



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA DE LA ISLA ROBINSON CRUSOE,  
DORSAL DE JUAN FERNÁNDEZ

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN  
GEOLOGÍA

OSCAR GABRIEL OROZCO LANFRANCO

PROFESOR GUÍA:  
DIEGO MORATA CÉSPEDES

PROFESOR CO-GUÍA:  
LUIS LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ  
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

SANTIAGO DE CHILE

2016

## **RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL**

**TÍTULO DE:** Magíster en Ciencias, Mención Geología

**POR:** Oscar Gabriel Orozco Lanfranco

**FECHA:** 19/12/2016

**PROFESOR GUÍA:** Diego Morata Céspedes

La geometría y evolución del volcanismo oceánico en ambiente intraplaca, parecen estar controlados primariamente por procesos magmáticos asociados a la fuente mantélica. Sin embargo, a menor escala, el ascenso magmático y la configuración de los centros volcánicos construidos en superficie serían el resultado de una interacción bidireccional entre los procesos volcánicos y aquellos ligados a las condiciones físicas de la litósfera.

Los diques, un rasgo persistente en las secuencias volcánicas de islas oceánicas, han sido tradicionalmente una de las formas utilizadas para reconocer el régimen tectónico imperante en una región. Su estudio combinado con un análisis mecánico de la litósfera, permitirían comprender la forma en que esta interacción ocurre en el tiempo y el espacio.

Por su avanzado nivel de erosión, las islas oceánicas Robinson Crusoe y Santa Clara, en el Pacífico suroriental, exhiben numerosos diques, clasificados en tres conjuntos, atribuibles tanto estructural como composicionalmente a las distintas etapas de desarrollo volcánico. El primero, relacionado a la etapa emergente, presenta un persistente patrón de entrecruzamiento oblicuo, con direcciones principales alternantes y espesores submétricos. El segundo, relacionado al escudo subaéreo, se caracteriza por presentar diques de espesor inferior a 2 m, con alta regularidad y paralelismo, relacionados en su sector más intenso a una prominente zona de rift submarina. El tercer conjunto, relacionado al volcanismo rejuvenecido se caracteriza por diques ocasionales y aislados, más sinuosos y de espesor entre 2 y 20 m.

Con el objetivo de estudiar los efectos de la tectónica intraplaca en la ocurrencia y distribución del volcanismo, se simulan los procesos de crecimiento y erosión de la isla mediante un modelo de geometrías simplificadas. En base a éste, se realiza una estimación numérica tanto de la deformación isostática, como del régimen de esfuerzos tectónicos locales (flexurales y de carga) generados en cada etapa.

Los resultados dan cuenta de una correlación entre las variaciones del edificio volcánico y la generación de esfuerzos flexurales por alzamiento o subsidencia, cuya magnitud puede superar ampliamente a los esfuerzos de carga. Su distribución segregaría la litósfera en regiones compresivas, extensivas y neutrales cuya localización e intensidad dependería tanto del volumen y geometría del edificio volcánico, como del espesor elástico de la placa. De esta forma, durante la etapa de crecimiento y subsidencia, en el eje del edificio volcánico se desarrolla un núcleo extensivo, región que podría atraer diques y concentrar el transporte intrusivo de magmas y el posible desarrollo de zonas de rift en escudos volcánicos. Durante la etapa de erosión post-escudo, la descarga y alzamiento insular invertiría la acción del fenómeno flexural, generando compresión en profundidad y extensión en la superficie, como incentivo al proceso de volcanismo rejuvenecido.

El presente modelo de evolución volcánica y tectónica, es aplicable a otras islas oceánicas y montes submarinos en ambientes de intraplaca. Asimismo, algunos de los conceptos desarrollados pueden ser aplicados en otros ambientes volcánicos, contribuyendo en sentido más amplio, a la comprensión de las relaciones generales entre volcanismo y tectónica.

## TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	i
TABLA DE CONTENIDO	ii
TABLA DE CONTENIDO DE FIGURAS	iii
TABLA DE CONTENIDO DE TABLAS	iv
AGRADECIMIENTOS	v
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO	2
1.3. OBJETIVOS	2
1.4. PRESENTACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	3
2. MARCO TEÓRICO	5
2.1. VOLCANISMO OCEÁNICO EN AMBIENTES DE INTRAPLACA	5
2.2. ARQUITECTURA Y EVOLUCIÓN DE VOLCANES OCEÁNICOS	7
2.3. RESPUESTA ISOSTÁTICA Y FLEXURAL	10
2.4. EMPLAZAMIENTO DE DIQUES	13
2.5. CAMPO DE ESFUERZOS LITOSFÉRICOS	14
2.6. ZONAS DE RIFT Y COMPLEJOS INTRUSIVOS DENSOS	16
3. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA	21
3.1. ANTECEDENTES	21
3.2. CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y ESTRUCTURAL DE DIQUES	28
4. METODOLOGÍA	38
4.1. LEVANTAMIENTO Y ANÁLISIS DE INFORMACIÓN	38
4.2. MODELO DE VARIACIONES GEOMÉTRICAS	40
4.3. ESTIMACIÓN DE LA DEFORMACIÓN FLEXURAL E ISOSTÁTICA	43
4.4. ESTIMACIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS FLEXURALES	47
4.5. LIMITACIONES DEL ESTUDIO	48
5. MODELOS DE EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA	51
5.1. VARIACIONES ISOSTÁTICAS Y FLEXURALES	51
5.2. VARIACIÓN LOCAL DE ESFUERZOS TECTÓNICOS	53
6. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE PARÁMETROS	60
6.1. EFECTO DE LA FLEXIÓN DE LA PLACA EN EL CAMPO DE ESFUERZOS	60
6.2. EFECTO DEL ESPESOR ELÁSTICO DE LA PLACA	61
6.3. EFECTO DEL EDIFICIO VOLCÁNICO SOBRE EL CAMPO DE ESFUERZOS	62
7. DISCUSIÓN	64
7.1. NUEVAS IDEAS ACERCA DEL CAMPO DE ESFUERZOS TECTÓNICOS	64
7.2. MODELO DE EVOLUCIÓN VOLCÁNICA Y TECTÓNICA	66
7.3. CONSIDERACIONES RESPECTO AL ESPESOR ELÁSTICO	70
8. CONCLUSIONES	72
BIBLIOGRAFÍA	74
ANEXO	85

## TABLA DE CONTENIDO DE FIGURAS

Figura 1-1: Localización de la Dorsal de Juan Fernández en el Pacífico sur, frente a la costa de Chile.	3
Figura 2-1: Modelos de formación de hotspots.	6
Figura 2-2: Gráfico de la edad del volcanismo versus la distancia al volcán Kilauea para las distintas etapas de volcanismo	9
Figura 2-3: Distribución del volcanismo rejuvenecido en las islas Robinson Crusoe, Santa Clara y las islas Hawaiianas.	10
Figura 2-4: Anomalía de aire libre en las cadenas volcánicas de Hawaii y Juan Fernández.	11
Figura 2-5: Modelo de deformación elástica de una placa por efecto de una carga aplicada y esquema del efecto flexural de frente a una carga generada por el crecimiento de un nuevo edificio en la cadena volcánica.	12
Figura 2-6: Efecto tectónico local de la flexura litosférica en volcanes oceánicos, y su influencia en la capacidad de transporte magmático.	15
Figura 2-7: Esquema de la superficie de flotabilidad neutral.	18
Figura 2-8: Esquema del crecimiento de la zona de rift del volcán Kilauea en el borde sureste de la isla de Hawaii.	19
Figura 2-9: Modelo de velocidades sísmicas calculados para volcanes oceánicos en cadenas relacionadas a hotspot.	20
Figura 3-1: Ubicación y contexto tectónico de la dorsal de Juan Fernández en la placa de Nazca.	22
Figura 3-2: Morfología del edificio volcánico de las islas Santa Clara y Robinson Crusoe.	25
Figura 3-3: Esquema geológico de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara.	26
Figura 3-4: Diagrama de clasificación TAS para las rocas de la isla Robinson Crusoe.	27
Figura 3-5: Diagrama de razón Ba/Ta (indicador de alcalinidad) vs razón La/Yb (pendiente de variación de REE) para algunas rocas de RC.	28
Figura 3-6: Diques de la Secuencia Punta Larga.	29
Figura 3-7: Diques pertenecientes a la Secuencia Puerto Ingles.	30
Figura 3-8: Diques pertenecientes a la Secuencia Bahía del Padre.	30
Figura 3-9: Remanente de centro de emisión relacionado con la Secuencia Bahía del Padre, emplazado sobre lavas de la Secuencia Puerto Inglés.	31
Figura 3-10: Detalle en enjambre de diques de la unidad inferior de la Secuencia Puerto Inglés (SPIi) en el sector del aeródromo.	32
Figura 3-11: Detalle enjambre de diques de la Secuencia Puerto Inglés en su unidad media (SPIm).	33
Figura 3-12: Diagramas de proyección estereográfica con la orientación de los diques y sills de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara.	34
Figura 3-13: Histograma de frecuencias para el ancho (en cm) de los diques medidos en este estudio.	35
Figura 3-14: Distribución del ancho de diques en las islas Robinson Crusoe y Santa Clara.	36
Figura 3-15: Intensidad de diques, separados por unidad de escudo huésped.	37
Figura 4-1: Lugares visitados en las islas Robinson Crusoe y Santa Clara durante las campañas de terreno de los años 2012 y 2013.	39
Figura 4-2: Geometrías axisimétricas para la variación de la carga durante tres instantes representativos del desarrollo evolutivo de la isla.	42
Figura 4-3: Esquema del modelo de deflexión de una placa delgada descansando sobre un manto no viscoso.	43
Figura 4-4: Función de Distribución Acumulada	46
Figura 4-5: Gráfico de la deflexión de una placa elástica delgada (W) por efecto de una carga centrada en el origen.	47

Figura 4-6: Ejemplo de mallado para el cálculo con el método de elementos finitos en una geometría 2D axisimétrica.	48
Figura 5-1: Respuesta flexural frente a las variaciones de cada etapa, calculada para distintos espesores elásticos de la placa.	51
Figura 5-2: Propiedades físicas evaluadas en la modelación mecánica.	53
Figura 5-3: Esquema de adición de los campos flexural y gravitacional para configurar el resultante campo local de esfuerzos de subsidencia.	54
Figura 5-4: Respuesta tectónica de la isla Robinson Crusoe acumulada durante el desarrollo de la etapa de escudo submarino.	56
Figura 5-5: Respuesta tectónica de la isla Robinson Crusoe tras el desarrollo de la etapa de escudo subaéreo.	57
Figura 5-6: Respuesta tectónica de la isla Robinson Crusoe tras el desarrollo de la etapa erosiva.	58
Figura 5-7: Respuesta flexural y variación del campo local de mínimo esfuerzo compresivo ( $\sigma_3$ ) para cada etapa de evolución.	59
Figura 6-1: Efecto de la variación de la deflexión sobre el campo local de esfuerzos en la litósfera.	61
Figura 6-2: Efecto que tiene la variación del espesor elástico de la corteza en el esfuerzo tectónico.	62
Figura 6-3: Efecto en el campo de esfuerzos locales frente a la variación de la envergadura del edificio volcánico.	63
Figura 7-1: Esquema del modelo de variaciones tectónicas locales en cada etapa evolutiva de la isla Robinson Crusoe.	66

## **TABLA DE CONTENIDO DE TABLAS**

Tabla 4-1: Parámetros geométricos relacionados a cada etapa	41
Tabla 4-2: Parámetros físicos seleccionados para los materiales del presente estudio	45
Tabla 5-1: Respuesta flexural, expresados en función de los parámetros de ajuste con la distribución normal acumulada.	52

## AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo fue posible gracias al soporte del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA-FONDAP 15090013) y de su director el Dr. Diego Morata del departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Esta tesis de magíster se enmarca en los proyectos Fondecyt N°1110966 (Nazca Intraplate Volcanism: Geochronology, magmatic evolution and geodynamics of Juan Fernandez Ridge) y N°1141303 (Montes submarinos de la placa de Nazca y procesos tectónicos asociados), cuyo investigador principal es el Dr. Luis E. Lara del Servicio Nacional de Geología y Minería.

Van mis sentidos agradecimientos a quienes han brindado apoyo e impulso en esta labor:

A Diego Morata por su paciencia, guía y consejo. Su apoyo ha resultado indispensable para la finalización de este trabajo.

A Luis Lara agradezco la proposición del tema, la oportunidad que me dio de incorporarme a este proyecto, la atención prestada y el apoyo permanente, tanto en éste como en otros múltiples proyectos académicos, laborales y personales.

A los miembros de mi comisión examinadora, Dr. Ángelo Castruccio y Dr. César Arriagada del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

A mis colegas Valentina Astudillo y Javier Reyes, con ellos compartí asombros y aventura en las islas de Juan Fernández, y posteriormente, gratas discusiones y aportes colectivos en nuestros respectivos temas de tesis.

A mis compañeros de la Unidad de Geología y Peligro Volcánico (ex PRV) de Sernageomin, por el soporte prestado durante esta época.

A Maritza Acuña por su paciencia y ayuda.

Al Comité de Postgrado del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

A Pancho Martínez, por su apoyo creativo en la definición metodológica de este trabajo.

A Rudy Aravena y Waldo Chamorro, por su apoyo logístico terrestre y marítimo durante las campañas de terreno.

A esta tesis, muchas veces inmóvil y no resuelta, que ha sido al mismo tiempo una escuela en el uso geológico de herramientas geométricas, analíticas y computacionales, siempre toscas en la descripción de los complejos procesos naturales, y también en la difícil tarea de encontrar la posibilidad de generar un aporte desde mis hallazgos y habilidades.

Con humildad y admiración por los fenómenos naturales que esboza, este trabajo busca aportar con ideas para incrementar su conocimiento y comprensión.

Gabriel Orozco Lanfranco  
Valdivia, octubre de 2016

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La isla Robinson Crusoe (RC) pertenece a la dorsal de Juan Fernández, una cadena volcánica de islas y montes submarinos cuyo origen es atribuido a la acción combinada de la traslación de la placa oceánica de Nazca y la presencia de un *hotspot*, fuente magmática relativamente estacionaria, que actualmente estaría localizada unos 300 km al oeste, en el extremo occidental de la cadena (Baker *et al.*, 1987; Von Huene *et al.*, 1997; Devey *et al.*, 2000).

Por su avanzado estado de erosión actual, Robinson Crusoe posee numerosos sitios donde afloran complejos de diques, conductos de transporte magmático desarrollados durante los episodios de crecimiento magmático y volcánico, cuya geometría reflejaría características del campo de esfuerzos corticales locales en esos períodos (e.g. Rubin, 1995). Además, por situarse en una ubicación alejada de los márgenes de placas, los efectos tectónicos regionales actuando sobre la isla, pueden considerarse localmente débiles.

En términos globales, la evolución de los volcanes en dorsales oceánicas comprende etapas comunes, caracterizadas por variaciones episódicas, tanto en la composición química del volcanismo, como en el volumen y distribución de sus productos. Durante las distintas etapas evolutivas, los procesos de adición y redistribución de materiales generan rasgos geomorfológicos singulares sobre el edificio volcánico e imprimen una carga variable sobre la litósfera subyacente (Ramalho *et al.*, 2013; Moore *et al.*, 1973; Staudigel y Clague, 2010). Debido a esta variación de cargas, la litósfera sufre un desplazamiento isostático vertical y además flexión, lo que añade una componente flexural al campo de esfuerzos tectónicos (e.g. Ten Brink, 1991). Estos efectos locales, escasamente estudiados a escala de los edificios singulares, podrían influenciar los procesos de ascenso magmático y volcanismo.

De esta forma, el estudio de los complejos de diques, combinado con el análisis de las variaciones tectónicas de la litósfera, permitirían realizar inferencias para estudiar la posible

relación dinámica entre la tectónica local y el transporte magmático durante el desarrollo de la isla Robinson Crusoe.

## 1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO

Las evidencias estructurales y geológicas de la evolución insular de Robinson Crusoe se pueden enlazar cualitativamente con estimaciones de primer orden de la magnitud y distribución del campo local de esfuerzos. A través de la reconstrucción de las variaciones morfológicas y mecánicas de cada etapa, considerando despreciable el efecto regional, se pueden realizar inferencias acerca de los procesos de interacción volcano-tectónica que afectan el transporte magmático, mecanismo primario en la dinámica evolutiva de los volcanes oceánicos.

## 1.3. OBJETIVOS

### 1.3.1. Objetivo general

Estudiar la relación entre las variaciones tectónicas y la capacidad de transporte magmático durante la evolución de la isla Robinson Crusoe, combinando el análisis estructural de los diques y la simulación de variaciones mecánicas en sus distintas etapas de desarrollo.

### 1.3.2. Objetivos específicos

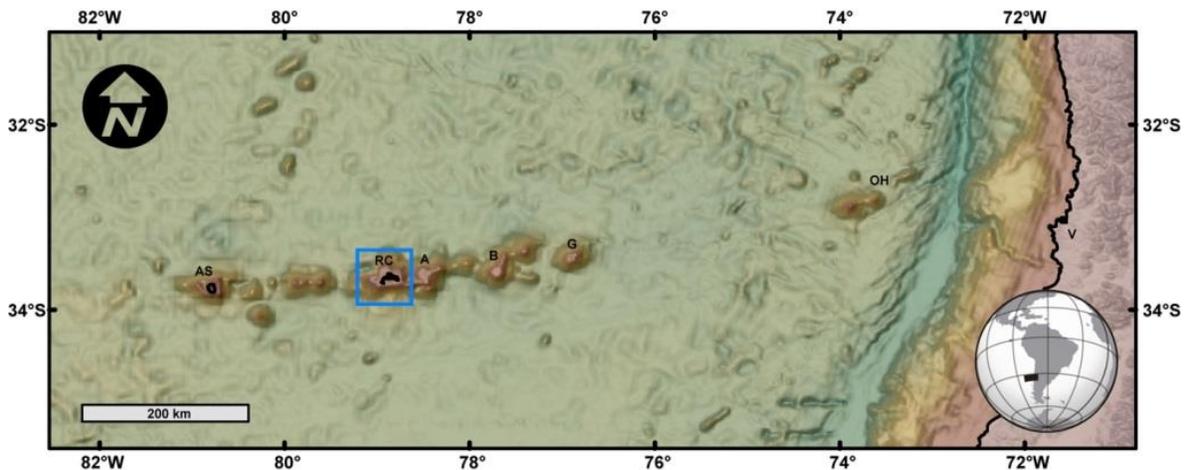
- Caracterizar estructuralmente los conjuntos de diques de la isla Robinson Crusoe.
- Definir un modelo secuencial de variaciones de carga y morfología para el edificio volcánico, mediante geometrías que sinteticen los procesos de crecimiento y destrucción que actúan en éste durante las distintas etapas evolutivas.
- Calcular numéricamente la variación isostática y flexural de la litósfera como respuesta a las variaciones en carga y estructura del edificio volcánico,

- En base a un análisis mecánico, estimar las magnitudes de los componentes del campo de esfuerzos en el edificio volcánico y en la placa subyacente, para las distintas etapas de evolución.
- Proponer un modelo tectónico y estructural que incorpore las características evaluadas del control tectónico en la temporalidad y distribución del transporte magmático y volcanismo.

#### 1.4. PRESENTACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

##### 1.4.1. Islas del archipiélago de Juan Fernández

El archipiélago Juan Fernández es un conjunto de islas oceánicas ubicadas en el Pacífico Sur, pertenecientes al territorio insular chileno, las que corresponden a los únicos segmentos actualmente emergidos de la dorsal de Juan Fernández, una cadena de montes mayormente submarinos situada frente a las costas de Chile central. Lo integran las islas Alejandro Selkirk, Robinson Crusoe y Santa Clara, las dos últimas, pertenecientes al mismo edificio volcánico.



**Figura 1-1: Localización de la Dorsal de Juan Fernández en el Pacífico sur, frente a la costa de Chile. En un recuadro azul se indica la zona de estudio del presente trabajo. Se indica ubicación de las secciones emergidas (AS: isla Alexander Selkirk, RC: islas Robinson Crusoe y Santa Clara), además de los montes submarinos (A: Alfa, B: Beta, G: Gamma, OH: grupo O'Higgins) y el puerto de Valparaíso. Líneas de costa en color negro. Batimetría ETOPO1, disponible en línea, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>**

#### 1.4.2. Ubicación y accesos

Las islas se localizan cerca de los 34°S en el segmento occidental de la cadena, de unos 800 km de longitud y tendencia general ENE, siendo Alejandro Selkirk la más distante al continente y Robinson Crusoe la más cercana, a 670 km, en la latitud del puerto de Valparaíso (Figura 1-1).

El acceso a Robinson Crusoe se puede realizar tanto por vía aérea como marítima. Por la vía aérea, desde la ciudad de Santiago, aerolíneas locales realizan vuelos con capacidad de 6 pasajeros y operan regularmente en período estival y disminuyen la operación durante los meses de invierno por el empeoramiento en las condiciones atmosféricas. La operación está limitada a aviones de pequeña envergadura, debido a la restricción que impone la dimensión de la única pista de aterrizaje, ubicada en el extremo suroeste de la isla. Tras el arribo, se requiere un tramo de navegación hasta el poblado, ubicado en la bahía Cumberland, en el sector norte. Por la vía marítima, mensual o bimensualmente viajan buques desde Valparaíso, para el transporte de provisiones, carga y pasajeros, los que recalcan en el embarcadero de la bahía Cumberland.

#### 1.4.3. Geografía

Administrativamente, este grupo de islas conforma la comuna de Juan Fernández, perteneciente a la provincia de Valparaíso. Tiene una población aproximada de 630 habitantes (INE, 2010), mayormente concentrados en San Juan Bautista, única área urbana del archipiélago. La labor productiva principal corresponde a la pesca artesanal y comercialización de la langosta de Juan Fernández (*Jasus Frontalis*), especie endémica del archipiélago, que actualmente se encuentra protegida por un sistema de restricciones parciales a su captura. La isla Robinson Crusoe es la única isla permanentemente habitada, mientras que Alejandro Selkirk alberga una población estacional de pescadores y sus familias, que se asientan allí durante el período autorizado para la captura de langosta. La isla Santa Clara se encuentra deshabitada, y su acceso se mantiene restringido para protección ecológica.

## 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1. VOLCANISMO OCEÁNICO EN AMBIENTES DE INTRAPLACA

La gran mayoría de las islas oceánicas y montes submarinos son resultado de procesos de construcción volcánica sobre el fondo marino. En este grupo se encuentran los edificios volcánicos más grandes del planeta como el macizo Tamu, en el Pacífico noroccidental (Sager *et al.*, 2013). En ambientes de intraplaca, lejos de los efectos tectónicos provocados por la interacción en los márgenes de placas, el origen de este volcanismo aún es materia de estudio.

En efecto, junto con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, la existencia de cadenas de islas volcánicas con edades progresivamente más jóvenes sugirió la superposición del efecto traslacional de la deriva oceánica, con la presencia de fuentes estacionarias de volcanismo llamadas hotspots. Ejemplo emblemático de este tipo de actividad es la cadena volcánica Hawaii-Emperador, en el Pacífico Central.

Según la hipótesis clásica, la actividad de los hotspots estaría sustentada por la acción directa de plumas mantélicas (Morgan, 1972), columnas convectivas de larga duración, que transportan hasta la corteza terrestre, material en ascenso desde fuentes localizadas en el manto profundo. Pese a tener una amplia aceptación, la hipótesis de las plumas mantélicas ha perdido popularidad en la última década debido al surgimiento de una serie de teorías alternativas y evidencias que no pueden ser explicadas únicamente por su aplicación. Se postulan así mecanismos alternativos para explicar la ocurrencia de cadenas volcánicas intraplaca o *dorsales asísmicas*, mediante procesos someros relacionados a los efectos de la tectónica de placas, que no requerirían de los supuestos y condiciones que requiere la teoría de las plumas (e.g. Anderson, 2000; Foulger, 2010). Estos mecanismos son descritos en una serie de modelos que relacionan dinámicamente las características de la litósfera (e.g., espesor, grado de flexura, estados de esfuerzos, estructuras, contracción termal) y la fertilidad de la fuente mantélica (e.g., composición, heterogeneidad, temperatura), con la finalidad de explicar el origen de los magmas precursores del volcanismo de intraplaca.

Courtillot *et al.* (2003), englobando la diversidad de teorías coexistentes, sugieren que la ocurrencia de hotspots en el planeta poseería tres orígenes distintos (Figura 2-1). Del catálogo global, compuesto de ca. 50 hotspots, los denominados “hotspots primarios” estarían generados por plumas originadas en zonas profundas del manto inferior, de acuerdo al planteamiento clásico de Morgan (1971). Ejemplos de este reducido grupo (~10 casos), serían las cadenas volcánicas de Hawaii, Pascua y Reunión. El segundo tipo, los denominados “hotspots secundarios”, involucran plumas más pequeñas y de menor duración, originadas en regiones más someras del manto, probablemente descendientes de grandes ‘superplumas’. Ejemplos de este grupo son más numerosos (~20 casos), como las cadenas volcánicas de Tahiti, Cook-Austral y Pitcairn. El tercer tipo de hotspots no estaría relacionado a ningún tipo de pluma mantélica, sino que provendría del manto astenosférico, en respuesta pasiva a la ruptura de la litósfera, acorde a lo planteado por Anderson (2000). Este esquema sintético consigue integrar las teorías discrepantes, atribuyendo los orígenes magmáticos a diferentes profundidades entre el núcleo y la corteza (Courtillot *et al.*, 2003).

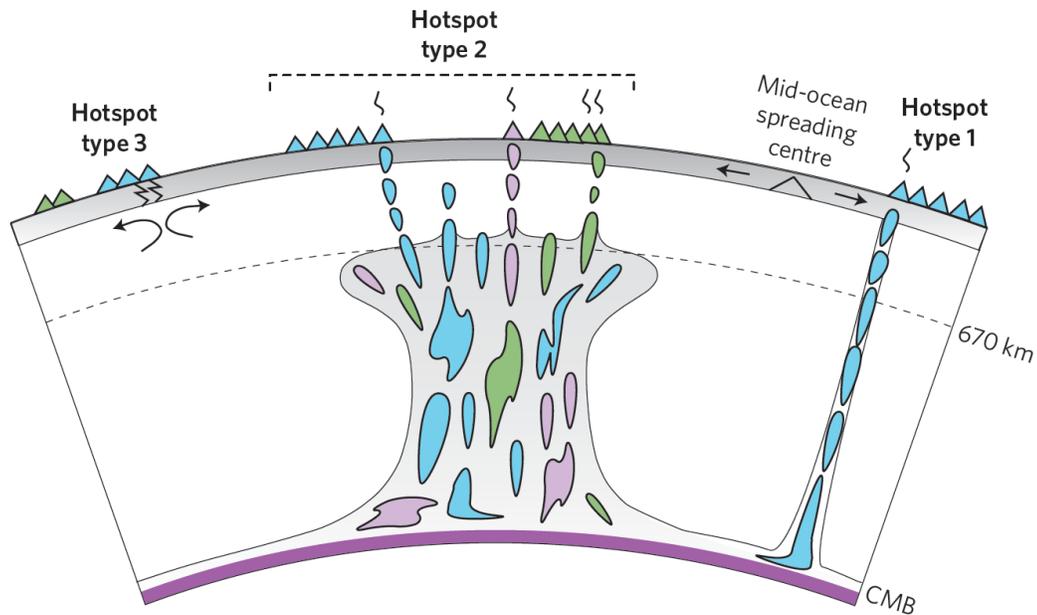


Figura 2-1: Modelos de formación de hotspots. Tomado de Courtillot *et al.* (2003).

## 2.2. ARQUITECTURA Y EVOLUCIÓN DE VOLCANES OCEÁNICOS

El proceso de construcción de las islas oceánicas generalmente ocurre en etapas comunes, las que dependiendo del ambiente en el que ocurre el volcanismo, genera morfologías características. Inicialmente descritas para el desarrollo y evolución de las islas hawaiianas (e.g. Clague y Darlymple, 1987; García *et al.*, 2010), han sido reconocidas en otras cadenas volcánicas como las Islas Canarias (e.g. Carracedo, 1999, 1994) y Cabo Verde (Ramalho, 2011). Éstas son:

- i. Etapa de pre-escudo, de volcanismo alcalino inicial, generado en el fondo marino,
- ii. Etapa de escudo, donde se construye la gran mayoría del volumen del volcán con productos de afinidad predominantemente toleítica. Esta etapa a su vez posee tres niveles, el de volcanismo submarino profundo (lavas almohadilladas), el de volcanismo emergente (explosivo) y la etapa del volcanismo subaéreo, con posible desarrollo de calderas,
- iii. Etapa de post-escudo, donde erupciones alcalinas de pequeño volumen coronan las lavas de la etapa de escudo, y
- iv. Etapa de volcanismo rejuvenecido, donde se emiten productos de tendencia fuertemente alcalina, tras un período prolongado de erosión e inactividad.

Morfológicamente, el segmento del escudo construido bajo el nivel del mar presenta pendientes sustancialmente mayores a las de la etapa subaérea. Por ende, los volcanes que no sobrepasaron la etapa submarina presentan pendientes más pronunciadas en su región apical, mientras que aquellos volcanes que alcanzaron la superficie, adquieren la morfología típica de escudo subaéreo, con pendientes suaves en sus flancos.

En la etapa subaérea las lavas que alcanzan el mar detienen su avance debido al rápido enfriamiento, formando pronunciados deltas volcánicos (e.g. Moore *et al.*, 1973), que incrementan el contraste topográfico entre las suaves pendientes del volcanismo subaéreo y aquellas más pronunciadas en los flancos submarinos. Esta característica genera inestabilidades importantes en los flancos, en especial durante episodios de rápido

crecimiento o de intrusiones magmáticas, momentos en que pueden activarse fallas y desencadenarse colapsos y deslizamientos (Swanson *et al.*, 1976; Smith y Wessel, 2000).

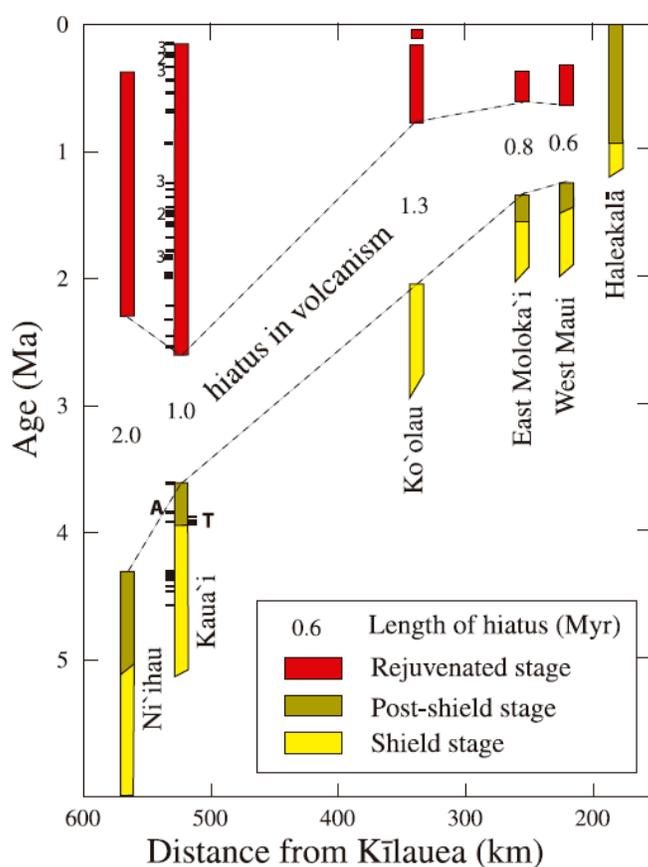
Tras la declinación del volcanismo, se inicia una fase predominantemente erosiva, donde los principales efectos moldeadores del terreno corresponden a procesos de intemperización, remociones en masa y abrasión marina. La acción combinada de estos procesos termina por labrar prominentes terrazas de abrasión marina en la superficie del edificio volcánico. Si la isla permanece suficiente tiempo expuesta a estos agentes erosivos, el proceso continuará hasta allanarla completamente, generándose un tipo especial de monte submarino, denominado guyot o isla arrasada. El tamaño de estas terrazas permite realizar estimaciones de la máxima elevación y superficie que tuvieron las islas antes de su erosión (e.g. Vogt y Smoot, 1984). Dado que en el entorno oceánico no existen procesos capaces de transportar este volumen de sedimentos a largas distancias, esta etapa involucra la redistribución por transporte de la carga retirada de la sección subaérea, hasta el fondo marino, en la base del volcán.

El proceso erosivo en numerosas ocasiones se ve interrumpido por una fase de volcanismo rejuvenecido (e.g. Clague y Dalrymple, 1987; Garcia *et al.*, 2010; Konter y Jackson, 2012), que tiene lugar luego de un prolongado hiatus temporal que habitualmente dura entre 0,25 y 2,5 Ma (e.g. Figura 2-2). Durante esta etapa, reconocida en numerosas cadenas volcánicas de intraplaca, se emiten lavas de composición fuertemente alcalina desde centros volcánicos periféricos y aislados, las que rellenan los relieves erosivos formados durante la etapa de reposo incorporando tardíamente pequeños volúmenes volcánicos en la región periférica de las islas oceánicas (Figura 2-3; e.g. Ribe y Christensen, 1999; Tagami *et al.*, 2003).

