

# Evolución geológica de las Islas Chilenas en el Océano Pacífico.

## Geological evolution of Chilean Pacific Oceanic Islands.

Oscar González-Ferrán

*Departamento de Geología y Geofísica  
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas  
Universidad de Chile  
Casilla 27116, Santiago 27, Chile*

### RESUMEN

Las islas chilenas en el Océano Pacífico, de acuerdo con los antecedentes geológicos y geofísicos corresponden en su totalidad a volcanes y estructuras volcánicas del tipo oceánico alcalino asociado con puntos calientes del manto superior y zonas de fractura que afectan a la Placa de Nazca.

Estas islas se encuentran conformando dos cadenas volcánicas: La primera y más extensa, que prácticamente se extiende hacia ambos lados de la mesodorsal del Pacífico, y que es conocida como la "Línea caliente de la Isla de Pascua", está compuesta por numerosos volcanes submarinos a lo largo de los 27°S, entre los cuales sobrepasan el nivel del mar algunos, como los que han dado origen a Isla de Pascua, Sala y Gómez, San Félix y San Ambrosio. La segunda cadena volcánica, de menor extensión que la anterior, se desarrolla en forma paralela a lo largo de los 33°40'S, aproximadamente, y en ella se caracterizan las Islas de Juan Fernández: Alejandro Selkirk, Robinson Crusoe, Santa Clara y varios volcanes submarinos, uno de los cuales habría hecho erupción en 1835. Se describe la evolución geológico-volcánica y las características petrológicas de todas estas islas.

La edad absoluta de estas estructuras volcánicas varía entre 3 millones de años y el presente, ya que la Isla San Félix corresponde a un volcán activo, cuya última manifestación ocurrió en 1922.

Los antecedentes históricos están demostrando que estas islas están asociadas a una zona sísmica y volcánica activa y, por lo tanto, no puede descartarse, en un futuro no lejano, la eventual ocurrencia de una erupción volcánica, la que puede ser submarina y sismos de cierta magnitud, asociados principalmente al emplazamiento de bolsones magmáticos. Por esto, estas islas están expuestas a riesgos naturales catastróficos, tales como sismos, erupciones y tsunamis. Se señala brevemente la necesidad de una vigilancia permanente, con el objeto de mitigar los efectos de riesgos y peligros naturales.

### SUMMARY

*From a geological and geophysical point of view the Chilean Islands in the Pacific Ocean are volcanoes or volcanic structures of the oceanic alkaline type. The islands are associated with hot spots of the upper mantle and fracture zones which affect the Nazca Plate.*

*These islands conform two volcanic chains. The first and most extensive is the "Easter hot line" that extends to both sides of the Pacific meso-dorsal at 27°S. This line is formed by numerous submarine volcanoes and includes the islands Sala y Gómez, Eastern Island, San Félix and San Ambrosio. The second chain lies parallel to the first at 33°40'S. This chain is shorter and includes the Juan Fernández Archipelago: Alejandro Selkirk, Robinson Crusoe, Santa Clara Islands and other submarine volcanoes. One of this volcanoes erupted in 1835. The geologic-volcanic evolution and petrological features of the islands are described.*

*The absolute age of the volcanic structures ranges from 3 million years old to recent. San Félix is an active volcano that which erupted in 1922.*

*Historical data show that the islands are associated to a seismic and volcanic zone; therefore in the near future volcanic eruptions and seisms may occur mainly due to the emplacement of magmatic chambers. Therefore, these islands are exposed to natural catastrophic risks, like seisms, eruptions and tsunamis. In order to diminish the possible effects of these natural hazards, a permanent vigilance of the islands is suggested.*

## INTRODUCCION

Considerando que las islas oceánicas chilenas en el sector del Pacífico Suroriental han sido objeto de estudio por parte de numerosas expediciones de diversas naturalezas durante más de dos siglos, entrego a manera de introducción una síntesis cronológica de aquellos estudios o crónicas que han contribuido al conocimiento geológico de estas islas volcánicas.

Desde que la Isla de Pascua fue descubierta por el Almirante Roggeveen, el 6 de abril de 1722, son numerosos los trabajos científicos que se han publicado sobre ella. La casi totalidad de ellos corresponden a investigaciones arqueológicas, antropológicas, lingüísticas, etc., y son muy escasos los que tienen relación con la evolución geológica de la isla. Así podemos encontrar algunos breves y fragmentarios estudios petrográficos de la isla hechos por Tilley (1922), Rosenbusch y Ossan (1923), R. Speight (en Brown, 1924), Lacroix (1927) y otros. Sin embargo, los primeros trabajos geológicos y petrográficos detallados fueron realizados por Chubb (1933), que fue el primer geólogo que visitó la isla en 1925; y más tarde por Bandy (1937), quien visitó la isla con igual fin en 1933. En años más recientes, después de la expedición arqueológica noruega de Heyerdahl *et al.* (1961), varios investigadores, en el área de las Ciencias de la Tierra, han dedicado una cantidad importante de tiempo a los estudios de terreno y análisis de laboratorio, obteniendo valiosos resultados sobre la evolución geológico-volcánica de la isla, de sus características petrológicas y geoquímicas; de sus edades absolutas por método potasio-argón, de sus relaciones iniciales Sr87/Sr 86, etc., entre las cuales cabe destacar algunas publicaciones como las de Baker (1967a), González-Ferrán y Baker (1974), Baker *et al.* (1974), González-Ferrán *et al.* (1976), Clark y Dymond (1977), Bonatti *et al.* (1977) y Paskoff (1978), quien se refiere a ciertos aspectos de morfología litoral; González-Ferrán *et al.* (1974); este último autor publicó el primer mapa geológico de la isla a escala 1:50.000, levantado en 1967-1968, usando como base topográfica el Mapa Topográfico a escala 1:10.000, confeccionado por el Servicio Aerofotogramétrico de la FACH en 1966.

Sala y Gómez ha sido visitada numerosas veces desde su descubrimiento en 1793; sin embargo, nunca se han recolectado rocas en forma sistemática. La primera nota sobre la petrología de la isla se debe a Kalke (1941). Durante el Año Geofísico Internacional, tres

geólogos recolectaron rocas por algunas horas. Existen importantes levantamientos batimétricos y sondajes realizados por la U.S. Navy Operation "Highjump" y la expedición del "Downwind", determinándose la existencia de varias cumbres submarinas bajo los 500 metros del nivel del mar. El más completo estudio sobre la petrología de las lavas fue realizado por Fisher y Morris (1960), del Scripps Institution of Oceanography. Más tarde Clark y Dymond (1977) efectuaron un completo estudio de la Dorsal Sala y Gómez y aportaron nuevos datos geocronológicos y petroquímicos de muestras submarinas dragadas a 2.800 metros de profundidad, cerca de la base del volcán; por su parte, Bonatti *et al.* (1977) comunican una edad muy similar para la isla. Recientemente una expedición arqueológica, dirigida por C. Cristino, llega a la isla en diciembre de 1981 y efectúa mediciones y observación del relieve y las lavas que conforman dicha isla (González-Ferrán y Cristino, en preparación).

Desde el descubrimiento de las Islas San Félix y San Ambrosio por Juan Fernández en 1574, han sido visitadas esporádicamente por pescadores y cazadores de lobos. Las únicas contribuciones geológicas realizadas hasta la fecha de este estudio son la de Willis y Washington (1924) y Washington (1929) y corresponden a la Isla San Félix, la que fue visitada por Willis en 1923, después del terremoto de noviembre de 1922 y cuyos valiosos resultados son permanentemente citados. San Ambrosio nunca antes fue visitada por geólogos y sólo una muestra petrográfica recolectada por el Capitán Campbell fue descrita por Washington (1924); el primer reconocimiento geológico de San Ambrosio fue realizado por González-Ferrán en abril de 1978 (González-Ferrán, 1978) después de efectuar el levantamiento geológico de San Félix (escala 1:10.000).

