
las islas revillagigedo

por Gerardo Sánchez Rubio Instituto de Geología, UNAM

Las siguientes notas sobre las Islas Revillagigedo han sido preparadas a solicitud expresa de la Unión Geofísica Mexicana con motivo de la excursión que la misma ha organizado a aquellas islas mexicanas.

La información que se presenta ha sido tomada libremente de artículos ya publicados en diferentes partes por diferentes autores, los cuales aparecen enlistados al final.

ISLA SOCORRO

Esta isla, la mayor del grupo de las Revillagigedo, tiene un diámetro máximo de 16 Km en dirección NW-SE y una superficie de 167 Km². En la forma es semajante a un corazón.

La isla constituye la parte superior de un volcán que se levanta casi cuatro mil metros desde el fondo del océano. Su diámetro en la base es de 48 Km y la cima se eleva 1050 metros sobre el nivel del mar.

La posición geográfica de la isla se define por las coordenadas 18°42' 57" latitud Norte, y 110°56' 33" longitud Oeste. Su

distancia a la costa es de 350 millas náuticas y es visible desde una distancia de 20 millas en tiempo claro.

La isla Socorro es la única constituida predominantemente de traquilita y riolita peralcalinas en todo el Océano Pacífico.

El volcán Evermann constituye tanto el centro como la cumbre principal de la isla. Sus flancos aparecen saturados de pequeños volcanes secundarios y en su cima se observan todavía fumarolas, vestigios de la intensa actividad ígnea que tuvo lugar en épocas recientes.

Se conoce poco la geología submarina del lugar. Se infiere que esta parte oculta está compuesta por basalto a juzgar por las rocas más antiguas que pueden verse en la isla, que son basaltos alcalinos pobres en olivino, transicionales a toleitas.

Este basalto antiguo está cubierto por derrames de traquita de cuarzo o comendita. La superficie del cono original está expuesta en la parte oriental de la isla y puede seguirse hasta el somma de una vieja caldera. La

caldera se encuentra rellena principalmente con productos del volcán Evermann, que ocupa el centro de la caldera. Las partes norte y occidental de la isla están formadas en su totalidad por piroclásticos y lavas procedentes del Evermann, o relacionadas con él. Dichas rocas son casi exclusivamente traquitas de cuarzo, comenditas y panteleritas. Un cuerpo de basalto aflora en una pequeña zona al nivel del mar cerca de la Bahía Cornwallis, y procede de un pequeño cono a nivel del mar en la parte sur de la Bahía Academy.

Otra unidad eruptiva es reconocible en la parte sur de la isla. Consiste de varios conos de escoria y ceniza basáltica, las Lomas Coloradas, y parecen señalar los focos de emisión de un conjunto de derrames basálticos que cubren un área de aproximadamente 10 Km². Estos basaltos aparecen a su vez cubiertos, a lo largo de la costa, por varios conos cineríticos de donde fluyeron pequeños derrames de traquibasalto y por varios domos recientes de traquita saturada de alumina.

Existe un contraste entre la

las islas revillagigedo

superficie "pre-caldera" y las rocas del Evermann y Lomas Coloradas que se manifiesta por un mayor grado de erosión e intemperismo en la primera; esto sugiere que hubo un largo periodo de inactividad antes de la reactivación del volcanismo en el Evermann y Lomas Coloradas. Esta nueva fase volcánica parece haberse iniciado con la aparición de fracturas norte-sur en el centro de la isla, que abrieron paso a un magma pantelerítico rico en volátiles. Al principio, las erupciones en la cima fueron netamente explosivas, y la extrusión de lavas, aun las más recientes, fueron precedidas por la formación de un cono cinerítico. A nivel del mar, sin embargo, el volcanismo se manifestó en forma de emisiones relativamente tranquilas de domos y derrames gruesos con casi nula actividad piroclástica.

Las rocas de Isla Socorro son de dos tipos: Basaltos alcalinos y riolitas sódicas. Los primeros agrupan rocas tales como basalto sódico (con olivino escaso, transicional a toleita), basalto alcalino de olivino normal, y traquibasalto; las riolitas sódicas incluyen traquitas saturadas normales, traquitas de cuarzo y panteleritas con algo de alumina. Las riolitas sódicas constitu-

yen casi el 90% de las rocas de toda la isla, siendo un caso insólito en el Océano Pacífico.

Los análisis químicos de las rocas muestran un rango de variación en sílice que va de 46.96 a 68.91 por ciento. En este rango existe, sin embargo, una discontinuidad o hueco entre los porcentajes 51.82 y 63.82, que señala la ausencia en la isla de rocas intermedias.

La clasificación precisa de muchas rocas de la isla Socorro sólo ha sido posible por medio de análisis químicos, ya que llegan a tener más del 50% de vidrio. En el caso de muchas lavas "pre-caldera" fue difícil su clasificación debido a su grano fino y extremo intemperismo.

El borde de la caldera forma una prominencia de cerca de 625 metros de altura. Al sur y este del Evermann la caldera tiene un escarpe casi vertical de 20 a 50 metros de altura. La parte visible de la caldera es elíptica, con su eje mayor orientado NW-SE. El centro de esta elipse está ocupado por el Evermann, cuyas pendientes al SE descienden rápidamente hasta los 300 m de altura sobre el nivel del mar, donde las rocas son claramente "post-caldera" y constituyen pi-

roclásticos y derrames.

Los focos de emisión posteriores a la caldera definen una línea N-S que posiblemente señala la zona de desprendimiento de la mitad occidental.

El cono original se formó por efusión no violenta de basaltos, seguidos de traquita, traquita de cuarzo y basalto en pequeña proporción.

La caldera se formó por colapso, con erupciones simultáneas relativamente violentas a lo largo de fracturas o fallas circulares que marcaron el área de colapso. Este fue seguido de un largo periodo de reposo durante el cual tuvo lugar un fuerte intemperismo de las rocas. El colapso de la parte occidental de la caldera abrió una nueva etapa de actividad volcánica marcadamente explosiva que se ha prolongado casi hasta la fecha.

Actividad post-caldera.

Las lavas correspondientes a esta etapa son principalmente riolitas sódicas, que incluyen traquitas sódicas, traquitas de cuarzo y panteleritas.

Entre éstas, las traquitas de cuarzo parecen ser las más

las islas revillagigedo

abundantes. Como fenocristales son comunes: Anortoclasa o sanidino sódico, aegirina-augita, y alguna variedad de piroxena o anfíbola sódica; la matriz está integrada por feldespatos alcalinos y cuarzo intersticial.

La pantelerita es casi idéntica a la de la isla de Pantelería, y aparece en el derrame y domo de Punta Tosca, en cinco pequeños domos de la Bahía Academy (al oriente), y en un derrame sobre el borde norte del Evermann.