Los modelos propuestos para el origen del volcanismo rejuvenecido incluyen la fusión de la litósfera oceánica (e.g. Gurriet, 1987), la fusión en una zona secundaria de la pluma, como resultado de la expansión lateral bajo la litósfera (e.g. Ribe y Christensen, 1999), el alzamiento flexural relacionado a la carga sobre el eje de la pluma (Bianco *et al.*, 2005), además de modelos que combinan la flexura litosférica y la existencia de una zona de fusión secundaria, los que entregarían un mecanismo físico para explicar el inicio de la

etapa de volcanismo rejuvenecido, enfocando la fusión en niveles más someros en la pluma, junto con niveles más elevados de fusión parcial (e.g. García *et al.*, 2010).

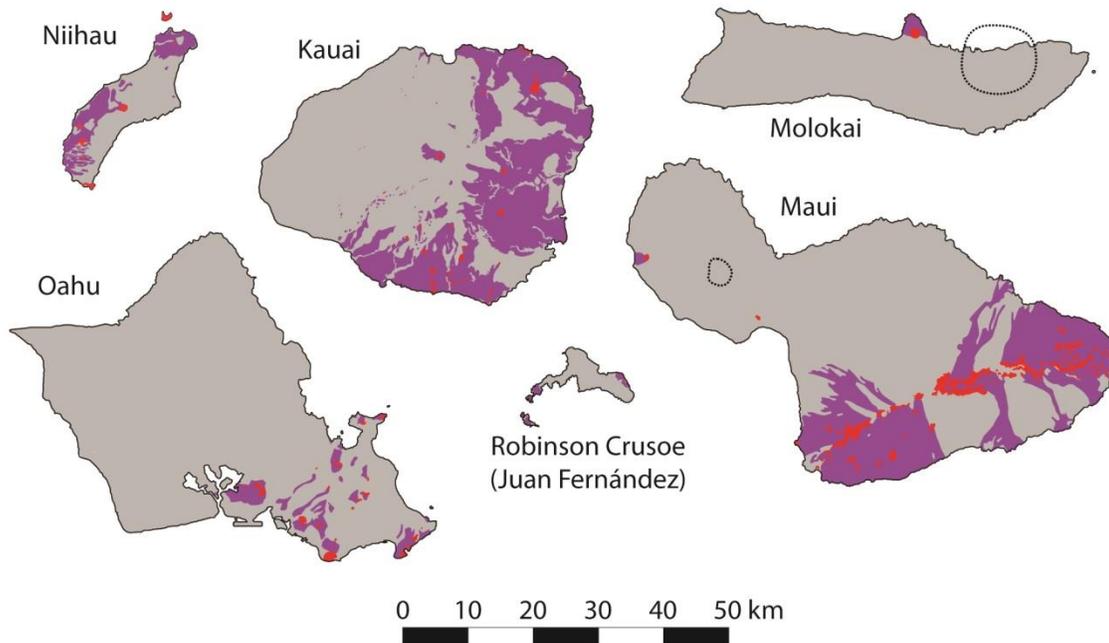
Los escasos registros temporales que documentan la ocurrencia del ciclo completo, indican duraciones de entre 2 y 5 Ma para las islas Hawaiianas (e.g. Clague y Dalrymple, 1987; Konter y Jackson, 2012; Figura 2-2), y más de 20 Ma para las islas Canarias (e.g. Carracedo, 1994).



**Figura 2-2: Gráfico de la edad del volcanismo versus la distancia al volcán Kīlauea (ubicación actual del hotspot) para las distintas etapas de volcanismo (Escudo, Post-escudo, y volcanismo rejuvenecido). Modificado de García *et al.* (2010).**

El ejemplo de Samoa, grupo de islas oceánicas en el Pacífico Sudoccidental, destaca dado que éstas presentan un mayor volumen relativo en la etapa de volcanismo rejuvenecido, aparentemente relacionado a la magnificación del fenómeno flexural (descrito en la sección

2.3), debido a su proximidad con una zona de subducción. Para este caso, estudios petrológicos sugieren temperaturas más bajas que en la etapa de escudo para la fusión somera por alzamiento flexural, además del metasomatismo de la litósfera, como fuentes posibles para este voluminoso aporte magmático (Konter y Jackson, 2012).



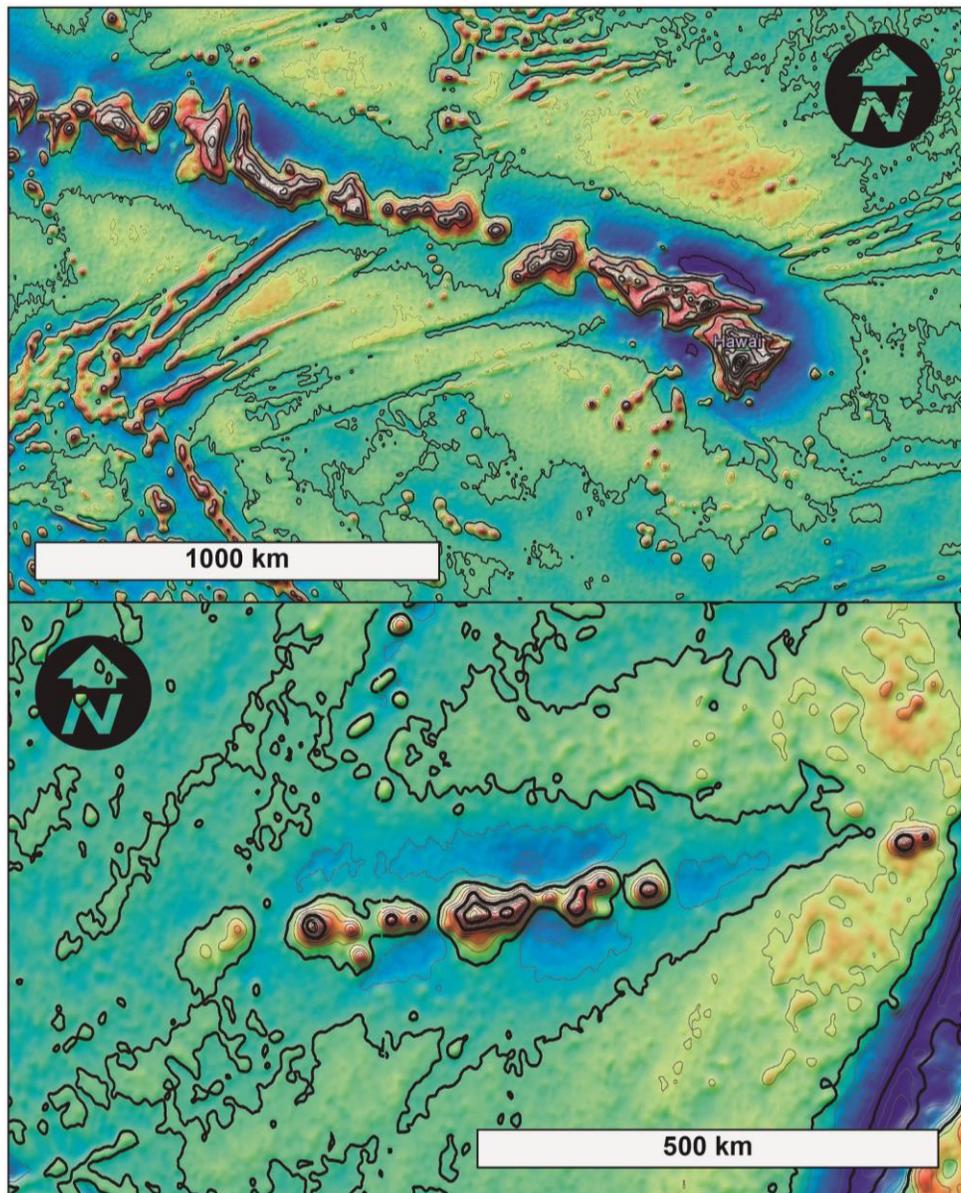
**Figura 2-3: Distribución del volcanismo rejuvenecido en las islas Robinson Crusoe, Santa Clara y las islas Hawaiianas. En color rojo se indica la ubicación de los centros volcánicos, y en color violeta los productos relacionados. Modificado de Sherrod et al., 2007 y Morales, 1987.**

### 2.3. RESPUESTA ISOSTÁTICA Y FLEXURAL

Frente al aumento de la carga por construcción de islas y montes submarinos, la litósfera respondería experimentando subsidencia y deformación flexural. Este proceso forma profundas cuencas en torno a la base de los volcanes, reconocibles por una anomalía batimétrica que se observa alrededor de las islas o cadenas de montes submarinos (Figura 2-4).

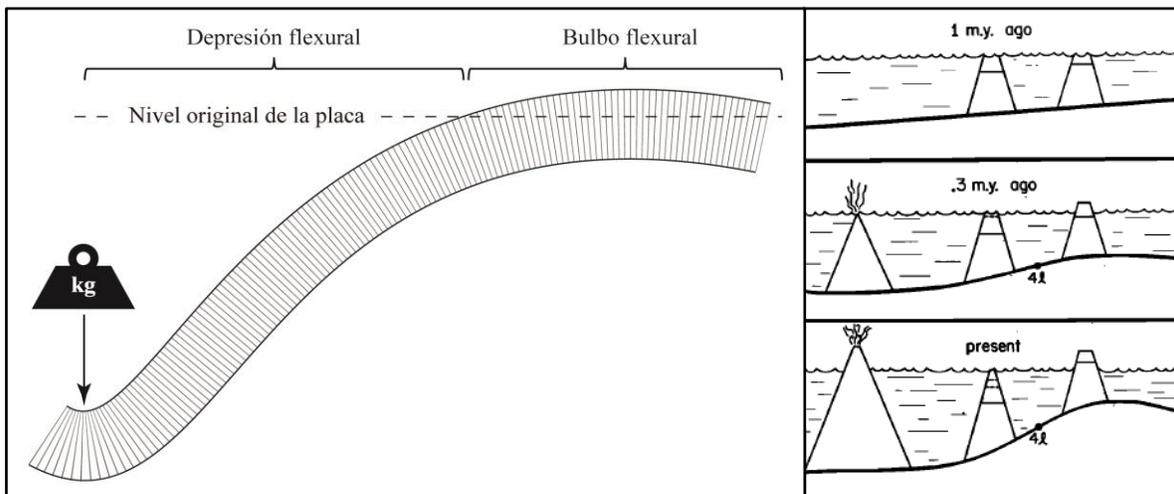
Estas cuencas reciben el aporte sedimentario proveniente de la erosión de las islas, generando plataformas clásticas que poseen en sus secuencias un registro completo del volcanismo, pudiendo incluso representar unidades ya no existentes en la superficie,

además de aquellas unidades inaccesibles o no expuestas de la etapa de volcanismo submarino (Schmincke *et al.*, 1995). En las cercanías de los volcanes, además, se pueden reconocer grandes depósitos de detritos y bloques, como evidencias de colapsos y deslizamientos, transportados gravitacionalmente hasta cientos de kilómetros sobre el fondo marino.



**Figura 2-4: Anomalía de aire libre en las cadenas volcánicas de Hawaii (panel superior) y Juan Fernández (panel inferior). En ellas se aprecia indirectamente la expresión batimétrica de las depresiones y alzamientos flexurales que rodean a las islas y montes submarinos a lo largo de las cadenas. Disponible en línea, [http://topex.ucsd.edu/grav\\_outreach/](http://topex.ucsd.edu/grav_outreach/)**

Existen numerosos estudios que buscan entender la deformación que experimenta la placa oceánica a consecuencia de la construcción de volcanes oceánicos (e.g. McNutt y Menard, 1978; Watts, 1978; Watts *et al.*, 1980; Calmant *et al.*, 1990; Wessel, 1993). Watts y Ten Brink (1989), sugieren que hacia el extremo más reciente de la cadena volcánica, la adición progresiva de nuevas cargas, a medida que la placa avanza sobre un hotspot, habría causado procesos secuenciales de subsidencia y alzamiento, los que explicarían algunos patrones de sedimentación reconocibles en los perfiles sísmicos.



**Figura 2-5: Izquierda: Modelo de deformación elástica de una placa por efecto de una carga aplicada. Derecha: Esquema del efecto flexural de frente a una carga generada por el crecimiento de un nuevo edificio en la cadena volcánica. Tomado de Mc Nutt & Menard (1978).**

La figura 2-5 representa el modelo empleado para explicar estas deformaciones, que asume a la litósfera oceánica como una placa elástica sobre una astenósfera fluida (e.g. McNutt y Menard, 1978; Watts, 2001). En este modelo, la fuerza que sostiene la carga adicional es la flotación generada por desplazamiento astenosférico, mientras que la rigidez de la placa, en función de su espesor elástico, distribuye este peso sobre un área considerablemente más amplia. En el entorno de la carga añadida se originaría una *depresión flexural*, lugar donde el piso oceánico experimenta subsidencia. Fuera de ésta se generaría una región de alzamiento elástico, llamada *bulbo flexural*. La principal evidencia de este fenómeno se encuentra en las islas ubicadas en la región periférica de los volcanes en etapa de escudo activo, que con frecuencia presentan indicadores de alzamiento en sus costas (e.g. Grigg y Jones, 1997; McMurtry *et al.*, 2010; Ramalho *et al.*, 2013). En la sección 4.3 se describe el

detalle de las definiciones y expresiones físicas de este modelo, también empleado en el presente trabajo.

#### 2.4. EMPLAZAMIENTO DE DIQUES

Durante todas las etapas de volcanismo, es común la ocurrencia de eventos de intrusión magmática lateral, los que originan la presencia de numerosos diques, presentes en todas las unidades geológicas. Los diques pueden aparecer aislados o asociados en enjambres, es decir, una colección de éstos, emplazados durante un mismo período de actividad.

Por poseer una geometría predominantemente planar, los diques admiten idealizaciones que posibilitan un tratamiento teórico relativamente simple. Éstos se forman por el flujo de magma a través de fracturas, las que pueden corresponder a estructuras previas o autoformarse hidráulicamente durante el proceso de inyección magmática (Spence y Turcotte, 1985; Rubin, 1995; Lister y Kerr, 1991). Los procesos físicos dominantes en este proceso son fracturamiento y deformación elástica de las rocas de caja (Lister y Kerr, 1991), flujo y solidificación del magma (Delaney y Pollard, 1982) y transferencia de calor (Delaney, 1986).

Para que la propagación de un dique sea viable, se requiere una serie de condiciones relacionadas con la velocidad de propagación, el estado del tensor de esfuerzos en el sustrato, una presión magmática mínima, y fuerzas de flotación (Lister y Kerr, 1991; Ida, 1999; Rubin, 1995; Lister, 1990). Idealmente se asume que los diques se forman por desplazamiento extensional puro (Rubin, 1995), en que las fracturas se propagan por simple apertura. Por este motivo, en el caso general se entienden como emplazados en una dirección normal al mínimo esfuerzo principal compresivo  $\sigma_3$ , y particularmente en un plano paralelo al máximo esfuerzo principal compresivo  $\sigma_1$  (Rubin, 1995). Si bien existen modelos más avanzados, que incorporan otras variables como la flotabilidad del magma (e.g. Lister, 1990; Ida, 1999), y la perturbación que los mismos diques generan al propagarse en el campo local de esfuerzos (e.g. Muller *et al.*, 2001; Mériaux y Lister, 2002) éstos no niegan la relación entre los diques y el tensor de esfuerzos principales. De este modo, debido a sus mecanismos de emplazamiento, la orientación y estructura de los

diques está regulada por el campo de esfuerzos (regional y/o local) existente al momento de su formación y por lo tanto su geometría permite hacer inferencias sobre este campo.

Según Rubin (1990), existe una relación directa entre el espesor de los diques y la presión propulsora (*driving pressure*), definida como la diferencia entre la presión magmática y el esfuerzo confinante. Suponiendo una presión magmática constante, diques de mayor grosor se relacionarán a esfuerzos confinantes menores, mientras que diques delgados se relacionarían a mayores esfuerzos confinantes. De esta forma, en algunas condiciones, es posible establecer una relación entre el ancho de los diques y las condiciones del esfuerzo tectónico en el sustrato. Según estudios más recientes, la forma de los diques puede ser explicada por la combinación de la deformación inelástica de las rocas de caja, y además del congelamiento en los bordes del dique, que actuaría previniendo su cierre, en la medida que la presión magmática disminuye durante el emplazamiento (Daniels *et al.*, 2012).

## 2.5. CAMPO DE ESFUERZOS LITOSFÉRICOS

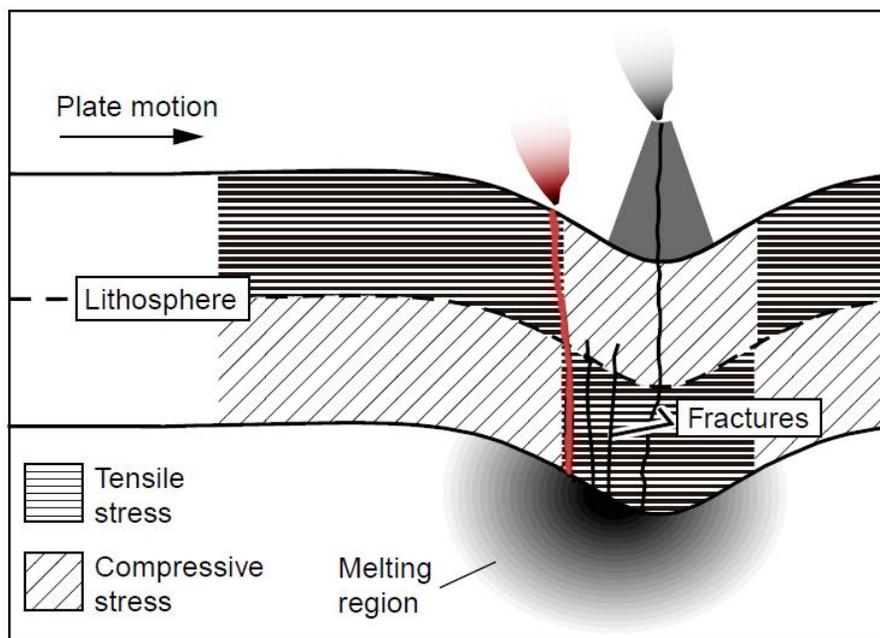
Existen numerosos trabajos dedicados al estudio del efecto de los esfuerzos de la litósfera sobre los procesos de transporte magmático. Además de una serie de efectos topográficos por formación de calderas, y colapsos (e.g. Delcamp *et al.*, 2012), el campo de esfuerzos tiene la capacidad de modificar la orientación de los diques, y por ende la dirección de propagación de los magmas en la corteza (Anderson, 1951; Rubin, 1995).

Muller *et al.* (2001) estudiaron el efecto del esfuerzo por la carga de un volcán sobre la propagación de diques en un medio elástico. Definen al campo de esfuerzos ambiental como la combinación del campo de esfuerzos regionales y la carga del volcán descansando sobre una corteza semi-infinita. Los resultados indican que el esfuerzo de carga de un volcán es capaz de atraer diques iniciados en profundidad, sobre una distancia lateral proporcional al peso y envergadura del volcán, e inversamente proporcional a la presión propulsora (*driving pressure*). De esta manera, la carga podría promover una correlación positiva entre el tamaño del volcán y su tasa de crecimiento. Advierten que este modelo, que no considera la acción de los esfuerzos flexurales, se puede aplicar con validez solo en casos de volcanes pequeños o placas gruesas, mientras que en casos donde el ancho del

edificio volcánico excede al espesor elástico en un factor de 4 o más, los esfuerzos flexurales serán dominantes.

Al interior de las dorsales asísmicas, el espaciamiento entre volcanes puede ser efectivamente correlacionado con los esfuerzos flexurales, compresivos y extensionales, inducidos en la litósfera por la carga de volcanes adyacentes (e.g. Hieronimus y Bercovici, 1999; Ten Brink, 1991), los que actuarían favoreciendo o inhibiendo la migración magmática.

A través de aproximaciones y analogías con la permeabilidad, Hieronimus y Bercovici (1999), emplean el modelo propuesto por Ten Brink (1991) describiendo el efecto flexural que segrega la corteza en dominios compresivos y extensivos. De lo anterior se concluye que la región donde el flujo magmático será más favorable es en la transición entre la depresión y el bulbo flexural, lugar donde la propagación de fracturas cruzaría a través de regiones extensionales contiguas (Figura 2-6). De esta forma, además del espaciamiento a lo largo de la cadena volcánica, este modelo conseguiría explicar la existencia de cadenas volcánicas paralelas y equidistantes en los montes e islas hawaianas.



**Figura 2-6: Efecto tectónico local de la flexura litosférica en volcanes oceánicos, y su influencia en la capacidad de transporte magmático. Se resalta en color rojo el posible trazado de fracturas en regiones extensionales contiguas. Modificado de Hieronimus y Bercovici (1999).**

Bajo esta formulación se deriva un modelo geométrico de segregación de la litósfera en regiones compresivas y extensivas que favorecen o impiden el ascenso vertical de magma y que, además, reconoce la existencia de una serie de lugares geométricos transicionales donde el valor de estos esfuerzos es nulo. Mediante este esquema se describe, en primera instancia, la relación entre el fenómeno flexural y el transporte magmático en la litósfera.

## 2.6. ZONAS DE RIFT Y COMPLEJOS INTRUSIVOS DENSOS

Las denominadas zonas de rift volcánicas se definen como un conjunto de grietas dilatacionales que conducen el ascenso, transporte y emisión de magmas derivados del manto (Walker, 1999). Mientras que su expresión superficial consiste en zonas de volcanismo fisural, su equivalente en profundidad adquiere la forma de enjambres de diques de alto paralelismo e intensidad. Denominados por Walker (1992) como *complejos intrusivos coherentes*, éstos ocurrirían con mayor frecuencia en las regiones centrales de los principales volcanes de escudo (Walker, 1999; Rubin 1990).

Numerosos estudios señalan que la presencia de las zonas de rift juega un papel preponderante en el origen y crecimiento de montes submarinos e islas oceánicas, dado que en ellas ocurrirían procesos esenciales que proporcionan dinamismo y eficiencia en la construcción de grandes edificios volcánicos (Walker, 1999; Dieterich, 1988).

Según Walker (1992), la presencia de complejos intrusivos coherentes ha sido descrita en todos los grandes volcanes basálticos lo suficientemente erodados para exhibirlos. Esto sumado a la ocurrencia de volcanismo fisural en un importante número de grandes volcanes en el planeta, da cuenta de la ubicuidad de este mecanismo de construcción en sistemas volcánicos de larga duración. La existencia de zonas de rift, además, está reportada en sistemas volcánicos situados en variadas configuraciones tectónicas, como márgenes tectónicos divergentes (e.g. Islandia), márgenes convergentes (arcos de islas y arcos volcánicos continentales) y ambientes de intraplaca con grados variables de influencia tectónica externa (e.g. Islas Canarias, Galápagos, Hawaii). Sin embargo, las zonas de rift generadas en distintos ambientes tectónicos, exhiben diferencias en su estructura, evidenciadas en características como el grosor de los diques y su extensión, o la morfología superficial en zonas de volcanismo activo (Rubin, 1990).

En islas oceánicas, las zonas de rift pueden estar presentes desde las etapas iniciales de su formación, participando en la evolución tanto de la etapa de volcanismo submarino como la de volcanismo subaéreo, e inclusive persistir hasta etapas en que el transporte magmático ha cesado, influenciando estructuralmente la dinámica de las etapas de destrucción de las islas (e.g. Carracedo, 1999; Geyer y Martí, 2010; Dieterich, 1988).

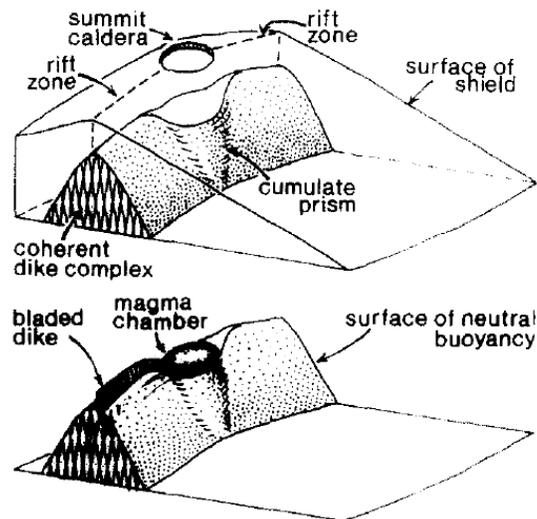
Acerca del origen de las zonas de rift, se especula que la posición de las intrusiones iniciales pudiese estar determinada por estructuras en el basamento subvolcánico (e.g. Carracedo, 1994; Walker, 1992; Geyer y Martí, 2010), aunque de cualquier forma existe unanimidad en señalar que, una vez formadas, las zonas de rift ofrecen un alto grado de eficiencia en focalizar y acomodar las inyecciones magmáticas y la actividad volcánica posterior.

Las últimas décadas de monitoreo volcánico en islas oceánicas han permitido describir la actividad magmática en sistemas volcánicos con zonas de rift. Pese a que solo una pequeña fracción culmina en erupciones (White et al., 2006), los eventos magmáticos provocan perturbaciones en el sistema que resultan observables mediante sus señales sísmicas y geodésicas. Durante estos eventos, la actividad ocurre de manera episódica, cuando el magma almacenado en reservorios centrales someros se inyecta hacia las zonas de rift durante etapas de intrusión lateral (e.g. Elsworth y Voight, 1995).

Una de las principales características que presentan las zonas de rift es la notable capacidad de atrapar y distribuir lateralmente las inyecciones magmáticas. Fiske y Jackson (1972), empleando un modelo análogo que simula las condiciones elásticas de una zona de rift existente, atribuyen la propagación y la orientación preferencial de los diques a la acción del campo local de esfuerzos de carga, generado a consecuencia de la geometría típica de una zona volcánica de estas características. Con posterioridad, Swanson et al. (1976) propusieron en base a datos sísmicos y geodésicos, un modelo que relacionaría causalmente los episodios de desplazamiento en el flanco sur del volcán Kilauea, con intrusiones forzadas en las zonas de rift. Nakamura (1980) infiere que una zona de rift persistente en el tiempo requeriría de un proceso de expansión lateral, que consiga restablecer el régimen de esfuerzos tras un episodio de intrusiones. Especula que la interfase de sedimentos entre el fondo marino y el edificio volcánico podría actuar como zona de debilidad para niveles de

despegue profundos, los que serían capaces de acomodar con suficiente eficiencia las expansiones laterales.

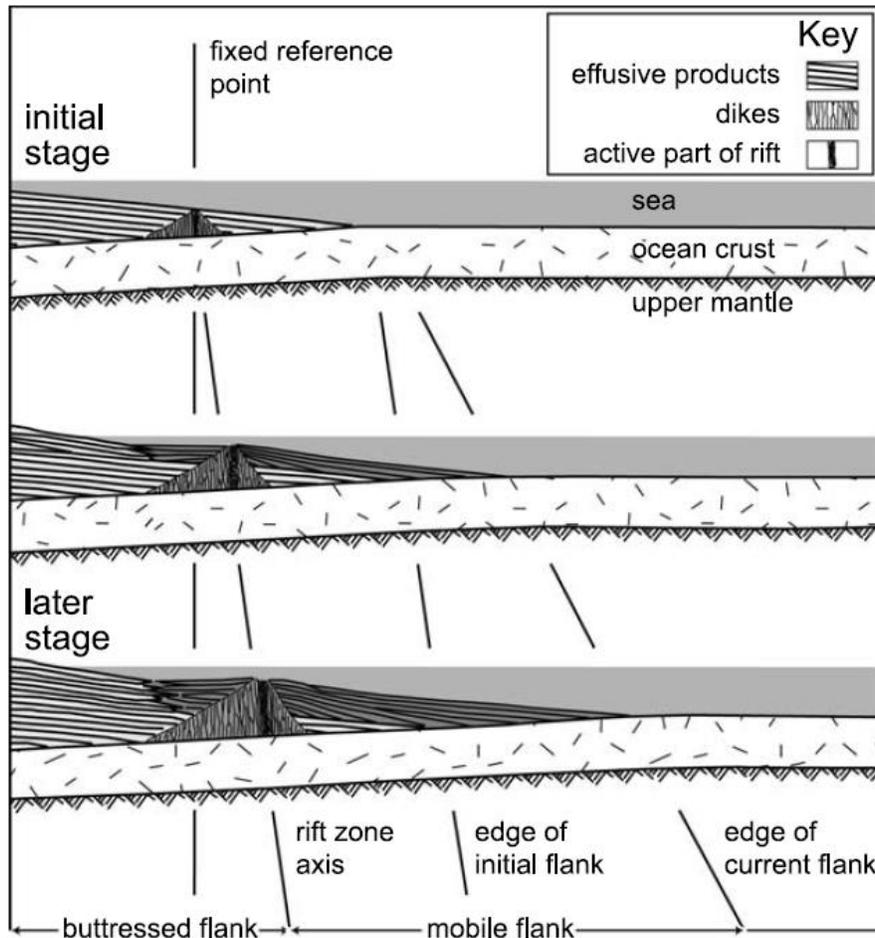
Dieterich (1988) aplica modelación numérica con el método de los elementos finitos para estudiar la dinámica de las zonas de rift. Demuestra numéricamente la necesidad de procesos adicionales que regulen el estado de esfuerzos y permitan su acción persistente. Señala la existencia de una relación entre el coeficiente de fricción de la falla en el nivel de despegue y la pendiente del flanco de la zona de rift. También propone un conjunto de mecanismos de balance entre los procesos de intrusión, expansión lateral y evolución de la pendiente del edificio volcánico, los que al actuar consecutivamente tenderían a sostener en el tiempo la acción prolongada de las zonas de rift.



**Figura 2-7: Esquema de la superficie de flotabilidad neutral, que representaría un límite superior del núcleo intrusivo denso al inhibir la propagación de diques en el resto del edificio volcánico. Modificado de Walker (1992).**

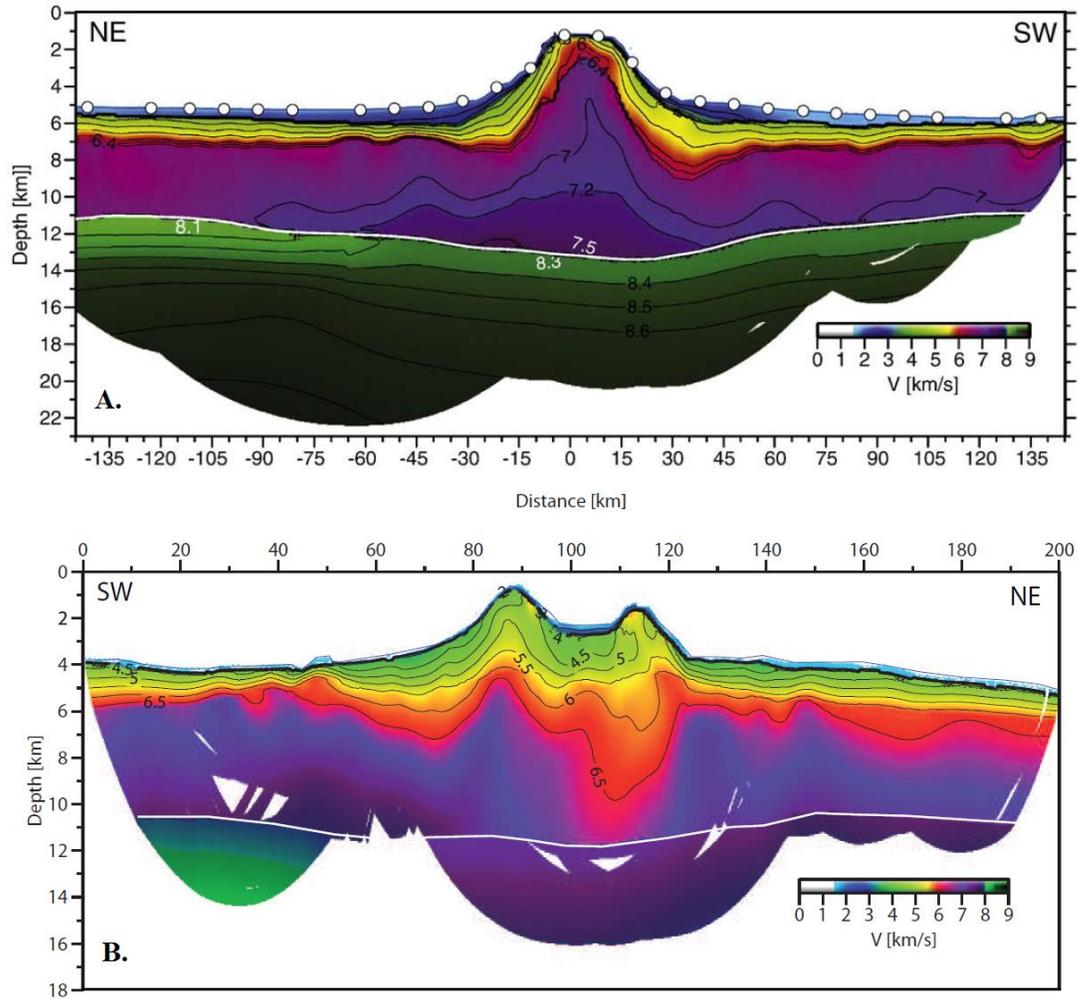
Walker (1986), tras estudiar en detalle el complejo de diques del volcán Koolau en la isla de Oahu, describe una concentración bien definida en las inyecciones magmáticas, y postula que, en comparación con el magma transportado, el interior del complejo intrusivo presentaría una densidad mayor, mientras que en el resto del edificio ellas serían menores. Se define de esta forma la existencia de una *zona de flotabilidad neutral* (Walker, 1992), ubicada en los márgenes del complejo intrusivo, por donde los magmas tenderían a

desplazarse (Figura 2-7). Esta observación, además explicaría la marcada tendencia de los magmas del volcán Kilauea a propagarse lateralmente y permanecer bajo la superficie.



