

## XENOLITOS PLUTONICOS DE ISLA SOCORRO, ARCHIPIELAGO REVILLAGIGEDO

Fernando Ortega-Gutiérrez<sup>1</sup>  
y Gerardo Sánchez-Rubio<sup>2</sup>

### RESUMEN

El descubrimiento y estudio geológico, químico y petrográfico de algunos xenolitos gabroides y anortositicos en las lavas básicas de la Isla Socorro, así como la caracterización cumulítica de sus texturas, donde el olivino y la plagioclasa cálcica forman las fases cumulíticas y la clinopiroxena y vidrio las fases intercumulíticas de los xenolitos, permiten obtener las siguientes conclusiones: 1) Apoyo al modelo general petrogenético por cristalización fraccionada propuesto por Bryan (1966, 1976) para las rocas volcánicas de esta isla; 2) esta diferenciación ocurrió a niveles someros, probablemente en la corteza oceánica y a partir de un magma basáltico aparentemente toleítico; 3) las características transicionales de la mayoría de los basaltos de la isla podrían ser producto de la mezcla de magmas toleíticos y alcalinos; 4) la ausencia aparente de xenolitos ultrabásicos en la provincia volcánica de las Islas Revillagigedo, que contrasta con la mayoría de las islas oceánicas, podría explicarse por un ascenso demasiado lento de los magmas, lo que también favorecería la diferenciación extrema que caracteriza las lavas de la Isla Socorro.

### ABSTRACT

The discovery, and geologic, chemical and petrographical studies of some gabbroic and anorthositic xenoliths in the basic lavas of Isla Socorro, and the cumulitic characterization of their textures whereby olivine and calcic plagioclase constitute the cumulitic phases and clinopyroxene and glass the intercumulitic phases of the xenoliths lead to the following conclusions: 1) The data give support to the general petrogenetic model of fractional crystallization proposed by Bryan (1966-1976) for the volcanic rocks of this island; 2) this differentiation occurred at shallow levels, probably within the oceanic crust and from a basaltic, possibly tholeiitic magma; 3) the transitional nature of most basalts of the island could be a product of mixing of magmas of tholeiitic and alkalic composition; 4) the absence of ultrabasic xenoliths in the volcanic province of Revillagigedo Islands, in contrast to the majority of the oceanic islands, could be explained by the very slow ascent of magma, which would favor the extreme differentiation that characterizes the volcanic rocks of Socorro Island.

### INTRODUCCION

El descubrimiento de xenolitos ultramáficos (peridotitas y piroxenitas) en el Volcán La Breña, Estado de Durango (Sánchez-Rubio, 1978) y posteriormente de gneises granulíticos en las mismas rocas volcánicas cuaternarias, indujo a los autores a una investigación exhaustiva de materiales semejantes en las regiones central y septentrional de México, donde abundan las rocas volcánicas cenozoicas. El estudio de estos materiales es importante porque proporciona información básica sobre la constitución química, mineralógica y en muchos casos estructural del manto superior y niveles inaccesibles de la corteza. Se espera, además, obtener una mayor comprensión de los procesos genéticos de los magmas basálticos que se producen en el manto superior y de los mecanismos de diferenciación magmática que suelen ocurrir dentro de la corteza.

Esta información, una vez integrada, permite construir modelos más reales de la evolución tectonomagmática del área muestreada por el volcanismo explosivo, donde se localizan estas inclusiones xenolíticas.

En esta búsqueda, iniciada en 1981, registramos más de 24 localidades (Ortega-Gutiérrez, 1981) con nódulos litofé-

ricos, incluyendo una en la Isla Clarión del Archipiélago de las Revillagigedo (Bryan, 1967, p. 1464).

El crucero DIFO-AR del Buque Oceanográfico "El Puma" de la Universidad Nacional Autónoma de México a las Islas Revillagigedo nos dio la oportunidad de hacer una visita de 10 días a la Isla Socorro, con el único fin de buscar xenolitos plutónicos en las rocas volcánicas que la integran en su totalidad. Nuestras expectativas no se frustraron y, aunque extremadamente escasos, logramos integrar una colección de aproximadamente 150 xenolitos cuyo estudio preliminar constituye el propósito general de este artículo.

### DESCRIPCION DEL AREA

La Isla Socorro (Figura 1), la mayor del grupo de las Revillagigedo, tiene un diámetro máximo de 16 km en dirección NW-SE y una superficie de 167 km<sup>2</sup>. Constituye la parte superior de un volcán que se levanta casi 4,000 m desde el fondo del océano. Su diámetro en la base es de 48 km y la cima se eleva 1,050 m.s.n.m. (Monte Evermann).

La posición geográfica de la isla se define por las coordenadas 18°41'57" latitud N y 110°56'33" longitud W. Su distancia de la costa es de 648 km.

En el Océano Pacífico, la Isla Socorro es la única que está formada, casi en su totalidad, de traquita y riolita peralcalina (90% del área expuesta) (Bryan, 1964); sus caracterís-

<sup>1</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D. F.

<sup>2</sup> Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apdo. Postal 376, 36000 Guanajuato, Gto.

ticas geológicas fueron descritas por Bryan (1964, 1966, 1970

y 1976) y son las que se resumen a continuación.