Por otra parte, el Archipiélago de Juan Fernández ha sido visitado por numerosas expediciones desde su descubrimiento, particularmente la Isla Robinson Crusoe (Más a Tierra). Entre los aportes más significativos al conocimiento geológico se encuentran los de Skottsberg (1920-1956), el cual incluye un capítulo de la geología preparada por Hagerman y Quensel. A su vez Quensel (1912) había publicado una breve reseña de las estructuras de la isla, junto con una descripción petrográfica de algunas rocas tipos y análisis químicos, tres de las cuales provenían de Alejandro Selkirk (ex Más Afuera). Hagerman describió las muestras recolectadas por Skottsberg en 1916-1917 y

Quensel las comparó con la petrografía de otras islas del Pacífico. Una de las observaciones más completas y recientes de las Islas Robinson Crusoe y Santa Clara es el estudio geológico de Baker (1967b), quien visitó las islas en mayo de 1966.

### UBICACION GEOGRAFICA Y SUS RELACIONES CON LA PLACA DE NAZCA

En el Pacífico Suroriental (Fig. 1) se conocen siete islas con algunos islotes menores o rocas asociadas, que se levantan sobre la placa oceánica de Nazca. Estas islas, todas de origen volcánico y de edad plioceno-pleistoceno, representan la emergencia sobre el nivel del mar de

algunos puntos de dos extensas cadenas volcánicas submarinas, que se extienden con dirección aproximada este-oeste. La primera se encuentra en la latitud de los 27°S y está formada por Isla de Pascua (27°09'S y 109°23'W); Sala y Gómez (26°27'S, 105°28'W); San Félix (26°17'S, 80°05'W) y San Ambrosio (26°20'S, 79°58'W). A lo largo de esta línea, que Fisher y Morris (1960) denominaron "Dorsal de Sala y Gómez", se han detectado numerosos volcanes submarinos (Bonatti *et al.*, 1977). Menard *et al.* (1964) la describieron como la "Zona de fracturas de Isla de Pascua". La topografía de este cordón ha sido ampliada por Mammerickx *et al.* (1975), quienes se basaron en recientes cruceros oceanográficos. Por su parte, Bonatti *et al.* (1977) la consideran como una "línea caliente del manto". La otra

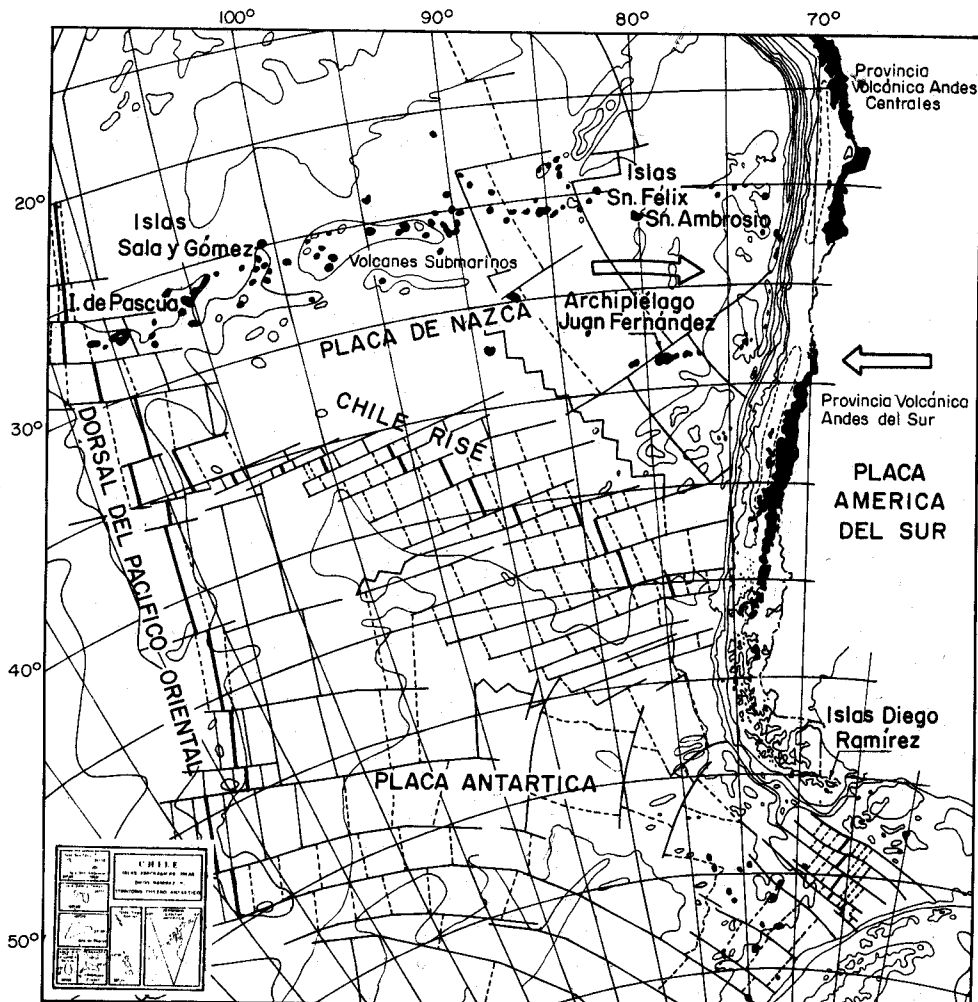


Fig. 1: Ubicación general de las Islas Oceánicas Chilenas y su relación con la placa oceánica de Nazca.

línea, también de dirección este-oeste, se extiende paralelamente a la anterior y a unos seis grados de latitud más al sur. Esta cadena es menos extensa que la anterior, está más próxima a la Placa del Continente Sudamericano y está representada por las Islas Alejandro Selkirk ( $33^{\circ}45'S$ ,  $80^{\circ}45'W$ ); Robinson Crusoe ( $33^{\circ}37'S$ ,  $78^{\circ}53'W$ ) y la Isla Santa Clara ( $33^{\circ}42'S$ ,  $79^{\circ}01'W$ ), todas de origen volcánico y de edad probablemente plioceno-pleistoceno. Este cordón estaría asociado a una zona de fractura profunda, transversal y paralela a la dirección del movimiento de la Placa de Nazca.

## LA CADENA VOLCANICA. ISLA DE PASCUA

### Isla de Pascua — Antecedentes geológico volcánicos

Isla de Pascua se encuentra localizada en el Océano Pacífico, a los  $27^{\circ}09'$  latitud sur y  $109^{\circ}23'$  longitud oeste, a unos 3.700 km de las costas de Chile Continental y a 500 km al este del eje de la Dorsal del Pacífico Oriental (Fig. 1).

En sus líneas principales se puede señalar que Pascua es una isla volcánica de tipo oceánico, de edad reciente, estructurada por un complejo ciclo efusivo que culminó con el desarrollo de varios centros eruptivos, los que, asociados a los procesos erosivos del mar, le dan hoy día los rasgos morfológicos de una isla triangular con una superficie aproximada de  $173 \text{ km}^2$  y una elevación máxima sobre el nivel del mar de 560 m, en la cumbre del Terevaka. Las características estructurales de sus efusiones están controladas claramente por sus propiedades petrológicas y geoquímicas, entre otras, lo cual señala una génesis típica de un volcanismo oceánico de puntos calientes ("hot spot"), asociado a procesos dinámicos de una tectónica de placas, y próximo a una zona de Rift Oceánico Activo, como lo es la Dorsal del Pacífico Oriental.

Cabe señalar que la Isla de Pascua, dentro del marco de la tectónica global de placas, se encuentra ligada a una línea de alto flujo calórico, conocida como "Easter Hot Line", que corta el Océano Pacífico a la latitud de  $27^{\circ}S$ , aproximadamente. Además, forman esta línea otras islas volcánicas como Sala y Gómez, San Félix y San Ambrosio; la Isla Pitcairn hacia el oeste de la Dorsal del Pacífico, ya señalada; y

números volcanes submarinos le dan continuidad a esta "línea caliente" hacia el oeste.

El triángulo volcánico constituido por Isla de Pascua se levanta a unos 3.000 metros sobre el fondo oceánico. La base oceánica de este triángulo tiene forma trapezoidal y alcanza dimensiones de  $130 \text{ km} \times 90 \text{ km} \times 60 \text{ km}$  y  $100 \text{ km}$ , aproximadamente; es decir, su superficie basal es casi cincuenta veces superior a la superficie de la isla y —dada su pendiente— su cuerpo estructura un típico escudo volcánico oceánico.