Estas rocas tienen un alto porcentaje de vidrio y difieren químicamente de las traquitas de cuarzo las que son más ricas en sílice, hierro y álcalis y más pobres en alúmina. Mineralógicamente son similares a las traquitas sólo que las panteleritas parecen tener coesita (microfenocristales prismáticos color café, casi opacos).

Los basaltos aparecen solamente en las partes bajas del volcán. En Bahía Cornwallis el basalto aparece cubierto por traquitas; en Bahía Academy está cubierto por traquita, que a su vez está cubierta por pantelerita; en Lomas Coloradas el basalto cubre un área de 15 Km² con espesor promedio de 30 metros, y aparece cubierto por traquib-

salto y traquita cerca de Caleta Binner y Bahía Braithwaite.

El material piroclástico es abundante y aparece relacionado con las riolitas sódicas de la parte superior del Evermann. Bandas de uno a dos metros de roca vítrea, compacta, aparece con frecuencia intercalada con los piroclásticos. No parecen tener las características petrográficas de las ignimbritas, por lo que se piensa que se trate de un tipo especial de derrame de lava espumosa ("froth flows").

Tanto los derrames como los domos de riolita sódica aparecen rellenando los conos cineríticos del conito del Evermann, por lo que constituyen la fase final del evento volcánico. Los derrames de la base del volcán no tienen conos cineríticos asociados, lo que indica que la actividad explosiva estuvo concentrada en la parte cimera. Por otro lado, los derrames y domos de la base son más grandes que los de la cima.

Estructura

El mapa estructural de la isla está basado en los alineamientos, litologías y edades relativas. Es clara la existencia de tres sistemas principales de fracturas

que coinciden con las tres crestas que dan a la isla su característica forma de corazón.

Las fracturas radiales se deben probablemente a la presión del magma dentro del Evermann cuya cima está formada por material cinerítico relativamente débil. Las fisuras no radiales probablemente están relacionadas con desplazamientos profundos de carácter tectónico.

El fracturamiento observado en la isla coincide con deducciones basadas en observaciones de la topografía submarina. Estas indican fracturamiento E-W relacionado con movimientos en la Fractura Clarión. Posteriormente movimientos NS y E-W provocaron alineamientos NW-SE, dominantes inmediatamente antes de la formación de la caldera. Los fracturamientos más recientes muestran una orientación predominante N-S.

Algunos investigadores mencionan evidencias de movimientos verticales de la isla pero esto es puesto en duda por otros.

Migración de la actividad volcánica.

Dos direcciones generales de migración de la actividad mag-

las islas revillagigedo

mática se infieren de las relaciones de traslape entre diferentes derrames y domos. Una indica migración de la cima hacia abajo, y la otra se ha desplazado de poniente a oriente. La primera es evidente en el extremo sur de la isla donde a más de 300 m de altura, en las Lomas Coloradas, hubo derrames de basalto, que fueron seguidos de erupciones de traquibasalto y traquita cerca del nivel del mar en las Bahías Braithwaite y Vargas Lozano.

La migración de las partes altas a las partes bajas se relaciona probablemente con el bloqueo gradual del conducto central del volcán. El significado de la migración de poniente a oriente es dudoso; sin embargo, es consistente con la migración típica de muchas otras cadenas volcánicas en el Pacífico, lo que se piensa que también ocurrió en las Revillagigedo.

El volcán se eleva aproximadamente 4 mil metros desde el fondo marino, sobresaliendo del nivel del mar solamente mil metros. Su volumen es de aproximadamente 2.400 Km³; el volumen emergido es algo menor de 40 Km³, que es casi equivalente al volumen del conducto hasta una profundidad de 6 Km. Suponiendo que dicho conducto se

extienda hasta los 50 Km (profundidad razonable de acuerdo con estudios hechos en Hawai) entonces el volumen resulta de aproximadamente 350 Km³ y el volumen del material riolítico en la parte expuesta del volcán es de aproximadamente 11% del volumen de todo el conducto. Si el contenido de K₂O es de casi 5.9% en la riolita sódica y de 1.4 en el basalto, lo cual indica un factor de más de 4, entonces la proporción de lava riolítica en el conducto habrá sido de 23% y el resto sería basalto. Dicha proporción de riolita habría ocupado la parte superior de la columna magmática en el conducto hasta una profundidad de 12 Km.

Cualquier mecanismo destinado a explicar la actividad eruptiva en la Isla Socorro debe basarse en las siguientes evidencias:

1. Las erupciones de basalto están restringidas a los niveles inferiores y son a la vez contemporáneos, en parte, con las erupciones de riolita sódica en la cima.
2. Las erupciones de riolita sódica anteriores a la formación de la caldera fueron tranquilas, con prácti-

camente nula actividad explosiva.

3. La formación de la caldera siguió un largo periodo de reposo.
4. La formación del volcanismo fue acompañada de fracturamiento N-S a través de la caldera, donde las erupciones fueron enteramente riolíticas y explosivas.
5. Los conos cineríticos que se formaron en la caldera se rellenaron de obsidiana con lo cual terminó la actividad.
6. El volcanismo se desplazó hacia abajo y hacia la periferia del volcán conforme la actividad continuó.
7. Abajo, el volcanismo produjo domos de lava riolítica densa sin manifestaciones explosivas previas, como ocurrió en la cima. Algunos de estos domos fueron cortados por nuevos derrames de riolita sódica, de mayor fluidez y vesicularidad.

Las evidencias anteriores resultan explicables mediante una

las islas revillagigedo

cámara magmática estratificada, en la cual una columna de riolita sódica sobreyace a una columna de basalto. Dicha estratificación debe haber existido desde antes que se produjeran las lavas anteriores a la caldera. La cristalización fraccionada pudo haber jugado el papel principal en la separación del magma en dos partes: Una riolítica (arriba) y otra basáltica (abajo), mediante la concentración de cristales hacia abajo, por gravedad y convección, y los líquidos residuales hacia arriba, por su menor densidad. Es posible también que algún proceso semejante al destilado con las fracciones más volátiles y ligeras segregándose hacia arriba, haya ocurrido.

Mecanismo eruptivo

En el periodo pre-caldera, la columna magmática estaba casi totalmente libre de volátiles. Como se ve en la figura la columna de riolita sódica ya se había formado. La interfase riolita/basalto debe haberse elevado, de modo que al final del periodo pre-caldera hubo erupción de basaltos.

El colapso que dio origen a la caldera parece haber sido producido por una fuga de magma a profundidad. El largo periodo de

reposo que siguió al colapso debe haber permitido la segregación y acumulación de riolita, con abundancia de volátiles en el extremo de la columna magmática.

Nuevos accesos a la superficie fueron producidos por la fracturación y fallamiento en la cima, que además provocaron la caída en bloque de la parte occidental de la isla. Esto a su vez produjo un descenso de la presión sobre el magma que determinó una rápida vesiculación y su ascenso violento a la superficie, formándose de este modo los conos cineríticos que después se taponaron con domos de lava viscosa.

La erupción de riolita hizo que la interfase ascendiera de modo tal que el basalto pudo surgir a la superficie en las pendientes cercanas al nivel del mar.

