



Universidad de Concepción  
Dirección de Postgrado  
Facultad de Ciencias Químicas  
Programa Doctorado en Ciencias Geológicas

**Estructura 3D y geodinámica de la Placa de Nazca: efectos sobre el volcanismo oceánico de intraplaca**

Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

OSCAR GABRIEL OROZCO LANFRANCO  
CONCEPCIÓN-CHILE  
2025

Profesor Guía: Luis E. Lara Pulgar  
Profesor Co-Guía: Andrés Tassara Oddó

Universidad de Concepción

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco al Programa de Doctorado en Ciencias Geológicas, a sus profesores y directores, y muy especialmente a su secretaria académica María Esperanza Aravena, por su incansable seguimiento, apoyo y consejo en momentos difíciles.

A los directores de esta tesis, Dr. Luis Lara y Dr. Andrés Tassara, por su patrocinio, aceptación y cálida recepción inicial, además de su fe paciente y prontitud en atenderme en las etapas intermedias y finales de este trabajo de tesis.

A los revisores y miembros de mi comisión examinadora, Dra. Verónica Oliveros y Dr. Felipe Orellana-Rovirosa por su tiempo y dedicación otorgada a la exhaustiva revisión y corrección del presente reporte escrito.

A mis compañeros de la cohorte 2018, por la asistencia y colaboración prestada, que generosamente me facilitaron sus medios electrónicos personales para poder asistir de forma remota a las clases, en tiempos previos a la pandemia, cuando esto aún era toda una rareza.

Este estudio recibió el apoyo de la beca Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo ANID BECAS / DOCTORADO NACIONAL 21180677, y del proyecto Fondecyt 1211792 (PI. L.E. Lara).

## RESUMEN

Este estudio investiga la interacción entre procesos del manto y la litósfera oceánica que originan el volcanismo intraplaca en la Placa de Nazca. En particular, se analiza cómo la actividad derivada de plumas mantélicas genera anomalías batimétricas y estructurales en múltiples escalas. El objetivo es discriminar el origen de estas anomalías y evaluar el rol relativo de procesos intra- y sublitosféricos en su formación, en función del contexto tectónico.

La aplicación de una novedosa técnica de descomposición topográfica permite aislar tres componentes morfológicos principales: edificios volcánicos, swells locales y swells regionales. Estas estructuras corresponden a dominios situados sobre, dentro y bajo la litósfera, respectivamente. Los resultados revelan la coexistencia de dos tipos de swell superpuestos. Los swells locales, alineados con las cadenas volcánicas y coherentes con el movimiento de la placa, son compatibles con un soporte asociado a intrusiones profundas y engrosamiento magmático en niveles intermedios de la litósfera. En cambio, los swells regionales, más amplios, abarcan todos los sistemas de hotspots de la placa y parecen vinculados a procesos sublitosféricos como el alzamiento dinámico del manto y las interacciones entre plumas y dorsales oceánicas.

Las reconstrucciones volumétricas, calibradas con datos geocronológicos, permiten cuantificar las tasas de producción tanto volcánica como de swell. Los hotspots on-ridge, establecidos sobre litósfera más joven y caliente, presentan mayores flujos magmáticos y de swell, junto con una mayor razón intrusiva/extrusiva, lo que sugiere una transferencia más eficiente de magma a profundidad intermedia. En contraste, los sistemas off-ridge, ubicados sobre litósfera más fría y gruesa, muestran una expresión morfológica menos marcada, con señales más intermitentes y dominadas por flujos extrusivos más acotados. Como complemento a las tasas de emisión volcánica, se introduce un nuevo parámetro diagnóstico: la tasa de swell local, que permite estimar flujos de flotabilidad a profundidad intermedia en función de la morfología.

La coherencia espectral observada entre los flujos magmáticos y los de swell, especialmente en sistemas on-ridge, sugiere un acoplamiento multiescala entre el

volcanismo superficial y la deformación litosférica. Estos hallazgos refuerzan la visión de la litósfera como un filtro dinámico que regula activamente la transferencia de magma y calor desde el manto, más que como una barrera pasiva.

Este trabajo ofrece un marco robusto para evaluar la huella litosférica de las plumas mantélicas en contextos intraplaca. La metodología, que combina filtrado morfológico con análisis volumétricos y espectrales, constituye una herramienta flexible para investigar procesos geodinámicos en otras regiones oceánicas. La futura integración de datos sísmicos y gravimétricos podría mejorar las estimaciones de volúmenes intrusivos y clarificar las contribuciones relativas de los procesos litosféricos y sublitosféricos en la formación del relieve oceánico.

Keywords: Volcanismo intraplaca, Placa de Nazca, Plumas mantélicas, Swells litosféricos, Procesos geodinámicos.

## ABSTRACT

This study investigates the interaction between mantle processes and the oceanic lithosphere that drive intraplate volcanism on the Nazca Plate. In particular, it examines how plume-related activity generates bathymetric and structural anomalies across multiple spatial scales. The objective is to distinguish the origin of these anomalies and assess the relative roles of intra- and sublithospheric processes in their formation, depending on the tectonic setting.

Using a novel topographic decomposition technique, three main morphological components are isolated: volcanic edifices, local swells, and regional swells. These structures correspond to domains located above, within, and beneath the lithosphere, respectively. The results reveal the coexistence of two superimposed swell types. Local swells, spatially aligned with volcanic chains and coherent with plate motion, are consistent with support from deep crustal intrusions and magmatic thickening at intermediate lithospheric depths. In contrast, regional swells are broader, encompass all hotspot systems on the plate, and appear linked to sublithospheric processes such as dynamic mantle uplift and plume–ridge interactions.

Volumetric reconstructions, calibrated with geochronological data, enable quantification of both volcanic and swell production rates. On-ridge hotspots—emplaced on younger, hotter lithosphere—exhibit higher magmatic and swell fluxes, along with a greater intrusive-to-extrusive ratio, suggesting more efficient magma transfer at intermediate depths. In contrast, off-ridge systems—located on older, thicker lithosphere—show a less pronounced morphological expression, with more intermittent signals dominated by modest extrusive fluxes. As a complement to volcanic effusion rates, a new diagnostic parameter is introduced: the local swell rate, which enables estimation of intermediate-depth buoyancy fluxes based on morphology.

The observed spectral coherence between magmatic and swell fluxes, particularly in on-ridge settings, suggests multiscale coupling between surface volcanism and lithospheric deformation. These findings support the view of the lithosphere as a dynamic filter that actively regulates magma and heat transfer from the mantle, rather than acting as a passive barrier.

This work provides a robust framework for evaluating the lithospheric imprint of mantle plumes in intraplate settings. The methodology—combining morphological filtering with volumetric and spectral analyses—offers a flexible tool for investigating geodynamic processes in other oceanic regions. Future integration of seismic and gravity data could improve estimates of intrusive volumes and clarify the relative contributions of lithospheric and sublithospheric processes to the formation of oceanic topography.

Keywords: Intraplate volcanism, Nazca Plate, Oceanic hotspots, Lithospheric swells, Geodynamic processes.

## ÍNDICE DE CONTENIDOS

|  |    |
|--|----|
| Estructura 3D y geodinámica de la Placa de Nazca: efectos sobre el volcanismo oceánico de intraplaca ..... | 1  |
| Agradecimientos .....  | 2  |
| Resumen .....  | 3  |
| Abstract.....  | 5  |
| Índice de Contenidos .....   | 7  |
| Índice de Figuras .....  | 9  |
| Índice de Tablas.....  | 9  |
| Capítulo 1. Introducción general .....   | 10 |
| 1.1. Planteamiento del problema .....  | 10 |
| 1.2. Marco teórico.....  | 11 |
| 1.2.1 Plumas del manto y anomalías batimétricas.....   | 11 |
| 1.2.2 Plumas bajo debate.....  | 14 |
| 1.2.3 Interacciones pluma-dorsal de expansión.....   | 15 |
| 1.3. Hipótesis .....   | 17 |
| 1.4. Objetivos .....   | 17 |
| 1.5. Resumen de publicaciones.....   | 18 |
| 1.5.1 Flujos magmáticos en las cadenas volcánicas de la placa de Nazca .....                               | 18 |
| 1.5.2 Variaciones espacio-temporales en las cadenas volcánicas de la Placa de Nazca.....                   | 19 |
| Capítulo 2. Marco geológico y tectónico.....   | 20 |
| 2.1. Placa de Nazca .....  | 20 |
| 2.2. Hotspots y cadenas volcánicas de la placa de Nazca.....   | 21 |
| 2.2.1 Dorsal de Carnegie.....  | 24 |
| 2.2.2 Dorsal de Pascua-Nazca .....   | 24 |
| 2.2.3 Dorsal de Iquique .....  | 25 |
| 2.2.4 Cadena de Taltal .....   | 25 |
| 2.2.5 Cadena de Copiapó.....   | 26 |
| 2.2.6 Cadena de Juan Fernández .....   | 26 |
| Capítulo 3. Métodos y materiales.....  | 28 |
| 3.1. Materiales y preparación .....  | 28 |
| 3.2. Relaciones entre la subsidencia y la edad de la placa .....   | 29 |
| 3.3. Filtro de la mediana.....   | 29 |
| 3.4. Separación de señales .....   | 31 |
| 3.5. Diagnóstico multi-escala asimétrico de elevaciones y depresiones .....                                | 32 |
| 3.6. Caracterización y descripción de señales separadas .....  | 33 |
| 3.7. Cuantificación de tasas volumétricas.....   | 34 |
| 3.8. Análisis temporal y cíclico.....  | 34 |
| 3.9. Evaluación de procesos de soporte.....  | 35 |

|   |     |
|---|-----|
| Capítulo 4. Characterization and geodynamic interpretation of Nazca Plate bathymetric anomalies (published in Earth and Planetary Science Letters)..... | 37  |
| 4.1. Introduction.....  | 38  |
| 4.2. Tectonic setting .....   | 41  |
| 4.3. Data and Methods .....   | 45  |
| 4.3.1 Materials.....  | 45  |
| 4.3.2 Spatial analysis and separation of bathymetric anomaly.....   | 45  |
| 4.3.3 Compensating depth anomalies .....  | 53  |
| 4.4. Results .....  | 55  |
| 4.4.1 Filtering separation and contrasting swell types.....   | 55  |
| 4.4.2 Isostatic analysis and geological constraints of bathymetric anomalies .....  | 58  |
| 4.5. Discussion.....  | 63  |
| 4.5.1 Geological support for depth anomalies.....   | 63  |
| 4.5.2 Relation to seismic data.....   | 65  |
| 4.6. Conclusions.....   | 65  |
| Capítulo 5. Magmatic fluxes on Nazca Plate volcanic chains (in revision).....   | 67  |
| 5.1. Introduction.....  | 68  |
| 5.2. Materials and Methods .....  | 72  |
| 5.2.1 Materials.....  | 72  |
| 5.2.2 Data acquisition and corrections.....   | 73  |
| 5.2.3 Volumetric flux calculations .....  | 75  |
| 5.2.4 Buoyancy Flux.....  | 76  |
| 5.2.5 Periodic analysis.....  | 76  |
| 5.3. Results .....  | 77  |
| 5.3.1 Volumetric fluxes and tectonic settings .....   | 77  |
| 5.3.2 Intrusive - extrusive relations .....   | 78  |
| 5.3.3 Buoyancy flux (B) .....   | 79  |
| 5.3.4 Periodic content.....   | 80  |
| 5.4. Discussion.....  | 84  |
| 5.4.1 Support mechanisms for local swells .....   | 84  |
| 5.4.2 Buoyancy fluxes .....   | 84  |
| 5.4.3 Periodicity analysis and temporal variations .....  | 87  |
| 5.5. Conclusions.....   | 89  |
| Capítulo 6. Discusión .....   | 91  |
| 6.1. Consideraciones respecto al empleo de filtros estadísticos.....  | 91  |
| 6.2. Consideración sobre la densidad de las intrusiones magmáticas .....  | 91  |
| 6.3. Cadenas on-ridge y off-ridge .....   | 92  |
| 6.4. Periodicidad temporal de señales y respuesta filtrante de la litósfera .....   | 94  |
| 6.5. Swells regionales en la placa de Nazca.....  | 95  |
| 6.5.1 Evaluación del soporte flexural.....  | 95  |
| 6.5.2 Estructura interna bajo Galápagos .....   | 96  |
| 6.5.3 El swell de Pascua-Nazca y su relación con el Superswell del Pacífico Sur.....  | 97  |
| Capítulo 7. Conclusiones .....  | 101 |
| Referencias.....  | 103 |

## ÍNDICE DE FIGURAS

|  |     |
|--|-----|
| Figura 1.1 Perfiles transversales esquemáticos de procesos alternativamente sugeridos como contribuyentes a la formación de swells. ....         | 12  |
| Figure 4.1: Geomorphological and geological sketch of the Nazca Plate. ....  | 44  |
| Figure 4.2 Depth anomalies in the Nazca Plate.....   | 50  |
| Figure 4.3: Schematic descriptions for methodology. ....   | 51  |
| Figure 4.4: Behavior of the bathymetric separation functions into the 0 to 2000 km width range, for the volcanic chains at the Nazca plate ..... | 52  |
| Figure 4.5: Bathymetric anomaly and filtered separation components for the Nazca plate.....  | 59  |
| Figure 4.6: Relation between separated components of bathymetric anomaly. ....   | 60  |
| Figure 4.7: Isostatically computed plate anomalies for bathymetric anomaly components .....  | 62  |
| Figure 5.1: Nazca Plate bathymetric anomaly (BA) and separated components. ....  | 71  |
| Figure 5.2: Schematic description of measure and computation methodologies. ....   | 74  |
| Figure 5.3: Temporal evolution of Nazca Plate hotspot chains.....  | 82  |
| Figure 5.4: Period-Time CWT spectrograms for magmatic (Qm) and local swell (Qs) fluxes on specific chains. ....                                  | 83  |
| Figura 6.1: Estimación de la topografía residual actual de Hoggard et al. (2016).....  | 99  |
| Figura 6.2: Relación subsidencia-edad en la placa de Nazca. ....   | 100 |

## ÍNDICE DE TABLAS

|   |    |
|---|----|
| Table 4.1. Morphological summary plume effects of the hotspot ridges at the Nazca plate, measured on separated components ..... | 61 |
| Table 5.1: Compilation of available hotspot features, volumetric rates and buoyancy flux estimations. ....                      | 81 |
| Table 5.2: Intrusive to extrusive volumetric relations as reported in literature .....  | 83 |

## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN GENERAL

### 1.1. Planteamiento del problema

Este trabajo explora la relación entre el magmatismo oceánico intraplaca y los procesos someros que ocurren en el manto superior y la litósfera, de la relativamente joven y rápida Placa de Nazca.

La litósfera oceánica, un sistema dinámico de edad, espesor y propiedades variables y mixtas (visco-elasto-plástica), no actúa únicamente como una receptora pasiva de las perturbaciones térmicas, magmáticas y fluido-dinámicas ejercidas por las plumas mantélicas, sino que también influye activamente en la distribución y el ascenso del magma de origen mantélico, mediante sus propiedades estructurales, reológicas y mecánicas, las que además dependen de su edad geológica (e.g., Anderson, 2000; Foulger, 2010; Orellana-Rovirosa y Richards, 2017).

Los efectos de las interacciones de las plumas mantélicas con la litósfera incluyen volcanes, depresiones flexurales, y un conjunto anomalías topográficas positivas (elevaciones someras) de distinto alcance espacial, llamadas *swells* (e.g., McNutt y Fischer, 1987). El origen y la naturaleza de éstas, al tratarse de procesos subsuperficiales, siguen siendo objeto de debate, especialmente en lo referente a la contribución relativa de los procesos mantélicos y litosféricos en su formación y mantenimiento. Estos ocurren en distintas escalas espaciales y temporales, y sus fuentes están distribuidas a lo largo de diversos dominios de profundidad: por sobre, al interior y debajo de la litósfera oceánica (Figura 1.1; e.g., Crough, 1983; Huppert et al., 2020), y se encuentran reflejados de manera superpuesta en las anomalías batimétricas.

Para analizar la ocurrencia y distribución de las interacciones pluma-placa, el uso de métodos de separación de señales batimétricas ha permitido aislar las topografías asociadas a volcanes de aquellas de la placa circundante, logrando estimaciones cada vez más precisas de la productividad de las cadenas volcánicas a lo largo del tiempo (e.g., Phipps Morgan et al., 1995; Vidal y Bonneville, 2004; Wessel, 2016; Adam et al., 2022; Bai et al., 2023). Por otro lado, el desarrollo de métodos de separación para identificar y caracterizar fenómenos de profundidad intermedia sigue

siendo un desafío pendiente. Dichos métodos podrían ser fundamentales para investigar, entre otros problemas, el origen y estabilidad de los swells oceánicos, proporcionando enfoques cuantitativos y estructurales novedosos al estudio de las interacciones pluma-placa y su expresión batimétrica.

## 1.2. Marco teórico

### 1.2.1 Plumas del manto y anomalías batimétricas

Para explicar la ocurrencia de volcanismo lejos de los límites de placas tectónicas, la clásica y predominante teoría de las plumas mantélicas propone que los hotspots son la expresión superficial de estas plumas, es decir anomalías termales profundas en el manto, localizadas y estacionarias (e.g., Morgan, 1971), que generan un ascenso convectivo. La combinación de hotspots con el movimiento de las placas da origen a cadenas volcánicas de edad progresiva. Un importante complemento reciente al modelo clásico dice relación con una variación del concepto de plumas mantélicas, las que además de originarse a partir de anomalías termales, también podrían surgir de heterogeneidades químicas en el manto, generando así el concepto de plumas termoquímicas (e.g., Dannberg y Sobolev, 2015).

Durante su ciclo de vida, la litósfera oceánica presenta un patrón de evolución distintivo, caracterizado por el engrosamiento y subsidencia causados por el aumento de su densidad a medida que la placa se enfría. Además, puede experimentar perturbaciones de fuentes externas que alteran su estructura, y, en consecuencia, su capacidad para controlar mecánicamente los mecanismos de transporte magmático. Las interacciones entre plumas del manto y placa involucran procesos complejos de transferencia de masa, calor y esfuerzos, los cuales afectan la litósfera oceánica tanto durante como después de su paso sobre las plumas. Finalmente, estas perturbaciones, que ocurren en escalas temporales y espaciales distintivas, se manifiestan de manera directa en la batimetría (Figura 1.1; e.g., Huppert et al., 2020).

En este contexto, los fenómenos volcánicos requieren una combinación favorable de suministro magmático y condiciones de esfuerzo litosférico que permitan el transporte magmático hacia la superficie. Independientemente de su origen, los magmas disponibles tienden a acumularse en barreras de permeabilidad en la base

de la litósfera (e.g., Schmerr, 2012). Posteriormente, el ascenso magmático a través de la litósfera puede seguir distintos estilos, desde diapirismo hasta fracturas extensionales, dependiendo de variaciones en el perfil de resistencia mecánica (yield strength), la reología y el estado de esfuerzos (e.g., Burov et al., 2003; Keller et al., 2013). La interacción entre estos factores determina la segregación de las trayectorias magmáticas, dando lugar a una diversidad de resultados, como el *underplating* magmático, complejos intrusivos, reservorios de magma o la formación de edificios volcánicos.