Como lo señalara Chubb (1933), Isla de Pascua está formada, en rasgos generales, por tres centros volcánicos principales: el Poike, Ráno-Káu y Terevaka. Estudios recientes demuestran la diferencia y complejidad de los procesos volcánicos que han estructurado estos centros, siendo el Poike el de evolución más simple y, a su vez, el más antiguo, como lo revelan las edades absolutas potasio-argón, que oscilan entre 3 millones de años y menos de 300.000 años. Sigue el Ráno-Káu, cuya actividad es relativamente contemporánea con la del Poike; sus edades oscilan entre 2.56 millones de años y 180.000 años; pero, a diferencia del Poike, presenta una fase final más compleja, caracterizada por erupciones más ácidas (ricas en sílice); sufrió erupciones violentas que culminaron con la explosión que generó el colapso del cono central, dando origen a la formación de la caldera que puede observarse hoy. Por su parte, el Terevaka es el producto de múltiples erupciones fisurales tipo islándico, que controlan dos sistemas de fracturas de rumbo aproximado norte-sur, desde Hanga Oteo hasta Punupau. Se estima que su última actividad eruptiva ocurrió entre unos 10.000 y 12.000 años atrás, correspondiente a la colada de lava de Hiva-Hiva, en la región de Rohio. Existen otras estructuras volcánicas parásitas en cada uno de estos centros, como la línea efusiva ácida que va desde el Orito-Te-Manavai, pasando por la caldera del Ráno-Káu hacia los Motu-Kao-Kao, Motu-Iti y Motu-Nui y probablemente hacia otras estructuras volcánicas submarinas, al suroeste de los Motus. Sin duda esta línea controla los domos traquíticos del Poike y el cono de tobas hialoclásticas del Ráno-Raráku.

Todo lo anterior está demostrando el absoluto origen volcánico de la isla, cuya topografía original en general está bien conservada debido a la gran permeabilidad que caracteriza a los flujos de lavas basálticas y a los conos cinericios que han evitado la formación de corrientes de

aguas superficiales permanentes, que erosionen la isla. Los mayores procesos erosivos que se observan han sido causados por la acción del mar, que ha labrado importantes acantilados.

*Descripción de los principales centros eruptivos*

La ubicación y distribución de los distintos centros eruptivos, como asimismo las características petrográficas, sus relaciones estratigráficas y evolución en el tiempo, se pueden observar en la Fig. 2.

*Volcán Poike*

Como se ha señalado, este volcán presenta una forma cónica simple, casi simétrica, y ha sido edificado por la superposición múltiple de flujos laminares de lava, principalmente basáltica. En su parte central existe un pequeño cráter en la cumbre, denominado Puakatiki, de unos 150 metros de diámetro y 10 a 15 metros de profundidad, donde aflora un flujo de lava basáltica muy porfírica y rica en fenocristales de plagioclasa. Los materiales piroclásticos están prácticamente ausentes. En el acantilado norte, que alcanza unos 175 metros de altura, se puede observar claramente alrededor de 50

flujos de lava, cuya potencia varía entre 1 y 5 metros; corresponden principalmente a basaltos y hawaiitas, cuya textura varía de afanítica a porfírica. La mayor parte de los flujos de lava son del tipo "aa", con niveles escoriáceos, tanto en su superficie como en la base. Estos flujos alternan con niveles tipo pahoe-hoe y pahoe-hoe-toe, que se pueden observar claramente en el acantilado norte, en el sector de Rúa-hié. En este acantilado se pueden observar algunas lavas tubos y lavas túneles. Este cono volcánico se ve modificado hacia su ladera norte por una fractura, que dio paso a la eyección de tres "lavas domo" de composición traquítica (Maúnga Parehe; Tea-Tea y Vai a Heva). Otra fractura paralela genera en la ladera sur-oeste del Poike una erupción subacuática que formó el cono de tobas hialoclásticas conocido como Volcán Ráno-Raráku, famoso por sus canteras donde se esculpieron los moais. Tanto el Poike como sus conos parásitos fueron afectados en su periferia violentamente por la erosión marina que generan los escarpados acantilados, desarrollando plataformas de abrasión marina de aguas muy superficiales entre el Ráno-Raráku y el Poike; más tarde se unieron a ellas los flujos de lava basáltica provenientes de los centros parásitos del Terevaka, dando a la isla una estructura

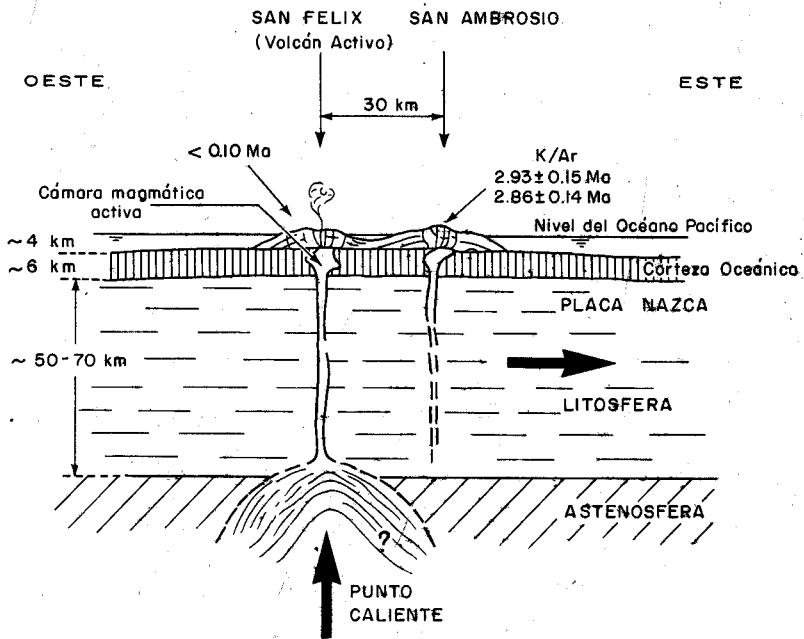
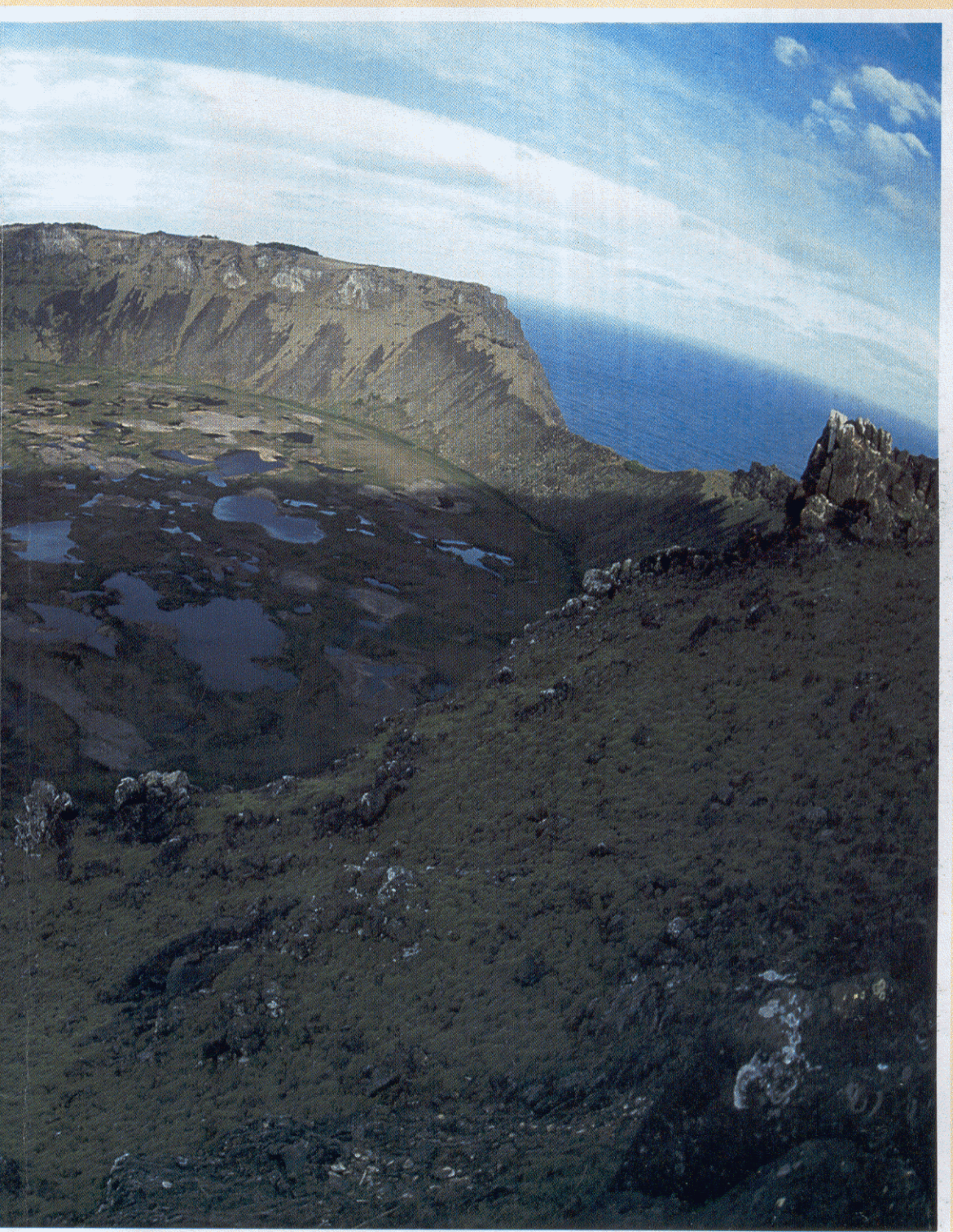


