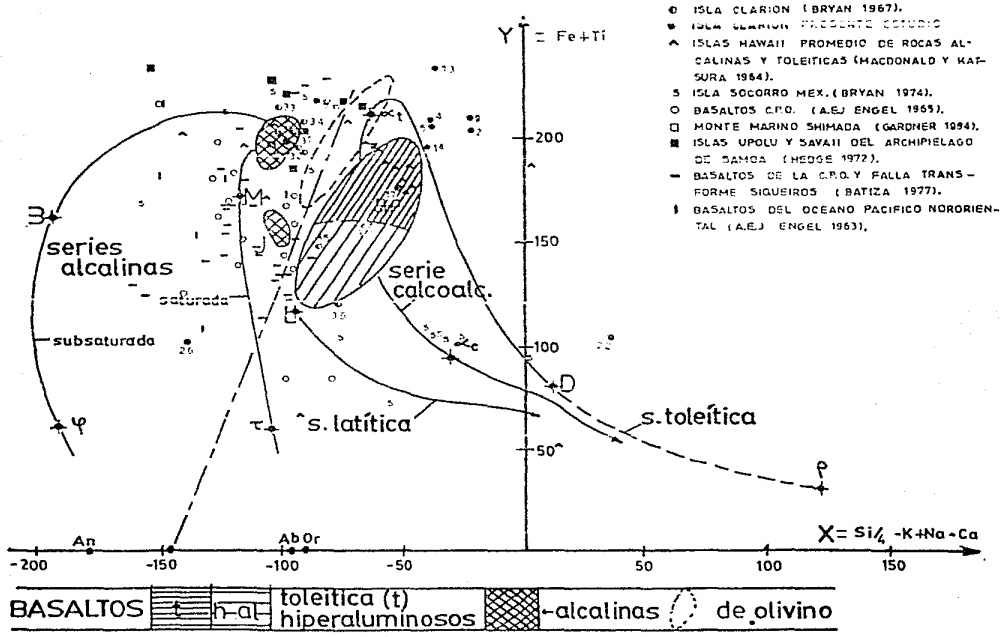
De acuerdo con lo expuesto hasta el momento, el grado de evolución de las rocas de la Isla se puede inferir que es bajo, esto es notorio si se observan los tipos de rocas predominantes, tales como basaltos, y ausencia de miembros de tipo dacítico, riolítico e fonolítico.

Otro de los diagramas propuestos por Leterrier y De La Roche es el definido por los parámetros:



donde se puede discriminar con mayor precisión las rocas calcoalcalinas y telefíticas, para miembros poco evolucionados (fig.4)

La ubicación de las muestras en este diagrama define dos dominios contrastantes, un dominio alcalino primario (análisis de Bryan) y un



- ISLA CLARION (BRYAN 1967).
- ◻ ISLA CLARION PROMEDIO ESTUDIO
- ▲ ISLAS HAWAII PROMEDIO DE ROCAS AL-CALINAS Y TOLEITICAS (MACDONALD Y HAF-SURA 1964).
- 5 ISLA SOCORRO MEX. (BRYAN 1974).
- BASALTOS C.P.O. (A.E.J. ENGEL 1965).
- ◻ MONTE MARINO SHIMADA (GARDNER 1964).
- ISLAS UPOLU Y SAVAII DEL ARCHIPIELAGO DE SAMOA (NEEGE 1972).
- BASALTOS DE LA C.P.O. Y FALLA TRANS-FORME SIQUEIROS (BATIZA 1977).
- † BASALTOS DEL OCEANO PACIFICO NORORIENTAL (A.E.J. ENGEL 1963).

Fig.4. Diagrama X-Y de DeLaRoche, et al, 1973, Explicación en el texto.

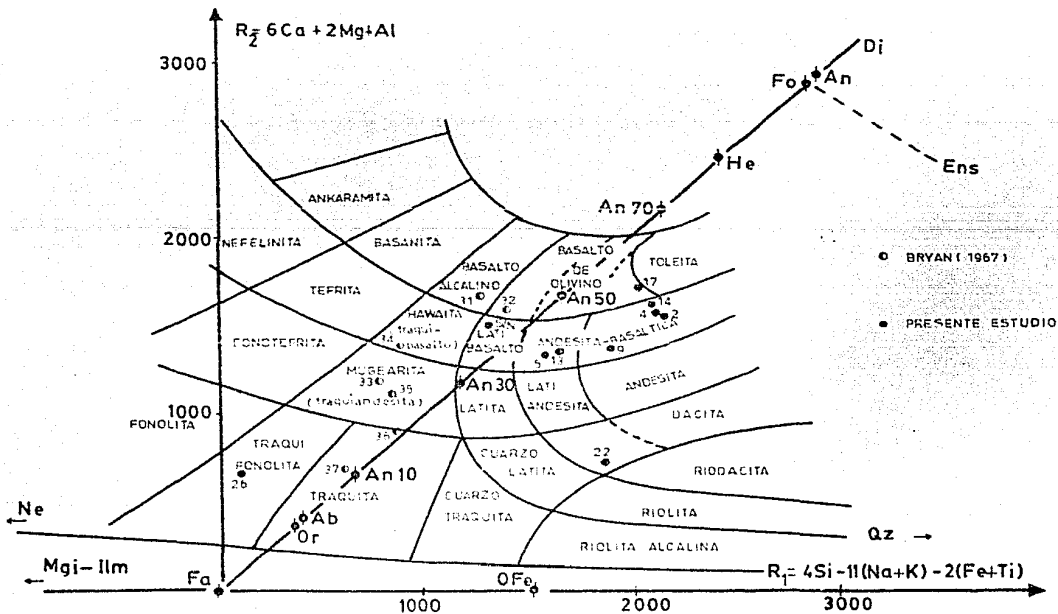


Fig.5. Clasificación químico-mineralógica de las rocas de la Isla Clarión. de De la Roche, et al, 1980.

dominio marcadamente teleítico de las rocas de este estudio desapareciendo la duda de la presencia de rocas calcoalcalinas surgida en el diagrama $R_1 - R_2$ (Fig. 3). Esto se logra gracias a la participación del valor del Fe y el Ti que aumenta en las rocas teleíticas mientras que representa un menor enriquecimiento en los miembros calcoalcalinos.

La línea de evolución alcalina se origina precisamente en la zona de generación de basaltos alcalinos del diagrama, y sigue una trayectoria marcada por el comportamiento de las rocas alcalinas saturadas. Al igual que en el diagrama $R_1 - R_2$ la dirección de esta línea es hacia la albíta ortoclasa en la que se aceptan inclusive miembros subalcalinos saturados. Este comportamiento es también seguido por las rocas de la Cresta del Pacífico Oriental y la Falla Transfiere Siqueiros.

En lo referente a las rocas subalcalinas, este diagrama define mejor la naturaleza calcoalcalina o teleítica de los datos graficados. Aquí se puede observar que las rocas de Clarión y del monte Shimada que en el diagrama $R_1 - R_2$ aparecían como calcoalcalinas en realidad son francamente teleíticas.

Algunas de las muestras analizadas por Bryan, presentan contenidos altos de aluminio de hasta el 19 %, lo cual provoca que estas muestras caigan dentro del campo de basaltos hiperaluminosos.

V.2. DIAGRAMAS DE VARIACION

El origen y evolución de un magna quedan registrados en la composición química mineralógica de los materiales eyectados, en especial como variaciones interelementos y de fases mineralógicas. Para

comprender la evolución magmática de una región será entonces importante conocer las variaciones composicionales en tiempo y espacio, es decir, recorrer el camino inverso a fin de reconstruir los posibles procesos que intervinieron para que las rocas exhibieran la naturaleza que hoy presentan.

Uno de los pasos mas sencillos en la interpretación de datos petroquímicos es graficar los valores de concentraciones de los óxidos mayores mediante combinaciones que resalten las tendencias químicas que reflejan procesos evolutivos. Tal es el caso de los diagramas de variación.

En estos diagramas, cada punto es representativo de una roca y el conjunto de puntos, de la evolución de la serie; el hecho de que las variaciones en composición sean progresivas sugiere evidentemente la existencia de relaciones genéticas entre las lavas que formaron esas rocas. El encontrar variaciones continuas y sencillas indicaría que las diferentes rocas del área derivan de un magma único, es decir se trataría de una provincia comagmática, ligada a un solo proceso.

Antes de iniciar la discusión sobre los diagramas de variación es bueno tener en mente que las rocas que afloran en islas oceánicas, son el producto de toda una evolución magmática en el que el volumen de material arrojado sobre la superficie del fondo oceánico es muy grande. En el caso de Clarión la altura de la estructura volcánica excede los 4000 m. Por lo tanto solo se está analizando la variación de una pequeña porción del volumen total que conforma el edificio y este representa las últimas etapas del fenómeno volcánico al que podemos atribuirle su formación.

En los diagramas de variación se analizó el comportamiento de los óxidos mayores con respecto al índice de diferenciación de Kuno

(1968) $(\text{MgO} \times 100 / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}))$ el cual puede considerarse que posee un significado petrogenético. Las características más importantes para las rocas Alcalinas fueron las siguientes (fig. 6).

-Potasio: Los valores de este elemento oscilan entre 1 y 4.5 %, mostrando una marcada tendencia a incrementarse en forma progresiva a medida que disminuye el valor del índice de diferenciación, o lo que es lo mismo, a medida que la roca es más evolucionada. Esta observación es consistente con la variación mineralógica presente en las rocas; así los miembros poco evolucionados presentan contenidos muy bajos de minerales alcalinos los cuales se incrementan a medida que evoluciona la serie con la aparición de porcentajes importantes de sanidino, anortoclasa, y las plagioclasas se vuelven más sódicas.

- Sodio: Este elemento presenta valores entre 1 y 7.3 % y al igual que el anterior muestra una tendencia, aunque no muy marcada, a aumentar a medida que disminuye el índice de diferenciación (mayor evolución). El comportamiento de este elemento es similar al potasio caracterizados ambos por su presencia en materiales más alcalinos en las etapas avanzadas de la evolución magmática.

- Calcio: Sus valores varían entre el 2 y 9 % aproximadamente. Presenta una tendencia de disminución gradual desde los miembros más básicos, donde presenta las mayores concentraciones, hasta los miembros más ácidos donde sus valores son más pequeños. Así, por ejemplo, los basaltos alcalinos presentan mayor porcentaje de calcio que las benmoreitas graficadas en la figura 6.

-Hierro: Presenta variaciones entre el 7 y el 13.2 %. Los mayores

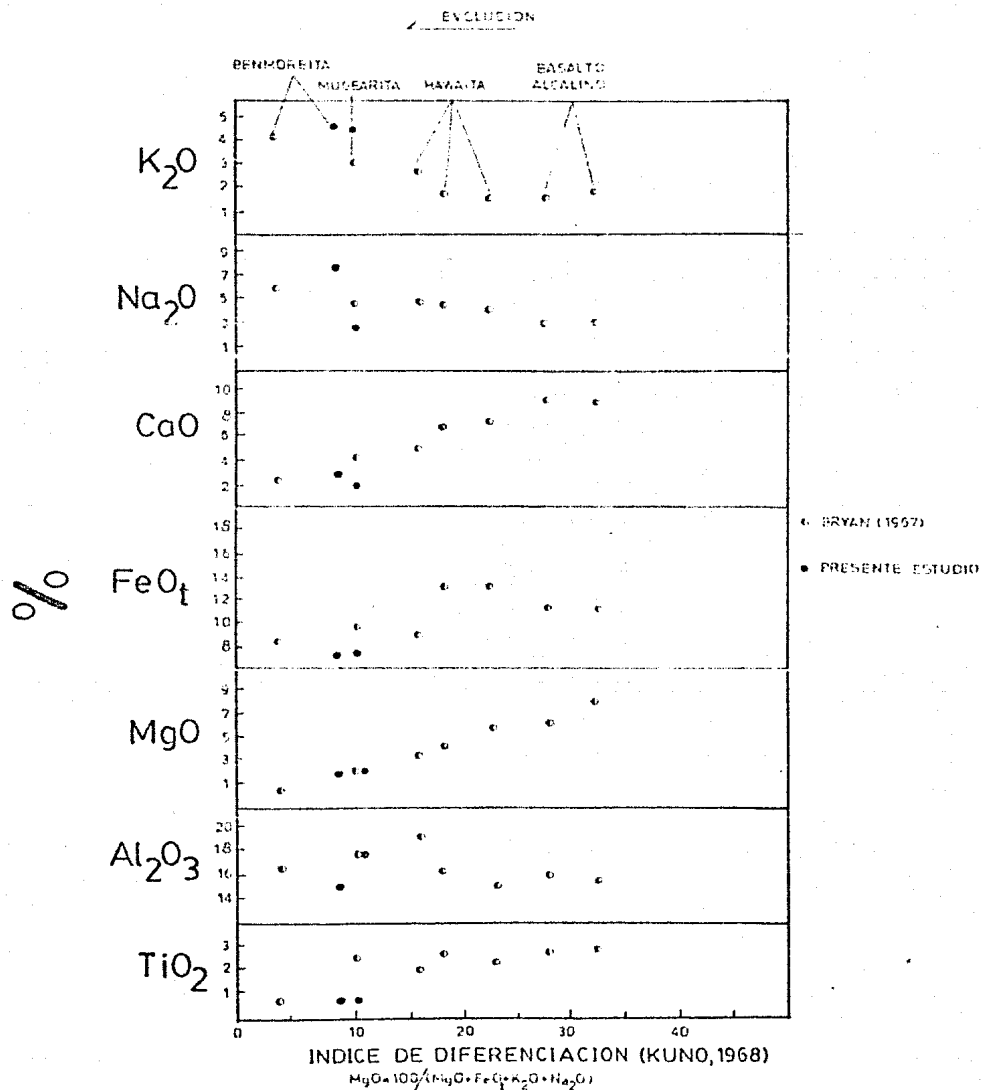


Fig.6 Diagrama de variación para las rocas alcalinas de la Isla Clarión.

contenidos de este elemento se encuentra en las rocas más primitivas como los basaltos alcalinos y disminuyendo para las rocas más evolucionadas, como las benmoreitas.

-Magnesio: El intervalo composicional varía entre 0.6 y 8 %. Al igual que el hierro, el magnesio presenta sus mayores concentraciones en las rocas con menor cantidad de sílice y donde el índice de diferenciación es mayor, es decir presentan un comportamiento normal.

-Aluminio: Con valores entre 14.2 y 19.5 % es el elemento que tiene menor variabilidad durante la evolución del magmatismo. Este hecho se puede explicar porque el aluminio participa como constituyente primordial en feldespatos, plagioclasas, feldespatoides y ferromagnesianos los cuales surgen en diferentes episodios de evolución.

-Titanio: Posee valores en un intervalo de 0.6 al 3 %. Debido a su afinidad geoquímica con el hierro presenta prácticamente las mismas características, concentrándose en mayor abundancia en rocas como los basaltos alcalinos y disminuyendo en rocas con mayor contenido de sílice como las benmoreitas en la cual el porcentaje de titanio es mínimo (0.6 %).

