

UC San Diego

Technical Reports

Title

Origen volcánico y características geológicas

Permalink

<https://escholarship.org/uc/item/74c216c5>

ISBN

978-1-4951-2227-9

Authors

Rodríguez de la Peña, Alexandro

Carey, Steven

Siebe, Claus

et al.

Publication Date

2025-03-27

Peer reviewed



Origen volcánico y características geológicas

Alexandro Rodríguez de la Peña¹,
Steven Carey²,
Claus Siebe³,
Melissa Salgado Castrejón¹

¹ Centro para la Biodiversidad Marina y la Conservación, A. C., Calle del Pirata 450, Benito Juárez, 23090 La Paz, Baja California Sur, México.

² Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Kingston, Rhode Island, USA.

³ Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán, México.

Introducción

El Archipiélago Revillagigedo está compuesto de cuatro islas oceánicas: Socorro, Clarión, San Benedicto y Roca Partida. Estas islas se formaron a partir de grandes volcanes submarinos cuyas cumbres emergen a una profundidad promedio de 3 800 m bajo el nivel del mar en el Océano Pacífico. Están ubicadas en el extremo norte de la Cordillera Oceánica de los Matemáticos (Figura 1). Esta cordillera experimentó una rápida expansión a un ritmo de 43 mm por año, hasta que fue abandonada hace aproximadamente 3,5 millones de años y actualmente continúa sin expandirse. Su actividad resultó en dos grandes dorsales submarinas que se extendieron hacia el norte y el sur de San Benedicto (Mammerickx et al., 1988). Si bien la actividad volcánica ha disminuido en gran medida, aún persisten ciertos efectos del vulcanismo debido a la presencia de una zona debilitada caracterizada por fallas y fracturas.

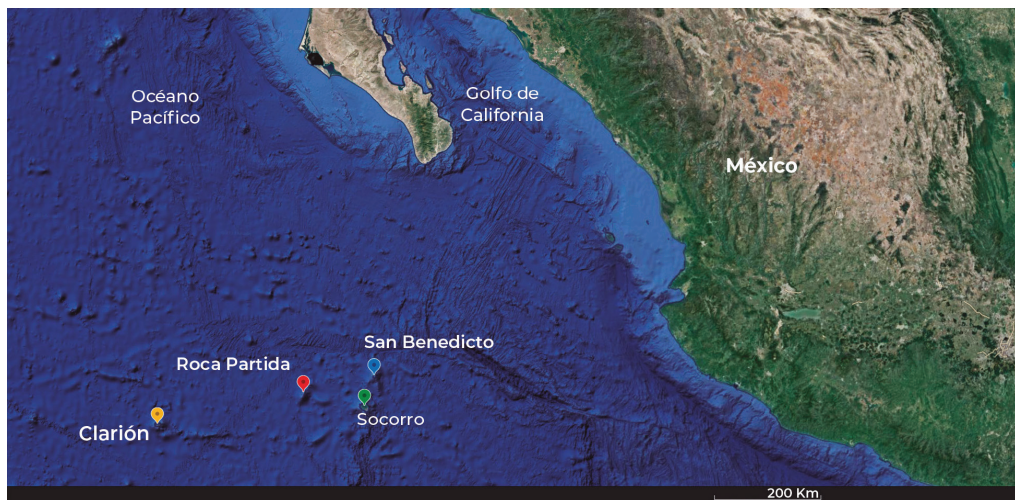


Figura 1: Localización de las Islas Revillagigedo (Socorro, Clarión, San Benedicto y Roca Partida) en el Océano Pacífico Oriental. Mapa base de Google Earth, GEBCO.

El entramado tectónico del margen noroeste de México se formó durante el Plioceno (entre 5,3 a 2,6 millones de años) y el Pleistoceno (entre 2,6 millones de años a 11 700 años), marcando el inicio del ambiente geobiótico del Archipiélago de Revillagigedo. Su formación derivó de interacciones complejas entre los límites de las placas tectónicas, incluida la microplaca de Rivera, la Zona de Fractura de Rivera, la Placa del Pacífico, la Dorsal del Pacífico Oriental, la Zona de Fractura de Clarión y la Cordillera Oceánica de los Matemáticos, que ocurrió después de la separación del continente, hace aproximadamente entre 13 y 4,5 millones de años (Aguayo-Camargo y Marín-Córdova, 1987; Mammerickx et al., 1988; De Cserna, 1989; CONANP, 2019; García-Navarrete et al., 2023). Las Islas Revillagigedo son probablemente el resultado del vulcanismo asociado con la Cordillera Oceánica de los Matemáticos, ya que su actividad coincide aproximadamente con las edades de las islas, según la datación de muestras (García-Navarrete et al., 2023).

A excepción de Roca Partida, las islas exhiben volúmenes de magma anormalmente altos en el Pacífico, ya que sus volúmenes se ubican entre 1% y 2% superior de los montes submarinos e islas oceánicas del Pacífico que se encuentran sobre la corteza oceánica del Plioceno (Bohrson y Reid, 1995). La morfología submarina actual es el resultado de una larga historia geológica que ha dado forma a la topografía única del parque. Este parque alberga llanuras abisales que varían en profundidad de 200 a 500 m sobre sus bases profundas, así como montañas aisladas que alcanzan alturas de 500 a 1 000 m. Se pueden encontrar zonas con profundidades de hasta 3 500 m, junto con características notables como la Fosa de Rivera con una profundidad de 5 726 m y varias cordilleras. Entre ellos se encuentran formaciones volcánicas que emergen del fondo marino, correspondientes a las islas, así como numerosos cráteres volcánicos circulares ubicados entre Socorro y San Benedicto. También existe un sistema de montes submarinos compuestos por rocas volcánicas cubiertas por sedimentos, como los montes submarinos Kepler, Lobachevsky y Cantor (CONANP, 2019).