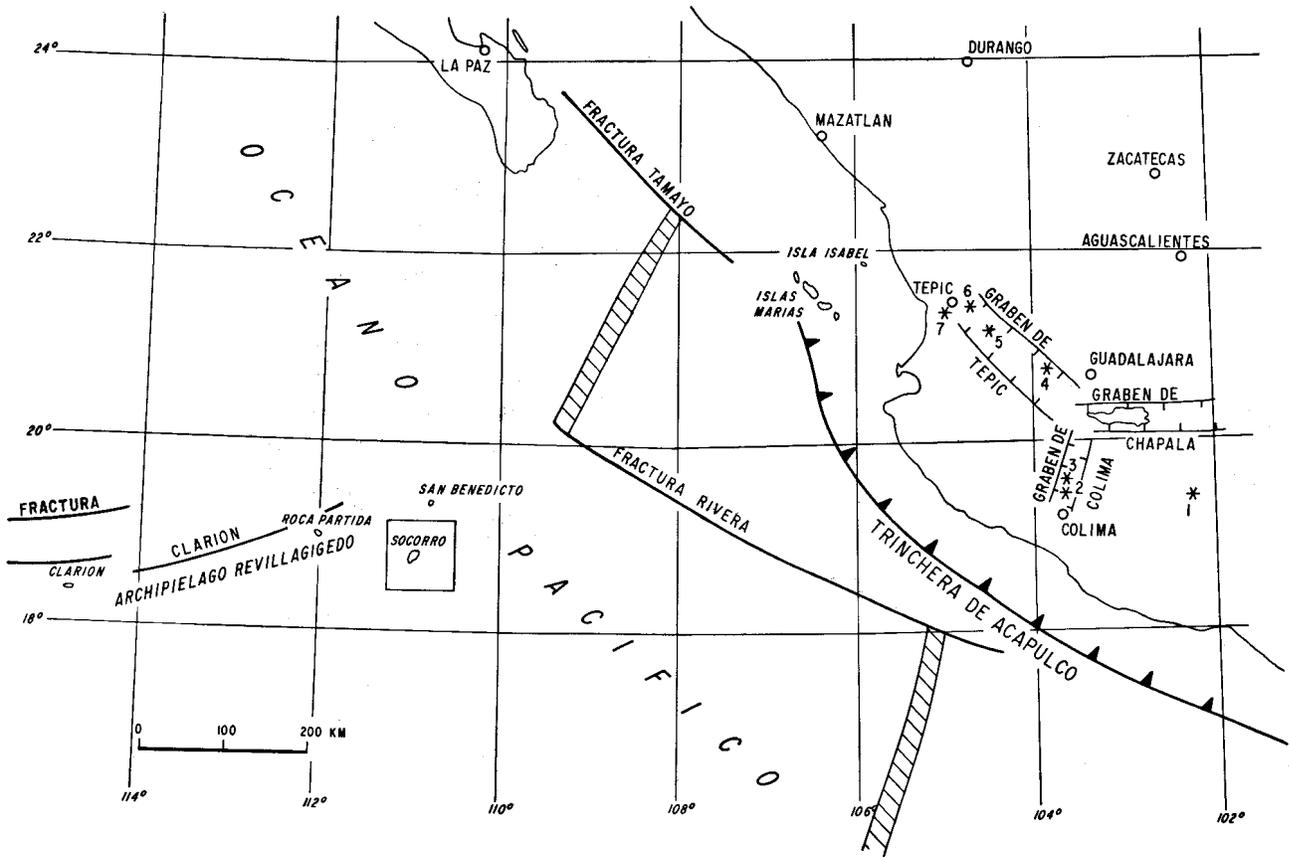


Figura 1.- Localización geográfica y tectónica de la Isla Socorro: 1. Volcanes de Tancitaro y Parícutín. 2. Volcán de Colima. 3. Nevado de Colima. 4. Volcán de Tequila. 5. Volcán Ceboruco. 6. Volcán Sangangüey. 7. Volcán San Juan.

La geología es relativamente simple. De acuerdo con Bryan (1976), la mitad septentrional de la isla está integrada por derrames de lava y piroclásticos asociados al Volcán Evermann (Figura 2). Estas rocas, las más jóvenes, se acumularon dentro de una depresión o caldera que afectó a las más antiguas, integrantes de la unidad "Pre-Caldera". La parte meridional está formada por derrames y conos cineríticos basálticos, algo más antiguos que las rocas del Evermann; esta unidad aparece en la Figura 2 con la denominación de "Lomas Coloradas". De la geología submarina se conoce poco, aunque se infiere que está compuesta por basaltos, a juzgar por las rocas más antiguas que se ven en la isla, que son basaltos alcalinos pobres en olivino, transicionales a toleítas.

Las rocas del Evermann son casi exclusivamente traquitas de cuarzo, comenditas y panteleritas. A su vez, las rocas de Lomas Coloradas son traquibasaltos y traquitas, con un par de domos recientes de traquita saturada en alúmina.

La búsqueda de los xenolitos plutónicos se concentró en la mitad meridional de la isla, donde se encuentran las rocas más básicas; esta parte (Figura 2) es abundante en pequeños conos cineríticos poco erosionados y en extensos derrames basálticos que surgieron por lo general de los flancos o las cimas de los conos. Existen también varios domos de roca félsica con paredes abruptas en las que se observan hasta 3 ó 4 derrames sobrepuestos. Los conos cineríticos tienen perfiles simétricos con pendientes suaves a moderadas (15 a 30°). Muchos cráteres fueron abiertos por emisión de lava desde la cima; exhi-

ben coloraciones que varían del rojo al negro como consecuencia de la abundancia de escoria basáltica (tezontle) oxidada irregularmente. Los materiales piroclásticos están formados por lapilli y bombas, estas últimas son especialmente abundantes en casi todos los conos observados llegando a formar hasta el 100% del material piroclástico; su tamaño varía desde pequeñas nueces hasta más de un metro de longitud y su forma es muy diversa. Los cráteres de los conos son circulares y de escasa profundidad; en un solo caso (Volcán Bañuelos) el fondo del cráter se encuentra ocupado por una laguna intermitente con un diámetro aproximado de 400 m.

Los campos de lava son del tipo "aa" y sólo localmente se observó la estructura "pahoehoe". Los basaltos son de color negro y su superficie extremadamente escoriácea y vesicular, cruzada por un sistema poligonal de fracturas debidas al enfriamiento. El espesor de los derrames es variable, desde escasos 2 ó 3 m (basálticos) hasta unos 40 m (traquíticos). La ausencia de fracturamiento tectónico en la región visitada es un rasgo geológico notable, dada la posición de la Isla Socorro en la terminación oriental de la fractura de transformación de Clarión (Menard, 1955). La mayoría de los derrames de lava alcanzó la orilla del mar y avanzó hacia el fondo marino. La ausencia aparente de estructuras almohadilladas en las lavas expuestas o de sedimentos marinos intercalados en ellas indica la estabilidad tectónica de la isla durante el Neógeno.

La disección erosiva de algunas partes de la región es-

tudiada es importante, pues los derrames de lava más antiguos han sido cortados por cañadas angostas con profun-

des hasta de 50 m.