El sostenido enfriamiento del magma por la erupción incrementó la presión de los volátiles, que proporcionó la energía para la emisión última de los domos y derrames riolíticos del flanco inferior del volcán.

El elemento clave del esquema trazado arriba es la suposición de que el volcán es en su mayor parte basáltico y que la

riolita sódica es derivada del basalto.

La expansión de los volátiles en el magma debe producir una zona muy vesicular y de baja densidad bajo la cima del Evermann. Es posible que mediante el empleo de método geofísicos sea posible confirmar esto.

La abundancia de domos así como el tipo de rocas en Isla Socorro es fuera de lo común para una isla oceánica, lo que implica la operación de procesos desconocidos que merecen una mayor investigación.

ISLA SAN BENEDICTO

Esta es la más oriental de las cuatro islas Revillagigedo. Se localiza a 33 millas de la Isla Socorro sobre un rumbo NE 18°.

Su posición geográfica está dada por las coordenadas 19°19' latitud Norte, y 110°50' longitud W.

Su forma es alargada en dirección SW-NE y sus dimensiones son: 4 500 metros de largo, 2 500 metros de ancho, y 332 metros de altura sobre el nivel del mar.

El nacimiento de un nuevo

las islas revillagigedo

volcán (Bárcena) en esta isla en agosto de 1952 constituyó un acontecimiento importante ya que esto ocurrió ante la presencia humana. Como en el Parícutín, la evolución del volcán Bárcena fue seguida de cerca por numerosos científicos hasta el fin de su actividad, en marzo del siguiente año. No existen registros de actividad volcánica en la isla antes de la erupción del Bárcena.

La actividad sísmica es rara en el área de las Revillagigedo. Entre 1952 y 1959 sólo 7 sismos aparecen reportados, de los cuales 5 tuvieron epicentros cerca de las islas San Benedicto y Socorro.

La existencia de algunas crestas submarinas alrededor de San Benedicto sugiere la presencia de un sistema fisural con orientación NW (15-20°), además de fisuras menores orientadas NE 37° y NW 41°.

Fisiográficamente la isla consta de los siguientes elementos: El más prominente es el volcán Bárcena, con su delta lávico y dos subelementos sepultados por aquél, que son el Montículo Cinerítico, al sur, y la Roca Challenger, al norte. El cráter Herrera ocupa la parte media de la isla

y finalmente, un área notablemente erosionada, dominada por el cerro López de Villalobos, constituye la parte norte.

El extremo septentrional de la isla consiste de derrames basálticos, tobas y derrames traquíticos. Los primeros ocurren al norte del cráter Herrera, a nivel del mar. Los derrames de traquibalsalto se extienden desde el cráter Herrera hasta el cerro López de Villalobos. Los derrames y tobas traquíticos que constituyen la llamada Punta Ortolán están cubiertos por un derrame de traquiandesita y son cortados por diques verticales. Los derrames más básicos están cubiertos por gruesos depósitos de escoria traquítica, tobas y derrames que se extienden desde el cráter Herrera hasta el extremo de la isla.

El cerro López de Villalobos es algo complicado geológicamente hablando. Al norte, muestra una secuencia de lavas traquíticas y tobas andésíticas (?) sódicas; por el lado SE muestra lavas máficas y tobas; por el SSW una secuencia de tobas se acuña contra el cerro. Punta Observer está integrada por lava traquítica masiva.

Los domos de la roca Challenger y el cráter Herrera son simi-

lares en apariencia, estructura y composición. Ambos tienden a una forma cilíndrica y tienen un talud rocoso en su base. La cima de la roca Challenger era algo convexa y estaba cubierta de bloques angulosos antes de la erupción del Bárcena. El cráter Herrera conserva aún su forma cóncava. Este parece haberse formado por la extrusión de lava viscosa dentro de un cono piroclástico, ahora prácticamente desaparecido por la erosión. La lava traquítica de los dos domos es porfirítica, densa; juntas columnares verticales están bien desarrolladas en las paredes o cantiles.

Hasta el momento en que hizo erupción el volcán Bárcena, era perfectamente visible la constitución del montículo Cinerítico, gracias a la erosión. Este consistía de un cono cinerítico, un aglomerado volcánico y un domo de lava traquítica en el cráter. De todo esto sólo se puede apreciar ahora una parte de la lava, que escapó al sepultamiento por las cenizas del Bárcena.

El volcán Bárcena hizo erupción el 1o. de agosto de 1952. La actividad inicial fue violenta y el cono de pómez creció rápidamente. A los 10 días de erupción el cono había crecido casi a su

las islas revillagigedo

tamaño actual, aunque no terminó de formarse sino hasta mediados de septiembre. Los domos del cráter se emplazaron en noviembre y diciembre. El 8 de diciembre la lava empezó a escurrir por una fisura en la base del cono hacia el mar, donde formó un delta de lava (delta Lávico). La actividad cesó a finales de febrero de 1953, con excepción de ciertas emisiones de vapor y otros gases que continuaron desprendiéndose de los derrames de lava.

El cono del Bárcena tenía inicialmente una altura máxima de 341 m, una pendiente exterior de 33°, y una pendiente de 7° hacia el este, del anillo formado por el borde del cráter. La tefra del cono es de composición traquítica, semejante a los piroclásticos del montículo Cinerítico tanto en composición química como mineralógica.

El cráter del cono está parcialmente ocupado por dos domos de lava traquítica superpuestos. Ambos parecen haberse formado a partir de sendos focos de emisión por acreción exógena, aunque esto no es seguro. La emisión de lava por la base del cono provocó la evacuación de magma del conducto central, lo cual provocó la subsidencia de los domos del cráter y

la fragmentación de su superficie.

El montículo Cinerítico parece haber sido relativamente joven, y es probable que se haya formado hace apenas unos cientos de años. Cuando el Bárcena hizo erupción, el montículo había perdido casi la mitad de su volumen por la erosión marina.

A juzgar por el espesor de los piroclásticos que subyacen al domo de cráter Herrera así como por el tamaño de éste se infiere que el tamaño original del volcán era bastante grande. El domo de roca Challenger parece haber estado relacionado de alguna manera con el volcán Herrera. Las partes faltantes de este volcán desaparecieron por la acción erosiva del mar en un proceso más o menos prolongado.

La roca más máfica de la isla es un traquibasalto que se encuentra al NE de cráter Herrera.

De acuerdo a su composición química las lavas del Bárcena se clasifican como traquitas sódicas.

Como en isla Socorro, San Benedicto representa sólo una pequeña proporción del volumen total del edificio volcánico por lo

que las rocas antes referidas significarían solamente los magmas residuales más diferenciados.

El índice calcalcalino de Peacock es de 52.6 para las rocas de San Benedicto, y de 54 para las de Hawai.

El magma original en San Benedicto parece haber sido basalto alcalino normal, y el nivel de diferenciación alcanzado, de traquita sódica a riolita sódica, es semejante al observado en otras islas oceánicas.