Para el caso de las rocas Toleíticas (fig. 6a), se puede notar que la evolución de estas no es muy grande, ya que la variación de sus elementos como se puede apreciar en el diagrama es despreciable. Los elementos que presentan una ligera tendencia a la variación son el hierro y el magnesio; en el primero su comportamiento sigue una tendencia de enriquecimiento conforme las muestras disminuyen en el valor del índice de diferenciación (más evolucionadas), y su

EVOLUCIÓN

BASALTOS TOLEÍTIOS

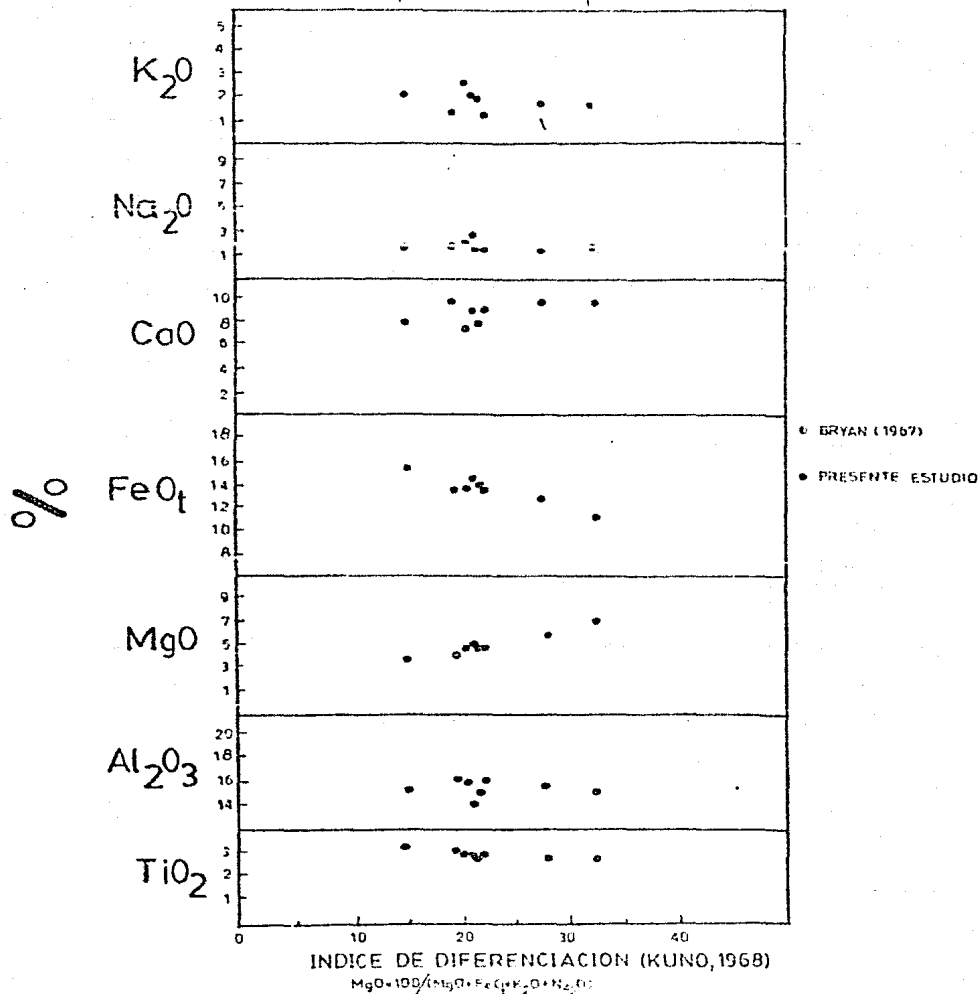


Fig.6a Diagrama de variación para las rocas toleíticas de la Isla Clarión.

concentración es mayor en las rocas toleíticas que en las alcalinas. En el caso del magnesio su concentración disminuye conforme la roca evoluciona. Los demás elementos como se puede apreciar en la figura 6a no presentan cambios considerables.

2

V.3. DIAGRAMA ALCALIS VS SILICE

Como se pone de manifiesto en el diagrama de la figura 7 (Macdonald y Katura, 1964) el total de las siete rocas analizadas químicamente por Bryan (1967), se localizan en el campo de las rocas alcalinas, con valores de álcalis que varían del 4.47 al 9.82 %. En general estos valores poseen una tendencia a aumentar conforme lo hace el SiO₂.

De las siete muestras colectadas por Bryan, las numero 31 y 33 son las que normativamente (tabla. 3), presentan mas características alcalinas, que son : presencia de nefelina y olivino.

Se averiguó que las rocas alcalinas de Bryan y las de este estudio son de naturaleza sódica (Na₂O/K₂O = 1) a excepción de la muestra 22 que es de naturaleza potásica.

Las muestras 32, 34 y de la 35 a 37 presentan hiperstena normativa, y ausencia de nefelina (propio de la serie alcalina saturada), olivino en las rocas 32, 34 y 35 y cuarzo en la 36 y 37. Estas dos últimas rocas y sobre todo la 37 presenta características normativas de la serie toleítica, pero a su vez es la de mayor contenido de álcalis.

Dentro del grupo de muestras analizadas para el presente trabajo, se puede notar que estas se localizan en el campo de las toleitas, y con las rocas 5 y s/n como alcalinas.

De estas rocas merecen especial atención la muestra 5 y s/n que aparecen como rocas alcalinas(fig.7); sus características normativas y

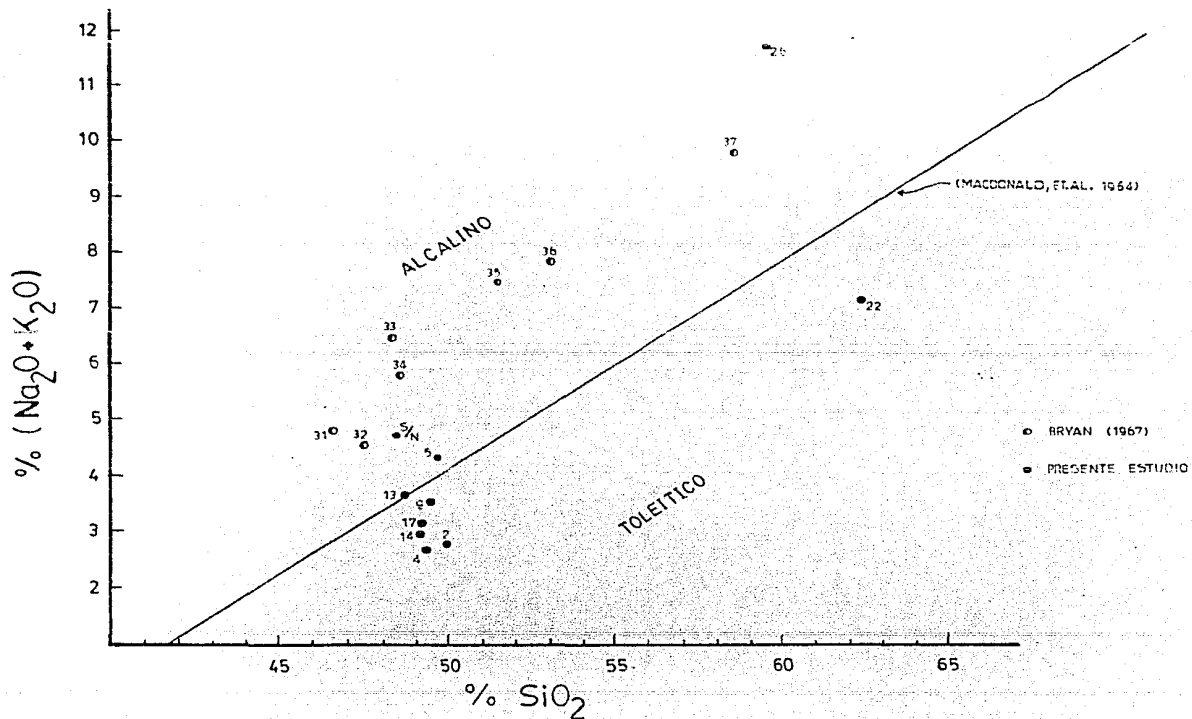


Fig.7 Diagrama alcalis vs sílice para las rocas de la Isla Clarión. (tomado de MacDonald et.al,1964)

y petrográficas corresponden mas bien a rocas de naturaleza teleítica, como se les ha considerado a lo largo del presente estudio.

A las rocas teleíticas de este grupo se les puede calificar como "teleíticas ricas en potasio", ya que el promedio para este elemento determinado en las rocas de Clarión sobrepasa al contenido promedio de las teleíticas oceánicas, el cual es cercano al 0.2 % (Engel, et al., 1965). El valor mínimo de K_2O detectado en el presente trabajo fue de 1.21 % (muestra 4) y el máximo de 4.51 % (muestra 26).

V.4. DIAGRAMA A.F.M.

El diagrama A.F.M. de la figura 9, se utilizó para saber si las rocas presentaban enriquecimiento en hierro.

En este diagrama, los campos que delimitan a las rocas calcoalcalinas de las teleíticas fueron suprimidos ya que la intención que se persigue en su uso, es unicamente la descrita en el párrafo anterior.

De acuerdo con esto, se puede observar en el diagrama que las rocas que presentan mayor enriquecimiento en hierro son las del presente estudio, en especial las de naturaleza teleítica. Las rocas alcalinas también presentan valores altos de hierro.

Como conclusión a este capítulo se puede decir que el uso de diagramas de clasificación química se debe hacer complementando varios entre si para que la clasificación de las rocas dentro de una serie determinada sea la más acertada y concordante posible con las clasificaciones modales y normativas.

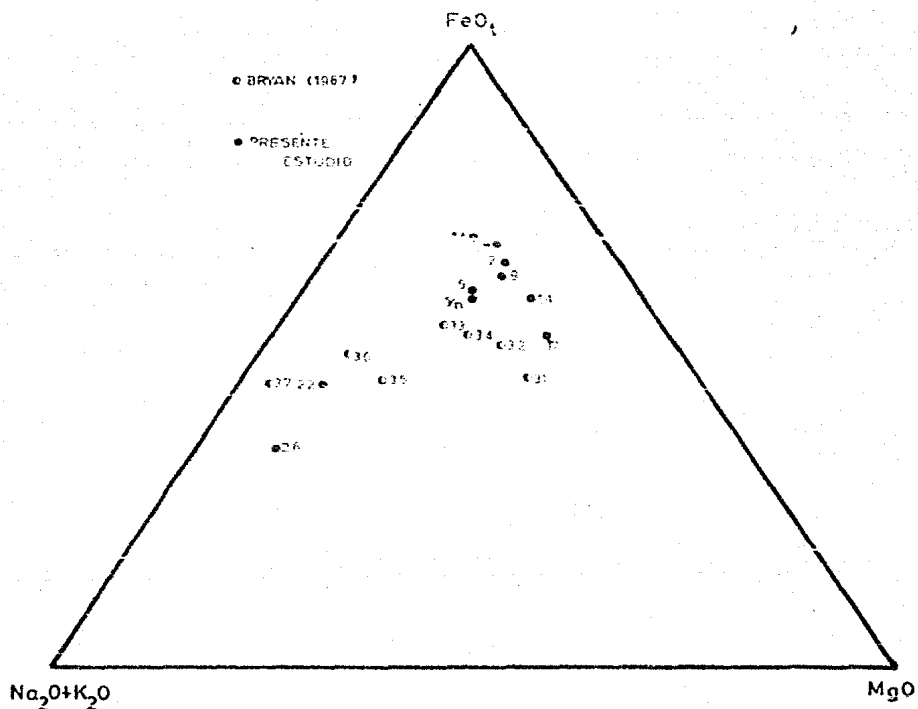


Fig. 9. DIAGRAMA AFM DE LAS ROCAS DE LA ISLA CLARION

VI. PALEOMAGNETISMO

VI .1. INTRODUCCION

El campo magnético terrestre se asemeja al producido por un dipolo magnético situado cerca del centro de la Tierra. Bajo este modelo, todo punto sobre la superficie terrestre podría expresarse en términos de tres parámetros: declinación (dirección de acuerdo al norte magnético terrestre), inclinación (el ángulo vertical que forma el vector dirección, con la horizontal), y la intensidad (cantidad de magnetización). los cuales vistos en conjunto constituyen un sistema de coordenadas magnéticas de gran utilidad en la solución de problemas tectónicos, sobre todo en cuanto a la geometría, vectores de desplazamiento y velocidad de movimiento de las placas.

Puesto que en la naturaleza se tienen varios sistemas capaces de modificar su comportamiento magnético según sean las condiciones exteriores, el estudio del magnetismo grabado en los componentes de tales sistemas proporcionará datos cuantitativos acerca de las intensidades y direcciones de dichos campos: es decir, bajo ciertas perturbaciones algunos materiales de la Tierra (u otros cuerpos) serán capaces de registrar la dirección e intensidad del campo geomagnético reinante. Por ejemplo en rocas ígneas el enfriamiento actúa como perturbación sobre los minerales magnéticos, principalmente los óxidos de hierro y titanio que adquieren una magnetización termorremanente (M R T) proporcional a la dirección e intensidad del campo geomagnético ambiental. Por tanto, si mediante algún dispositivo se pueden medir las componentes del M R T de una roca, en realidad se estarán haciendo mediciones con compás e inclinómetro magnéticos del pasado geológico, del momento en que se formó la roca

(Urrutia , 1984).

La determinación de las principales características magnéticas en las rocas, se logra mediante la utilización de magnetómetros y dispositivos de desmagnetización. En este trabajo las componentes magnéticas de las rocas se midieron en un magnetómetro tipo MOLSPIN, y las desmagnetizaciones se realizaron por el método de campos magnéticos alternos decrecientes. En este método el material a estudiar se somete a la acción de un campo alterno en un ambiente libre de campos magnéticos directos; cuyo efecto es el de eliminar selectivamente las componentes magnéticas de una roca, cuya coercitividad haya sido rebasada por el campo aplicado. Con lo anterior se logrará un análisis de la estabilidad de las magnetizaciones, así como tener una idea del tipo y propiedades de los minerales magnéticos portadores de estas magnetizaciones.

VI .2.MAGNETISMO REMANENTE NATURAL

El estudio paleomagnético de algunas rocas de la Isla Clarión se realizó en muestras procedentes de 10 afloramientos distintos, las cuales se tomaron por duplicado y algunas por triplicado y se orientaron en el campo. Posteriormente se obtuvieron núcleos en el laboratorio y se determinaron las componentes del magnetismo remanente natural (NRM) cuyos valores se muestran en la tabla 4 , y se ilustran en el diagrama estereográfico de la fig 10.

La figura 10 , es una proyección estereográfica en la que se han ubicado las direcciones individuales de declinación e inclinación de cada muestra. Puede observarse que la mayoría de las direcciones

TABLA 4 MEDICIONES DE MAGNETISMO REMANENTE NATURAL

MUESTRA	SISTEMA DE COORDENADAS DE LA MUESTRA					
	X	Y	Z	DEC	INC	INT
1	1562.50	-802.00	2350.00	332.82	53.22	2937.7
2	-760.25	-51.50	-2189.75	153.80	-70.81	2318.54
3	-8874.75	467.00	-5399.25	176.09	-31.25	10407.15
4a	3712.50	-6035.00	8920.75	301.54	51.54	11392.26
4b	974.75	-7973.00	-952.50	276.97	-6.76	8088.64
5	1933.00	-345.75	-446.25	349.55	-12.80	2013.74
6	2145.75	-1455.75	641.25	325.79	13.88	2672.71
7	-2624.25	-1519.75	1388.50	210.07	24.60	3335.30
8	751.75	2357.75	-1755.75	72.31	-35.35	3034.26
9	1475.75	-739.75	3173.5	333.37	62.51	3577.17
10	-1334.75	2423.25	-29242.20	118.84	-84.58	29372.80
13	2778.00	642.50	-27.15	13.02	-0.54	2851.46
15	-88.25	551.00	-440.50	99.08	-38.28	710.93
16	-20.50	422.00	484.25	92.78	48.89	642.65
22	15.25	-35.50	99.00	293.24	68.68	106.27
23	7598.75	32755.50	-49544.00	76.93	-55.83	59877.10
28	5645.25	214.15	2816.00	2.17	26.49	6312.26

TABLA 4 (CONTINUACION)

HUES TRA	SISTEMA		DE	COORDENADAS	DE	CAMPO
	X	Y	Z	DEC	INC	
1	.14416	-.95104	-.27336	278.61	-15.86	
2	-.54870	.99824	-.22210	93.14	-1.27	
3	-.78686	.32415	-.51880	156.99	-31.25	
4a	-.73151	.42925	-.52974	149.59	-31.98	
4b	-.78220	.61178	-.11775	141.97	-6.76	
5	-.16696	.96073	-.22160	99.85	-12.80	
6	-.67335	.50004	-.54579	143.36	-33.07	
7	-.53426	.71199	-.45565	126.88	-27.10	
8	-.29377	.55669	.77704	117.82	50.99	
9	.95353	.21908	-.20679	12.93	-11.93	
10	.93555	.99219	.82499	84.61	4.72	
13	-.52615	.91805	.22530	109.55	13.02	
15	-.59630	-.20915	.77503	199.32	50.80	
16	-.64787	-.11168	.75351	189.78	48.89	
22	.35708	-.36592	.85940	314.29	59.25	
23	-.58536	-.76006	-.28221	232.39	-16.39	
28	-.61485	-.67769	.40333	227.78	23.78	