Isla Socorro

Ubicada en el Océano Pacífico a unos 600 km al oeste de la costa mexicana (18,699 °N y 110,942 °W), la Isla Socorro tiene una superficie de 132 km², con una longitud de 16,8 km y un ancho máximo de 15,6 km (Figura 2). La Isla Socorro cuenta con un volcán central llamado Evermann, acompañado de conos de escoria en sus laderas inferiores. La cumbre del volcán se eleva desde el fondo marino a una profundidad aproximada de 3 kilómetros y tiene un diámetro de base de alrededor de 24 kilómetros (Bryan, 1966). No hay manantiales de agua fría en la isla y las únicas fuentes de agua dulce son pequeños estanques o lagos temporales de agua de lluvia dentro de los conos de escoria. Actualmente, el abastecimiento de agua para la población de la isla se consigue mediante la desalinización del agua de mar (Taran et al., 2002). Esta isla forma parte de la intersección con la Zona de Fractura Clarión y está situada al norte de la Cordillera Oceánica de los Matemáticos (Tapia-Ugalde, 2019).

Los orígenes de la isla se remontan al Mioceno, con el posible surgimiento del nivel del mar en el Pleistoceno temprano (hace 2,6 a 1,8 millones de años) (Brattstrom, 1990; CONANP, 2004; García-Navarrete et al., 2023). Sin embargo, mediante datación argón-argón, Bohrsen et al. (1996) sugieren que los depósitos peralcalinos más antiguos tienen una edad de aproximadamente 540 000 años, lo que marca el comienzo de la actividad volcánica subaérea en la Isla Socorro.

Bryan (1996) identifica dos períodos importantes de actividad volcánica en la isla: durante la etapa de precaldera, caracterizada por la emisión constante y gradual de magma basáltico alcalino y rocas traquíticas, se observa una progresión estratigráfica: basalto, traquibasalto, traquita y finalmente traquita de cuarzo o pantellerita. El proceso de erupción durante esta fase fue predominantemente efusivo más que explosivo. En un período poste-



Figura 2: Isla Socorro. Foto por: CONANP - Parque Nacional Revillagigedo

rior de la secuencia previa a la caldera, se registraron emisiones de basaltos alcalinos de olivino desde el centro de emisión a una altura de aproximadamente 560 m. Uno de estos flujos se puede rastrear hacia el sureste hasta un acantilado al sur de Cabo Pearce, mientras que el otro tiene una extensión limitada hacia el sur, hacia Caleta Binner. Este episodio marcó la construcción del volcán desde el fondo marino (Bryan, 1966).

Posteriormente, se formó una caldera en la cumbre como resultado del colapso del techo de la cámara de magma después de una serie de erupciones violentas y explosivas de rocas riolíticas ricas en sodio, incluidas variedades de transición hacia pantellerita. Tras un período de inactividad, el hundimiento en el lado occidental de la isla a lo largo de fracturas norte-sur, desencadenó un nuevo ciclo eruptivo, esta vez predominantemente explosivo, que persistió hasta tiempos recientes (Bryan, 1966).

En la etapa posterior a la caldera, cuando los conductos centrales quedaron obstruidos con densas cúpulas de obsidiana, la actividad eruptiva se des-

plazó hacia afuera y hacia abajo a lo largo de fracturas y fisuras tectónicas. Durante esta fase, surgieron erupciones de bajo volumen de riolita viscosa rica en sodio, incluida pantellerita, que dieron como resultado la formación de numerosos domos; también hubo erupciones efusivas de hawaiitas y mugearitas (Bryan, 1966; Bohrson y Reid, 1995). Las erupciones basálticas fueron menos frecuentes y se limitaron a conductos de niveles inferiores en el lado sureste de la isla, con 19 complejos de flujos de lava y conos de basalto alcalino identificados. Estas erupciones ocurrieron predominantemente hace entre 70 y 150 mil años, cubriendo un área de aproximadamente 20 km² con un volumen de 0,1 km³ (Bryan, 1966; Bohrson y Reid, 1995).

La dirección de la ruptura activa ha cambiado a lo largo del crecimiento del volcán, de este-oeste a noroeste-sureste y finalmente de norte a sur, opuesta a la tendencia de la Zona de Fractura Clarión. La historia eruptiva sugiere una estratificación de la columna de magma subyacente hacia el final del período de actividad volcánica (Bryan, 1966). La historia geológica de la isla indica que la actual cámara de magma debería estar en una posición poco profunda, probablemente dentro de la corteza oceánica superior o incluso dentro de la estructura del volcán Evermann (Taran et al., 2002).

Bohrson y Reid (1995) realizaron un análisis detallado de muestras de basalto de la Isla Socorro. Estos basaltos alcalinos exhibieron fenocristales de plagioclasa y, en menor medida, microfenocristales de óxidos de Fe-Ti. Su investigación infiere que los basaltos alcalinos de la Isla Socorro derivaron de un magma parental que se sometió a procesos de cristalización fraccionada y se mezcló con un componente de silicato enriquecido con aluminio. Además, se observó que los basaltos alcalinos de la Isla Socorro comparten una composición isotópica de estroncio y plomo similar a otros basaltos alcalinos en el Pacífico Oriental, lo que sugiere una fuente común para estas rocas.