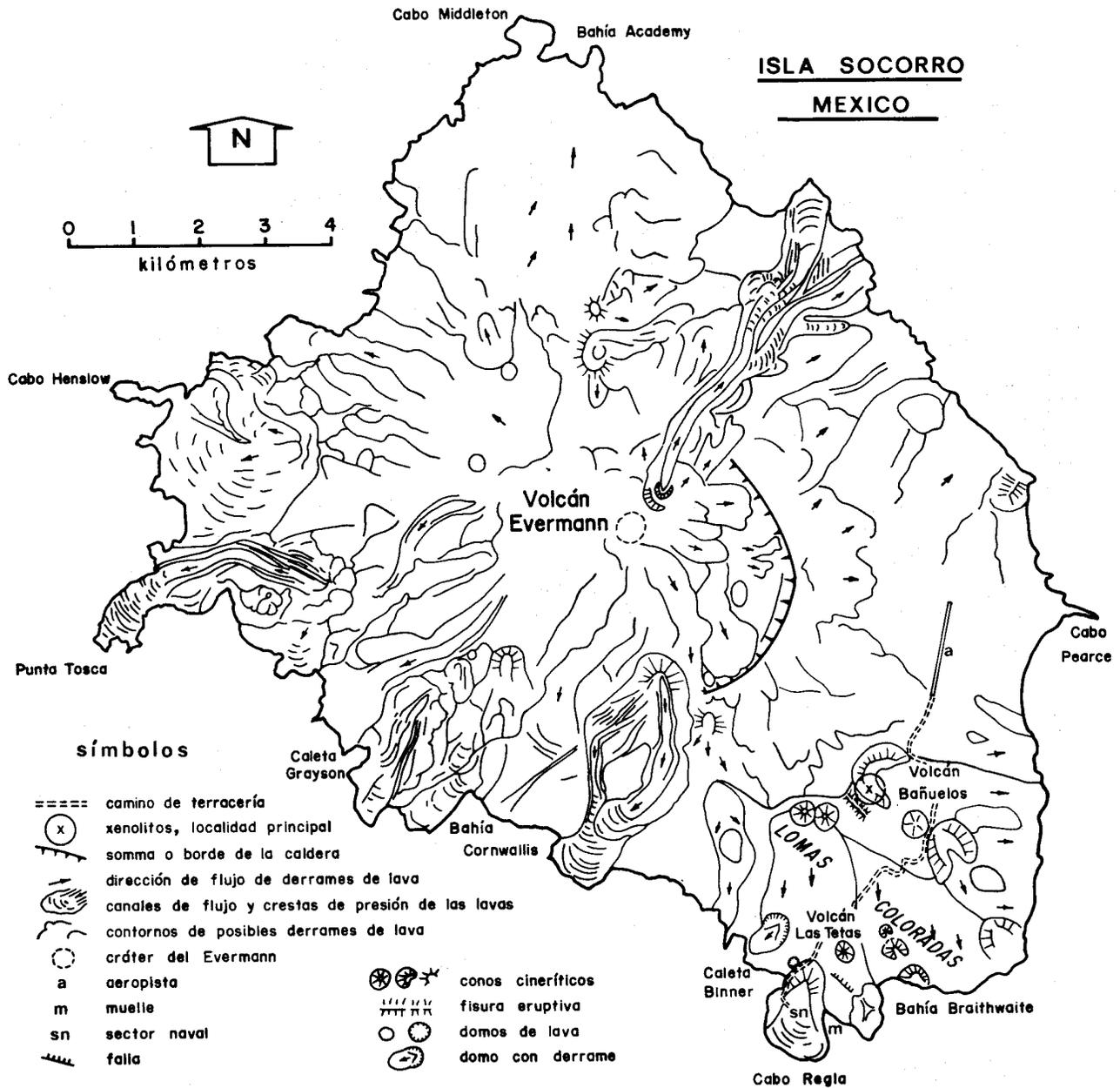


Figura 2.- Mapa morfológico de la Isla Socorro.

DESCRIPCION DE LOS XENOLITOS

Se encontraron dos grupos distintos de xenolitos: inclusiones en los derrames (grupo I) (Figuras 3a, 4a y 4e) y sueltos (grupo II) (Figuras 3a, 3f, 4c, 4d, 4e y 4f). Ambos se asocian a los materiales volcánicos fundamentalmente basálticos; sin embargo, un caso aislado lo constituye un pequeño xenolito plutónico (Figura 3a) incluido en una felsita vítrea.

Los xenolitos del grupo I son los más frecuentes y se encuentran como inclusiones en los derrames basálticos de la unidad Lomas Coloradas de Bryan (1976), sobre todo en los derrames de textura porfídica. En estas lavas, los xenolitos plutónicos se hallan junto con megacrístales de plagioclasa (Fi-

gura 4d) y en raras ocasiones de olivino y piroxena (Figura 4b). El tamaño de los xenolitos varía desde algunos milímetros hasta un máximo observado de 5.5 x 5 cm (Figura 4e), mientras que los megacrístales de plagioclasa y máficos pueden alcanzar longitudes máximas entre 3 y 6 cm. La forma de este grupo de xenolitos varía de angular a redondeada, con bordes nítidos casi siempre; aunque a veces se observan moderadamente desvanecidos en la matriz volcánica. El tamaño de la textura del grano varía desde muy fino (inferior a 1 mm) hasta muy grueso (3-5 mm) y consiste casi exclusivamente de plagioclasa y máficos de color negro (clinopiroxena) o claro (olivino) en arreglos panidiomórficos o hipidiomórficos. La relación plagioclasa/máficos es por lo general de 1:1, pero se ob-

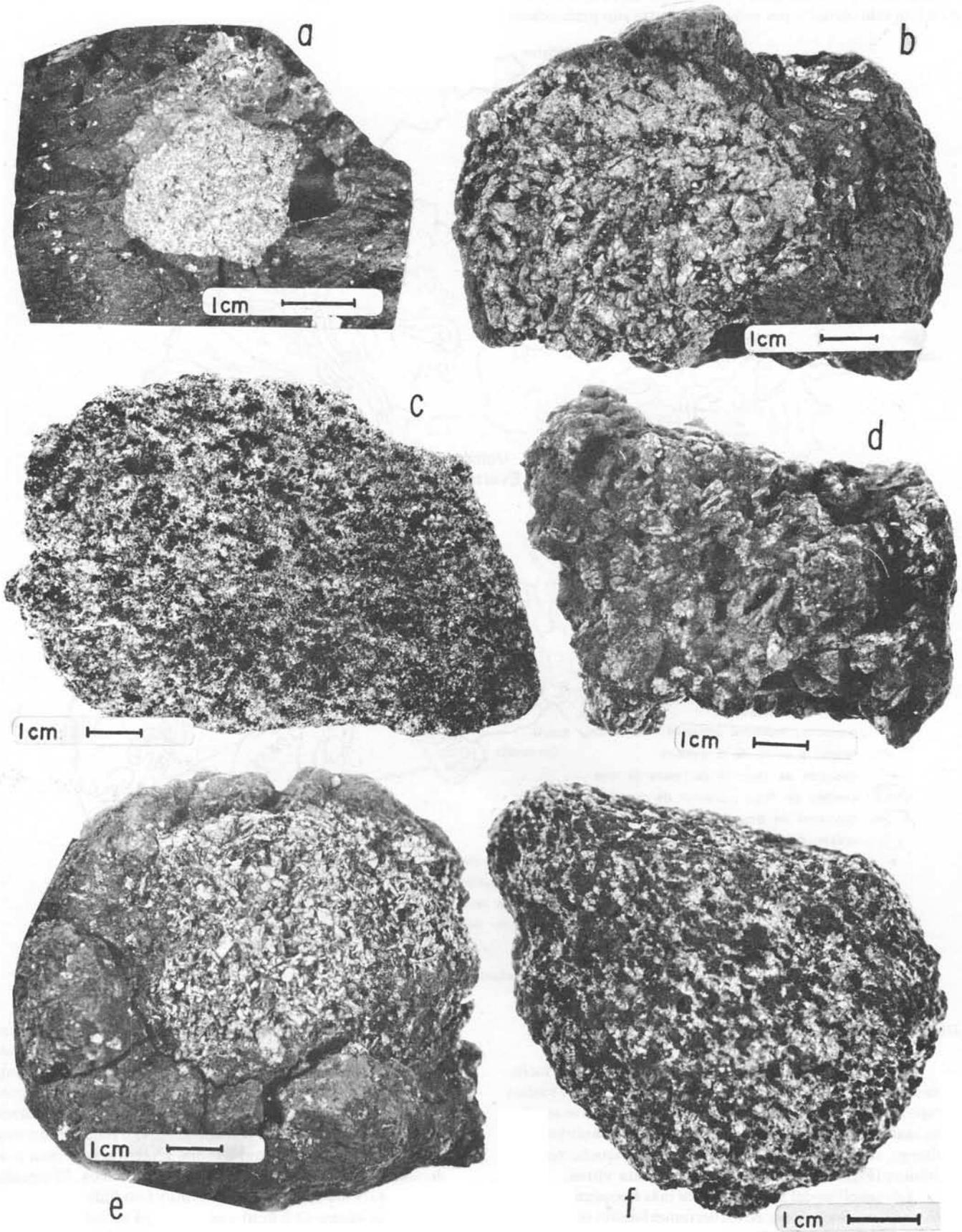


Figura 3.- Xenólitos gabroides de la Isla Socorro.