Es interesante comprobar que las riolitas sódicas procedentes de Easter, Socorro y San Benedicto son semejantes. Otras localidades con rocas diferenciadas en el Pacífico son Oahu (riodacitas), Marquesas (riolitas sódicas), Samoa (riolitas sódicas). Estas islas están ubicadas en zonas de fractura por las cuales grandes emisiones de lava han tenido lugar; ninguna de estas islas está asociada a una cresta oceánica.

Lo anterior permite concluir que la presencia o la cercanía de una cresta oceánica no es condición indispensable para la ocurrencia de magmas altamente diferenciados.

las islas revillagigedo

ISLA CLARION

Esta es la más alejada de las islas Revillagigedo. No muestra señales de actividad volcánica reciente y tampoco dislocaciones estructurales. Se le considera la más vieja de las cuatro islas y esto, junto con su composición, parece confirmar la teoría de que a mayor alejamiento de la cresta oceánica corresponde una mayor edad y composición más básica de las rocas.

Los alineamientos estructurales dados por la alineación de aparatos volcánicos y la topografía submarina señalan un paralelismo con la fractura Clarión.

Las evidencias indican que la edad de las rocas expuestas es Plioceno o anterior, con excepción de algunas lavas del interior de la isla y tres conos cineríticos del extremo oriental, que aparentan ser más jóvenes.

Tanto la petrografía como la estratigrafía de la isla sugieren dos ciclos de actividad volcánica: el más antiguo incluye la erupción de basalto, traquita y traquita de cuarzo a lo largo de fisuras E-W. El ciclo más reciente consistió de erupciones basálticas y tobas palagoníticas, seguidas de basaltos y traquibasal-

tos y, finalmente, traquiandesita. Esta actividad se desarrolló de un extremo a otro de la isla, pero fue más intensa en la parte occidental. Aquí, domos de traquiandesita marcan el cierre de la actividad magmática.

Notable entre todas las unidades es una secuencia de basaltos con espesor total de más de 60 metros. La roca es muy vesicular y contiene abundantes fenocristales de labradorita que constituyen hasta el 50% de la roca en volumen.

En general, las rocas de isla Clarión tienen un carácter basáltico. En volumen, las traquitas exceden a las traquiandesitas por un factor de 10 por lo menos, pero los basaltos predominan.

El problema principal que plantean las rocas de la isla Clarión es el de su diversidad, así como la fuente última de su origen. A este respecto, cualquier hipótesis estará fuertemente limitada por el hecho de tener como base solamente una pequeña parte de una estructura volcánica cubierta en su mayor parte por el mar.

En base a rocas recuperadas del East Pacific Rise así como a

la composición de las islas Hawai, es probable que el magma original haya sido toleítico, pobre en potasio.

ISLA ROCA PARTIDA

Esta isla es la más pequeña y está situada a 153 millas de Clarión. La altura máxima sobre el nivel del mar de estas rocas es de 33.5 metros.

El aspecto de la roca así como su estructura columnar sugieren que se trata de los restos de un cuello volcánico. Aunque se carece de evidencias, es posible que éste corresponda a la cima de un estratovolcán. Evidentemente, la isla debe su actual configuración a la acción erosiva de las olas. Considerando la topografía del volcán hasta una profundidad no mayor de 600 fathoms, es posible que su altura sobre el nivel del mar en el pasado haya sido de aproximadamente 210 metros.

Las rocas de esta pequeña isla son traquiandesitas. En los diagramas de variación estas rocas aparecen más cerca de los traquibasaltos que de las traquiandesitas, y son claramente intermedias entre las rocas ácidas de San Benedicto y Socorro, y las básicas de Clarión. Desde

las islas revillagigedo

luego, la afirmación de que Roca Partida estaba constituida por granito es totalmente errónea.

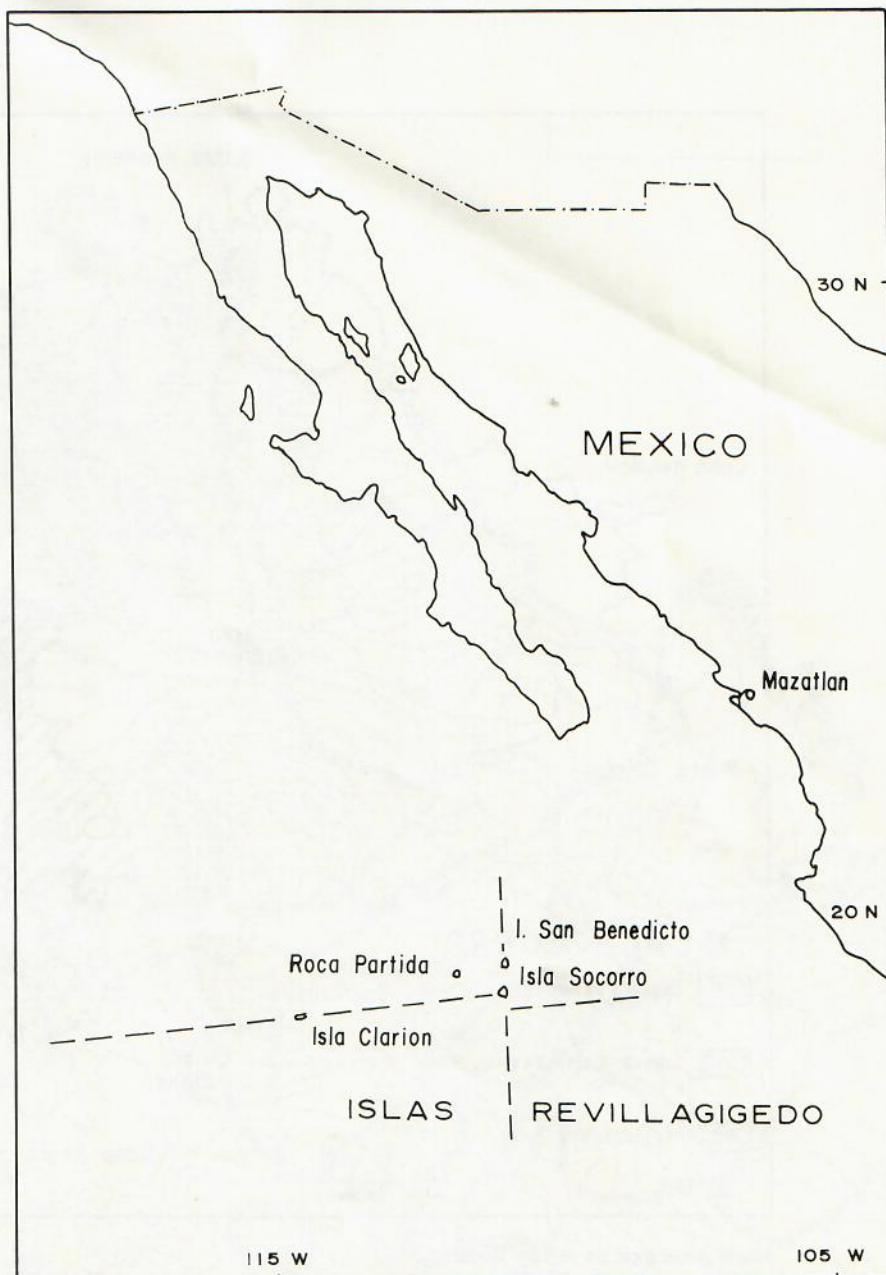
La presencia de anfíbolos y piroxenas sódicas, dominio del sodio sobre el potasio, así como la escasez de plagioclasa, son características propias de estas rocas, por lo cual son diferentes de las variedades calcalcalinas, inexistentes en las islas Revillagigedo.