Fig. 2: Esquema de centros eruptivos en las Islas San Félix y San Ambrosio.



*Vista aérea del cráter del volcán Rano Kahu en Isla de Pascua.*



A. LARREA

muy similar a la actual. Por otra parte, ya hemos señalado que la edad absoluta de las erupciones en este centro fluctúa entre 3 millones de años y menos de 300.000 años, constituyendo aparentemente uno de los centros más antiguos en la evolución de la isla.

### *Volcán Ráno-Káu*

Situado en el extremo sur-oeste de la isla, el Ráno-Káu alcanza una altura de 324 m sobre el nivel del mar y, al igual que el Poike, está formado por una sucesión de flujos de lavas basálticas que gradan en hawaítas y benmoritas en las fases eruptivas superiores. Se detecta una clara tendencia a erupciones más félsicas en los últimos ciclos eruptivos del Ráno-Káu. Las lavas de este tipo (benmoritas) son mucho más viscosas, generando potentes flujos de lavas domos que afloran en la parte superior del volcán y cuya efusión precedió a la formación de la caldera. Una fractura, de dirección nor-este-suroeste, controla los centros eruptivos parásitos del Ráno-Káu que se caracteriza por magmas félsicos muy viscosos, generando lavas domos de composición traquíutica a riolítica, cuya superficie de enfriamiento presenta la película vítrea de obsidianas que caracteriza al Maúnga Orito, Te-Manavai y a los Motus. Este mismo magma fue el responsable de la erupción explosiva que colapsó al cono central, dando origen a la formación de la caldera del Ráno-Káu que alcanza un diámetro de 1,5 kilómetros aproximadamente. Los materiales piroclásticos cubren gran parte de las laderas del volcán, observándose una mayor potencia hacia el norte, donde los fragmentos pumíceos de traquitas y obsidiana, cenizas vítreas y fragmentos líticos alcanzan espesores de casi 5 metros. Esta erupción corresponde a la última fase eruptiva registrada en el Ráno-Káu y habría acaecido hace unos 180.000 años, aproximadamente, de acuerdo con las determinaciones de edades absolutas potasio-argón. Debemos recordar que la edificación de este volcán es contemporánea con la del Poike, ya que la edad de los flujos de lava inferiores que afloran en los acantilados próximos a Vinapu dan un valor de 2.56 millones de años y otros niveles intermedios hacia el acantilado de Mataveri-Otai dan una edad de 1.59 millones de años. Las lavas domos del Orito tienen una edad menor que 200.000 años, al igual que Te-Manavai, cuya erupción es relativamente sincrónica, o, al menos, están ligadas a la misma fase eruptiva explosiva que formó la caldera ya señalada.

Es interesante destacar la fuerte abrasión marina que ha sufrido la estructura volcánica del Ráno-Káu, particularmente su sector sur, donde los acantilados alcanzan una altura de casi 300 metros.

### *Volcán Terevaka*

A diferencia de los volcanes descritos anteriormente, el Terevaka representa un complejo de centros eruptivos fisurales controlados por un sistema de fracturas aproximadamente norte-sur, cuyas sucesiones de lavas y conos de piroclásticos han estructurado el cuerpo principal de la isla, anexando los volcanes extremos, Poike y Ráno-Káu, dándole así el rasgo geomorfológico actual a Isla de Pascua. El cuerpo principal del Terevaka está cubierto por 104 centros eruptivos en forma de cráteres conos o domos. El 60% de ellos se encuentran alineados en una franja de aproximadamente un kilómetro de ancho por 12 kilómetros de longitud de rumbo norte-suroeste, desde Hanga-Oteo, pasando por la cumbre del Terevaka hacia el Maúnga Tangaroa-Punapau, constituyendo la fisura principal. Esta fisura no representa una sola fractura, sino que corresponde a un sistema de al menos cinco fracturas en échelon. El resto de los cráteres y conos se distribuyen en las laderas al este, sur y suroeste, y la mayor parte de ellos está controlada por fracturas secundarias y radiales con respecto al Terevaka. El cuerpo principal del Terevaka está estructurado por numerosos flujos laminares de lava basáltica y hawaítica y en menor proporción algunas benmoritas. Las unidades más antiguas afloran en la vertiente norte y corresponden a basaltos afaníticos; los piroclásticos son escasos. Estos flujos, al igual que en otros centros volcánicos, han generado numerosas lavas túneles. Hacia el sur, desde el Ráno Aroi, fluyen lavas basálticas muy porfíricas, que escurren hacia la vertiente suroeste y sureste, sobre la cual se levantan numerosos conos de piroclásticos y ceniza. En su último ciclo eruptivo el Terevaka ha eyectado, tanto por sus fisuras como por los centros parásitos, numerosos flujos laminares de lava hawaítas, tipo "aa" y pahoe-hoe, muy vesiculares, con formación de extensos túneles, lava túmulos, culminando en su centro eruptivo con conos cinericios de escorias rojas.

La edad absoluta obtenida para algunos flujos es de 360.000 años. Es probable que existan coladas más viejas, pero se encontrarían cubiertas por los efusivos más recientes. El



centro eruptivo más joven se encuentra localizado en el área de Rohio, donde existe una serie de conos escoriáceos, como el Maúnga Omo-Anga, Maúnga Maea-Horu y el Maúnga Hiva-Hiva, por los cuales habría escurrido la lava basáltica de olivina, con abundantes fenocristales de plagioclasa y olivina. Este es un flujo tipo "aa" que ha desarrollado numerosos túneles de lava. Su edad se estima entre 10.000 y 12.000 años y correspondería probablemente a la última manifestación de actividad volcánica eruptiva en la isla.

### Isla Sala y Gómez

Es una pequeña isla de 2.5 km<sup>2</sup>, sus rocas volcánicas se levantan apenas a 30 metros sobre el nivel del mar, representan probablemente las últimas erupciones centrales y quizás las primeras subáreas de un gran volcán submarino, cuya base se encuentra a unos 3.500 metros de profundidad sobre el fondo oceánico de la Placa de Nazca. Este macizo volcánico se extiende por más de 50 km hacia el sureste y unos 30 km al suroeste desde la isla, según ha sido reconocido por los sondajes submarinos efectuados por el R/V Spencer F. Baird en enero de 1958 (Fisher y Morris, 1960). Además se ha reconocido una pequeña plataforma que se desarrolla en torno a la isla a una profundidad que varía entre 119 y 121 metros, es alargada en dirección noreste-suroeste, con un ancho mínimo al sur de la isla de 2.5 km hacia el noreste; y a unos 2 km de las costas de Sala y Gómez existe otra cumbre submarina que se levanta hasta unos 50 metros bajo el nivel del mar y podría corresponder a otro centro volcánico eruptivo.