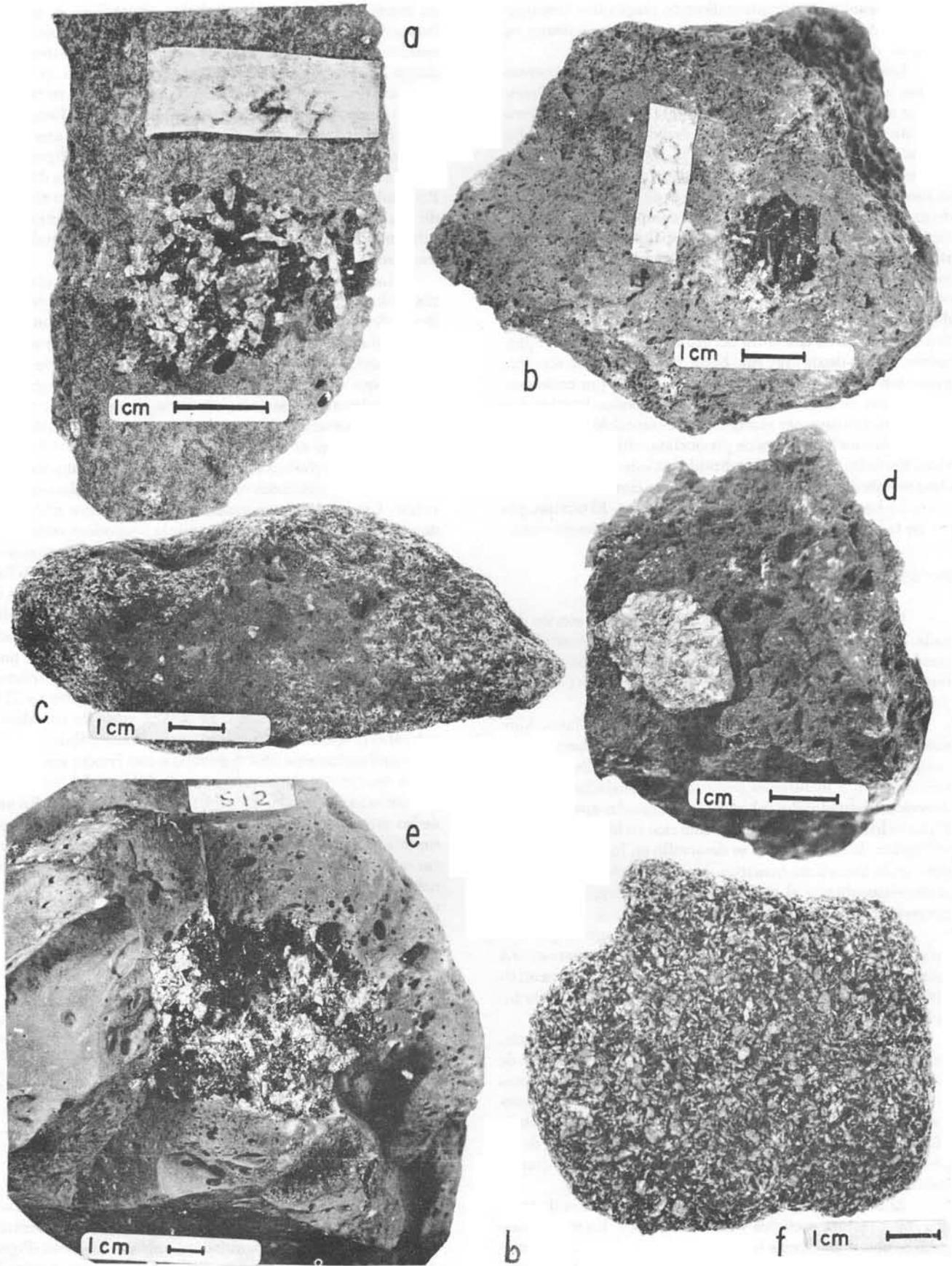


Figura 4.- Xenolitos gabroides y megacristales en rocas basálticas de la Isla Socorro.

servaron xenolitos monominerálicos de plagioclasa (anortosita) o máficos. Las texturas de estos xenolitos son ígneas y carecen de deformación.

Los xenolitos del grupo II se caracterizan por encontrarse sueltos, aunque con frecuencia cubiertos, parcial o totalmente, por una costra delgada de material basáltico muy alterado. Este grupo se localizó solamente en dos sitios: Volcán Bañuelos y Volcán Las Tetas (Figura 2). En esta última localidad se encontró sólo un ejemplar, mientras que en la primera se recogieron varias decenas. Además de la forma diferente de presentarse en el afloramiento su composición petrográfica es algo distinta, pues incluye principalmente xenolitos más ricos en plagioclasa; ocasionalmente presentan textura orientada (Figura 3f). Su tamaño es muy variable, con un máximo observado de  $10 \times 7 \times 5$  cm. Tienen claramente forma nodular cuando todavía están protegidos por su cubierta basáltica. El tamaño de la textura del grano también varía ampliamente, siendo desde muy fino hasta grueso. Algunos xenolitos presentan la peculiaridad de haberse formado por coalescencia irregular de dominios de texturas y minerales distintos, con límites moderadamente abruptos. La composición mineral de estos agregados también es de plagioclasa, clinopiroxena y olivino. En todos los xenolitos gabroides de este grupo la plagioclasa es euhedral y la clinopiroxena ocupa claramente los huecos entre los cristales tabulares de plagioclasa. El olivino, por ser de tamaño más pequeño, no se observa a simple vista.

#### PETROGRAFIA

Un xenolito del primer grupo, examinado en sección delgada, consiste de un arreglo equigranular, subintersertal, con tamaño promedio de los cristales de aproximadamente 2 mm formado por plagioclasa ( $\sim 75\%$ ), clinopiroxena ( $\sim 15\%$ ) y olivino ( $\sim 10\%$ ).

La plagioclasa se presenta en cristales tabulares, idiomórficos, con gemelación polisintética y con un zoneamiento complejo asociado a zonas de inclusiones vítreas. Contiene además numerosas inclusiones semiopacas, arregladas según las direcciones estructurales del cristal y constituidas aparentemente por vidrio alterado, originalmente rico en hierro. La desvitrificación de este material se desarrolló en forma dendrítica generando abundante hematita. La composición de la plagioclasa, estimada por el método de Michel-Lévy, queda en el rango correspondiente a la labradorita.

La clinopiroxena tiene un color débil magenta-grisáceo sin pleocroísmo; algunas zonas o cristales enteros presentan una tonalidad más intensa que sugiere una composición rica en titanio. Su hábito es anhedral, granular y frecuentemente intersticial, indicando una obvia cristalización tardía.