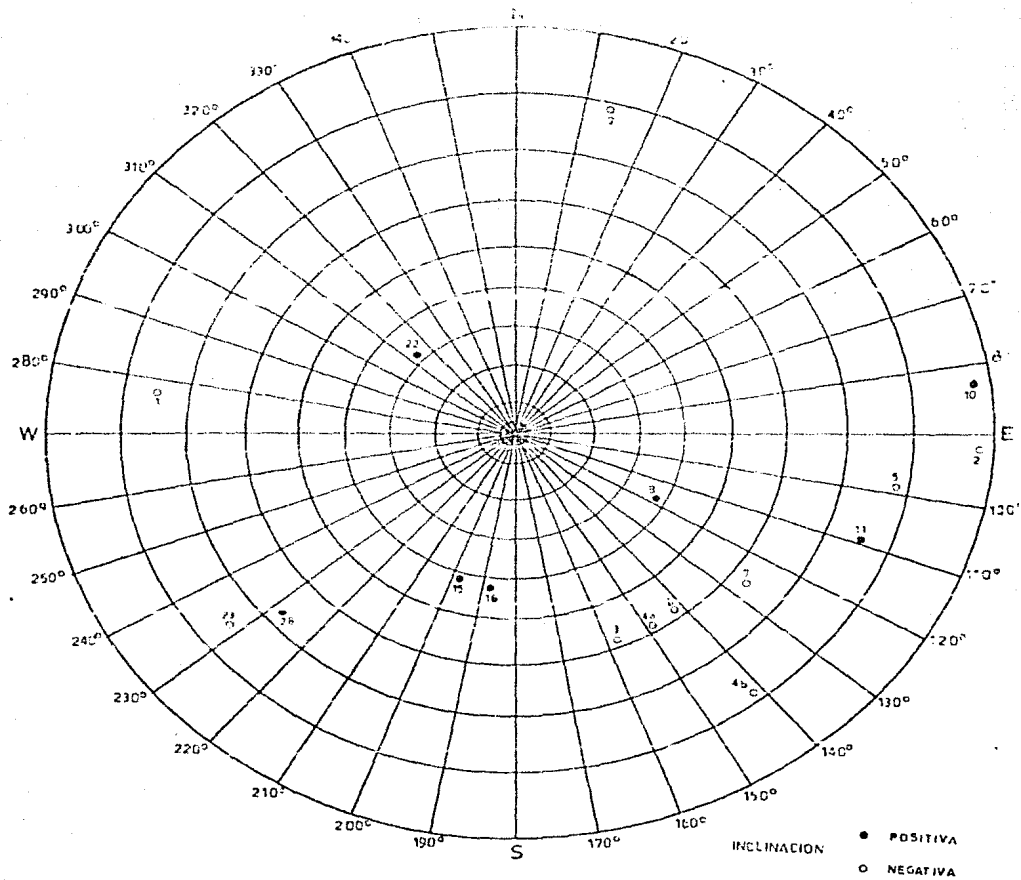


Fig.10. Diagrama estereográfico donde se muestran los valores de declinación e inclinación magnética de las rocas de la Isla Clarion con análisis paleomagnético.

corresponden al cuadrante SE y pertenecen a magnetizaciones reversas. Tal es el caso de las muestras 3,4a,4b, 5,6,7. Por su parte las rocas 5, 13, 15,16 dieron polaridades normales. Otras muestras presentaron una mayor dispersión de los datos, ubicándose en otros cuadrantes del diagrama y dando magnetizaciones tanto reversas como normales. Posteriormente se determinó que estas muestras presentaban magnetizaciones inestables, razón por la cual los resultados generados por ellas no son interpretables. Las únicas muestras que lograron pasar todos los pasos del análisis paleomagnético de manera satisfactoria y con las cuales se hicieron las interpretaciones, son las muestras : 3, 4a, 5, 6, 7.

Los valores de declinación de las muestras cuyas características magnéticas eran aceptables, tuvieron un intervalo entre 126° y 158° azimutales, con inclinaciones comprendidas entre 12° y 32° , y de polaridad reversa. El valor de las intensidades tuvo mayores variaciones, con valores extremos entre 59877.1 y 106.27 Oersteds. Tales variaciones reflejan complicaciones en cuanto al tipo y abundancia de minerales magnéticos, como puede observarse en la tabla 5.

VI .3.ESTUDIO DE DESMAGNETIZACION

La coercitividad de cada grano cristalino depende entre otras, de las fuerzas magnéticas internas y de las fuerzas magnetostáticas. Esta propiedad está fuertemente influenciada además, por las dimensiones de las partículas, la temperatura y la composición de estas (Tarling, 1983). Al ser la coercitividad una característica que depende de factores como los señalados, su estudio proporcionará algunas ideas precisamente

sobre dichos factores. Esto puede realizarse, sometiendo el material bajo estudio a campos magnéticos sucesivamente mayores que en un momento dado excederían las fuerzas internas, anulando selectivamente las direcciones de magnetización adquiridas por las rocas a lo largo de su historia. Si cada vez que se aplica un campo mayor se registran las componentes de declinación, inclinación e intensidad se podrá reconstruir en parte la historia magnética del material, así como proponer los fenómenos que pudieron contribuir a cada componente detectada. Este es el método de desmagnetización.

Las muestras que se sometieron a desmagnetización fueron la 5,6,7, 3,4a,4b y 15,16. Se utilizaron campos alternos generados por un desmagnetizador Schonstedt modelo GSD-5, con intensidades de 50, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 999 Oersteds. Los resultados de estos estudios se muestran en las figuras 11 a 16, las cuales se discuten a continuación.

En general los resultados de desmagnetización muestran que el tipo de magnetismo es de una componente (Térmica) con aportes menores de magnetizaciones secundarias debidas a procesos de alteración y a la acción del campo geomagnético local en períodos de miles de años que aportarían una pequeña fracción de magnetismo viscoso.

El comportamiento univectorial del magnetismo, es evidente sobre todo en las muestras 4a, 6 y 7, cuyas curvas de desmagnetización presentan pequeñas desviaciones (ruido) sin que se salgan de su tendencia preferente. Por su parte las muestras 3 y 5 exhiben el efecto de una componente magnética secundaria que hace que la curva presente una deflexión atribuible a los fenómenos ya citados. En resumen puede decirse que el magnetismo adquirido por las rocas es univectorial y de naturaleza térmica.