LITERATURA CONSULTADA

Bryan, W.B. (1964). Relative abundance of intermediate members of the intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association: Evidence from Clarion and Socorro Islands, Revillagigedo Islands, Mexico. Jour. Geophys. Res. 69, p. 3047-3049.

——— (1966). History and mechanism of eruption of soda-rhyolite and alkali basalt, Socorro Island, Mexico. Bull. Volcanol. 29, p. 453-480.

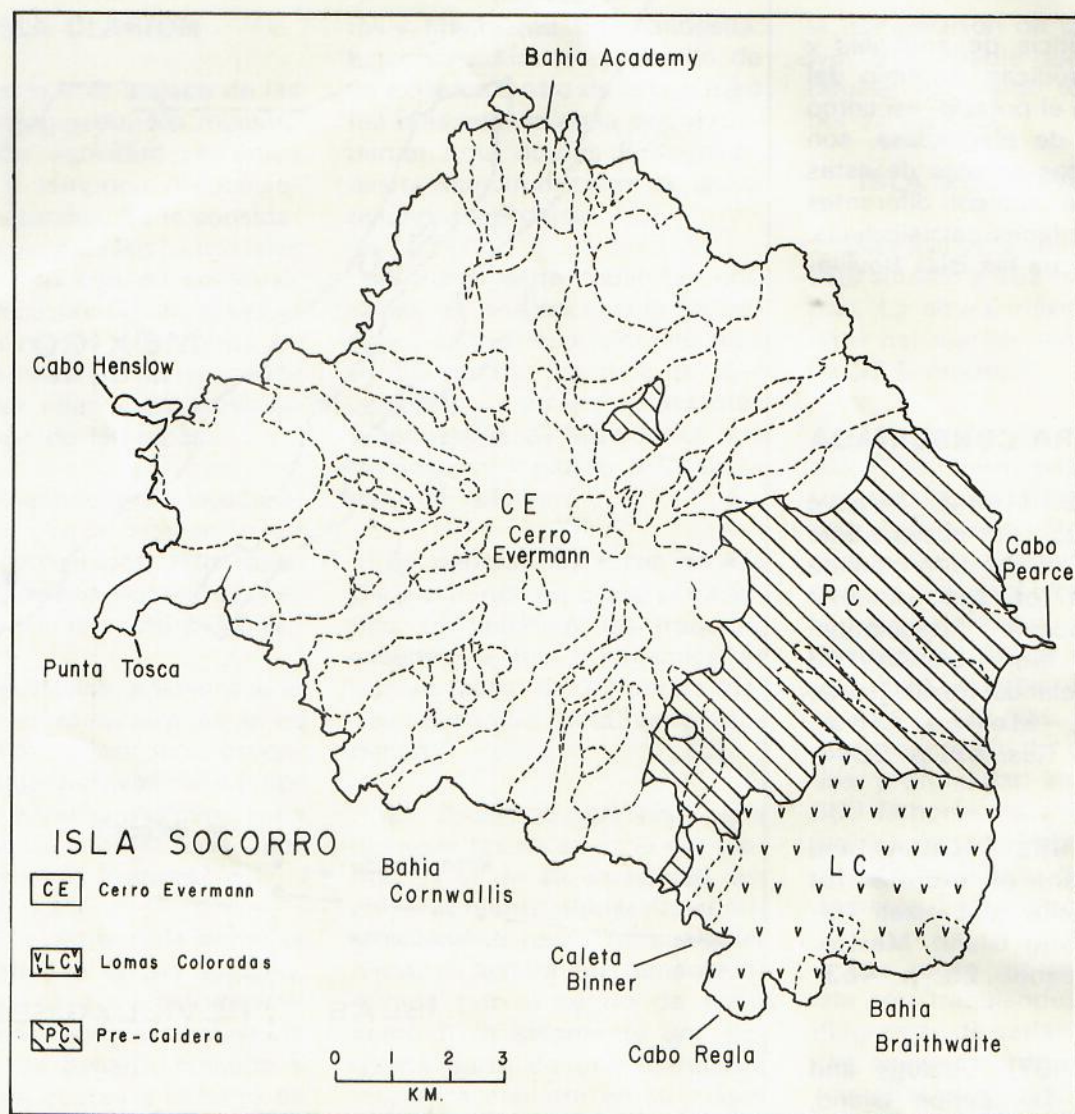
——— (1967). Geology and petrology of Clarion Island, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull. 78, p. 1461-1476.



Continúa en la página 17

Localización de las Islas Revillagigedo.

las islas revillagigedo



Mapa geológico de la Isla Socorro.

las islas revillagigedo

----- (1970). Alkaline and peralkaline rocks of Socorro Island, Mexico. Carnegie Inst. of Washington Yearbook 68, p. 194-200.