En el ambiente submarino, Moore (1970a) recolectó basaltos al sur de la Isla Socorro, que se caracterizan por no ser porfídicos. Además, estas rocas

son menos ricas en K_2O , TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 y H_2O y más ricas en SiO_2 . La muestra obtenida mediante dragado en la región sureste de la Isla Socorro, a una profundidad de 2 600 m, contenía fragmentos de almohada de basalto toleítico bajo en K_2O y una proporción menor de cuarzo normativo.

Actividad hidrotermal

Los fluidos hidrotermales son una mezcla de agua y gases que emergen a la superficie a través de respiraderos. Estos fluidos resultan de la interacción entre el agua subterránea y las rocas volcánicas calientes. En la Isla Socorro, la zona de la cumbre del volcán Evermann exhibe una importante actividad hidrotermal. Los fluidos hidrotermales de este volcán contienen información valiosa sobre la composición química y dinámica del sistema hidrotermal. En el domo activo y laderas cercanas se observan más de 100 respiraderos de vapor (Figura 3B) y piscinas de agua burbujeante, con una temperatura de ebullición cercana a los 97 °C (Figura 3A). Las aguas termales de Playa Armada y Playa Blanca descargan agua de mar diluida, mientras que Palma Sola tiene agua con aproximadamente 300 ppm de cloro (Cl), que representa la composición isotópica del agua meteórica. También se detectó un acuífero dominado por vapor debajo de la caldera del volcán Evermann, evidencia de la interacción entre el agua subterránea y las rocas calientes del manto (Taran et al., 2010). Taran et al. (2002; 2010) encontraron que los fluidos hidrotermales de la Isla Socorro tienen una composición química e isotópica inusual, con altas concentraciones de hidrógeno (H_2) y metano (CH_4), y una proporción isotópica de carbono que sugiere una producción parcial de estos gases debido a la interacción de rocas ultramáficas con agua meteórica. Esto se atribuye a la poca profundidad de la cámara de magma dentro de la estructura volcánica. El metano podría tener un origen abiogénico, lo que implica que su producción proviene de procesos químicos dentro del interior de la Tierra en lugar de ser generado biológicamente.



Figura 3: Características hidrotermales cercanas a la cumbre de Everman. A) Fotografía de una piscina de barro hirviendo. B) Fotografía de cristales de azufre precipitando directamente de un respiradero de gas con un marcador en un lado como tamaño de referencia. Foto por: Claus Siebe.

Expediciones realizadas en respuesta a la erupción volcánica registrada a 4 km al oeste de la Isla Socorro en 1993 han documentado actividad hidrotermal submarina. Esta erupción submarina es una de las cinco que se sabe que generaron grandes bloques flotantes de lava, conocidos como globos basálticos (Carey et al., 2018). A 275 m de profundidad se ubicó un campo hidrotermal de baja temperatura, situado en la cima de un pequeño cono volcánico. Esta cumbre exhibió un amplio campo de bacterias filamentosas blancas y amarillas que rodeaban bloques de escoria del tamaño de un decímetro (Figura 4A).

Erupción submarina de 1993

Los hidrófonos SOFAR cerca de Hawaii y Tahití detectaron, por primera vez, indicios de una erupción submarina frente a la costa de la Isla Socorro en 1993. Diez días después, el 29 de enero de 1993, se observaron globos de lava flotantes en la superficie, a unos 3 km al oeste de la isla (Figura 5A) (Siebe et al., 1995). Los globos desprendían vapor y eventualmente se rompían en

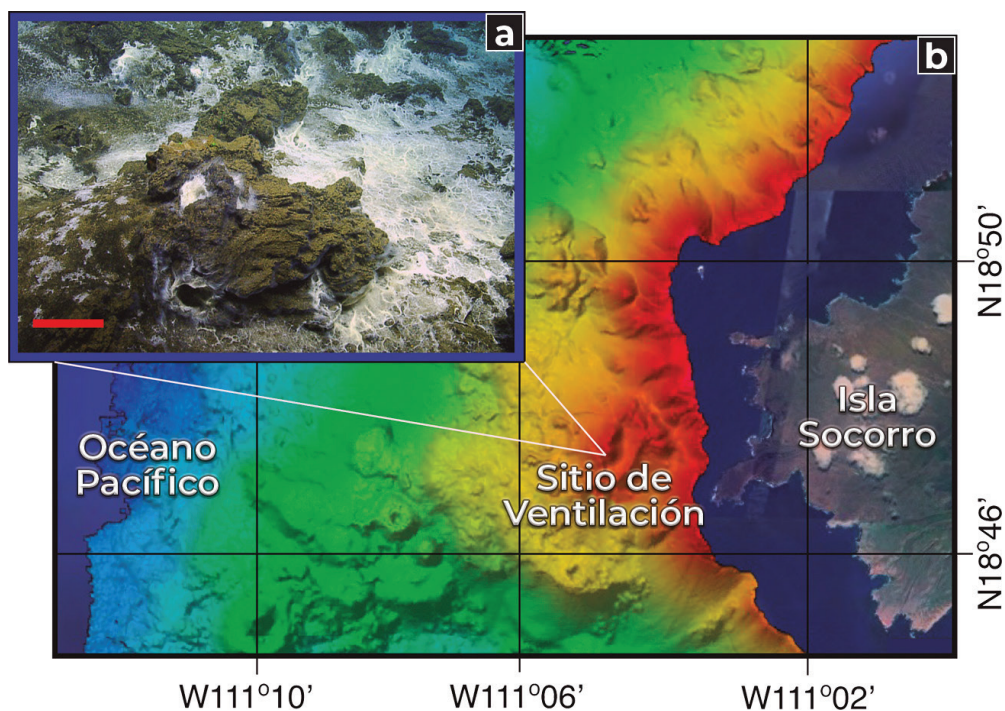


Figura 4: A) Foto de un bloque de escoria rodeado de tapetes bacterianos blancos en la cima del sitio de ventilación submarina de 1993 al oeste de la Isla Socorro. B) Mapa que muestra la morfología del fondo marino en las proximidades del sitio de erupción de 1993 y la abundancia de otros centros eruptivos y conos circulares. Los datos batimétricos en el panel b son proporcionados cortesía de Ocean Exploration Trust (Raineault et al., 2018).