**Figura 2-8: Esquema formulado por Hill y Zucca (1987), del crecimiento de la zona de rift del volcán Kilauea en el borde sureste de la isla de Hawaii. Tomado de Leslie (2004).**

En base a datos de refracción sísmica y gravimetría, Hill y Zucca (1987) reconocen la existencia de núcleos densos formados por intrusiones a lo largo de zonas de rift, éstos poseerían una forma de cuña triangular asimétrica y se localizarían bajo el eje de la zona de rift (Figura 2-8). Con posterioridad, investigaciones más detalladas han incrementado las evidencias gravimétricas (e.g. Camacho *et al.*, 2009) y sísmicas (Figura 2-9; e.g. Contreras *et al.*, 2010; Sepúlveda, 2012) de la existencia de estos núcleos densos al interior de montes submarinos e islas oceánicas, además de indagar el efecto incremental que esta heterogeneidad induciría sobre las estimaciones flexurales (Kim y Wessel, 2010).



**Figura 2-9: Modelo de velocidades sísmicas calculados para volcanes oceánicos en cadenas relacionadas a hotspot. A) Contreras-Reyes *et al.* (2010) para la cadena Louisville en la placa Pacífica. B) Sepúlveda (2012) para el monte O'Higgins en la Dorsal de Juan Fernández.**

### 3. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA

#### 3.1. ANTECEDENTES

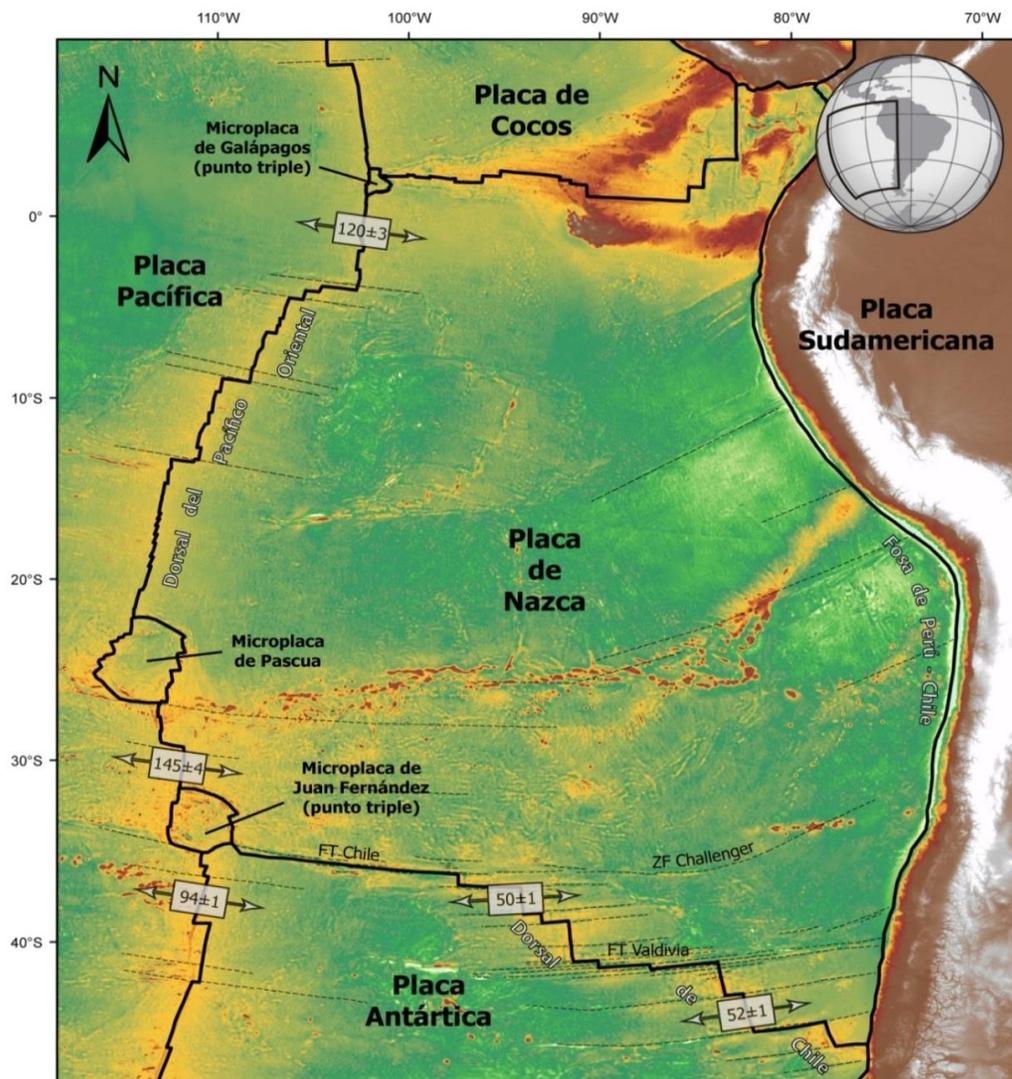
##### 3.1.1. Placa de Nazca: Contexto tectónico y dinámica reciente

La placa oceánica de Nazca se localiza en la cuenca del Pacífico suroriental, frente a la costa oeste de Sudamérica. Su límite septentrional, en la latitud del Ecuador, corresponde a un borde divergente que la separa de la placa de Cocos. Al oeste limita con la placa del Pacífico en un margen divergente denominado dorsal del Pacífico Oriental (DPO). Al este, la placa de Nazca limita con la placa continental Sudamericana en la fosa de Perú-Chile, margen convergente donde ocurre la subducción. En su extremo meridional, el margen con la placa Antártica comprende dos segmentos de distinta naturaleza: la falla transformante de Chile, margen predominantemente conservativo, donde además existen regiones con subducción, y la Dorsal de Chile, de naturaleza divergente (Figura 3-1).

Actualmente, en el margen de las placas Nazca-Pacífico, la DPO exhibe la tasa de expansión más rápida del mundo, variando desde ca. 120 mm/año cerca del punto triple de Galápagos (2°N), hasta alcanzar un máximo de ca. 145 mm/año en las cercanías del punto triple de Juan Fernández (34°S, De Mets *et al.*, 2010). Inmediatamente al sur de esta zona, en el margen de las placas Antártica y Pacífica, la DPO presenta una tasa de ca. 94 mm/año disminuyendo progresivamente hacia el sur, alcanzando ca. 85 mm/año a los 50°S. Por su parte, la dorsal de Chile actualmente presenta tasas de expansión de entre 50 y 52 mm/año, tras una reducción sostenida que ha disminuido su magnitud a casi la mitad durante los últimos 10 Ma (Tebbens *et al.*, 1997). Esta variación es consistente con la disminución reportada en los últimos 3,6 Ma para el segmento norte de la DPO (De Mets *et al.*, 2010).

En el margen de las placas Nazca y Antártica, la falla transformante de Chile posee un movimiento relativo dextral originado por la diferencia de velocidades de expansión en la DPO a ambos lados del punto triple de Juan Fernández. Tras prolongarse por más de 1000 km, en su extremo oriental, la expansión de la Dorsal de Chile cancela el movimiento relativo entre los bloques. Tras esto, su prolongación pasiva hacia el este corresponde a la zona de fractura Challenger, discontinuidad predominante que perdura hacia el oriente, e

intersectaría de manera oblicua el eje de la dorsal de Juan Fernández, en las proximidades de la isla Robinson Crusoe (Figura 3-1). La zona de fractura Challenger también representa un límite genético entre dos segmentos de la placa de Nazca: mientras que el bloque del norte se crea en la dorsal del Pacífico Oriental, el bloque del sur se origina por la expansión de la dorsal de Chile. A ambos lados de esta discontinuidad se conserva un desfase relativo en las edades de la placa de hasta 15 Ma. En la zona de estudio, la edad de la placa alcanza los valores de  $32,0 \pm 0,9$  Ma en el lado norte y  $29,6 \pm 0,5$  Ma en el sur de la zona de fractura Challenger (Muller *et al.*, 2008).



**Figura 3-1: Ubicación y contexto tectónico de la dorsal de Juan Fernández en la placa de Nazca. En líneas gruesas se muestran márgenes de placas. En líneas punteadas se muestran las Zonas de Fractura. Se indica además, la tasa actual de expansión de los márgenes divergentes en mm/año según De Mets *et al.* (2010).**

Según la aproximación clásica de Caldwell y Turcotte (1979), la zona de los montes O'Higgins, donde la placa alcanza una edad de ca. 35 Ma, el espesor elástico alcanzaría ca. 25 km, y estimaciones más recientes lejos de la fosa de subducción al norte y sur de la cadena indican un espesor de 25,9 y 36,5 km, respectivamente (Contreras y Osses, 2010). Sin embargo, estudios en zonas con presencia de volcanismo oceánico, no avalan una relación simple entre el espesor elástico efectivo y la edad de la placa (Manríquez, 2012; Burov y Diament, 1995), ya que junto al emplazamiento y desarrollo de los grandes volcanes oceánicos, cambios en el estado termal de la placa, en el espesor de la litósfera y la deformación inelástica disminuirían la resistencia efectiva de la placa. De este modo, una estimación del espesor elástico efectivo, arroja valores del orden de 20 km (Manríquez, 2012). Por su parte, la zona de la isla Robinson Crusoe, donde la placa tendría una edad actual de ca. 30 Ma, el espesor elástico alcanzaría un valor de ca. 20 km (*sensu* Caldwell y Turcotte, 1979).

### 3.1.2. Dorsal de Juan Fernández

La Dorsal de Juan Fernández (DJF) comprende una veintena de montes volcánicos en su mayoría submarinos, tanto aislados como sobreimpuestos, emplazados sobre la placa oceánica de Nazca, al oeste de la fosa de Perú-Chile.

Su mecanismo de origen ha sido atribuido a una fuente pseudoestacionaria de volcanismo, o hotspot, sobre el cual se transporta la placa oceánica producto de la deriva tectónica (e.g. Baker *et al.*, 1987; von Huene y Ranero, 2009; Courtillot, 2003; Yañez *et al.*, 2001, 2002; Sleep, 1990; Steinberger, 2000; Davies, 1988). Mientras la placa avanza, se originan cadenas volcánicas de edad progresivamente mayor en la medida que éstas se alejan del hotspot.

De acuerdo al estudio de Courtillot *et al.* (2003), la Dorsal de Juan Fernández no posee todas las condiciones necesarias para ser considerada como proveniente de una pluma mantélica de origen profundo, mientras que un análisis tomográfico (Montelli *et al.*, 2004, 2006) sugiere que su origen podría deberse al ascenso de una pluma mantélica de profundidad media, al reconocer la existencia de anomalías térmicas bajo esta dorsal, poco visibles a grandes profundidades, pero apreciables a bajas y medias.

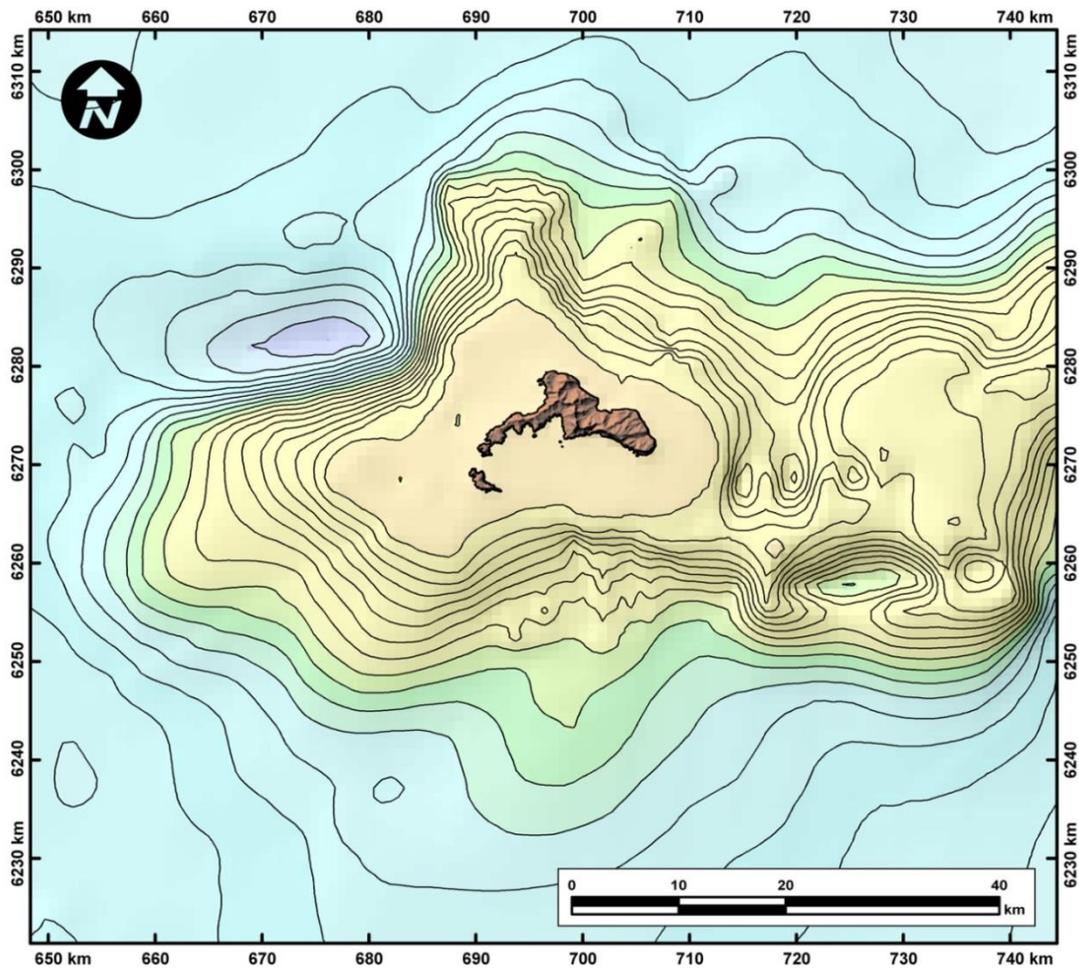
Este alineamiento se prolonga por más de 800 km y posee una tendencia general de N83°E (Figura 1-1). En el extremo oriental se encuentra un grupo de montes submarinos formado por los montes O'Higgins y el ya subducido monte Papudo, de edad Miocena (ca. 9 Ma, Yáñez *et al.*, 2001; Von Huene *et al.*, 1997). Luego de una interrupción de ca. 250 km sin volcanes, prosigue un conjunto de montes más regularmente espaciados, progresivamente más recientes y alejados del continente. En este grupo se localizan las islas, cuyas etapas de escudo han sido fechadas en ca. 4 Ma en Robinson Crusoe y ca. 1 Ma en Alejandro Selkirk (Reyes, 2012; Stuessy *et al.*, 1967; Booker *et al.*, 1967; Baker *et al.*, 1987).

Sobre el efecto de la subducción de la dorsal de Juan Fernández bajo el continente Sudamericano, se han indicado importantes implicancias a nivel tectónico (e.g. Yáñez *et al.*, 2001, 2002; Arriagada *et al.*, 2013), magmático (e.g. Kay y Mpodozis, 2002, Kay *et al.*, 1991), e incluso metalogénico (e.g. Reich *et al.*, 2003).

### 3.1.3. Isla Robinson Crusoe

El edificio volcánico que contiene las islas de Robinson Crusoe y Santa Clara es el más voluminoso de la cadena volcánica (Astudillo, 2014), el cual tras un intenso proceso erosivo, se encuentra en la fase final de erosión subaérea y está cercano a convertirse en una isla arrasada. El volumen emergido de estas islas, estimado entre 11 y 15 km<sup>3</sup> (Astudillo, 2014), representa una fracción de ca. 0,2% del volumen total actual del edificio volcánico (7,6 a 7,7 x10<sup>3</sup> km<sup>3</sup>; Astudillo, 2014), las que exhiben una superficie menor que Alejandro Selkirk, la isla más reciente de la cadena. Sus cuencas hidrográficas con orientación este presentan mayor desarrollo y alcanzan su nivel de base en el mar, mientras que las cuencas con orientación oeste terminan en acantilados. Además, la plataforma insular posee mayor desarrollo hacia el oeste y suroeste (Figura 3-2), sugiriendo que la abrasión marina tendría un rol principal en la erosión de la isla y formación de la plataforma insular. Estas evidencias indicarían la importante relación entre el sistema climático y la reciente evolución geomorfológica de la isla (Astudillo, 2014). Morfológicamente destaca también la presencia de una prominente zona de rift submarina que se ubica en el extremo norte del edificio volcánico, reconocible en representaciones

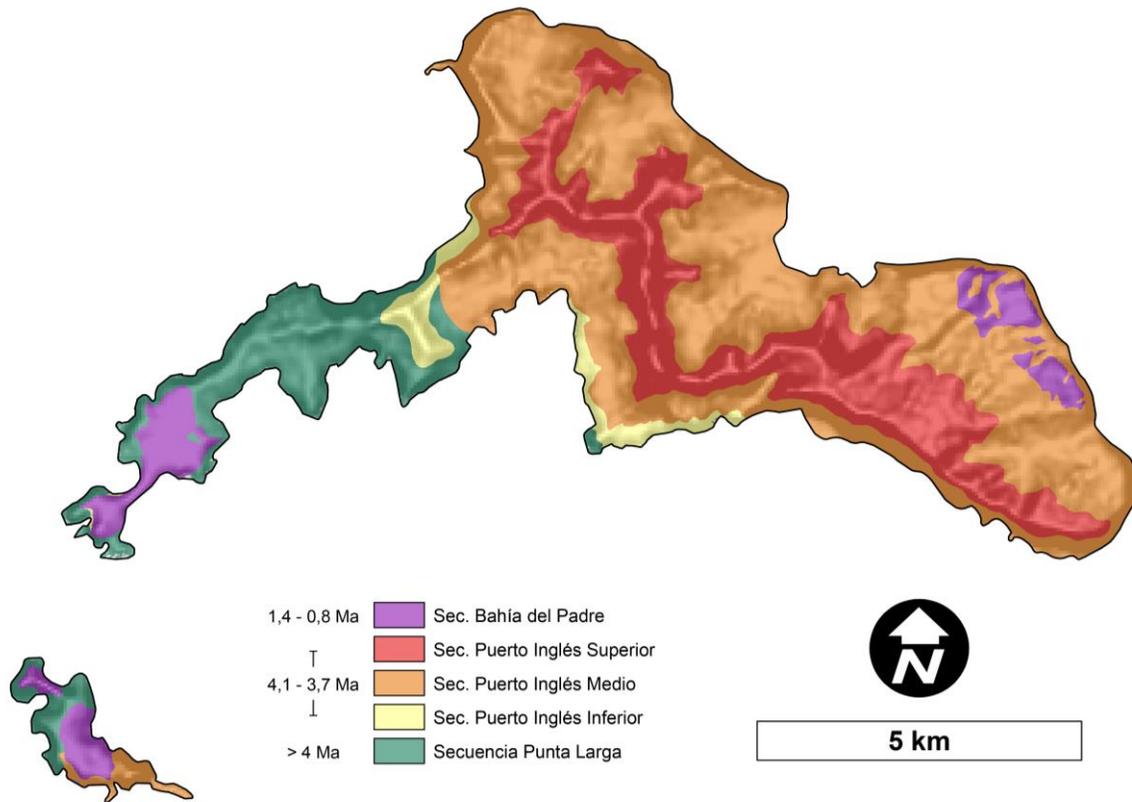
batimétricas y que se extiende de manera submarina más de 20 km hacia el norte de la isla (Figura 3-2).



**Figura 3-2: Morfología del edificio volcánico de las islas Santa Clara y Robinson Crusoe. Los rasgos predominantes corresponden a la amplia plataforma insular, producto del prolongado proceso de abrasión marina, y la presencia de una prominente zona de rift submarina, ubicada en el extremo norte del edificio. Curvas de nivel cada 250 m. Modificado de Astudillo (2014).**

Las islas están constituidas por lavas, depósitos piroclásticos, numerosos enjambres de diques máficos heterogéneamente distribuidos en la isla, y otros escasos cuerpos intrusivos discordantes (Reyes, 2012; Baker et al., 1987; Morales, 1987). Además de las coberturas sedimentarias fluviales y costeras recientes, sobre terrazas del extremo sur de la isla, se reconocen localmente unidades sedimentarias supramareales holocenas, con contenido de gastrópodos marinos, los que dan cuenta de un notable alzamiento localizado, de unos 70 m s.n.m. en los últimos ca. 8 ka (Sepúlveda *et al.*, 2015).

La Figura 3-3 representa un esquema simplificado de la geología de las islas, clasificado en función de sus unidades litoestratigráficas principales. La secuencia Punta Larga, la más antigua, representaría el periodo final de la etapa de volcanismo submarino o fase de escudo emergente (>4 Ma).



**Figura 3-3: Esquema geológico de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara. Simplificado de Morales (1987) y Reyes (2012).**

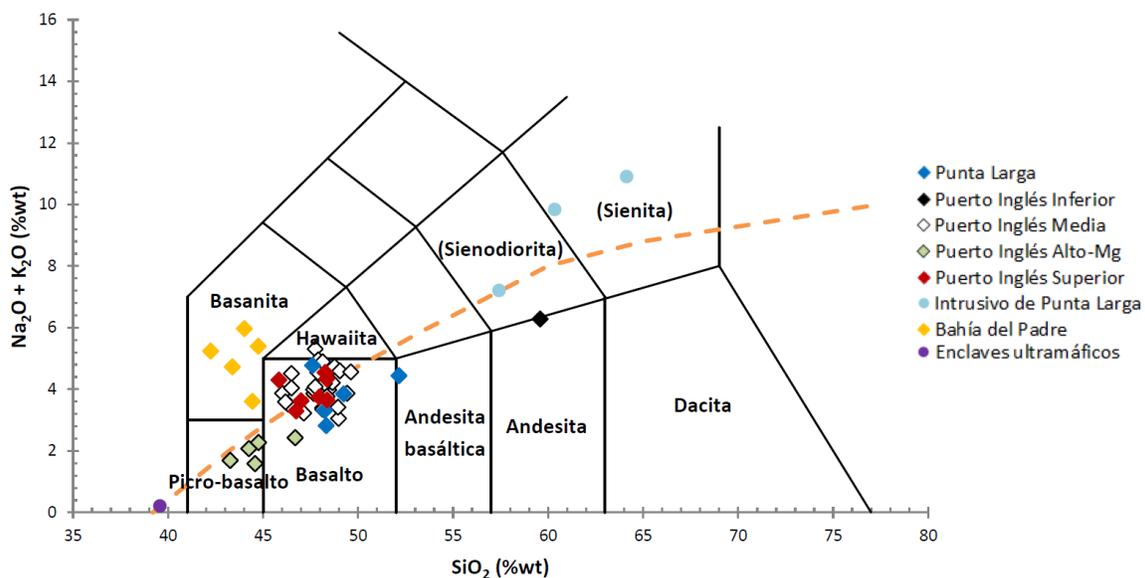
Posterior y concordantemente, las unidades que conforman la secuencia Puerto Inglés representarían el completo desarrollo del escudo subaéreo (ca. 4,1 – 3,7 Ma), desde una incipiente etapa subaérea, en la unidad inferior (SPIi), con presencia ocasional de lavas almohadilladas, deltas de lava y evidencias de volcanismo explosivo. La unidad media (SPIm) evidencia un rápido crecimiento volumétrico, hasta la unidad superior (SPIs) etapa final del escudo subaéreo, desarrollado a kilómetros sobre el nivel del mar.

Finalmente, en localidades aisladas de la periferia, las secuencias de escudo se encuentran coronadas por lavas, depósitos y vestigios de conos piroclásticos, e intrusivos

subvolcánicos asociados a una etapa de volcanismo rejuvenecido, agrupadas en la secuencia denominada Bahía del Padre, emplazada en un rango de edad entre 1,4 y 0,8 Ma (Morales, 1987; Reyes, 2012). Estos depósitos volcánicos se emplazan en valles, sobreyaciendo conglomerados fluviales y costeros, dado que su emplazamiento ocurrió luego de un prolongado hiatus temporal de al menos 2 Ma (Reyes, 2012).

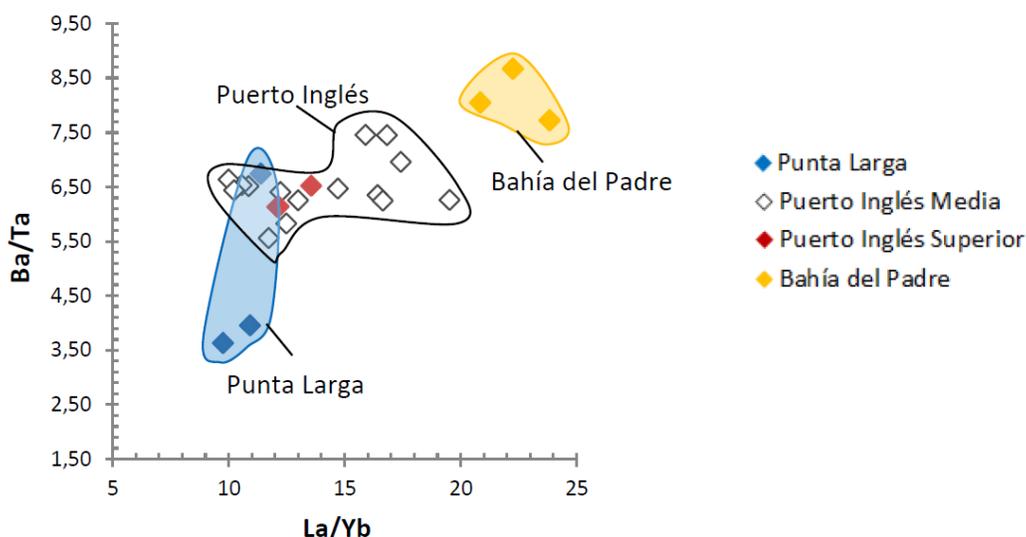
Además de las coberturas sedimentarias fluviales y costeras recientes, sobre terrazas de la etapa de volcanismo rejuvenecido en el extremo sur de la isla, se reconocen localmente unidades sedimentarias supramareales holocenas, con contenido de gastrópodos marinos. Éstos dan cuenta de un notable alzamiento localizado, de unos 70 m s.n.m. en los últimos ca. 8 ka (Sepúlveda *et al.*, 2015).

Estudios geoquímicos e isotópicos realizados en lavas y diques en la isla Robinson Crusoe, determinaron la existencia de dos grupos de rocas básicas: secuencias de basaltos alcalinos y toleíticos de la fase de escudo central, y escasas basanitas en intrusivos y unidades aisladas del volcanismo rejuvenecido periférico (Secuencia Bahía del Padre), de ocurrencia tardía en la serie de eventos volcánicos (Figura 3-4; Baker *et al.*, 1987, Reyes, 2012).



**Figura 3-4: Diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986) para las rocas (lavas y diques) de la isla Robinson Crusoe. Se indica además la curva divisoria de los campos alcalino y subalcalino. Explicación en el texto. Tomado de Reyes (2012).**

Según Reyes (2012), el volcanismo de RC presenta una clara tendencia de evolución, marcada por el aumento de la alcalinidad hacia las unidades volcánicas más jóvenes (Figura 3-5). En este sentido, las rocas parcialmente alteradas de la secuencia basal poseen una composición toleítica, la fase de volcanismo de escudo es transicional y las basanitas de la fase rejuvenecida, son fuertemente alcalinas.



**Figura 3-5: Diagrama de razón Ba/Ta (indicador de alcalinidad) vs razón La/Yb (pendiente de variación de REE) para algunas rocas de RC. Tomado de Reyes (2012).**

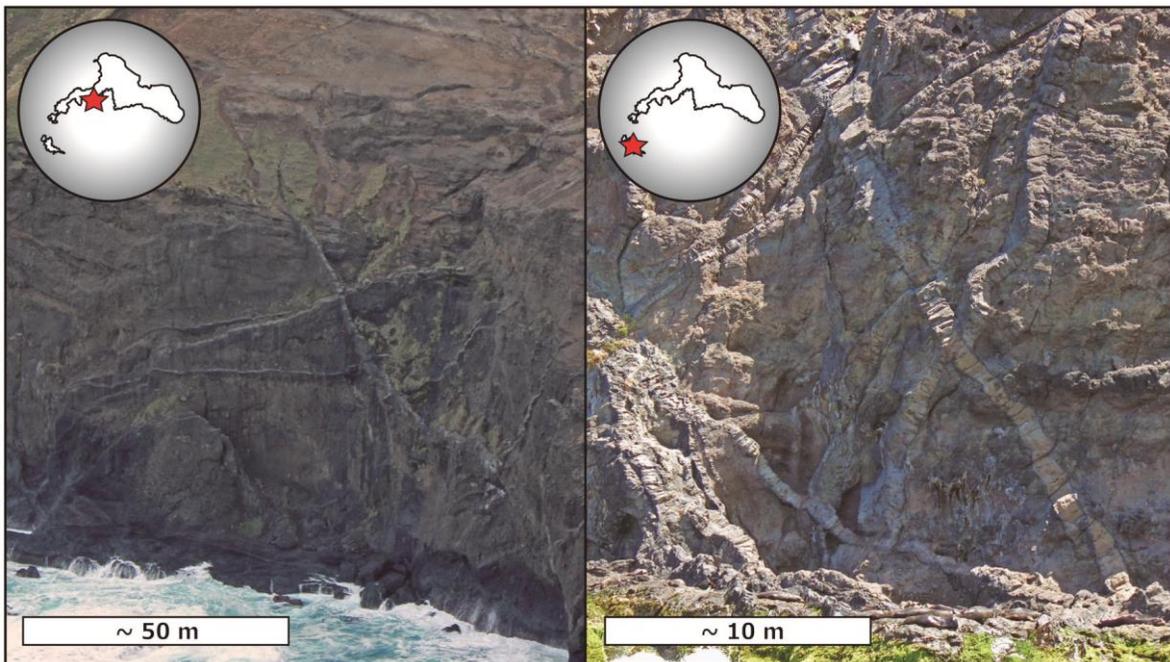
### 3.2. CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y ESTRUCTURAL DE DIQUES

Por poseer un intenso nivel de erosión, las islas Robinson Crusoe y Santa Clara exhiben numerosos afloramientos de diques, alojados con distintos niveles de intensidad en todas las unidades asociadas al volcanismo de escudo. El control geocronológico directo sobre los diques de la isla Robinson Crusoe es escaso, sin embargo un análisis combinado de sus mecanismos de emplazamiento en el escudo volcánico y las variaciones químicas en las distintas etapas de desarrollo, permitiría al menos definir un marco temporal relativo. Con esta finalidad, a continuación se describen las relaciones entre las unidades geológicas principales, representantes de las distintas etapas de volcanismo, y los diques hospedados en ellas.