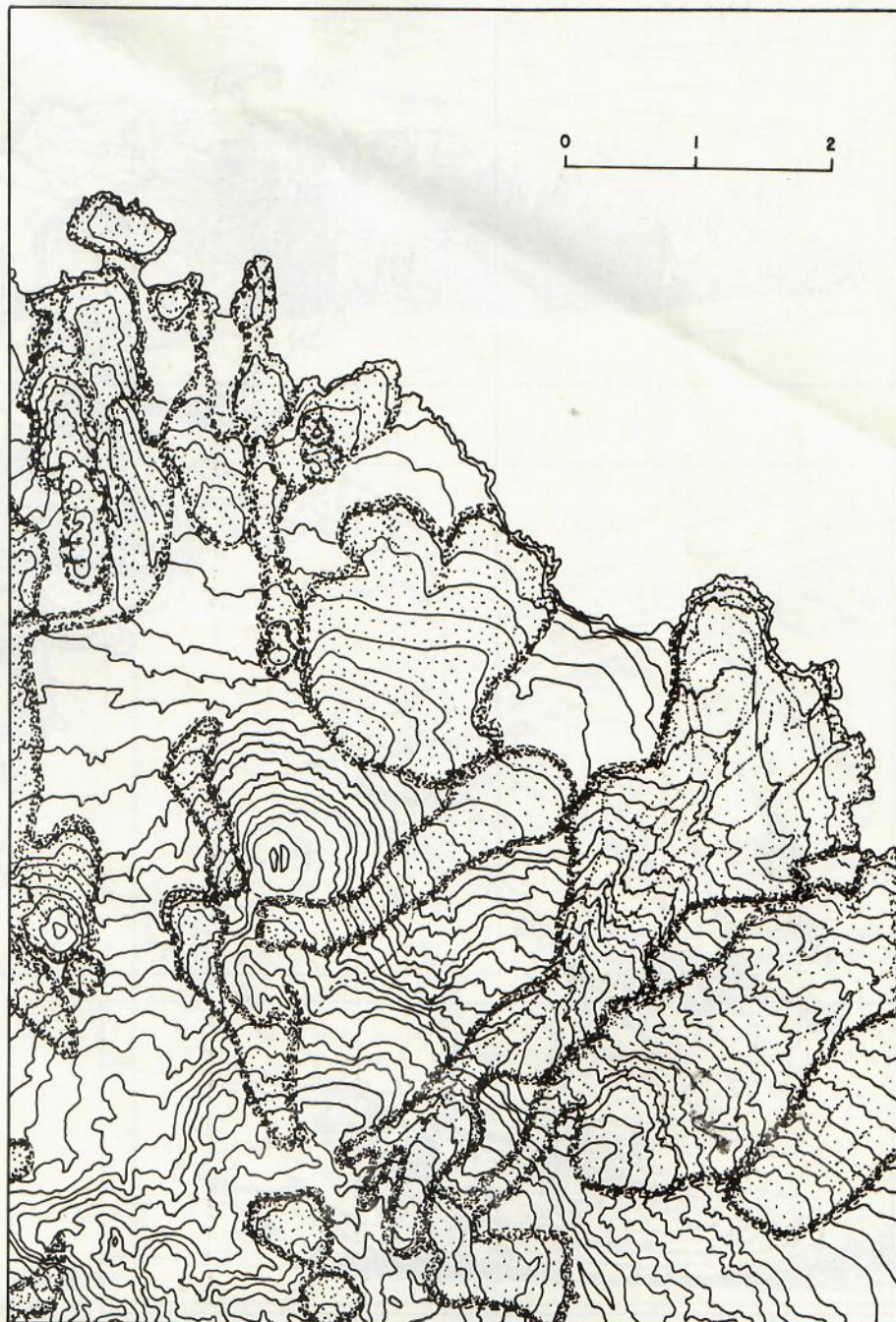
----- (). A basalt-pantellerite association from Isla Socorro, Islas Revillagigedo, Mexico.

Muñoz-Lumbier, Manuel (1919). Algunos datos sobre las islas mexicanas. Inst. Geol. Mexico, Anales No. 7, 54 p.

Richards, A.F. and Brattstrom, B.H. (1959). Bibliography, cartography, discovery, and exploration of the Islas Revillagigedo. Proceed. Calif. Acad. Sci. 4th. Series, Vol. 29, No. 9, p. 315-360. San Francisco.

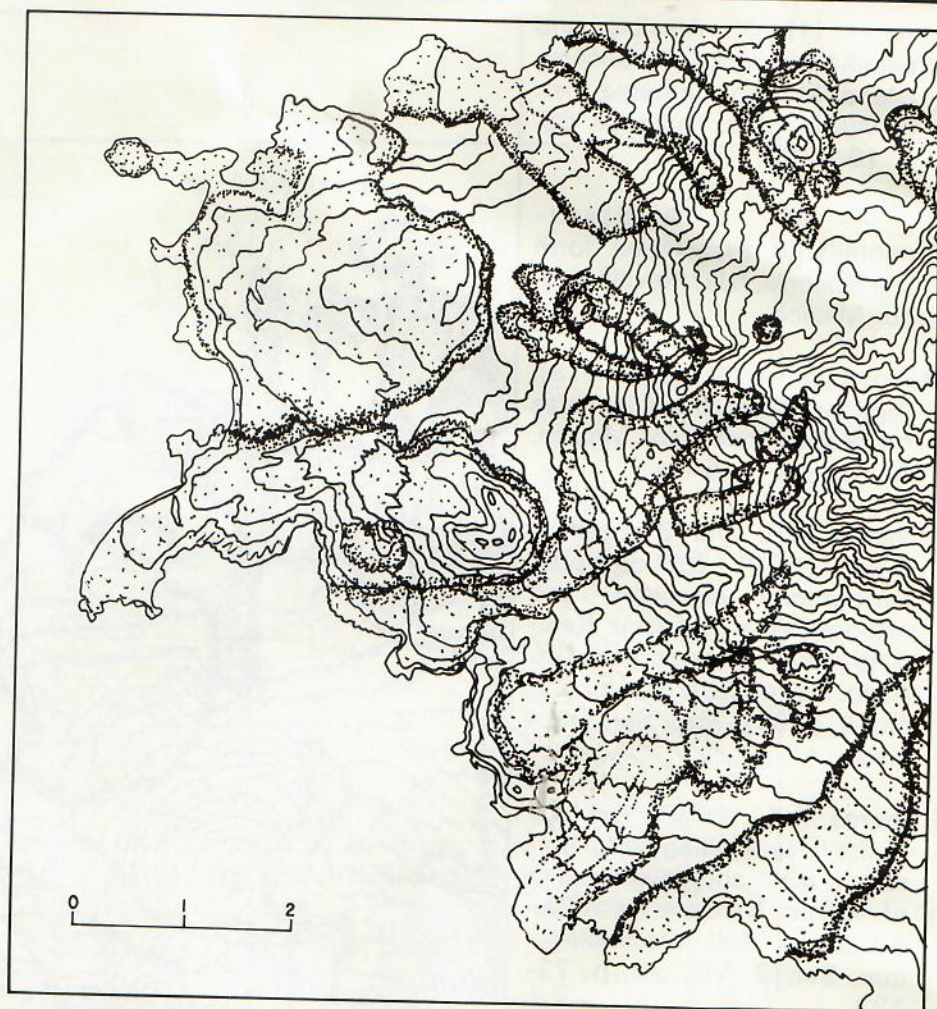
Richards, A.F., (1959). Geology of the Islas Revillagigedo, Mexico. I. Birth and development of volcan Barcena, Isla San Benedicto. Bull. Volcanologique, Ser. 2, Vol. 22, p. 73-123.

Continúa en la página 23



Cuerpos extrusivos del flanco septentrional de Isla Socorro. Escala en kilómetros.

las islas revillagigedo



Cuerpos extrusivos del flanco occidental de Isla Socorro. Escala en kilómetros.