El olivino es incoloro y contiene algunas inclusiones circulares donde se observan numerosos cristales prismáticos de clinopiroxena dispuestos semirradialmente. Estas inclusiones se interpretan como producto de la cristalización de pequeñas masas magmáticas de composición basáltica. La cristalización exocéntrica de la clinopiroxena es semejante a la de los cóndrulos meteoríticos. El signo positivo y ángulo  $2v$  grande indican una composición forsterítica ( $Fo \geq 88\%$ ).

El basalto que contiene al xenolito descrito es de color gris claro, textura porfídica y matriz afanítica. En sección delgada se observan escasos fenocristales zoneados de plagioclasa (labradorita-bitownita) de hasta 5 mm de longitud, microfenocristales de clinopiroxena y olivino, éste muy escaso, todo

en una matriz de plagioclasa tabular, clinopiroxena, minerales opacos, escaso olivino y trazas de una fase con pleocroísmo marcado en tonalidades de café a rojizo (probablemente iddingsita). Los minerales opacos, por su hábito cristalino prismático-esquelético o isométrico se identificaron respectivamente como ilmenita y magnetita titanífera. La clinopiroxena de la matriz y la de los microfenocristales tiene una forma que varía de granular a subhedral y un color café ligeramente violáceo, muy semejante al de la inclusión arriba descrita. En cambio, el olivino tiene signo negativo o positivo sugiriendo una composición cercana a  $Fo = 88\%$ ; se encuentra generalmente circundado por clinopiroxena y es totalmente incoloro.

La semejanza que se observó entre los fenocristales de plagioclasa en el basalto y el xenolito, puede indicar que aquéllos se derivaron de la desintegración de las rocas plutónicas representadas por los nódulos. Esta inferencia es apoyada por la gradación completa que se observa en el tamaño de los xenolitos, que varía desde los 10 cm hasta reducirse a cristales individuales de plagioclasa, olivino o clinopiroxena.

Las muestras gabroides examinadas en sección delgada correspondientes al segundo grupo de xenolitos muestran las siguientes características petrográficas: se componen de plagioclasa-clinopiroxena-olivino-vidrio y plagioclasa-olivino-vidrio. Las proporciones modales de tres de estos nódulos se dan en la Tabla 1. La composición de la plagioclasa varía desde labradorita cálcica a bitownita ( $An_{82}$ ); presenta zoneamiento composicional y gemelación simple o polisintética. Su forma es euhedral o subhedral con escasas inclusiones opacas de hábito isométrico (posiblemente magnetita), vidrio desvitrificado y olivino. La clinopiroxena es de forma anhedral y subhedral, de color ligeramente verdoso y sin pleocroísmo; puede contener olivino como inclusión y por lo general circunda a la plagioclasa (Figura 5). Su proporción varía entre 4 y 22% en las secciones examinadas. El olivino varía de euhedral a anhedral (Figura 6), es incoloro o verde muy pálido y puede estar profundamente iddingsitizado o casi fresco; sus propiedades ópticas (signo positivo y ángulo  $2V$  grande) lo identifican como forsterita ( $Fo \geq 88\%$ ) (Deer *et al.*, 1966). En una de las muestras el olivino forma pequeños agregados glomeroporfídicos. Contiene en general algunas inclusiones esféricas o cúbicas de una fase opaca, que es probablemente espinela. La proporción del olivino varía desde un 2% hasta un máximo aproximado de 15%.

Tabla 1.- Modas de xenolitos gabroides.

	2	3	4
Plagioclasa	44.2%	58.2%	55.9%
Olivino	14.8%	5.2%	7.4%
CPX	3.9%	21.7%	7.5%
Vesículas	23.5%	8.5%	17.5%
Vidrio	13.6%	6.4%	11.7%
	100.00%	100.00%	100.00%

Puntos contados en cada caso: 2,500

El vidrio se presenta intersticialmente en todas las secciones examinadas. Su proporción aproximada varía entre 3 y 15%. Contiene gran cantidad de vesículas esféricas (Figura 6). Ocupa en particular la mayoría de los contactos entre los diferentes minerales; o como inclusión en la plagioclasa (Fi-

gura 7). Su color anaranjado sugiere una composición rica en hierro, lo cual fue corroborado por su índice de refracción muy superior al del bálsamo y por un análisis cualitativo con microsonda electrónica de energía dispersiva. Frecuentemente se le observa en proceso de desvitrificación, formando gran cantidad de polvo opaco, aparentemente hematita arborescente y una arcilla muy birrefringente.

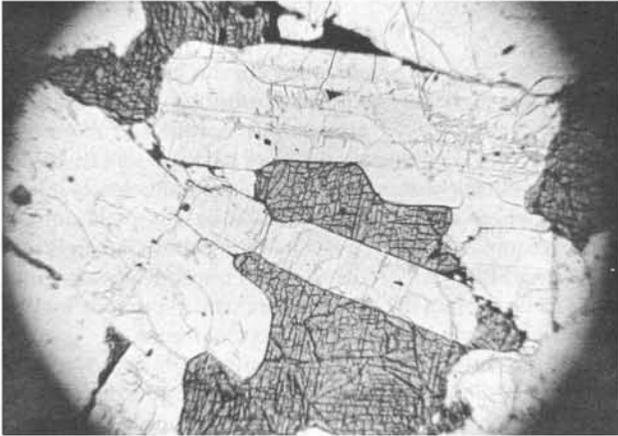


Figura 5.- Textura mesocumulítica de un xenolito gabroide. Nótese el carácter intersticial de la clinopiroxena y euhedral de la plagioclasa. Luz natural, diámetro del campo 2 mm.



Figura 6.- Ortocumulita de plagioclasa-olivino y vidrio intersticial. Luz natural, diámetro de campo 2 mm.

Las relaciones de las texturas entre los principales minerales mencionados demuestran con toda claridad el siguiente orden de cristalización: espinela-olivino-plagioclasa-clinopiroxena-vidrio.

El xenolito de este segundo grupo encontrado en el Volcán Las Tetas (Figura 2) se clasificó como una anortosita cálcica. Consiste aproximadamente en 95% de plagioclasa y 5% de material desvitrificado opaco o semiopaco, formado principalmente por hematita. La plagioclasa forma un arreglo subintertal (Figura 8) de granularidad gruesa (3-12 mm). Tiene intensa gemelación polisintética según las leyes de la albita y Carlsbad-albita combinada (Figura 9) y una extinción

muy irregular producida conjuntamente por un zoneamiento débil a moderado y una ligera deformación plástica.

El material desvitrificado rico en hierro se presenta intersticialmente, como inclusiones en la plagioclasa formando una trama con estructura interna celular y como manchones opacos e irregulares de varios milímetros de diámetro.