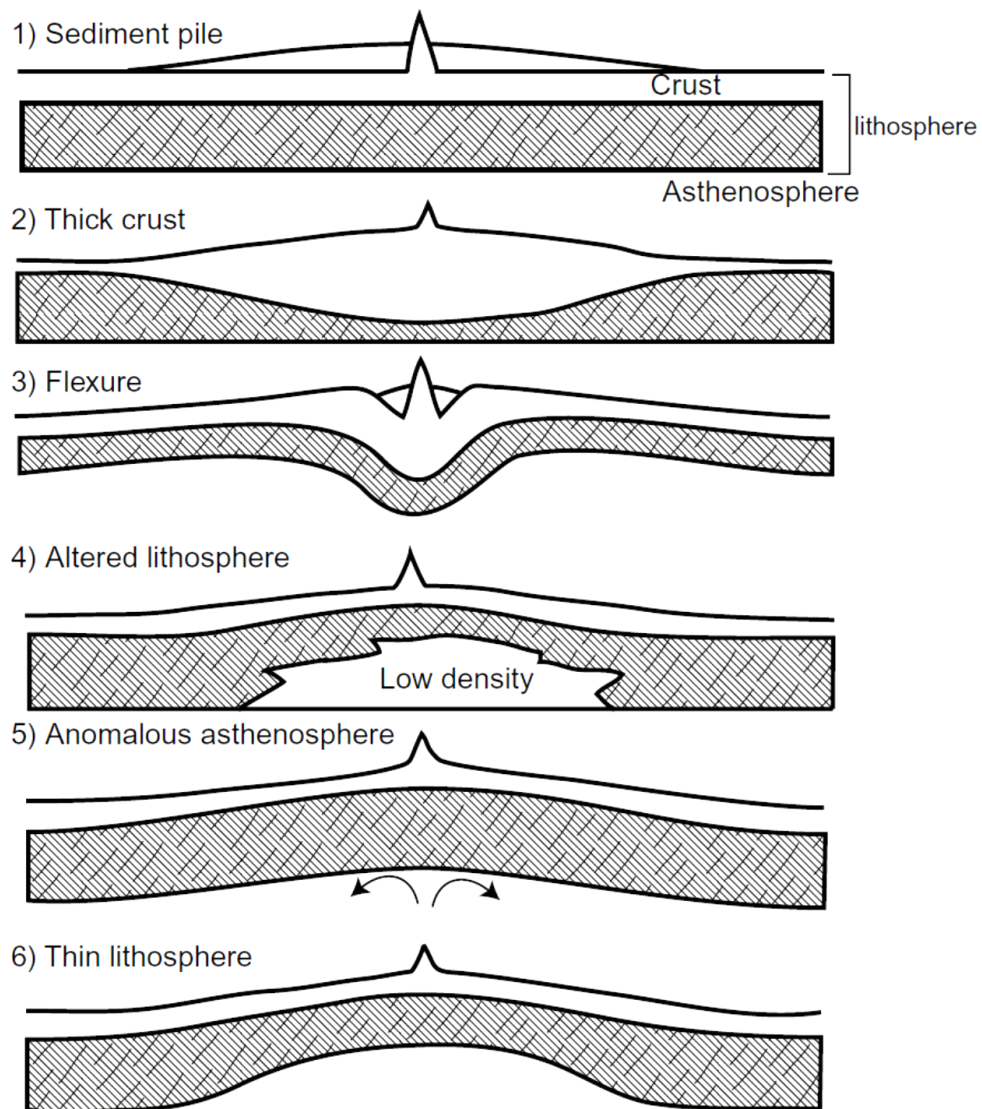


Figura 1.1 Perfiles transversales esquemáticos de procesos alternativamente sugeridos como contribuyentes a la formación de swells (DeLaughter et al., 2005; modificado de Crough, 1983).

Las áreas circundantes a los hotspots suelen presentar alteraciones batimétricas en extensas regiones del fondo marino, más someras de lo esperado para su edad, conocidas como hotspot swells, comúnmente interpretados como una consecuencia directa del ascenso por flotabilidad de la pluma (e.g., Morgan, 1971). Dentro de este contexto, el término "hotspot swell" requiere una desambiguación, dado que abarca dos fenómenos distintos: los swells de plumas, que son amplias regiones someras (elevadas), asociadas a la dinámica ascendente en plumas del manto, y los swells litosféricos, que son regiones someras alargadas, sobrepuestas a las cadenas volcánicas, asociadas genéticamente al efecto de los hotspots y que permanecen fijas a la litósfera para luego ser transportadas por el movimiento de las placas (Crough, 1983).

La ocurrencia de análogos de mayor escala para plumas y swells, llamados superswells y superplumas también está documentada. McNutt y Fischer (1987) acuñaron el concepto de superswell para referir como Superswell del Pacífico Sur a una extensa área en la Polinesia Francesa, anómalamente somera en 250 a 750 m, que abarca varios hotspots, pero que no sería consistente con una simple sobreposición de swells, sino que tendría un origen termal en el manto. Discuten la posibilidad de que esta tenga soporte por una superpluma, i.e., una extensa región de ascenso astenosférico dinámico. Posteriormente, estudios tomográficos han revelado la existencia de dos amplias zonas de baja velocidad sísmica, bajo el Pacífico centro-sur y bajo África (Tanaka, 2002), las que a su vez constituyen clusters de plumas más pequeñas (Schubert et al., 2004). Davaille (1999) en base a experimentos de laboratorio, reporta dos regímenes simultáneos de ascenso convectivo, mediante la formación de amplios domos convectivos y plumas columnares emergiendo desde su superficie superior, entregando una explicación unificada para la generación simultánea de hotspots y superswells. Adam (2012), indica que el volcanismo en la Polinesia Francesa se origina por la interacción entre una superpluma profunda y plumas secundarias superficiales que ascienden desde el manto superior (0–240 km). Este proceso no es pasivo ni se debe únicamente a discontinuidades litosféricas, sino que implica dinámica activa del manto. Aunque los hotspots pueden explicarse también como fenómenos poco profundos asociados a la astenosfera superficial (Anderson,

2000), estas plumas secundarias no existirían sin la influencia de una superpluma vinculada al manto inferior.

### 1.2.2 Plumas bajo debate

Según la visión convencional de la teoría de las plumas mantélicas, la placa es sobrecargada pasivamente por cadenas volcánicas con progresión de edad, en un proceso a grandes rasgos independiente de los efectos tectónicos. Sin embargo, en las últimas dos décadas, un conjunto de estudios ha evidenciado inconsistencias con la teoría tradicional de los hotspots (e.g., McNutt et al., 1997; Clouard y Bonneville, 2001), alimentando un debate sobre procesos con mayor complejidad tectónica (e.g., Adam, 2012).

Paralelamente, datos geofísicos han revelado una amplia diversidad de condiciones físicas subyacentes a los hotspots activos en el catálogo global (e.g., Sleep, 1990; Courtillot et al., 2003; Zhao, 2007). Estudios experimentales y geofísicos sugieren que el manto superior y la astenosfera podrían contener fundidos (e.g., Chantel et al., 2016; Freitas et al., 2017; Schmerr, 2012), posiblemente generados por celdas de convección a pequeña escala inducidas por cizalle astenosférico (e.g., Conrad et al., 2011; Ballmer et al., 2011). Más aún, estudios recientes han demostrado que las condiciones térmicas y composicionales del manto astenosférico bajo la placa de Nazca presentan una clara línea de base en regiones alejadas de los hotspots, reflejada en un espesor cortical típico de ~6–7 km para corteza oceánica normal. Sin embargo, en sectores influenciados por plumas mantélicas, se observan anomalías significativas tanto en la temperatura potencial del manto, como en el contenido de agua de la fuente, que inducen mayores grados de fusión parcial y, en consecuencia, un engrosamiento cortical anómalo (Contreras-Reyes et al., 2024). Estas condiciones no solo controlan la productividad magmática, sino que también pueden modificar el estado térmico y las propiedades reológicas de la litósfera suprayacente.

Por otro lado, se ha descrito la influencia de mecanismos relacionados con la elasticidad de la placa litosférica sobre el magmatismo intraplaca, como la flexión inducida por cargas volcánicas (e.g., Bodine et al., 1981; Hyeronimus y Bercovici, 1999) y el levantamiento local del manto en arcos flexurales (e.g., Bianco et al., 2005).

Estas observaciones han motivado la formulación de explicaciones adicionales, como la interacción de los hotspots con otros procesos tectónicos, entre ellos la proximidad a dorsales oceánicas, zonas de subducción, reorganizaciones de placas tectónicas, variaciones estructurales internas o campos anómalos de esfuerzos litosféricos (Clouard y Bonneville, 2001).

En este contexto, ha surgido una teoría alternativa, conocida como "Procesos Tectónicos de la Placa", que adopta un enfoque "de arriba hacia abajo" (e.g., Anderson, 2001), sugiriendo que gran parte del volcanismo intraplaca, atribuido tradicionalmente a plumas del manto, podría explicarse por inestabilidades dentro de la placa oceánica, como regiones localizadas de extensión y fractura. En este marco, el manto superior se considera como fuente posible de magmas intraplaca (e.g., Anderson, 2000; Foulger y Hamilton, 2014), lo que hace innecesaria la existencia de plumas como explicación principal (e.g., Anderson, 2000; Foulger, 2010).

Courtillot et al. (2003) presenta un modelo unificado, en el que tres tipos de hotspots, diferenciados según su origen en el manto, pueden coexistir: Los hotspots primarios, originados en la base del manto, son asociados a plumas profundas con alta flotabilidad, cadenas volcánicas largas, basaltos de inundación y anomalías isotópicas y de velocidad sísmica (e.g., Hawaii, Pascua, Islandia). Los hotspots secundarios, son generados en domos térmicos de la zona de transición (400-700 km), vinculados a superswells y cadenas volcánicas de más corta duración, sin basaltos de inundación (e.g., Samoa, Pitcairn). Por último, los hotspots terciarios, se relacionan con procesos superficiales de la litósfera, como fracturas y fusión por descompresión, sin conexión necesaria con plumas profundas.

### 1.2.3 Interacciones pluma-dorsal de expansión

Aunque tradicionalmente los hotspots han sido considerados como manifestaciones de magmatismo intraplaca, asociadas al ascenso de plumas térmicas desde el manto profundo bajo regiones alejadas de los límites de placa, múltiples estudios han demostrado que su influencia también puede extenderse hacia los márgenes activos de expansión oceánica. En particular, la interacción entre plumas del manto y dorsales midoceánicas genera efectos batimétricos, geoquímicos y

térmicos que revelan un acoplamiento significativo entre fuentes profundas y el sistema litosférico de expansión. Esta interacción, conocida como *plume–ridge interaction*, constituye un sistema dinámico bidireccional: por un lado, las plumas pueden modificar el régimen de acreción al incrementar el flujo térmico, el aporte magmático y el engrosamiento cortical en la dorsal; por otro, la proximidad de una dorsal activa puede influir decisivamente en la morfología, geometría de ascenso, dinámica de fusión y distribución superficial de los materiales asociados a la pluma.

En este contexto, la clasificación de hotspots según su proximidad a una dorsal es una práctica ampliamente utilizada, con antecedentes tanto conceptuales como formales. Esta distinción ha sido aplicada para interpretar la influencia mutua entre plumas y dorsales en la generación de nueva litósfera oceánica, con múltiples estudios que sustentan su aplicabilidad.

En un enfoque observacional, Ito y Lin (1995) analizan anomalías batimétricas y gravimétricas a lo largo de isócronas en cinco sistemas de pluma-dorsal, y establecen explícitamente la categoría on-ridge para hotspots localizados a menos de 50 km del eje de expansión, donde las señales térmicas y estructurales son máximas. A su vez, muestran que estas señales disminuyen progresivamente con la distancia y se tornan insignificantes más allá de ~500 km, límite que definen como el umbral funcional de interacción estructural detectable.

Por otro lado, Ribe et al. (1995) y Ribe (1996) abordan el problema desde una perspectiva física y numérica, modelando el flujo de material de pluma bajo dorsales tanto en el caso on-ridge como off-ridge, según la posición relativa de la fuente ascendente respecto del eje. En su formulación, el caso ridge-centered corresponde a una fuente ubicada directamente bajo la dorsal, mientras que en trabajos posteriores se incorpora el efecto del desplazamiento lateral, la pendiente basal de la litósfera y la incorporación progresiva del material en la placa en expansión. El modelo permite evaluar la eficiencia del transporte lateral, mostrando que la interacción puede persistir a distancias mayores a 500 km, aunque atenuada por disipación térmica y oposición litosférica.

Complementariamente, Dyment et al. (2007) proponen una clasificación operacional en tres categorías de interacción, basada en la distancia relativa entre el

hotspot y la dorsal oceánica. Distinguen entre hotspots sobre la dorsal (on-axis), cercanos (near-axis) y alejados (off-axis), lo que permite capturar una gama más continua de interacciones, desde la incorporación directa del material caliente al eje de acreción, hasta la generación de corteza anómala desplazada lateralmente.

En conjunto, estos enfoques coinciden en la utilidad operativa de distinguir entre regímenes inmediatos, cercanos y alejados. Aunque sus fundamentos, empíricos en unos casos y teóricos en otros, ofrecen perspectivas complementarias sobre los límites, mecanismos y escalas involucradas en la interacción pluma-dorsal, todos refuerzan la utilidad de considerar la proximidad hotspot-dorsal como un parámetro clave en la categorización de estilos de interacción y procesos de acreción anómala, especialmente en contextos donde la morfología de la dorsal o el régimen de expansión pueden modular el alcance del flujo mantélico. En el capítulo siguiente se detallan las definiciones operativas y parámetros adoptados para aplicar este marco conceptual al análisis específico de los sistemas volcánicos en la Placa de Nazca.

### 1.3. Hipótesis

Las condiciones estructurales, térmicas y tectónicas de la placa oceánica de Nazca ejercen un control mecánico sobre los procesos de transporte magmático que generan el volcanismo intraplaca y la distribución magmática.

### 1.4. Objetivos

El objetivo general de esta tesis evaluar el rol que cumple el estado termomecánico de la placa oceánica de Nazca sobre los procesos de transporte magmático litosférico, asociados al volcanismo de intraplaca.

Los objetivos específicos se presentan a continuación:

- OE1: Proponer y aplicar un método mejorado que permita separar las anomalías batimétricas en tres componentes: superficial, litosférica y sublitosférica.
- OE2: Estimar las tasas volumétricas asociadas con la acumulación de material volcánico superficial y la adición magmática al interior de la litósfera.

- OE3: Evaluar y comparar los mecanismos potenciales responsables de estas anomalías.

## 1.5. Resumen de publicaciones

El desarrollo efectivo de esta tesis se ha enfocado especialmente en el análisis de los efectos de los hotspots sobre la Placa de Nazca, mediante la descripción y caracterización de anomalías batimétricas como cadenas volcánicas y swells asociados. Este trabajo ha sido incluido en dos manuscritos, resumidos a continuación.

### 1.5.1 Flujos magmáticos en las cadenas volcánicas de la placa de Nazca

Este artículo aborda las anomalías batimétricas en la Placa de Nazca, explorando la naturaleza de las interacciones entre plumas del manto y la litósfera oceánica. Para ello, desarrolla una metodología original basada en la morfología de las cadenas de hotspots y sus alrededores, que permite descomponer las anomalías batimétricas en tres componentes principales: local, intermedio y regional. Estos componentes se asocian con procesos geológicos ocurridos a diferentes profundidades: sobre el piso oceánico, dentro de la litósfera y en el dominio sublitosférico. Además, el trabajo incorpora un modelo isostático que excluye la interferencia de características superficiales y flexurales, y separa los swells locales de los regionales, determinando así el origen y la profundidad de las anomalías. Este modelo sirve como prueba empírica de los mecanismos generadores de las anomalías batimétricas e incluye una discusión sobre los espesores y densidades de la corteza y el manto, que podrían explicar los datos. Esto proporciona restricciones útiles para comparar y validar estudios futuros enfocados en estos parámetros. Como resultado, el estudio ofrece una caracterización dimensional detallada de las cadenas volcánicas y los swells en la Placa de Nazca. Los swells locales, vinculados espacialmente a las cadenas volcánicas, reflejan procesos intra-litosféricos como un engrosamiento cortical de 2 a 3 km, por emplazamiento magmático, y la disminución de densidad litosférica debida a metasomatismo. Por otro lado, los swells regionales, más amplios y distribuidos, se asocian probablemente a procesos dinámicos mantélicos.

### 1.5.2 Variaciones espacio-temporales en las cadenas volcánicas de la Placa de Nazca

Este artículo analiza las variaciones espacio-temporales de las cadenas volcánicas en la Placa de Nazca, centrándose en las interacciones entre plumas del manto, la litósfera oceánica y la productividad volcánica. Mientras que los componentes extremos de la señal batimétrica se encuentran globalmente bien documentados (las tasas de producción volcánica y la respuesta flexural, y el flujo de flotabilidad para procesos dinámicos mantélicos), los swells locales, recientemente diferenciados de los regionales, no parecen corresponder a dinámicas mantélicas. En cambio, se explora su vinculación al menos parcial, con procesos intra-litosféricos, como intrusiones magmáticas lateralmente confinadas. Estos incluyen núcleos intrusivos densos, intrusiones intra-corticales y underplating, procesos reportados globalmente en hotspots oceánicos, pero aun insuficientemente cuantificados en importancia y distribución. El análisis temporal de las productividades revela diferencias significativas entre cadenas on-ridge y off-ridge: mientras ambas presentan una periodicidad de  $\sim 5$  Ma, las cadenas on-ridge muestran mayor productividad y ciclos adicionales de hasta 20 Ma, sugiriendo una conexión más directa con procesos profundos de la fuente mantélica. Este trabajo evalúa tanto los flujos clásicos de flotabilidad, como el posible soporte por exceso cortical. Las magnitudes estimadas para este exceso cortical son consistentes con resultados sísmicos. Se propone el uso de las tasas volumétricas de los swells locales como un parámetro proxy para cuantificar las interacciones pluma-placa a profundidades intermedias, dado que son independientes de modelos de subsidencia por enfriamiento secular. En conjunto, el enfoque propuesto ofrece nuevas herramientas para comprender la transferencia de masa y calor en regiones de hotspots oceánicos.

## **CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO**

### **2.1. Placa de Nazca**

La placa de Nazca es una unidad tectónica oceánica situada en el Pacífico sudeste, frente a la costa occidental de Sudamérica (Figure 4.1). Presenta una edad máxima de ca. 56 Ma, con litósfera más joven en los bordes expansivos y más antigua hacia el margen de subducción (Seton et al., 2020). Su origen se vincula con la fragmentación de la antigua placa de Farallón, que ocupó gran parte del Pacífico oriental hasta el Oligoceno tardío. Este proceso, iniciado hace ca. 23 Ma, habría sido inducido por la divergencia creciente entre las tensiones de tracción de los segmentos de subducción en América Central y de Sudamérica, que impusieron un campo extensional a la placa Farallón en su región ecuatorial (Lonsdale, 2005). En este contexto surgieron las placas de Cocos y Nazca, mediante el proceso de fisión litosférica de la placa de Farallón, a lo largo de un nuevo límite, la actual dorsal de Cocos–Nazca, que fue precedida por una franja de extensión difusa, y no reutilizó zonas de fractura preexistentes (Lonsdale, 2005). Actualmente la expansión de esta dorsal alcanza una velocidad variable entre 46 y 60 mm/a (DeMets et al., 2010). La Dorsal del Pacífico Oriental (EPR), actual límite occidental de la placa de Nazca, no es el mismo sistema que generaba a la placa Farallón, aunque es uno de sus más importantes sucesores evolutivos. Hoy alcanza velocidades de apertura de hasta 140 mm/a cerca de los 34°S (DeMets et al., 2010), lo que la posiciona globalmente como la dorsal de más rápida expansión. Esta dinámica ha favorecido la formación de microplacas como Galápagos, Pascua y Juan Fernández, vinculadas a rotaciones diferenciales y cizalle entre placas mayores (Smith et al., 2013; Maia et al., 2001). La dorsal de Chile (Chile Ridge), en el límite sur de Nazca, genera nueva litósfera entre esta y la placa Antártica a una tasa de 50-52 mm/a (Tebbens et al., 1997; DeMets et al., 2010), y conecta al dominio de la EPR en la triple unión de Juan Fernández (~35°S) con la fosa de Chile (~47°S). En su flanco oriental, subduce bajo Sudamérica a lo largo de la fosa Perú–Chile, proceso asociado a la segmentación de rupturas sísmicas, grandes terremotos (Contreras-Reyes y Carrizo, 2011; Molina et al., 2021), cambios

en la composición de la cuña del manto (Manea et al., 2014) y volcanismo tipo petit spot en zonas de flexión litosférica (Hirano et al., 2013).