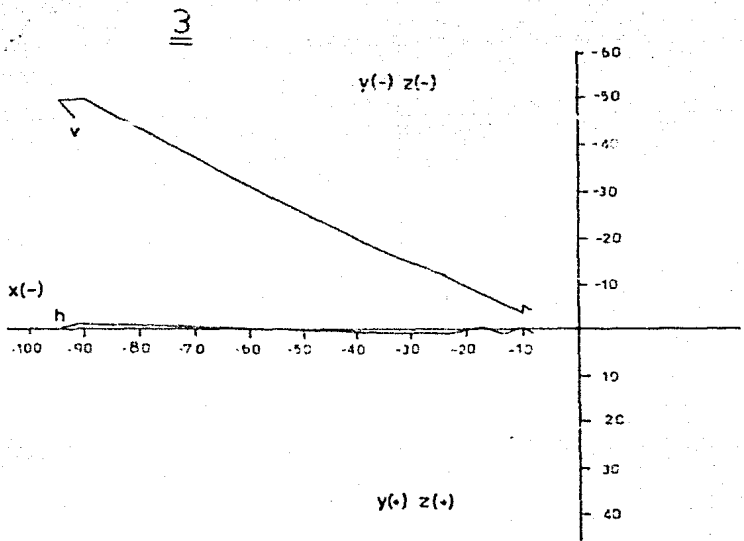


Fig. 11. Curva de desmagnetización de la muestra 3

4 a

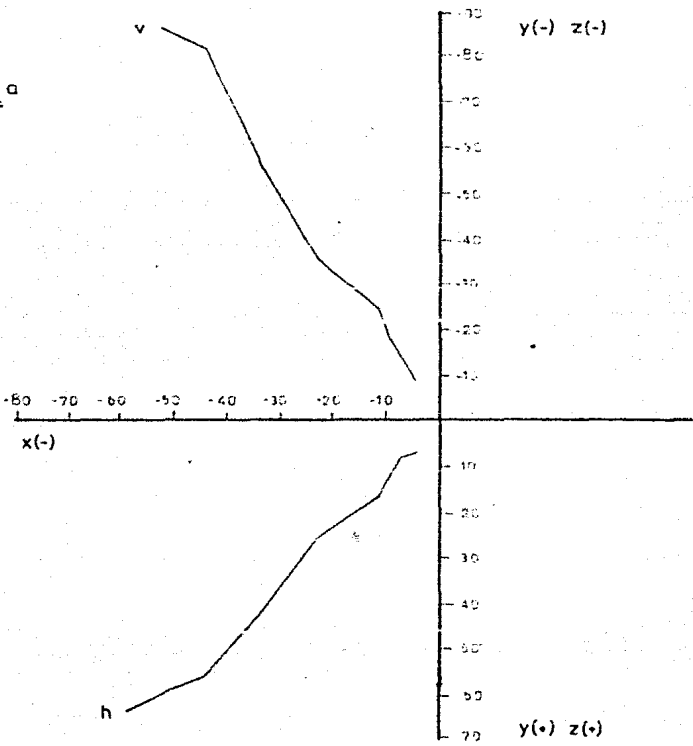


Fig.12. Curva de desmagnetización de la muestra Ja

5

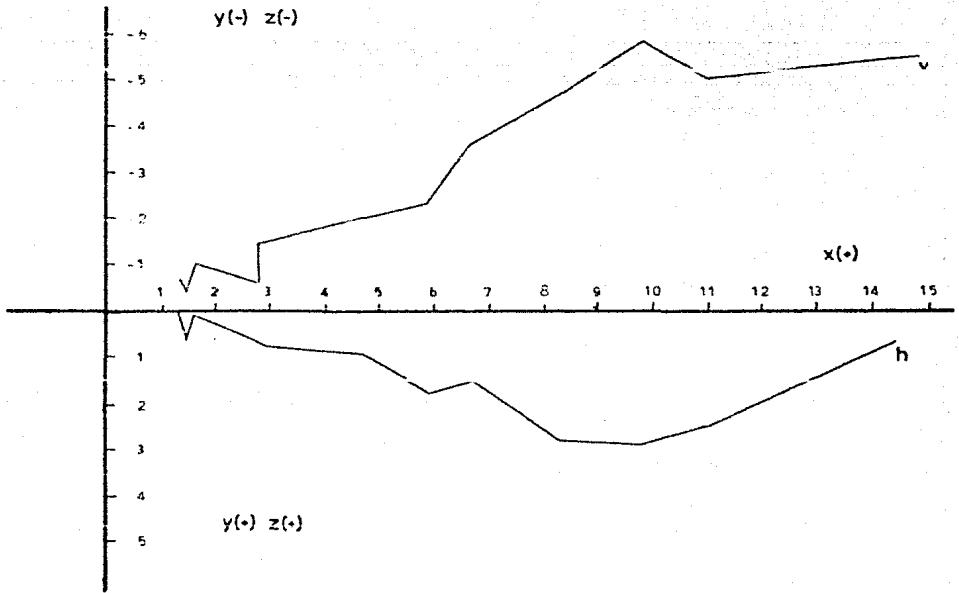


Fig.13. Curva de desmagnetización de la muestra 5

6

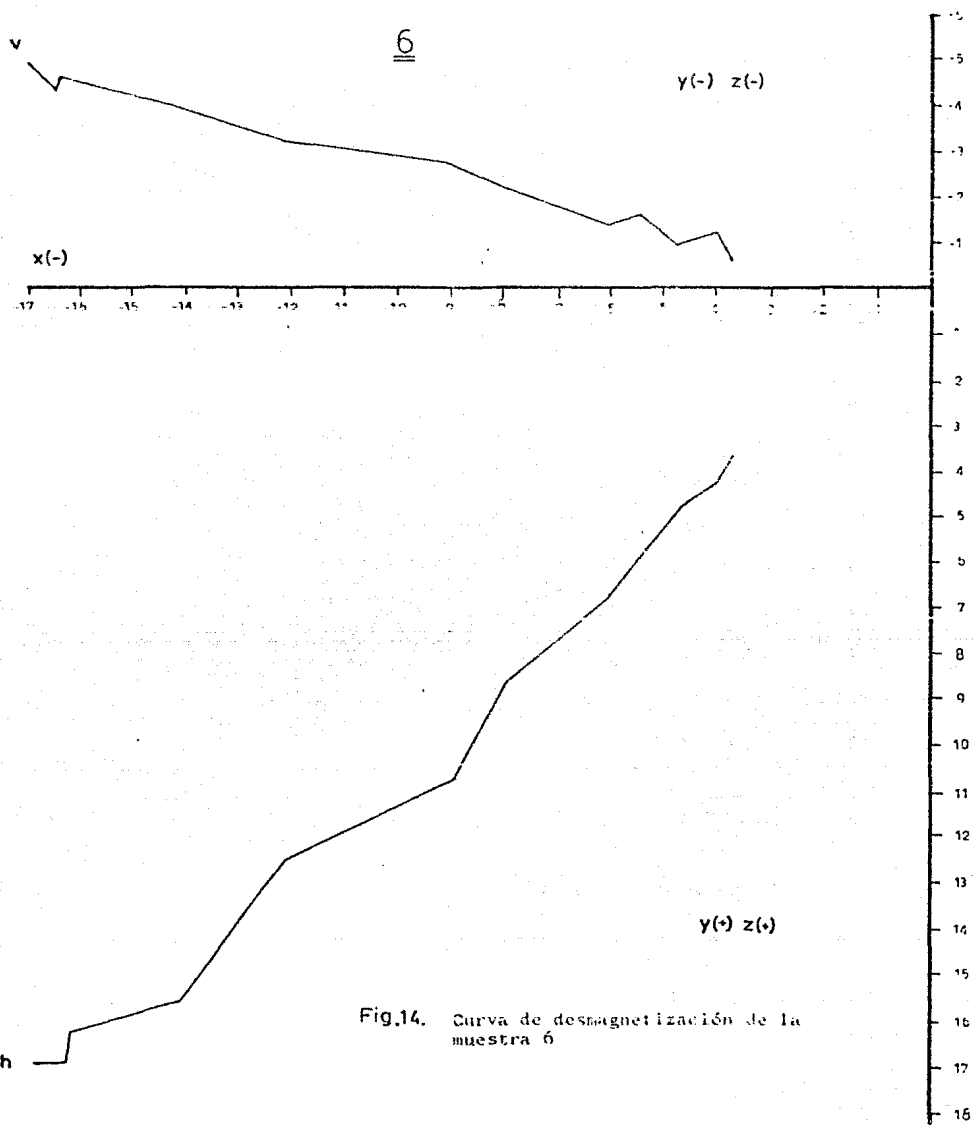


Fig.14. Curva de desmagnetización de la muestra 6

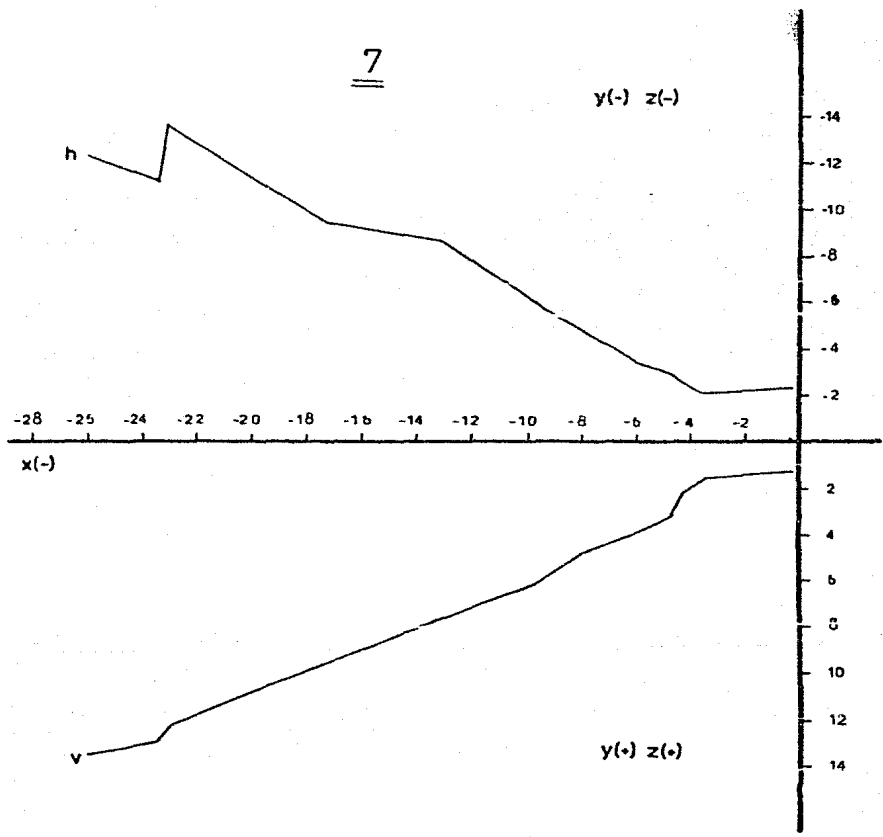


Fig.15. Curva de desmagnetización de la muestra 7

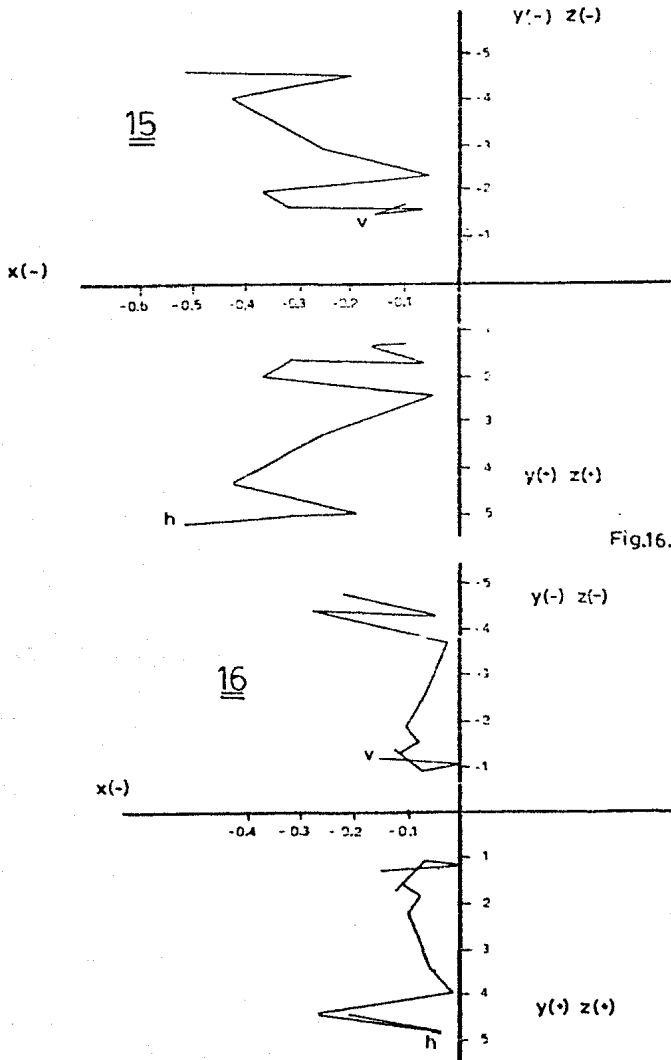


Fig.16. Ejemplo de una curva de desmagnetización cuyo registro magnético no puede aportar información útil.

Muestras 15 y 16

Otro de los fenómenos observados fue la presencia de traslapes de procesos que afectaron el magnetismo, detectables por la forma de las curvas de desmagnetización, que en lugar de presentar cambios abruptos para cada componente, lo hacían en forma paulatina suavizando la curva. Estos traslapes se producen por la coexistencia de procesos que afectan el magnetismo de las rocas, y cuya resultante da lugar a la forma de la curva mostrada en la figura 13, perteneciente a la muestra 5.

El estudio de la variación de la intensidad del magnetismo durante el proceso de desmagnetización, da idea de los minerales portadores del registro magnético.

A manera de ilustración se presentan los resultados obtenidos para una de las muestras cuyo comportamiento manifiesta la inestabilidad de los minerales magnéticos. Este es el caso de las muestras 15 y 16 que se pueden observar en la figura 16, cuyas componentes horizontales y verticales exhiben variaciones que no pueden interpretarse, ya que se apartan del comportamiento regular que debe presentar un material cuyo registro magnético sea el original. Esto motivó a descartar algunas muestras en la interpretación de resultados (15,16 y 4b).

Haciendo un análisis de las curvas de intensidad magnética normalizada de las muestras 3,4a; 5,6,7; (fig.17) se observa que todas exhiben un comportamiento similar pudiéndose afirmar que los materiales magnéticos son prácticamente los mismos para estas rocas. Por comparación con curvas de minerales magnéticos conocidas, se pudo determinar que los minerales que adquirieron la magnetización pertenecen al grupo de las titanomagnetitas (con temperatura Curie a 200°C), (Strangway, 1970) esto está apoyado también en los altos valores de TiO_2 registrados en los análisis químicos de las rocas, tabla 5. Los

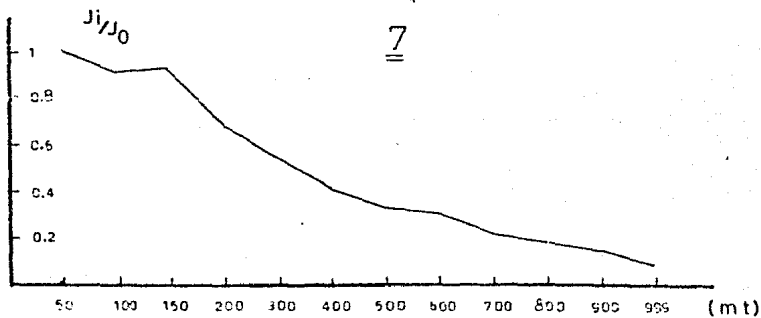
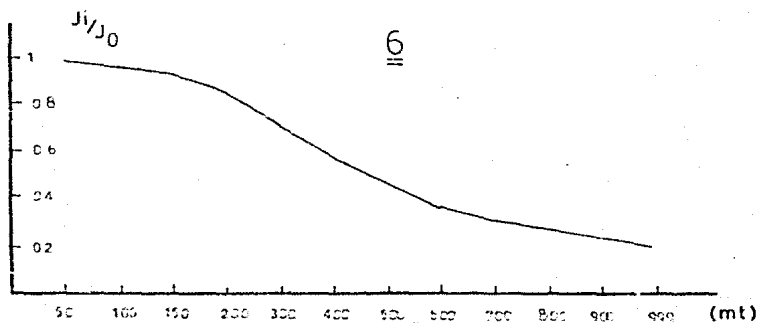
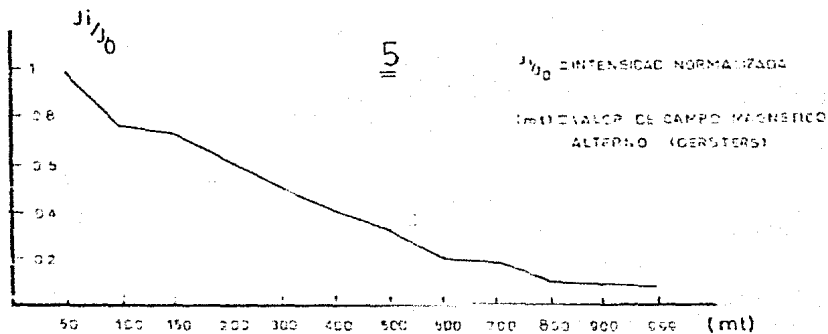


Fig.17. Gráfica de intensidad normalizada VS campo magnético de desmagnetización, donde se puede apreciar la forma de la curva y de ahí interpretar que tipo de minerales poseen la magnetización principal (explicación en el texto).

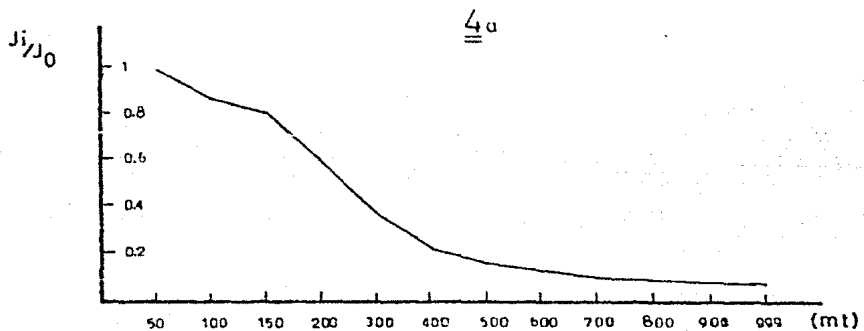
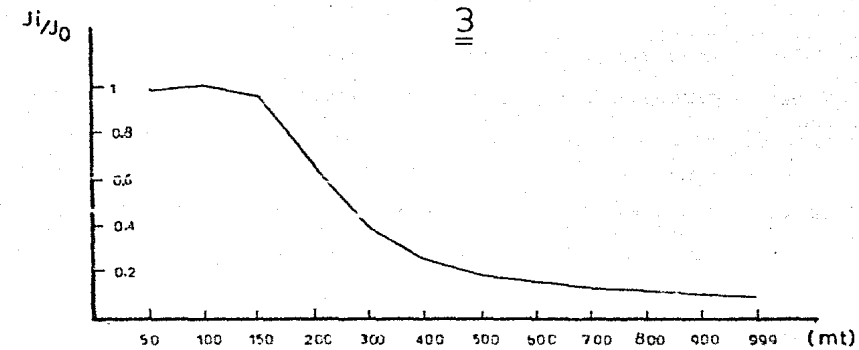


Fig.17. Gráfica de intensidad normalizada Vs Campo magnético de desmagnetización (continuación).

TABLA 5 RELACION ENTRE EL PORCENTAJE DE MINERALES OPACOS, SU COMPOSICION QUIMICA Y LA INTENSIDAD DE LA MAGNETIZACION

MUESTRA	% DE MINERALES OPACOS (MAGNETITA-HEMATITA)		INTENSIDAD DE MAGNETIZACION	%	
				TiO 2	Fe O 2 3
1	7% Mag	1% Hem	2933.78		
2	7% Mag	1% Hem	2218.54	2.89	13.41
3	7% Mag	3% Hem	10407.15		
4a	2% Mag	1% Hem	11392.26	2.76	13.42
4b	4% Mag	2% Hem	8088.64	2.76	13.42
5	7% Mag	1% Hem	2013.74	2.74	13.69
6	5% Mag	2% Hem	2672.71		
7	5% Mag	1% Hem	3335.30		
8	13% Mag	5% Hem	3034.26		
9	10% Mag	3% Hem	3577.17	2.80	14.05
10	7% Mag	2% Hem	29372.80		
13	30% Mag	4% Hem	2851.46	3.21	15.50
15	4% Mag	1% Hem	710.93		
16	3% Mag	1.5% Hem	642.65		
22	5% Mag	5% Hem	106.27	0.63	7.48
23	4% Mag	2% Hem	59877.10		
28	3% Mag	1% Hem	6312.26		

valores de coercitividad en las Titanomagnetitas son bajos, lo que ocasiona que pierdan su magnetismo en campos de intensidad relativamente bajos (menores de 1000 Oersteds).

VI .4. INTERPRETACION DE RESULTADOS

Del estudio del N.R.M. y de los datos de desmagnetización pueden hacerse las siguientes afirmaciones:

- Las rocas estudiadas de la Isla Clarión se formaron durante un período (o períodos) de polaridad reversa del campo geomagnético.

- Conforme a los datos paleomagnéticos, las rocas de 2.7 m.a. deberían ubicarse a una declinación aproximada de 175° , apareciendo en realidad a los 160° . Esto sugiere que la Isla ha experimentado una rotación de aproximadamente 15° con respecto a la porción continental de Norte America y norte de México. La magnitud de esta rotación para las rocas más antiguas es mucho mayor. Lo anterior es congruente si se asume que la Isla Clarión ha tenido un desplazamiento lateral hacia el oeste de por lo menos 480 Km a partir de su lugar de origen (Montes Matemáticos o en el piso oceánico lejos de cualquier dorsal), y que durante esta migración la Isla pudo haber rotado.

- El valor medio de la declinación del conjunto de muestras es aproximadamente 130.76° con inclinación de 30.5° , (fig.18).

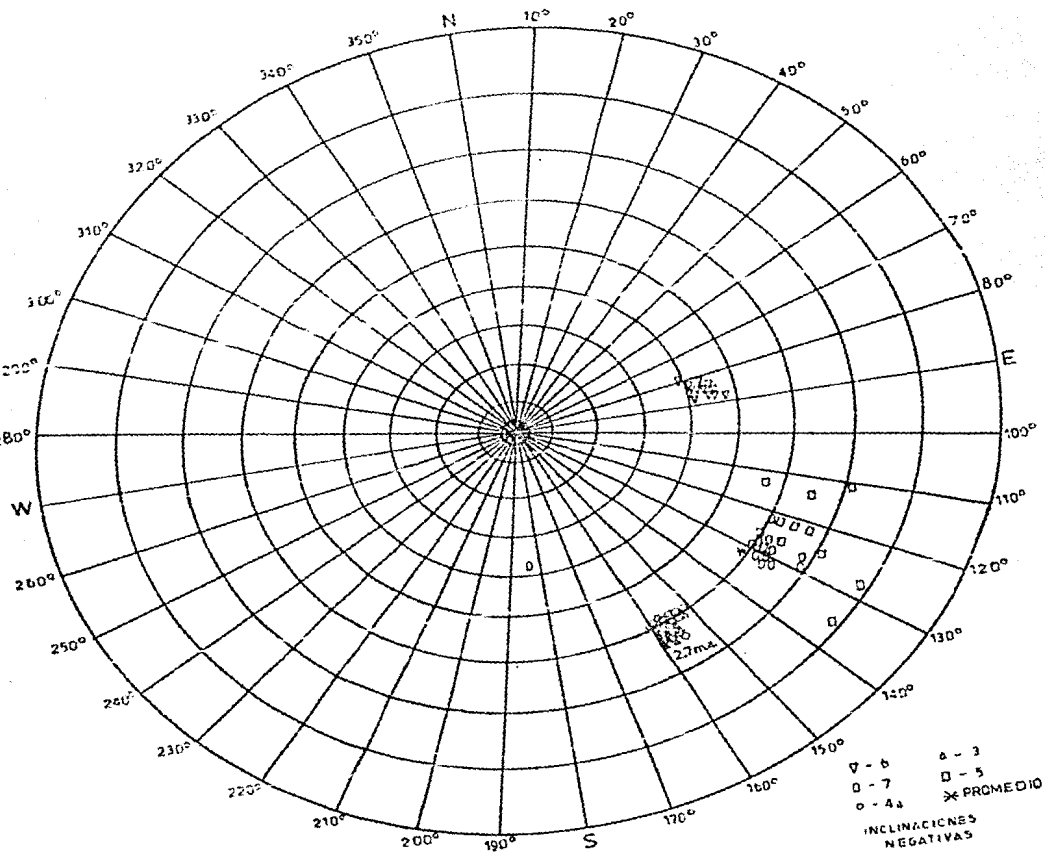


Fig.18. Diagrama estereográfico donde se muestran los valores de declinación e inclinación durante la desmagnetización a campos variables entre 50 y 990 Oersters, para las muestras útiles-- de este trabajo (5 muestras).

VII. G E O C R O N O M E T R I A

VII.1 MÉTODO ANALÍTICO

El método utilizado para realizar las dataciones radiométricas de las rocas de la Isla Clarión fue el de $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ en roca total. Este método es preferido para las rocas ígneas y metamórficas, en comparación con otros (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd) porque el potasio y el argón son elementos más abundantes en este tipo de rocas, en varios de sus minerales (feldespatos, micas, y anfíboles en especial la hornblenda), teniendo una mayor variedad de minerales en los que el método puede ser utilizado.

El principio general del método K-Ar (Balynple y Lanphere, 1969) es la formación de ^{40}Ar a partir del ^{40}K el cual posee un período de vida medio de 1.25×10^9 años. Si la constante de desintegración es conocida y si las cantidades de isótopos padres e hijos son medidos de manera precisa es posible calcular una edad.