Sala y Gómez, con una forma algo similar a una herradura, tiene una longitud máxima de 700 m en dirección este-oeste y un ancho máximo de 400 m en dirección norte-sur. Está estructurada por varios flujos de lavas basálticas; su superficie es irregular y en parte presenta rasgos morfológicos típicos de lavas "aa", que alternan con niveles de lava cordada tipo pahoe-hoe. También se han observado algunas estructuras de pillow lavas. El diaclasamiento de las lavas ha facilitado la acción erosiva del mar, contribuyendo a crear una superficie de bloques removidos. En los niveles bajos, la presencia de abundantes bolones y fragmentos rodados está indicando que la isla es frecuentemente afectada por gruesas marejadas. Prácticamente no existen playas y sus costas están cubiertas por

rocas volcánicas que hacen muy difícil su aproximación desde el mar. No se ha observado la presencia de un conducto volcánico, pero parece indudable que existe un centro eruptivo en la actual bahía al sur de la isla.

En el conjunto de rocas que estructuran la isla, Fisher y Morris (1960) han reconocido tres unidades. La inferior corresponde a lavas andesíticas-basálticas de olivina (mugearitas) gris oscuras a rojizas, altamente vesiculares, las cuales en parte evidencian estructuras de pillow lavas, que estarían indicando erupciones submarinas de aguas someras y podrían corresponder a la fase de transición a subáreas. La unidad intermedia corresponde a depósitos sedimentarios marinos calcáreos ricos en restos de corales y conchas (tipo coquina), los cuales no tienen más de un metro de espesor y se encuentran solevantados hoy día a más de 8 metros sobre el nivel del mar. Esta unidad descansa discordantemente sobre las lavas mugearitas en parte erosionadas por la acción del mar. La unidad superior corresponde a otro flujo de lavas andesíticas-basálticas, densas, gris oscuras, con estructuras tipo "aa" que alternan con lavas cordadas pahoe-hoe.

Determinaciones de edades absolutas potasio-argón de tres muestras de Sala y Gómez, analizadas por Clark y Dymond (1977), dan edades de 1.34 y 1.31 millones de años para las lavas mugearíticas y de 1.94 para una lava tipo hawaiana, dragada a 2.800 m de profundidad, cerca de la base del volcán. Por su parte, Bonatti *et al.* (1977) dan una edad de 1.7 millones de años para las mismas mugearitas. En todo caso, las rocas superiores están claramente dando una edad pleistoceno para Sala y Gómez.

### Isla San Félix e Islotes Asociados. Antecedentes geológicos generales

San Félix (26°17'S y 80°05'W) y San Ambrosio (26°20'S y 79°58'W) corresponden a fragmentos de dos islas volcánicas oceánicas separadas entre sí por 20 km, aproximadamente, y, conjuntamente con la Catedral de Peterborough y otros islotes volcánicos menores, representan la parte superior de un macizo volcánico de forma elongada de rumbo noroeste, que se levanta sobre el fondo oceánico a unos 4.000 metros de profundidad y cuyas dimensiones en la base alcanzan 70 km por 50 km, de acuerdo con la carta morfológica y batimétrica de Mammerickx *et al.* (1975). Este macizo volcánico se ubica a unos 2.900 km al

este de Isla de Pascua y a unos 850 km al oeste del eje de la fosa oceánica de Chile-Perú. Forma parte de la "cadena volcánica de Pascua" como lo han demostrado Bonatti *et al.* (1977). Fig. 1.

La Isla San Félix, de forma triangular, representa la mitad noreste de la estructura volcánica original y está compuesta por un pequeño plateau de lavas basálticas olivínicas que fluyen con una pendiente de 20° a 50° hacia el norte, coronada con pequeños conos parásitos, spatter conos y flujos fisurales, que culminan en acantilados de 15 a 30 m hacia el norte y de 80 m hacia el sur (Cerro Negro). Las mayores alturas están representadas por los fragmentos de dos conos de tobas hialoclásticas amarillas, fuertemente erosionadas, que se levantan en los extremos de la isla, Cerro Amarillo (193 m) e Islote González (166 m). Este último está separado del cuerpo principal por una zona de fractura, dejada por el colapso del cráter principal. La superficie total de la isla es de 2.5 km<sup>2</sup>. No existen playas, sólo se observan depósitos de arenas al pie del acantilado norte y oeste, que son cubiertas y desplazadas periódicamente por la oscilación de las marejadas. Las coladas de lavas penetran con suave pendiente mar adentro, y de acuerdo con la carta batimétrica (Instituto Hidrográfico Armada de Chile, 1978) éstas alcanzaron extensiones radiales de hasta 2.5 km, estructurando un escudo basáltico cubierto por aguas muy someras. Se ha detectado una morfología submarina en el extremo norte, que correspondería a varios cráteres parásitos. San Félix no presenta efectos erosivos en su superficie, las lavas tienen estructuras muy frescas, carentes de suelos y vegetación. Sólo se observan acumulaciones de cenizas volcánicas y una película de guano de aves marinas en los cráteres parásitos y en los túmulos colapsados. No existe agua dulce, ni rasgos que indiquen escurrimientos superficiales. La única vegetación de pequeños matorrales se observa en la ladera sur del Cerro Amarillo.

En resumen, San Félix corresponde a la estructura superior de un volcán cuyos efusivos y antecedentes geocronológicos y geofísicos revelan una actividad muy reciente y probablemente latente.

La Catedral de Peterborough corresponde a un cuello volcánico parásito, situado a unos 2 km al noroeste de San Félix, formado por estructuras basálticas columnares de 50 metros de alto aproximadamente.

### Conos de tobas hialoclásticas palagonitizadas

Conos de tobas hialoclásticas palagonitizadas amarillas que estructuran el Cerro Amarillo y el Islote González, representan la fase de transición de un volcanismo submarino a un volcanismo insular. Ellas corresponden a productos de una explosión freatomagmática, formada por finas granulaciones de vidrio volcánico alterado a palagonita que ha contribuido a su cementación; lapillis basálticos negros y fragmentos subangulares de lavas preexistentes (submarinas) se observan en los depósitos de tobas, que a su vez presentan una alternancia de niveles finos del material piroclástico, conformando los conos cuyo anillo superior alcanza un kilómetro de diámetro y unos 200 metros sobre el nivel del mar, similares a las del tipo Surtseyan, de erupciones submarinas de aguas someras.

Petrográficamente, las tobas amarillas son densas, compactas y muy coherentes, compuestas por una gran cantidad de pequeños fragmentos, redondeados y deformados plásticamente, de vidrio basáltico dentro de una masa amarilla, opaca o subtrasluciente y pequeños fragmentos de cristales de olivina y granos de magnetita. La composición química de esta toba amarilla y de los fragmentos de bombas basálticas negras es similar a las lavas nefelínicas de Punta Bari. Representan la unidad inferior de la serie de lavas de San Félix, esencialmente alcalinas sódicas, pero con un alto contenido de potasio y un bajo contenido de sílica (40%).

En los niveles inferiores de la toba amarilla, se observa la presencia de numerosos fragmentos de traquitas o bloques de lavas gris verdosas, con una marcada esquistosidad, densas, compactas y generalmente afaníticas; microscópicamente, se observa una textura traquítica compuesta principalmente por cristales alargados de feldespatos alcalinos, que reflejan una textura fluidal, con numerosos granos de magnetita, dentro de una masa fundamental afanítica gris oscura. Químicamente, estas traquitas presentan un contenido de sílice que varía entre 52.92% y 62.54% y una alta alcalinidad, tanto en sodio, que varía entre 6.14% y 8.69%, como en potasio, que fluctúa entre 5.66% y 5.83%. Además, se observan pequeñas cantidades de acmita y nefelina normativa.

Estas son las únicas traquitas alcalinas sódicas ricas en potasio que están presentes en la isla y probablemente ellas representan fragmentos de flujos basales o intermedios del edificio volcánico. En consecuencia, representan las rocas más antiguas que afloran en San Félix.

### *Plateau de lavas basálticas olivínicas*

Constituido por múltiples flujos laminares de lavas, más de 30 unidades con espesores menores que un metro, tipo pahoe-hoe con superficie cordada, con una gran tendencia a desarrollar estructuras de túmulos, microtúmulos y lavas túneles, visibles en la mayor parte de la isla, especialmente en los acantilados norte y noroeste. Estas lavas han escurrido radialmente hacia el norte. En menor proporción se observan flujos "aa" y lavas densas con espesores hasta de 3 metros.