Durante la desintegración de Farallón, el sistema de expansión oceánica experimentó una fase transicional marcada por la formación de dorsales paralelas, saltos de eje y el abandono de centros de expansión, actualmente preservados como dorsales fósiles y microplacas acretadas a placas mayores (Mammerickx et al., 1980; Lonsdale, 2005). Esta dinámica se ejemplifica con la microplaca de Bauer, incorporada a la Placa de Nazca tras el cese de actividad de la dorsal de Bauer, también conocida como Galápagos Rise, hace unos 6,5 Ma, lo que consolidó la configuración actual de la EPR (Eakins y Lonsdale, 2003; Tebbens y Cande, 1997; Mammerickx et al., 1980).

Además, la placa de Nazca conserva otras estructuras fósiles, heredadas tanto de las etapas Farallón, de reorganización, como las propias de la configuración actual, que corresponden a zonas de fractura, escarpes oceánicos y pseudo-fallas rotacionales actúan como debilidades litosféricas que pueden facilitar el ascenso magmático (Maia et al., 2001). Ejemplos relevantes incluyen fallas transformantes y zonas de fractura como Challenger y Valdivia, que marcan contrastes térmicos y estructurales vinculados a altas tasas de actividad volcánica (Wessel y Haxby, 1990; Basile y Allemand, 2002). Destaca la intersección entre la zona de fractura Challenger y la dorsal Juan Fernández hace ~5 Ma, asociada a un incremento en el volcanismo (Lara et al., 2018b).

Según Mahatsente et al. (2012), la estructura térmica de la placa de Nazca concuerda con modelos clásicos de enfriamiento litosférico, con una temperatura basal de 1600 K y un grosor asintótico de 101 km, aunque con desviaciones locales atribuibles a circulación hidrotermal, levantamientos anómalos y flexión de la litósfera.

## 2.2. Hotspots y cadenas volcánicas de la placa de Nazca

La placa oceánica de Nazca alberga aproximadamente 1200 edificaciones volcánicas oceánicas, lo que representa el 5% del catálogo global (Kim y Wessel, 2011). De estas, alrededor de 450 superan 1 km de altura. También incluye múltiples cadenas de montes submarinos relacionadas a hotspots activos bajo la placa (e.g., Barckhausen et al., 2001; O'Connor et al., 1995; Ray et al., 2012; Lara et al., 2018b;

Bello-González et al., 2018), como la dorsal de Carnegie (hotspot de Galápagos), la dorsal de Pascua-Nazca (hotspot de Pascua), la dorsal de Iquique (hotspot de Foundation, actualmente ubicado en la placa Pacífica), la dorsal de Juan Fernández (hotspot de Juan Fernández), la dorsal de Taltal (hotspot de San Félix) y la dorsal de Copiapó (hotspot de Caldera). Algunos hotspots de la placa de Nazca destacan por su conexión confiable con fuentes profundas del manto, según clasificaciones globales (e.g., Sleep, 1990; Courtillot et al., 2003; Zhao, 2007). En contraste, otros, ubicados de forma más aislada en el Pacífico suroriental, presentan conexiones menos definidas con procesos del manto profundo y un nivel de conocimiento considerablemente menor (Table 4.1).

En línea con trabajos previos en el área de estudio (Bello-González et al., 2018; Orellana-Rovirosa y Richards, 2017; Maksymowicz et al., 2024; Contreras-Reyes et al., 2024), este estudio adopta una división binaria entre “on-ridge” (también denominado on-axis) y “off-ridge” (off-axis), dependiendo de si el hotspot se encuentra en la vecindad inmediata de un eje de expansión, o sobre cierta distancia a este. Estas categorías presentan diferencias sustanciales en su expresión morfológica, condicionadas por el estado térmico y mecánico de la litósfera en el momento de su formación.

Esta transición entre estilos on-ridge y off-ridge puede analizarse mediante el parámetro adimensional  $R = (Q_s/v)^{1/2}/T_e$ , que relaciona el flujo volumétrico ( $Q_s$ ), la velocidad relativa placa-hotspot ( $v$ ) y el espesor elástico de la litósfera ( $T_e$ ). Valores de  $R > 3$  se asocian a morfologías suaves y dominadas por intrusión, mientras que  $R < 1.5$  corresponde a sistemas rugosos y de bajo volumen, típicos de contextos off-ridge (Orellana-Rovirosa y Richards, 2017).

Aunque la distinción clásica entre hotspots on-ridge y off-ridge se basa en la posición relativa de la pluma respecto al eje de expansión, esta definición resulta ambigua en contextos donde la dorsal ha migrado o presenta velocidades variables de expansión. Por ello, resulta más robusto utilizar el parámetro LAE (lithospheric age at emplacement), también simbolizada como  $\Delta t$  en Table 4.1, que corresponde a la edad de la litósfera oceánica en el momento en que ocurre el emplazamiento volcánico. Este parámetro refleja de forma directa las propiedades térmicas y mecánicas de la placa

en el punto de interacción con la pluma. En esta clasificación, valores de LAE < 10 Ma suelen asociarse a contextos on-ridge, mientras que valores de LAE > 20–25 Ma corresponden a ambientes off-ridge (e.g., Orellana-Rovirosa y Richards, 2017; Contreras-Reyes et al., 2024).

Los sistemas on-ridge se desarrollan en proximidad directa a las dorsales de expansión, dentro de una litósfera joven, delgada y térmicamente activa. En estos entornos, el magmatismo derivado de plumas mantélicas tiende a ser intrusivo y volumétricamente eficiente, generando topografías suaves, amplias y continuas. Esta morfología refleja la capacidad de las plumas para debilitar o incluso adelgazar la litósfera, facilitando la acumulación de magma en la base de la corteza oceánica (Orellana-Rovirosa y Richards, 2017). Estudios geofísicos y termodinámicos indican que estas regiones presentan espesores corticales anómalos (hasta 20 km), asociados a un manto fuente con temperaturas potenciales elevadas ( $\Delta T_p > 100\text{ }^\circ\text{C}$ ) respecto a una referencia oceánica estándar, lo que implica una mayor capacidad de fusión por descompresión en la fuente mantélica durante la formación de la corteza (Contreras-Reyes et al., 2024; Maksymowicz et al., 2024). Además, estas cadenas pueden mantener continuidad morfológica a lo largo de cientos o miles de kilómetros durante la migración de la placa (Bello-González et al., 2018).

En contraste, los sistemas off-ridge se desarrollan sobre litósfera más antigua, gruesa y rígida, alejada del eje de expansión oceánica. En este contexto, la eficiencia del magmatismo se ve limitada por la mayor resistencia mecánica de la litósfera, lo que restringe la formación de estructuras intrusivas y favorece un ascenso magmático más puntual y discontinuo. Como resultado, las edificaciones volcánicas tienden a ser menores, espaciadas, y a generar topografía rugosa y fragmentada, típica de un estilo constructivo extrusivo (Orellana-Rovirosa y Richards, 2017; Maksymowicz et al., 2024). En general, no se observa engrosamiento cortical significativo, y las anomalías térmicas de la fuente mantélica más moderadas ( $\Delta T_p < 100\text{ }^\circ\text{C}$ ), reflejan condiciones menos favorables para la fusión (Contreras-Reyes et al., 2024).

A continuación, se describen las principales cadenas volcánicas de la Placa de Nazca en términos de su categorización operativa como sistemas on-ridge u off-ridge, integrando observaciones morfológicas, térmicas y estructurales recientes.

### 2.2.1 Dorsal de Carnegie

La dorsal de Carnegie, asociada con el hotspot de Galápagos, es una cadena volcánica continua, orientada este-oeste y formada en un entorno on-ridge (LAE < 10 Ma, Table 4.1) en las proximidades de la dorsal expansiva de Cocos-Nazca. Su morfología suave y alta actividad volcánica reflejan la interacción de una pluma mantélica con una litósfera joven y delgada (Orellana-Rovirosa y Richards, 2017). Posee un swell local elongado de 300–600 km de ancho, con la mayor amplitud entre las cadenas de la placa (Orozco et al., 2024). Estudios sísmicos indican un espesor cortical anómalo de entre 12 y 20 km, consistente con anomalías térmicas del manto ( $\Delta T_p$ ) entre  $-75$  y  $+160$  °C, en función del contenido de agua en la fuente mantélica (Contreras-Reyes et al., 2024). Estas estimaciones sugieren un potente sistema de fusión parcial alimentado por una pluma activa y fértil, en estrecha interacción con la dorsal expansiva.

### 2.2.2 Dorsal de Pascua-Nazca

La dorsal de Pascua-Nazca, vinculada al hotspot de Pascua, se compone de dos segmentos principales: uno con volcanismo discreto longitudinal en la cadena de Pascua y otro con actividad sobre un plateau volcánico en la dorsal de Nazca, marcando una transición conspicua entre estilos a los ca. 25 Ma (Orellana-Rovirosa y Richards, 2017). Formada en un entorno on-ridge (LAE < 10 Ma), posee una estrecha interacción entre la pluma mantélica y la EPR (e.g., O'Connor et al., 2024), presenta un swell local con anchos de 250–500 km (Orozco et al., 2024). De acuerdo con Tassara et al. (2006), en el segmento de Nazca (>25 Ma), esta cadena poseería un espesor cortical persistente de 15 km, llegando a superar los 35 km en localidades específicas. Este valor se encuentra en buen acuerdo con los modelos termodinámicos que asocian un  $\Delta T_p$  de hasta  $+130$  °C para dorsales generadas en ambientes on-ridge sobre litósfera joven, donde la acumulación magmática es favorecida por un gradiente térmico alto y una baja resistencia litosférica (Contreras-Reyes et al., 2024). La relación entre la pluma de Pascua y el superswell del Pacífico Sur ha sido ampliamente documentada (e.g., Bonatti et al., 1977; McNutt y Fischer, 1987; Sleep, 1990; McNutt, 1998; Clouard y Bonneville, 2005). Si bien las cadenas volcánicas asociadas a esta

pluma se encuentran principalmente en la placa de Nazca, también existen evidencias de volcanismo relacionado en la placa Pacífica (e.g., Clouard y Bonneville, 2005; Bello-González et al., 2018; O'Connor et al., 2024). Algunos estudios sugieren que la cadena de Pascua-Nazca podría haberse originado por dos hotspots: uno en Isla de Pascua y otro en Salas y Gómez (Bonatti et al., 1977; Bello-González et al., 2018). Sin embargo, O'Connor et al. (1995) propusieron la existencia de un único hotspot en Salas y Gómez, cuyo magma sería canalizado parcialmente hacia la dorsal Pacífico-Nazca, explicando el volcanismo reciente en Isla de Pascua, al oeste del hotspot.

### 2.2.3 Dorsal de Iquique

La dorsal de Iquique está asociada con la interacción del hotspot Foundation y la placa Farallón entre los ca. 48 y 25 Ma (Bello-González et al., 2018), operando en un entorno on-ridge (LAE < 5 Ma), en estrecha interacción con el sistema expansivo que formaba la placa Farallón. Durante la etapa de fragmentación y reorganización tectónica, su influencia migró hacia su configuración actual bajo la placa Pacífica, donde origina la cadena volcánica Foundation también en modalidad on-ridge en la vecindad inmediata de la dorsal Pacífico-Antártica (APR en Figure 4.1), desde al menos 21 Ma (O'Connor et al., 1998). Presenta volcanismo disperso sobrepuesto a un plateau elongado, su morfología incluye swells locales con anchos de 200–400 km (Orozco et al., 2024) y espesores corticales que alcanzan los 15–18 km de espesor (Tassara et al., 2006; Maksymowicz et al., 2024). Datos sísmicos recientes confirman un espesor cortical promedio de ~10 km, con sectores que alcanzan hasta 15 km. Estos valores implican anomalías térmicas de entre –100 y +75 °C, coherentes con un régimen de fusión parcial moderado favorecido por una pluma aún activa al momento de la formación de la dorsal (Contreras-Reyes et al., 2024). Modelos flexurales acoplados revelan la presencia de una raíz cortical de 5–8 km de espesor adicional bajo el eje de la dorsal, lo que refuerza su origen on-ridge con significativa intrusión magmática en la base de la corteza (Maksymowicz et al., 2024).

### 2.2.4 Cadena de Taltal

La cadena de Taltal, asociada al hotspot San Félix, es una cadena volcánica off-ridge (LAE ≈ 40 Ma) caracterizada por un volcanismo débil y discontinuo. Su

topografía rugosa refleja la interacción de la pluma con una litósfera más gruesa y rígida (Orellana-Rovirosa y Richards, 2017). Modelos flexurales y gravimétricos sugieren que esta dorsal carece de un engrosamiento cortical significativo, mostrando solo raíces poco profundas generadas por la carga batimétrica local, sin evidencia de intrusión magmática importante (Maksymowicz et al., 2024). Contreras-Reyes et al. (2024) también indican que, a diferencia de otras cadenas on-ridge, las dorsales off-ridge como Taltal no presentan un engrosamiento cortical sísmicamente observable, lo que sugiere una baja eficiencia en la transferencia magmática hacia la base de la corteza.

#### 2.2.5 Cadena de Copiapó

La cadena de Copiapó, vinculada al hotspot Caldera, es una cadena volcánica off-ridge (LAE  $\approx$  40 Ma) con estructuras discontinuas y amplitudes batimétricas moderadas. Su formación refleja la interacción de la pluma con una litósfera más rígida, donde el magmatismo genera anomalías topográficas limitadas y rugosas. Estudios sugieren que la raíz cortical, aunque pequeña, se forma principalmente en respuesta a la carga batimétrica local (Maksymowicz et al., 2024). En este sentido, Contreras-Reyes et al. (2024) no identifican un engrosamiento cortical atribuible a magmatismo de pluma en esta región, lo que refuerza la idea de que estas estructuras reflejan un aporte térmico y volumétrico limitado del manto profundo.

#### 2.2.6 Cadena de Juan Fernández

Finalmente, la cadena de Juan Fernández, generada por el hotspot Juan Fernández, es una cadena volcánica off-ridge (LAE de ca. 30 Ma) con volcanismo discreto y espaciado. Su topografía accidentada refleja la interacción de la pluma con una litósfera madura. Tassara et al. (2006) reportan espesores corticales para esta cadena de hasta 15 km alrededor de la isla Robinson Crusoe. Sin embargo, perfiles sísmicos revelan que la mayor parte de este espesor corresponde a una corteza oceánica preexistente ( $\sim$ 7 km), a la que se superpone una raíz cortical magmática de apenas  $\sim$ 1 km, y edificaciones volcánicas aisladas que alcanzan 4–5 km de relieve. Estos rasgos indican una contribución magmática total de  $\sim$ 5 km, coherente con una  $\Delta T_p$  de entre  $-20$  y  $+160$  °C (Contreras-Reyes et al., 2024), típica de plumas que

interactúan con litósfera madura en entornos off-ridge. Aunque no se identifica un swell local sostenido, es posible reconocer un swell circular localizado en torno al hotspot (Orozco et al., 2024). Este patrón puede atribuirse a las condiciones litosféricas más rígidas y gruesas durante la formación de esta cadena volcánica.

## CAPÍTULO 3. MÉTODOS Y MATERIALES

### 3.1. Materiales y preparación

En este estudio empleamos la grilla batimétrica de GEBCO (2020) y la grilla de edad del fondo marino de Seton et al. (2020). Todas las cuadrículas se enmascaran al área de la Placa de Nazca. Para la realización de cálculos de gran escala que solo requieren una correcta localización (Capítulo 3; Orozco et al., 2024), las grillas se remuestran a una resolución espacial de 6 minutos en el sistema de coordenadas geográficas WGS84, mientras que para cálculos morfométricos y volumétricos, que precisan conservación de formas y distancias en el espacio (Capítulo 4; Orozco et al., in rev.), las cuadrículas se re proyectan a UTM en la proyección Equal Earth centrada en las Américas (EPSG:8858), con una resolución espacial de 3500 m.

Para las edades de las cadenas volcánicas se empleó la reconstrucción temporal de Bello-Gonzalez et al. (2018) y referencias allí citadas, además de otros datos geocronológicos disponibles para la dorsal de Juan Fernández (JFR; Lara et al., 2018a; Lara et al., 2018b), y para la dorsal de Carnegie (Galápagos), de O'Connor et al. (2007).

La anomalía batimétrica (BA) se calcula como la diferencia entre la batimetría observada y la batimetría esperada por subsidencia térmica según la edad litosférica. Esta corrección permite eliminar el efecto del enfriamiento conductivo de la litósfera, realizando anomalías topográficas atribuibles a procesos volcánicos, térmicos o flexurales no explicados por la evolución térmica estándar del fondo oceánico. Para esto, se emplea el Modelo de Enfriamiento de Espacio Semi-Infinito (HSCM, por sus siglas en inglés; e.g., Turcotte y Schubert, 2002), que describe con suficiente exactitud la subsidencia oceánica en regiones de edad inferior a 60-70 Ma, como es el caso de la placa de Nazca, con los parámetros de Hillier y Watts (2005).

Adicionalmente, en el capítulo 4 se corrige isostáticamente el efecto de la carga ejercida por la cobertura sedimentaria, utilizando la cuadrícula del modelo GlobSed (Straume et al., 2019). Esta corrección se aplica mediante la expresión propuesta por Schroeder (1984), y el resultado, denominado profundidad de agua (*water depth*), corresponde a la batimetría que tendría la litósfera si no estuviera cubierta por

sedimentos, es decir, como si estos hubieran sido reemplazados tan solo por una columna de agua.

### 3.2. Relaciones entre la subsidencia y la edad de la placa

Con la finalidad de interpretar los parámetros termales que gobiernan el comportamiento de subsidencia de la placa de Nazca, evaluamos la expresión analítica que relaciona la edad y profundidad en su forma más simple con parámetros térmicos constantes (e.g. Turcotte and Schubert, 2002):

$$w(t) = z_r + 2 \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \alpha (T - T_0) \sqrt{\kappa/\pi} \sqrt{t} \quad (3.1)$$

donde  $z_r$  es la profundidad en el eje de la dorsal,  $\rho_m = 3330 \text{ kg m}^{-3}$  y  $\rho_w = 1030 \text{ kg m}^{-3}$  son las densidades del manto a  $0^\circ\text{C}$  y el agua del mar, respectivamente,  $\alpha = 3.280 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  es el coeficiente de expansión termal,  $T$  es la temperatura del eje de la dorsal de expansión, un indicador cuantitativo (proxy) de la temperatura potencial del manto,  $T_0 = 0^\circ\text{C}$  es la temperatura superficial de la litósfera y  $\kappa = 2.538 \cdot 10^7 \text{ m}^2 \text{ Ma}^{-1}$  es la difusividad térmica.