pedazos y, a menudo, eran impulsados lateralmente por potentes chorros de vapor. Un área de hasta 6 000 m² fue cubierta por globos de lava flotantes que permanecieron en la superficie hasta 15 minutos antes de hundirse. La actividad duró de forma intermitente durante al menos 15 meses. Los globos de lava parecían generarse en dos áreas a profundidades de agua de 30 y 210 m, lo que concordaba con la batimetría recopilada en ese momento (Siebe et al., 1995).

Las muestras de globos de lava del tamaño de un metro recolectadas en la superficie en 1993 consistían en basalto de olivino alcalino homogéneo y altamente vesicular con relativamente pocos cristales (Siebe et al., 1995).

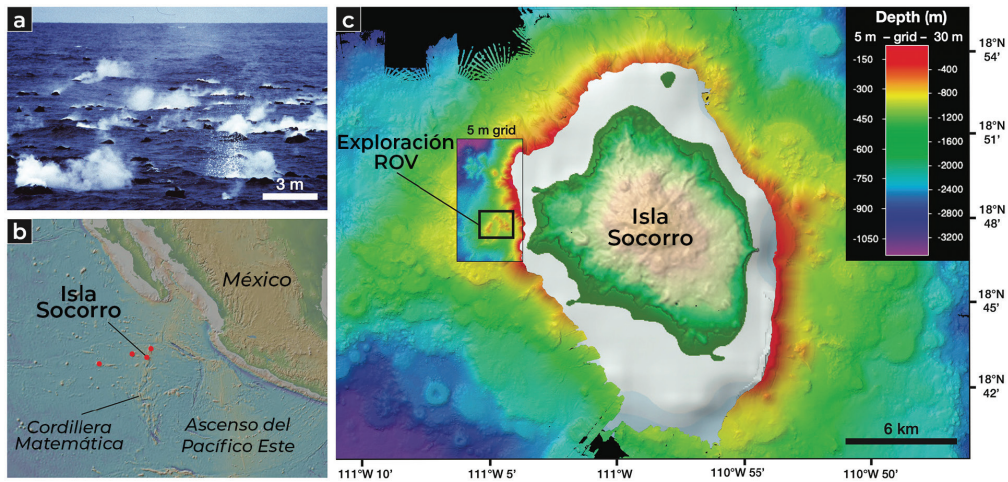


Figura 5: A) Escoria flotante humeante, o globos de lava de la erupción submarina de 1993 al oeste de la isla Socorro antes de hundirse (Foto: Mystique). B) Las islas del Archipiélago de Revillagigedo (círculos rojos) en relación con los principales límites geotectónicos en el Pacífico oriental (Figura realizada con GeoMapApp 3.6.8; Ryan et al., 2009). C) Isla Socorro (cuadrícula de 5 m, leyenda de profundidad izquierda) y la región circundante (cuadrícula de 30 m, leyenda de profundidad derecha) recopilada durante los cruceros NA089 y NA092.

Algunos clastos contienen reticulita, una espuma magmática extremadamente vesicular que se produce únicamente mediante altos niveles de desgasificación de CO_2 .

Un nuevo mapeo multihaz y una exploración con vehículos operados remotamente permitieron localizar y tomar muestras del sitio eruptivo de 1993. Éste es un cono volcánico que se encuentra a 272 m de profundidad (Figura 5C). Está compuesto por abundante lava y almohadilladas de tefra cubiertas por un sistema hidrotermal activo de baja temperatura (Carey et al., 2018). Las imágenes de microscopía electrónica de barrido (SEM) de sedimentos volcánicos de grano fino muestran un predominio de clastos basálticos vesiculares, incluidos Limu o Pele y el cabello de Pele. Las lavas almohadilladas altamente vesiculares exhiben características inusuales, como grandes cavidades de gas, zonas reticulíticas internas y estructuras verticales similares

a hornitos. Las facies volcánicas en el sitio de erupción indican que tanto la actividad efusiva (lava almohadillada) como la explosiva (escoria, tefra) ocurrieron simultáneamente durante la erupción submarina de 1993. La generación de escoria flotante de gran tamaño probablemente fue causada por la formación episódica de un tapón escoriáceo que fallaba periódicamente, lo que provocaba la descarga de pulsos de escoria a la superficie del mar. La erupción submarina produjo traquibasaltos con 47,4-48,7% en peso de SiO_2 y 5,1-6,2% en peso de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Los modelos de evolución de fusión mineral indican que la cristalización fraccionada de un magma parental máfico puede explicar los cambios en elementos mayores y traza desde muestras evolucionadas en etapas tempranas que se recuperaron inicialmente en la superficie del mar hasta productos más primitivos en etapas tardías encontrados en el sitio del centro eruptivo submarino. Las inclusiones fundidas alojadas en olivino contienen altos contenidos de CO_2 con un máximo de 2006 ppm de CO_2 y 1,35% en peso de H_2O (Lubetkin et al., 2023). El flujo de CO_2 durante la desgasificación de sistemas abiertos en profundidad, similar a lo que ocurre durante muchas erupciones estrombolianas subaéreas, puede haber desempeñado un papel en el enriquecimiento de magmas a niveles menos profundos y contribuido a la vesiculación extrema observada en los productos de la erupción y a la naturaleza explosiva del evento.