La composición petrográfica es generalmente constante, aunque con variaciones en la presencia de fenocristales de olivina, como también en su composición química. Estas lavas basálticas, negras a gris oscuro, son densas y algunos de sus niveles muy vesiculares; son muy frescas y sus superficies de enfriamiento conservan aún su barniz original. Normalmente presentan fenocristales de olivina verde oscura y amarillenta dentro de una masa fundamental densa, afanítica gris negra. Microscópicamente, muestran pequeños fenocristales de olivinas frescas, libres de inclusiones. La masa fundamental es negra opaca, con algunos nidos de pequeñas agujas de feldespatos y prismas de piroxenos rodeados por un polvo vítreo/café oscuro.

Químicamente, presentan un bajo contenido en sílice que llega a 39.89% y alúmina que se mantiene alrededor de 12.5%. Son ricas en sodio y algunos niveles presentan un alto contenido de potasio. Llama la atención el alto contenido de fósforo y dióxido de titanio; este último llega a valores de 4.59%. Presentan regularmente un alto contenido de nefelina normativa. Estas lavas son uniformemente basálticas alcalinas, nefelínicas sódicas. En Punta Bari se ha reconocido una unidad inferior de lavas nefelínicas ricas en potasio (2.59%), a cuyas fases efusivas probablemente estén asociados los flujos de lava de Cerro Amarillo e Islote González, que cortan los conos de tobas amarillas y que corresponden a hawaiitas, ricas en potasio (2.95%). Una unidad superior, que constituye el cuerpo principal del "plateau", está compuesta por lavas nefelínicas sódicas.

Esta serie de lavas parecen representar un ciclo de actividad continua y muy reciente, como lo demuestran las determinaciones de edades absolutas potasio-argón; probablemente sus edades varían entre históricas y menos que 100.000 años. En los niveles superiores, un depósito de tobas amarillas podría estar representando las explosiones freatomagmáticas que

antecedieron al colapso de la parte suroeste de la isla, o cráter principal.

### *Cráteres parásitos, último ciclo eruptivo*

Finalmente, una unidad de cráteres parásitos representa el último y más reciente ciclo eruptivo de la isla y postcolapso del cráter principal. Es probable que algunos de estos centros estén aún activos o conectados a reservorios magnéticos localizados en la base del volcán, a unos 4 km de profundidad, en las proximidades del contacto con el fondo oceánico, como lo estarían revelando el carácter sumamente fresco de las efusiones, y las observaciones geofísicas-sísmicas, que indican un cierto grado de actividad a esa profundidad. Estas emisiones muy fluidas han formado conos de salpicaduras de lava (Cerro Negro) y pequeños flujos fisurales, que se extienden desde el acantilado sur hacia Punta Leander, con una serie de depresiones cratéricas que parecen prolongarse hacia el norte en forma de un volcanismo submarino. Petrográficamente, corresponden a basaltos de olivina nefelínicas, negro oscuro, bastante vesiculares, con flujos laminares densos con fenocristales de olivina y algunas agujas de plagioclasa, dentro de una masa afanítica oscura. Químicamente, tienen un alto contenido en álcali, el potasio alcanza valores de 2.95%, similares a las unidades basales de Punta Bari. Contienen abundante nefelina normativa.

### **Isla San Ambrosio** **Antecedentes geológicos**

San Ambrosio es también un fragmento de una estructura volcánica mayor, fuertemente erosionada, con abruptos acantilados que alcanzan alturas no inferiores a 100 metros en el sector norte y sobrepasan los 250 m en el acantilado sur. Su forma elongada este-oeste alcanza una superficie de 2.4 km<sup>2</sup>. Esta isla, a diferencia de San Félix, ha desarrollado en su parte superior un buen perfil de suelo con pastos y arbustos. No existen playas, sus acantilados penetran abruptamente en el océano. El acceso a la isla se logra en el sector central del acantilado norte, único lugar que facilita el escalamiento de la pared, en la cual se hizo el muestreo vertical de los distintos flujos de lavas (González-Ferrán 1978). El centro principal de emisión sin duda ha estado cercano a la pared sur de la isla. La isla está compuesta por

numerosos flujos de lavas laminares que representan al menos dos ciclos efusivos bien definidos que se apoyan discordantemente como se observa en el acantilado norte. Tobas hialoclásticas amarillas de escasa potencia se intercalan frecuentemente; ambas unidades volcánicas están cruzadas por numerosos diques verticales, tipo rift hawaiano, que alimentan los flujos de lavas superiores de la isla, cuya edad potasio-argón es de  $2.86 \pm 0.14$  millones de años y corresponden a una mugearita sódica. La unidad inferior está compuesta por flujos de hawaíta con abundantes fenocristales de olivinas y piroxenas, que alternan con flujos ricos en nódulos de olivinas y piroxenas. Las lavas de esta unidad se caracterizan por ser sumamente porfíricas. Niveles de tobas con lapillís rojos alternan frecuentemente.

La unidad superior discordante se caracteriza por una secuencia de lavas basálticas con fenocristales de piroxenas y escasos fenocristales de olivina; los flujos son más densos y masivos, predominando las mugearitas y hawaítas sódicas con un enriquecimiento en potasio hacia los niveles superiores. Químicamente, son lavas alcalinas sódicas, con nefelina normativa. Esta hawaíta sódica, localizada en la parte inferior de esta unidad superior, tiene una edad potasio-argón de  $2.93 \pm 0.15$  millones de años.

## LA CADENA VOLCANICA DE JUAN FERNANDEZ

Esta cadena volcánica o Archipiélago de Juan Fernández se extiende en forma casi paralela a la cadena de Isla de Pascua, a lo largo del paralelo  $33^{\circ}41'$  de latitud sur y está compuesta por tres islas, que forman parte de una cadena volcánica submarina más extensa, perpendicular al eje de la fosa oceánica de Chile-Perú. Ellas son: Robinson Crusoe, Santa Clara y Alejandro Selkirk.

### Isla Alejandro Selkirk

La Isla Alejandro Selkirk ( $33^{\circ}45'S$ ,  $80^{\circ}45'W$ ) es un escudo volcánico compuesto al menos por cuatro centros eruptivos, controlados por una zona de fracturas de rumbo noroeste-sureste, con una superficie de  $85 \text{ km}^2$  y una altura cercana a los 1.650 m sobre el nivel del mar. Se encuentra a unos 120 km de Robinson Crusoe y a 834 km del Puerto de Valparaíso. De esta isla se tiene muy poca información geológica. Alejandro Selkirk pre-

senta rasgos geomorfológicos muy diferentes a Robinson Crusoe; su forma de domo con contornos ovalados y su imponente altura reflejan claramente su estructura volcánica. Hacia el sector occidental, la isla presenta acantilados de casi 1.000 metros. Las playas son escasas y las más extensas se encuentran en el sector noroeste, "Playa del Buque Varado", y hacia el sur-suroeste desde Lobería Vieja, "Playa Larga". La costa oriental tiene un aspecto muy diferente; presenta una pendiente menos abrupta y disectada por numerosos valles o estrechas quebradas, que son las únicas que permiten un acceso relativamente fácil a las partes altas.

Quensel (1912; 1953) fue el primero que describió algunas muestras geológicas y, posteriormente, Hagerman (1924) Quensel (1953) señala que la isla está compuesta en sus niveles inferiores por basaltos feldespatos escoriáceos vesiculares, cuyas mejores exposiciones se encontrarían en la Quebrada Las Casas; mientras que en los niveles superiores predominan las lavas densas compactas de basaltos olivínicos, con algunas intercalaciones de traquitas de soda. Señala, además, que son numerosos los diques de dirección este-oeste que cruzan casi toda la isla y cuya composición corresponde a basaltos picríticos, con grandes inclusiones de olivina. Dicho autor estima que estos diques pudieron haber sido los alimentadores de los niveles superiores de lavas basálticas olivínicas saturadas en óxidos de fierro.