Siguiendo un procedimiento estándar de inversión (e.g., Stein y Stein, 1992; Richards et al., 2018), evaluamos el modelo ajustando los parámetros  $z_r$  y  $T$ , recorreremos este espacio paramétrico para identificar los valores que minimizan la función de discrepancia entre los valores observados y los calculados analíticamente:

$$\chi_s = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left( \frac{w_i^o - w_i^c}{\sigma} \right)^2} \quad (2.2)$$

donde  $w^o$  and  $w^c$  son los valores observados y calculados de subsidencia,  $\sigma = 596 \text{ m}$  es la desviación estándar de la batimetría observada, y  $M=144635$  es el número de puntos de la grilla batimétrica usada en este análisis, en coordenadas geográficas y enmascarada para el área de la placa de Nazca.

Los resultados e implicancias obtenidos de este análisis se ilustran en la sección 6.5.

### 3.3. Filtro de la mediana

Para facilitar el análisis morfotectónico y geodinámico posterior, el enfoque descrito permite una descomposición de la topografía en componentes regionales y locales, según su escala espacial. En este estudio se emplea una metodología basada

en el filtro de la mediana con ventana circular, aplicado sobre una grilla topográfica. En cada punto, se define un círculo de diámetro dado, se recogen todos los valores contenidos en él y se calcula su mediana. Este valor se asigna a la misma localización en una nueva grilla filtrada. Al repetir el proceso para todos los puntos, se obtiene una versión suavizada de la topografía que preserva su morfología general y atenúa las variaciones que no alcanzan a dominar dentro del área circular, forzando la representación hacia los valores predominantes del entorno.

Cuando se aplica en ventanas de tamaño variable, el filtrado por mediana modifica la topografía en función de la escala espacial de las estructuras, lo cual permite un control efectivo sobre qué elementos se suavizan o conservan. En este sentido, puede interpretarse cualitativamente como un filtrado multiescala. En cada aplicación, el diámetro del disco actúa como una longitud de onda de corte aproximada: estructuras de mayor escala horizontal (o menor frecuencia espacial) tienden a ser retenidas, análogamente a lo que ocurre en un filtro pasa-bajo. Complementariamente, el residuo obtenido al sustraer el modelo suavizado desde el modelo original concentra las variaciones locales de alta frecuencia espacial o menor escala espacial, análogas a las componentes retenidas por un filtro pasa-alto. En caso de contar con dos escalas características, el mismo enfoque de descomposición aditiva puede ser aplicado para calcular filtros pasa-banda, que omiten las características que estén por ambos lados fuera de un rango determinado de escalas.

Gracias a sus propiedades estadísticas, el filtro de mediana permite preservar bordes morfológicos y discontinuidades abruptas, y resulta insensible a anomalías puntuales, como valores extremos, atípicos o ruido. No obstante, al tratarse de una operación no lineal, no satisface las propiedades de superposición ni homogeneidad, por lo que no puede representarse mediante funciones de transferencia en frecuencia. A diferencia del filtrado lineal clásico, no permite caracterizar explícitamente cómo se modifican las distintas componentes de frecuencia, ya sea en el dominio temporal o espacial. En este contexto, aunque su efecto puede interpretarse cualitativamente como un filtrado multiescala, no debe confundirse con un análisis espectral formal.

### 3.4. Separación de señales

Para esto, en esta tesis se desarrolla el método del Separador Complementario (CS, por sus siglas en inglés). Este algoritmo de separación de señales batimétricas se basa en el método ORS (*Optimal Robust Separator*; Wessel, 1998, 2016), que analiza las variaciones del residuo de cada filtro topográfico (detalles de menor escala o alta frecuencia espacial), el que, al aumentar su diámetro de filtrado, adquiere amplitudes progresivamente mayores hasta alcanzar el máximo contraste o expresividad en sus formas de menor escala espacial. En la escala espacial asociada al máximo, es posible encontrar una estimación del tamaño típico de las estructuras dominantes del relieve local. Este enfoque, sin embargo, por complemento emplea la escala en que el filtro explica en menor grado el relieve original, y omite por sí solo la información del modelo filtrado, por lo que pierde la capacidad de discriminar entre componentes que pudiendo ser similares en residuo, pertenezcan a contextos regionales distintos.

El método CS, que se encuentra descrito en detalle en la sección 4.3.2 (Orozco et al., 2024), emplea el mismo conjunto de filtros de escala variable que el método ORS. Para cada uno de ellos, además del residuo del filtro (filtro pasa-alto), se define y calcula el núcleo del filtro, definido como el filtro pasa-banda entre el filtro de diámetro variable y el filtro de diámetro mayor en el rango analizado. Mientras el relieve del residuo aumenta progresivamente con el diámetro del filtro, el núcleo del filtro disminuye progresivamente, indicando la disminución de la capacidad real del filtro de dar cuenta de las características de la topografía original.

Para analizar de manera combinada las amplitudes del núcleo y del residuo de cada filtro topográfico, se define la función CS. Para cada escala se calculan las amplitudes promedio tanto de la señal filtrada como de la del residuo, las cuales fueron luego normalizadas dentro del rango de escalas considerado. Posteriormente, se calcula y almacena para cada escala, la combinación multiplicativa de las amplitudes normalizadas del núcleo y residuo. Se obtiene así la función CS, una medida adimensional que refleja la co-ocurrencia efectiva entre estructuras regionales y locales dentro del rango de escalas considerado. Este valor será mayor cuando ambas contribuciones son simultáneamente relevantes: cuando persiste una fracción

significativa de la señal regional, pero también se ha removido estructura local en forma apreciable. De este modo, el índice describe un patrón de transición ascenso-descenso y un rango de escalas que maximiza el producto de amplitudes indicando el punto de mayor interacción entre estructuras locales y regionales. Esto coincide con el concepto de “banda activa” dentro del espectro espacial, que corresponde a una escala de transición dominante, donde coexisten patrones topográficos de alta y baja frecuencia, y se expresan con intensidad relativa comparable.

En ese contexto, en lugar de adoptar como escala característica la que maximiza la función CS, se define como separador topográfico el diámetro de filtro a partir del cual CS se reduce a un tercio de su valor máximo. Esta elección se basa en dos criterios: primero, más allá de ese umbral la función entra en una caída prolongada con contribuciones morfológicas decrecientes; segundo, la respuesta de los separadores es especialmente sensible en torno a este punto, lo que sugiere una transición activa entre escalas locales y regionales. El valor umbral del 33%, equivalente a una atenuación del 66%, es utilizado en teoría de señales como frontera operativa entre componentes significativos y residuales. En este contexto, permite capturar el límite superior de la banda activa, incluyendo estructuras cuya expresión local aún guarda coherencia con su contexto regional, antes de que la señal decaiga a niveles morfológicamente irrelevantes.

Este enfoque, que hereda las consideraciones respecto del uso del filtrado de mediana, no requiere suposiciones espectrales ni linealidad, y se basa exclusivamente en el contenido de intensidad local-regional de la señal topográfica, y puede replicarse en otras regiones o datasets.

### 3.5. Diagnóstico multi-escala asimétrico de elevaciones y depresiones

Con la finalidad de dividir, por descomposición aditiva, la señal de anomalía batimétrica en tres componentes (debajo, dentro y sobre la placa), se necesitan dos superficies de separación. Por este motivo, se aplica una variante con polaridad al cálculo de la función CS, para truncar previamente por signo tanto al núcleo como al residuo del filtro, separando sus componentes de signo positivo (elevaciones topográficas), de las de signo negativo (depresiones topográficas).

Para separar el contenido superficial (volcanismo) del resto de la señal batimétrica, se considera como premisa que las depresiones flexurales, que acompañan a las cargas volcánicas de superficie, de manera periférica y con mayores longitudes de onda horizontal, son la fuente predominante de las anomalías batimétricas negativas en ambientes oceánicos intraplaca. De esta forma, la función CS- combina las depresiones (valores negativos) de núcleo y residuo, o depresiones local-regionales para cada escala de filtro. En este contexto, el separador CS-, que señala el límite superior del rango de mayor relevancia en las amplitudes de anomalías negativas, reflejaría también el límite superior del rango de anchos topográficos horizontales del volcanismo superficial.

Por su parte, la función CS+ combina las elevaciones (valores positivos) del núcleo y residuo, y el separador CS+ estima el límite en que la magnitud de las amplitudes local-regionales positivas se atenúa, dejando de ser una señal conspicua. Esto se interpreta como una transición entre las señales intra-litosféricas y las sub-litosféricas.

Considerando las escalas correspondientes a los dos separadores CS- y CS+, se pueden emplear los respectivos filtros  $f(\text{CS-})$  y  $f(\text{CS+})$  como superficies separadoras, para aplicar una descomposición aditiva de la anomalía batimétrica en tres fracciones, cuya suma corresponda a la grilla original (F1, F2 y F3) para su posterior análisis. F1 corresponde a un filtro pasa-alto, contiene detalles solo de pequeña escala espacial (estructuras eliminadas por el filtro CS-). F2 corresponde a un filtro pasa-banda, que contiene las estructuras de escala intermedia, que pasan el filtro CS-, pero no por el filtro CS+). Finalmente, F3 corresponde a un pasa-bajo, y contiene en la topografía suavizada, estructuras topográficas de gran escala (detalles que pasan el filtro CS+). Este enfoque requiere que la escala de CS- sea inferior a la de CS+.

### 3.6. Caracterización y descripción de señales separadas

Una vez descompuestas las componentes de la señal batimétrica, se miden y compilan para cada cadena las distribuciones y geometrías, como amplitud, ancho horizontal (longitud de onda) y continuidad. Además, mediante un modelamiento

isostático tipo Airy, descrito en detalle en la sección 4.3.3, se testean posibles mecanismos geológicos de origen y soporte, a través de variaciones en espesores verticales y densidad de masa de las capas de la litósfera (manto litosférico y corteza oceánica).

### 3.7. Cuantificación de tasas volumétricas

En este paso, descrito en detalle en el apartado 5.2.3, se traslada la medición a lo largo de localizaciones en el eje de la respectiva cadena. Se han cuantificado las tasas volumétricas asociadas a la masa anómala de volcanismo y swells locales, desplazando una ventana móvil de 150 km de longitud a lo largo del eje de la cadena, con pasos de 10,5 km (3 píxeles) para mantener una resolución adecuada. Las ventanas varían en cada paso y están delimitadas por bordes longitudinales perpendiculares al eje y una máscara volcánica o un buffer de 500 km para el swell local. En cada paso, se integran los volúmenes magmático y de swell local, calculándose los flujos  $Q_m$  y  $Q_s$ , como el cociente entre los volúmenes y el intervalo de edad, expresados en  $[m^3/s]$ .

### 3.8. Análisis temporal y cíclico

Para analizar el contenido periódico de las señales a lo largo del tiempo, se emplea la Transformada Wavelet Continua (CWT), herramienta que permite descomponer la señal en el dominio tiempo–período con preservación de la localización temporal. Se utiliza una wavelet de Morlet compleja (e.g., Kumar y Foufoula-Georgiou, 1997), con frecuencia central y ancho de banda adimensionales iguales a 1.0, lo que proporciona un equilibrio razonable entre resolución temporal y espectral. El intervalo de muestreo es de 0.1 Ma, equivalente a una frecuencia de 10 puntos por millón de años. En este contexto, el período físico asociado a cada escala se calcula como  $T = s \Delta t / f_0$ , por lo que al explorar escalas entre 1 y 250 se abarca un rango de períodos entre aproximadamente 0.1 y 25 Ma. Aunque la sensibilidad máxima de la wavelet se concentra alrededor de 0.1 Ma, el uso de escalas dilatadas permite detectar una amplia gama de periodicidades. Este enfoque no exige simetría respecto al período central, ya que la CWT está diseñada para capturar variaciones multiescala mediante la dilatación y traslación sucesiva de la wavelet base.

El resultado se expresa como un espectrograma wavelet que representa la evolución temporal de las componentes periódicas de la señal (Figure 5.4). El eje horizontal indica el tiempo en millones de años (Ma), el eje vertical muestra los períodos detectados, y la intensidad del color refleja la magnitud de la potencia espectral: tonos cálidos (naranja-rojo) indican mayor energía, mientras que tonos fríos (azul-negro) corresponden a valores bajos. Esta representación permite identificar tanto los períodos dominantes como su persistencia y evolución a lo largo del tiempo en las señales de flujo volumétrico.

Dada la duración finita de los registros, es necesario interpretar con cautela las señales correspondientes a escalas grandes. A medida que aumenta la escala, la wavelet requiere ventanas temporales más amplias, lo que restringe su aplicabilidad cerca de los bordes del registro y reduce la fiabilidad de las estimaciones. La confiabilidad mejora cuando el período se repite varias veces en el dominio temporal y su expresión es coherente en tiempo y escala. Como señalan Torrence y Compo (1998), la agrupación de regiones significativas en ambas dimensiones es indicativa de menor aleatoriedad del proceso subyacente y, por tanto, de una mayor probabilidad de que se trate de un fenómeno real. Por esta razón, se adopta el criterio empírico de restringir la interpretación robusta a escalas menores a un tercio de la duración total del registro. En registros más cortos (menores a 10 Ma), como los correspondientes a cadenas off-ridge, los rangos de mayor confiabilidad limitan el análisis a períodos inferiores a aproximadamente 3 Ma; mientras que en registros más extensos (alrededor de 40 Ma), como el de la cadena de Pascua–Nazca, se consideran confiables señales de hasta 10–13 Ma. Una precaución similar se debe aplicar a los extremos del registro, donde incluso las escalas pequeñas pueden verse afectadas por efectos de borde y generar respuestas no representativas, por ello, toda la zona limítrofe del espectrograma debe considerarse con cautela, independientemente del período analizado.

### 3.9. Evaluación de procesos de soporte

Para los swells locales recientemente separados, se evaluaron procesos de soporte (balance de fuerzas verticales), como flotabilidad mantélica y contribuciones

intra-litosféricas por intrusiones magmáticas. Para esto se realizaron cálculos de flujo de flotabilidad a partir de las tasas de producción volumétrica de swells locales, y un segundo modelamiento isostático tipo Airy, orientado a evaluar volumétricamente su interpretación alternativa como tasas de exceso de espesor cortical por intrusión. Además, crucial y posteriormente, con finalidades comparativas, se recopilieron estudios sísmicos en cadenas de hotspot oceánicos que reporten razones de partición de productividad intrusiva/extrusiva en las columnas litosféricas afectadas por la acción de hotspots.

## **CAPÍTULO 4. CHARACTERIZATION AND GEODYNAMIC INTERPRETATION OF NAZCA PLATE BATHYMETRIC ANOMALIES (PUBLISHED IN EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS)**

*Orozco, G., Lara, L.E., Tassara, A., 2024. Characterization and geodynamic interpretation of Nazca Plate bathymetric anomalies, Earth and Planetary Science Letters, Volume 647, 119009, doi:10.1016/j.epsl.2024.119009.*

Gabriel Orozco<sup>a\*</sup>, Luis E. Lara<sup>b,c</sup>, Andrés Tassara<sup>a,d</sup>

\* Corresponding Author

<sup>a</sup> Doctorado en Ciencias Geológicas, Universidad de Concepción, Chile

<sup>b</sup> Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral, Valdivia, Chile

<sup>c</sup> Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico - Ckelar Volcanes, Chile

<sup>d</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Chile.

### Highlights

- Plume-plate processes at intermediate depths have remained less studied
- A novel method for oceanic topography separation into three-components
- Two discernible component types of oceanic hotspot swells
- Local swells aligned under volcanic chains sustained at intra-lithospheric level
- Regional swells likely sustained from below the lithosphere

### Abstract

The interaction between upwelling plumes and the oceanic lithosphere can provide important clues about the internal structure and dynamics of the Earth. Plume-derived processes disturb the lithosphere at different depths, amplitudes, and wavelengths. While the spatially wider process is dynamic uplift, commonly described as on the order of 1000 km wide and 1 km high bathymetric swell, volcanism is the most focused plume manifestation. These two end-members are commonly described and measured in terms of volumetric rates, such as buoyancy flux and volcanic production rate, respectively. However, intermediate processes such as magmatic trapping at lithospheric depths, although reported, has remained less studied. While the topographic separation between volcanic and regional (non-volcanic) features has

numerous developments, the recognition of signatures of processes occurring at intermediate depths is a problem that has been less studied.

To better understand the relationship between plate structure and the distribution of plume effects, we investigated the spatial distribution of topographic plume signatures on the relatively fast and thin oceanic Nazca plate. Using morphological criteria, we adjusted the width of two filtered surfaces, which together allow us to divide the bathymetric anomalies into three components that could be reflecting morphological features supported below, inside, and above the plate.

The resulting decomposition suggests the existence of two superimposed components of swells on the Nazca plate, contrasting in distribution, morphology, and nature: local swells exhibit a clear spatial correlation with volcanic chains. The regional swell component in turn encompasses all hotspots in the Nazca plate and show widths up to 2000 km. We hypothesize distinct driving processes for both swell components, with local swells connected to the intra-lithospheric domain and regional swells probably associated with sub-lithospheric processes.

#### Keywords

Plume-plate interactions, Oceanic hotspots, Hotspot swells, Bathymetric anomaly, Topographic filters, Nazca plate.

#### 4.1. Introduction

Plume-plate interactions encompass intricate processes involving the transfer of mass, heat, and stress influencing the oceanic lithosphere during and after its passage over mantle plumes. The oceanic lithosphere exhibits a distinct pattern of evolution, characterized by both thickening and subsidence due to long-term cooling (e.g. Williams and Poehls, 1975; Schubert et al., 1976; Parsons and Sclater, 1977; Stein and Stein, 1992; McKenzie et al., 2005; Richards et al., 2020). Additionally, it can experience disruptions from external sources like interactions with mantle plumes, sedimentary or volcanic loads, and tectonic forces.

Magmatism plays an important role in the lithosphere configuration, acting both as a driving force behind its structure and being influenced by that very structure. Once released from their source, available melts can accumulate in permeability barriers

located at the lithosphere's base (e.g., Schmerr, 2012). The subsequent ascent of magma through the lithosphere can occur in various styles, influenced by depth-dependent variations in strength, rheology, and stress conditions (e.g., Burov et al., 2003; Keller et al., 2013). The interplay among these factors determines the potential distribution of magmatic pathways, leading to alternative outcomes such as magmatic underplating, intrusive complexes, magma reservoirs, or volcanic edifices. Consequently, the prevailing lithospheric conditions influence magmatic emplacement, which, in turn, can feed back into further lithospheric physical changes.

Intraplate volcanism sites serve as emblematic locations for the study of mantle plume perturbations, with bathymetry offering the most prominent manifestation of Plume-Plate processes across different temporal and spatial scales. In this context, volcanism requires that a portion of the magmatic input can overcome the restrictions imposed by the lithosphere to facilitate magma transport. The surroundings of hotspots are commonly reported to be bathymetrically altered in broad seafloor regions shallower than expected for its age, known as hotspot swells.