Isla Clarión

La Isla Clarión, localizada en la parte más al occidente del archipiélago, tiene una superficie de 19,8 km², con una longitud de 8,5 km y un ancho máximo de 3,7 km (Figura 6), lo que la convierte en la segunda isla más grande del grupo (18.1 °N y 110.942 °O). La evidencia fósil indica que también es la más antigua de las cuatro islas y que su origen se remonta al Eoceno-Mioceno. Las erupciones volcánicas submarinas se convirtieron en subaéreas durante



Figura 6: Isla Clarión. Foto por: CONANP-PNR.

el Pleistoceno temprano, alrededor de 5,3 a 3,6 millones de años (Brattstrom, 1990; García-Navarrete et al., 2023).

La evolución geológica de Clarión comenzó en la costa sur, donde se evidencian restos de erupciones subaéreas de lava y escoria durante el Terciario medio a tardío, según lo informado por Bryan (1967). La porción oriental alberga productos volcánicos compuestos por traquita y traquita cuarzosa, mientras que en el lado occidental, durante el Terciario tardío, las últimas erupciones se manifestaron en forma de flujos basálticos (porfíricos) delgados y altamente vesiculares. La isla ha sido moldeada por la erosión del agua y el viento, especialmente en áreas expuestas a cambios en el nivel del mar o subsidencia.

El monte Gallegos, en el lado occidental de la isla, y sus conos satélites produjeron flujos de lava basáltica que se originaron a partir de la actividad a lo largo de fisuras orientadas hacia el norte y noroeste. En una etapa posterior, flujos de traquiandesita emergieron del centro eruptivo en las áreas centro-norte y oeste. Desde entonces, la isla se ha mantenido tectónica e

isostáticamente estable, al menos desde finales del Terciario (Bryan, 1967).

La disminución de la actividad volcánica desde finales del Terciario se refleja en cambios en las fisuras. Las fisuras asociadas con la Zona de Fractura Clarión cambiaron de una orientación hacia el este, a una más al norte. Esto sugiere un posible cese de la actividad a lo largo de esta zona, quizás relacionado con un cambio en el estrés regional a finales del Terciario o principios del Pleistoceno.

Los principales tipos de rocas de la Isla Clarión, según lo documentado por Bryan (1964), son basalto, traquibasalto y toba basáltica, con una pequeña proporción de traquita (9%) y una cantidad muy limitada de traquian-desita (<1%). El enriquecimiento en elementos alcalinos prevalece sobre el enriquecimiento en hierro en composiciones magmáticas, posiblemente influenciado por el fraccionamiento de la serie de plagioclasas. Desviaciones menores en las tendencias apuntan a un enriquecimiento adicional en elementos alcalinos debido a procesos de difusión (Bryan, 1967).

Isla San Benedicto

Con una superficie de 4,8 km², una longitud de 4,8 km, un ancho máximo de 2,4 km y una altura máxima de 310 m, la Isla San Benedicto emerge majestuosa en la región norte del archipiélago, ubicada a 18,699 °N y 114,716 °W (Figura 7). El origen de su actividad volcánica parece estar vinculado a la existencia pasada de un lago de lava en el fondo marino, teoría apoyada por Richards (1966), quien sugiere que durante el Cenozoico tardío, este lago se fracturó debido a una o más fisuras. Esto resultó en una emisión de lava efusiva acompañada de actividad explosiva a una profundidad de alrededor de 2 844 m. Brattstrom (1990) postula que la Isla San Benedicto es la más joven de las cuatro Islas Revillagigedo, y emergió sobre el nivel del mar durante el Pleistoceno tardío, hace entre 1,8 y 0,012 millones de años.



Figura 7: Isla San Benedicto. Foto por: Matty During.

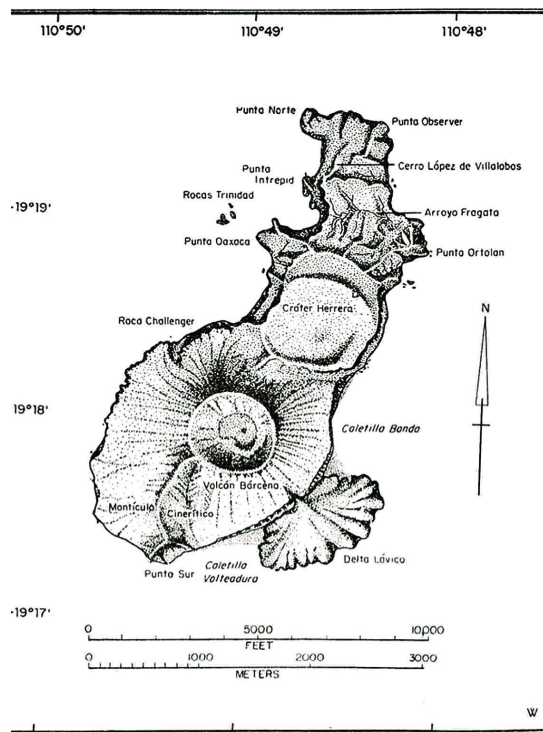


Figura 8: Mapa de la Isla San Benedicto. Fuente: Richards (1959).