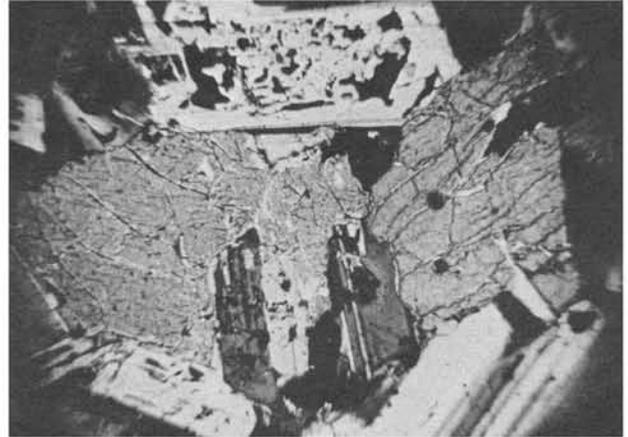


Figura 7.- Agregado gabroide de clinopiroxena-plagioclasa; un cristal de esta última muestra abundante vidrio ocluido. Luz polarizada, diámetro del campo 2 mm.

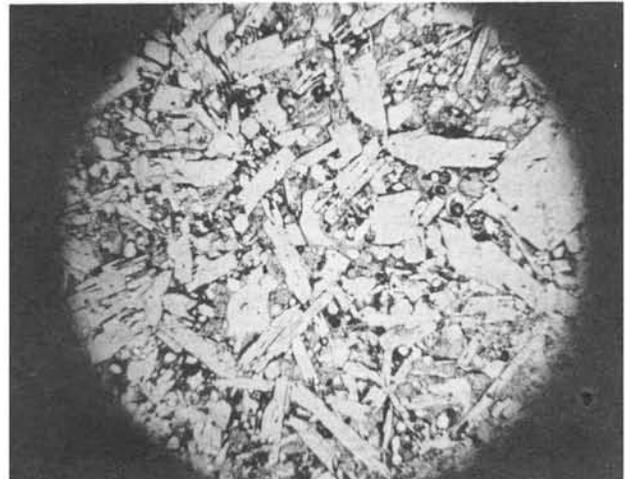


Figura 8.- Xenolito gabroide de textura subintertal formada por plagioclasa-olivino y vidrio mesostásico. Luz natural, diámetro del campo 7 mm.

En el conjunto de xenolitos examinados se pueden reconocer genéricamente anortositas, gabros y troctolitas. La escasez relativa de óxidos opacos primarios y su hábito intersticial en los nódulos examinados podrían implicar, junto con la composición ferrífera del vidrio intersticial, que los óxidos metálicos fueron preferencialmente concentrados en la parte silicatada menos refractaria de los xenolitos.

En términos generales, el arreglo interstertal de la plagioclasa, la morfología euhedral tanto de ésta como del olivino, con la clinopiroxena, la magnetita y el vidrio llenando los intersticios (Figuras 5, 6, 7 y 9), permiten clasificar genéticamente a estas texturas (Wager *et al.*, 1960) como ortocumulí-

ticas. La presencia del vidrio en este contexto puede explicarse por la extrusión rápida de un magma basáltico semicristalizado, provocada por el calor de un magma juvenil que lo llevó en forma desintegrada hasta la superficie; si éste fuera el caso, el vidrio correspondería a la última fracción del magma basáltico que precipitó las rocas cumúlíticas representadas por los xenolitos.

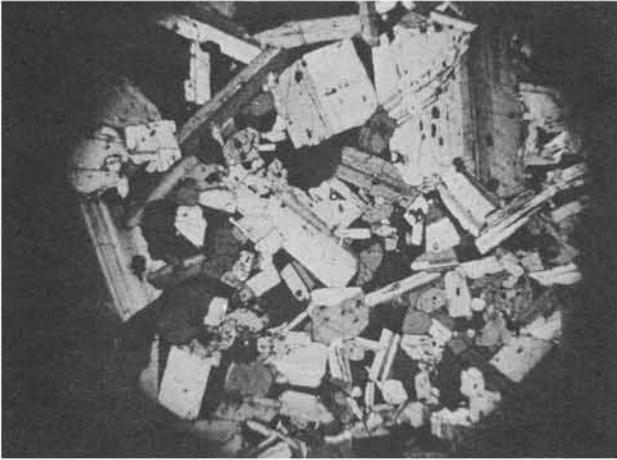


Figura 9.- Ortocumulita de plagioclasa-olivino (troctolita) y vidrio intersticial (material isotrópico en extinción) parcialmente incluido en la plagioclasa. Luz polarizada, diámetro del campo 7 mm.

**Megacristales.**—Con cierta frecuencia se pudieron observar megacristales hasta de 6 cm de longitud de plagioclasa, clinopiroxena y olivino. Los megacristales de clinopiroxena observados bajo el microscopio petrográfico presentan las siguientes características: color café-grisáceo con pleocroísmo notable sólo en los fragmentos más gruesos en tonos café y gris verdoso. Un porcentaje significativo de los fragmentos de un megacrystal mostró grandes cantidades de inclusiones globulares submicroscópicas que en forma característica también se observan en los minerales máficos asociados con xenolitos cristalizados a presiones y temperaturas elevadas.

Los megacristales más frecuentes son de plagioclasa y los de olivino esporádicos. Los primeros tienen forma equitubular y transparentes; su composición, deducida ópticamente, es de andesina-labradorita y algunos de sus fragmentos presentan inclusiones de ilmenita (?) euhedral como finas tabletas prismáticas de color púrpura rojizo.

#### CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DE LOS XENOLITOS Y ROCAS ASOCIADAS

En las Tablas 2 y 3 se muestran dos análisis químicos por vía húmeda de dos xenolitos anortosíticos y cuatro análisis de las rocas asociadas, así como sus normas CIPW correspondientes. Los xenolitos anortosíticos son representativos del grupo II (suelos) encontrados en el Volcán Bañuelos; la muestra S7 pertenece a este volcán, SR36 al basalto de la unidad Lomas Coloradas, también portador de xenolitos, mientras que las muestras SR21 y SR23 corresponden respectivamente a una obsidiana de la cima del Monte Evermann y a uno de los domos traquíticos de la unidad Lomas Coloradas.

No obstante la gran similitud química de ambos xenolitos, su composición normativa es contrastante. En efecto, la muestra S13 no tiene nefelina mientras que la S24 sí la tiene. Esta anomalía aparente puede explicarse mejor si consideramos que los nódulos analizados no representan líquidos magmáticos cristalizados, sino en su mayor parte un residuo refractario a la fusión parcial; o bien un agregado cumúlítico de cristales de plagioclasa y olivino euhedrales y clinopiroxena intersticial. Las relaciones texturales sugieren que esto último es lo más plausible.

Es importante notar que los componentes ricos en calcio (anortita y diopsida) forman más del 60% de los dos xenolitos, subrayando su naturaleza anortosítica. En ambos casos la escasez de potasio, no obstante la composición esencialmente feldespática de las rocas, puede indicar la afinidad toleítica de estos xenolitos o su separación temprana de un magma no toleítico. La precipitación de olivino y plagioclasa cálcica en todo caso conduciría al enriquecimiento de los magmas residuales en sílice, hierro y álcalis; pero a su empobrecimiento en alúmina. Las rocas félsicas son de composición similar a las comenditas reportadas por Bryan (1976) en otras áreas de la Isla Socorro.

Tabla 2.- Análisis químicos de xenolitos y rocas asociadas de la Isla Socorro.