Within this framework, the term "hotspot swell" has been ambiguously used to describe two distinct features of seafloor uplift around hotspot volcanism. Firstly, plume swells, or the wide anomalously shallow regions surrounding the plume ascent locations, which allow description and geometric measurements necessary for calculating buoyancy flux and even the core's global heat loss due to the rising of mantle plumes (e.g., Sleep, 1990; King and Adam, 2014). Secondly, lithospheric swells, referring to elongated uplifted regions that align with the spatial trace of volcanic chains. These anomalies are interpreted to be formed simultaneously with hotspot volcanism, remain locked and persist within the lithosphere, and subsequently transported by plate motion (Crough, 1983). Numerous studies (e.g., Phipps Morgan et al., 1995; Vidal and Bonneville, 2004; Wessel, 2016; Adam et al., 2022; Bai et al., 2023) have measured their variations over time to study variations in plume productivity and plume-lithosphere interactions.

Despite the debate about the deep support of swells is still ongoing (e.g., Frazer and Korenaga, 2022; Huppert et al 2020), various plume-derived mechanisms have been explored considering cumulative observations since their discovery. They include

(1) magmatic intrusions (e.g. Ramalho et al., 2010; Flinders et al., 2013) and metasomatism (e.g., Park and Rye, 2019), taking place inside the lithosphere; (2) thermal rejuvenation (Detrick et al., 1981; Crough, 1983), underplating (Leahy et al., 2010), and mechanical erosion (Monnereau et al., 1993), disturbing the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB); and (3) mantle density anomaly after melting extraction (Phipps Morgan et al., 1995; Robinson, 1988) and dynamic uplift (Morgan, 1971; Sleep, 1990; King and Adam, 2014), occurring in the sub-lithosphere domain. As these plume-derived phenomena interact at different depths with the lithosphere, they may add potentially recognizable contributions to the bathymetry at different length-scales and magnitudes, among other sources such as tectonic imprints and surface loads. Anomalous depth features have been recognized on different spatial length-scales, ranging from  $10^4$ - $10^5$  m for volcanic edifices with surrounding flexural moats and bulges (e.g., Watts et al., 1980; Wessel, 1993), to  $10^5$ - $10^6$  m for swells (e.g., King and Adam, 2014), and even  $10^6$ - $10^7$  m for superswells (e.g., Adam and Bonneville, 2005; McNutt, 1998).

To explore the mechanisms behind bathymetric anomalies, criteria to characterizing and distinguishing them in nature are essential. The initial step commonly involves spatially decomposing the bathymetric anomaly signal into distinct components. This procedure, known as regional-residual separation, traditionally focused on isolating in two distinct bathymetric components, the volcanic features from the seafloor substrate. To accomplish this objective, various methods employ topographic interpretation algorithms (e.g. Hillier and Watts, 2005; Valentine et al., 2013), and propose topographic filters of bathymetry, including spectral (Gupta and Ramani, 1980), median (Wessel, 1998; McNutt, 1998), minimization and median (MiFil; Adam et al., 2005), directional median (Kim and Wessel, 2008), median-Gaussian, and Optimal Robust Separator method (ORS; Wessel, 1998; 2016). The ORS method has been applied to distinguish volcanic from swell topographies in various hotspot chains (Wessel, 2016; Huppert et al., 2020). The analysis holds an advantage over other separation methodologies by providing a reproducible topographic separation.

In this contribution, we propose a new complementary procedure, based on the ORS method (Wessel, 1998; 2016), that allows separation of bathymetric anomalies

into three different components, each with increasing width, assumed to be associated with sources of increasing depth within and below the oceanic lithosphere.

We selected the Nazca plate as the testing ground for the application of this approach. The choice was motivated by the presence of diverse seamount chains potentially linked to contrasting deep sources, the abundant occurrence of various tectonic features (active and fossil microplates, fracture zones, abandoned spreading ridges), and the prospect of achieving a clearer separation of bathymetric features associated with surface, lithospheric, or sub-lithospheric processes. Finally, we developed an isostatic analysis over these separated bathymetric anomaly components, to test the results, providing insights into their geological causes.

#### 4.2. Tectonic setting

The Nazca Plate faces the western coast of South America in the Southeast Pacific Basin and currently ranks among the fastest tectonic plates (e.g., GSRM v2.1 NNR; Kreemer et al., 2014). With a maximum age of approximately 56 Ma (Seton et al., 2020), the Nazca plate is relatively younger than other oceanic plates. It originated from the fragmentation of the former Farallon Plate, with spreading at the Cocos–Nazca mid ocean ridge commencing around 24 Ma (Lonsdale, 2005), almost simultaneously with the spreading initiation at the Chile Rise (Tebbens and Cande, 1997).

Subsequently, the Nazca Plate underwent significant plate boundary reorganizations involving interactions with the Antarctic and Pacific plates at around 20, 12 and 5 Ma. These changes lead to various tectonic phenomena, including rift propagations, margin migrations, lithospheric transfer between plates, and microplate abandonment (Tebbens and Cande, 1997; Müller et al., 2017). Figure 4.1 provides an overview of the main tectonic elements of the Nazca plate.

On its western margin, the Nazca Plate is being partially created at the East Pacific Rise (EPR), where the spreading rate reaches the global maximum of approximately 145 mm/yr. in the proximity of the triple junction between Nazca, Pacific and Antarctic plates, near 34°S (DeMets et al., 2010). Moving south of this latitude, a portion of the plate is created at the Chile Rise, exhibiting a significantly lower spreading rate of ca. 50 mm/yr. (DeMets et al., 2010). The relative difference in these spreading

rates is partially compensated by the eastward motion of the Chile Rise along conspicuous fracture zones. The northern boundary of the plate is demarcated by the Cocos-Nazca Rise, which spreads in a north-south direction at a rate of 45-63 mm/yr. (DeMets et al., 2010).

The eastern margin of the Nazca Plate corresponds to the Peru-Chile trench, where the slab subducts beneath the South American continental plate. The subduction process induces a significant flexural uplift in the outer-rise region of the subducted slab (e.g., Contreras-Reyes and Osses, 2010), and it may be disrupted where important seafloor features are involved, as fracture zones and aseismic ridges, associated with the megathrust segmentation (e.g., Contreras-Reyes and Carrizo, 2011; Molina et al., 2021).

The Pacific-Nazca segment of the EPR contains three active microplates (MPs) that leave distinct primary rotational imprints in the spreading crustal fabric: the Galápagos MP, located at the Cocos-Nazca-Pacific triple point at 2°N (e.g., Smith et al., 2013); the Easter MP, active since 5 Ma in an offset of the EPR at 25°S; and the Juan Fernández MP, situated at the Pacific-Nazca-Antarctic triple junction at 33°S (e.g., Searle et al., 1993; Tebbens and Cande, 1997). Additional fossil structures on the Nazca Plate include abandoned spreading ridges, oceanic scarps, and troughs (e.g., Mammerickx et al., 1980). The Bauer microplate, a result of an abandoned rise (Goff & Cochran, 1996; Tebbens & Cande, 1997), also contributes to the plate's structural complexity. Fracture zones (FZ) are commonplace, and although currently inactive, they remain relevant features that can preserve structural, thermal, and flexural anomalies (e.g., Wessel and Haxby, 1990; Basile and Allemand, 2002). Moreover, FZs might be associated with increased eruptive rates of hotspot volcanism at their intersections (e.g., Bai et al., 2023), as observed in the case of Juan Fernández Ridge and Challenger FZ at approximately 5 Ma (e.g., Lara et al., 2018), where the age of the Nazca plate shows an offset of ca. 2.5 Ma on both sides of the FZ (Seton et al., 2020).

The most prominent feature of the plate relief is the presence of seamounts. According to the global catalog by Kim and Wessel (2011), the Nazca Plate hosts approximately 1200 volcanic edifices, constituting about 5% of the global catalog, of which nearly 450 having heights exceeding 1 km. Most of these seamounts are part of

six ridges or seamount chains associated with hotspots (Figure 4.1; e.g., O'Connor et al., 1995; Ray et al., 2012; Bello-González et al., 2018). Those are: Galápagos (Carnegie Ridge), Easter - Salas y Gómez (Easter-Nazca Ridge), Foundation (Iquique ridge), San Félix (Taltal ridge), Caldera (Copiapó ridge) and Juan Fernández (Juan Fernández ridge).

With respect to their proximity and interaction with spreading ridges, hotspots can be classified into two types (Bello-González et al., 2018; Orellana-Rovirosa and Richards, 2017): on-ridge hotspots, including Galápagos, Easter - Salas y Gómez, and Foundation; and off-ridge hotspots, such as San Félix, Caldera and Juan Fernández. The two types exhibit contrasting lithospheric ages at their time of emplacement, and their topographic styles differ. on-ridge activity occurs near spreading ridges in young and thin lithosphere, displaying broad, continuous, and smooth ridge morphologies. In contrast, off-ridge hotspots are located farther from spreading ridges in older and thicker lithosphere, resulting in rough, discrete, and noncontinuous seamount chain topographies. Smooth topographies are interpreted as evidence of intrusive magmatism dominance, occurring when the overlying lithosphere is weak and unable to support large volcanic structures. In these conditions, magma tends to spread within the lower crust rather than erupting at the surface. Such topography is typically associated with a young, thin lithosphere or when the underlying plume generates sufficient heat to thin the lithosphere as it passes over the hotspot (Orellana-Rovirosa and Richards, 2017).

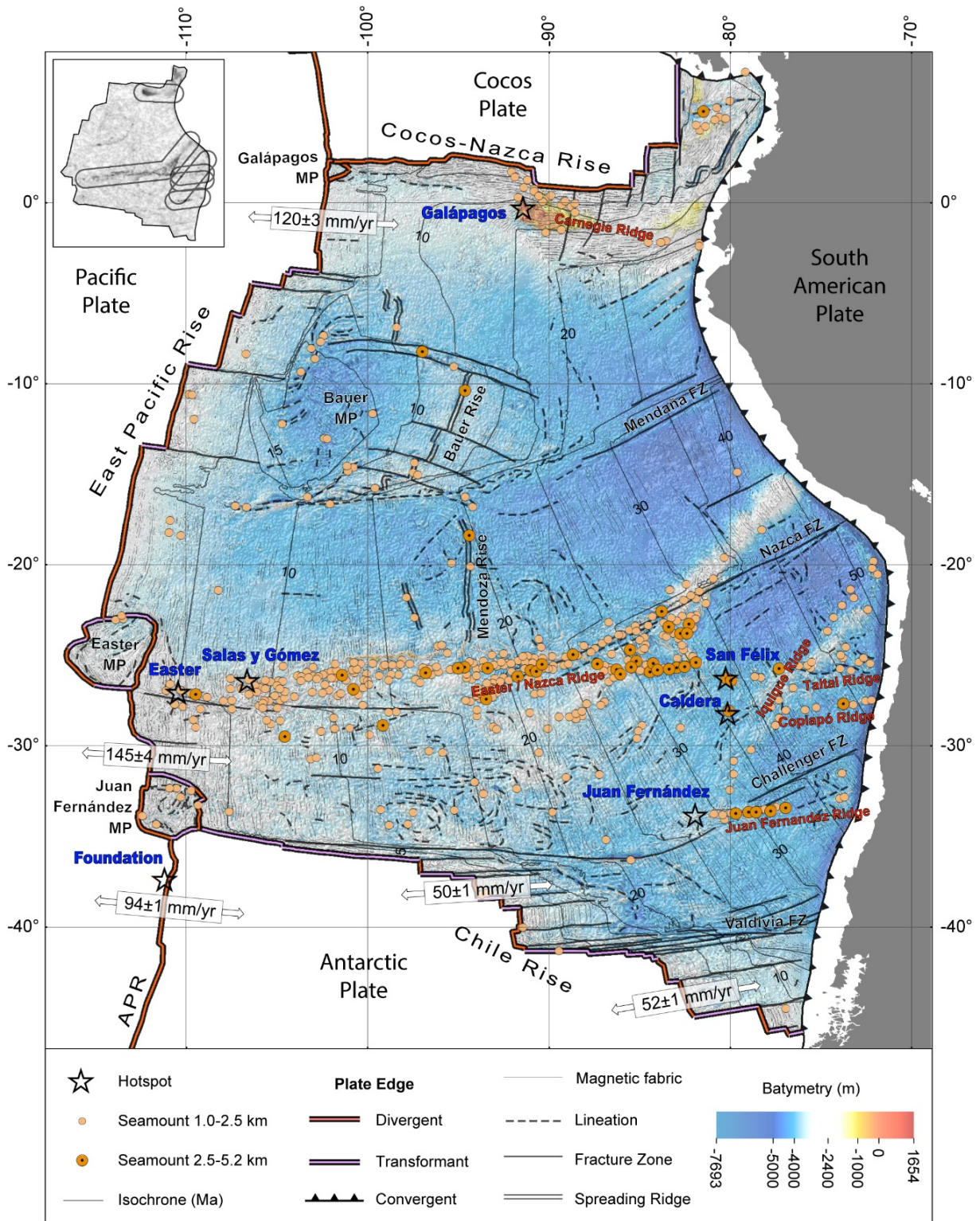


Figure 4.1: Geomorphological and geological sketch of the Nazca Plate. Upper-left inset shows mask location for the volcanic chains. Bathymetry from Gebco (2020), seamounts from Kim & Wessel (2011) classified by height above seafloor.

### 4.3. Data and Methods

#### 4.3.1 Materials

In this study we employ the bathymetry grid from GEBCO (2020), the seafloor age grid of Seton et al. (2020), and a sedimentary cover grid from GlobSed model (Straume et al., 2019). All grids are masked for the Nazca Plate area and resampled to a spatial resolution of 6 minutes in the WGS84 Geographic Coordinate System. We employ the expression of Schroeder (1984) to isostatically remove the sedimentary loading effect and get a sediment-corrected bathymetry, or water-loaded depth. We calculate a bathymetric anomaly by subtracting the topography predicted by thermal subsidence models from the water depth. As illustrated in Figure 4.2A, we consider the Half-Space Cooling Model formulation (HSCM, e.g. Turcotte and Schubert, 2002), with parameters from Parsons and Sclater (1977), Stein and Stein (1992; Figure 4.2B) and Hillier and Watts (2005; Figure 4.2C). The method described below is applied to the resulting bathymetric anomalies from these three models.

#### 4.3.2 Spatial analysis and separation of bathymetric anomaly

With the aim of providing an effective separation of desired components, the method is designed to highlight distribution of topography variability in the wavelength range and consider the negative bathymetric anomalies, under the premise that the flexural depressions or moats are predominant in the oceanic intraplate environment, therefore, a separator extracted from negative regions will reflect a morphological distinction between the volcanic systems and their peripheral surroundings.

ORS method employs a set of median filters with windows of variable-width, locating the separator surface on the filter width that maximizes the mean height of the residual, or the differential topography between the original and filtered surfaces (Figure 4.3A, Eq. 1), with particular focus on positive residual regions. To find an optimum, this method requires the mean height of residual begin to decrease beyond a certain filter width. This behavior is consistent with the distinctive contrast between conspicuous and localized volcanic edifices and broad and smooth seafloor topographies. However, fulfilling this condition may be challenging in specific situations. For instance, in slope interfered volcanic backgrounds, such as volcanic plateaus, distributed volcanic fields,

or potentially relevant swells. In such situations the residual analysis may be obscured, necessitating additional analytical steps to overcome these challenges (e.g., Wessel, 1998; Kim and Wessel, 2008).

In conjunction with the filter's residual, here we propose the usage of a new differential height: the filter's core (Figure 4.3A, Eq. 1), representing the topographic difference between the variable filter and the widest filter in the set. While the filter's residual represents the small-scale topographic features that remain unaccounted for by the variable-width filter, the core would represent the degree of coincidence of the filtered topographies with the original surface. Core and residual topographies are complementary, meaning their sum is constant for any filter in the set. However, despite their complementary nature, their respective mean height variations are not uniformly distributed across the filter-width range.

Based on these observations, we propose the Complementary Separator (CS) method, that jointly analyzes the mean height amplitudes of both core and residual differential surfaces in the width range to observe the distribution of their combined topographic intensities. As this approach considers the topographic separation into three components, two separation surfaces are required. With this aim, we propose the employment of the CS method separately on the negative and positive differential regions to identify distinct separators for each.

The fundamental steps of our method are outlined in Figure 4.3. Following the procedure of Wessel (2016), we compute a series of Median-Gaussian filtered surfaces  $f_w$ , consisting of a median spatial filter of full width  $w$ , followed by a Gaussian filter of the same width, across the bathymetric anomaly grid. We vary the width  $w$  in a range of 0 to 2000 km in steps of ca. 22 km (12 minutes or 2 pixels in the spatial resolution of our grid), to obtain gradually smoother and wider filtered surfaces.

For each filter  $f_w$  in the set, we calculate the two differential topographies  $D_w$  (Figure 4.3A):

$$D_w = \begin{cases} C_w = f_w - f_{2000} \\ R_w = f_0 - f_w \end{cases} \quad (1)$$

Where  $C_w$  and  $R_w$  correspond to core and residual variable surfaces, related to the filter-width  $w$ . We then compute the mean amplitude for both differentials (Figure 4.3B), as a quotient between volume and area:

$$H(D_w)^\pm = V(D_w)^\pm / A(D_w)^\pm \quad (2)$$

$$\text{where } V(D_w)^\pm = \int_{S^\pm} D_w dS, \text{ and } A(D_w)^\pm = \int_{S^\pm} dS.$$

We evaluate these expressions separately in two mutually-exclusive integration areas  $S^-$  and  $S^+$ , defined as the geographic spaces where the differential topography displays negative and positive values, respectively. Considering also that  $D_w$  represents two differential surfaces, the mean amplitude computation ( $H$  function) returns four curves.

To avoid the effect of bathymetric noise in the residual surface, we additionally restrained those integration areas, discarding regions with low amplitude heights. Those limits (Eq. 3) were identified through practical measurement and testing, to effectively reduce the background effects without altering the resultant curves (Figure 4.4A).

$$S = \begin{cases} S(R_w)^+: R_w > 50 \\ S(R_w)^-: R_w < -5 \\ S(C_w)^+: C_w > 0 \\ S(C_w)^-: C_w < 0 \end{cases} \quad (3)$$

The last step of CS analysis considers the four  $H$  functions, respectively normalized, to multiplicatively combine them:  $CS_w^\pm = H(C_w)^\pm \cdot H(R_w)^\pm$  (Figure 4.3A). As both components of the CS function represent topographic intensity, their combination describes the relative distribution of the topographic intensities in the filter width range. By design, as they possess opposite trends, their normalized combination will show a rise and descend pattern on the width-range, depart from and return to zero, with the most significant values within a region of the filter-width range where both Core and Residual values, combinedly hold relatively substantial magnitudes (Figure 4.4A).

In this context, the separation solution will correspond to the upper width  $w$  on which the  $CS_w$  function has decayed to an arbitrary threshold of 1/3 of its maximum value selected through the observation of both the intensity attenuation on the  $CS_w$  functions, that beyond this value, start to account greater widths in a long tail of relatively low intensities (Figure 4.4A); and the sensitivity response of CS separators to

the threshold value (Figure 4.3C), where the gradient of CS separators rise to higher variations under the threshold. This criterion does not consider the width at which the maximum function values occur as in Wessel (2016), but the width until reduction to 1/3 of the maxima values, based on the assumption that even when the signals are in a reductive trend after surpassed their highest values, they still hold important magnitudes and variations, and may still comprise an important amount of topographic content.

To individually perform the separation analysis for every volcanic chain ( $n=6$  in our case), we employ a set of cosine-tapered masks (inset in Figure 4.1, Figure 4.5A), which reduce to zero the integration surfaces on distances beyond 500 km from the respective chain axis. Figure 4.4B depicts the observed behavior of the described functions for the volcanic chains atop the Nazca plate and the obtained separator values with three different reference models.