A medida que avanzaban las erupciones máficas, se formó un edificio volcánico que se elevó a más de 3 290 m sobre el fondo del océano. Sin embargo, el edificio probablemente se vio afectado por la erosión causada por las olas, la lluvia y el viento. Se ha observado que cerca del Cerro López de Villalobos podrían haber existido uno o más volcanes, asociados a la erupción de traquibasaltos, traquiandesitas y tapones de traquita (Richards, 1959).

En los flancos norte y sur de la actual isla existen formas geomorfológicas cónicas, consideradas parásitos, que pudieron haber surgido durante los bajos niveles del mar en el Pleistoceno o como volcanes submarinos (Richards, 1966). El tamaño y la naturaleza de los depósitos piroclásticos debajo de la cúpula del Cráter Herrera en el norte de la isla indican que hubo erupciones explosivas de gran magnitud durante su etapa formativa y que fueron significativas. La apariencia del Cráter Herrera y Roca Challenger indica que han estado bajo un intenso y prolongado proceso erosivo por el oleaje tras la disminución de la actividad volcánica en esta parte de la isla (Figura 8).

La Isla San Benedicto también es conocida por la formación del Volcán Bárcena en 1952. Este es el volcán más joven de México y su erupción comenzó el 2 de agosto con el surgimiento de un cono de toba que se elevó unos 300 m sobre el nivel del mar. En noviembre y principios de diciembre, la lava de traquita sódica formó dos domos dentro del cráter Bárcena. El 8 de diciembre, la lava fluyó desde la base del volcán y creó un delta que se extendió hacia el mar (Figura 9). La erupción se caracterizó por corrientes piroclásticas diluidas y alta explosividad derivada de las interacciones magma-agua, con un índice de explosividad cercano al 90% (Richards, 1959).

Las rocas volcánicas de las islas Clarión, Socorro y San Benedicto comparten afinidades geoquímicas, lo que indica un origen volcánico común durante el Neógeno-Cuaternario (Reed et al., 2005). La distribución de esta litología podría ser el resultado de erupciones de fisuras a lo largo de fracturas y posterior formación de conos volcánicos antes de emerger a la superficie (García-Navarrete et al., 2023).



Figura 9: Delta generado por flujo de lava en la Isla San Benedicto. Foto por: White Holly (Sea Shepherd)

En comparación con las otras islas del Archipiélago de Revillagigedo, San Benedicto muestra una plataforma insular menos desarrollada y estrecha, con un relieve dominado por cúpulas de traquita erosionadas y volcanes piroclásticos recientes. El análisis geológico revela que la traquita sódica es la roca más voluminosa sobre el nivel del mar. Los flujos de traquibasalto y traquiandesita se encuentran en niveles más bajos, y el traquibasalto se ha recuperado mediante el dragado en la cresta que se extiende al norte de la isla.

En la región submarina que se extiende entre las Islas Socorro y San Benedicto, se evidencia una notable presencia de cráteres volcánicos circulares con cimas planas caracterizadas por lados empinados. Se han identificado al menos un centenar de estos cráteres alrededor de ambas islas. En varios

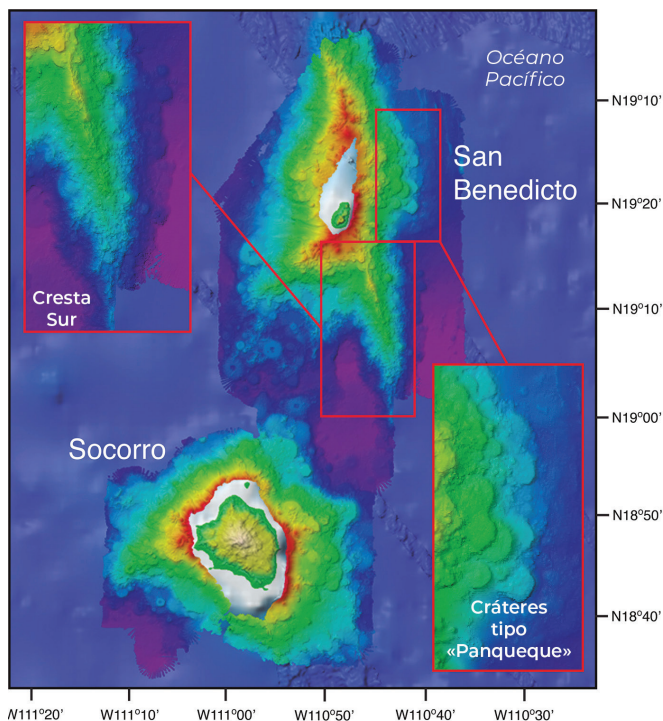


Figura 10: Batimetría multihaz que rodea las islas de Socorro y San Benedicto en el Archipiélago de Revillagigedo, México. El recuadro superior izquierdo muestra una prominente cresta volcánica con tendencia sur-sureste que es aproximadamente paralela a la estructura de fallas remanentes de la cercana Dorsal Matemática, un centro de expansión abandonado. El recuadro inferior derecho muestra los centros volcánicos tipo “panqueque” de superficie plana que son comunes en ambas islas. (cuadrícula de 30 m, exageración vertical 2x) (Raineault et al., 2018).

puntos, como en el flanco oriental de San Benedicto, estos cráteres están apilados como capas de panqueques, lo que sugiere que podrían constituir cimientos profundos sobre los cuales descansan las islas (Figura 10). Esta característica particular es posiblemente el resultado de una actividad volcánica monogenética, donde cada cráter representa un evento eruptivo independiente. La forma única de cima plana de estos cráteres se ha asociado con la existencia de un lago de lava submarino que se acumuló durante el proceso de formación del cráter (Clague et al., 2000; Raineault et al., 2018).