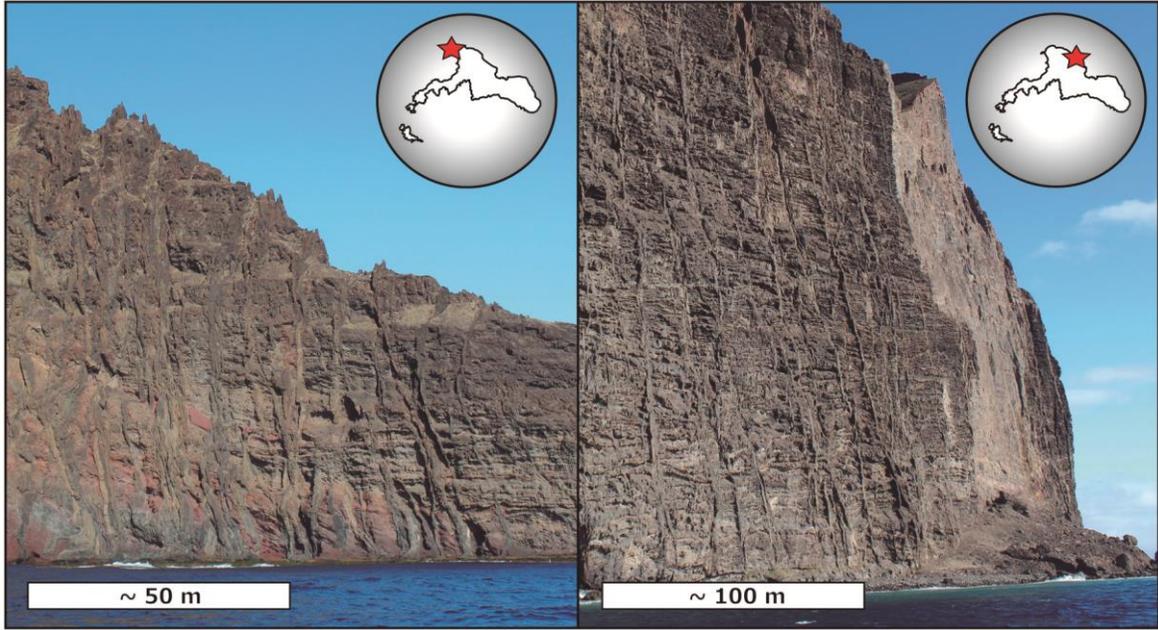
### 3.2.1. Relación de los diques con las unidades huésped

Como ya se mencionó, la isla Robinson Crusoe presenta una marcada tendencia geoquímica hacia la alcalinidad en las rocas más jóvenes, y como rasgo general, los diques son químicamente indistinguibles de las lavas de la unidad huésped (Reyes, 2012). Esta relación composicional, e indirectamente cronológica, permite afirmar que desde el punto evolutivo, tanto la roca huésped como los diques alojados en ella pueden ser considerados como parte de la misma etapa de desarrollo del escudo (Reyes, 2012).

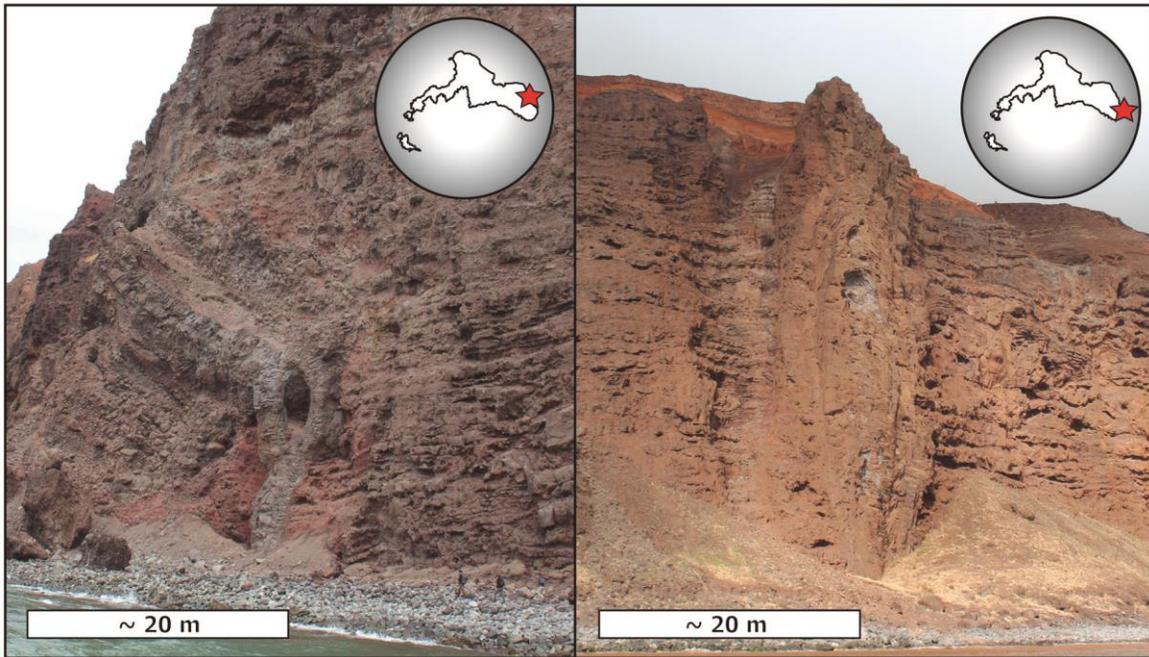
En la Secuencia Punta Larga, reconocible tanto en el sector suroccidental de la isla Robinson Crusoe como en el sector occidental de la isla Santa Clara (Figura 3-6), los diques presentan bordes nítidos, y comparten con la roca de caja un intenso nivel de meteorización química, caracterizado por la abundancia de minerales secundarios en la masa fundamental (Morales, 1987).



**Figura 3-6: Diques de la Secuencia Punta Larga, los que exhiben un patrón habitual de entrecruzamiento. Estrellas rojas indican la localización del afloramiento.**



**Figura 3-7: Diques pertenecientes a la Secuencia Puerto Inglés. En estrellas rojas se indica la localización aproximada de los afloramientos.**

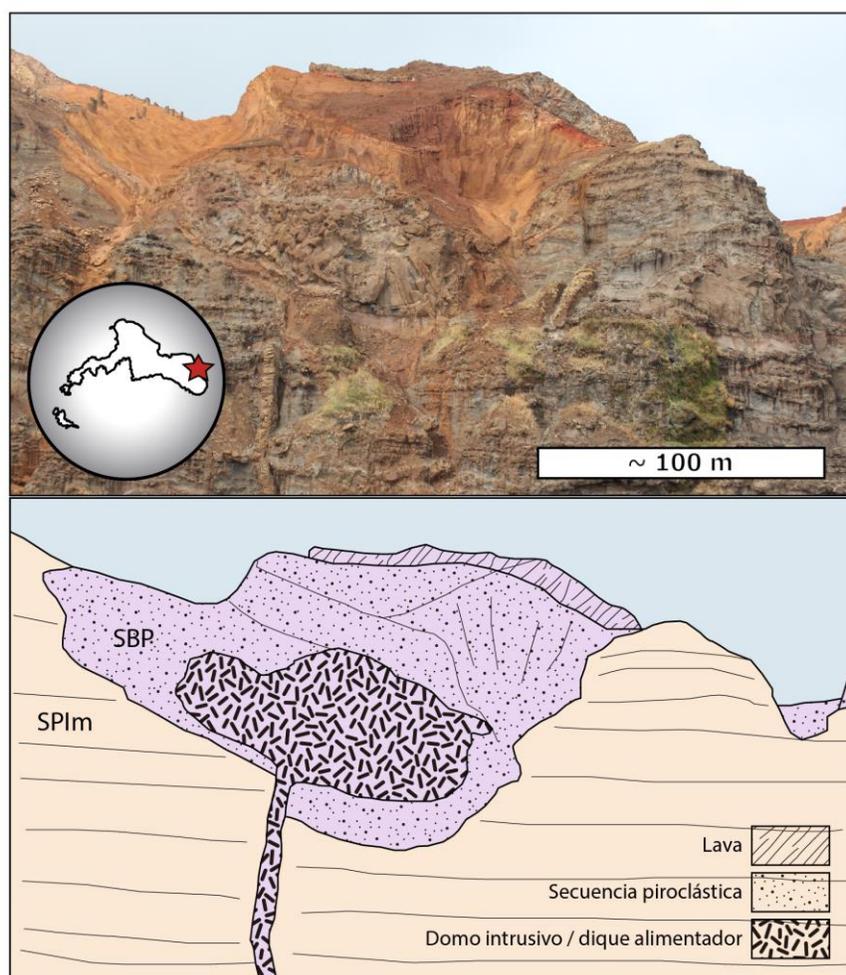


**Figura 3-8: Diques pertenecientes a la Secuencia Bahía del Padre. En estrellas rojas se indica la localización aproximada de los afloramientos.**

Los diques emplazados en la Secuencia Puerto Inglés (Figura 3-7), presentan similar composición a su unidad huésped, además de contactos muy nítidos. Se destaca, además, la

presencia de nódulos o enclaves ultramáficos contenidos en diques localizados en la Bahía Cumberland y Puerto Francés, (Morales, 1987; Reyes, 2012).

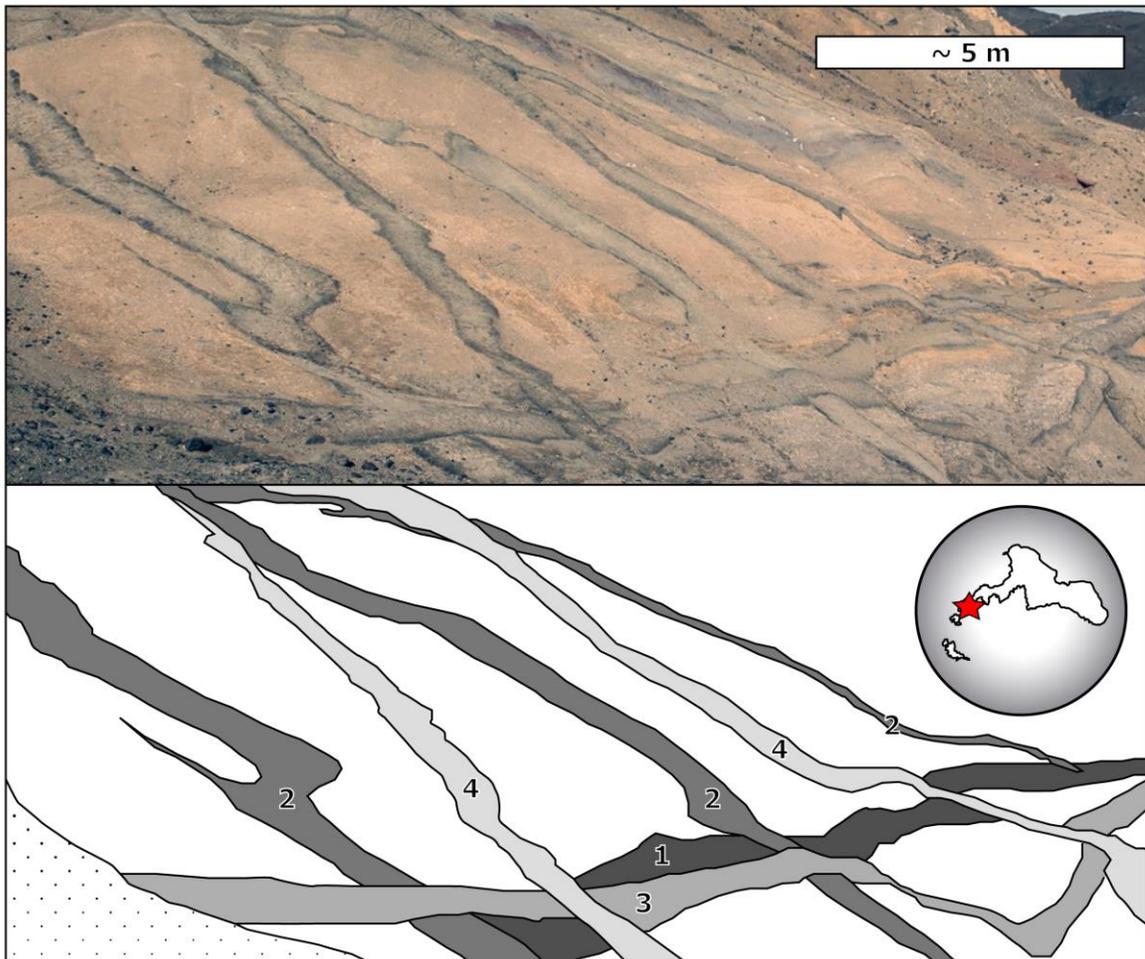
Los intrusivos relacionados con la secuencia post erosiva Bahía del Padre (Figura 3-8), poseen un bajo nivel de meteorización, y corresponden a diques sinuosos, sills, y otros cuerpos previamente descritos como lopolitos y lacolitos, emplazados a baja profundidad en la unidad intermedia de la Secuencia Puerto Inglés en las localidades de Piedra Agujereada, Pesca de los Viejos, Puerto Francés, Vaquería y Bahía del Padre (Morales, 1987; Reyes, 2012). Estos cuerpos pueden también ser interpretados como remanentes de centros eruptivos y conductos alimentadores fósiles (Figura 3-9).



**Figura 3-9: Remanente de centro de emisión relacionado con la Secuencia Bahía del Padre, emplazado sobre lavas de la Secuencia Puerto Inglés. Se aprecia un dique alimentador conectado con un cuerpo interpretado como un domo intrusivo, rodeado de depósitos piroclásticos.**

### 3.2.2. Orientación de los diques

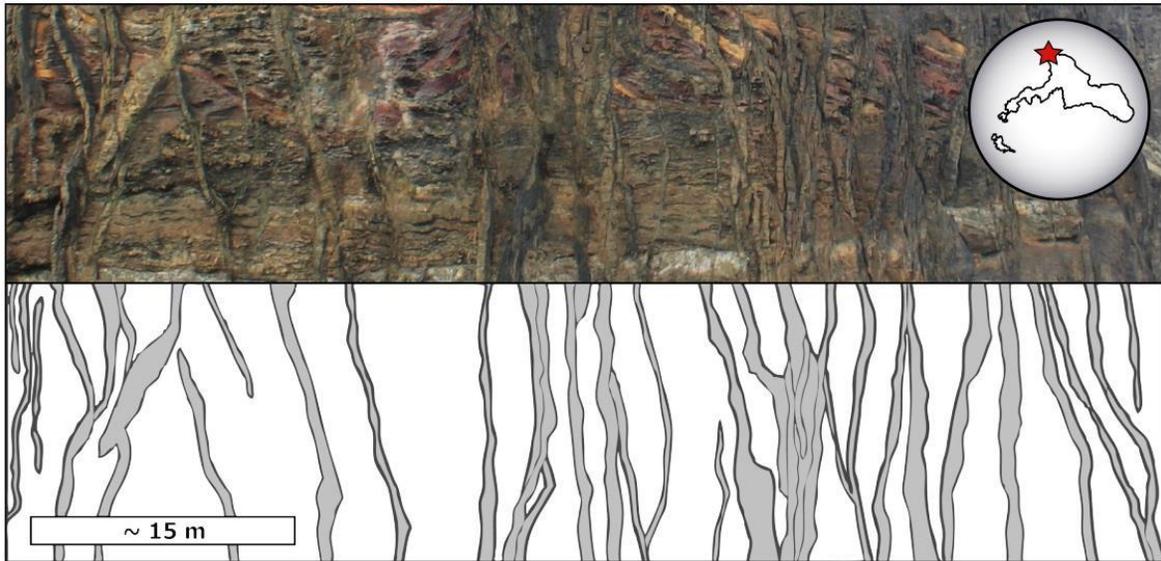
Los diques pertenecientes a la Secuencia Punta Larga son relativamente subverticales y presentan un persistente patrón de entrecruzamiento (Figura 3-6). Los diques de la Secuencia Puerto Inglés en su unidad inferior presentan un patrón de entrecruzamiento oblicuo con orientaciones principales alternantes (Figura 3-10) y presencia de numerosos sills.



**Figura 3-10: Detalle en enjambre de diques de la unidad inferior de la Secuencia Puerto Inglés (SPli) en el sector del aeródromo. Números indican orden relativo de emplazamiento, con orientaciones principales alternantes. Estrella roja indica la localización del afloramiento.**

La Secuencia Puerto Inglés en sus unidades intermedia y superior presentan mayor verticalidad y alto paralelismo (Figura 3-11) con una tendencia N-S en el sector

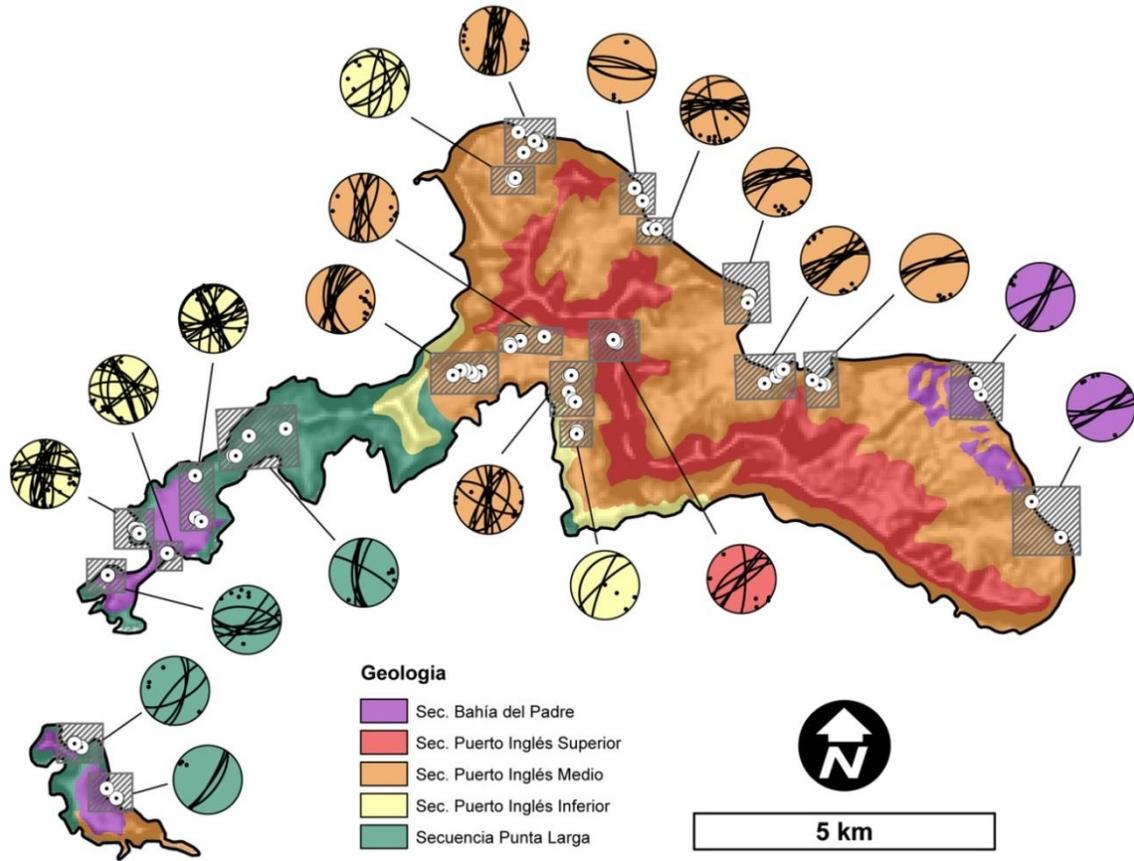
noroccidental de Robinson Crusoe, y una tendencia NE hacia el sector oriental (Figura 3-12).



**Figura 3-11: Detalle enjambre de diques de la Secuencia Puerto Inglés en su unidad media (SPIm). Estrella roja indica la localización aproximada de los afloramientos.**

Los diques relacionados a la Secuencia Bahía del Padre presentan una orientación general NE, apreciables en el extremo oriental de la isla, y algunos presentan una importante sinuosidad en el manto (Figura 3-8).

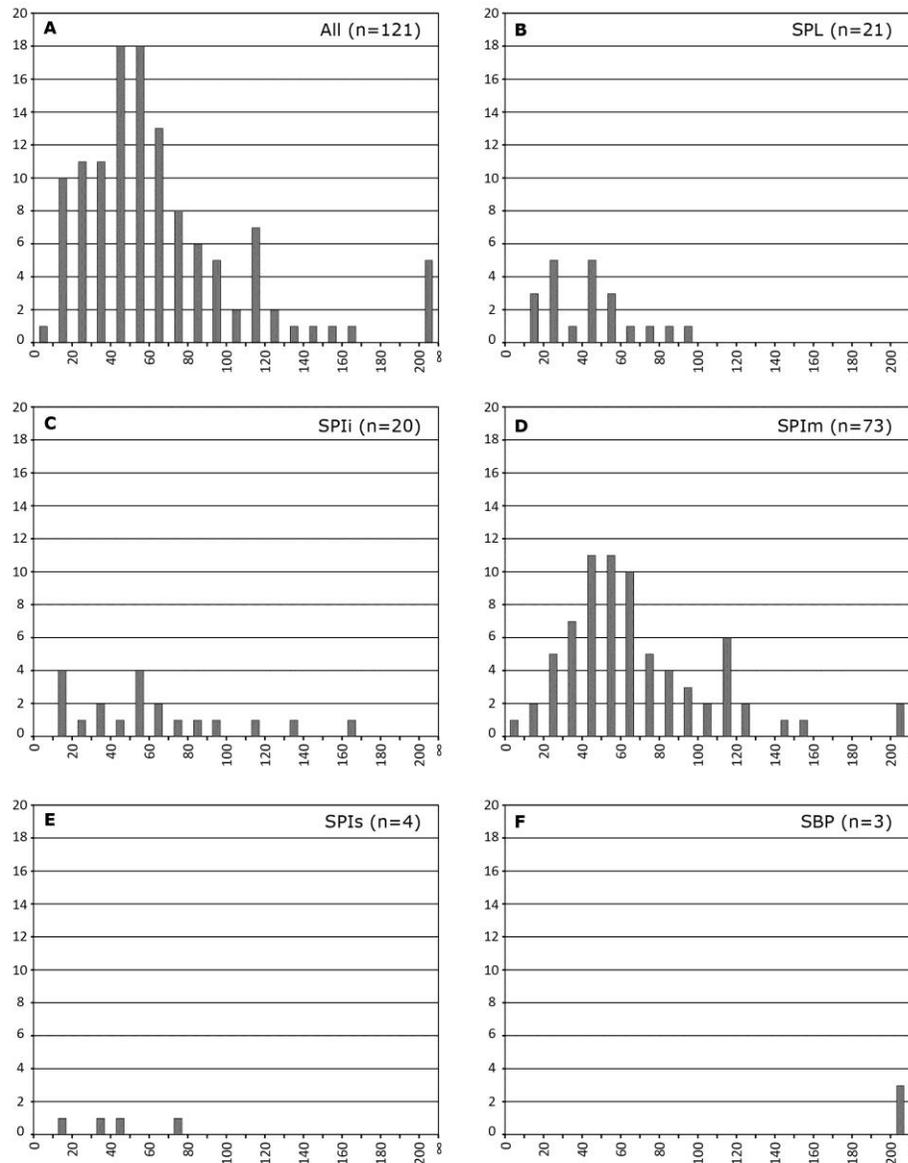
De esta forma, los diques en las etapas más antiguas, relacionadas al volcanismo submarino o al incipiente escudo subaéreo (Secuencia Punta Larga y la unidad inferior de la Secuencia Puerto Inglés), poseen un patrón de entrecruzamiento oblicuo, y una amplia distribución en el buzamiento, llegando a encontrarse un importante número de sills en afloramientos ubicados en distintos lugares de la isla, mientras que los diques relacionados al volcanismo subaéreo (Secuencia Puerto Inglés) poseen mayor grado de paralelismo y verticalidad (Figura 3-12).



**Figura 3-12: Diagramas de proyección estereográfica con la orientación de los diques y sills de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Mapa geológico simplificado de Morales (1987)**

### 3.2.3. Ancho de los diques

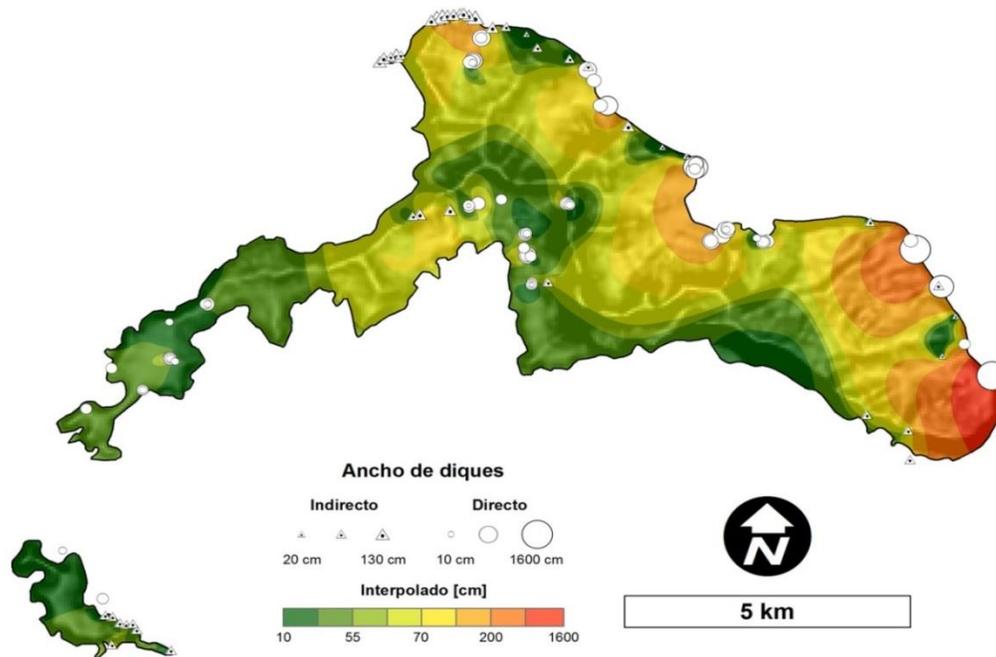
Los diques pertenecientes a la Secuencia Punta Larga poseen espesor decimétrico, registrando la más alta frecuencia entre los 20 y 50 cm (Figura 3-13B). Por su parte, aquellos diques pertenecientes a la Secuencia Puerto Inglés se distribuyen en un rango más amplio, alcanzando espesores de hasta 4 m y la más alta frecuencia entre los 30 y 70 cm (Figuras 3-13C, 3-13D, 3-13E). Mientras, los diques relacionados a la Secuencia Bahía del Padre, muy escasos, poseen una distribución discontinua de espesor dentro del rango entre 3 y 16 m, sin encontrarse ejemplares de ancho inferior (Figura 3-13F).



**Figura 3-13: Histograma de frecuencias para el ancho (en cm) de los diques medidos en este estudio. A: Todos los diques. B-F: Diques agrupados según unidad huésped (SBP: Secuencia Bahía del Padre; SPIs, SPIm, SPIi: miembros superior, medio e inferior de la Secuencia Puerto Inglés; SPL: Secuencia Punta Larga).**

Consistentemente, respecto de la distribución espacial del ancho de los diques (Figura 3-14), los resultados sugieren una concordancia con las unidades geológicas huéspedes. Así en el extremo oriental de la isla, donde afloran las rocas de volcanismo rejuvenecido de la Secuencia Bahía del Padre, se evidencian los máximos espesores. Mientras que hacia el

extremo occidental, donde aflora mayormente la Secuencia Punta Larga, se observa un tendencia a la disminución en el ancho de los diques.



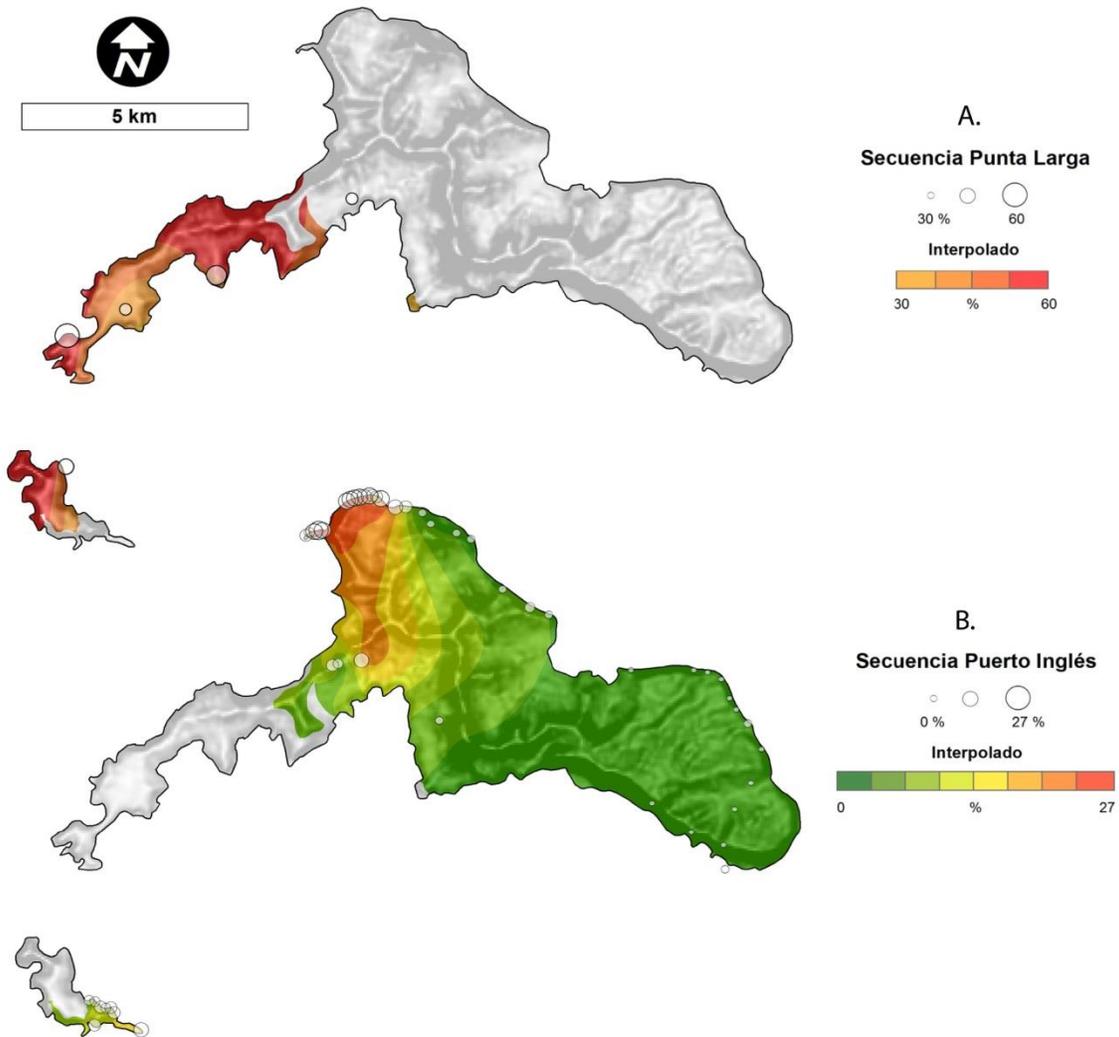
**Figura 3-14: Distribución del ancho de diques en las islas Robinson Crusoe y Santa Clara. Los datos puntuales representan los valores medidos en proporción de su tamaño, diferenciando aquellos valores directa e indirectamente obtenidos. La información en colores grafica el resultado de la interpolación espacial de esta información.**

#### 3.2.4. Intensidad y distribución espacial

La intensidad de diques es un parámetro que se puede utilizar para caracterizar la magnitud y distribución del proceso de intrusiones magmáticas en una región determinada (e.g. Walker, 1992; Walker, 1999), y se define como la razón porcentual del volumen ocupado por diques sobre el volumen total de la roca.

Los diques pertenecientes a la Secuencia Punta Larga poseen intensidad elevada (30-60%) en todos los sectores donde aflora la unidad, y no presentan patrones reconocibles de variación de intensidad (Figura 3-15A). Por su parte, la Secuencia Puerto Inglés presenta una distribución heterogénea en la intensidad de diques, fuertemente concentrados en una franja de dirección norte-sur en el sector central de la isla. En esta franja se registra un máximo de intensidad de ca. 30% (Figura 3-15B). En concordancia con esta observación,

hacia el norte de este lugar, se ubica el eje de una zona de rift submarina, reconocible en las recientes cartografías batimétricas (Astudillo, 2014; Figura 3-2). Alejándose de esta zona, la intensidad disminuye de manera abrupta, alcanzando un valor extremadamente bajo en el resto de la isla. Por su parte, la Secuencia Bahía del Padre exhibe ocasionales diques aislados en el sector oriental, de intensidad extremadamente baja, sin que sea posible la realización de cálculos consistentes ni tampoco su representación gráfica.



**Figura 3-15: Intensidad de diques (porcentaje en volumen de diques sobre el volumen total), separados por unidad de escudo huésped. (A: Secuencia Punta Larga. B: Secuencia Puerto Inglés). Círculos indican los lugares donde fueron realizadas las mediciones indirectas, mientras que el mapa de colores grafica el resultado de la interpolación espacial de esta información.**

## 4. METODOLOGÍA

Con la finalidad de estudiar la evolución volcano-tectónica de la isla Robinson Crusoe, se realiza una caracterización de los sistemas de diques de las diferentes etapas presentes. Con posterioridad, se realiza un conjunto de cálculos y experimentos numéricos que, reproduciendo las variaciones del sistema en las diferentes etapas de desarrollo, intentan estimar la distribución del campo de esfuerzos y sus magnitudes, en el dominio definido por la placa litosférica y el edificio volcánico sobreyacente. En este capítulo se describe detalladamente el conjunto de procedimientos realizados.

### 4.1. LEVANTAMIENTO Y ANÁLISIS DE INFORMACIÓN

Los datos geológicos y estructurales levantados en el presente estudio fueron adquiridos en dos campañas de terreno realizadas en enero del año 2012 y mayo del año 2013. También en base a fotografías oblicuas captadas desde sobrevuelos en helicóptero, realizados en el mes de septiembre del 2013.