The single pair of separator surfaces that is required to perform the bathymetric separation for the entire plate is then obtained by averaging  $CS^-$  and  $CS^+$  for all chains, employing the reference model of Hillier and Watts (2005). The two average separator surfaces allow us to divide the original bathymetric anomaly into three distinct components. Applying this procedure for the seamount chains of the Nazca plate (Figure 4.4), we obtained average filter widths of  $490 \pm 190$  and  $1060 \pm 290$  km for  $CS^-$  and  $CS^+$  surface separators, respectively (Figure 4.4B). Finally, we use the subtractive properties, and the two new separator surfaces to decompose the bathymetric anomaly into three components (Figure 4.4C):  $F_1 = (f_0) - (f_{CS^-})$ ,  $F_2 = (f_{CS^-}) - (f_{CS^+})$ , and  $F_3 = (f_{CS^+})$ ; which by construction are also complementary ( $f_0 = F_1 + F_2 + F_3$ ). Additionally, we averaged the results by tectonic ambient (on/off ridge), to analyze and interpret the variations (Figure 4.4C).

Our CS analysis attempts to describe the distribution of the topographic intensity along the analyzed range of filters. If the mean height variations that compose the CS functions were equally distributed in the studied range, the CS functions would take a parabolic form symmetrically centered in the middle of the studied range. The evaluated results, on the other hand, show an asymmetric shifting to lower widths, evidencing that the main topographic variations are mostly resolved in a lower range of filter widths,

with a long tail of relatively low intensities at higher widths (Figure 4.4A). Since the computation scheme considers the combination of differential functions with equal sign, less examined scenarios by this method might be regions or width ranges that combine differential topographies of opposed signs, as negative cores combining with mainly positive residuals, or positive cores combining with negative residuals, more expected to occur in other configurations, such as scattered volcanism present in depressions, or local extension in the outer rise.

The wavelength of flexural response is primarily influenced by the lithosphere's strength and is likely to be the principal source of negative anomalies (e.g. Wessel, 1993). However, due to the complexity of the distributed loads, the CS- is not expected to clearly reflect a single wavelength but rather a range of superimposed wavelengths, despite allowing for some interpretation in this sense. The CS- separator finds the filter-width range to be considered as a significant negative topographic contribution and traces the upper limit of component  $F_1$ . Consequently, components  $F_2$  and  $F_3$ , including bathymetric features with widths beyond CS-, can be interpreted as coming from beneath the surface since they are less associated with significant flexural response.

Similarly, the definition of CS+ (the boundary between F2 and F3) follows an empirical approach based on positive topographies. The component F2 is interpreted as originating within the lithosphere, encompassing subsurface yet still prominent topographies. The broader remnant of topographic anomalies beyond CS+ is included in component F3, being interpreted as responding to deeper sources at the base of, or beneath, the lithosphere.

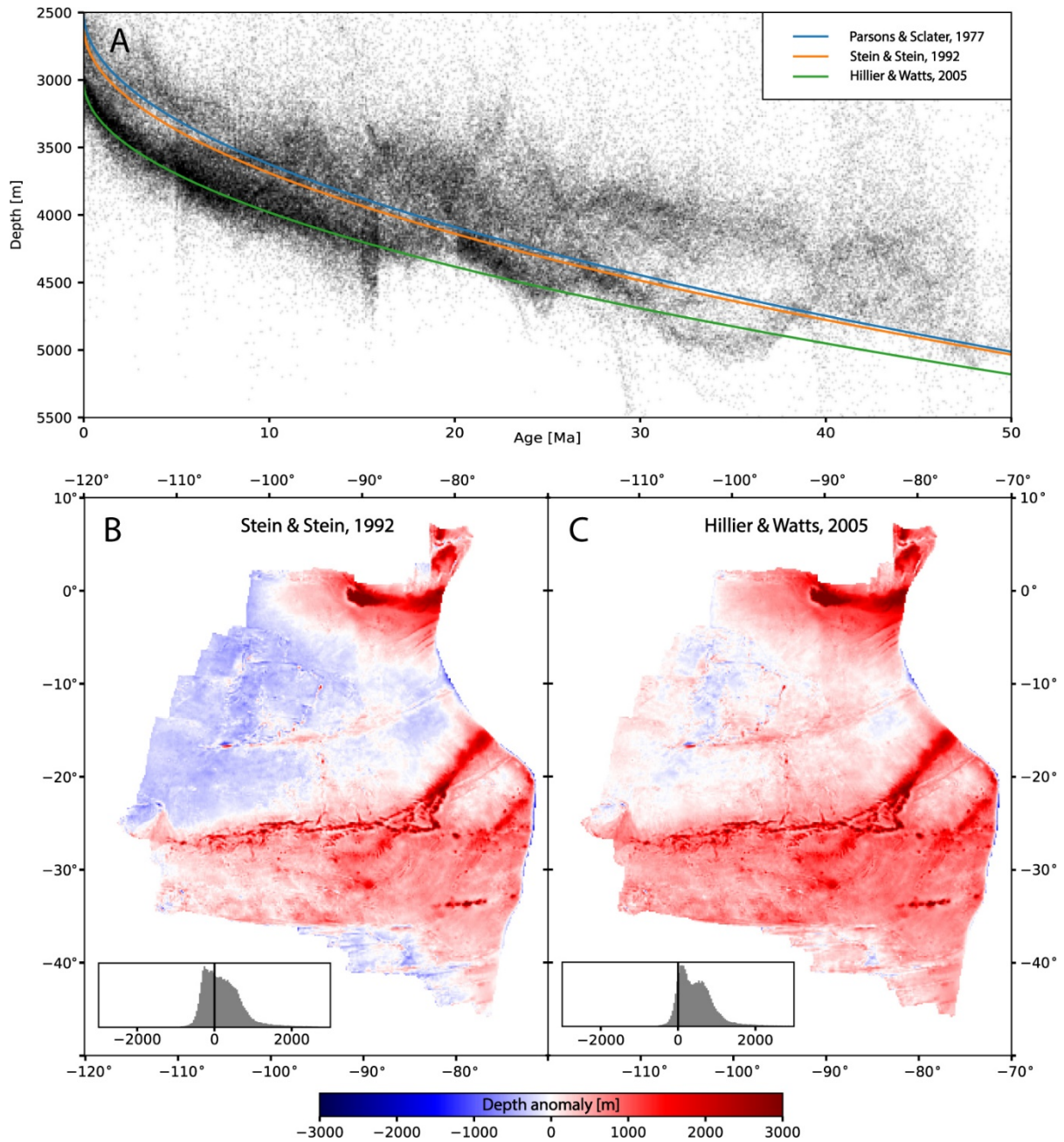


Figure 4.2 Depth anomalies in the Nazca Plate. A) Scatter plot of bathymetry vs. seafloor age grid points. Colored lines indicate cited HSCM models. B and C) Computed bathymetric anomalies after correcting by the subsidence models of Stein and Stein, 1992 (B) and Hillier and Watts, 2005 (C). Insets show relative distribution histograms of anomaly heights.

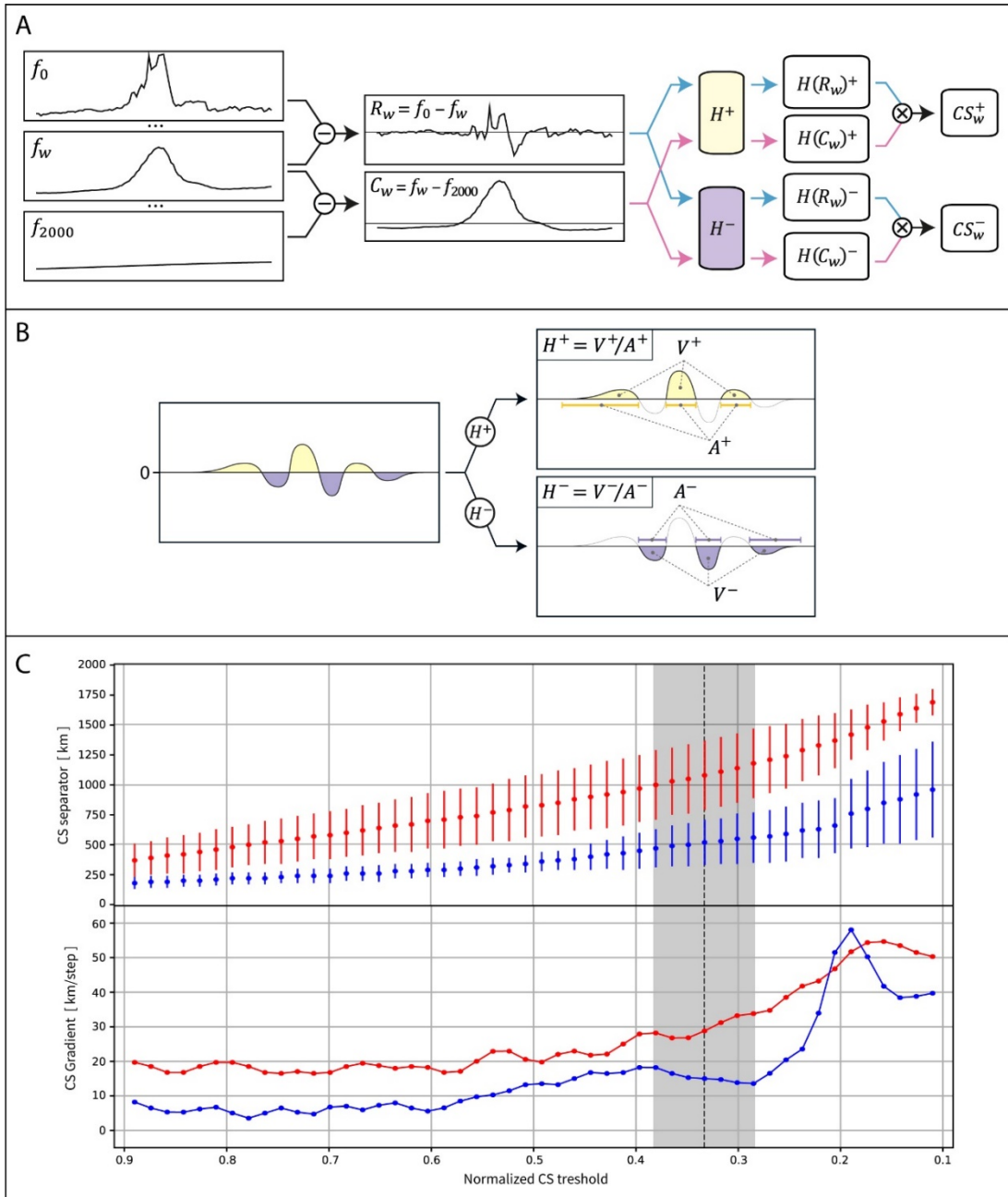


Figure 4.3: Schematic descriptions for methodology. A. Simplified schema for the Complementary Separator method.  $f_w$  denote filter of width  $w$ ,  $R_w$  and  $C_w$  denote residual and core differential topographies, respectively. Pale blue and pink arrows represent the flow path of residual and core topographies, respectively, in the computation of CS functions.  $H^+$  (pale yellow) and  $H^-$  (pale purple) denote the computation method of mean heights on positive and negative subsets of topography. B. Mean height procedure, where an original topography (left) is separated into positive and negative subsets (right), on which volume ( $V$ ) and basal area ( $A$ ) are measured to compute, respectively, the positive (pale yellow) and negative (pale purple) mean heights. C. Sensitivity response to the upper threshold election. Upper panel indicates error bars of CS+(red) and CS- (blue) separators, mean centered  $\pm 1$  S.D. Lower panel shows the gradient of this response regarding the threshold testing steps. Gray shaded region ( $1/3 \pm 0.05$ ) indicates the last segment where the gradient exhibit restricted values.

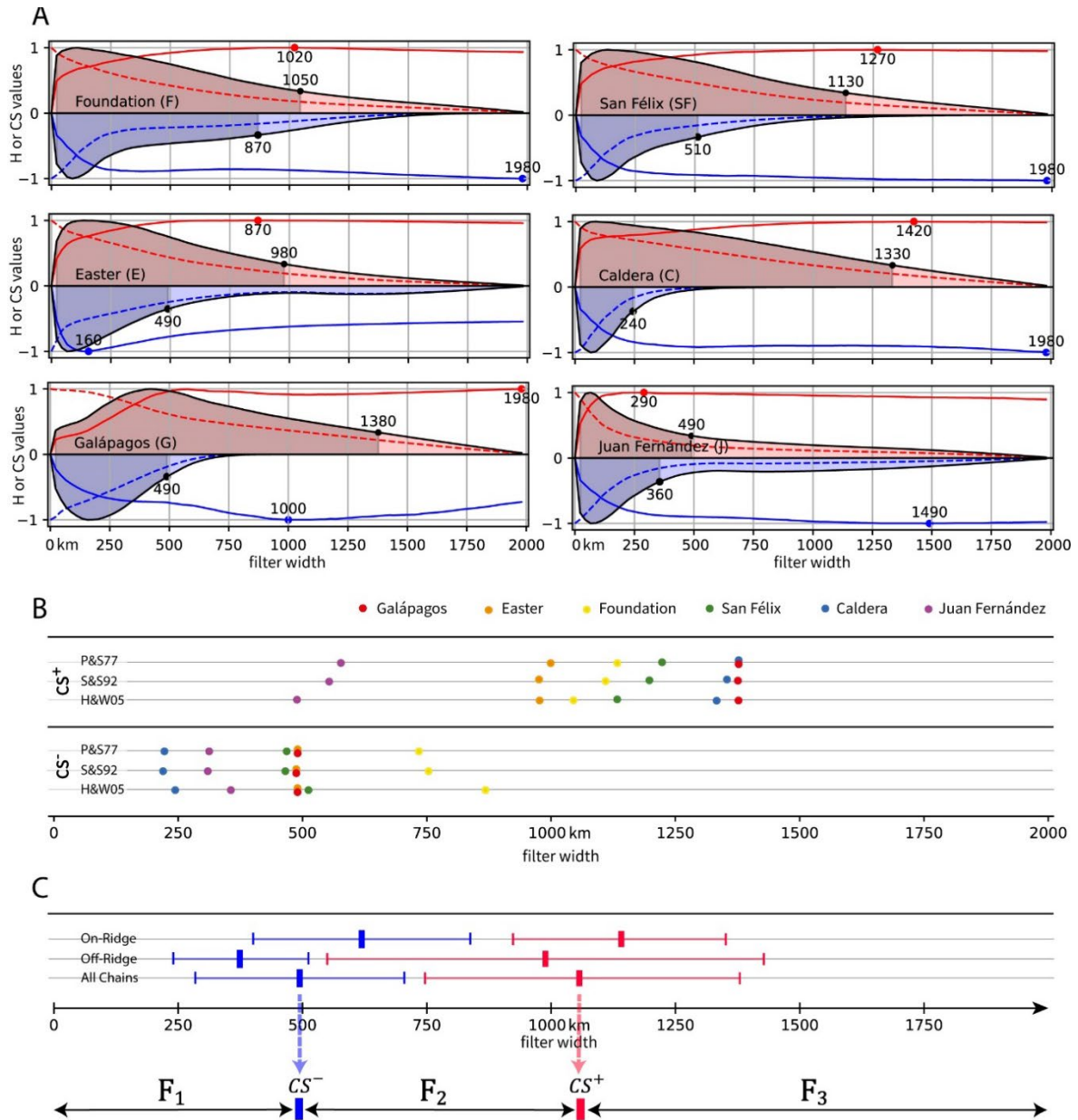


Figure 4.4: Behavior of the bathymetric separation functions into the 0 to 2000 km width range, for the volcanic chains at the Nazca plate (details in text). A. H and CS functions on the volcanic chains. Dark lines with light red and light blue shaded regions for  $CS_w^+$  and  $CS_w^-$  functions respectively. Red continuous line for  $H(R_w)^+$ , red dashed line for  $H(C_w)^+$ , blue continuous line for  $H(R_w)^-$ , blue dashed line for  $H(C_w)^-$ . Red and Blue dots indicate maximum values of  $H(R_w)^+$  and  $H(R_w)^-$ . Black dots indicate  $CS^+$  and  $CS^-$  values. B. Synthesis of  $CS^+$  and  $CS^-$  separator results for Nazca chains in different thermal subsidence models (P&S77: Parsons and Sclater, 1977; S&S92: Stein and Stein, 1992; H&W05: Hillier and Watts, 2005). C. Error bars for selected result subsets of  $CS^+$  (Red) and  $CS^-$  (Blue) values for the H&W05 model. Thick marks display mean values with  $\pm 1$  standard deviation in thin marks. Bottom axis indicates graphically the bathymetric anomaly component separation employing the two mean CS separators described in section 4.3.2.

### 4.3.3 Compensating depth anomalies

To explore the deep-seated nature of the bathymetric anomaly, we conduct an Airy isostatic compensation analysis on the two coarser separated components, attributing them alternatively to variations in the thickness or density of the oceanic crust and lithospheric mantle.

#### Theoretical surfaces

With certain assumptions, a thermal subsidence model can be employed to describe a predicted thermal structure of the plate. Given that the Nazca Plate exhibits young ages, the depth from sea level to the thermally controlled lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) can be reasonably approximated by the HSCM with a known potential temperature at the asthenospheric mantle. Consequently, the predicted water-loaded seafloor datum can be expressed as (e.g. Turcotte and Schubert, 2002):

$$Dw_p = -z_r - 2 \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_w} \alpha (T_M - T_0) \sqrt{\kappa/\pi} \sqrt{t} \quad (4)$$

with the parameters obtained from the model of Hillier and Watts (2005), where  $z_r=3010$  m is the depth at the ridge axis,  $\rho_a= 3330$  kg m<sup>-3</sup> and  $\rho_w= 1030$  kg m<sup>-3</sup> are densities of mantle at 0°C and seawater, respectively,  $\alpha = 2.77 \cdot 10^{-5}$  °C<sup>-1</sup> is the thermal expansion coefficient,  $T_M = 1300$ °C,  $T_0 = 0$ °C are the temperatures at the asthenosphere and the top of the lithosphere,  $\kappa = 2.722 \cdot 10^7$  m<sup>2</sup> Ma<sup>-1</sup> is the thermal diffusivity, and  $t$  is the variable age of the seafloor. This selection is based on the relative alignment of the model with the data (Figure 4.2A). Consequently, the anomaly distribution shows the primary mode centered at zero (inset in Figure 4.2C), initially reducing the amount of anomaly that needs to be explained.