### Isla Robinson Crusoe

Esta isla ( $33^{\circ}37'S$ ,  $78^{\circ}53'W$ ), descubierta en 1574, se encuentra a 667 km del Puerto de Valparaíso y alcanza una superficie de  $93 \text{ km}^2$ . Es de origen volcánico y está compuesta al menos por dos grandes unidades geomorfológicas. La mayor de ellas es elongada en dirección noroeste y alcanza unos 12 km de longitud por unos 3 km de ancho. En el extremo oeste, está unida a una península de unos 6 km de longitud por 1 km de ancho, que se extiende aproximadamente en ángulo recto hacia el suroeste. Se encuentra fuertemente afectada por los procesos erosivos, tanto marinos como subaéreos, los cuales han destruido y modificado la mayor parte de sus formas volcánicas originales. El escarpado relieve de la parte norte de la isla está dominado por el macizo conocido como Cerro Yunque (922 m), el cual está limitado en todas sus laderas por escarpadas paredes rocosas. En

general, la topografía de este sector se caracteriza por profundas y escarpadas quebradas, limitadas por cordones y cuchillas, que corren en dirección noreste, llegando los acantilados hasta la costa.

En relación con la evolución estructural-volcánica de la isla, Quensel (1912) señala que Bahía Cumberland corresponde a un cráter, parte del cual se ha colapsado dentro del mar; sin embargo, Skottsberg (1920) no lo creía así. Por su parte, Baker (1968) consideró también la Bahía Cumberland como parte de una caldera volcánica y señaló, además, que relictos de otros cráteres o calderas se pueden reconocer en La Vaquería, Puerto Inglés y Puerto Francés. Estos centros volcánicos se encuentran alineados en dirección noroeste y ello se refleja en los actuales rasgos morfológicos de la isla.

El centro eruptivo del Volcán Cumberland se encontraría aproximadamente en el lugar donde hoy está la población y la pendiente de escurrimiento de las lavas puede observarse a ambos lados de la bahía. Parte del anillo de la caldera corresponde al cordón en semicírculo que pasa por Punta San Carlos, el Mirador de Robinson, Cerro Yunque hasta Punta Lobería, dándole a la caldera un diámetro de 2 a 3 km. Baker (1968) agrega que el anillo de la caldera en el lado este no es tan claro y piensa que ella fue modificada por un centro secundario localizado en tierra cerca de Punta Lobería. Alrededor del anillo de la caldera se observa la presencia de numerosos diques tangenciales, los cuales posiblemente están reflejando las condiciones de los esfuerzos en el momento de las subsidencias de la caldera.

El centro volcánico más claro se encuentra en la parte noroeste de la isla, en La Vaquería, aunque la ladera exterior del volcán ha sido enormemente reducida, tanto por la erosión marina como por la erosión subaérea; se puede observar que la forma general del cráter es bastante clara y la pendiente de escurrimiento de las lavas se aprecia en los acantilados.

La península que se extiende al suroeste de la isla presenta rasgos morfológicos absolutamente diferentes de los del cuerpo principal ya descrito. Por lo general es baja, entre 50 y 150 m sobre el nivel del mar, con una superficie suavemente ondulada y a veces plana, sobre la cual emergen pequeñas colinas, que corresponden a pequeños centros eruptivos parásitos. Macroscópicamente, las lavas de esta península son diferentes de aquellas de la parte principal de la isla. Quensel (1912) señaló que ellas están

fuertemente alteradas y contienen minerales secundarios.

En la Isla Robinson Crusoe se puede decir que predominan los flujos de lava sobre los depósitos de piroclásticos y aglomerados. Las escorias y cenizas son localmente abundantes, como suele ocurrir en el Cerro Tres Puntas y en el área entre Cumberland y Puerto Francés. La composición de las lavas varía entre básicas a intermedias, es decir, entre basaltos picríticos ricos en olivina, piroxenas, feldespatos y lavas africanas. Los basaltos picríticos se han reconocido en varias localidades, tales como Puerto Francés, Punta San Carlos y Puerto Inglés. En la Quebrada Piedra Agujereada existen lavas basálticas ricas en nódulos olivínicos.

### Isla Santa Clara

Es la isla más pequeña, ubicada en los 33°42' latitud sur y 79°01' latitud oeste; alcanza una superficie de 5 km<sup>2</sup> y se encuentra inmediata a Robinson Crusoe; su altura es de 375 metros sobre el nivel del mar. Por su ubicación al sur de Robinson Crusoe y por las características geomorfológicas y la composición de sus lavas de basaltos feldespáticos fuertemente alteradas, parece indudable que es parte de una estructura volcánica mayor, íntimamente asociada a la península suroeste de Robinson Crusoe. El autor (González-Ferrán) se inclina por considerarla parte de una gran caldera volcánica, la "Caldera Santa Clara", cuyo centro de emisión se encontraría en la bahía limitada por la Isla Santa Clara y la Isla Robinson Crusoe. Por los antecedentes geológicos existentes, se postula que éste habría sido el primer centro volcánico que dio origen a la compleja Isla Robinson Crusoe.

### ACTIVIDAD VOLCANICA Y SISMICA EN LAS ISLAS

Los antecedentes geológico-geofísicos coinciden en demostrar que estas islas oceánicas chilenas son exclusivamente de origen volcánico oceánico, de edad geológica muy reciente (plioceno superior pleistoceno reciente), asociadas a los procesos de tectónica-global de placas; especialmente relacionadas con los movimientos de la Placa de Nazca y la actividad tanto de la dorsal mesoocéánica del Pacífico y la zona de subducción de dicha placa. Por lo tanto, estas

islas están asociadas a cadenas volcánicas y a puntos calientes aún activos dentro de la Placa de Nazca; en consecuencia, ellas se encuentran asociadas a una zona sísmica y volcánica activa, por lo que no puede descartarse la ocurrencia eventual de erupciones o sismos en el futuro.

Históricamente se ha registrado actividad sísmica en todas las islas, mientras que las erupciones volcánicas históricas se encuentran asociadas sólo a las Islas San Félix y Robinson Crusoe.

En San Félix se informa de la existencia de actividad volcánica consistente en la emisión de gases sulfurosos en el acantilado sur, hacia el interior de la caldera colapsada. El capitán Campbell informó de una gran emisión de gases, asociada probablemente con el terremoto del 10 de noviembre de 1922 (Brooke-Smith, 1925; Willis y Washington, 1924). Por otra parte, en 1978, se registró actividad sísmica local, probablemente asociada a un centro volcánico activo en dicha isla (González-Ferrán, 1978).

En la Isla Robinson Crusoe se han detectado algunas erupciones submarinas. Así, el 20 de febrero de 1835, el Gobernador de Juan Fernández, Mayor Sutcliffe, un inglés al servicio de Chile, relató "que a las 11.30 A.M. el mar subió sobre el molo y en seguida se retiró, dejando la bahía en seco, de modo que se podían ver las antiguas anclas en el fondo. La tierra comenzó a sacudirse violentamente y se oyó una explosión tremenda, mientras el mar retrocedía en grandes olas, que volvieron sobre la población cubriéndola totalmente y barriéndola cuando el mar se retiró. El fenómeno se repitió cuatro veces, desarraigando árboles y ahogándose el ganado. Poco después una gran columna de humo ascendió del mar, frente a la Punta Bacalao; como a las 7 P.M. se vieron llamas volcánicas a través del humo, las que duraron hasta las 2 P.M. del 21. La profundidad del agua era de 90 metros" (Sutcliffe, 1839).

Otra erupción submarina, alrededor de unos 100 km más al oeste de la anterior, ocurrió en febrero de 1839 en las cercanías de Robinson Crusoe (Rudolph, 1887).

### Los riesgos naturales-geológicos

Indudablemente que estas islas están expuestas a riesgos naturales de carácter catastrófico, como son los sismos, erupciones volcánicas y tsunamis. Quizás, por los antecedentes históricos existentes, los tsunamis constituyen el mayor riesgo natural. Recordemos como ejem-

plo que Robinson Crusoe ha sido arrasada en numerosas ocasiones por violentos tsunamis, en 1675; los de 1751 (25 de mayo) y de 1835 parecen haber sido los más catastróficos.