La determinación de ^{40}K en un sistema se facilita grandemente si su composición isotópica presenta un valor uniforme. Para obtener la cantidad de ^{40}Ar en una muestra es necesario medir el porcentaje total de potasio y conocer su composición isotópica.

La cantidad de ^{40}Ar producida "in situ" por el proceso de desintegración se puede obtener con precisión solo si se efectúan correcciones de ^{40}Ar no radiogénico que ha sido absorbido por la superficie del cristal o procede de contaminación analítica.

La edad se puede calcular de la ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda_E + \lambda_B} \log_e \left[\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} \cdot \frac{\lambda_E + \lambda_B}{\lambda_E} + 1 \right]$$

Donde:

λ_E Es la constante de desintegración de ^{40}K en ^{40}Ar .
 λ_B Constante de desintegración de ^{40}K en ^{40}Ca

Las hipótesis para que esta ecuación posea un significado geológico son las siguientes:

- Los términos λ_E y λ_B son constantes
- La composición isotópica del potasio es idéntica no importando el sistema considerado.
- El argón en el sistema no puede tener dos orígenes, es decir, que para el análisis solo se toma en cuenta el argón producido por el proceso de decaimiento isotópico del potasio.
- Para el potasio y el argón el sistema debe ser cerrado desde el inicio del evento geológico que se va a datar.
- Ningun exceso de argón debe ser introducido en el mineral, ya sea en el momento de su formación o de un evento metamórfico subsecuente.
- La presencia de argón no radiogénico debe corregirse adecuadamente.

Un exceso de ^{40}Ar proporciona edades más antiguas que las esperadas para una cierta roca. cuando la edad es anormalmente más antigua existe la presencia de argón extraño, cuyo origen puede ser heredado (producido en el interior de los minerales antes del evento que se desea datar) o puede ser también el resultado de una adhesión de argón en la superficie del mineral.

Las pérdidas de argón radiogénico tienen por efecto proporcionar edades más jóvenes. Si la pérdida es completa el reloj K-Ar es llevado a cero y reflejará el evento que causó el fenómeno.

Entre los factores que provocan las pérdidas de argón se pueden

mencionar:

- Incapacidad de una red cristalina para detener el argón.
- Fusión parcial.
- Metamorfismo.
- Alteración hidrotermal y supergénica.
- Recalentamiento.
- Efectos tectónicos.
- Por preparación de la muestra. De acuerdo al tamaño del pulverizado.

Otros de los factores que pueden proporcionar discrepancia en las edades esperadas son : conocimiento dudoso del contexto geológico, muestreo dudoso, y errores analíticos en el laboratorio.

VII.2 RESULTADOS

Los análisis K-Ar de las rocas de Clarión arrojaron los siguientes resultados preliminares, los cuales poseen este caracter por no haber sido realizados por duplicado o incluso por triplicado, por falta de recursos(debido al costo elevado de estos) y de tiempo.

Se analizaron un total de 5 muestras (2, 3, 7, 13 y 28) proporcionando los resultados que se pueden apreciar en la tabla 6 adjunta, (comunicación personal con el Dr. David Jorge Terrell).

TABLA 6 RESULTADOS DE LAS DATACIONES RADIOMETRICAS EN LAS MUESTRAS DE
ROCA DE LA ISLA CLARION

MUESTRA No. Y UNIDAD Lit.	TIPO DE ROCA	EDAD (Ma)	PERIODO
2, Qmp	Basalto teleítico	0.9	Pleistoceno
3, Ts	Basalto teleítico	2.7	Plioceno
25, Ts	Basalto teleítico	4.0	Plioceno
7, Ts	Basalto teleítico	4.6	Plioceno
13, Trm	Basalto teleítico	5.3	Mioceno Sup.

Se considera un margen de incertidumbre aceptable para estos análisis del $\pm 10\%$.

VIII. EVOLUCION TECTONICA
Y
PETROGENESIS

VIII.1. EVOLUCION TECTONICA

Para comprender la evolución tectónica de la zona donde se localizan las Islas Revillagigedo es conveniente enmarcarlas dentro de un contexto tectónico general que permita establecer las relaciones entre estas formaciones volcánicas y su entorno inmediato: la Cuenca del Pacífico.

La zona de interés para este estudio queda comprendida en la porción oriental y sur-central de la Cuenca del Océano Pacífico cuya historia tectónica se ha interpretado a partir de las observaciones del Proyecto de Perforación de Mares Profundos (BSPD). Sus informaciones geológico-geofísicas, han permitido esclarecer la composición, geometría y dinámica del fondo oceánico.

Uno de los datos más valiosos que se han obtenido es la detección de la polaridad magnética de las rocas de la corteza oceánica. Al respecto, en base a la recopilación hecha por Herron, (1972) se han elaborado esquemas tectónico-estructurales de la mayor parte de la Cuenca. La identificación de las anomalías magnéticas se muestra en la figura 19 de la cual los rasgos más importantes se resumen a continuación.

- Existe una cresta oceánica activa en la actualidad (anomalía 1, marcada con trazo negro), que constituye la Cresta del Pacífico Oriental (C.P.O.), (fig. 19).

- Se puede observar una cresta identificada por la anomalía 5 (de aproximadamente 9 m.a.) que se extiende desde el paralelo 30° LS hasta cerca del plano ecuatorial (sombreada con líneas oblicuas) que inclusive se podría continuar en el hemisferio norte ubicandola al Oeste de la C.P.O.

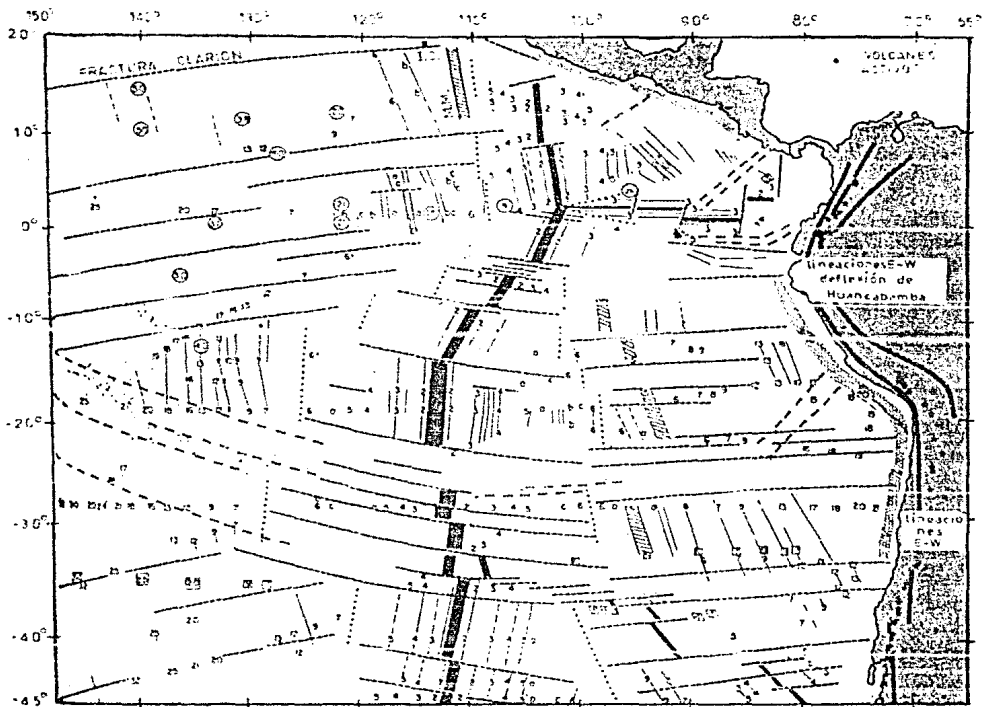


Fig.19. Lineaciones magnéticas y estructura del piso del Océano Pacífico centro-oriental. La Cresta del Pacífico Oriental se muestra con trazo negro y el sistema de la Cresta Fósil, asurado. Las zonas de fractura aparecen como líneas discontinuas cortas. Las líneas punteadas (paralelas a las Crestas), delimitan la frontera magnética entre éstas y también sus rasgos topográficos. Las líneas discontinuas largas delimitan cordilleras sísmicas y lineamientos volcánicos. Los números encerrados al sur de 30°S representan anomalías magnéticas. Los números encerrados en círculos dan la edad en millones de años medidos por el proyecto JOIDES (Leg 5, 9, 16). Además se muestra la posición de la Fractura Clarión, los Montes Matemáticos (MM) y la Isla Clarión (IC). (Tomado de Herron; 1972)

- Presencia de la Cresta de las Galápagos de dirección aproximada E-W identificada por anomalías 1 y 2.

El punto de mayor interés con relación al presente estudio lo constituye la existencia de dos "Rift" de dirección N-S, uno fósil y otro activo, cuya historia se puede remontar por lo menos hasta hace 12 m.a.

La edad más antigua para rocas asociadas a la C.P.O. corresponde a la anomalía 32 (Maestrichtiano) localizada en la latitud 55° S, razón por la cual puede afirmarse que la expansión de la C.P.O. comenzó hace unos 72 m.a. y fue migrando hacia el NW. Por su parte, el inicio de la expansión de la Cresta Fósil, localizada al Este de la anterior en el hemisferio sur puede ubicarse en unos 50 m.a. (anomalía 21) cuyas rocas más antiguas se encuentran actualmente frente a la trinchera de Chile a una latitud de 30° S.

La actual C.P.O. comenzó a desarrollarse en el flanco SW del sistema Fósil hace entre 20 y 25 m.a., es decir a una latitud comprendida entre el ecuador y los 45° S. Hace aproximadamente entre 9 ó 20 m.a. las dos crestas en esta zona formaban centros de expansión del piso oceánico en el Pacífico centro-oriental como lo demuestran los sistemas de anomalías magnéticas 5 y 6.

Hace 9 m.a. la actividad en la Cresta Fósil de tendencia N-NW cesó al norte de la latitud 35° S y la actual C.P.O. se convirtió en el único centro de expansión del área. En contraste, al sur de esta misma latitud la actividad continuó tanto en la C.P.O. como en el Sistema Fósil, representado este último por la Cresta de Chile.

Entre la latitud 20° N y 10° S la expansión de la C.P.O. se inició durante los últimos 10 m.a. aproximadamente. Por su parte, la Cresta Fósil finalizó su actividad en esta región entre hace 10 y 5 m.a.

La porción más al norte de la Cresta Fósil se localiza actualmente al oeste de la C.P.O. La expresión morfológica de esta, es dada por una cadena de montes submarinos alineados N-NW - S-SE a los que se les ha llamado Montes Matemáticos (anomalía magnética 5 y 5a correspondiente a 9-12 m.a.). La Isla Roca Partida, San Benedicto y Socorro que se alinean con esta cadena, constituyen una expresión subaérea de tales estructuras, razón por la cual podría pensarse que su origen (e al menos su base) está asociado a la Cresta Fósil.

En referencia a la Isla Clarión su posición con respecto a la Cresta Fósil está desplazada unos 320 Km hacia el oeste, presentándose algunas complicaciones en cuanto a geometría y geodinámica que se discuten en los párrafos siguientes.

VIII.1.a. POSIBLE ORIGEN DE LA ISLA CLARIÓN

La Isla se localiza en la porción nororiental de la Cuenca del Océano Pacífico. Como se mencionó en la página 3 de este trabajo, la Isla Clarión constituye la primera expresión aérea de la zona de fracturamiento que lleva su mismo nombre (Bryan, 1967). El origen de esta zona de fracturamiento está relacionado con el movimiento relativo entre las Placas Pacífica y de Farallón (McKenzie y Morgan, 1969) por lo que se le asigna una edad anterior a 10 m.a. (anomalía magnética 5)

Las principales características de las zonas de fracturamiento, es que constituyen bandas lineales de topografía montañosa que cortan y son casi perpendiculares a los sistemas de crestas oceánicas; estas zonas de fractura incluyen grandes cordilleras, cañones y zonas de escarpe que separan regiones de diferente profundidad.

Las zonas de fractura son extensiones de fallas transformes entre

placas de corteza oceánica, alejándose unas de otras a partir de centros de expansión del piso oceánico (Menard y Atwater, 1968).

Las fallas transformes constituyen las zonas por las cuales el movimiento relativo entre las placas se lleva a cabo. Estas zonas son siempre paralelas al vector de velocidad relativa entre las placas (McKenzie y Parker, 1967).

En la figura 20, se pueden observar los vectores de movimientos relativos entre las placas oceánicas y continentales actuales junto con los sistemas de crestas oceánicas.

En cuanto al origen de la Isla, se puede pensar que su base se haya originado --como es el caso de muchos montes submarinos y algunas islas oceánicas-- cerca de una cresta oceánica activa (Menard, 1955 y Batiza, 1977) o bien que su génesis esté relacionada al vulcanismo originado en la Fractura de Clarión que tendría actividad mientras la Isla se movía hacia el Oeste junto con la placa oceánica.

La figura 21 muestra la disposición tectónica de la Isla Clarión, los Montes Matemáticos --a los que se les considera parte de la antigua Cresta Fósil (Herron, 1972 y Batiza, 1977)-- la actual Cresta del Pacífico Oriental y las zonas de Fractura de Clarión y Clipperton; además incluyen las distancias aproximadas entre la Isla Clarión y los dos sistemas de crestas considerados.

Para desarrollar la primera hipótesis sobre el origen de la Isla, es decir en donde se considera su génesis cercana a una cresta oceánica, es preciso conocer de antemano varios datos importantes para poder presentar evidencias de su origen en alguno de estos sistemas (ya sea en la antigua Cresta Fósil de los Montes Matemáticos, o en la actual Cresta del Pacífico Oriental). Dichos datos serían: la velocidad media

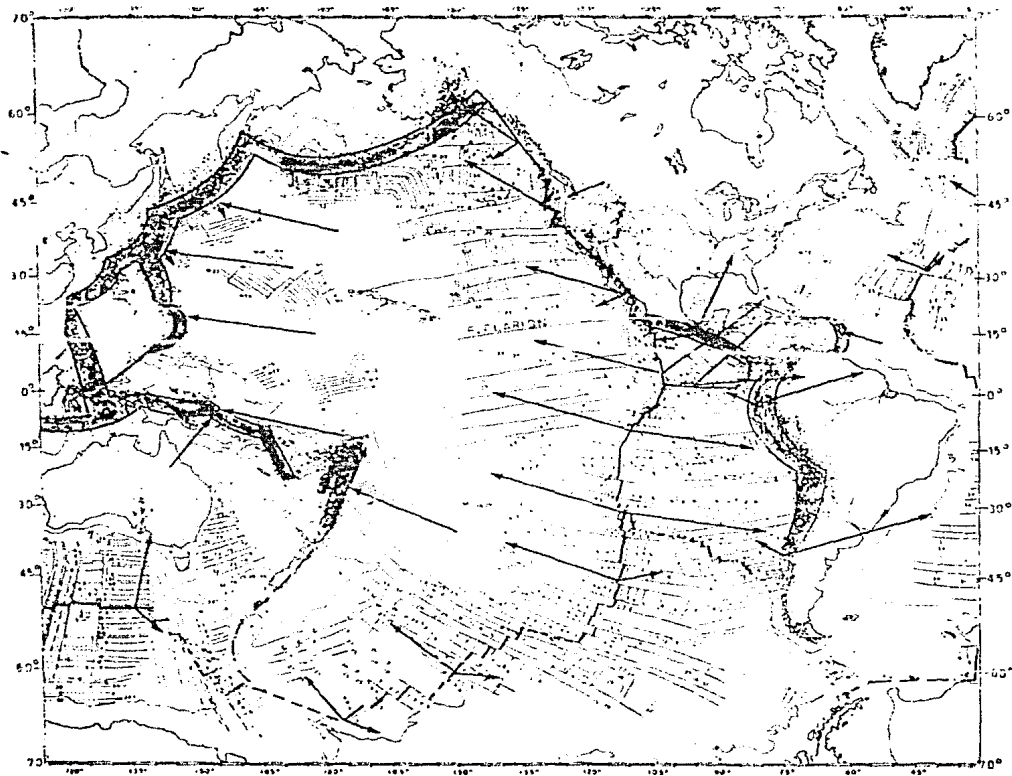


Fig.20. Plano tectónico de la cuenca del Océano Pacífico en donde se pueden observar los sistemas de dorsales, anomalías magnéticas, epicentros sísmicos, movimientos relativos entre placas y la posición de la fractura Clarión. (Modificado de Pitman et, al, 1968)

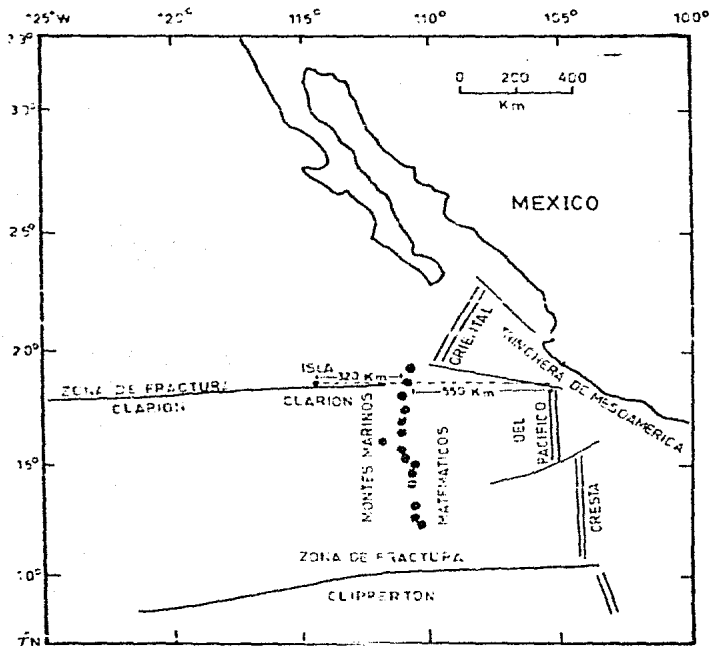


Fig.21. Localización geográfica de los principales elementos tectónicos del Océano Pacífico centro-oriental cercanos a la Isla Clarión.

de expansión del piso oceánico en estos dos sistemas en los últimos 10 m.a., y la antigüedad del piso del océano Pacífico alrededor de la estructura volcánica que forma la Isla Clarión.