Theoretical Moho can be traced considering a constant thickness crust,  $C_0$ :

$$Moho_p = Dw_p - C_0, \quad (5)$$

For the prediction of LAB, we adjusted the classic thermal HSCM expression (e.g. Turcotte and Schubert, 2002) to force it holding a minimum depth equal to the Moho at the spreading ridge. Therefore, we fixed thermal boundaries for the constant thickness crust (eq. 5). To select the upper temperature of lithospheric mantle, using the HSCM, we estimated an average temperature of a single layered plate at this depth:

$T_{Moho} = 200^\circ\text{C}$ . Behind this interface, the LAB boundary can be approximated by solving the HSCM depth for a temperature of 95% of  $T_M$ :

$$LAB_p = Moho_p - 2 \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_w} \alpha \operatorname{erf}^{-1} \left( \frac{0.95 T_M - T_{Moho}}{T_M - T_{Moho}} \right) \sqrt{\kappa/\pi} \sqrt{t} \quad (6)$$

### Isostatic analysis

Thermal subsidence models include the effect of isostatic compensation. The residue after their correction, i.e., the bathymetric anomaly, remains isostatically unaddressed. Filtered component  $F_1$  is not entirely suitable for a non-flexural isostatic analysis because at short-scale widths, topographies can be strongly supported by the mechanical strength of the lithosphere. At larger scales (components  $F_2$  and  $F_3$ ), the elastic support becomes progressively less relevant, and therefore the anomaly components can better reflect the isostatic response of mass variations inside or underneath the plate. To calculate the plate variations needed to explain the bathymetric anomalies, we employ an isostatic model composed by four layers, considered to have constant and known densities: seawater, oceanic crust, lithospheric mantle, and asthenosphere. In this framework, the Airy compensation relation between water loaded depth ( $Dw$ ), Moho ( $Moho$ ) and the lithosphere basal surface ( $LAB$ ) can be expressed as (Lachenbruch and Morgan, 1990):

$$LAB(\rho_A - \rho_M)/\rho_A + Moho(\rho_M - \rho_C)/\rho_A + Dw(\rho_C - \rho_W)/\rho_A + H_1 = 0 \quad (7)$$

where  $\rho_A = 3330 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $\rho_C = 3100 \text{ kg m}^{-3}$  and  $\rho_M = 3392 \text{ kg m}^{-3}$  are the asthenosphere, oceanic crust, and lithospheric mantle densities.  $H_1 = C_0(\rho_a - \rho_c)/\rho_a + Z_r(\rho_a - \rho_w)/\rho_a$  is a calibration constant evaluated at the MOR with  $C_0 = 7 \text{ km}$  and  $Z_r = -3 \text{ km}$ .

The evaluative strategy consists on separately adding the anomaly components described in section 4.3.3 to the predicted seafloor water-depth (equation 4):  $Dw_i = F_i + Dw_p$ , to evaluate their contributions in equation 7. This allows for the computation of surfaces  $Moho_i = Moho(Dw_i, LAB_p)$ ,  $LAB_i = LAB(Dw_i, Moho_p)$  as quasi-static responses to the input bathymetric anomaly, considering densities as constant. Complementarily, considering constant layers thickness in equation 7, variations in crustal and mantle density can also be obtained. Finally, differential ( $\Delta$ ) surfaces and densities can be calculated regarding their originally predicted or selected values.

It is worth noting that this approach of alternating variable testing aims to explore the plausible nature of the anomaly components. It does not intend to produce exact solutions, which are likely to be composed of a more intricate combination of these factors, and also including others, such as the dynamic support from external sources. A more accurate study of the relative contributions of the respective variables would require additionally both detailed analysis and other independent data sources.

#### 4.4. Results

##### 4.4.1 Filtering separation and contrasting swell types

As previously noted (e.g., Gupta and Ramani, 1980), the application of spatial or spectral separation techniques may not always be satisfactory due to local uncertainties, superimposed phenomena, or lesser-known interrelations, which cannot be effectively separated without additional criteria (e.g., Wessel, 2016; Adam et al., 2005).

The CS computation results reveal a consistent segregation between positive and negative separators, systematically showing lower and more concentrated widths for CS- than for CS+ across all studied volcanic chains. This reflects an important spatial constrain for the lateral expression of flexural depressions, related to the lithospheric strength at the time of volcanic emplacement. CS+ separators, meanwhile, exhibit higher and moderately more dispersed widths, indicating less effective spatial constraints.

When grouped by tectonic ambient (on/off ridge), despite difficulty interpreting due to the limited data entries per group, which require a more cautious reading, CS analysis show some interesting trends that can at least be described. Both positive and negative separators tend to reduce the separation values, with on-ridge chains deliver higher widths than the off-ridge ones (Figure 4.4C). A higher-wavenumber response may reflect consistency with smoother topographies due to intrusive dominance over a thin plate in an on-ridge setting (Orellana-Rovirosa and Richards, 2017). By contrast, this result is surprising for the CS- separators, since they expectedly should be reflecting a narrower flexural response, corresponding to a thin plate (e.g. Wessel, 1993). As the on-ridge volcanism is more distributed than the off-ridge chains, the

flexural depressions and the negative separator may also display more complex distributions than theoretically expected solely from the lithospheric strength.

Specifically, Copiapó Ridge (Caldera hotspot) represents the smaller end, while the Iquique Ridge (Foundation hotspot) represents the upper end (Figure 4.4B). However, the spatial superposition between Copiapó and Taltal ridges and the ancient Iquique Ridge makes the interpretation of these separation parameters less straightforward. Within the CS+ widths, the Juan Fernández and Galápagos ridges represent opposite extremes.

Juan Fernández has the shortest distance between CS- and CS+ separators, suggesting restricted or obscured local swelling. On the other hand, Galápagos show the highest distance between CS separators, indicating significant local swelling. These results suggest that Juan Fernández and Galápagos are both extreme end members for local swell development in the region.

Figure 4.5 and Table 4.1 provide a comprehensive summary of the geometrical characteristics observed in the three components of the volcanic chains and aseismic ridges present on the Nazca Plate. We observe that our results exhibit a moderate sensitivity to variations in the selected cooling model used to generate the bathymetric anomaly (Figure 4.4B). Given that the computed separators are associated with the component limits, their selection holds significance in the assignment of topographic contributions to one component at the expense of the adjacent components.

The filtered component  $F1_{F_1}$  (Figure 4.5B) effectively encompasses volcanic, flexural, and surface structural topographies, along with the interactions between them. In the immediate vicinity of seamount chains, peripheral flexure depressions (moats) and uplifts (bulges) are evident, confined laterally within approximately 200 and 300 km, respectively, from the hotspot track axis. Notably, no significant peripheral flexure is observed in the other components (Figure 4.5C and D). Possibly component F1 may provide clearer clues regarding the incidental geometries of these interrelated phenomena, as they remain separated in this component from wider signals. For instance, the limited assessment of the hidden boundary between the load-bended crust and the volcano-sedimentary infill, that can be analytically addressed to correct flux measurements (e.g., Vidal and Bonneville, 2004; Wessel, 2016).

The anomaly component F2 (Figure 4.5C) reveals the presence of local swells superimposed to the on-ridge hotspot tracks (i.e., Galápagos, Easter-Salas y Gómez, and Iquique ridge), displaying widths (transverse extent) ranging from 200 to 600 km from the track axis (Table 4.1). These features are distinctly transported along with the plate, interpreted as persistent and impinged on it. In contrast, in the vicinity of the off-ridge hotspot tracks, local swells display weaker and less sustained characteristics, although they seem to slightly contribute to the Iquique swell. The component F2 may also host broad surface topographies such as volcanic plateaus, distal sections of volcanoclastic aprons, or those shaped by tectonic history. The widest signals of positive flexure related to the subduction outer rise (e.g., Contreras-Reyes and Osses, 2010), are also recognized in this component. By design,  $F2_{F_2}$  is bounded on both sides by filtered surfaces oscillating around the original surface, resulting in an anomaly pattern that alternates around zero (Figure 4.5C). While this result may introduce biases in absolute geometries or magnitudes, it remains useful for highlighting lateral variations within the width range.

The broader component F3 (Figure 4.5D) is distributed over a wide range of positive values identified as regional swells. The Nazca plate contains two regional swells at equatorial and subtropical latitudes (Figure 4.5D). The northern swell encompasses volcanic sources related to the Galápagos plume, while the southern regional swell exhibits a broader expression, encompassing all southern off-ridge and on-ridge hotspots. These regional swells exhibit elongation in the direction of plate motion, with transverse widths ranging from 2000 to 2500 km (Table 4.1).

Figure 4.6 presents a spatial correlation analysis among all pairs of components. This analysis indicates a positive correlation between F1 and F2 (Figure 4.6A), suggesting that these components are likely directly related. Particularly, there is a significant spatial correspondence between the widths of flexural depressions (moats) and local swells (Table 4.1), indicating that these processes, where present, occur within the same spatial extent. There is a slight correlation between F2 and F3 (Figure 4.6B), particularly in regions with high F3 values (e.g. Galápagos and Easter on-ridge hotspots), suggesting a noticeable connection in these areas. However, there is no evident correlation between F1 and F3 (Figure 4.6C), indicating a lack of direct

relationship between the heights in hotspot edifices contained in the F1 component and the heights of regional swells. This independence in the variables suggests that the lithosphere acts as a modulating barrier between the two extremes.

#### 4.4.2 Isostatic analysis and geological constraints of bathymetric anomalies

Although the generic term “swell” can be applied to both ‘plume’ and ‘lithospheric’ swell types (Section 3.1), we hypothesize that these anomalies can be independently supported by distinct geological processes at different depths. With this aim, we conducted the isostatic analysis outlined in Section 3.3.3 for bathymetric anomaly components F2 and F3 (Figure 4.5), individually attributing the whole anomaly source to lateral variations in Moho depth ( $\Delta\text{Moho}$  in Figure 4.7A and B), LAB depth ( $\Delta\text{LAB}$  in Figure 4.7A and B), crustal density ( $\Delta\rho_c$  in Figure 4.7A and B) and lithospheric mantle density ( $\Delta\rho_M$  in Figure 4.7C and D), in order to explore their geologic plausibility. It is worth noting that not all responses follow the same direction. For instance, a positive bathymetric anomaly can be explained by either a crustal thickening (negative variation in the Moho), a lithospheric thinning (positive LAB anomaly), or by lighter lithosphere components (negative density anomalies in crust and lithospheric mantle). According to Figure 4.7, a shallowing of approximately 0.3 km in the central region of the plate, may be isostatically attributed to alternative variations in the oceanic crust (thickening of approximately 2 km, or lightening by 130 kg/m<sup>3</sup>), or in the mantle lithosphere (thinning by around 10 km or lightening by near 20 kg/m<sup>3</sup>). In the subsequent discussion, we first explore them in the context of our isostatic analysis and then compare these results with independent constraints.

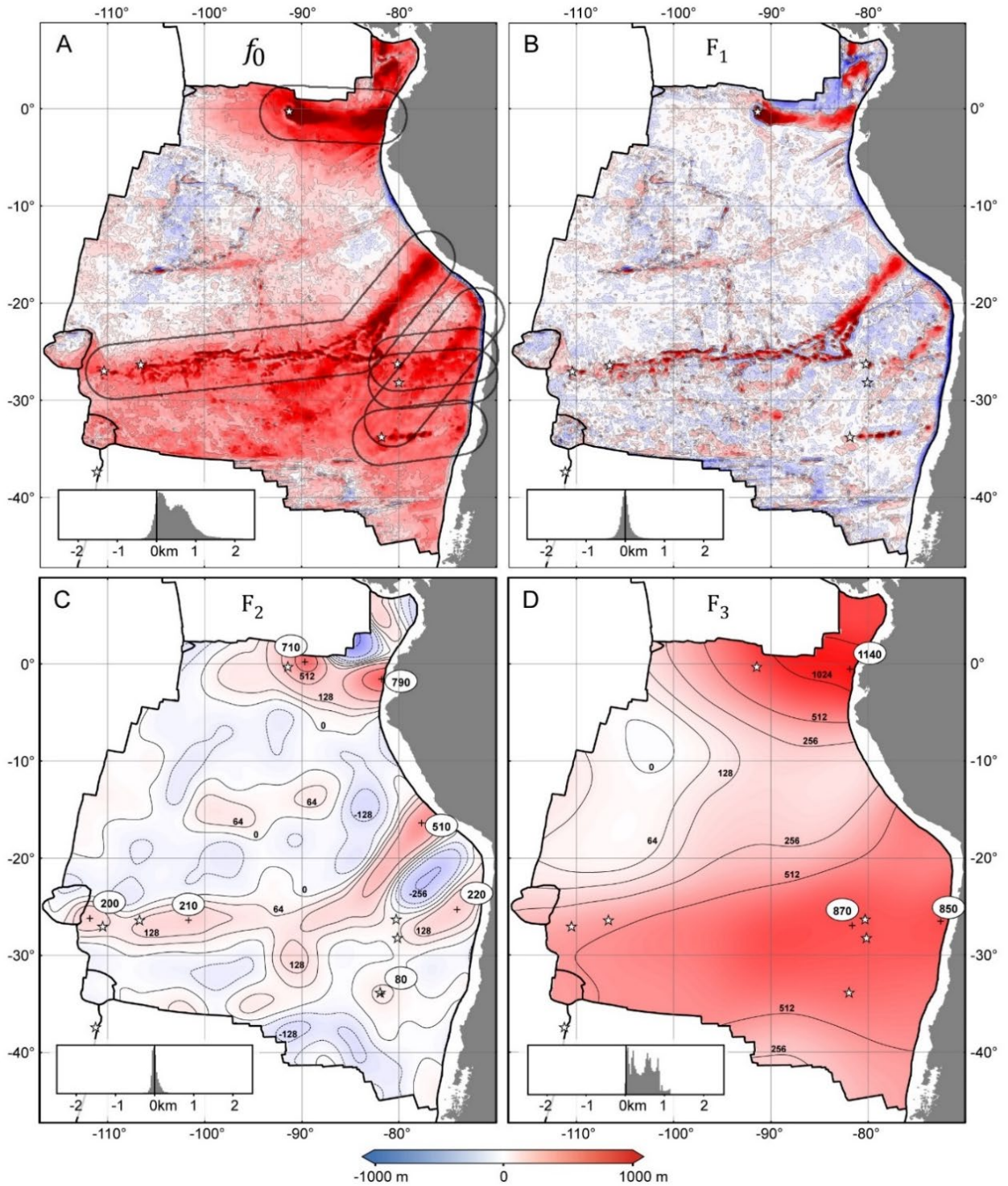


Figure 4.5: Bathymetric anomaly and filtered separation components for the Nazca plate. All values in meters with respect to the subsidence model of Hillier and Watts, 2005 (Equation 4). Insets show relative distribution histograms of respective dataset. A. Original anomaly ( $f_0$ ). Buffer contours indicate the borders of the isolation masks for volcanic chains. B. Local component ( $F_1$ ). C. Intermediate component ( $F_2$ ). D. Regional component ( $F_3$ ). In C and D, local maxima values are represented in dark crosses with elliptical flag labels. See text for interpretation and details.

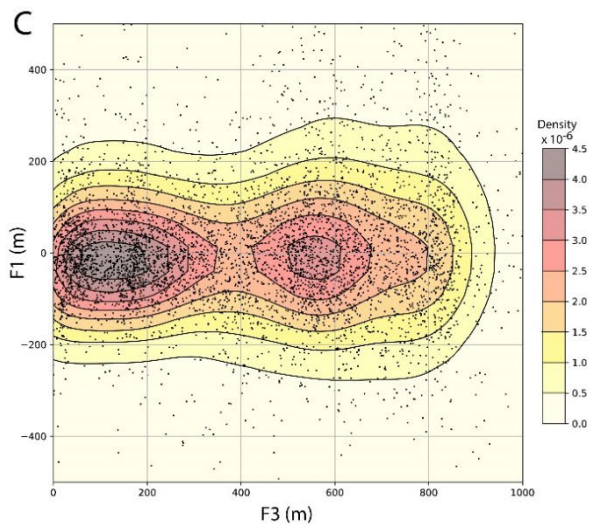
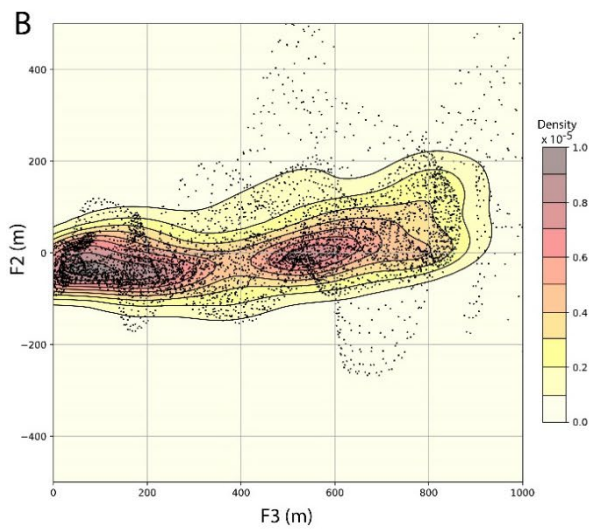
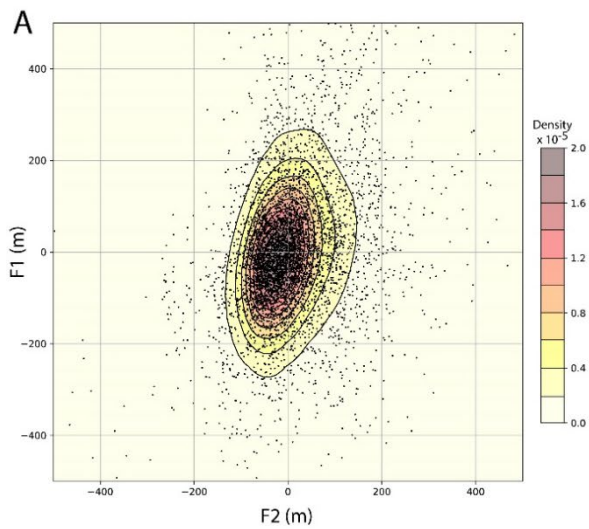


Figure 4.6: Relation between separated components of bathymetric anomaly. Scattered dark points are coordinated pairs from the unmasked anomaly grids. Colored contour plot indicates density of points into the respective plot area. A. F1 vs F2. B. F2 vs F3. C. F1 vs F3.