Según se ha determinado (González-Ferrán y Bannister, 1981), durante un período de 67 años, desde 1900 a 1967, se registraron 167 tsunamis en el Pacífico. Treinta y dos produjeron daños y muertos solamente en lugares cercanos al origen; nueve produjeron amplia destrucción en el Pacífico. Aproximadamente un tercio del total de tsunamis fueron generados cerca del Japón, aunque la mayoría de estos fueron de poca importancia. Por otra parte, la estadística nos proporciona las siguientes cifras de generación de tsunamis: Pacífico Sur, 14%; América del Sur, 11%; Región de Formosa-Filipinas, 11%; Islas Kuriles y Kamchatka, 10%; México y América Central, 8%; Alaska e Islas Aleutianas, 6%; Indonesia, 4%; Costa de Canadá y Estados Unidos, 2%, y Hawaii, 2%. Recordemos además que el más destructor de los últimos años fue el generado a lo largo de las costas de Chile el 22 de mayo de 1960, produciendo una ola estimada en 22 metros de altura, que azotó Corral; en el sector del Pacífico alcanzó 13 metros en la Isla Pitcairn, 12 metros en Hilo, Hawaii, y 7 metros en Japón. Existen además numerosos antecedentes, los que hemos mencionado sirven para apreciar lo vulnerables que son las costas de nuestras Islas Oceánicas en el Pacífico.

### Necesidad de una observación permanente

Las islas ya señaladas están expuestas permanentemente a los impactos de los tsunamis, ya sea que éstos se generen en las costas de Chile sudamericano, los cuales tardarían unas cinco horas en llegar a Isla de Pascua, o que se generen en Japón, los que demorarían unas 18 horas. La velocidad de propagación depende de la profundidad del agua; en alta mar es del orden de 650 km/hora. Su fuerza destructiva no debe ser desestimada. Por eso es indispensable que en las islas habitadas exista un sistema de alarma enlazado al sistema de alerta de tsunamis del Pacífico.

Las características geológicas de estas islas corresponden a volcanes jóvenes o de edad reciente; y, aún más, se ha observado en algunos de ellos actividad eruptiva histórica. Esto está demostrando que las islas están ligadas a puntos de alto flujo calórico en el Pacífico y hace

pensar que no debe descartarse una eventual reactivación de sus centros eruptivos. Por lo tanto, y sabiendo que cualquier tipo de actividad volcánica asociada a ellas no se manifiesta violentamente, sino que se anuncia con bastante anticipación (a veces de varios meses) a través

de un incremento de la actividad sísmica local, es fundamental mantener en pleno funcionamiento una cadena de Observatorios Geofísico-volcanológicos, donde los registros sísmicos diarios podrían detectar claramente cualquier anomalía sísmico-volcánica.

## LITERATURA CITADA

- Baker, P.E., 1967a. Preliminary account of recent geological investigation on Easter Island. *Geol. Mag.*, Vol. 104, 116-122.
- Baker, P.E., 1967b. An outline of the geology of the Juan Fernández Archipiélago. *Geol. Mag.* Vol. 104, N.2, 110-115.
- Baker, P.E.; F. Buckley and J.G. Holland, 1974. Petrology and Geochemistry of Easter Island. *Contr. Mineral and Petrol.* Vol. 44, 85-100.
- Bandy, M.C., 1937. Geology and Petrology of Easter Island. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 48, 1589-1610.
- Bonatti, E.; A. Harrison, E. Fisher, J. Honnorez, J.G. Schilling, J.J. Stipp and M. Zentili, 1977. Easter Volcanic Chain (Southeast Pacific): A mantle Hot Line. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, N17, 2457-2478.
- Brooke-Smith, L.A., 1925. Reports of earthquake phenomena at sea received in the Marine Division of the Meteorological Office, London. *Bull. Volc.*, Vol. 2, N.3 y 4, 87-91.
- Brown, J.M., 1924. *The riddle of the Pacific*. London.
- Clark, J. and Dymon, J., 1974. Age, chemistry and tectonic significance of Easter Island. *Am. Geophys. Union Trans.*, 55, 300.
- Clark, J. and J. Dyamond, 1977. Geochronology and Petrochemistry of Easter and Sala y Gómez Islands: Implication for the origin of the Sala y Gómez Ridge. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 29-48.
- Chubb, L.J., 1933. Geology of Galápagos, Cocos and Easter Islands, with Petrology of Galápagos Islands by C. Richardson. Honolulu, Bernice P. Bishop Museum Bull. 110, 1-44.
- Falke, H., 1941. Die Insel Sala y Gómez: Natur und Volk, *Bank 71, Heft 3*, 146-150.
- Fisher, R.L. and R.M. Norris, 1960. Bathymetry and Geology of Sala y Gómez Southeast Pacific. *Bull. of the Geol. Soc. of America*, Vol. 71, 497-502.
- Fuerza Aérea de Chile, Servicio Aerofotogramétrico, 1966. Mapa Topográfico Isla de Pascua, Escala 1:10.000. Santiago, Chile.
- González-Ferrán, O. y P. Baker, 1974. Isla de Pascua. Easter Island Guide Book - Excursión D-2. *International Symposium on Volcanology*. Santiago, Chile, 1-32.
- González-Ferrán, O., René Carmona y Y. Karsui, 1974. Mapa Geológico de Isla de Pascua: Escala 1:50.000. *International Symposium on Volcanology*. Santiago, Chile.
- González-Ferrán, O.; U. Cordani and M. Halpern, 1976. K/Ar. ages and Sr 87/Sr 86 ratios of volcanic rocks from Easter Island. *International Symposium of IAVCEI, Italy, Napoli*, 715-724.
- González-Ferrán, O., 1978. Geología de las Islas San Félix y San Ambrosio. Armada de Chile, junio 1978. Informe inédito 40 pp. Depto. Geología y Geofísica, Universidad de Chile.
- González-Ferrán, O. y J. Bannister, 1981. Antecedentes Geológicos Geofísicos de Isla de Pascua. Depto. Geol. y Geof. M.O.P. Informe Inédito. 1-82.
- Hagerman, T., 1924. Beiträge zur Geologie der Juan Fernández Inseln. *The Natural History of Juan Fernández and Easter Island*. Vol. I.
- Heyerdahl, T. et al., 1961. Report of the Norwegian Archaeological Expedition to Easter Island and the East Pacific. Vol. 1. Archaeology of Easter Island. *Monographs of the School of American Research and Museum of New Mexico*, N.24, Part 1, 1-559, Santa Fe.
- Instituto Hidrográfico de la Armada de Chile, 1978. Isla San Félix, Cartas 1:10.000. N.241, Valparaíso.
- Lacroix, A., 1927. La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie Australe. *Mem. Acad. Sci., Paris*, 59, 1-82.
- Lacroix, A., 1936. Composition chimique des laves de L'Île de Pascua. *Comp. rend. Acad. Sci.*, 202, 601-605.
- Mammerickx, J.; R.N. Anderson, H.W. Menard and S.M. Smith, 1975. Morphology and Tectonic Evolution of the East Central Pacific. *Geological Soc. of Amer. Bull.*, V. 86, 111-118.
- Paskoff, R., 1978. Aspects Geomorphologiques de L'Île de Pâques. *Bull. Assoc. Geogr. Franc., Paris*, N.452, 147-157.
- Quensel, P., 1912. Die Geologie der Juan Fernández Inseln. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, Vol. 11, 252-290.
- Quensel, P., 1953. Nuevos comentarios sobre la Geología de las Islas de Juan Fernández. *Anales Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, Vol. 10, 109-141.
- Rudolph, E., 1887. Ueber submarine Erdbeben und Eruptionen. *Gerland's Beiträge zur Geophysik*. Vol. I, 133-365.
- Simkin, T.; L. Siebert, L. McClelland, D. Bridge, C. Newhall and J.H. Latter, 1981. *Volcanoes of the World*, Smithsonian Institution Pennsylvania. 1-233.

Skottsberg, C., 1920-56. *The Natural History of Juan Fernández and Easter Island*, 1, Uppsala, 1-438.

Sutcliffe, T. 1839. *The earthquake of Juan Fernández as it occurred in the year 1835*. Manchester, *The Advertiser*, 1-32.

Washington, H.S., 1929. *Petrology of San Félix, Earthquake Conditions in Chile*. Carnegie Inst. Wash. Publ., 282, 125-133.

Willis, B. and H.S. Washington. 1924. *San Félix and San Ambrosio: Their geology and petrology*. Geol. Soc. America Bull. Vol. 35, 365-384.