OXIDOS	XENOLITOS		BASALTOS		FELSITAS	
	S13	S24	S7	SR36	SR21	SR23
SiO <sub>2</sub>	47.87	49.73	47.96	46.86	66.34	66.20
TiO <sub>2</sub>	0.52	1.02	2.12	2.12	0.42	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.27	19.05	17.42	17.53	13.73	12.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.28	2.76	6.08	4.45	2.51	5.22
FeO	1.67	2.34	6.33	7.87	4.39	2.98
MnO	0.10	0.11	0.05	0.07	0.06	0.10
MgO	4.72	4.99	4.33	6.30	0.47	0.48
CaO	12.40	15.03	8.78	9.35	0.80	0.61
Na <sub>2</sub> O	2.80	3.08	3.48	3.30	6.55	5.40
K <sub>2</sub> O	0.20	0.22	1.30	1.25	4.35	4.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.08	0.46	0.52	0.04	0.09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.64	0.92	0.88	0.22	0.57	1.25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.77	0.25	0.27	0.03	0.05	0.17
SUMA	99.36	99.58	99.46	99.87	100.28	99.75

Tabla 3.- Normas CIPW (normalizadas a 100% y sin agua).

	S13	S24	S7	SR36	SR21	SR23
QZ	-	-	-	-	9.43	13.99
OR	1.23	1.32	7.81	7.41	25.79	24.64
AB	24.69	22.86	29.95	23.07	46.56	43.06
AN	49.62	38.11	28.56	29.44	-	-
NE	-	1.96	-	2.69	-	-
AC	-	-	-	-	4.34	3.00
NS	-	-	-	-	0.76	-
DI	10.98	29.68	10.61	11.32	3.26	2.18
HC	5.63	-	0.07	-	8.66	10.94
WO	-	-	-	-	-	-
OL	4.16	1.60	15.17	18.34	-	-
MT	2.17	2.17	2.17	2.17	-	0.67
HM	-	-	-	-	-	-
IL	1.03	1.97	4.10	4.04	0.80	0.93
AP	0.29	0.19	1.09	1.22	0.09	0.21
	XENOLITOS		BASALTOS		FELSITAS	

Un examen rápido y cualitativo (sin patrones internos) de la composición de las fases principales de uno de los xenolitos anortosíticos, practicado por medio de microsonda electrónica (Kevex) usando energía dispersiva, dio los siguientes resultados: la plagioclasa es sumamente cálcica (corroborando las determinaciones ópticas) y muy pobre en potasio; la clinopiroxena (Figura 10), por su contenido sustancial de titanio y aluminio, puede considerarse una augita titanífera (titanioaugita?); el vidrio (Figura 11) presenta abundante hierro, sílice y alúmina, careciendo de magnesio, calcio, titanio y fósforo, mientras que el contenido de sodio y potasio es muy bajo.

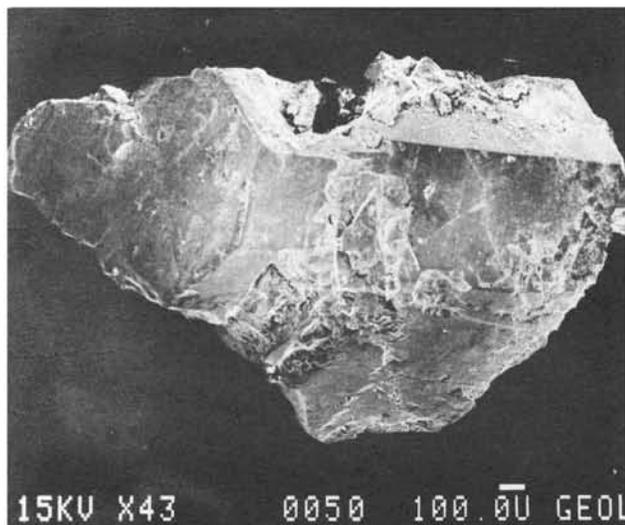


Figura 10.- Fotomicrografía electrónica de un cristal euhedral de augita titanífera separada de un xenolito gabroide de la Isla Socorro. La barra horizontal de los datos numéricos corresponde a 100 micras.

#### DISCUSION

La descripción y estudio de los xenolitos plutónicos encontrados en la Isla Socorro, aunque no resuelven definitivamente los problemas petrogenéticos más importantes de la isla, sí contribuyen a su solución. Los elementos petrológicos de mayor relevancia encontrados en estos xenolitos son: 1) Su

composición exclusivamente gabroide-anortosítica, y 2) sus texturas típicamente cumúlíticas, en las que la plagioclasa cálcica y el olivino son las fases cumúlíticas y la clinopiroxena y vidrio los materiales intercumúlíticos. El primer punto tiende a eliminar cualquier teoría que intente implicar la fusión parcial de rocas siálicas continentales para explicar la insólita abundancia (90%) de rocas félsicas en la Isla Socorro. Esta aseveración no es, desde luego, trivial dada la posición intraoceánica que ocupa, pues la presencia de solamente 10% de rocas félsicas en Islandia, dentro del Océano Atlántico, condujo a algunos investigadores (cf. Walker, 1966) a plantear la posible existencia de corteza continental bajo esa isla. Por otra parte, es importante mencionar la aparente ausencia de xenolitos ultrabásicos, no sólo en la Isla Socorro sino en todo el Archipiélago de las Revillagigedo, lo cual contrasta con la frecuencia con que estos materiales se han descrito en otras islas de los océanos más importantes (Borley, 1974; Carmichael *et al.*, 1974, p. 378-426), incluyendo aquéllas situadas, como las Galápagos, sobre el Levantamiento del Pacífico Oriental.



Figura 11.- Fotomicrografía electrónica de una zona con vidrio intersticial en un xenolito gabroide de la Isla Socorro. Nótese la vesícula de aproximadamente 100 micras de diámetro en la parte central de la fotografía.

Es posible considerar que la ausencia de xenolitos ultra-básicos en la Isla Socorro se deba a la permanencia prolongada o al ascenso muy lento de un magma poco viscoso y por lo tanto incapaz de elevar hasta la superficie xenolitos más densos que los gabroides.

Las texturas cumúlíticas, por su parte, no sólo proporcionan evidencias claras de que un mecanismo importante de diferenciación magmática en la región estudiada fue la cristalización fraccionada, tal como lo propuso Bryan (1967, 1976); sino también que la coexistencia de fases cumúlíticas en equilibrio como la plagioclasa y el olivino indica, según los datos experimentales (Green y Ringwood, 1967; Ito y Kennedy, 1968), que este fraccionamiento tuvo lugar a presiones relativamente bajas (inferiores a unos 9 kb). La precipitación conjunta del olivino y la plagioclasa indica que ésta se hundió en el magma basáltico por su mayor densidad; para que esto ocurra, la profundidad del magma debe haber sido muy somera, pues una plagioclasa de composición  $An_{70-80}$  semejante a la de los xenolitos de la Isla Socorro será más densa que el magma basáltico solamente a presiones inferiores a unos 3 kb (Fujii y Kushiro, 1977). Esto situaría al magma del que se precipitaron los xenolitos en la corteza oceánica, o muy cerca de su base.