Una característica notable adicional en San Benedicto es la presencia de dos crestas submarinas prominentes que se extienden hacia el norte y el sur de la isla (Figura 10). Estas crestas exhiben una orientación paralela a las fallas normales que se extienden de norte a sur y emergen en aguas profundas al este-noreste de la isla. Estas fallas parecen ser estructuras remanentes asociadas con la Cordillera Oceánica de los Matemáticos, un sistema de dorsales

oceánicas que fue abandonado hace unos 3,5 millones de años (Mammeric-kx et al., 1988). Es probable que las características estructurales orientadas de norte a sur, que se originaron durante la expansión de las placas tectónicas en la Dorsal Matemática, continúen influyendo en la distribución del magma que actualmente alimenta la actividad volcánica en San Benedicto (Raineault et al., 2018).

Roca Partida

El islote Roca Partida está ubicado a 19 °N y 112,083 °W. Destaca por ser la isla más pequeña y menos hospitalaria del Archipiélago de Revillagigedo, con una superficie de apenas 0,014 km², una longitud de 91 m y una anchura máxima de 45 m (Figura 11).

Este islote de 28 m de altura se eleva como la cumbre de un impresionante estratovolcán submarino y está compuesta principalmente de traquian-desita (Richards, 1964). La parte subaérea ha sido ampliamente erosionada por la acción de las olas. Es importante señalar que Roca Partida exhibe características litológicas distintas, evidentes en la presencia de rocas intermedias, y tiene un rango de edad diferente, que abarca desde el Plioceno hasta el Cuaternario (Reed et al. 2005; García-Navarrete et al. 2023). Esto sugiere que el proceso volcánico que dio origen a Roca Partida pudo haber sido diferente al que generó Clarión, Socorro y San Benedicto (García-Navarrete et al. 2023).

Según Brattstrom (1990), establecer con certeza la edad geológica de Roca Partida es difícil, se estima que es más joven que Clarión y más antigua que las otras islas. Por otro lado, Richards (1964) fechó la posible edad geológica de Roca Partida en el Pleistoceno tardío, abarcando un período estimado entre hace 1,8 y 0,012 millones de años durante una etapa glacial. La composición geológica inicial sugerida para Roca Partida por Hanna (1926)



Figura 11: Roca Partida. Foto por: Gerónimo Jara-Miramontes.

fue que estaba compuesta de granito, lo que llevó a la creencia de que las Islas Revillagigedo tenían corteza continental debajo.

Sin embargo, Richards (1964) demostró que Roca Partida en realidad está compuesta de traquiandesita, que es análoga a la riolita alcalina basalto-sódica, típica de las islas oceánicas. Moore (1970) mencionó haber encontrado piedra pómez traquítica fresca cerca de Roca Partida, así como al sur de la Isla Socorro. Las dragas submarinas también han recuperado basaltos alcalinos químicamente similares a los de la Isla San Benedicto. Además, los nódulos de la cresta al noreste de Roca Partida tienen incrustaciones relativamente gruesas de óxido de hierro y manganeso (Moore, 1970). En general, las rocas de Roca Partida están dominadas por anfíboles y piroxenos ricos en sodio, donde el sodio predomina sobre el potasio y la presencia de plagioclasa es escasa (CONANP, 2019).

Conclusiones

Este estudio recopila la literatura existente sobre los aspectos geológicos de las Islas Revillagigedo, con el objetivo de establecer una línea de base actual para este parque nacional. La literatura revela detalles sobre el origen y evolución del archipiélago. La Isla Clarión, bastión occidental del archipiélago, relata su génesis alrededor del límite Eoceno-Mioceno. Además de ser la primera isla en emerger, surgió a principios del Plioceno según los registros fósiles marinos. Roca Partida, que se presenta como la segunda más antigua, tiene un origen volcánico supuestamente diferente al del resto del archipiélago. Debido a complicaciones logísticas de acceso y al estado erosionado de la cresta, su edad no ha sido determinada, pero se cree que oscila entre el Plioceno y el Cuaternario.

La Isla Socorro, centinela del Pacífico, alberga el volcán Evermann, que surgió hace unos 540 000 años, mientras que la isla en sí se remonta al Mioceno. La Isla San Benedicto, con su majestuosa silueta, deja al descubierto las cicatrices de erupciones pasadas, en particular el explosivo nacimiento del Volcán Bárcena en 1952, un capítulo significativo en las crónicas volcánicas mexicanas. Es la más joven de las cuatro (se originó a finales del Pleistoceno), y su última erupción formó el volcán Bárcena, que ha servido como referencia mundial para describir el nacimiento de los volcanes.

Todavía queda mucho trabajo por hacer, especialmente en lo que respecta a la descripción de las profundidades del océano, y al origen de los magmas y su evolución a lo largo del tiempo. Aunque se han realizado descripciones topográficas del fondo marino alrededor de Socorro y San Benedicto, se necesitan descripciones más precisas de las otras islas, así como obtener más muestras de roca de los flancos submarinos de sus edificios volcánicos. Su aportación serviría de referencia para otras disciplinas científicas.