Herron, 1972 considera que la velocidad de expansión para la actual C.P.O es de 6.1 cm/año. Para la Cresta Fósil (Montes Matemáticos), de 3.2 a 5.7 cm/año.

Como se puede observar en la figura 19, la Isla Clarión se localiza aproximadamente entre las anomalías magnéticas 5 (Montes Matemáticos) y 5b, por lo que le corresponde al piso oceánico en esta zona una edad de 9 a 12 m.a.

Ahora bien, si Clarión se originó en la Cresta Fósil de los Montes Matemáticos y si en el tiempo de existencia activa de esta cresta se le asigna un rango de velocidad de expansión de 3.2 a 5.7 cm/año, el tiempo que Clarión tardó en recorrer los 320 Km que la separan de los Matemáticos sería de:

$$\frac{320 \times 10^5 \text{ cm}}{5.7 \text{ cm/año}} = 5.6 \text{ m.a.} \quad \text{o;} \quad \frac{320 \times 10^5 \text{ cm}}{3.2 \text{ cm/año}} = 10 \text{ m.a.}$$

Como la edad de la base de la estructura volcánica que forma la Isla (9 a 12 m.a.) es resultado del tiempo transcurrido en la separación de esta de los Montes Matemáticos (5.6 a 10 m.a.) más el tiempo desde que ha estado activa la C.P.O. la suma de edades debe ser congruente con la edad de la base de la Isla.

Por lo tanto si se considera el tiempo que tardó la Isla en separarse de los Matemáticos, en 5.6 m.a., el complemento para una edad de la base de esta (9 a 12 m.a.) sería de :

Tiempo de separación de la Isla. De los M. Matemáticos	-	Posible comienzo de la actividad en la C.P.O.	=	Edad de la base de la Isla
5.6 m.a.	-	3.4 m.a.	=	9 m.a.
5.6 m.a.	-	4.4 m.a.	=	10 m.a.
5.6 m.a.	-	5.0 m.a.	=	10.6 m.a.
5.6 m.a.	-	6.4 m.a.	=	12 m.a.

* Entre estas dos edades es posible que se haya realizado el cambio de actividad entre los sistemas de crestas, ya que las otras edades no entran en la consideración propuesta al principio de este capítulo, de que el cambio de actividad tuvo lugar hace entre 5 y 10 m.a.

Para el dato de 10 m.a., tiempo de separación de la Isla de los Montes Matemáticos, se tendría que el cambio de actividad de las crestas se habría realizado hace :

$$10 \text{ m.a.} - 2.0 \text{ m.a.} = 12 \text{ m.a.}$$

Como se deduce, por los datos anteriores esta edad de 2 m.a., no entra en la época en la que se considera el cambio de actividad de las crestas.

Por lo anterior, parece que el dato de velocidad de expansión en el sistema fósil de 5.7 cm/año es más correcto que el de 3.2 cm/año, en esta zona del Pacífico.

Para los datos de edad de migración de actividad entre 5 y 6.4 m.a., la distancia que separaba a la Cresta Fósil de la actual C.P.O. vendría dada por la fórmula :

$$550 \text{ Km} = d = v t \text{ o } d = (v t) = 550 \text{ Km}$$

Donde:

d = distancia entre las crestas al tiempo en que migró la actividad.

v = velocidad de expansión en la Cresta del Pacífico Oriental de 6.1 cm/año

t = tiempo de cambio en la actividad de las crestas, entre 5 y 6.4 m.a.

$550 \text{ Km} = 550 \times 10^5 \text{ cm}$ = distancia que separa a estas crestas en el presente.

Por consiguiente para el inicio de actividad de la C.P.O. hace 5 m.a. se tendría una separación entre ellas de :

$$d = (6.1 \text{ cm/año} \times 5 \times 10^6 \text{ años}) = 550 \times 10^5 \text{ cm}$$

$$d = 24500000 \text{ cm} = 245 \text{ Km}$$

Para un cambio de actividad hace 6.4 m.a. tenemos :

$$d = (6.1 \text{ cm/año} \times 6.4 \times 10^6 \text{ años}) = 550 \times 10^5 \text{ cm}$$

$$d = 15962000 \text{ cm} = 159.6 \text{ Km}$$

El modelo anterior sobre el origen de la Isla, considera que la distancia entre Clarión y los Montes Matemáticos ha permanecido constante desde que cambió la actividad de la Cresta Fósil a la actual C.P.O. (5 a 10 m.a.). Además se considera que la posición geográfica que en la actualidad guardan Clarión, los Montes Matemáticos, y la Cresta del Pacífico Oriental es el resultado de un desplazamiento hacia el NW producido por la actual C.P.O. desde que inició su actividad. También se toma en cuenta que la actividad volcánica que edificó la base

de la Isla comenzó en los Montes Matemáticos y esta actividad continuó durante su migración hacia el NW, este punto es evidente, ya que en la Isla se tienen rocas datadas radiométricamente (Terrell, comunicación personal), de las cuales la mas joven posee una edad de 0.9 m.a., lo que indica claramente que la formación de esta unidad tuvo lugar lejos de cualquier sistema de crestas aquí considerados. No se toma en cuenta que pueda existir un cambio en la posición geográfica de las crestas.

El desarrollo gráfico de este modelo, se puede observar en la figura 22 adjunta.

La segunda versión de este modelo sería el considerar el origen de la Isla Clarión en la actual Cresta del Pacífico Oriental.

Los datos disponibles son :

- Velocidad de expansión de la C.P.O. en la zona de interés, de 6.1 cm/año.
- Inicio de la actividad en la C.P.O. hace entre 5 y 10 m.a.
- Edad de 9 a 12 m.a. para la base de la estructura volcánica que forma la Isla Clarión.

Distancia actual de Clarión a la C.P.O. de aproximadamente 570 Km.

Manejando estos datos tenemos que el tiempo en que Clarión recorrió la distancia de 570 Km que la separa de la C.P.O. a una velocidad de expansión del piso oceánico de 6.1 cm/año sería de :

$$t = d/v = \frac{570 \times 10^5 \text{ cm}}{6.1 \text{ cm/año}} = 14262295 \text{ años} = 14.26 \text{ m.a.}$$

Este resultado está en contradicción con el de la edad del inicio de

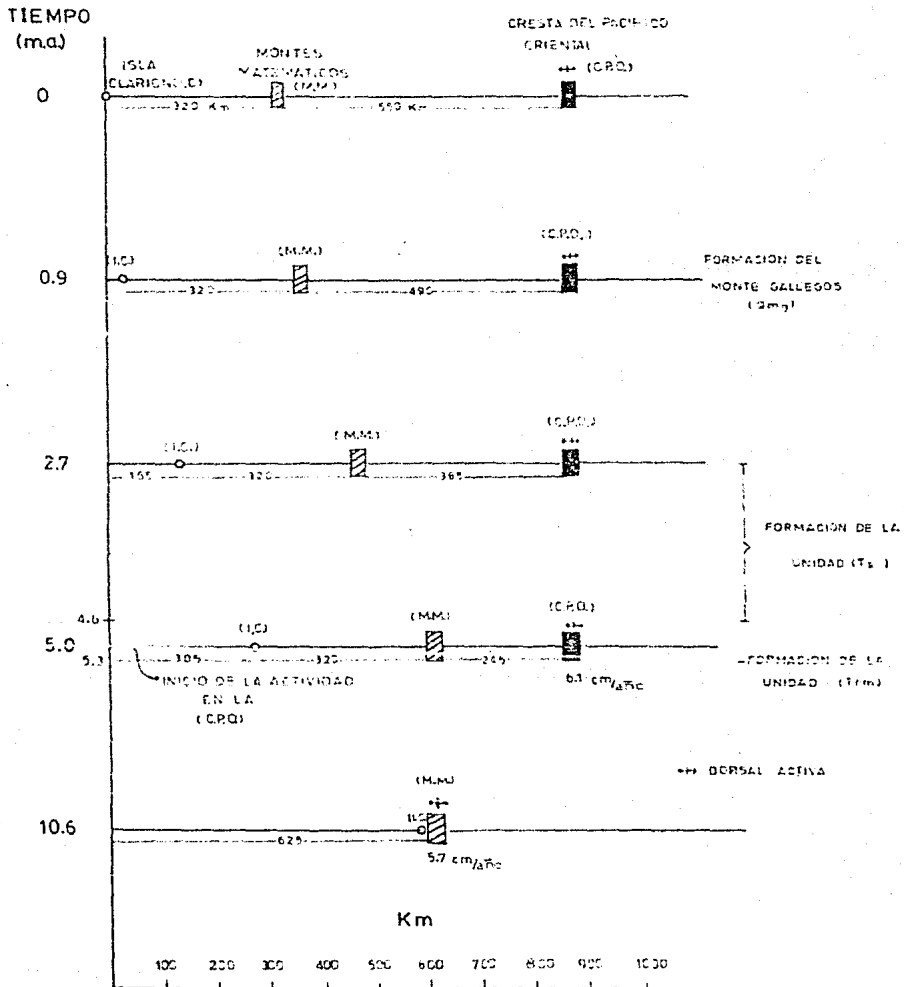


Fig.22. Modelo de la génesis de la Isla Clarión en los Montes Matemáticos, considerando la edad de la base de la Isla en 10.6 m.a., y un cambio en la actividad de las dorsales en 5.0 m.a.

TIEMPO
(m.a.)

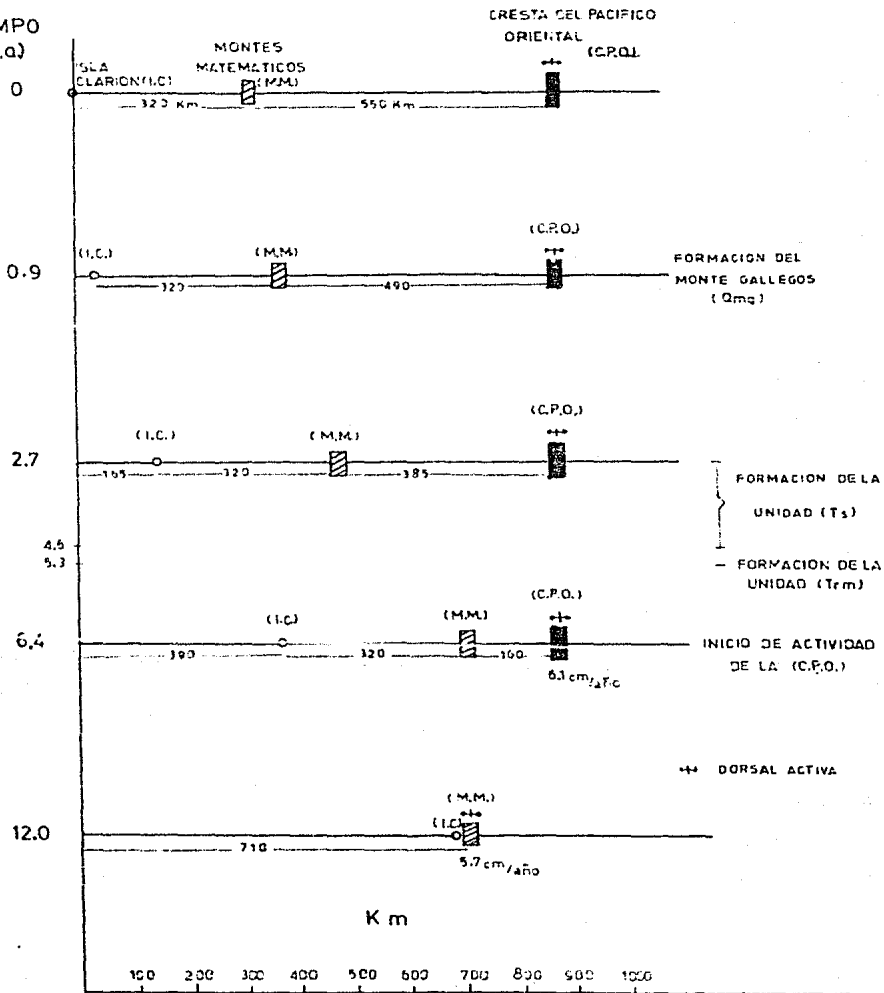


Fig.22. Modelo de la génesis de la Isla Clarión en los Montes Matemáticos, considerando la edad de la base de esta en 12 m.a., y un cambio de actividad de las dorsales en 0.4 m.a.

la actividad de esta cresta (5 a 10 m.a.) y además le asigna a la base de la estructura volcánica que forma la Isla 2.26 m.a más de antigüedad, que no es consistente con la anomalía magnética sobre la que se encuentra.

Si la velocidad de expansión de la C.P.C. fuera mayor, o si la base de la Isla fuera más antigua, los cálculos realizados arriba podrían ser válidos.

Una segunda hipótesis sobre el origen de la Isla es la que contempla su formación relacionada a un vulcanismo asociado a una zona de fractura exclusivamente, lejos y sin la intervención de cualquier sistema de crestas, como producto de una anomalía térmica a nivel del manto oceánico, la cual debería desplazarse con la misma velocidad que la Placa del Pacífico sobre la que se encuentra la Isla. Es decir su actividad habría sido permanente desde hace más de 10 m.a.

La formación total del material volcánico que constituye en la actualidad el volumen del edificio que forma la Isla, es el resultado de la acreción continua desde su origen y durante su migración hacia el NW, hasta nuestros días.

Si los datos obtenidos de las referencias citadas en este capítulo, y las que se consideraron por interpretación de los diagramas (edad de la base de la Isla Clarión entre 9 y 12 m.a.) son correctos, las hipótesis más plausibles sobre la formación de la Isla serían; la de atribuir su origen en las cercanías de la Cresta Fósil de los Montes Matemáticos o a un vulcanismo asociado con la Fractura de Clarión, sin la intervención de ningún sistema de crestas.

VIII.2 PETROGENESIS

Se tratará de establecer un modelo petrogenético basado en estudios experimentales de los sistemas magnéticos realizados por varios autores, para intentar determinar el origen de las rocas de la Isla Clarión.