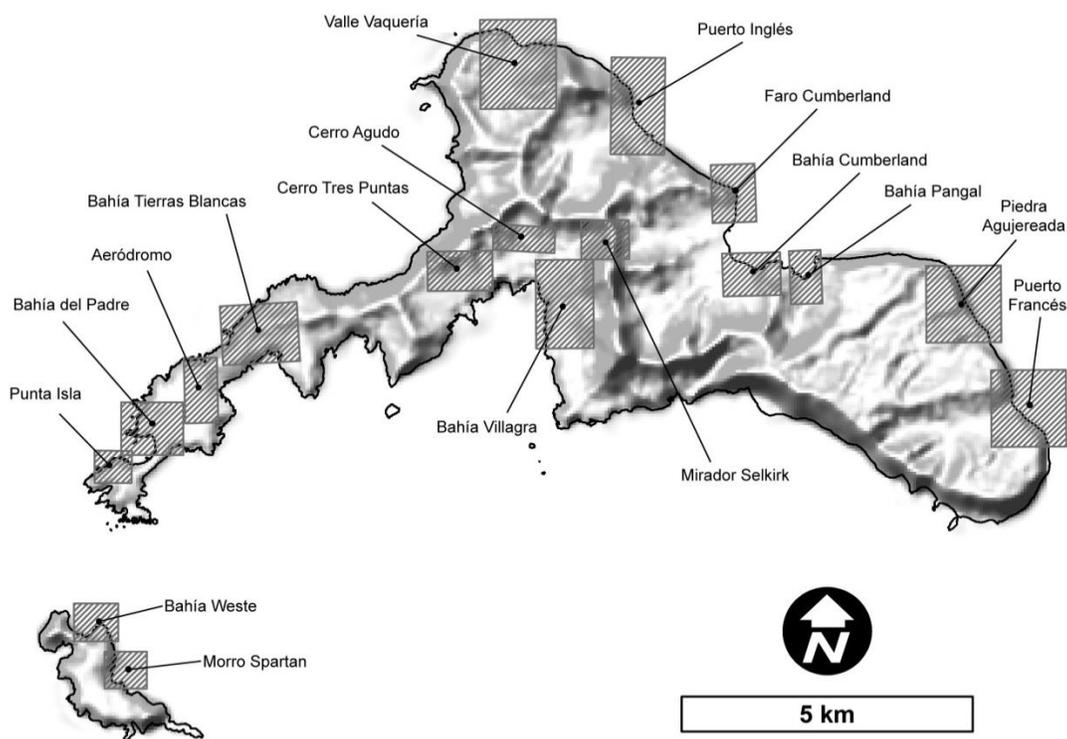
#### 4.1.1. Levantamiento de terreno

Los datos estructurales de diques son obtenidos a través de un levantamiento directo sobre 125 ejemplares, expuestos en 17 localidades a lo largo de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara (Figura 4-1). Esta información se referencia espacialmente empleando un GPS navegador ajustado en coordenadas UTM, requiriéndose una precisión del equipo inferior a 20 m en la horizontal.

Para la obtención de la disposición estructural se utiliza una brújula Brunton Geo Transit con azimut de  $360^\circ$ , sin declinar. En caso de encontrarse diques con sinuosidad, se escogen las superficies más representativas de la tendencia general, y se realiza un promedio con al menos 3 mediciones. Tras la corrección de la declinación y posterior promediación de datos, la confiabilidad esperada de esta medición corresponde a  $\pm 5^\circ$ .

Para la medición del espesor se utiliza una huincha de medir, con una precisión de 1 cm.

Con la finalidad de complementar las mediciones directas, se realiza una serie de capturas fotográficas tomadas tanto en navegación como durante sobrevuelos, las que tras ser interpretadas generarán un conjunto de datos indirectos en localidades no visitadas.



**Figura 4-1: Lugares visitados en las islas Robinson Crusoe y Santa Clara durante las campañas de terreno de los años 2012 y 2013.**

#### 4.1.2. Procesamiento, análisis e interpretación de datos

Con posterioridad se realiza la corrección de la declinación magnética en los datos, empleando la Calculadora de Campo Magnético (NOAA, 2015), el cual para el sector de Robinson Crusoe informa declinaciones magnéticas de  $9,5^\circ$  y  $9,3^\circ$  para enero de 2012 y junio de 2013, respectivamente.

Los datos estructurales fueron analizados y graficados con el software Stereonet 8, y la información georreferenciada fue analizada empleando las herramientas básicas de los softwares ArcGIS 10.0 y Google Earth 5.2.

Las fotografías generales, tras ser localizadas y georreferenciadas en el espacio mediante uso de herramientas de sistemas de información geográfica (SIG), admiten la realización de mediciones y conteos toda vez que se cumplan algunas condiciones geométricas mínimas en las fotografías y afloramientos descritos: (i) exposición en paredes regulares; (ii) paralelismo entre diques; (iii) perpendicularidad entre la exposición del afloramiento y la dirección de enfoque de la cámara. En ellas se definen ventanas de observación unidimensional, con la finalidad de realizar conteo de diques y estimación del porcentaje de intensidad y espesores aparentes, medidas que tras ser corregidas y comparadas con los datos obtenidos de mediciones directas, pueden ser incorporadas al análisis espacial con la finalidad de completar datos en sitios sin información, producto de la limitación de acceso en algunas zonas.

#### 4.2. MODELO DE VARIACIONES GEOMÉTRICAS

Con la finalidad de estudiar los efectos isostáticos, flexurales y tectónicos que induce la evolución insular en la corteza, se define una serie de geometrías simplificadas, que sintetizan las variaciones morfológicas asociadas a las distintas etapas de desarrollo descritas en la sección 2.2, cada una de las cuales posee estilos distintivos, ocasionados por procesos relativamente constantes de construcción o destrucción litosférica.

Se escogen como instantes representativos de la evolución insular, aquellos en que las variaciones relacionadas a cada etapa han acumulado su variación más significativa, precisamente antes de la inflexión hacia la etapa siguiente. De esta forma, para representar el máximo efecto de la construcción del escudo submarino, se selecciona la *fase emergente*, momento en que el estilo de construcción del escudo cambia, iniciándose el volcanismo subaéreo. A su vez, para representar la construcción del escudo subaéreo, se selecciona la *fase culminante*, momento en que el escudo alcanza su máxima envergadura, justo antes de iniciarse la fase erosiva. Por último, para estudiar los efectos del proceso de destrucción y descarga, se describe la *fase erosiva*, equivalente a la actual, momento en que el edificio volcánico ha experimentado una erosión parcial de su sección emergida, y se desencadena el fenómeno del volcanismo rejuvenecido. En el presente estudio, la definición de estas geometrías se realiza en una configuración axisimétrica, para el caso de la isla Robinson

Crusoe, edificio volcánico relativamente pequeño, construido sobre una placa litosférica delgada. A continuación se describen en detalle las geometrías definidas para simular estos tres instantes en la evolución de la isla (Figura 4-2, Tabla 4-1).

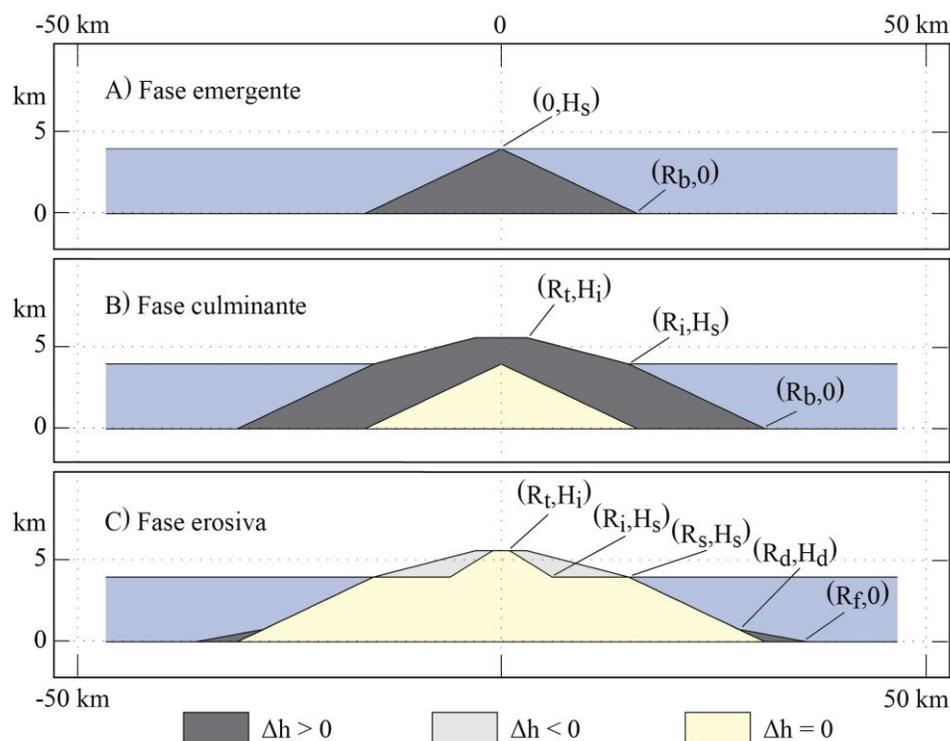
La fase emergente (Figura 4-2A), se representa mediante un cono de pendiente estable y envergadura progresivamente mayor, cuyo límite es la superficie del mar. El valor de la pendiente de 25% (ca. 14,6°) empleado para la simulación de esta etapa, es consistente con el valor global de 14,9°, calculado para el conjunto de volcanes pertenecientes a la dorsal de Juan Fernández, en base a la información batimétrica disponible (Astudillo, 2014).

**Tabla 4-1: Parámetros geométricos relacionados a cada etapa**

Parámetros geométricos	Símbolo	Fase Emergente	Fase Culminante	Fase Erosiva
Altura de la isla	Hi [km]	-	6	6
Altura del monte submarino, de la costa insular o de la plataforma de abrasión	Hs [km]	4	4	4
Radio de la cumbre	Rt [km]	-	3	1
Radio de la base de la isla	Ri [km]	-	20	6
Radio de la plataforma de abrasión	Rs [km]	-	-	20
Radio de la base del volcán	Rb [km]	16	36	36
Radio exterior del depósito detrítico erosional	Rf [km]	-	-	44
Variación del volumen	$\Delta V$ [ $\times 10^3$ km <sup>3</sup> ]	1.07	9.98	-
Volumen erodado	Ve [ $\times 10^3$ km <sup>3</sup> ]	-	-	0.75

Para simular la geometría de la fase culminante (Figura 4-2B), se emplea un cono truncado de pendiente variable, que en su sección submarina conserva la inclinación de la etapa previa, y en la sección emergida posee una inclinación menor. La base del cono, en el fondo marino, posee una superficie equivalente a la base del edificio de RC, estimado en ca.  $4 \cdot 10^3$  km<sup>2</sup>, consistente con una cifra previa de  $4,4 \cdot 10^3$  km<sup>2</sup> (Astudillo, 2014). Para estimar la máxima elevación que alcanzó la isla, se emplea la expresión propuesta por Vogt & Smoot (1984) en base al área máxima de la plataforma de abrasión costera, que además

representaría la máxima expresión superficial alcanzada por la isla en su etapa de construcción subaérea. El valor empleado de 12,5% (ca.  $7,2^\circ$ ) para la pendiente en este segmento, resulta consistente con el valor de  $8^\circ$  modelado para RC por Astudillo (2014) y con el rango de pendientes promedio de  $2^\circ$  a  $12^\circ$ , medido en los volcanes del escudo Hawaiano (Bleacher y Greeley, 2008).



**Figura 4-2: Geometrías axisimétricas para la variación de la carga durante tres instantes representativos del desarrollo evolutivo de la isla. A) Fase emergente. B) Fase culminante. C) Fase erosiva. Detalles en texto.**

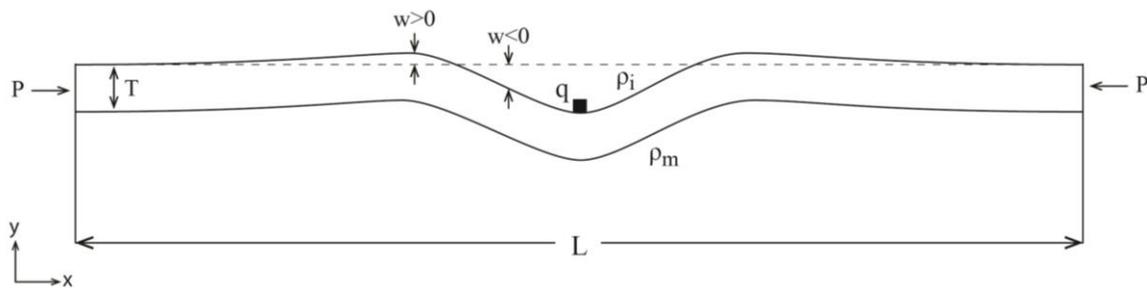
Para modelar la fase erosiva (Figura 4-2C), primordialmente caracterizada por la incisión de una terraza de abrasión marina, se resta una porción de volumen a la sección subaérea del edificio volcánico. Tras este proceso, la geometría resultante será la unión de dos conos truncados. El primero representa al segmento submarino del edificio volcánico, que permanece inalterado (con la misma pendiente y superficie basal que la etapa anterior), aunque con un techo raso a la altura del nivel del mar, de superficie equivalente a la plataforma de abrasión marina de RC (Figura 3-2). Sobre éste, otro cono truncado representa al remanente subaéreo de la isla, cuya base es equivalente en superficie a la extensión de la isla RC, posee una pendiente arbitraria de 40% (ca.  $22^\circ$ ), consistente con el

promedio de 24° calculado por Astudillo (2014) para la sección superficial de RC, y un techo que conserva la altura máxima de la isla en la etapa anterior.

### 4.3. ESTIMACIÓN DE LA DEFORMACIÓN FLEXURAL E ISOSTÁTICA

#### 4.3.1. Respuesta flexural

Para estudiar la respuesta de la placa, forzada a doblarse bajo el peso de un volumen añadido, se empleará la teoría desarrollada para una placa elástica delgada, flotando sobre un manto no viscoso. En la Figura 4-3, se describe la configuración empleada en este problema, conformada por una placa de espesor  $T$  y longitud  $L$ , definida en una simetría bidimensional, donde los objetos representados en el modelo poseen longitud infinita en la dirección del eje  $z$ . Esta placa es sometida a una carga puntual  $q$  y a una fuerza horizontal  $P$ , y su deflexión  $w$  puede ser calculada empleando la teoría de la elasticidad lineal bajo la condición de que sea una placa delgada ( $T \ll L$ ) y que la deflexión vertical también es pequeña ( $w \ll L$ ).



**Figura 4-3: Esquema del modelo de deflexión de una placa delgada descansando sobre un manto no viscoso.**

Al requerir la condición de equilibrio en todas las fuerzas y torques ejercidos sobre la placa, es posible deducir la expresión general para la deflexión ( $w$ ) de la placa oceánica elástica. Ésta dependerá de la carga aplicada  $q(x)$  y de la fuerza horizontal ( $P$ ), y adquiere la siguiente forma (Turcotte y Schubert, 2002):

$$D \frac{d^4 w}{dx^4} + P \frac{d^2 w}{dx^2} + (\rho_m - \rho_i) \cdot g \cdot w = q(x) \quad (\text{ec. 4 - 1})$$

Donde  $\rho_m$  y  $\rho_i$  corresponden respectivamente a la densidad del manto y del relleno de la depresión flexural, mientras que el factor  $D$ , conocido como rigidez flexural, incorpora todos los parámetros elásticos de la placa:

$$D = \frac{E \cdot T_e^3}{12(1 - \nu^2)}$$

donde  $E$  es el módulo de Young,  $\nu$  corresponde a la razón de Poisson, y  $T_e$  es el espesor elástico de la placa.

Por tratarse de un ambiente de intraplaca, se asume que los esfuerzos regionales involucrados son despreciables o al menos invariantes, y por ende, en este problema no se considerarán fuerzas externas involucradas ( $P = 0$ ). Al mismo tiempo, la carga gravitacional del edificio volcánico submarino puede ser definida en función de  $x$  a través de su geometría, como  $q_a(x) = (\rho_l - \rho_w) g \cdot h(x)$ , donde  $\rho_l$  y  $\rho_w$  corresponden a la densidad de la carga y del agua, y  $h(x)$  es la superficie topográfica de la carga. Sustituyendo en la ecuación 4-1, la expresión particular para este problema queda definida por:

$$D \frac{d^4 w}{dx^4} + (\rho_m - \rho_i) g \cdot w = (\rho_l - \rho_w) g \cdot h(x) \quad (\text{ec. 4 - 2})$$

Para la solución de esta ecuación diferencial, resulta particularmente útil la aplicación del análisis de Fourier en el dominio de la distancia  $x$ , trasladando de esta manera los cálculos flexurales al dominio espectral de los números de onda  $k$ .

Aplicando la transformada de Fourier, y sus propiedades básicas, la ecuación 4-2 puede ser reescrita de la forma

$$D \cdot |k|^4 \cdot w(k) + (\rho_m - \rho_i) g \cdot w(k) = (\rho_l - \rho_w) g \cdot h(k)$$

Donde  $w(k) = F\{w(x)\}(k)$  y  $h(k) = F\{h(x)\}(k)$  son las transformadas de Fourier de la deflexión y de la topografía de la carga aplicada. Reordenando, la expresión que relaciona la respuesta deformativa de la placa con la carga aplicada, resulta:

$$w(k) = \frac{(\rho_l - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_i)} \left[ 1 + \frac{D|k|^4}{(\rho_m - \rho_i)g} \right]^{-1} h(k) \quad (\text{ec. 4 - 3})$$

Esta expresión lineal, descrita originalmente para una carga puntual en un espacio bidimensional, admite generalizaciones y ha sido usada con éxito para realizar el cálculo de respuestas flexurales frente a cargas distribuidas, tanto en configuraciones bidimensionales axisimétricas (e.g. Kim y Wessel, 2010) como tridimensionales (e.g. Smith y Wessel, 2000). De esta forma, para el cálculo de la deflexión se procede al cálculo de  $h(k)$ , la transformada de Fourier de la topografía, para posteriormente calcular  $w(k)$  empleando el operador de la ecuación 4-3 para finalmente obtener la deflexión en el espacio, con la transformada inversa de Fourier  $w(x) = F^{-1}\{w(k)\}$ .

En la Tabla 4-2 se indican los parámetros físicos relativos a los materiales escogidos en el presente estudio, extraídos de la literatura (e.g. Smith y Wessel, 2000).

**Tabla 4-2: Parámetros físicos seleccionados para los materiales del presente estudio**

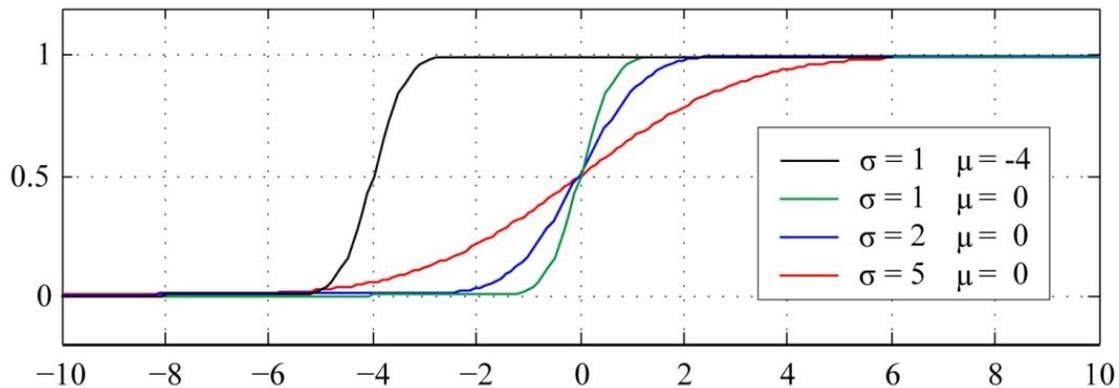
Parámetro	Símbolo	Valor	Unidad
Densidad de la carga	$\rho_l$	2700	[kg/m <sup>3</sup> ]
Densidad del agua	$\rho_w$	1000	[kg/m <sup>3</sup> ]
Densidad del manto	$\rho_m$	3300	[kg/m <sup>3</sup> ]
Densidad del relleno flexural	$\rho_i$	1000	[kg/m <sup>3</sup> ]
Aceleración de gravedad	g	9.8	[m/s <sup>2</sup> ]
Módulo de Young de la placa	E	100	[GPa]
Razón de Poisson de la placa	$\nu$	0.25	

#### 4.3.2. Ajustes paramétricos de la flexura

Tras el cálculo de la deflexión, se realiza un ajuste paramétrico de los resultados de la respuesta flexural e isostática. Se emplea para este fin, la Función de Distribución Acumulada, definida a partir de la función error  $erf(x)$ :

$$\Phi_{\mu,\sigma^2}(x) = \frac{1}{2} \left[ 1 + \operatorname{erf} \left( \frac{x - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \right) \right]$$

Esta función especial proviene del campo de la estadística y probabilidad, y ha sido empleada para modelar la transferencia de calor desde las inyecciones magmáticas (e.g. Delaney, 1986). Para este caso, se ha elegido esta función dado que su comportamiento, con una tendencia asintótica en ambos extremos (Figura 4-4), alcanza a representar con suficiente exactitud el fenómeno de la flexura de la placa en el campo cercano, que concentra la deformación flexural bajo los extremos basales del edificio sobreyacente.

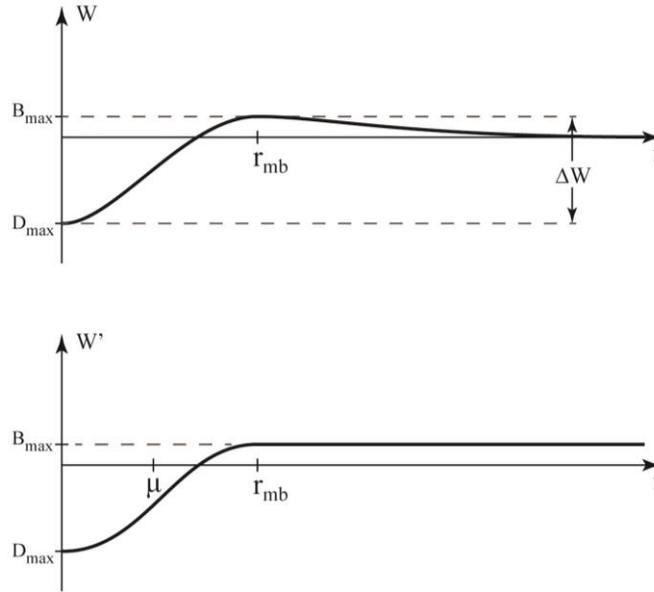


**Figura 4-4: Función de Distribución Acumulada**

La geometría que describe esta función puede ser descrita a través de los parámetros que la generan: el ancho de la región del ajuste ( $\sigma$ ) y su centro ( $\mu$ ). En geometría axisimétrica ( $r \geq 0$ ), con una carga positiva centrada en el origen, la expresión que se empleará en este trabajo, ajusta al fenómeno flexural resultará de la siguiente forma:

$$W'(r) = B_{\max} + \frac{1}{2} \Delta W \left[ -1 + \operatorname{erf} \left( \frac{r - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \right) \right] \quad (\text{ec. 4 - 4})$$

Donde  $\Delta W$  corresponde a la amplitud de la flexura, diferencia entre el valor máximo del bulbo flexural ( $B_{\max}$ ) y el valor máximo de la depresión flexural ( $D_{\max}$ ). De esta forma, el ajuste se optimiza de manera numérica, primero al hallar el parámetro  $\mu$ , definido como el valor de  $r$  donde la deflexión alcanza su valor medio, y luego variando el parámetro  $\sigma$  hasta minimizar su inexactitud con la deflexión previamente calculada (Figura 4-5).



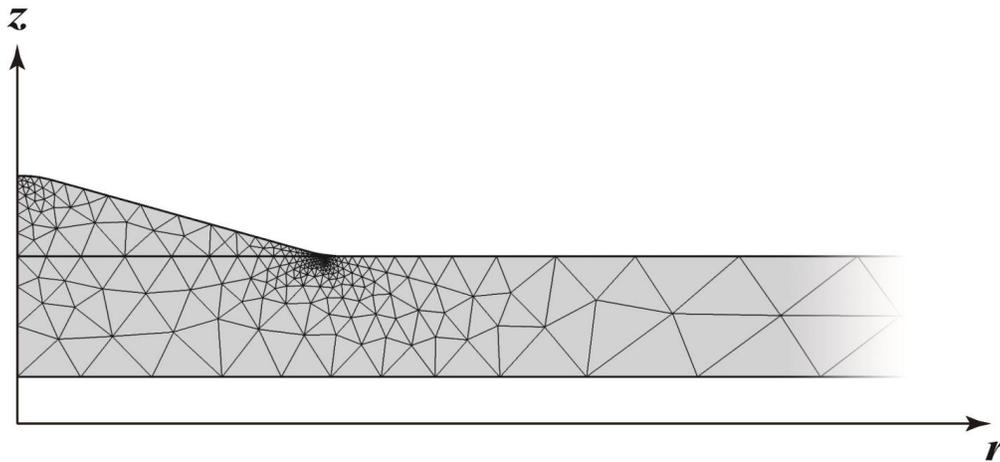
**Figura 4-5: Gráfico de la deflexión de una placa elástica delgada ( $W$ ) por efecto de una carga centrada en el origen. Panel superior: Deflexión calculada. Panel inferior: Esquema del ajuste realizado con la función error ( $W'$ )**

#### 4.4. ESTIMACIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS FLEXURALES

Con posterioridad al cálculo de la deflexión por variación de carga en las distintas etapas de evolución, se realiza una estimación mecánica del campo de esfuerzos flexurales que éstas inducirían, ya sea durante episodios de crecimiento o destrucción, sobre un dominio cortical compuesto por la placa oceánica más el edificio volcánico sobreyacente.

Con este fin se utiliza el software COMSOL Multiphysics 4.4 con su módulo de mecánica estructural, para modelar fenómenos físicos mediante el Método de los Elementos Finitos. Mediante éste, se pueden definir volúmenes de geometrías conocidas, discretizados a través de una malla que divide el espacio en un conjunto finito de dominios triangulares (2D) o tetraédricos (3D), en cuyos vértices se resuelve numéricamente el conjunto de expresiones físicas relevantes para el problema en estudio (Figura 4-6). Para el análisis presente, la malla es generada automáticamente por el software, y presenta una mayor densidad de elementos en los lugares con mayor complejidad geométrica, como zonas de curvatura en la intersección de volúmenes físicos.

Empleando los parámetros físicos típicamente representativos del basalto (Tabla 4-2), en el presente estudio se emplean las ecuaciones de Navier, expresiones diferenciales parciales que relacionan los esfuerzos y las deformaciones en un material elástico, lineal, isótropo y homogéneo. Éstas son evaluadas numéricamente para un conjunto de volúmenes con variación secuencial, los que poseen una geometría representativa de cada etapa (Tabla 4-1, Figura 4-2), y como condición de borde prescrita, la deformación flexural previamente calculada y parametrizada en el apartado 4.2.2.



**Figura 4-6: Ejemplo de mallado para el cálculo con el método de elementos finitos en una geometría 2D axisimétrica.**

En el presente enfoque, el campo de esfuerzos locales se conforma por la adición de las componentes flexural y gravitacional de la corteza. Como antes se indicó, se ha excluido la acción del campo de esfuerzos tectónicos regionales dado que la zona de interés se encuentra suficientemente alejada de la influencia de márgenes tectónicos o zonas de deformación activas. De este modo, se asume que la magnitud de la componente regional sería inferior en relevancia o al menos actuaría de un modo relativamente invariante, tanto en la dimensión temporal como espacial.

#### 4.5. LIMITACIONES DEL ESTUDIO

Las principales limitaciones que presenta el presente análisis dicen relación con los supuestos y simplificaciones realizadas en el planteamiento del modelo:

#### 4.5.1. Supuestos físicos

Asume que tanto la placa como el edificio volcánico son sólidos elásticos, isótropos y homogéneos, y que además poseen las mismas características mecánicas. En la realidad esto no es así, ya que tanto la placa oceánica como el edificio volcánico poseen complejas estructuras internas y marcadas anisotropías. El modelo también asume un completo acople entre el edificio volcánico y la placa subyacente, aunque entre ellos existe una interfaz de sedimentos de fondo marino, el que puede funcionar como nivel de despegue profundo para acomodar las expansiones laterales (Nakamura, 1980).

Al asumir este modelo que toda la deformación ocurre de manera perfectamente elástica, el resultado de los cálculos de esfuerzos tectónicos alcanza valores que superan ampliamente las envolventes de ruptura, por lo que la roca experimentaría espontáneamente múltiples fracturamientos antes de alcanzar estas magnitudes. La ocurrencia de deformación inelástica está comprobada en la mayoría de las islas oceánicas, mediante procesos de intrusión magmática, además del desarrollo de fallas y fracturas.

Dado que el modelo asume la construcción de una carga submarina, la fracción subaérea del edificio poseerá un mayor contraste de densidades con el volumen desplazado ( $\rho_l - \rho_{aire}$ ) versus ( $\rho_l - \rho_w$ ) en la ecuación 4-3, lo que introducirá en el análisis una subestimación de la carga efectiva, para la que no se realiza corrección por tratarse de un efecto relativamente menor.

#### 4.5.2. Limitaciones temporales

El modelo cuasiestático utilizado en el presente trabajo asume que toda la deformación cortical es elástica y que tanto la modificación del edificio volcánico, como la deformación flexural provocada en cada etapa, sucede de manera discreta.

En el análisis empleado solo se cuantifican las variaciones ocurridas durante cada etapa no considera el efecto acumulativo de las etapas previas, asumiendo que entre cada etapa, las variaciones del campo de esfuerzos se cancelan producto de la deformación inelástica que

pudiese sufrir la corteza durante las etapas de transformación isostática a través de la intrusión magmática que compensaría la dilatación de grietas en las regiones extensivas.

El modelo empleado no considera la reología del manto, lo que excluye la posibilidad de realizar un análisis cinemático en el presente estudio. Además asume por simplicidad que la corteza recupera con relativa rapidez su equilibrio isostático y, en primera instancia, que la depresión flexural no recibe aportes sedimentarios o detríticos contemporáneos con el volcanismo ( $\rho_i = \rho_w$ ) en la ecuación 4-3.

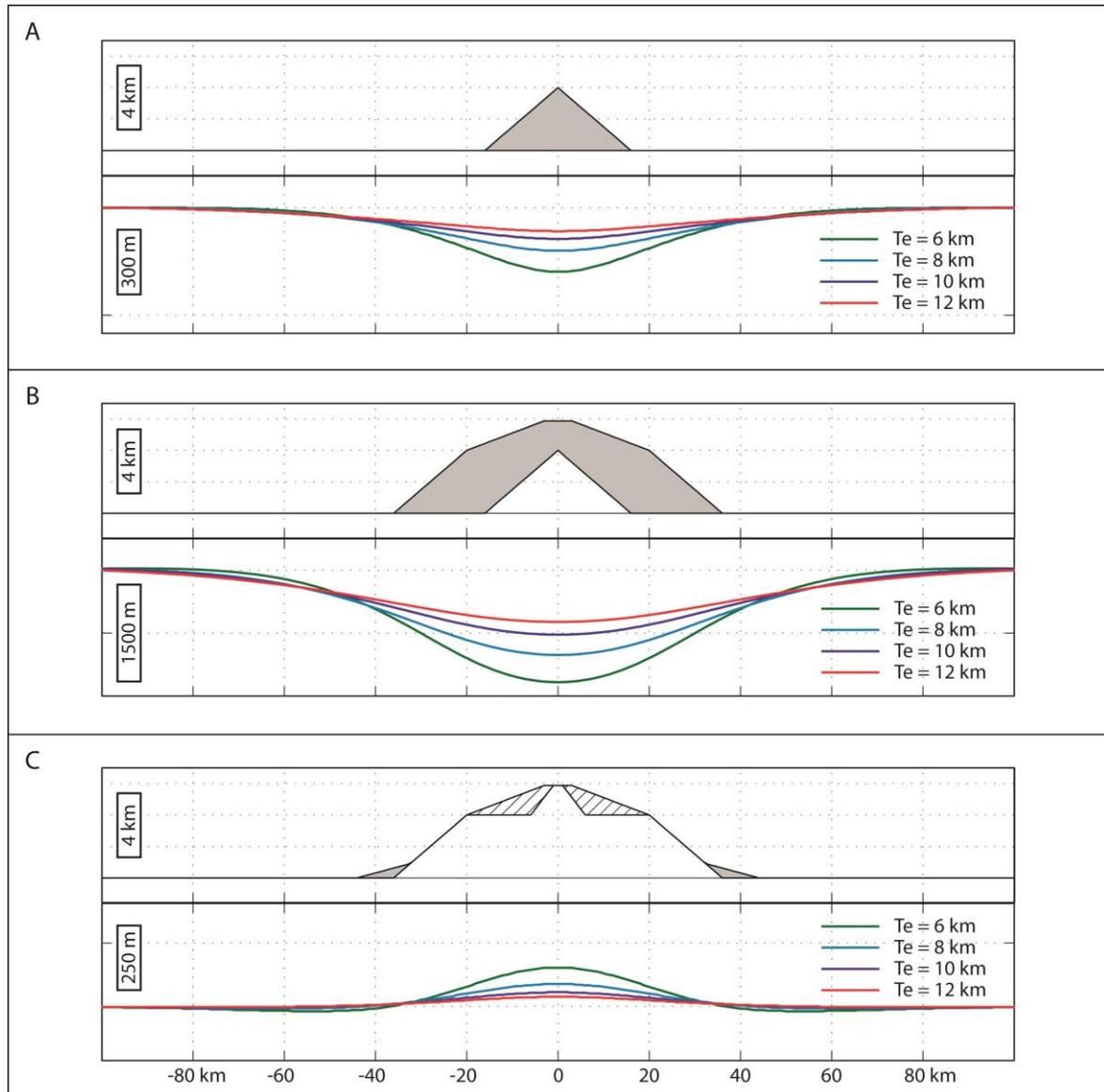
#### 4.5.3. Limitaciones geométricas

La metodología planteada en el presente estudio, permite simplificar la aproximación al problema flexural utilizando una geometría bidimensional axisimétrica que asume, por construcción, una equivalencia de procesos en todas las direcciones, no pudiendo de esta manera incorporar direcciones preferenciales en el azimuth, como la elongación del edificio volcánico de Robinson Crusoe, o el efecto tectónico que el resto de la cadena pudiese ejercer sobre éste.