Derrame de lava traquítica en el flanco nororiental de Isla Socorro.

las islas revillagigedo

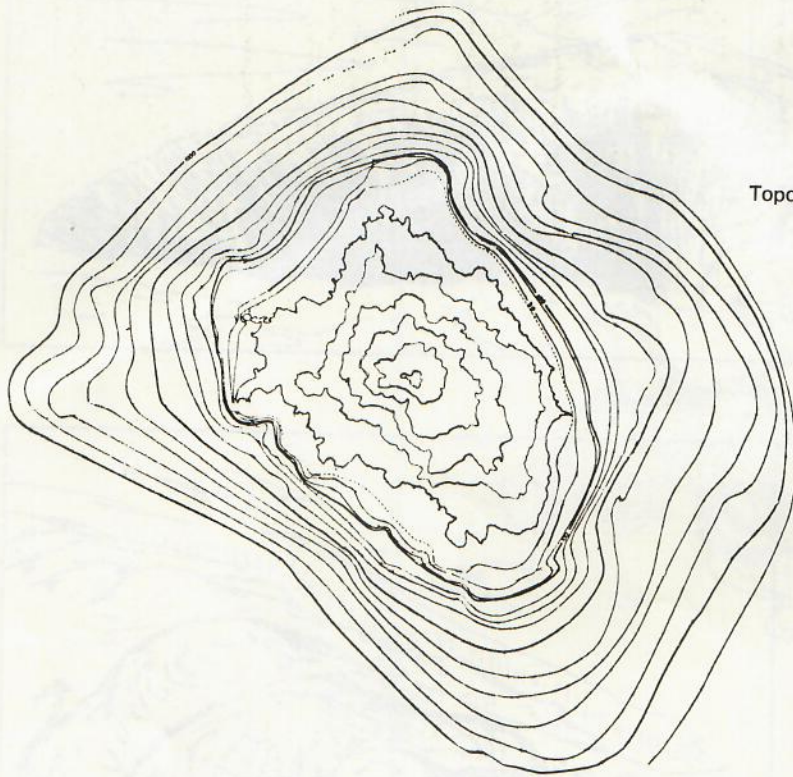


Domo endógeno de lava pantelerítica al oriente de Bahía Academy, Isla Scorro.

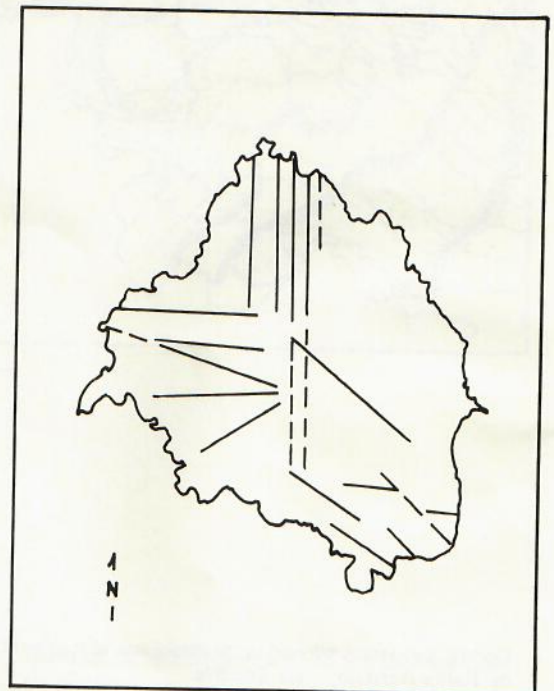


Domos exógenos alineados de obsidiana al poniente de Bahía Academy, Isla Socorro.

las islas revillagigedo

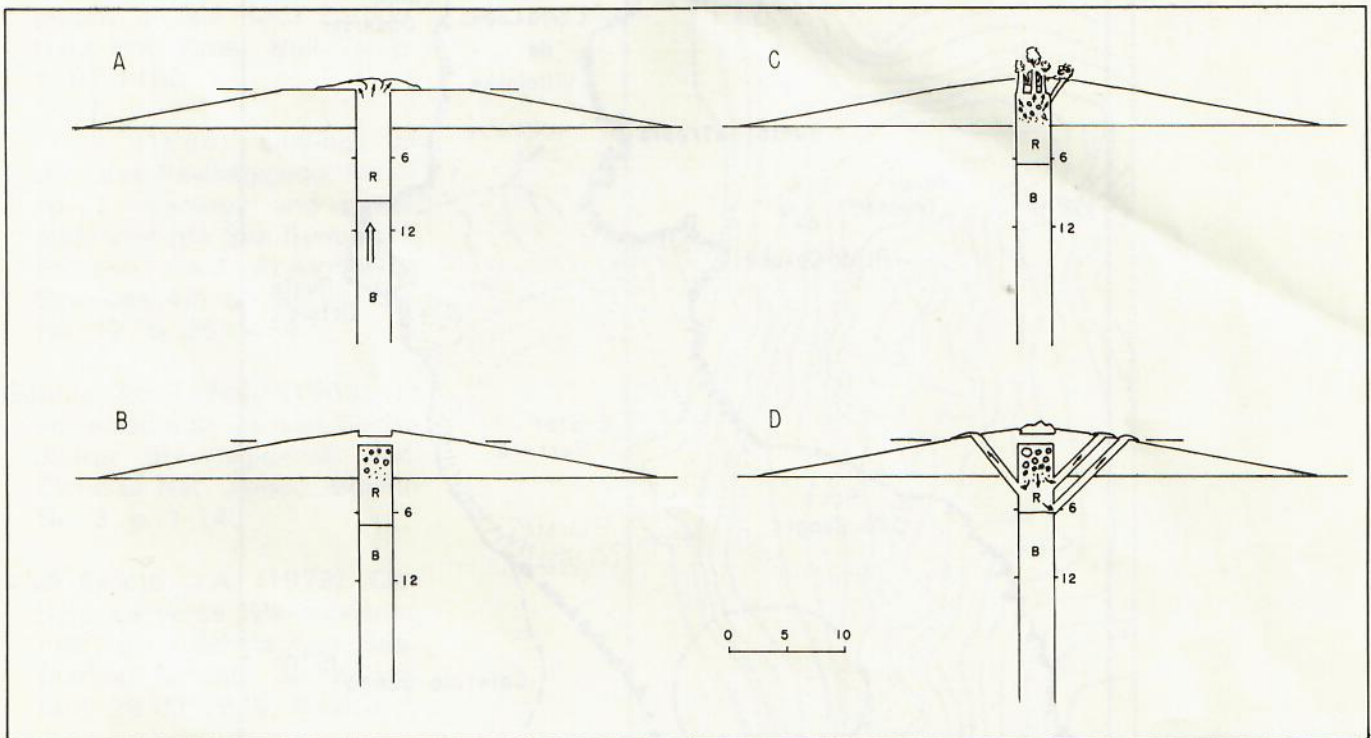


Topografía submarina de Isla Socorro.



Sistemas de fracturas definidos por la distribución de la actividad volcánica y por la composición de las rocas (Isla Socorro).