En el capítulo IV se mencionó que las rocas de la Isla Clarión podían tener dos orígenes distintos: uno en el que las rocas alcalinas y toleíticas se derivaran de un mismo magma, es decir las rocas alcalinas se formaran a partir de magmas toleíticos mediante un proceso de diferenciación, (modelo 1 pag. 35) El otro origen atribuido a las rocas de la Isla, es el que considera que las rocas toleíticas y alcalinas se formaron a partir de fuentes primarias independientes, (modelo 2 pag. 35)

Las hipótesis más importantes sobre el origen de estas dos series magnéticas en los ejemplos conocidos (Islas Hawaii, MacDonald y Katsura, 1964; Archipiélago de Samoa, Hedge, 1972; etc) son producto de la correlación entre los resultados petrográficos y químicos obtenidos en los laboratorios. En nuestro caso al adoptar una hipótesis que explique el origen de las rocas de Clarión, solo se intenta correlacionar los datos obtenidos con los ya definidos en otros casos semejantes.

Yoder y Tilley (1962), demostraron que a presiones de 20 Kb (60 Km) y mayores, la cristalización de líquidos que poseen diferentes composiciones basálticas está controlada por las fases del granate pirope-almandino y el clinopiroxeno onfacita. Estos autores han sugerido que la posición de un punto cotéctico entre estas dos fases puede ser sensible a la presión y por esto la fusión parcial de una peridotita de

granate a diferentes presiones puede producir las dos series magmáticas (teofítica y alcalina). También han sugerido que la separación de granate de un líquido basáltico primitivo puede producir un líquido con una composición típica de la serie de basaltos alcalinos, y la separación de enfavita puede producir un líquido que cristalizando a bajas presiones puede poseer una composición teofítica.

Por su parte Green y Ringwood (1964), consideran que un exceso de cristalización de ortopiroxenos en un magma de naturaleza teofítica puede producir un líquido residual cuya composición se mueva hacia el campo subsaturado de los basaltos alcalinos. Aquí se tiene el efecto de que cuando cristaliza el ortopiroxeno (que es rico en Al_2O_3) produce un líquido residual que posee nefelina normativa.

Kushiro (1973), considera que los magmas que poseen una composición alcalina pueden formarse a presiones relativamente altas (por lo menos mayores de 15 Kb) y que los magmas teofíticos se forman a presiones menores (por lo menos abajo de 15 Kb) a partir de fusión parcial directa de una lertzolita de espinel.

Se ha sugerido que la fusión parcial de una lertzolita de plagioclasa bajo condiciones anhidridas a profundidades cercanas a 30 Km puede producir magmas semejantes a los que dan origen a las toleitas de olivino. La fusión parcial a profundidades tan someras puede ser posible bajo las Crestas Centro Océánicas, donde el gradiente de temperatura es muy grande. Es posible que el material que forma la base de la estructura volcánica donde se encuentra Clarión posea una composición semejante a una toleita de olivino, si se piensa que la base de la estructura volcánica se originó cerca de la antigua Cresta Fósil de los Montes Matemáticos hace entre 9 y 12 m.a.

Con base en los experimentos de fusión parcial de lertzolitas, se ha

sugerido que los basaltos alcalinos en las regiones oceánicas son producidos por grados de fusión relativamente pequeños de lertzolitas, a profundidades mayores a 80 Km. Esta situación puede ser favorecida por la existencia de una fractura en la corteza oceánica, como puede ser el caso del sistema de Fracturamiento de Clarión.

Las toleitas Hawaianas (toleitas de cuarzo normativas) y probablemente las toleitas en otras isla oceánicas, en la mayoría de los casos son producto de una cristalización fraccionada(?) a profundidades someras de 25 Km o un grado menor de fusión parcial de material del manto (peridotítico).

Green y Ringwood (1964), sugieren que si la fusión parcial ocurre en una peridotita (olivino + enstatita aluminosa + dióxido cromífero aluminoso + espinel) a 15 o 20 Kb, entonces con un pequeño grado de fusión parcial, el líquido resultante puede poseer una composición de basalto alcalino en equilibrio con olivino + enstatita aluminosa en la peridotita original. Si no hay separación de este líquido y la fusión continúa a temperaturas mayores, entonces la enstatita aluminosa + algo de olivino puede entrar en el líquido, cambiando la composición de este al campo de las toleitas de olivino. Esta asociación de la peridotita, dependiendo del grado de fusión parcial que sufra, puede determinar si se forma un líquido de composición alcalina o toleítico.

Con las hipótesis anteriores y analizando en conjunto las variaciones entre los elementos de las rocas de la Isla mostrados en los diagramas de variación (fig. 6 y 6a), y las observaciones petrográficas se pueden plantear las siguientes consideraciones.

1) La evolución magmática vista a través de la variación de la composición química, se puede interpretar a partir de procesos de

fraccionamiento del tipo de cristalización fraccionada, ya que los cambios entre los elementos son congruentes entre sí. Así, por ejemplo, a medida que el sílice aumenta (tablas 1, 2 y 3), y el índice de diferenciación disminuye (fig. 6 y 6a) disminuyen progresivamente el CaO , FeO , el MgO y el TiO_2 , mientras se incrementan el K_2O y el Na_2O . El Al_2O_3 permanece prácticamente constante. Este comportamiento es comprensible si se piensa en una cristalización temprana de minerales con altos contenidos de Fe, Mg, Ca y Ti, como podrían serlo la labradarita, hiperstena y oligoclasa abundantes en las rocas telelticas. La cristalización de augita cálcica, olivino magnesífero y andesina para las rocas alcalinas menos evolucionadas, seguidos por la formación de minerales en los que se incrementa el Na y el K entre los que destacan la oligoclasa, sanidino, anortoclasa, aegirina-augita, presentes en los miembros alcalinos más evolucionados estudiados en Clarifón (tabla 7). Es conveniente mencionar que la aegirina-augita es un mineral índice de las rocas alcalinas.

2) Con respecto a la variación del sílice se puede observar (tablas 1, 2 y 3) que faltan valores para el intervalo de 53 a 55 %. Este fenómeno nos puede conducir a dos interpretaciones: Que las rocas correspondientes existan pero no se hallan muestreado, lo cual puede ser posible si se observa que las curvas para los diferentes elementos son prácticamente continuas y permitirían graficar sin ningún problema los puntos faltantes cuando se obtuvieran tales muestras. La interpretación alternativa considera que las rocas con los contenidos de sílice mencionados no se formaron, en cuyo caso debe contemplarse la posibilidad de cambios abruptos en la composición del magma, atribuibles

TABLA 7 PROPIEDADES PETROGRAFICAS DE LAS ROCAS DE LA ISLA CLARION
ANALIZADAS EN EL PRESENTE ESTUDIO

ROCAS ALCALINAS

MUESTRA	SECUENCIA DE CRISTALIZACION TENTATIVA Y PORCENTAJE DE FENOCRISTALES A MATRIZ	TEXTURA Y NOMBRE DE LA ROCA
20	M= Ol-Plag(oli-alb)-Mag-Px(aug-aeg)-FeldK Fenocristales: 3%. Son de piro- xenos alterados(aug), magnetita, y Sani- dino.	Pseudotraquítica Mugearita
21 y 22	M= Px(ox)-Plag(oli-alb)-Feld K?-Px-Mag Fenocristales: 4%. Plagioclasas y feldespatos potásico. - 1.5 mm.	Traquítica-Sub ofítica Mugearita
23	M= Px(ox)-Plag(oli-alb)-Feld K? Px(aeg-aug, aug)-Mag Fenocristales: 3%. Feldespato po- tásico y plagioclasas(oli-alb)	Pseudotraquítica Mugearita
24	M= Plag(alb+)- Feld K-Plag(oli-alb) Px(aeg-aug)-Mag Fenocristales: 4%. Plagioclasas y feldespatos potásico.	Traquítica Benmoreita

- | | | |
|----|---|---|
| 25 | <p>M: Plag(oli-alb)-Px(aug)-Mag
 Fenocristales: 1.5%. Feldespato
 potásico, plagioclasas y piroxenos.</p> | <p>Traquítica-sub-
 ofítica.
 Hawaita</p> |
| 26 | <p>M: Ol-Px(aug-acc)-Feld K-Plag(oli-alb)
 Mag
 Fenocristales: 3%. Plagioclasas,
 feldespato potásico y óxidos.</p> | <p>Pseudetraquítica
 Benmoreita</p> |

TABALA 7 (CONTINUACION)

ROCAS TOLEITICAS

MUESTRA	SECUENCIA DE CRISTALIZACION TENTATIVA Y PORCENTAJE DE FENOCRISTALES A MATRIZ	TEXTURA Y NOMBRE DE LA ROCA
1 Y 2	M= Plag(lab-and)-Px(hyp-pig)-Mag Fenocristales: 17%. Plagioclasas(bit-lab) píroxenos alterados y frescos, opacos.	Subofítica a in- tergranular Basalto toleítico
3 y 4	M= Plag(lab-and)-Px(pig-aug)-Mgt Fenocristales: 3.5%. Píroxenos alte- rados y plagioclasas(lab).	Subofítica Basalto toleítico
5, 6 y 7	M= Ol-Px(ox)-Plag(lab-and)-Px(pig-aug) Fenocristales: 1%.	Subofítica a in- tergranular Basalto toleítico
8, 9 y 10	M= Px(ox)-Plag(lab-and)-Px(pig-aug)-Mag Fenocristales: 2.5%. Píroxenos al- terados y plagioclasas(lab)	Subofítica a in- tergranular Basalto toleítico
11, 12 y 13	M= Px(ox)-Plag(lab-and)-Px(pig-hyp-aug) Mag Fenocristales: 1%. Píroxenos alte- rados y plagioclasas(lab).	Subofítica a in- tergranular Basalto toleítico

14, 15	M- Ol-Px(ox)-Plag(lab-and)-Px(pig-aug) Mag	Subofítica a intergranular
y 16	Fenocristales: 10%. Plagioclasas piroxenos y olivino.	Basalto toleítico
17	M- Ol-Px(ox)-Plag(lab-and)-Px(pig-aug) Mag Fenocristales: 10%. Piroxenos frescos y alterados, plagioclasas (lab) y olivino.	Subofítica a intergranular Basalto toleítico
18 y 19	M- Px(ox)-Plag(lab-and)-Px(pig-aug)-Mag Fenocristales: 2%. Oligoclasa	Clástica Toba toleítica cristalina
28, 29	M- Ol-Px(ox)-Plag(lab-and)-Px(pig-aug) Mag	Subofítica a intergranular
y 30	Fenocristales: 8%. Piroxenos alterados y plagioclasas.	Basalto toleítico

Nomenclatura:

Ol= olivino, Px= piroxeno, Plag=plagioclasas, Mag=magnetita
 oli=oligoclasa, alb=albita, and= andesina, lab=labradorita,
 bit=bitownita, FeidK=feldespato potásico, ox= oxidación, pig= pigeonita,
 hyp=hiperstena, aug= augita, aeg= aegirina, Mag= magnetita, M= matriz.

a períodos de quietud en que se verificó un intenso fraccionamiento.

3) Como se puntualizó en el capítulo V (pag.35) las rocas de Clarión en general poseen grados de evolución bajos, esto se puede apreciar en el diagrama de la figura 4, en donde las muestras se localizan en las cercanías de las zonas de generación de magmas primarios (toleíticos y alcalino). Además en la fig. 3, se puede observar que las rocas alcalinas de la Isla se concentran en el campo alcalino saturado y siguen una tendencia evolutiva hacia la albita ortoclasa, es decir sódico-potásica la cual se refleja en los minerales presentes en las rocas (aegirina-augita, anortoclasa, sanidino y oligoclasa-albita) (tabla 7) y que coinciden con la evolución observada en los diagramas de variación (fig. 6).

4) Uno de los rasgos notorios que presentan las rocas de Clarión son sus altos valores de TiO_2 para los miembros toleíticos. Una explicación a este fenómeno la proporciona MacGregor, (1969). De acuerdo con sus estudios, encuentra una correlación directa entre la profundidad a la que se genera un magma y el contenido de titanio que este posee, es decir, a mayor profundidad de formación, mayor contenido de TiO_2 . Con esto se quiere dar a entender, que los magmas toleíticos de la Isla Clarión se pudieron haber formado a profundidades mayores que el mínimo esperado (25 Km, Kushiro, 1973). Se piensa, por la interpretación de las curvas de intensidad normalizada (fig. 17), que el mineral principal portador del titanio en las rocas toleíticas es la titanomagnetita.

Bryan, (1967) propone un modelo de magma primario el cual dió origen a las rocas de la Isla. El magma basáltico que él propone posee la composición de una toleita baja en potasio, cuya composición es el promedio de las toleitas bajas en potasio de la Cresta del Pacífico

Oriental (Engel y Engel, 1963).

Bryan observó que el comportamiento de el Na, K, Ca y SiO_2 en las rocas de Clarión es predecible y regular, por lo que se sugiere que estos constituyentes podrían ser utilizados como un índice de diferenciación, contra los cuales los otros valores de los elementos podrían ser graficados y observar los cambios que se presentan en las diferentes secuencias eruptivas.

Para probar si la toleita bajo en potasio puede ser relacionada con la tendencia variacional de las rocas de la Isla, Bryan analizó la secuencia de rocas producidas en la zona occidental de la Isla (Zona del Monte Gallegos). (Tabla 5), utilizó diagramas donde se involucran los elementos que mayor cambio sufren durante la evolución, es decir los alcalis, la sílice, y el calcio. Utilizó curvas parabólicas (fig. 24) donde se relaciona la variación de CaO VS SiO_2 por ecuaciones de segundo grado, y $Na_2O + K_2O$ VS SiO_2 ajustando la posición de los puntos a una recta (fig. 23). Al graficar los datos de las rocas del presente estudio--que tienen su origen en la parte occidental de la Isla--En los diagramas que propone Bryan, se notó que estos valores se ajustan bien a las curvas propuestas. lo que indica que el evento magnético que dio origen a estas rocas posee características predecibles en cuanto a la evolución de su composición química. En los diagramas mencionados, los números romanos representan la secuencia en que fueron eruptadas las lavas consideradas, y la curva parabólica o la recta, la secuencia evolutiva que sigue la toleita primaria para dar origen a las rocas citadas, que son alcalinas.

TABLA 8 COMPOSICION QUIMICA PARA LAS LAVAS DEL MONTE
 GALLEGOS Y EL PROMEDIO DE LA TOLEITA POBRE EN POTASIO

	RECALCULADOS ANHIDRIDOS					
	T	32 I	31 II	33 III	35 IV	36 V
SiO ₂	50.25	48.17	47.34	48.85	52.28	54.33
TiO ₂	1.56	2.89	3.06	2.88	2.08	2.45
Al ₂ O ₃	16.09	16.28	15.93	16.44	19.45	18.10
Fe ₂ O ₃	2.72	3.95	2.55	3.54	1.87	6.40
FeO	7.20	7.81	8.76	9.82	7.31	3.62
MnO	0.19	0.16	0.14	0.22	0.28	0.14
MgO	7.02	6.35	7.93	4.42	3.29	2.12
CaO	11.81	9.12	8.80	6.63	5.02	4.29
Na ₂ O	2.81	2.96	3.00	4.63	4.80	4.66
K ₂ O	0.20	1.57	1.80	1.75	2.71	3.16
F ₂ O ₅	0.15	0.74	0.69	0.81	0.91	0.75

T. Promedio de la toleita baja en potasio de la Dorsal del Pacífico del Este (Engel y Engel, 1963).

I-V Basaltos, traquibasaltos, y traquiandesitas de las series Gallegos, numerados en secuencia de erupción.