## 5. MODELOS DE EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

### 5.1. VARIACIONES ISOSTÁTICAS Y FLEXURALES

A continuación se presentan los resultados de la modelación numérica descrita en el apartado 4.2, empleada para el cálculo de la deflexión sufrida por la litósfera tras las modificaciones en la carga y geometría del edificio volcánico, en cada etapa evolutiva.



**Figura 5-1: Respuesta flexural frente a las variaciones de cada etapa, calculada para distintos espesores elásticos de la placa: A) Desarrollo de un escudo submarino. B) Desarrollo de un escudo subaéreo. C) Erosión parcial de la sección subaérea y sedimentación de una plataforma clástica en el fondo marino.**

La Figura 5-1 y la Tabla 5-1 representan los resultados de este cálculo, que se replica en cada etapa para cuatro valores distintos de espesor elástico de la placa ( $T_e = 6, 8, 10$  y  $12$  km), lo que origina variaciones en la magnitud de la deflexión ( $\Delta W$ ), en el ancho de la región flexural (parámetro  $\sigma$ ), y en la localización de la deformación (parámetro  $\mu$ ).

Acerca de la máxima deflexión, se aprecia una relación no lineal negativa con respecto al espesor elástico en todas las etapas. Por causa de la variación en el estilo constructivo hacia morfologías menos escarpadas, en el edificio volcánico de Robinson Crusoe durante la etapa de desarrollo subaéreo del escudo volcánico se adiciona un volumen nueve veces mayor que durante la etapa submarina (Tabla 4-1), y de esta manera, la magnitud calculada de la deflexión flexural asociada a la etapa subaérea se incrementa entre 6 y 7 veces la máxima deflexión alcanzada durante la etapa submarina (Tabla 5-1).

**Tabla 5-1: Respuesta flexural, expresados en función de los parámetros de ajuste con la distribución normal acumulada.**

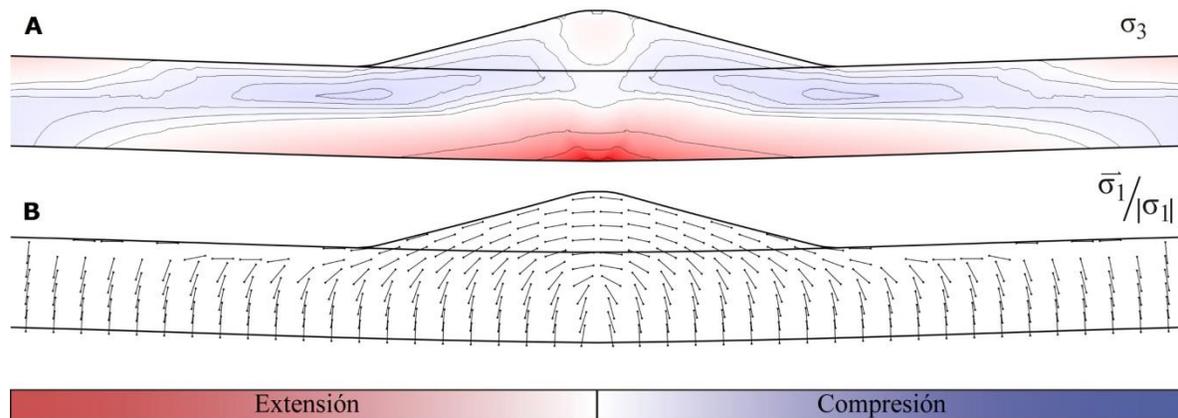
	<b>Etapas</b>	<b><math>\sigma</math></b> <b>[km]</b>	<b><math>\mu</math></b> <b>[km]</b>	<b><math>\Delta W</math></b> <b>[m]</b>
<b><math>T_e = 6</math> km</b>	Escudo submarino	18	26	-297
	Escudo subaéreo	19	34	-1811
	Erosiva	12	22	+174
<b><math>T_e = 8</math> km</b>	Escudo submarino	23	31	-201
	Escudo subaéreo	23	38	-1370
	Erosiva	13	24	+98
<b><math>T_e = 10</math> km</b>	Escudo submarino	27	36	-148
	Escudo subaéreo	27	42	-1074
	Erosiva	15	26	+61
<b><math>T_e = 12</math> km</b>	Escudo submarino	32	40	-114
	Escudo subaéreo	30	47	-868
	Erosiva	16	27	+41

También resulta notorio que, tanto para las etapas de formación de escudo como para la etapa de erosión, la correlación entre el espesor elástico ( $T_e$ ) y los parámetros geométricos de la región flexural ( $\sigma$  y  $\mu$ ), es lineal y positiva.

Durante la etapa de erosión, según el modelo de evolución planteado, el material retirado de la sección subaérea se deposita en forma de una plataforma clástica sobre la base del edificio volcánico, lo que fuerza que la respuesta flexural esté concentrada en una región más centrada y estrecha, con parámetros  $\sigma$  y  $\mu$  sistemáticamente menores que los de las etapas de crecimiento (Tabla 5-1).

## 5.2. VARIACIÓN LOCAL DE ESFUERZOS TECTÓNICOS

En este apartado se presentan los resultados de la evaluación combinada entre la modelación de la respuesta flexural expuesta en la sección anterior y la modelación mecánica para el cálculo de los esfuerzos locales relacionados.

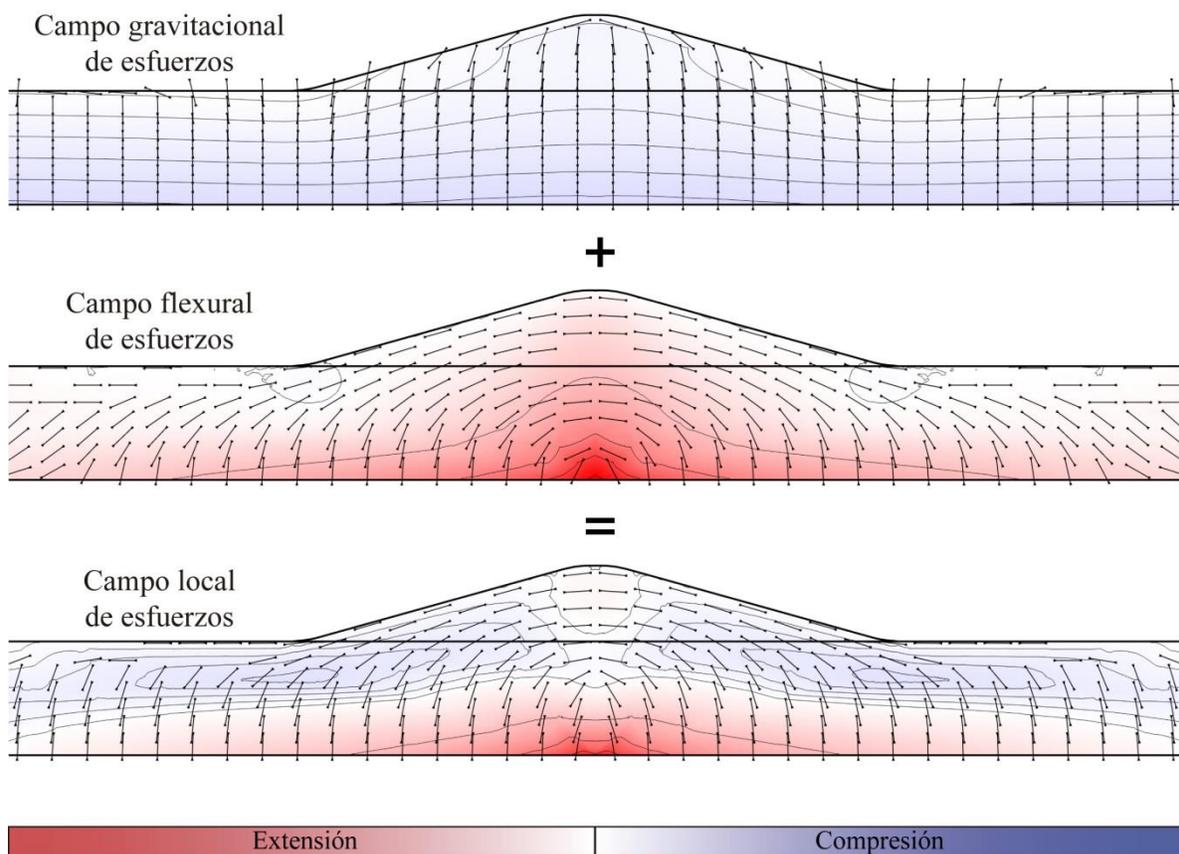


**Figura 5-2: Propiedades físicas evaluadas en la modelación mecánica. A: Magnitud del mínimo esfuerzo principal compresivo ( $\sigma_3$ ), con curvas de nivel cada 100 MPa en el rango extensivo y cada 10 MPa en el rango compresivo. B: Dirección del máximo esfuerzo principal compresivo ( $\sigma_1$ ).**

Para evaluar la favorabilidad del transporte magmático por medio de diques, la propiedad física de interés para representar en la modelación mecánica, es el esfuerzo confinante que se contrapone a la apertura de las paredes de las grietas que reciben la inyección de magma. De acuerdo a lo planteado en la sección 2.4, el plano en que los diques tienden a propagarse poseería una orientación perpendicular al mínimo esfuerzo principal compresivo ( $\sigma_3$ ), y por ende el campo de magnitudes de este vector evaluaría la capacidad de un macizo rocoso a dificultar o favorecer la dilatación de grietas y al transporte magmático (Figura 5-2 A). Asimismo, en una proyección bidimensional, la orientación del plano del dique tenderá a ser paralela a la dirección del máximo esfuerzo compresivo ( $\sigma_1$ ), por lo que esta dirección

serviría en primera instancia como predictor de la orientación aproximada en que los diques se propagarían (Figura 5-2 B).

Tal como se planteó en la sección 4.3, el campo local de esfuerzos litosféricos considerado en este análisis se compone por la adición de los campos de esfuerzos gravitacional y flexural. El ejemplo de la Figura 5-3 ilustra, para un caso arbitrario, el aporte de cada una de estas componentes al campo local de esfuerzos, con notorias diferencias tanto en magnitud y dirección como en su patrón de distribución espacial.



**Figura 5-3: Esquema de adición de los campos flexural y gravitacional para configurar el resultante campo local de esfuerzos de subsidencia en una litósfera compuesta por la placa oceánica y un edificio volcánico sobreyacente. Simbología equivalente a la Figura 5-2**

Si bien la modelación se realiza considerando cuatro distintos valores de espesor elástico ( $T_e = 6, 8, 10$  y  $12$  km), en este capítulo se presentarán los resultados correspondientes a su valor menor ( $T_e = 6$ ), por cuanto en ellos resultan incrementados los efectos que se desea

describir, y facilita la descripción de los conceptos que introduce el presente análisis numérico. En el Anexo se presenta el resultado calculado para todos de los valores de espesor elástico cortical considerados en el presente estudio.

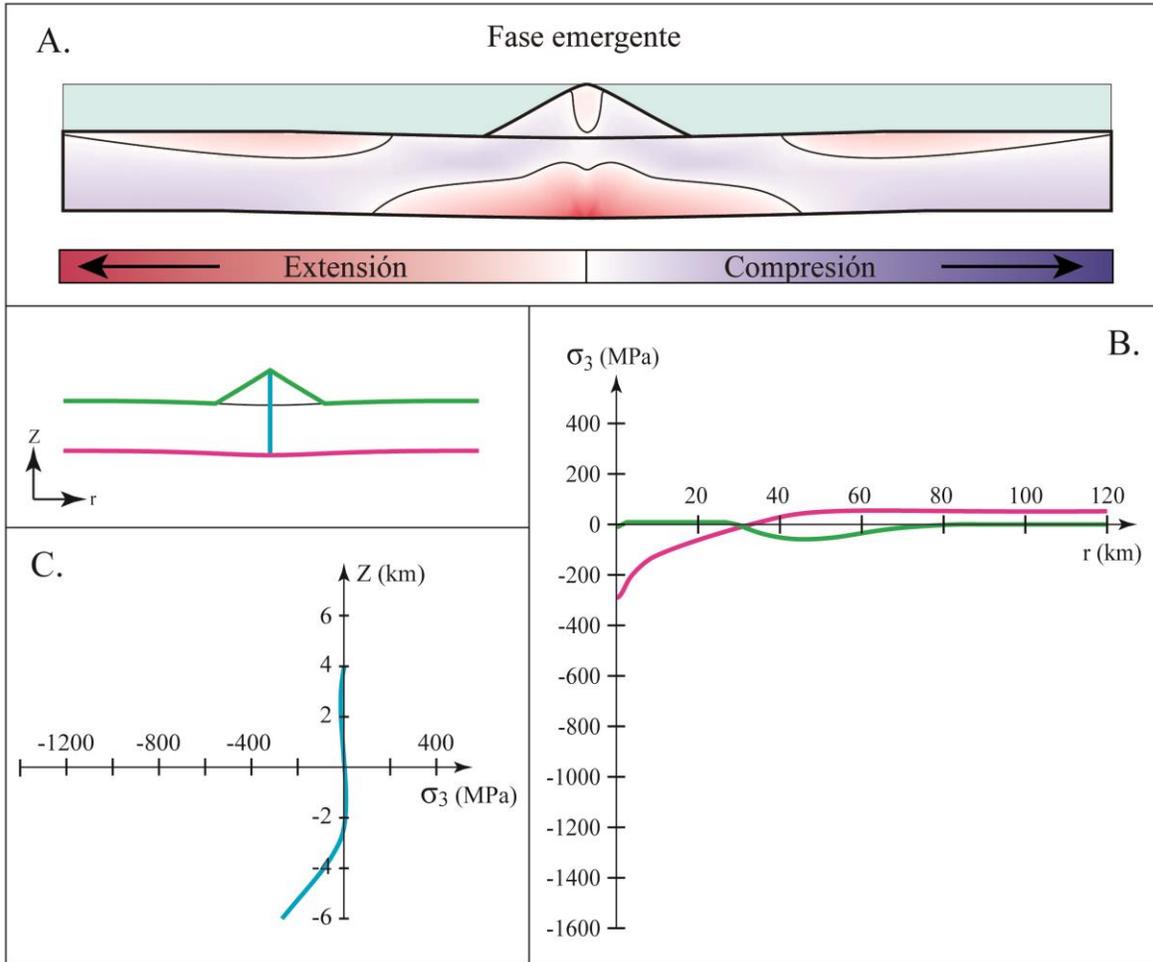
Por la condición de continuidad en la litósfera, las regiones que experimentan alzamiento presentan una curvatura negativa (convexidad) y los sectores que sufren subsidencia presentan curvatura positiva (concavidad). En función de esta curvatura, la elasticidad de la corteza provoca el desarrollo de esfuerzos flexurales que la segregan en dominios extensivos y compresivos.

En las regiones de subsidencia, el dominio extensivo se localiza en la corteza profunda, mientras que en la corteza superior se ubica un dominio compresivo. Por su parte, en las regiones alzadas este efecto se invierte, posicionando el dominio compresivo en profundidad, mientras que el dominio extensivo se ubica en la región somera.

A continuación se presenta el resultado de la evaluación de los esfuerzos locales en la litósfera siguiendo el modelo de evolución planteado para el edificio volcánico que alberga las islas Robinson Crusoe y Santa Clara para las distintas etapas evolutivas de su desarrollo.

#### 5.2.1. Etapa de escudo submarino

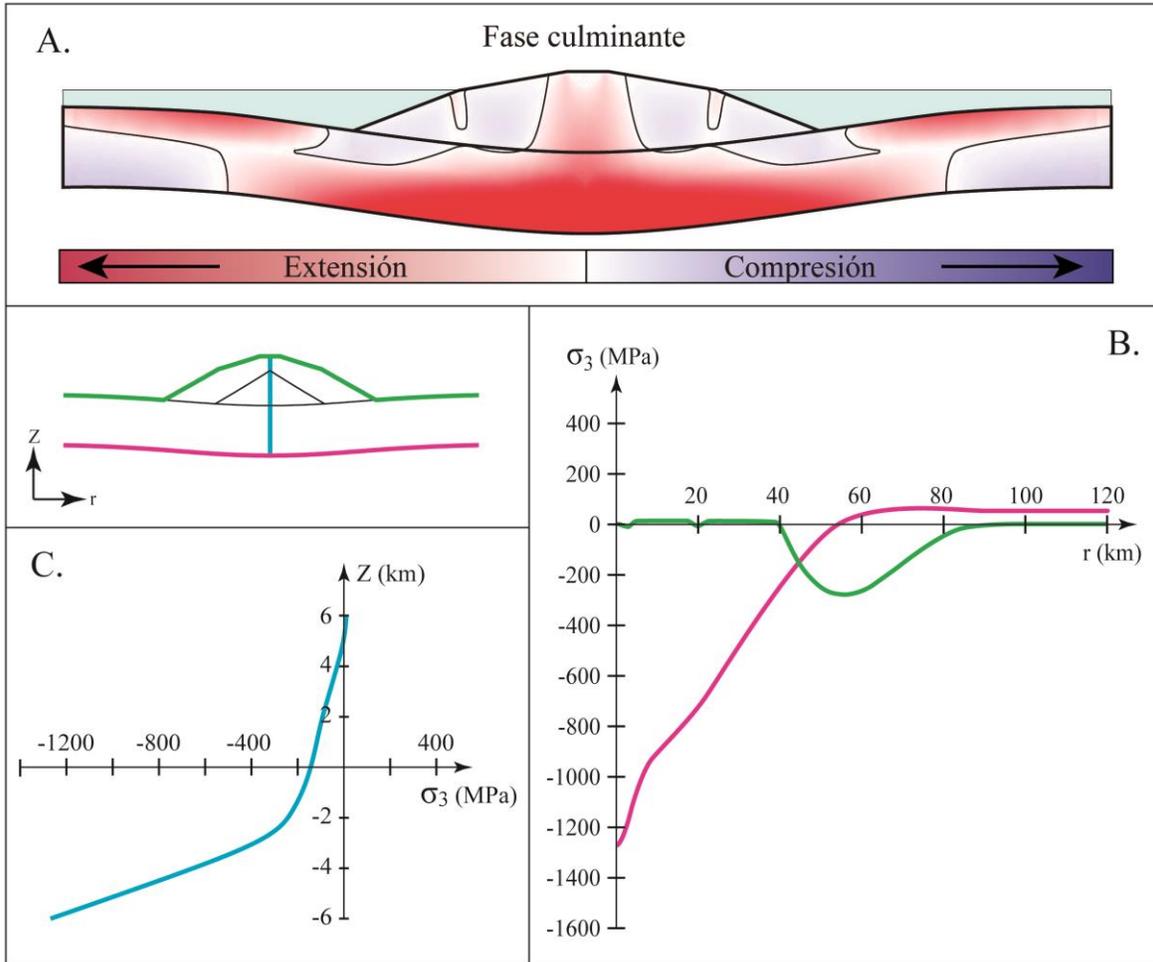
En el caso de la etapa inicial de escudo submarino, donde debido al aumento en la carga suceden desplazamientos de subsidencia en la litósfera, en la región de la depresión flexural se instala un dominio extensivo en la parte profunda de la litósfera, mientras que en su sector intermedio, conformado por el edificio volcánico, se ubica un dominio de esfuerzos compresivos (Figura 5-4).



**Figura 5-4: Respuesta tectónica de la isla Robinson Crusoe acumulada durante el desarrollo de la etapa de escudo submarino. A: Mínimo esfuerzo local compresivo ( $\sigma_3$ ). Isólinea en la superficie neutra de esfuerzo ( $\sigma_3 = 0$ ). B: Distribución lateral del esfuerzo, en dirección radial del centro del volcán, tanto en su superficie como en la base de la litósfera. C: Distribución del esfuerzo con la profundidad en el eje central del volcán.  $T_e = 6$  km.**

### 5.2.2. Etapa de escudo subaéreo

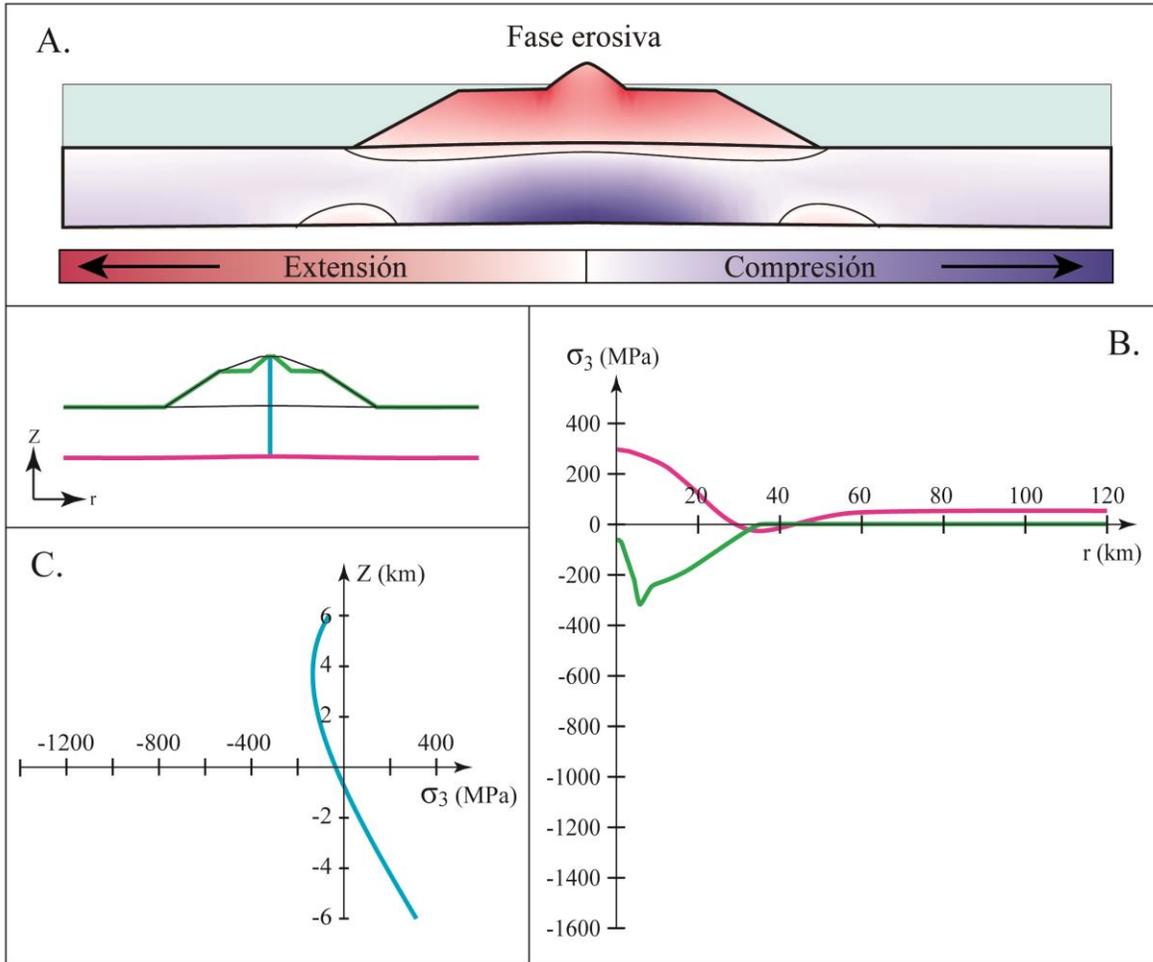
En la etapa de escudo subaéreo (Figura 5-5), acompañada de una importante subsidencia, se obtienen esfuerzos flexurales elevados en el dominio extensivo de la litósfera, lo que ocasiona un mayor desarrollo vertical del núcleo extensivo, con el desarrollo de una importante apófisis central, que extiende la región extensiva hasta alcanzar la superficie en el centro volcánico. Por su parte, el dominio extensivo periférico, localizado en la parte alta de la región del bulbo flexural, se une en continuidad con el dominio extensivo profundo de la depresión flexural.



**Figura 5-5: Respuesta tectónica de la isla Robinson Crusoe tras el desarrollo de la etapa de escudo subaéreo. A: Mínimo esfuerzo local compresivo ( $\sigma_3$ ). Isolénea en la superficie neutral de esfuerzo ( $\sigma_3 = 0$ ). B: Distribución lateral del esfuerzo, en dirección radial del centro del volcán, tanto en su superficie como en la base de la litósfera. C: Distribución del esfuerzo con la profundidad en el eje central del volcán.  $T_e = 6$  km.**

### 5.2.3. Etapa erosiva

En la etapa de descarga provocada por la erosión marina (Figura 5-6), se genera un alzamiento que provoca en la corteza la generación de un dominio compresivo en la parte baja de la litósfera, mientras que en la parte superior, que involucra la totalidad del edificio volcánico, se ubica un campo de esfuerzos extensivos, con máximos locales en la región de inflexión morfológica ubicada en el borde exterior de la sección emergida.



**Figura 5-6: Respuesta tectónica de la isla Robinson Crusoe tras el desarrollo de la etapa erosiva. A: Mínimo esfuerzo local compresivo ( $\sigma_3$ ). Isolínea en la superficie neutral de esfuerzo ( $\sigma_3 = 0$ ). B: Distribución lateral del esfuerzo, en dirección radial del centro del volcán, tanto en su superficie como en la base de la litósfera. C: Distribución del esfuerzo con la profundidad en el eje central del volcán.  $T_e = 6$  km.**

La figura 5-7 presenta un detalle de la distribución del campo de esfuerzos y su orientación. En este detalle se puede apreciar la dirección central en que convergerían las inyecciones magmáticas durante las etapas de crecimiento, mientras que durante la etapa de erosión, los diques tenderían a divergir hacia la periferia. En ésta se aprecia también que el esfuerzo compresivo alcanza su máximo valor en el caso de la zona profunda de la región central durante la etapa erosiva, ocasión en que los efectos compresivos de los esfuerzos flexural y gravitacional se añaden.

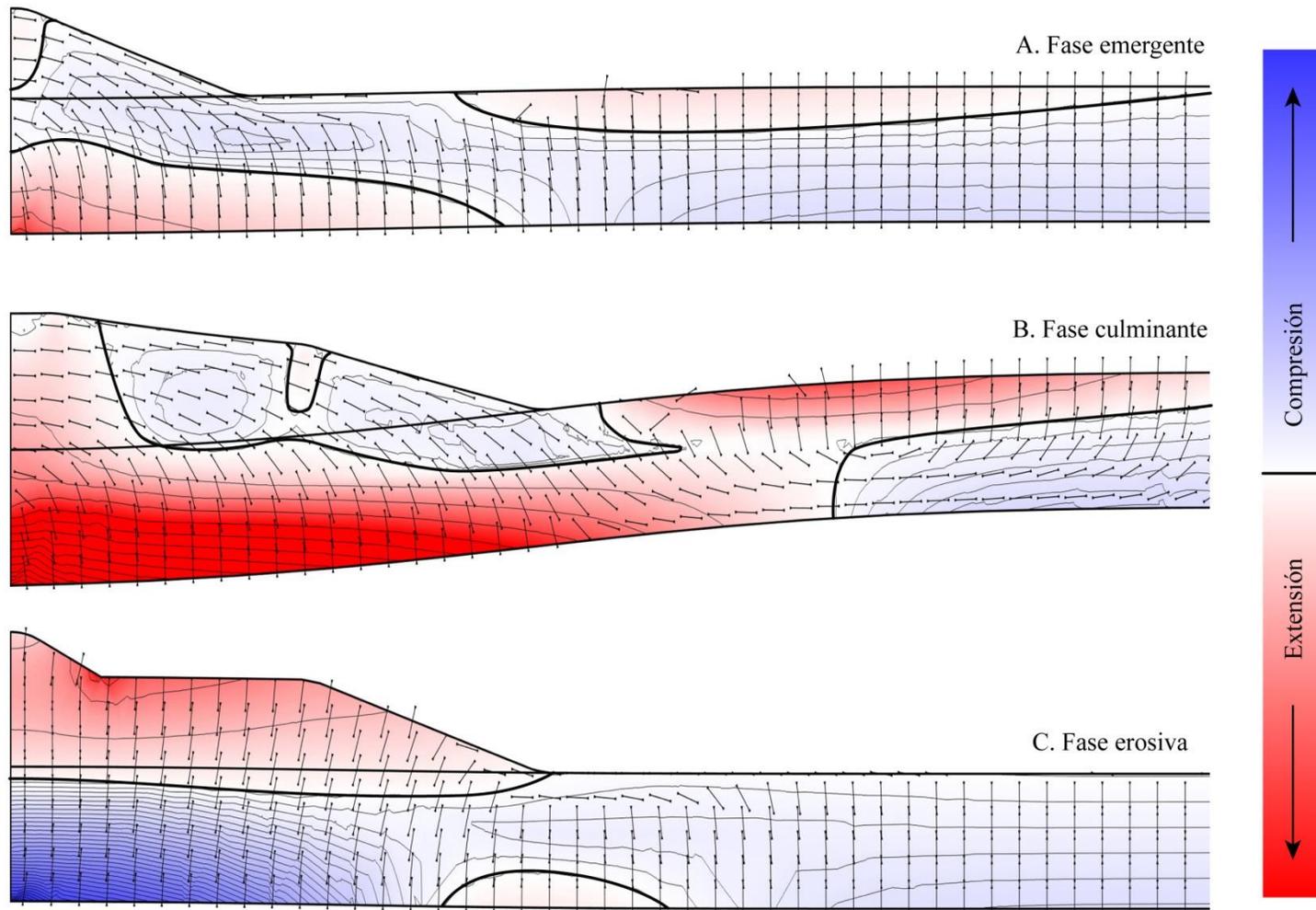


Figura 5-7: Respuesta flexural y variación del campo local de mínimo esfuerzo compresivo ( $\sigma_3$ ) para cada etapa de evolución.  $T_e = 6$ . Isolíneas cada 100 MPa en el rango extensivo y cada 10 MPa en el rango compresivo. Flechas: Dirección del máximo esfuerzo principal compresivo ( $\sigma_1$ ).