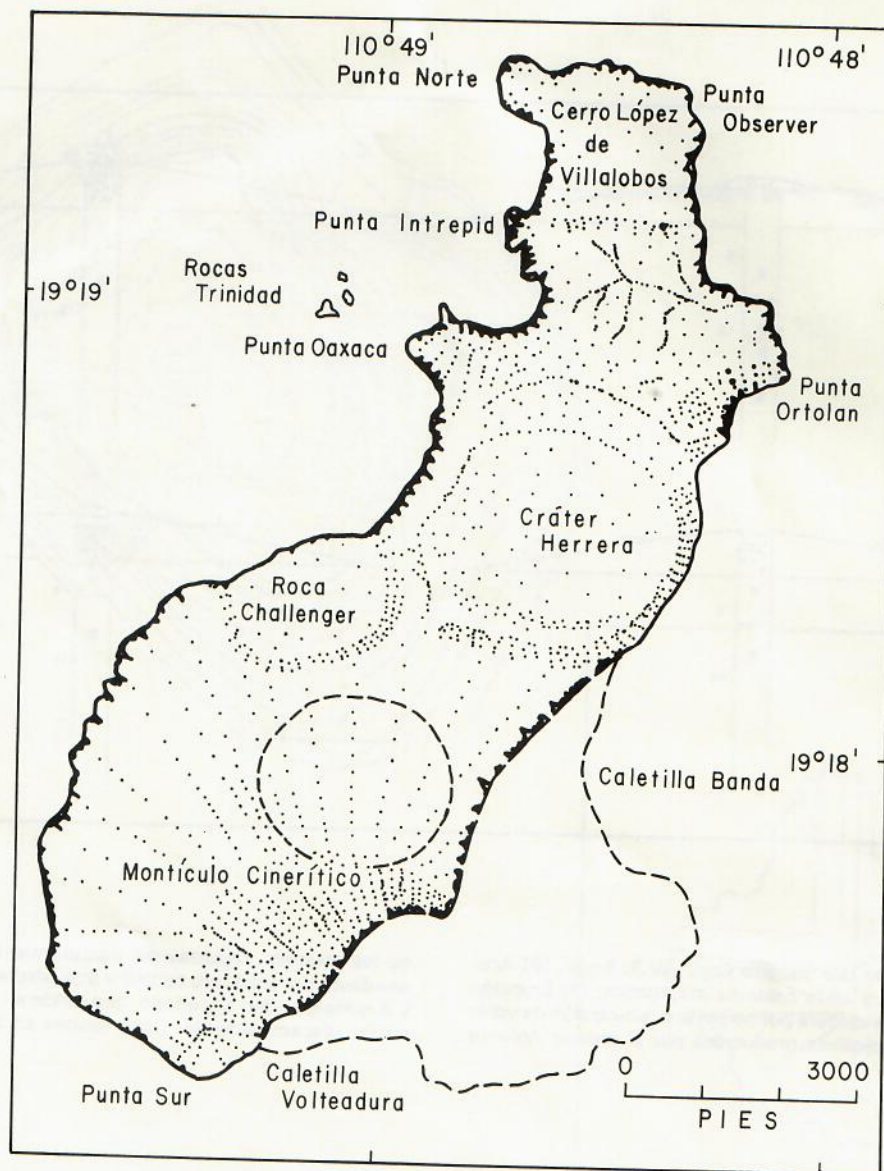
las islas revillagigedo



Mecanismos eruptivos en Isla Socorro según W.B. Bryan. (B) Acumulación de riolita sódica en la columna magmática; (A) Erupción de lava y formación de la caldera por colapso; acumulación de volátiles; (C) Erupciones explosivas producidas por el escape violento

de los volátiles, seguidas del fracturamiento del volcán; (D) Taponamiento del conducto central y actividad eruptiva en los flancos. A y B corresponden al periodo "pre-caldera". B y R indican basalto y riolita, respectivamente. Dimensiones en kilómetros.

las islas revillagigedo



Mapa de San Benedicto antes de la erupción del Volcán Bárcena, cuyo cráter y delta de lava aparecen en línea punteada.

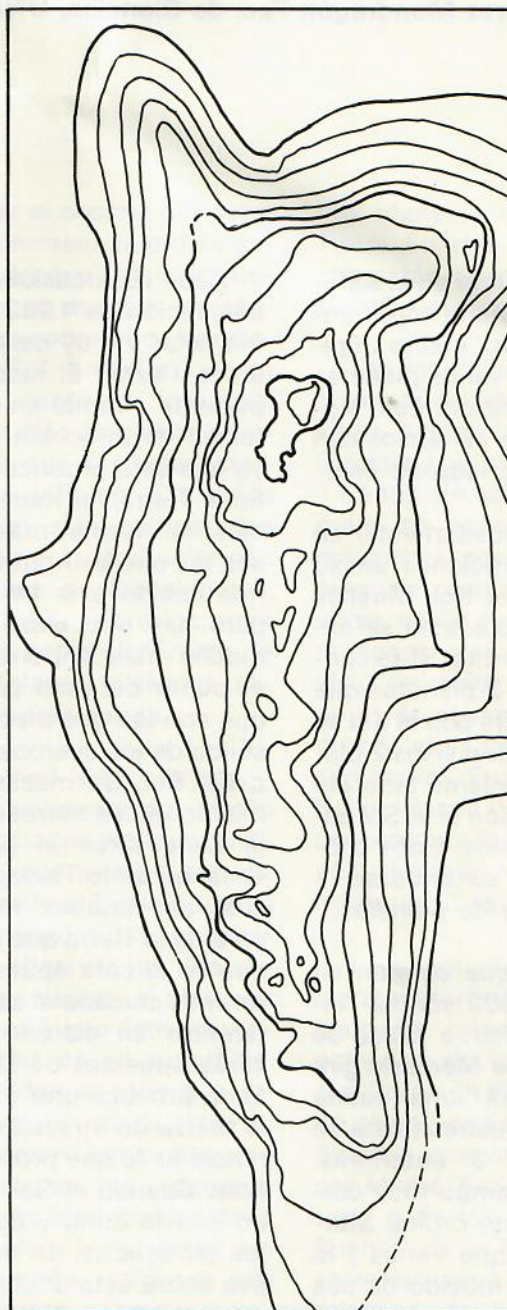
las islas revillagigedo

----- (1964). Geology of the Islas Revillagigedo, Mexico. 4. Geology and petrography of Isla Roca Partida. Geol. Soc. Amer. Bull. 70, p. 1157-1163.

----- (1966). Geology of the Islas Revillagigedo, Mexico. 2. Geology and petrography of Isla San Benedicto. Proceed. Calif. Academy of Sciences, 4th. Series, Vol. 33, No. 12, p. 361-414.

Sobota Knoll, Felix (1969). El volcanismo de las Islas Benito Juárez (Revillagigedo). Soc. Ciencias Nat. Jalisco, Boletín No. 3, p. 1-14.

Vivó Escoto, J.A. (1979). Clarión: La verde isla mexicana más lejana del Pacífico. Sría. Marina, Armada de México. Abril 28 de 1979, México.



Topografía submarina de San Benedicto.