ISLA CLARION

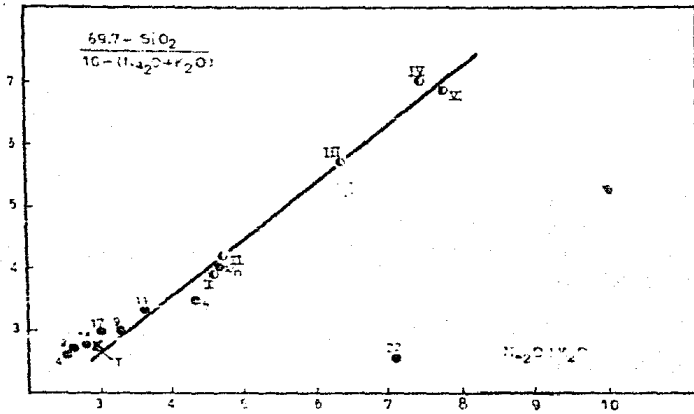


Fig.23. Variación de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$

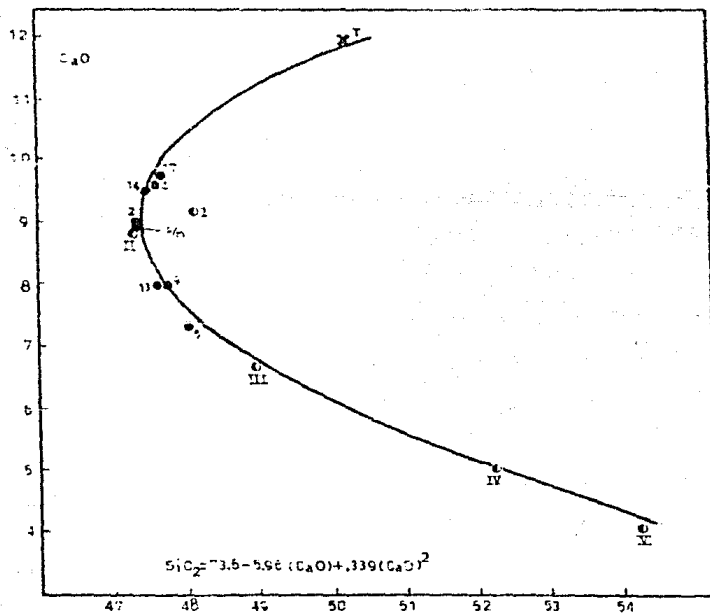


Fig.24. Variación de $\text{CaO} - \text{SiO}_2$

Debe notarse que las muestras de este trabajo que se graficaron en estos diagramas, son toleíticas (las alcalinas, muestras 22 y 26 se alejan mucho de este comportamiento, ya que no se originaron en esta parte de la Isla, incluso la muestra 26 sale completamente de ambos diagramas) y se localizan en una posición poco evolucionada, ya que en la figura 23, se localizan entre la toleita primaria propuesta y la roca II; y en la figura 24, entre la toleita y la roca III.

Si la diferenciación a partir de la toleita es provocada por un proceso de cristalización fraccionada, la generación del basalto 32 (el menos evolucionado) requeriría de un 87.3 % de cristalización de material que no tuviera potasio. Un producto primario más potásico requeriría un mayor porcentaje de cristalización fraccionada (Bryan, 1967)

Se puede considerar aquí, que los minerales principales que al cristalizar van cambiando la composición de los líquidos residuales a una tendencia cada vez más alcalina, serían la labradorita, la augita subcálcica, los ortopiroxenos y la titanomagnetita.

Bryan explica que los altos porcentajes de K_2O y de Na_2O presentes en las rocas del Monte Gallegos se debe posiblemente a introducción de volátiles ricos en estos elementos

Por lo anterior es claro, que el modelo que apoya Bryan para el origen de todas las rocas de la Isla es el propuesto en este trabajo como modelo 1. Es decir se considera a los magmas alcalinos formados a partir de un magma toleítico.

Sin embargo la distribución de los elementos en ambos conjuntos de muestras analizadas (toleíticas y alcalinas) y el comportamiento de sus elementos en los diagramas de variación (fig. 6 y 6a) sugieren que el origen de los magmas que formaron las rocas de ambas series en la Isla

Clarión poseen un origen independiente, aunque se pueden haber formado de materiales primarios semejantes (peridotíticos) por diferentes grados de fusión parcial, siendo mayor este fenómeno par las rocas telestícas, que para las alcalinas. Este último modelo es el que apoya el presente estudio.

IX. C O N C L U S I O N E S

IX. CONCLUSIONES

El trabajo presentado en páginas anteriores constituye uno de los estudios más completos de investigación básica en geología realizado en la Isla Clarión, en el que se incluyen trabajos de sedimentología, petrografía, geoquímica, paleomagnetismo, y geocronometría.

Como conclusión final a este estudio, se puede decir que Clarión es una Isla oceánica constituida casi en su totalidad por rocas volcánicas pertenecientes a la serie alcalina y toleítica. Su antigüedad se estima en aproximadamente 9 a 12 millones de años (Mioceno Superior) en la base de la estructura volcánica y la edad de la unidad más joven datada radiométricamente de 0.9 m.a. (Reciente).

Su origen se considera cercano a la antigua Cresta Fósil de los Montes Matemáticos. La posterior acumulación de material volcánico al tiempo en que la Isla se movía hacia el Oeste está relacionada con una actividad volcánica asociada a la zona de Fracturamiento de Clarión, en donde intervino la acción de una anomalía térmica litosférica que se movió hacia el Oeste junto con la Placa Pacífica y la Isla.

Como se mencionó en el capítulo de paleomagnetismo, la Isla durante su movimiento hacia el Oeste, es posible (por los datos paleomagnéticos) que halla rotado aproximadamente 15° con respecto a la porción continental de Norte America y norte de México hasta su actual posición.

Aún cuando algunos de los estudios llevados a cabo en las rocas de la Isla son nuevos (Paleomagnetismo y Geocronometría), los resultados que se obtuvieron no poseen un caracter definitivo.

En el caso de los estudios paleomagnéticos, se considera que las

interpretaciones realizadas con las 5 muestras útiles que llegaron a aprobar todo el proceso, son escasas, por lo que se recomienda que en un futuro estudio el numero de muestras, así como el control con la orientación de las mismas sea mayor.

En el estudio geocronométrico se debe de tener una verificación posterior, ya que como se mencionó en el capítulo correspondiente, los datos que se presentan poseen el caracter de resultados parciales; posiblemente mas adelante estos resultados se verifiquen al repetir los analisis realizadas, y se publiquen para su conocimiento.

Como es conocido hoy en día, los estudios geoquímicos a parte de utilizar la composición de elementos mayores en las rocas para obtener resultados sobre su génesis, se apoyan en la utilización de analisis de elementos trazas, tierras raras y elementos radiactivos para conocer con una mayor precisión el origen, evolución y cambios que haya tenido un magma hasta su consolidación como una unidad rocosa.

Debido a la falta de recursos para la realización de estos análisis, el planteamiento de modelos o hipótesis más concretas sobre el origen del magmatismo en la Isla, mejoraran en cuanto se realicen estudios más detallados; con esto se quiere decir que las interpretaciones e hipótesis propuestas aquí, se apoyan en los datos disponibles y haciendo el mejor uso de ellos.

A lo largo de la elaboración de este trabajo se pensó en la gran utilidad que tendría la realización de un muestreo geológico controlado, donde se tomaran muestras a lo largo de toda la columna geológica aflorante en la Isla. El análisis químico y petrográfico del mayor número de muestras de esta columna reflejaría de una manera más precisa las variaciones del material entre las diferentes unidades, mostrando

así, si el origen de las rocas alcalinas y toleíticas en la Isla Clarión proceden de fuentes independientes o si las rocas alcalinas se derivan de las toleíticas.

Las modificaciones realizadas al plano geológico de la figura 8, que presentó Bryan (1967) fueron hechas con base en las observaciones de campo, a las dataciones radiométricas y de los estudios químicos y petrográficos.

La verificación de la validez de los análisis químicos se comprobó por su coincidencia con la clasificación petrográfica de las rocas, los resultados de los diagramas de clasificación química y su compatibilidad con modelos petrogenéticos propuestos por Bryan.

Como experiencia personal, este estudio sirvió para conocer lo complejo que es llevar a cabo la investigación y posterior interpretación de un fenómeno geológico, en donde se debe tener conciencia de los pasos a seguir desde la recopilación de las muestras de roca, hasta el posible planteamiento de una hipótesis que explique dicho fenómeno.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas las personas que colaboraron en el estudio de la Isla Clarión, en especial al Dr. Arturo Carranza Edwards jefe del proyecto; al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi por su colaboración para la realización de los estudios paleomagnéticos; al Dr. David Jorge Terrell (Investigador del Instituto Mexicano del Petróleo) por la realización de los análisis geocronométricos; a la Dra. Georgina Izquierdo y a la Ing. María del Carmen Mendoza Carbalal del Instituto de Investigaciones Eléctricas, por la realización de los análisis químicos de las rocas; a los Ings. Eduardo Morales de la Garza y Antonio Zeilo Márquez por sus valiosas observaciones sobre la fisiografía de la Isla y su apoyo en el muestreo geológico; al Ing. Vicente Torres Rodríguez por la dirección de esta tesis, y al Dr. Luis Silva Mora por la revisión detallada del documento y sus valiosas sugerencias.

BIBLIOGRAFIA

- Bard, J. P. 1955. Microtexturas de rocas magnéticas y metamórficas. Masson, S.A. 151 p.
- Batiza, R., B. R. Resendahl, and Fisher, R. L. 1977. Evolution of oceanic crust, 3.- Petrology and chemistry of basalts from the East Pacific Rise and the Siqueiros transform fault: Journal of Geophysical Research, v.82, p 265-276.
- Bryan, W. B., 1967, Geology and Petrology of Clarion Island, Mexico: Geol. Soc. America Bull., v. 78, p. 1461-1476.
- Bryan, W. B., 1974. A basalt-pantellerite association from Isla Socorro, Islas Revillagigedo, Mexico. in Akai, H., e Iizuka, S. Volcanoes and Tectonosphere. Tokio, Tokai Univ press. p 75-91.
- Dalrymple, G. B. and Lanphere, M. A. 1969. Potassium-Argon dating. Principles, techniques and application to geochemistry. W. H. Freeman and Company.
- De la Roche, H., and Leterrier, J., 1973. Transposition du tetraedre mineralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. CR. Acad. Sci., Paris, Ser. D, 276 : p 3115-3118.
- De la Roche, H., and Leterrier, J., et al. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R-R diagram and major elements analysis; Its relationships with current nomenclature. Chem. Geol, v.29, p 183-210.

- Engel, C. G., Engel, A. E. J., 1963. Basalts dredged from the northeastern Pacific Ocean: Science, v.140, p 1321-1324.
- Engel, A. E. J., Engel C. G., and Havens, R. G, 1965 Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle: Geol.Soc. America. Bull. v. 76. p. 719-734.
- Gardner, J. V., and Bean, W. E., 1984. Shimada Seamount: An example of recent mid plate volcanism. Geol. Soc. Am. Bull, v. 95, p 855-862.
- Green, H. D., and Ringwood, E. A., 1964. Fractionation of basalt magmas at high pressure. Nature, v. 201, p. 1276-1279.
- Hedge, C. E., and Reterman, Z. E., 1972. Petrogenesis of lavas from Western Samoa. Geol. Soc. Am. Bull, v.83, p 2709-2714.
- Herron, M. E., 1972. Sea floor spreading and the Cenozoic history of the east central Pacific. Geol. Soc. Am. Bull, v. 83, p. 1671-1692.
- Irvine, T. N. and Barragar, W. R. A. 1971. A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canada J. of Earth Science, v. 8. p. 523-548
- Kennedy, W. Q., 1933. Trends of differentiation in basaltic magmas. Am. J. Sci. ser. 5, 25. p. 239-256
- Kuno, H., 1957. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volcanologique, ser. 2, 20.
- Kuno, H. 1965. Differentiation of basaltic magmas. in Hess, H. H. and Poldevaart, ed. Basalts, v. 2, p. 623-688. Willey-Interscience, N. York.

Kushiro, I., 1973. Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions. Tectonophysics, 17 (3), p. 211-222.

Lugo, H.J., 1956. Las estructuras mayores del relieve terrestre. U.S.A.M. 133P.

McDonald, G. A., and Matsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas: Journal Petrology, v. 5. p. 52-133.

Menard, H. W., 1955. Deformation of the Northeastern Pacific basin and the west coast of North America. Geol. Soc. Am. Bull. v. 66, p 1149-1145.

Menard, H. W., and Atwater, T. M., 1969. Changes in direction of sea floor spreading: Science, v. 219, p. 463-467.

MacGregor, I. A., 1969. The system $MgO-SiO_2-TiO_2$ and its bearing on the distribution of TiO_2 in basalts. Amer. J. of Sci., v. 267-Ap. 342-363.

McKenzie, D. P., and Parker, R. L., 1967. The North Pacific: An example of tectonics on a sphere: Nature, v. 216, p. 1276-1280.

McKenzie, D. P., and Morgan, W. J., 1969. Evolution of triple junctions: Nature, v.224, p. 125-133.

Ortega, G. F., y Sanchez, R. G., 1955. Xenolitos plutónicos de la Isla Socorro, Archipiélago Revillagigedo. Revista del Instituto de Geología, U.S.A.M., v. 8, num 1, p 37-47.

Richards, A. F., 1959. Bibliography, cartography, discovery and exploration of the Islas Revillagigedo. Calif. Acad. of Science. Proc. ser. 4, v.29, no.9, p. 315-360.

Richards, A. F., 1964. Geology of the Islas Revillagigedo, Mexico, 4, Geology and petrography of Isla Roca Partida. Geol. Soc. Am. Bull., v.75, p 1157-1164.

Strangway, D. W., 1970. History of the Earths magnetic field. Mac Graw Hill, Book Company. 168 p.

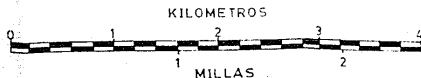
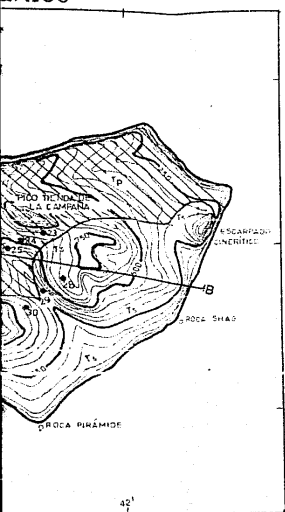
Tarling, D. D., 1983. Palcomagnetism. Chapman and Hall, London-New York. 369 p.

Urrutia, F. J., 1984. Curso internacional de palcomagnetismo. Universidad de Buenos Aires, Argentina.

Williams, H. Turner, F.J., and Gilbert, Ch.M., 1983. Petrografía. C.E.C.S.A. editores, 4^a impresión, 430 p.

Yoder, H. S. and Tilley, C. E. 1962. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and syntetic rock systems. J. Petrol., v. 3 p.342

MEXICO



T E R C I A R I O T C U A T E R N A R I O

EDAD
(K-Ar)



PLEISTOCENO
0.9 Ma.



PLIOCENO
2.74 y 4.67 Ma.



MIOCENO, SUP.
5.3 Ma.



E X P L I C A C I O N

Playas de arena, coral y fragmentos de rocas volcánicas.

Conos Cineríticos del Cuaternario Superior.

Mugearita, incluye escoria y tabas sin diferenciar.

Basaltos toleíticos Cuaternarios del Monte Gallegos.

Basaltos toleíticos, Hawaitos y Basalto alcalino del Terciario Superior.

Toba toleítica cristalina de Roca Monumental incluye diques Basálticos alcalinos y flujos de Basaltos toleíticos, al SE del Monte Gallegos y en el Monte de la Marina.

Hawaitos, Mugearitas, Benmoreitas y Basaltos alcalinos del Pico Tienda de la Compañía y al norte del Monte de la Marina.

Basalto alcalino de la Roca Azulre, transicional a Hawaito.

FALLA APROXIMADA

CONTACTO ENTRE UNAS APLICACIONES

MUESTRAS CON DATOS QUÍMICOS DE LOS AÑO 1967

MUESTRO SECCIÓN TIENDA DE LA COMPAÑIA, MUESTRAS CON ANÁLISIS QUÍMICOS 10, 11, 14, 22, 25, 30, MUESTRAS CON ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO COMPLETAS 14, 22, 25, 30, MUESTRAS CON DATACIONES RADOMÉTRICAS POR EL MÉTODO K-AR 12, 17, 11 y 28.

MARISMA

EQUIDISTANCIA ENTRE CURVAS DE NIVEL 50 PDS LAS ELEVACIONES Y COORDENADAS SON APROXIMADAS.

U.N.A.M.	
FACULTAD DE INGENIERIA	
DIV. ING. CIENCIAS DE LA TIERRA	
PLANO Y SECCION GEOLOGICA DE LA ISLA CLARION, MEXICO	
TESIS PROFESIONAL	HIDALGO HERNANDO JOSE LUIS