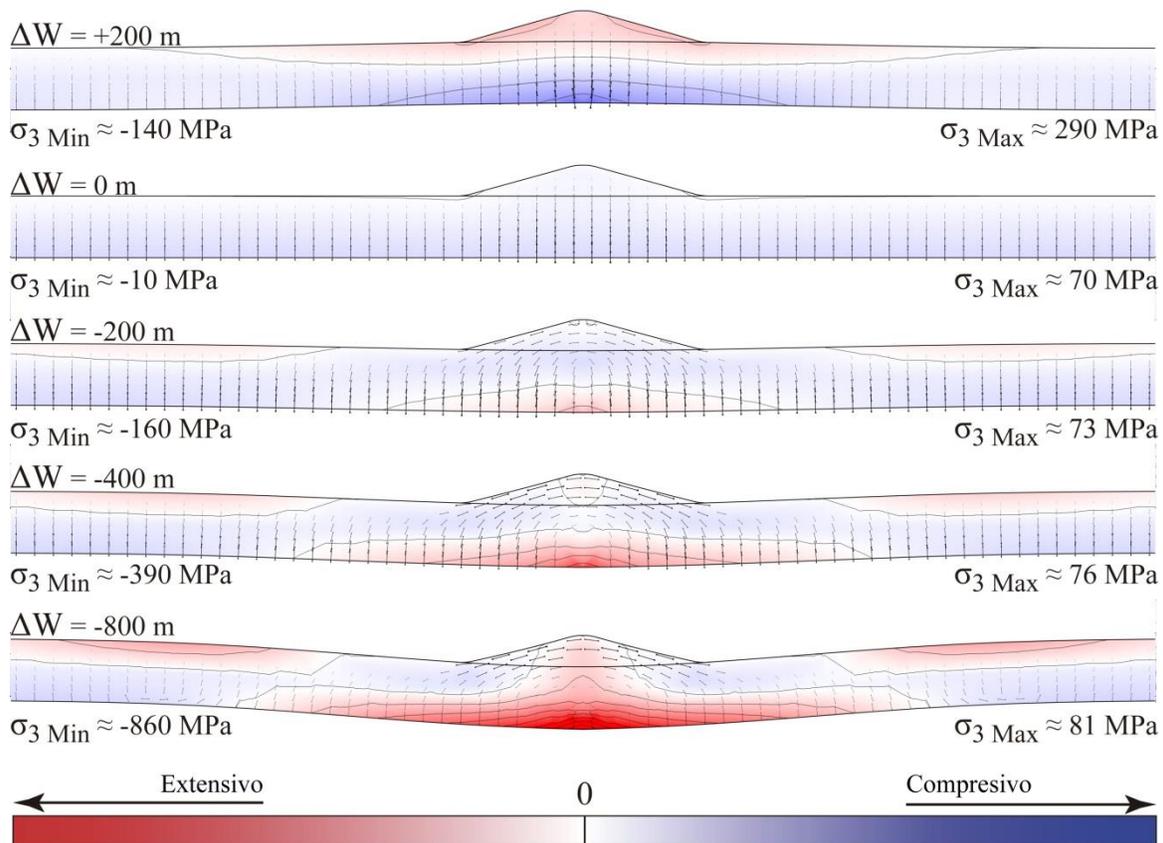
## **6. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE PARÁMETROS**

Pese a que en aproximaciones más realistas, las principales variables de entrada del presente problema están enlazadas entre sí (Secciones 4.4 y 4.5), a continuación se analiza por medio de una serie de ejemplos, no necesariamente realistas, el modo en que todas estas variables generan o alteran la magnitud y distribución del campo de esfuerzos al ser modificadas de manera independiente. Se consideran como variables principales, la magnitud de la máxima flexión de la placa, la envergadura del edificio volcánico y el espesor elástico de la placa.

### **6.1. EFECTO DE LA FLEXIÓN DE LA PLACA EN EL CAMPO DE ESFUERZOS**

Dentro del presente análisis, la variable predominante corresponde a la deflexión. En la Figura 6-1 se representa la variación en el campo de esfuerzos introducidos únicamente por cambios prescritos a la máxima deflexión de la placa, donde se aprecia cómo la magnitud de los esfuerzos flexurales se ve intensificada con su aumento, tanto en la dirección extensiva para el caso de la subsidencia, como compresiva para el caso del alzamiento.

Asimismo se aprecia el efecto del desplazamiento de esfuerzos flexurales desde la placa al edificio volcánico, el que con el aumento de la subsidencia, progresivamente logra elevar el núcleo extensivo inicialmente profundo, hasta la superficie en el centro del volcán.

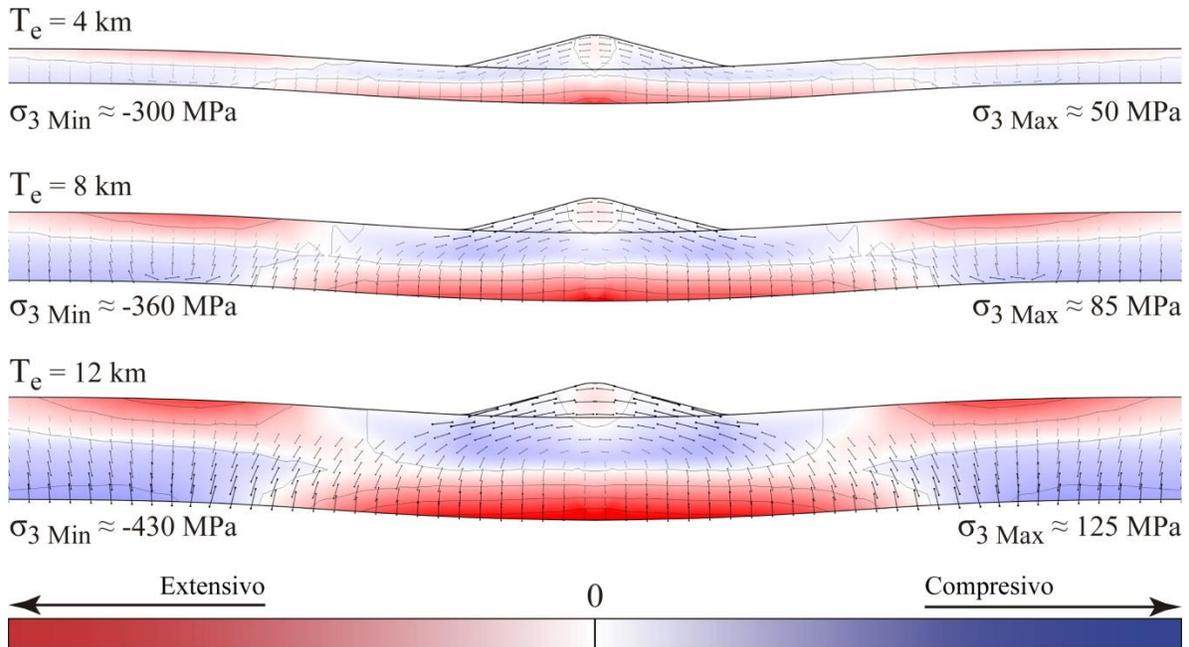


**Figura 6-1: Efecto de la variación de la deflexión ( $\Delta W = +200, 0, -200, -400, -800$  m) sobre el campo local de esfuerzos en la litósfera. En este ejemplo, tanto el espesor elástico de la placa como la envergadura del edificio volcánico se mantienen invariantes ( $T_e = 8$  km;  $H_s = 4$  km).**

## 6.2. EFECTO DEL ESPESOR ELÁSTICO DE LA PLACA

El campo de esfuerzos desarrollados al interior de la placa oceánica es también intensamente dependiente del espesor elástico. El ejemplo de la Figura 6-2 corresponde al efecto elástico de una deflexión fija tanto en amplitud como en ancho, prescrita sobre una configuración geométrica conformada por un edificio volcánico de tamaño fijo, sobreyaciendo una placa oceánica de espesor elástico variable.

Como la rigidez de la placa es dependiente del espesor, la magnitud de los esfuerzos flexurales se intensifica con el aumento de este parámetro. Por su parte, la dependencia de la distribución del campo de esfuerzos flexurales frente a la presencia del edificio volcánico (ejemplo siguiente), disminuirá en la medida que el espesor de la corteza supere en tamaño al edificio.



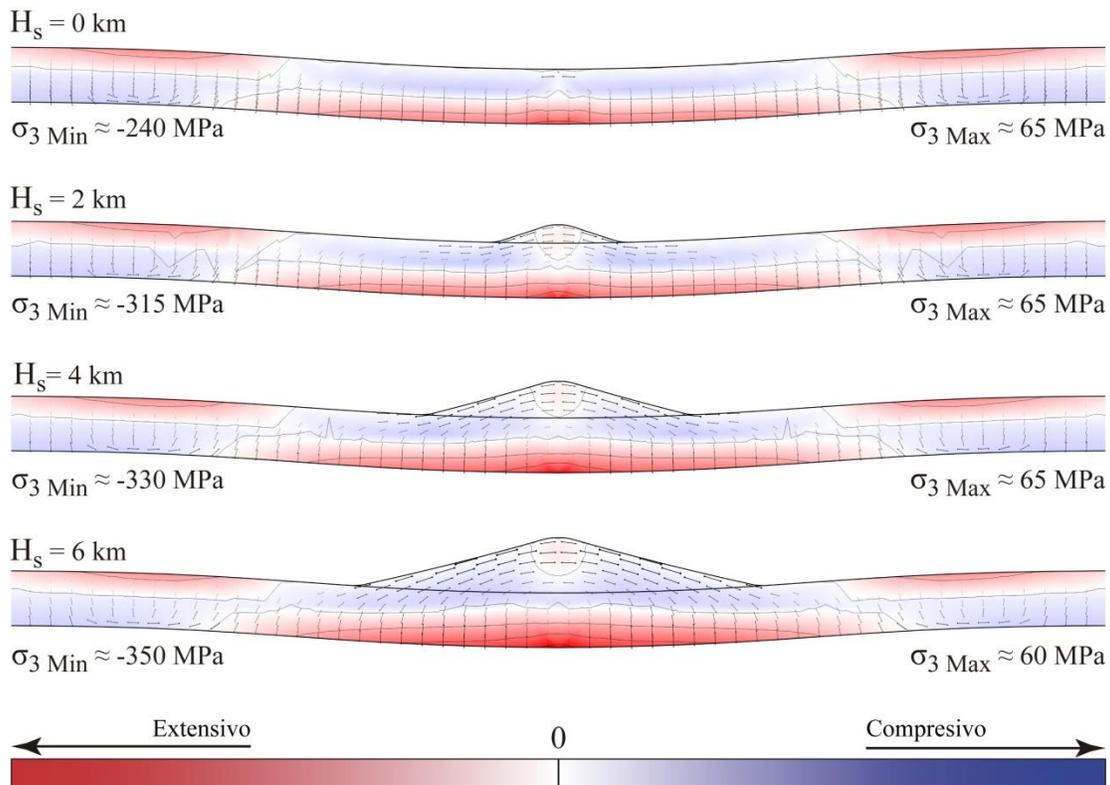
**Figura 6-2: Efecto que tiene la variación del espesor elástico ( $T_e = 4, 8, 12$  km) de la corteza en el esfuerzo tectónico. En este ejemplo, tanto la geometría del edificio sobreyacente como la deflexión se mantienen invariantes ( $\Delta W = 500$  m,  $H_s = 4$  km).**

### 6.3. EFECTO DEL EDIFICIO VOLCÁNICO SOBRE EL CAMPO DE ESFUERZOS

La influencia que el edificio volcánico ejerce sobre el campo de esfuerzos de la litósfera se compone de tres efectos superpuestos:

- El primero consiste en el campo de esfuerzos de carga generado por el peso del volcán, efecto ampliamente descrito (e.g. Fiske y Jackson, 1972; Muller *et al.*, 2001). En las configuraciones geométricas en estudio, la naturaleza de este campo de esfuerzos es completamente compresiva (alcanzando valores positivos en todas las direcciones), y la región de influencia incluye tanto al mismo edificio volcánico como al segmento de la corteza que se ubica bajo éste y su entorno inmediato.
- El segundo efecto, menos conocido, pero extensamente discutido en el presente trabajo, es el campo de esfuerzos elásticos generados al interior de la placa litosférica, como respuesta de la rigidez de ésta al fenómeno de la flexión. Tal como ya se ha mencionado, este campo de esfuerzos posee una distribución heterogénea en función de la curvatura de la deformación.

- El tercer efecto corresponde al aporte de rigidez que el edificio volcánico añade a la litósfera. Si bien el fenómeno flexural se desencadena por causa de la carga que el edificio ejerce sobre la placa, al mismo tiempo la rigidez de su estructura actúa como un obstáculo a la deformación. De esta forma, el campo de esfuerzos flexurales se transfiere parcialmente al edificio volcánico, trasladando su influencia hacia una ubicación más elevada en la placa, mientras que la presencia del edificio volcánico en el segmento superior fuerza la amplificación del fenómeno flexural en el extremo opuesto de la litósfera. En la figura 6-3 se grafica el campo de esfuerzos locales producidos por una deflexión en la placa, considerando el efecto tectónico que provoca la presencia de un edificio volcánico de tamaño variable, mostrando que la región extensiva asciende progresivamente por la placa, frente al aumento en la envergadura del edificio volcánico.



**Figura 6-3: Efecto en el campo de esfuerzos locales frente a la variación de la envergadura del edificio volcánico ( $H_s = 0, 2, 4, 6$  km). En este ejemplo, tanto el espesor elástico como la deflexión la placa se mantienen invariantes ( $\Delta W=500$  m,  $T_e = 6$  km).**

## 7. DISCUSIÓN

En los procesos de volcanismo oceánico, las variaciones volumétricas de los edificios volcánicos provocan procesos isostáticos de subsidencia o alzamiento, acompañados de una deformación en la corteza. La geometría de la respuesta flexural, expresada en sentido, amplitud y extensión espacial, es dependiente tanto del espesor elástico de la placa, como de la carga y distribución geométrica de dichas variaciones. Producto de esta deformación, al interior de la corteza se desarrolla un campo local de esfuerzos flexurales y de carga, que actuaría segregando su volumen en regiones compresivas y extensivas. Este campo de esfuerzos, relacionado a la capacidad de la corteza a dificultar o favorecer la dilatación de grietas y por ende, al transporte magmático, posee distribuciones complejas y es altamente variable en el tiempo (e.g. Ten Brink, 1991; Hieronymus y Bercovici, 1999).

A continuación se analizan las características volcano-tectónicas más relevantes extraídas del presente modelo, junto a una integración con las observaciones realizadas en la geología de las distintas etapas de evolución de la isla Robinson Crusoe.

### 7.1. NUEVAS IDEAS ACERCA DEL CAMPO DE ESFUERZOS TECTÓNICOS

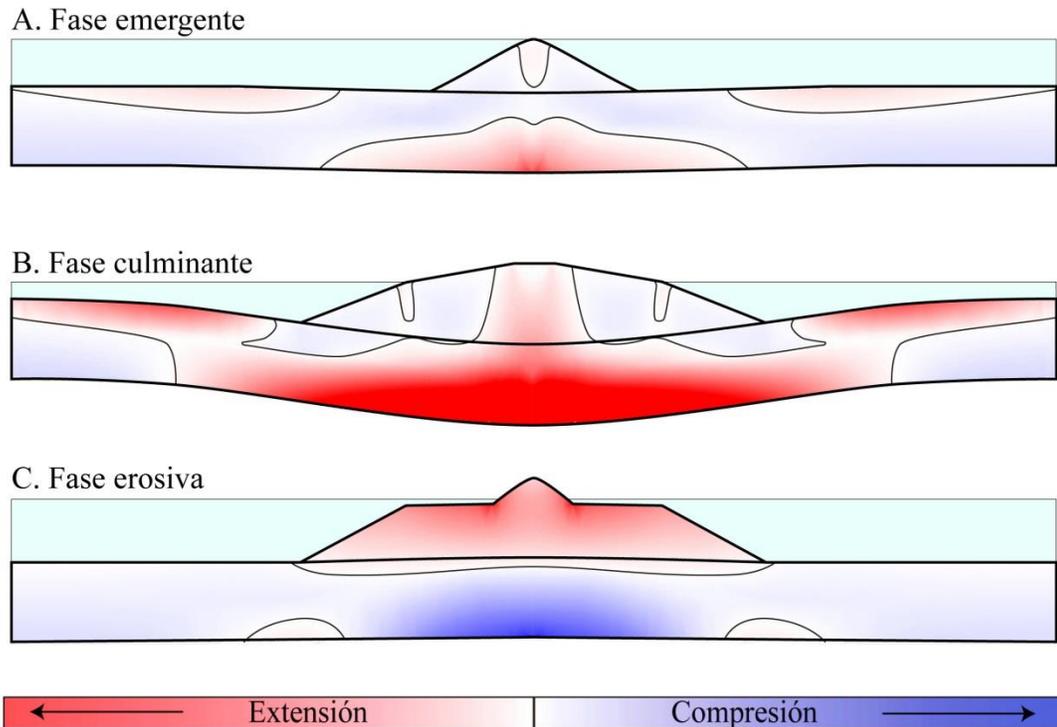
En el presente estudio se presenta una evaluación de primer orden de la distribución que el campo de esfuerzos tectónicos locales alcanza sobre la litósfera, conformada por la placa oceánica más el edificio volcánico, empleando como base un conjunto de geometrías simplificadas representativas de las distintas etapas evolutivas.

Si bien existen estudios que destacan la relevancia de los esfuerzos flexurales en el control y distribución del volcanismo, tanto al interior de cada edificio (e.g. Konter y Jackson, 2001) como a nivel de las cadenas volcánicas (e.g. Ten Brink, 1991; Hieronymus & Bercovici, 1999), éstos modelos no consiguen representar la complejidad de la distribución del campo de esfuerzos al interior de la litósfera, tampoco consideran sus variaciones temporales, y omiten el efecto que ejerce la presencia y morfología de los edificios volcánicos en el campo de esfuerzos.

Mientras que el campo gravitacional de esfuerzos es siempre compresivo y de incremento monótono en profundidad, el campo flexural posee una distribución más compleja, donde simultáneamente se tienen regiones compresivas, neutrales y extensivas, cuya intensidad máxima depende del espesor elástico de la placa además del tamaño y geometría del mismo edificio volcánico. Las variaciones temporales que experimentan las componentes gravitacional y flexural del campo de esfuerzos frente a las distintas etapas de evolución volcánica, también resultan contrastantes: mientras que el primero experimenta reducidas variaciones frente a la carga y descarga, el segundo registra variaciones profundas, pudiendo incluso invertir completamente su polaridad hacia la etapa final de erosión y descarga insular.

El proceso de crecimiento volcánico también afecta el desarrollo de esfuerzos, ya que provoca un incremento local en el espesor y la rigidez de la litósfera, forzando así una disminución en la respuesta flexural, y la transferencia de esfuerzos desde la placa al edificio volcánico. En función de la envergadura que progresivamente desarrolla el edificio, la localización de los campos de esfuerzos es capaz de migrar. Así, en ausencia de un edificio volcánico, la línea de esfuerzo neutral ( $\sigma_3 = 0$ ), y límite superior del núcleo extensivo en el bulbo flexural, se ubicaría en la mitad de ésta, mientras que en presencia de un volcán cuya envergadura sea comparable a su espesor elástico, el núcleo extensivo asciende en la corteza, pudiendo remontar en el eje del edificio volcánico, hasta su superficie.

## 7.2. MODELO DE EVOLUCIÓN VOLCÁNICA Y TECTÓNICA



**Figura 7-1: Esquema del modelo de variaciones tectónicas locales en cada etapa evolutiva de la isla Robinson Crusoe. Líneas gruesas indican límites de los elementos estructurales (placa oceánica y edificio volcánico) y líneas delgadas indican la superficie de esfuerzo neutro y límite entre regiones compresivas y extensivas ( $\sigma_3 = 0$ ).**

### 7.2.1. Etapas de volcanismo submarino a fase emergente

En la etapa de escudo submarino y la incipiente de la etapa de escudo subaéreo (Secuencias Punta Larga y Puerto Inglés en su unidad inferior), la geología de las intrusiones se caracteriza por una elevada intensidad de diques y sills, las que poseen un persistente patrón de entrecruzamiento, sin orientaciones o buzamientos preferentes, salvo sitios donde se exhibiría una aparente alternancia entre orientaciones relativamente ortogonales (Figura 3-6). Estos indicios sugieren el emplazamiento de estos enjambres en las proximidades de un centro volcánico (Walker, 1992), mientras que la amplia distribución de orientaciones sugiere un campo de esfuerzos con una anisotropía menor. Por su parte, la mayor presencia de sills daría cuenta de un ambiente de emplazamiento relativamente somero.

En la etapa submarina también comienza la formación de núcleos intrusivos profundos, lugares donde se almacenaría un volumen magmático varias veces superior que el magma extruido en el edificio volcánico (e.g. Contreras-Reyes *et al.*, 2010; Araña *et al.*, 2000; Watts *et al.*, 1997). El mecanismo de desarrollo de estos núcleos densos ha sido explicado a través de la existencia de una región donde el contraste de densidades con las lavas del edificio volcánico actuaría inhibiendo el impulso de la flotabilidad de los magmas en la propagación de diques, formando una *superficie de flotabilidad neutral* (Walker, 1992). En el presente análisis, se describe la presencia y distribución de núcleos extensivos en el campo local de esfuerzos corticales, provocados por la flexión y subsidencia que experimenta la corteza durante las etapas de crecimiento volcánico. En la depresión flexural, se localiza un núcleo extensivo central, que posee altas magnitudes y una expresión profunda, mientras que en el bulbo periférico, el núcleo extensivo tiene una expresión superficial e intensidades moderadas (Figura 7-1 A).

El núcleo central de esfuerzos extensivos inicia su desarrollo en profundidad, para luego elevarse progresivamente a través de la placa y el edificio volcánico. En la medida que el crecimiento volcánico persista, el ascenso de esta región progresaría hasta alcanzar la superficie durante el transcurso de la etapa de volcanismo de escudo subaéreo, impulsado por la combinación del incremento la tensión flexural y la transferencia en elevación de los esfuerzos, provocada por la rigidez del edificio recientemente añadido. Por su parte, la instalación de un régimen débilmente compresivo somero en los flancos e inmediaciones del volcán, mantendría el estilo de volcanismo central como proceso principal de crecimiento volcánico.

De este modo, durante las etapas de mayor crecimiento volcánico, la magnitud de los esfuerzos en el núcleo extensional de la depresión flexural superaría ampliamente la resistencia a la tracción de un macizo rocoso. En estas regiones, la formación y dilatación de grietas ocurriría de manera espontánea, desarrollando en ellas una alta cantidad de intrusiones, al tiempo que por tratarse de ambientes tectónicos fuertemente extensivos, el transporte magmático a través de estos conductos sería del tipo intrusivo (*sensu* Ida, 1999), restringiendo la potencialidad de migración extrusiva solo a los casos donde la presión magmática en los conductos centrales sea lo suficientemente elevada para sobreponerse al

efecto de la extensión tectónica. De esta forma, el presente modelo plantea una explicación complementaria a la teoría de las superficies de flotabilidad neutral propuesta por Walker (1992), para la génesis y crecimiento de los núcleos intrusivos presentes en las islas y montes oceánicos.

#### 7.2.2. Etapa de escudo subaéreo a fase culminante

Para la etapa de escudo subaéreo, de rápido y continuo crecimiento del edificio volcánico (Reyes, 2012), los conductos de alimentación magmática presentan un patrón radial de orientaciones, mayor paralelismo en cada sitio y espesores mayormente inferiores a 1 m. Exhibe además una distribución fuertemente concentrada en una franja de orientación N-S relacionada espacialmente con el desarrollo de una conspicua zona de rift también asignada a esta etapa, reconocible tanto en afloramientos superficiales como en la geomorfología submarina. Estos indicios sugieren volcanismo central permanente y una elevada tasa de suplementación magmática.

El surgimiento, desarrollo y persistencia de zonas de rift propagadas desde alimentadores centrales es la evidencia más visible de la tendencia que tienen los sistemas volcánicos oceánicos a desarrollar mecanismos de atracción, acumulación y transporte intrusivo de magmas. Del análisis del campo de esfuerzos locales se sugiere que durante esta etapa, la zona de influencia del núcleo de esfuerzos extensivos asciende en elevación, alcanzando la superficie en la región central del edificio volcánico (Figura 7-1 B), además de mantener activo el vigoroso mecanismo de atracción y transporte magmático, que posibilite el rápido crecimiento insular reportado para esta etapa en Robinson Crusoe. A partir de esta región se iniciaría la propagación de prominentes zonas de rift, siguiendo la tendencia reconocida en los magmas del volcán Kilauea a transportarse lateralmente sin ascender (e.g. Fiske y Jackson, 1972; Walker, 1992). Las zonas de rift pueden exceder el dominio del edificio volcánico, progresando lateralmente por decenas de kilómetros sobre una región periférica de la placa, directamente influenciada por la presencia del campo de esfuerzos tectónicos locales.

Adicionalmente, el desarrollo de un núcleo tectónico extensivo que alcanza la cúspide del escudo subaéreo, resulta consistente con la formación de cámaras magmáticas tanto

profundas como someras (e.g. Bohrson, 2007) y calderas centrales de subsidencia, fenómeno que, aunque no reconocido en Robinson Crusoe, está ampliamente descrito en otras islas oceánicas de mayor envergadura como las del archipiélago de Hawaii (e.g. Clague y Darlymple, 1987), Islas Canarias (e.g. Carracedo, 1999) y Cabo Verde (e.g. Ramalho, 2011).

### 7.2.3. Fase erosiva y de volcanismo rejuvenecido

Tras la declinación del volcanismo, se inicia una etapa en que la sección emergida del edificio volcánico es sometida a procesos permanentes de erosión y transporte, los que terminan por labrar una importante plataforma de abrasión marina, al mismo tiempo que su carga gravitacional se redistribuye progresivamente desde la sección emergida hasta la base del edificio volcánico, sobre el fondo marino.

Luego de ca. 2 Ma de erosión permanente y ausencia de volcanismo, se inicia la breve etapa de volcanismo rejuvenecido, con la emisión de materiales que rellenan los valles de erosión, sobre la periferia de la isla. Relacionados a esta etapa, se reconocen indicios de centros eruptivos pobremente conservados y escasos diques alimentadores, los que registran una orientación radial y espesores hasta diez veces mayores que las etapas previas de volcanismo.

En la etapa final del presente análisis, se describe el proceso de descarga gravitacional producto de la erosión. Éste induciría un alzamiento que invierte el sentido del fenómeno flexural, desarrollando un campo de esfuerzos fuertemente compresivos en el segmento basal de la corteza, mientras que en el dominio somero del edificio volcánico, se desarrollaría un campo de esfuerzos extensivos, el que alcanza un valor máximo en la periferia de la isla, lugar donde se encuentra el punto de inflexión morfológica entre la amplia plataforma de abrasión marina y los escarpados límites de la isla remanente (Figura 7-1 C).

Durante el transcurso de este proceso erosivo, se inicia la etapa de volcanismo rejuvenecido. Respecto a su mecanismo de origen, las teorías más recientes indican que el rol del alzamiento litosférico en el bulbo flexural, tanto en la periferia como en las islas

desplazadas de la pluma (Bianco et al., 2005), influenciaría una descompresión en la astenósfera, sometiénola a distintas tasas de fusión parcial. En casos como Samoa, donde el fenómeno flexural de la corteza se encuentra magnificado por condiciones externas al sistema volcánico, se reporta un voluminoso aporte de este tipo de volcanismo (Konter y Jackson, 2012).

En este modelo, se propone como mecanismo adicional para el origen del volcanismo rejuvenecido, el alzamiento isostático que la isla sufriría debido a la paulatina descarga erosiva, tras el cese del volcanismo central. De acuerdo a los cálculos aquí expuestos, el alzamiento que acompaña este proceso puede exceder en magnitud al de cualquier bulbo flexural que se generaría por el crecimiento de un nuevo edificio volcánico en las proximidades. Este alzamiento está acompañado de una deformación flexural que genera una inversión en la polaridad de los esfuerzos, con el desarrollo de un amplio núcleo compresivo en la placa oceánica, lugar que en las etapas previas, alojaba un núcleo extensivo. Mientras, en la región somera del edificio volcánico, región mayormente compresiva en las etapas previas, ocurriría el desarrollo de esfuerzos extensionales, los que facilitarían la inyección de magmas, incluso aquellos que posean bajas presiones (Ida, 1999).

Rubin (1990), describe una comparación entre complejos de diques de Islandia y Hawaii, en base a diferencias en su espesor. Interpreta esta diferencia por el contraste de los ambientes tectónicos donde éstos se emplazan. En Islandia, donde existe un campo extenso y estable de extensión tectónica, los diques alcanzan espesores significativamente mayores que los diques de las islas Hawaiianas, emplazados en un ambiente compresivo, debido a las intrusiones y suministro magmático constantes. En el presente estudio se describen notorias diferencias en el espesor de los diques entre las etapas de escudo y la post-erosiva, con lo que la aplicación de este mismo análisis, sería consistente con las contrastantes condiciones tectónicas calculadas para el edificio volcánico en cada una de estas etapas.

### 7.3. CONSIDERACIONES RESPECTO AL ESPESOR ELÁSTICO

La magnitud del espesor elástico afecta notablemente el aporte de los esfuerzos flexurales al campo local de esfuerzos. De acuerdo con la estimación global de Caldwell y Turcotte,

(1979), el espesor elástico de la placa oceánica en la región de la isla Robinson Crusoe, tendría un valor cercano a 20 km, sin embargo, de acuerdo a análisis realizados en otros volcanes de la cadena, el espesor elástico de la placa experimentaría una notoria disminución en las zonas donde ésta alcanza mayor curvatura bajo los montes submarinos (Manríquez, 2012). Consistentemente, en este estudio se describe una correlación entre la subsidencia por carga en las etapas de volcanismo y el desarrollo de un intenso régimen flexural extensivo, localizado en regiones específicas. En prácticamente todos los casos, estos esfuerzos tendrían magnitud suficiente para generar una deformación inelástica en la placa, provocando así una disminución en el espesor elástico efectivo.

En el presente análisis se realizaron modelaciones considerando un rango de valores entre 6 y 12 km. El extremo inferior del rango tiene la finalidad de resaltar los efectos tectónicos del fenómeno flexural, y se ha empleado en la representación de los resultados, aunque se infiere que el valor del espesor elástico efectivo se aproximaría más al extremo superior del rango (10 a 12 km, Figuras C y D en Anexo).

## 8. CONCLUSIONES

El presente trabajo postula un modelo evolutivo secuencial, proveniente del estudio combinado entre el transporte magmático y las variaciones tectónicas inducidas por el crecimiento volcánico. Éste resulta consistente con las observaciones reportadas tanto en la geología de Robinson Crusoe, como en otras islas oceánicas.

Complementariamente a la capacidad que tienen los edificios volcánicos, de atraer la propagación de diques por efecto de la carga (Muller *et al.*, 2001), se plantea que el desarrollo de un núcleo tectónico extensivo, presente en todas las etapas de construcción volcánica, generaría el potencial suficiente de atraer las intrusiones magmáticas, conduciéndolas hacia el eje principal del sistema volcánico.

Respecto a la capacidad de los sistemas volcánicos de retener los magmas en su interior y transportarlos lateralmente, complementariamente a teoría de las *zonas de flotabilidad neutral* (Walker, 1992), se propone que el desarrollo y progreso de los núcleos de extensión tectónica descritos en este trabajo, los que poseerían condiciones tectónicas suficientes para que el mecanismo de transporte magmático posea carácter prevalentemente intrusivo en esas regiones (*sensu* Ida, 1999).

Tras la declinación del volcanismo de escudo, y durante la etapa de descarga por erosión marina, se podría generar un alzamiento isostático de la corteza, calculado en un rango de 40 a 170 m, dependiendo del espesor elástico, el que está acompañado de una deformación flexural en el sentido inverso. Ésta variación, generada en el mismo edificio volcánico, bastaría para generar el alzamiento y descompresión necesarios para la ocurrencia del volcanismo rejuvenecido, *sensu* García *et al.* (2010), sin requerir necesariamente de la presencia simultánea de otros volcanes desarrollándose en las inmediaciones. Se propone el fenómeno flexural por descarga como un factor adicional para explicar el origen del volcanismo rejuvenecido, el que contribuiría tanto en las condiciones mecánicas necesarias para el proceso de transporte, como incentivando una mayor descompresión en la fuente magmática.

Existe una notable variación de las condiciones tectónicas del edificio volcánico, entre la etapa de volcanismo de escudo y la etapa de volcanismo rejuvenecido. Ésta se refleja principalmente en la distribución del ancho de los diques (*sensu* Rubin, 1990), mayor en hasta dos órdenes de magnitud en el caso del volcanismo rejuvenecido, que indicaría esfuerzos confinantes notablemente menores para esta etapa.

El presente modelo de evolución de la isla de Robinson Crusoe, contribuye con nuevas ideas para los procesos de interacción tectónica en cada etapa de volcanismo, y puede ser extendido a otros volcanes oceánicos en ambientes de intraplaca.

## **BIBLIOGRAFÍA**

ANDERSON, D. L. 2000. The thermal state of the upper mantle; No role for mantle plumes, *Geophys. Res. Lett.*, 27(22), 3623–3626, doi:10.1029/2000GL011533

ARRIAGADA, C; FERRANDO, R., CÓRDOVA, L., MORATA, D., ROPERCH, P. 2013. The Maipo Orocline: a first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes., *Andean Geology* 40 (3): 419-437.

ASTUDILLO, V. 2014. Geomorfología y evolución geológica de la isla Robinson Crusoe, archipiélago Juan Fernández. Memoria para optar al título de geóloga. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

BAKER, P.E.; GLEDHILL, A.; HARVEY, P.K.; HAWKESWORTH, C.J. 1987. Geochemical evolution of the Juan Fernandez Islands, SE Pacific. *Journal of the Geological Society*, London 144:933-944.

BIANCO, T.A.; ITO, G.; BECKER, J.M.; GARCIA, M.O. 2005. Secondary Hawaiian volcanism formed by flexural arch decompression, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q08009, doi:10.1029/2005GC000945.

BLEACHER, J.E., GREELEY, R. 2008. Relating volcano morphometry to the developmental progression of Hawaiian shield volcanoes through slope and hypsometric analyses of SRTM data, *J. Geophys. Res.*, 113, B09208, doi:10.1029/2006JB004661.