Referencias

- Aguayo-Camargo, J. E., & Cordova, S. M. (1987). Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos postcretácicos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 15-39.
- Bohrson, W. A., & Reid, M. R. (1995). Petrogenesis of alkaline basalts from Socorro Island, Mexico: Trace element evidence for contamination of ocean island basalt in the shallow ocean crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B12), 24555-24576.
- Bohrson, W. A., Reid, M. R., Grunder, A. L., Heizler, M. T., Harrison, T. M., & Lee, J. (1996). Prolonged history of silicic peralkaline volcanism in the eastern Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B5), 11457-11474.
- Brattstrom, B. H. (1990). Biogeography of the Islas Revillagigedo, Mexico. *Journal of Biogeography*, 177-183.
- Briole, P., Willis, P., Dubois, J., & Charade, O. (2009). Potential volcanological applications of the DORIS system. A geodetic study of the Socorro Island (Mexico) coordinate time-series. *Geophysical Journal International*, 178(1), 581-590.
- Bryan, W. B. (1964). Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association: Evidence from Clarion and Socorro Islands, Revillagigedo Islands, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 69(14), 3047-3049.
- Bryan, W. B. (1966). History and mechanism of eruption of soda-rhyolite and alkali basalt, Socorro Island, Mexico. *Bulletin Volcanologique*, 29, 453-479.
- Bryan, W. B. (1967). Geology and petrology of Clarion Island, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 78(12), 1461-1476.
- Carey, S., Wishner, K., Siebe, C., Kelley, K. A., Phillips, B., Roman, C., Lubetkin, M., Morales Domínguez, E. (2018). Exploring and Mapping the Revillagigedo Archipelago World Heritage Site in Mexico, New frontiers in ocean exploration: The E/V Nautilus, NOAA Ship Okeanos Explorer, and R/V Falkor 2017 field season. *Oceanography* 31(1), supplement, 44-45.
- Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. (2019). Programa de Manejo Parque Nacional Revillagigedo.
- De Cserna, Z. (1989). An outline of the geology of Mexico., en Bally, A. W., Palmer, A. R. (eds.), *The geology of North America-An overview: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, A*, 233-264.

- García-Navarrete, P. G., Escalante, T., Espinosa, D., & Morrone, J. J. (2023). Evolutionary biogeography of the Revillagigedo Archipelago, Mexico. *Journal of Natural History*, 57(9-12), 685-709.
- Lubetkin, M., Carey, S., Kelley, K.A., Siebe, C., Balcanoff, J., Kueppers, U., Roman, C. & Ballard, R.D. (2023). Investigating lava balloon formation: explosive-effusive activity, compositional diversity, and degassing of trachybasalts from the 1993 submarine vent site near Socorro Island, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (submitted for publication).
- Mammerickx, J., & Sharman, G. F. (1988). Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous quiet period. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4), 3009-3024.
- McBirney, A. R., & Gass, I. G. (1967). Relations of oceanic volcanic rocks to mid-oceanic rises and heat flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 2(4), 265-276.
- Moore, J. G. (1970a). Submarine basalt from the Revillagigedo Islands region, Mexico. *Marine Geology*, 9(5), 331-345.
- Moore, J. G. (1970b). Water content of basalt erupted on the ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 28(4), 272-279.
- Moore, J. G., & Fabbi, B. P. (1971). An estimate of the juvenile sulfur content of basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 33, 118-127.
- Northrop, J., Stixrud, T. E., & Lovett, J. R. (1976, June). Sonobuoy measurements of seaquakes on the East Pacific rise near San Benedicto island. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 23, No. 6, pp. 519-IN2). Elsevier.
- Raineault, N.A, J. Flanders, & A. Bowman, eds. (2018). New frontiers in ocean exploration: The E/V Nautilus, NOAA Ship Okeanos Explorer, and R/V Falkor 2017 field season. *Oceanography* 31(1), supplement, 126 pp., <https://doi.org/10.5670/ocea-nog.2018.supplement.01>
- Reed, J. C., Wheeler, J. O., Tucholke, B. E., Stettner, W. R., & Soller, D. R. (2005). Decade of North American geology geologic map of North America—Perspectives and explanation.
- Richards, A. F. (1959). Geology of the Islas Revillagigedo, México: 1. Birth and development of Volcán Bárcena, Isla San Benedicto (1). *Bulletin Volcanologique*, 22, 73-123.
- Richards, A. F. (1965). Geology of the Islas Revillagigedo, 3. Effects of erosion on Isla San Benedicto 1952–61 following the birth of Volcán Bárcena. *Bulletin Volcanologique*, 28, 381-403.
- Richards, A. F. (1966). Geology of the Islas Revillagigedo, México: 2. Geology and petrography of Isla San Benedicto.

- Siebe, C., Komorowski, J. C., Navarro, C., McHone, J., Delgado, H., & Cortés, A. (1995). Submarine eruption near Socorro Island, Mexico: Geochemistry and scanning electron microscopy studies of floating scoria and reticulite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68(4), 239-271.
- Taran, Y., Fischer, T. P., Cienfuegos, E., & Morales, P. (2002). Geochemistry of hydrothermal fluids from an intraplate ocean island: Everman volcano, Socorro Island, Mexico. *Chemical Geology*, 188(1-2), 51-63.
- Taran, Y. A., Varley, N. R., Inguaggiato, S., & Cienfuegos, E. (2010). Geochemistry of H_2 - and CH_4 -enriched hydrothermal fluids of Socorro Island, Revillagigedo Archipelago, Mexico. Evidence for serpentinization and abiogenic methane. *Geofluids*, 10(4), 542-555.