También es importante destacar el hecho de que el vidrio intersticial en los xenolitos estudiados tiene una composición ferrífera y como contraparte un mínimo de minerales opacos. Esto permite suponer que los óxidos de hierro se encuentran sustancialmente diluidos en el vidrio. Si esta inferencia es correcta y se acepta que el vidrio representa la fracción remanente de un magma semicristalizado y no un producto de fusión parcial, como se discutió antes, entonces el enriquecimiento en hierro de esta fracción residual indicaría una afinidad toleítica del magma madre de los xenolitos. En este caso no habría relación congénita entre los xenolitos y el basalto portador de afinidad alcalina (Tablas 2 y 3); por esta razón podría pensarse en la posible interacción de magmas toleíticos y alcalinos como base para explicar muchas de las características petrográficas distintivas de la Isla Socorro.

Aunque la observación macroscópica de los afloramientos sugiere una transición completa entre xenolitos plutónicos y fenocristales suspendidos en el basalto portador, esto no significa necesariamente contaminación por fusión parcial de rocas preexistentes, pues también se puede explicar el fenómeno por la desintegración de un magma semicristalizado al irrumpir otro proveniente del interior y con mayor temperatura. La mezcla de estos magmas, uno toleítico (representado por los xenolitos) y otro alcalino (basalto portador) podría explicar el carácter transicional que caracteriza a muchas de las rocas basálticas de la Isla Socorro (Bryan, 1966).

Respecto a la génesis de las rocas félsicas de la Isla Socorro, la única información relevante que se puede extraer del presente estudio consiste en que hay una posibilidad interesante de que las características geoquímicas de estas rocas félsicas (ricas en sílice, sodio y en menor grado potasio y pobres en alúmina) se deban a la precipitación temprana de olivino y plagioclasa cálcica, que son las fases cumúlíticas encontradas en los xenolitos; sin embargo, la composición pobre en sodio y potasio del vidrio analizado en uno de los xenolitos anortosíticos sugiere como más probable el que las rocas félsicas de la Isla Socorro se hayan derivado de un magma basáltico alcalino y no toleítico. La presencia ocasional de megacristales de clinopiroxena, cuya composición deducida de un análisis preliminar es probablemente augita titanífera, indica la posible participación de esta fase en procesos de fraccionamiento a mayor profundidad. Este hecho es más compatible con uno de los modelos propuestos por Bryan (1970) haciendo jugar un papel importante a la titanogaugita aluminosa como fase fraccionada para producir la deficiencia de alúmina característica en las rocas félsicas de la Isla Socorro.

CONCLUSIONES

## CONCLUSIONES

1. Por vez primera se reporta la presencia de rocas plutónicas (xenolitos) en la Isla Socorro.
2. Solamente se localizaron xenolitos de gabro y anortosita, incluyendo escasos megacristales de plagioclasa y muy raros de olivino y clinopiroxena.
3. Las texturas de los xenolitos se clasificaron como ortocumúlíticas, con olivino y plagioclasa como fases cumúlíticas y clinopiroxena y vidrio como fases intercumúlíticas.
4. Estos datos se interpretan en términos de un modelo por cristalización fraccionada a presiones bajas, probablemente a partir de un magma basáltico toleítico y en condiciones altamente reductoras.
5. La irrupción y posible mezcla de un magma basáltico alcalino con el anterior semicristalizado, pudo haber originado el carácter transicional de muchas de las rocas basálticas de la Isla Socorro.
6. Infortunadamente los xenolitos y su estudio preliminar no proporcionaron información relevante en cuanto a la petrogénesis de las rocas félsicas de la isla.
7. En términos generales, la información obtenida es en su mayor parte compatible con los modelos petrogenéticos expuestos por Bryan (1966, 1970, 1976) sobre las rocas volcánicas de la Isla Socorro.

## AGRADECIMIENTOS

El viaje a la Isla Socorro fue posible gracias a la utilización del Buque Oceanográfico "El Puma" y a los Doctores Alfredo Laguarda, Director del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología y Laurence Mee Miller, quienes permitieron nuestra participación en la Campaña DIFO-AR al Archipiélago de las Revillagigedo en la que disfrutamos de la armonía y gran compañerismo por parte de la tripulación del buque.

Asimismo, agradecemos la hospitalidad y ayuda proporcionadas por las autoridades de la Secretaría de Marina y particularmente al Almirante Miguel Angel Gómez-Ortega por su autorización para desembarcar en la isla y realizar la investigación cuyos resultados hemos presentado.

El aislamiento físico del sitio de nuestra investigación pasó completamente desapercibido gracias a la simpatía humana y pintoresca del Teniente Bañuelos, un gran amigo.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Borley, G.D., 1974, Oceanic islands: *in* Sorensen, H. ed., The alkaline rocks. New York, John Wiley, p. 311-330.
- Bryan, W. B., 1964, Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association; evidence from Clarion and Socorro Islands, Revillagigedo Islands, Mexico: *Jour. Geophys. Res.*, v. 69, p. 3047-3049.

- - -1966, History and mechanism of eruption of soda-rhyolite and alkali basalt, Socorro Island, Mexico: *Bull. Volcanol.*, v. 29, p. 453-480.
- - -1967, Geology and petrology of Clarion Island, Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 78, p. 1461-1476.
- - -1970, Alkaline and peralkaline rocks of Socorro Island, Mexico: *Carnegie Inst. Washington, Yearbook 68*, p. 194-200.
- - -1976, A basalt-pantellerite association from Isla Socorro, Islas Revillagigedo, Mexico: in Aoki, H., e Iizuka, S. eds., *Volcanoes and Tectonosphere*. Tokio, Tokai Univ. Press, p. 75-91.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F. J., y Verhoogen, John, 1974, *Igneous Petrology*: New York, McGraw-Hill, 739 p.
- Deer, W. A., Howie, R. A., y Zussman, James, 1966, *An introduction to the rock-forming minerals*: Londres, Longmans, 528 p.
- Fujii, Toshitsugu, y Kushiro, Ikuo, 1977, Density, viscosity, and compressibility of basaltic liquid at high pressure: *Carnegie Inst. Washington, Yearbook 76*, p. 419-424.
- Green, D. H., y Ringwood, A. E., 1967, The genesis of basaltic magmas: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 15, p. 103-190.
- Ito, K., y Kennedy, G. C., 1968, Melting and phase relationships in the plane tholeiite-lherzolite-nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 19, p. 177-211.
- Menard, H. W., 1955, Deformation of the northeastern Pacific Basin and the west coast of North America: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 66, p. 1149-1196.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1981, Xenolitos litosféricos en volcanitas cenozoicas de México; resultados preliminares: Manzanillo, Colima, Unión Geofís. Mexicana, *Mem.*, p. A6-A7 (resumen).
- Sánchez-Rubio, Gerardo, 1978, *El Volcán La Breña*, Estado de Durango: Univ. Nal. Autón. México, *Inst. Geología, Revista*, v. 2, p. 75-79.
- Wager, L. R., Brown, G. M., y Wadsworth, W. J., 1960, Types of igneous cumulates: *Jour. Petrol.*, v. 1, p. 73-85.
- Walker, G.P.L., 1966, Acid volcanic rocks in Iceland: *Bull. Volcanol.*, v. 29, p. 375-405.