BOHRSON, W.B. 2007. Insight into subvolcanic magma plumbing systems, *Geology* 35: 767-768.

CALDWELL, J. G.; TURCOTTE, D. L. 1979. Dependence of the thickness of the elastic oceanic lithosphere on age. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), vol. 84, no B13, p. 7572-7576.

CALMANT, S.; FRANCHETEAU, J.; CAZENAVE, A. 1990. Elastic layer thickening with age of the oceanic lithosphere: a tool for prediction of the age of volcanoes or oceanic crust. *Geophysical Journal International*, vol. 100, no 1, p. 59-67.

CAMACHO, A. G.; FERNÁNDEZ, J.; GONZÁLEZ, P. J.; RUNDLE, J. B.; PRIETO, J. F.; ARJONA, A. 2009. Structural results for La Palma island using 3-D gravity inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), vol. 114, no B5.

CARRACEDO, J. C., 1994. The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (60): 225-241.

CARRACEDO, J. C. 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 94, no 1, p. 1-19.

CLAGUE, D. A.; DALRYMPLE, G. B. 1987. The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part I. Geologic evolution. *Volcanism in Hawaii*, vol. 1, p. 5-54.

CONTRERAS-REYES, E., 2003. Caracterización sísmica del monte submarino O'Higgins. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención en Geofísica. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

CONTRERAS-REYES, E.; OSSES, A. 2010. Lithospheric flexure modelling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the Trench Outer Rise region. *Geophysical Journal International*, vol. 182, no 1, p. 97-112.

CONTRERAS-REYES, E.; SEPÚLVEDA, J. 2011. Magmatic processes beneath the Louisville and Juan Fernández hotspot tracks from wide angle seismic data. Poster at the American Geophysical Union Chapman Conference, Puerto Ayora, Galápagos, Ecuador, July 2011.

CONTRERAS-REYES, E.; GREVEMEYER, I.; WATTS, A.B., PLANERT, L.; FLUEH, E.R.; PEIRCE, C. 2010. Crustal intrusion beneath the Louisville hotspot track. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, vol. 289, no 3, p. 323-333.

COURTILLOT, V.; DAVAILLE, A.; BESSE, J.; STOCK, J. 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 205:295-308.

DANIELS, K.A., KAVANAGH, J., MENAND, T., SPARKS, R.S.J. 2012. The shapes of dikes: Evidence for the influence of cooling and inelastic deformation. *Geological Society of America Bulletin*, Geological Society of America, 2012, 124 (7/8), pp.1102-1112.

DAVIES, G.F. 1988. Ocean bathymetry and mantle convection: 1. Large-scale flow and hotspots. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 1988, vol. 93, no B9, p. 10467-10480.

DEMETS, C.; GORDON, R.G.; ARGUS, D.F. 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 2010, vol. 181, no 1, p. 1-80.

DELANEY, P.T. 1986. Conductive cooling of dikes with temperature-dependent thermal properties and heat of crystallization. *USGS Open-File Report* 86-444.

DELANEY, P.T.; POLLARD, D.D. 1982. Solidification of basaltic magma during flow in a dike. *American Journal of Science*, , vol. 282, no 6, p. 856-885.

DELANEY, P.T.; POLLARD, D.D.; ZIONY, J.I.; MCKEE, E.H. 1986. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 1986, vol. 91, no B5, p. 4920-4938.

DELCAMP, A., TROLL, V.R., VAN WYK DE VRIES, B., CARRACEDO, J.C., PETRONIS, M.S., PEREZ-TORRADO, F.J., DEEGAN, F.M. 2012. Dykes and structures of the NE rift of Tenerife, Canary Islands: a record of stabilisation and destabilisation of ocean island rift zones. *Bull. Volcanol.* 74: 963. doi:10.1007/s00445-012-0577-1.

DEVEY, C.W.; HÉMOND, C.; STOFFERS, P. 2000. Metasomatic reactions between carbonated plume melts and mantle harzburgite: the evidence from Friday and Domingo Seamounts (Juan Fernandez chain, SE Pacific). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139:68-84.

DIETERICH, J.H. 1988. Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 1988, vol. 93, no B5, p. 4258-4270.

ELSWORTH, D.; VOIGHT, B., 1995. Dike intrusion as trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6005-6024.

FISKE, R.S.; JACKSON, E.D. 1972. Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: the effect of regional structure and gravitational stresses. En *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. The Royal Society, 1972. p. 299-326.

FOULGER, W. 2010. *Plates vs Plumes: A Geological Controversy*. 364 p. Wiley-Blackwell.

GARCIA, M.O.; SWINNARD, L.; WEIS, D.; GREENE, A.R.; TAGAMI, T.; SANO, H.; GANDY, C.E. 2010. Petrology, geochemistry and geochronology of Kaua'i lavas over 4.5 Myr: Implications for the origin of rejuvenated volcanism and the evolution of the Hawaiian plume. *Journal of Petrology*, 2010, p. egq027.

GEYER, A.; MARTÍ, J. 2010. The distribution of basaltic volcanism on Tenerife, Canary Islands: Implications on the origin and dynamics of the rift systems. *Tectonophysics*, 2010, vol. 483, no 3, p. 310-326.

GRIGG, R.W.; JONES, A.T. 1997 Uplift caused by lithospheric flexure in the Hawaiian Archipelago as revealed by elevated coral deposits. *Marine geology*, 1997, vol. 141, no 1, p. 11-25.

GURRIET, P. 1987. A thermal model for the origin of post-erosional alkalic lava, Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters* 82, 153-158.

HIERONYMUS, C.F.; BERCOVICI, D. 1999. Discrete alternating hotspot islands formed by interaction of magma transport and lithospheric flexure. *Nature*, vol. 397, no 6720, p. 604-607.

HIERONYMUS, C.F.; BERCOVICI, D. 2000. Non-hotspot formation of volcanic chains: control of tectonic and flexural stresses on magma transport. *Earth and Planetary Science Letters* 181:539-554.

HILL, D.P.; ZUCCA, J.J. 1987. Geophysical constraints on the structure of Kilauea and Mauna Loa volcanoes and some implications for seismomagmatic processes. US Geol. Surv. Prof. Pap, 1987, vol. 1350, no 903-917.

IDA, Y. 1999. Effects of the crustal stress on the growth of dikes: Conditions of intrusion and extrusion of magma. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 1999, vol. 104, no B8, p. 17897-17909.

I.N.E. 2010. Estadísticas demográficas, Compendio Estadístico. Instituto Nacional de Estadísticas. Santiago de Chile.

KAY, S.M., MPODOZIS, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flatslab. *Journal of South American Earth Science*, 15, 39–59.0

KAY, S. M., MPODOZIS, C., RAMOS, V. A. & MUNIZAGA, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S). In: Harmon, R. S. & Rapela, C. W. (eds) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America Special Papers, 265, 113–137.

KIM, S.; WESSEL, P. 2010. Flexure modelling at seamounts with dense cores. *Geophysical Journal International*, 2010, vol. 182, no 2, p. 583-598.

KONTER, J.G.; JACKSON, M.G. 2012. Large volumes of rejuvenated volcanism in Samoa: Evidence supporting a tectonic influence on late-stage volcanism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2012, vol. 13, no 6.

LISTER, J.R. 1990. Buoyancy-driven fluid fracture: the effects of material toughness and of low-viscosity precursors. *Journal of Fluid Mechanics*, 1990, vol. 210, p. 263-280.

LISTER, J.R.; KERR, R.C. 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 1991, vol. 96, no B6, p. 10049-10077.

MANRÍQUEZ, P.M. 2012. Modelamiento flexural tridimensional de la litosfera oceánica de Nazca frente a las costas del norte (14°S-23°S) y centro de Chile (32°S-34°S). Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención en Geofísica. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Santiago.

MCMURTRY, G. M., CAMPBELL, J. F., FRYER, G. J., FIETZKE, J. 2010. Uplift of Oahu, Hawaii, during the past 500 ky as recorded by elevated reef deposits. *Geology*, 2010, vol. 38, no 1, p. 27-30.

MCNUTT, M.; MENARD, H.W., 1978. Lithospheric flexure and uplifted atolls. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 1978, vol. 83, no B3, p. 1206-1212.

MÉRIAUX, C.; LISTER, J.R. 2002. Calculation of dike trajectories from volcanic centers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 2002, vol. 107, no B4, p. ETG 10-1.

MONTELLI, R.; NOLET, G.; DAHLEN, F. A.; MASTERS, G. 2006. A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2006, vol. 7, no 11.

MOORE, J.G.; PHILLIPS, R.L.; GRIGG, R.W.; PETERSON, D.W.; AND SWANSON, D.A. 1973. Flow of lava into the sea, 1969-1971, Kilauea Volcano, Hawaii: *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, n. 2, p. 537-546.

MORALES, A.J. 1987. Geología de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, Archipiélago Juan Fernández, V Región, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Antofagasta, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias. 103p.

MORGAN, W.J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230:42-43.

MORGAN, W.J. 1972. Deep mantle convection plumes and plate motions. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* 56: 203–213.

MULLER, J.R.; ITO, G.; MARTEL, S.J. 2001. Effects of volcano loading on dike propagation in an elastic half-space. *Journal of Geophysical Research*, 2001, vol. 106, no B6, p. 11101-11113.

MÜLLER, R.D.; SDROLIAS, M.; GAINA, C.; ROEST, W.R. 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, vol. 9, no 4.

NAKAMURA, K. 1982. Why do long rift zones develop better in Hawaiian volcanoes—a possible role of thick oceanic sediments. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 25: pp. 255-267.

NOAA. 2006. 2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2). U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 2006. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/06mgg01.html>

NOAA. 2015. Magnetic Field Calculators. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Centers of Environmental Information. <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/>

PRESLEY, T.K.; SINTON, J.M.; PRINGLE, M. 1997. Postshield volcanism and catastrophic mass wasting of the Waianae Volcano, Oahu, Hawaii. *Bulletin of volcanology*, 1997, vol. 58, no 8, p. 597-616.

RAMALHO, R.S.; HELFFRICH, G.; SCHMIDT D.; VANCE, D., 2010. Tracers of uplift and subsidence in the Cape Verde Archipelago. *Journal of the Geological Society*, 167 (3): 519-538

RAMALHO, R.S., 2011. *Building the Cape Verde Islands*. 210 p. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

RAMALHO, R.S.; QUARTAU, R.; TRENHAILE, A.S.; MITCHELL, N.C.; WOODROFFE, C.D.; ÁVILA, S.P., 2013. Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production. *Earth-Science Reviews*, 127: 140 – 170.

REICH, M.; PARADA, M.A.; PALACIOS, C; DIETRICH, A.; SCHULTZ, F.; LEHMANN, B. 2003. Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. *Mineralium Deposita* 38: 876-885.

REYES, J. 2012. Evolución magmática de la isla Robinson Crusoe, Dorsal de Juan Fernández, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

RIBE, N.M.; CHRISTENSEN, U.R. 1999. The dynamical origin of Hawaiian volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, vol. 171, no 4, p. 517-531.

RUBIN, A.M. 1990. A comparison of rift-zone tectonics in Iceland and Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, vol. 52, no 4, p. 302-319.

RUBIN, A.M. 1995. Propagation of magma-filled cracks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 23, p. 287-336.

SAGER, W., ZHANG, J., KORENAGA, J., SANO, T., KOPPERS, A., WIDDOWSON, M., MAHONEY, J. 2013. An immense shield volcano within the Shatsky Rise oceanic plateau, northwest Pacific Ocean. *Nature Geoscience*, 2013, vol. 6, no 11, p. 976-981.

SCHMINCKE, H.U.; WEAVER, P.P.E.; FIRTH, J.V.; BARAZA, J.; BRISTOW, J.; BRUNNER, C.; FUNCK, T. 1995. Background, objectives, and principal results of drilling the clastic apron of Gran Canaria (VICAP). In *Proc. Ocean Drill. Program Initial Rep. Vol. 157*, pp. 11-25.

SEPÚLVEDA, J. 2012. Tomografía sísmica 2D de alta resolución bajo los montes submarinos O'Higgins. Tesis (Magíster en Ciencias, mención en Geofísica). Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

SEPÚLVEDA, P. 2013. Condiciones de sedimentación de secuencias sedimentarias holocenas en la isla Robinson Crusoe y sus implicancias en el alzamiento debido al crecimiento del hot-spot. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

SEPÚLVEDA, P.; LE ROUX, J.P.; LARA, L.E.; OROZCO, G.; AND ASTUDILLO, V. 2015. Biostratigraphic evidence for dramatic Holocene uplift of Robinson Crusoe Island, Juan Fernández Ridge, SE Pacific Ocean. *Biogeosciences*, vol. 12, no 6, p. 1993-2001.

SHERROD, D.R.; SINTON, J.M.; WATKINS, S.E.; BRUNT, K.M. 2007. Geologic map of the State of Hawai'i: U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1089 [<http://pubs.usgs.gov/of/2007/1089/>].

SLEEP, N.H. 1990. Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 1990, vol. 95, no B5, p. 6715-6736.

SMITH, J.; WESSEL, P. 2000. Isostatic consequences of giant landslides on the Hawaiian Ridge. *Pure and Applied Geophysics*, 157 (6): 1097-1114.

SPENCE, D.A.; TURCOTTE, D.L. 1985. Magma-driven propagation of cracks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 1985, vol. 90, no B1, p. 575-580.

STAUDIGEL, H.; CLAGUE, D.A. 2010. The geological history of deep-sea volcanoes: Biosphere, hydrosphere, and lithosphere interactions. *Oceanography* 23(1):58–71.

STEINBERGER, B. 2000. Plumes in a convecting mantle- Models and observations for individual hotspots. *Journal of Geophysical Research*, 2000, vol. 105, no B5, p. 11,127-11,152.

SWANSON, D.A.; DUFFIELD, W.A.; FISKE, R.S. Displacement of the south flank of Kilauea Volcano; the result of forceful intrusion of magma into the rift zones. U.S. Government Printing Office, 1976.

TAGAMI, T.; NISHIMITSU, Y.; SHERROD, D.R. 2003. Rejuvenated-stage volcanism after 0.6-my quiescence at West Maui volcano, Hawaii: new evidence from K–Ar ages and chemistry of Lahaina Volcanics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 120, no 3, p. 207-214.

TEBBENS, S. F., CANDE, S. C., KOVACS, L., PARRA, J. C., LABRECQUE, J. L., VERGARA, H. 1997. The Chile ridge: a tectonic framework. *Journal of Geophysical Research*, 1997, vol. 102, no 12, p. 035-12.

TEN BRINK, U. 1991. Volcano spacing and plate rigidity. *Geology*, 1991, vol. 19, no 4, p. 397-400.

TURCOTTE, D.L.; SCHUBERT, G. 2002. *Geodynamics*, 2nd ed. Cambridge University Press.

VOGT, P.R.; SMOOT, N.C. 1984. The Geisha Guyots: Multi-beam bathymetry and morphometric interpretation. *Journal of Geophysical Research*, 89: 11085-11107.

VON HUENE, R.V.; CORVALÁN, J.; FLUEH, E.R.; HINZ, K.; KORSTGARD, J.; RANERO, C.R.; WEINREBE, W. 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Tectonics*, 1997, vol. 16, no 3, p. 474-488.

VON HUENE, R.; RANERO, C.R. 2009. Neogene collision and deformation of convergent margins along the backbone of the Americas. *Geological Society of America Memoirs*, 2009, vol. 204, p. 67-83.

WALKER, G.P.L. 1992. "Coherent intrusion complexes" in large basaltic volcanoes—a new structural model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1992, vol. 50, no 1, p. 41-54.

WALKER, G.P.L. 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 94, no 1, p. 21-34.

WATTS, A.B. 1978. An analysis of isostasy in the world's oceans: 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain. *J. geophys. Res.*, vol. 83, no B12, p. 5989-6004.

WATTS, A.B. 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press.

WATTS, A.B.; TEN BRINK, U. 1989. Crustal structure, flexure, and subsidence history of the Hawaiian Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94 (B8): 10473-10500.

WATTS, A.B.; BODINE, J.H.; STECKLER, M.S. 1980. Observations of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 1980, vol. 85, no B11, p. 6369-6376.

WESSEL, P. 1993. A reexamination of the flexural deformation beneath the Hawaiian Islands. *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, no 12, p. 177-12.

WHITE, S.M.; CRISP, J.A.; SPERA, F.J. 2006. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q03010

WOHLETZ, K.; HEIKEN, G. 1992. *Volcanology and geothermal energy*. University of California Press.

YÁÑEZ, G.A.; RANERO, C.R.; VON HEUNE, R.; DÍAZ, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32° -34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal Geophysics Research*, 106: 6325-6345.

YÁÑEZ, G.; CEMBRANO, J; PARDO, M; RANERO, C.R.; SELLES, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences* 15:23-28.

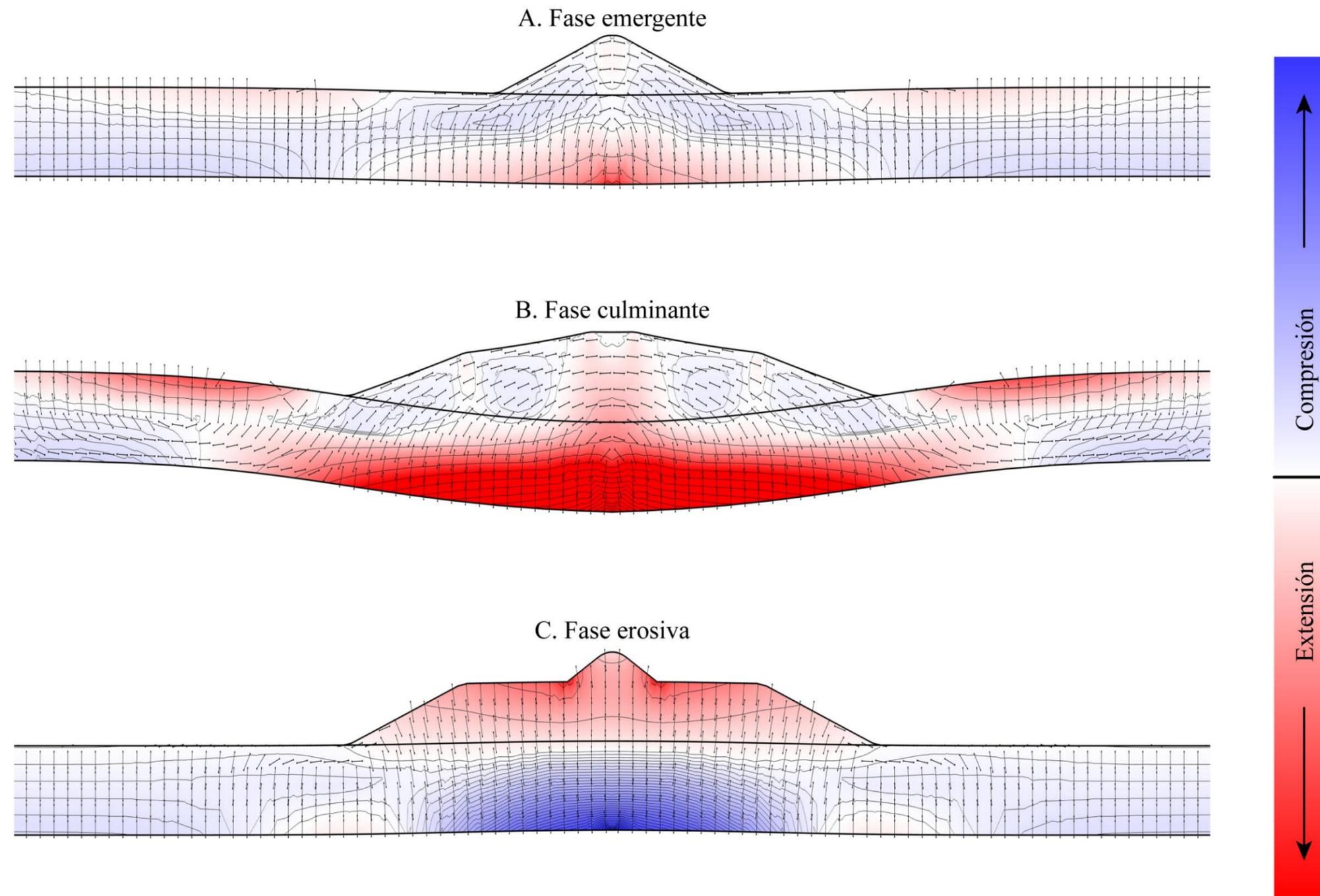


Figura A: Respuesta flexural y variación del campo local de mínimo esfuerzo compresivo ( $\sigma_3$ ) para cada etapa de evolución.  $T_e = 6$ . Isolíneas cada 100 MPa en el rango extensivo y cada 10 MPa en el rango compresivo. Flechas: Dirección del máximo esfuerzo principal compresivo ( $\sigma_1$ ).

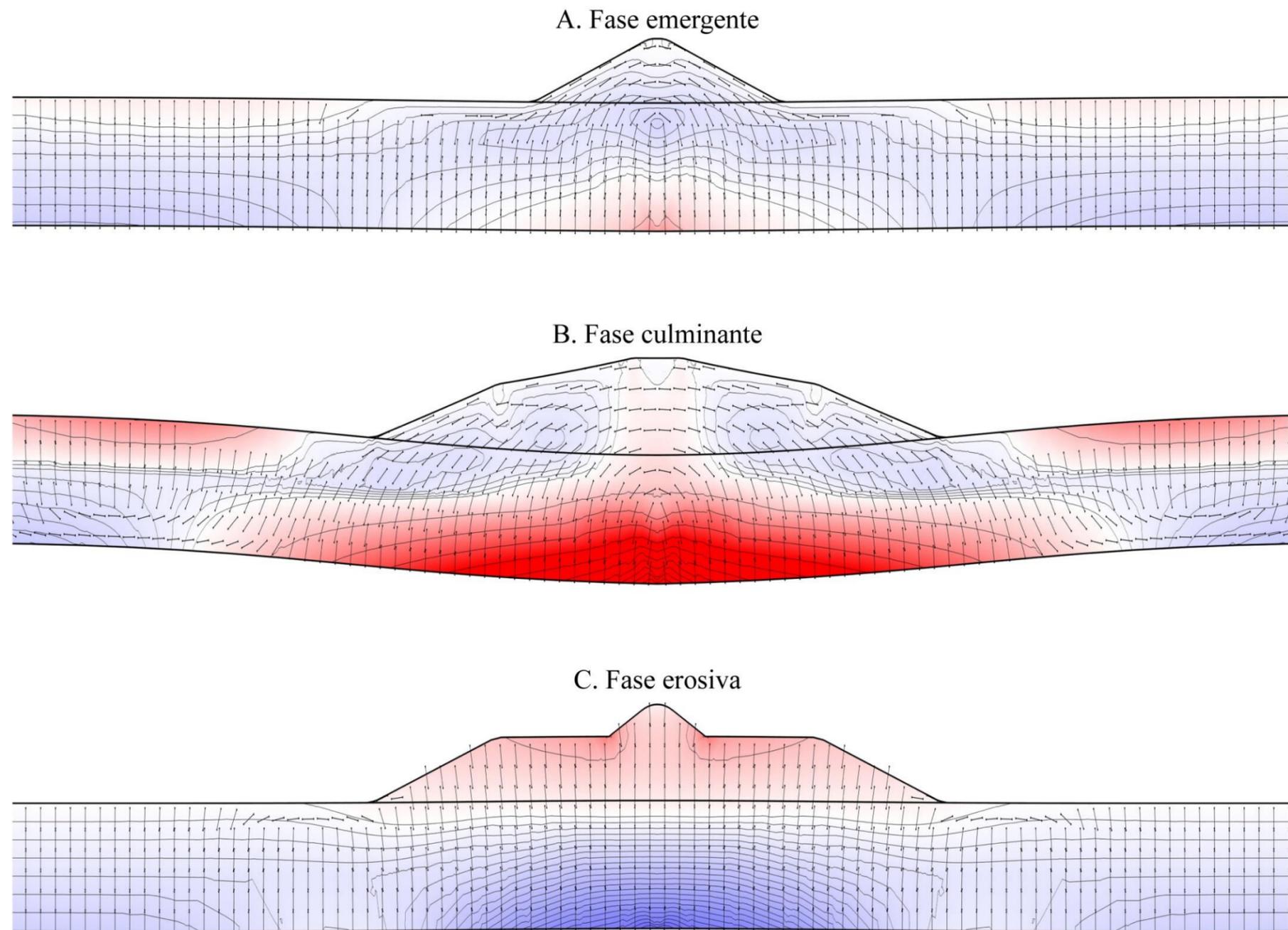


Figura B: Respuesta flexural y variación del campo local de mínimo esfuerzo compresivo ( $\sigma_3$ ) para cada etapa de evolución.  $T_e = 8$ . Isolíneas cada 100 MPa en el rango extensivo y cada 10 MPa en el rango compresivo. Flechas: Dirección del máximo esfuerzo principal compresivo ( $\sigma_1$ ).

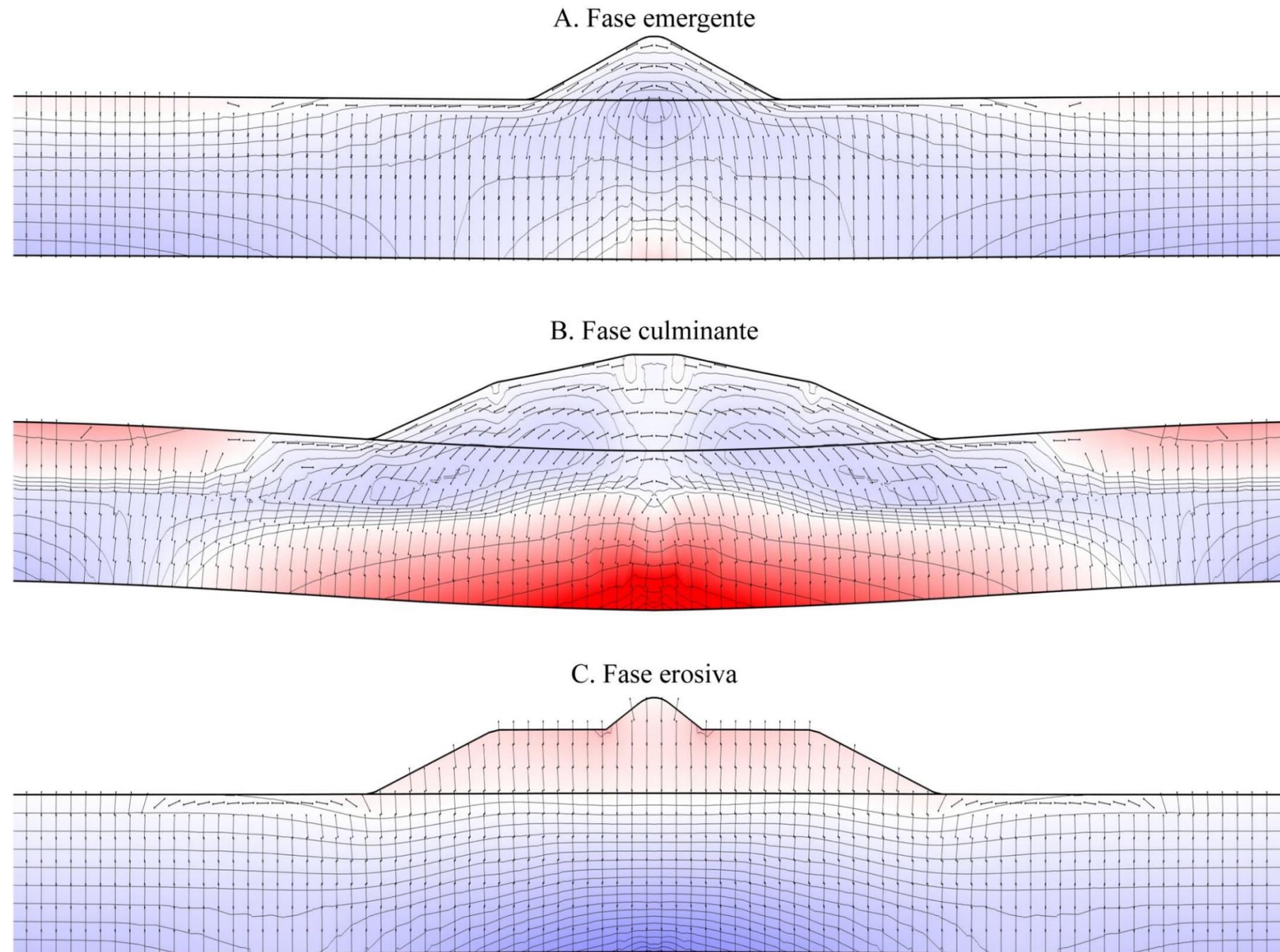


Figura C: Respuesta flexural y variación del campo local de mínimo esfuerzo compresivo ( $\sigma_3$ ) para cada etapa de evolución.  $T_e = 10$ . Isolíneas cada 100 MPa en el rango extensivo y cada 10 MPa en el rango compresivo. Flechas: Dirección del máximo esfuerzo principal compresivo ( $\sigma_1$ ).

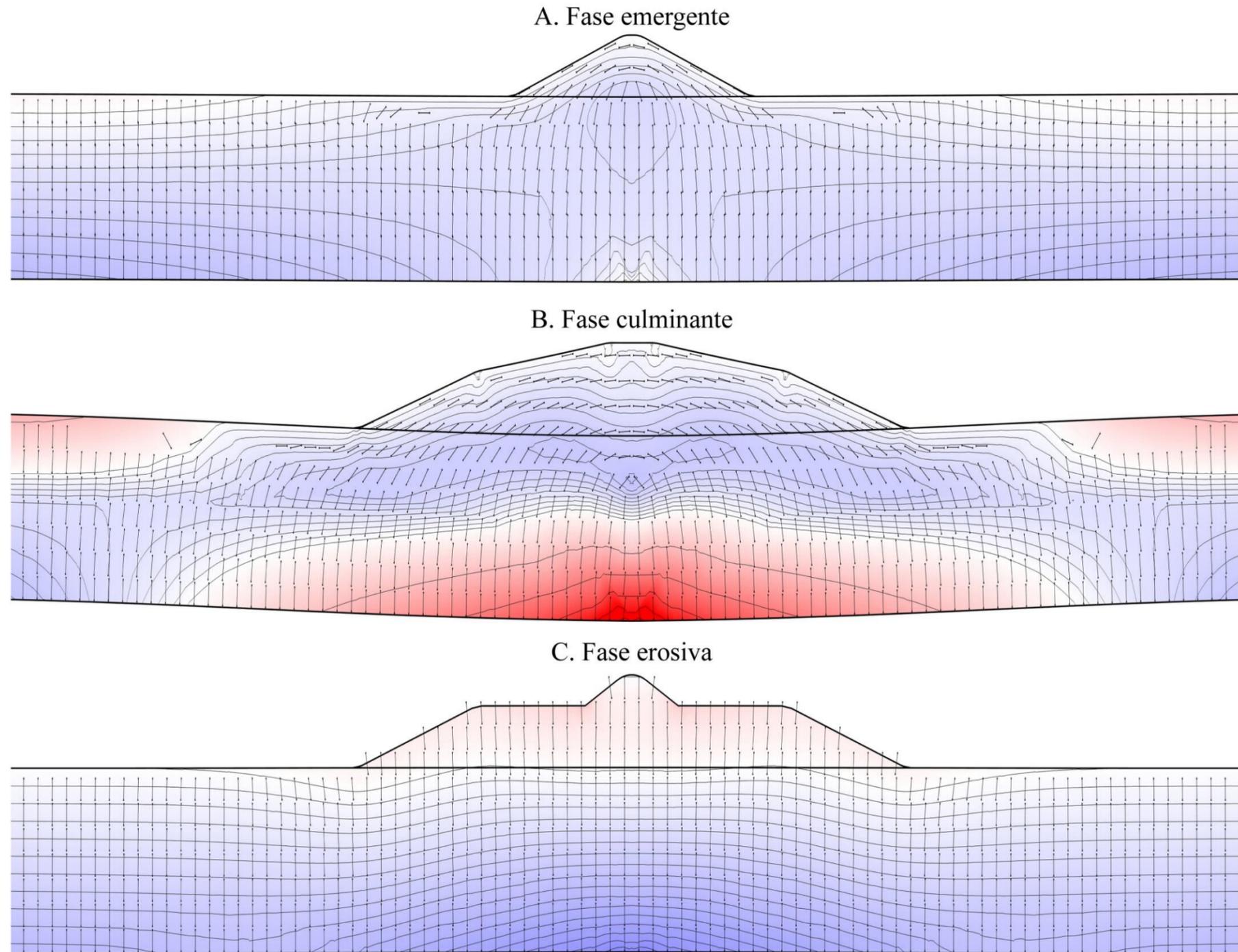


Figura D: Respuesta flexural y variación del campo local de mínimo esfuerzo compresivo ( $\sigma_3$ ) para cada etapa de evolución.  $T_e = 12$ . Isolíneas cada 100 MPa en el rango extensivo y cada 10 MPa en el rango compresivo. Flechas: Dirección del máximo esfuerzo principal compresivo ( $\sigma_1$ ).