Table 4.1. Morphological summary plume effects of the hotspot ridges at the Nazca plate, measured on separated components (t: Age of volcanism;  $\Delta t$ : Plate age at volcanism emplacement time; W: Width; MA: Maximum amplitude).

| HS type   | Volcanic Ridge / Hotspot  | Component $F_1$  |   |   | Component $F_2$   | Component $F_3$                                |
|-----------|---|--|---|---|---|--|
|           |   | Volcanic track   | Moat  | Peripheral Bulge  | Local Swell   | Regional Swell                                 |
| On-ridge  | Carnegie (Galápagos) (t = 0-15 Ma; $\Delta t < 10$ Ma)                        | E-W oriented volcanic ridge. Discrete edifices superimposed to a volcanic plateau. MA: 3200 m near the hotspot center.   | Oriented, continuous, stable, symmetric. W: <400 km from ridge axis. MA: 500 m.             | Semi-continuous, enclosing continuous moat. W: <500 km from ridge axis. | Sustained from ridge to trench, elongated parallel to plate motion. Two local MA: 710, 790 m. W: 300-600 km.                          | Elongated to ESE. MA: 1140 m, W: 1900-2000 km. |
|           | Easter & Salas y Gómez (t = 0-40 Ma; $\Delta t < 10$ Ma)                      | Easter segment: ranging from discrete to longitudinal ridge edifices. MA: 2900 m at Easter Island. Nazca ridge: Discrete volcanism superimposed to a volcanic plateau. MA: 3000 m near the Easter - Nazca bend region. | Common and dispersed. W: <360 km from ridge axis. Weaker at Nazca ridge segment. MA: 570 m. | Discrete, oriented, partially asymmetric. W: <620 km from ridge axis.   | Sustained from ridge to trench, elongated parallel to plate motion tracks. At least three local MA: 200, 210, 510 m. W: 250 - 500 km. | E-W elongated. MA: 870 m, W: 2000-2400 km.     |
|           | Iquique (Foundation) (t = 30-48 Ma; $\Delta t < 5$ Ma)                        | Discrete and scattered volcanism casted over a weak and narrow elongated plateau. MA: 1700 m.  | Occasionally recognizable. W: <280 km from the ridge axis. MA: 450 m.                       | Occasionally recognizable, narrow. W: <400 km from ridge axis.          | Recognizable at oldest segment. Partially superimposed by San Félix and Caldera chains. MA: 220 m. W: 200-400 km.                     |  |
| Off-ridge | Juan Fernández (t = 0-10 Ma; $\Delta t \sim 30$ Ma)                           | Discrete to coalescent volcanism with gaps. MA: 3800 m at Robinson Crusoe Island.  | Broad and continuous. W: <300 km from ridge axis. MA: 350 m.                                | Discrete and narrow. W: <440 km from ridge axis.                        | Not clear sustained swell. Localized circular swell around hotspot location (MA: 80 m, W: 180 km).                                    |  |
|           | Taltal (San Félix) and Copiapó (Caldera) (t = 0-10 Ma; $\Delta t \sim 40$ Ma) | Discrete weak volcanism. MA: 3600 m at San Félix Island.   | Poorly preserved  | Not recognized  | Slightly recognizable contributing to the ancient Iquique ridge   |  |

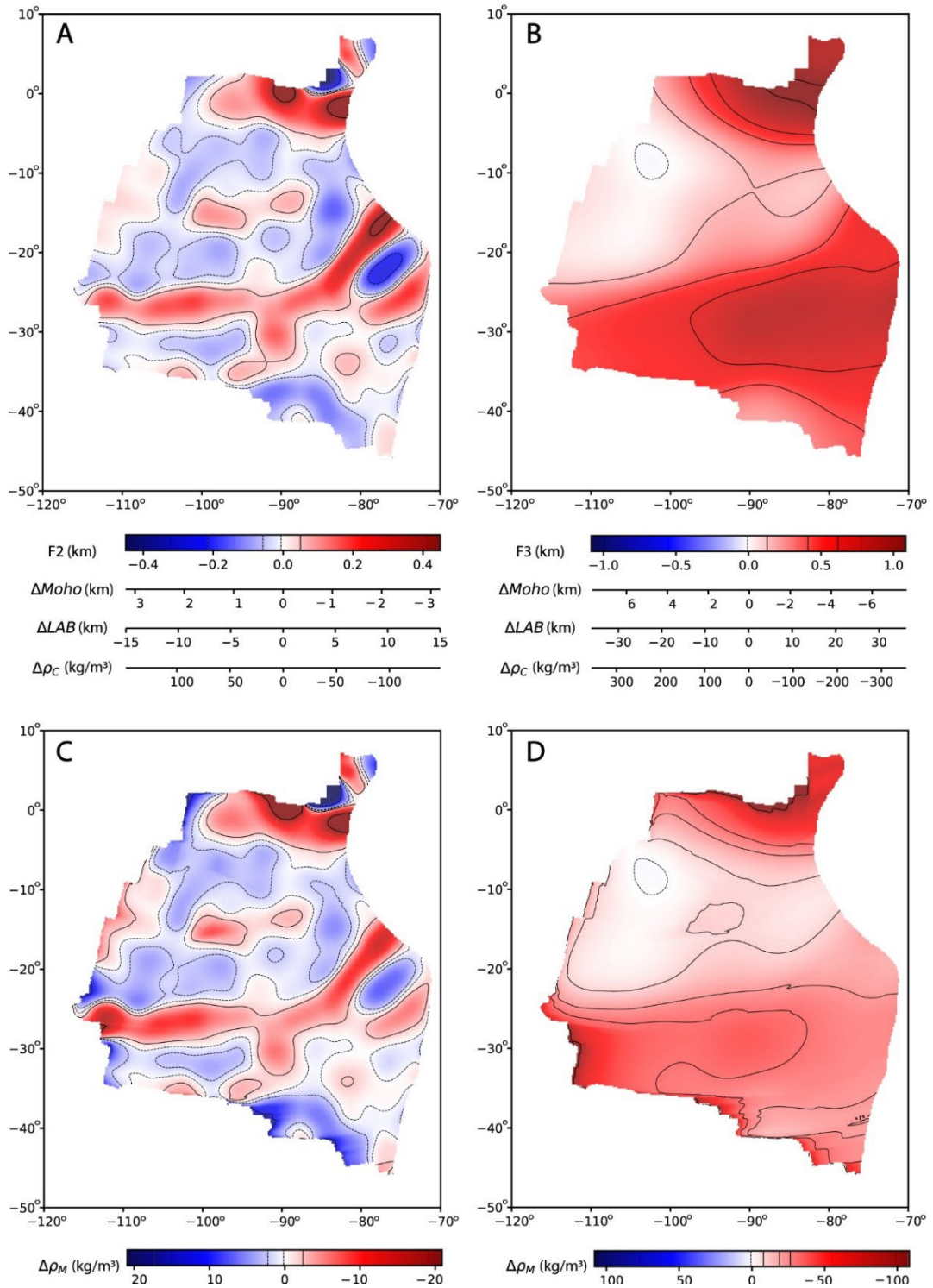


Figure 4.7: Isostatically computed plate anomalies for bathymetric anomaly components (variations respect to their originally predicted values, as defined in section 4.3.3). A and B: Crustal thickness ( $\Delta Moho$ ), lithospheric mantle thickness ( $\Delta LAB$ ) and crustal density ( $\Delta \rho_c$ ) anomalies, corresponding to the anomaly components F2 (A) and F3 (B). Color scalebar is shared for the numeric axes of different parameters. C and D: Lithospheric mantle density anomaly ( $\Delta \rho_M$ ) related to anomaly components F2 (C) and F3 (D). Contour values correspond to 1, 25, 50, 75 and 99 data percentiles.

## 4.5. Discussion

The distribution of the separated components of bathymetric anomaly (Figure 4.5) indicate that volcanic tracks are contained in component F1, while components F2 and F3, two swell components, namely local and regional, are discernible. Both swell components show contrasting spatial distributions and correlations with hotspot volcanism. In order to contribute to the study of plume-processes at intermediate depths, we investigate whether the two swell components originate from different geological processes occurring at different depth levels. Additionally, under the idea of the existence of two potentially recognizable types of oceanic hotspot swells (see Section 3.1), we test the plausibility of a set of alternative geological processes separately for each component. As the morphological assumptions in our method are oriented to explore features related to the plume-plate phenomena, this filter-separation scheme is not suitable for investigating other plate processes.

### 4.5.1 Geological support for depth anomalies

Local swells may be associated with several factors considered in the isostatic analysis, however, their distinct spatial relationship with volcanic chains suggests a predominant connection to intra-lithospheric variations. Concerning crustal variations, as depicted in Figure 4.7, an approximately 0.5 km height swell can be isostatically linked to a predicted crustal thickening of 2-3 km. This is consistent with processes such as magmatic underplating and intrusive emplacement (e.g., Leahy et al., 2010; Contreras-Reyes et al., 2010), recognized as significant mechanisms operating within the lithospheric domain near the volcanic chains.

The regional anomaly component  $F3F_3$  might also include original regional crustal variations arising from different spreading ridge conditions, such as asymmetric spreading (e.g., Seton et al., 2020) or heightened magmatism at plume-fed sections of spreading centers. At first glance, there appears to be some correlation between the structural fabric and regional bathymetry. For instance, the subregion of the Nazca plate originated between the Easter and Juan Fernandez microplate, between 25° and 35°S, exhibiting significant enrichment in fossil structures as paleomicroplates and rotational pseudofaults (e.g., Müller et al., 2017), also corresponds to the southern

regional swell. Intraplate mechanisms responsible for later or subsequent crustal thickening at the spatial scale of the regional swells are unlikely.

Processes such as lithospheric thinning are spatially aligned with the local swell development (Figure 4.5C), indicating a potential thermal rejuvenation response. This involves an uprising in the thermal LAB due to conductive heat transfer from a thermally anomalous asthenosphere or following magmatic advection near LAB depths. Magnitudes do not appear to pose challenges for inducing local lithospheric mantle heating, especially considering that the mantle source at hotspots has been globally reported to have potential excess temperatures of up to 300°C (Bao et al., 2022). However, across the F2 and F3 components, swells do not exhibit clear evidence of sustained subsidence by cooling resumption after the termination of rejuvenation events (e.g. Huppert et al., 2020), suggesting the involvement of other less reversible processes. The thermal rejuvenation at regional scale presents additional challenges, as observed in the Galápagos region, where the bathymetric anomaly exceeds plate subsidence, reaching heights above the spreading ridge (Figure 4.1).

Figure 4.7 indicates that uplifts of approximately 600 m can be isostatically linked to a crustal density drop of approximately 200 kg m<sup>-3</sup> or a lithospheric mantle density drop of approximately 25 kg m<sup>-3</sup>. This density drop in the lithospheric mantle can be attributed to thermal expansion by a temperature surplus of up to 230°C during magmatic ascent and underplating. For local swells, this process might be related to potential heat conduction from magmas emplaced into rheological and density barriers within the lithospheric domain. In contrast, thermal expansion at crustal levels would require unrealistic temperatures of up to 1900°C, making it an unlikely source mechanism.

Significant alternatives for density-reducing processes in the lithosphere near the hotspot chains include Metasomatism (e.g., Park and Rye, 2019), and mantle density-depletion after magmatic extraction (e.g., Robinson, 1988; Phipps Morgan et al., 1995), an effect that is directionally compatible with an isostatic seafloor uplift if this lighter material becomes subsequently attached to the lithospheric mantle.

The isostatic model is less suitable for asthenosphere variations, since it would necessitate denser conditions (higher buoyancy contrast) to explain uplifted areas. The

classic explanation for topographic uplift in this domain involves dynamic support by thermochemical buoyancy (e.g., Crough, 1983; Sleep, 1990; King and Adam, 2014). In this case, the lithospheric structure may not undergo significant alteration, and this effect does not require an isostatic compensation. Although this process is presumably related to the regional swell scale, local swells may also reflect local convective dynamic signals.

#### 4.5.2 Relation to seismic data

Seismic refraction studies report approximate Moho deepening of approximately 7 to 9 km at Galápagos and Nazca Ridges (Sallares et al., 2005; Contreras-Reyes et al., 2019), and around 3 to 4 km for the Iquique and Juan Fernández Ridges (Myers et al., 2022; Kopp et al., 2004). Meanwhile, isostatic computations of  $\Delta$ Moho after the component  $F2F_2$  (Figure 4.7A) yield over 3 km and nearly 0.5 km, respectively, for both groups. The isostatic magnitudes can be reconciled with the seismic refraction data by adding a combined amplitude of 3–4 km to account for the height of volcanic edifices and their associated flexural roots (Table 4.1), which were previously separated into the component  $F1$  (Figure 4.5B and Table 4.1). Coarsely, the consistency between these magnitudes suggests the plausibility of a sub-surface plate thickening, likely due to magmatic underplating and intrusive emplacement in the vicinity of the on-ridge tracks: Important thickening (over 3 km) for Galápagos and Nazca and intermediate thickening (ca. 1 km) for the Iquique Ridge surroundings, while for the less vigorous off-ridge tracks, the effect is slightly but still perceptible (Figure 4.5A).

#### 4.6. Conclusions

In this study, we have presented a new morphology-based method for separating and categorizing bathymetric anomalies associated with plumes into three distinct components, aligning with generic operational domains in plume-plate interactions, namely below, inside, and above the plate. The application of this method to the relatively fast and thin oceanic Nazca plate has facilitated the exploration of potential swell driving mechanisms operating within each domain.

Our findings suggest two superimposed, spatially and morphologically contrasting swell types, hosted in the two longer wavelength bathymetric anomaly

components. Local swells are identified underneath the hotspot tracks, exhibiting a clear spatial correlation, a presumably shared origin, and a joined movement with the volcanism via plate motion. While local swells associated with the on-ridge hotspot chains appear substantial and continuous, those linked to off-ridge hotspot chains exhibit slight and intermittent effects. In addition, two regional swells are situated at equatorial and subtropical latitudes, collectively encompassing all hotspot sites in the study region.

Regarding their origin, we hypothesize distinct underlying mechanisms for both types. Local swells are more compatible with the tested lithospheric processes such as crustal thickening through magmatic emplacement, and a lithospheric density drop by thermal expansion and metasomatism. On the other hand, the two regional swells are compatible with a sub-lithospheric dynamic origin possibly influenced by plume-ridge interactions.

## **CAPÍTULO 5. MAGMATIC FLUXES ON NAZCA PLATE VOLCANIC CHAINS (IN REVISION)**

G. Orozco<sup>1\*</sup>, L. E. Lara<sup>2,3</sup>, and A. Tassara<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup> Doctorado en Ciencias Geológicas, Universidad de Concepción, Chile.

<sup>2</sup> Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral, Valdivia, Chile.

<sup>3</sup> Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico - Ckelar Volcanes, Chile.

<sup>4</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Chile

\*Corresponding author: Gabriel Orozco (oorozco@udec.cl)

### Highlights

- Local swells reflect magmatic intrusion at intermediate lithospheric depth
- On-ridge hotspots show higher productivity and longer cycles than off-ridge ones
- Local swell rate complements effusion rate as a proxy for intrusive flux
- Spectral coherence between magmatism and swell flux supports coupling
- Lithosphere acts as a dynamic filter for plume-derived magma transfer

### Abstract

Volcanic chains on the Nazca Plate provide a valuable natural laboratory to investigate plume–lithosphere interactions, as recorded in their bathymetric expression, including volcanic edifices and associated swells. This study aims to quantify the production rates of volcanism and swell formation, and to evaluate whether the observed magnitudes are consistent with support by deep lithospheric processes.

To achieve this, we integrate volumetric estimates with geochronological constraints and apply a topographic filtering technique that decomposes excess bathymetry into three components: volcanic, regional swell, and an intermediate-scale signal termed “local swell.” While regional swells are typically linked to dynamic mantle uplift, local swells are spatially aligned with volcanic chains and coherent with plate motion, allowing direct comparison with volcanic volumes.

The results indicate that the magnitudes of local swell fluxes are consistent with support by deep crustal intrusions, reinforcing the hypothesis that they are primarily

sustained at intermediate lithospheric depths rather than by localized asthenospheric flow. On-ridge hotspots—located near mid-ocean ridges and thus on younger, hotter lithosphere—exhibit higher magmatic and swell productivity, longer flux cycles, and greater intrusive dominance than off-ridge systems on older, colder lithosphere, which display weaker and more episodic signals.

We introduce the local swell rate as a complementary diagnostic to effusion rates, enabling buoyancy flux estimates based on morphology. Spectral coherence between magmatic and swell fluxes—especially in on-ridge systems—suggests multiscale coupling between surface volcanism and lithospheric structure. These findings underscore the active role of the lithosphere in modulating plume-derived magmatism in intraplate oceanic settings.

#### Keywords

Nazca Plate, Hotspot swells, Plume-Plate interactions, Hotspot productivity, Buoyancy flux.

#### 5.1. Introduction

Plume-plate interactions offer valuable insights into Earth's dynamic processes. Oceanic hotspots result from interactions between upwelling mantle plumes and the moving oceanic lithosphere, generating volcanic chains and bathymetric swells (e.g., Adam et al., 2022). Topographic contributions from both volcanic chains and swells provide spatial and temporal insights into those plume-lithosphere interactions.

Hotspot volcanic chains consist of volcanic and volcanoclastic deposits at surface, along with minor intrusive bodies emplaced at near-surface depths (e.g., Kim and Wessel, 2010). Together, they form a volumetric assemblage of surface magmatic material whose spatiotemporal distribution reflects a complex history of magmatic migration through the lithosphere towards the seafloor, as well as the lithosphere's elastic response to the load (e.g., ten Brink, 1991; Hieronymus and Bercovici, 1999). Volcanic emissions can exhibit short and long-term temporal variations, reflecting processes within the mantle plume as well as the evolution inside the magmatic plumbing system and reservoirs within the lithosphere.

Swells are anomalously shallow regions of the seafloor surrounding oceanic hotspot volcanoes. Initially, these features were interpreted as the surface expression of dynamic lithospheric uplift caused by buoyant upwellings associated with mantle plumes (e.g., Morgan, 1971). However, subsequent studies emphasized that the processes driving swells are primarily coupled to the plate (e.g., Crough, 1983) and operate through isostatic mechanisms, such as heat conduction and density reduction due to thermal expansion (e.g., von Herzen et al., 1982).

According to Sleep (1990), the support of swells is predominantly isostatic, driven by lithospheric heating, particularly at greater distances from the central hotspot. Nevertheless, a dynamic component, related to dynamic pressure gradients in the asthenosphere, is essential to explain the elevations near the hotspot. The relative contribution of these processes depends on local factors, including plate velocity, asthenospheric viscosity, and the amount of heat transferred. In this framework, the volume and temporal productivity rate (flux) of swells are often expressed in terms of buoyancy flux ( $B$ ), a parameter used to quantify plume strength and as a proxy for connectivity with the deep mantle (e.g., Sleep, 1990; Courtillot et al., 2003; Adam et al., 2022). The Buoyancy Flux model, however, places less emphasis on magma transfer to the lithosphere, suggesting that magmatic material contributes to localized phenomena rather than the broader uplift of swells. More recently, it has been suggested that swells can also be partially supported by density reductions due to metasomatism (e.g., Park and Rye, 2019) and volumetric additions to the lithosphere from mantle plumes via magmatic emplacement (e.g., McNutt and Bonneville, 2000; Contreras-Reyes et al., 2010; Leahy et al., 2010).

Traditional methods decompose bathymetry to isolate the surface volcanic component from the background seafloor topography, enabling the quantification of topographic volumes associated with volcanic edifices independently of hotspot swells. This approach has progressively improved estimates of the productivity of volcanic chains over time (e.g., King and Adam, 2014; Wessel et al., 2016; Adam et al., 2022). A more recent technique, the so-called Complementary Separator (CS) method, allowed us (Orozco et al., 2024) to decompose the swell signal observed on the Nazca

Plate into two distinct components at regional (>2000 km) and local (<500 km) scales, each with distinctive geometries and distributions (Figure 5.1).

Regional swells of the Nazca Plate (Figure 5.1D) are broadly distributed, gently elongated shallow regions approximately 1 km in height, with lateral extents ranging from 2000 to 2500 km, and capable of hosting multiple hotspots. These features are interpreted as the surface expression of dynamic mantle upwellings, consistent with the model by Morgan (1971). In contrast, local swells (Figure 5.1C) are distinctly elongated and closely aligned with the adjacent volcanic chains. These swells reach heights of several hundred meters and exhibit laterally constrained widths, not exceeding 600 km. Based on their spatial distribution, it is reasonable to infer that local swells have a lithospheric origin, sharing the linear age progression observed in the volcanic tracks above the seafloor. This correlation allows for the direct measurement of their temporal evolution and comparison with volcanic activity (e.g., Vidal and Bonneville, 2004; Wessel et al., 2016; Adam et al., 2022).

Following our previous interpretations (Orozco et al., 2024), we propose that local swells are isostatically supported by laterally confined additions of magmatic material to the lithosphere from mantle plumes. Such processes are commonly observed around oceanic hotspots and may include dense intrusive volcanic cores (e.g., Kim and Wessel, 2010), intra-crustal magmatic intrusions (e.g., Contreras-Reyes et al., 2010), and magmatic underplating (e.g., McNutt and Bonneville, 2000; Leahy et al., 2010; Park and Rye, 2019; Bai et al., 2023). Under this assumption, to gain insights into the interactions between plumes, the plate and volcanism, we estimate both magmatic rates associated with the volcanic edifices and the intra-lithospheric material reflected by local swells in the Nazca Plate's hotspot chains. Finally, we compute buoyancy fluxes to compare our estimates with previous studies (e.g., Davies, 1988; Sleep, 1990; Adam et al., 2022).

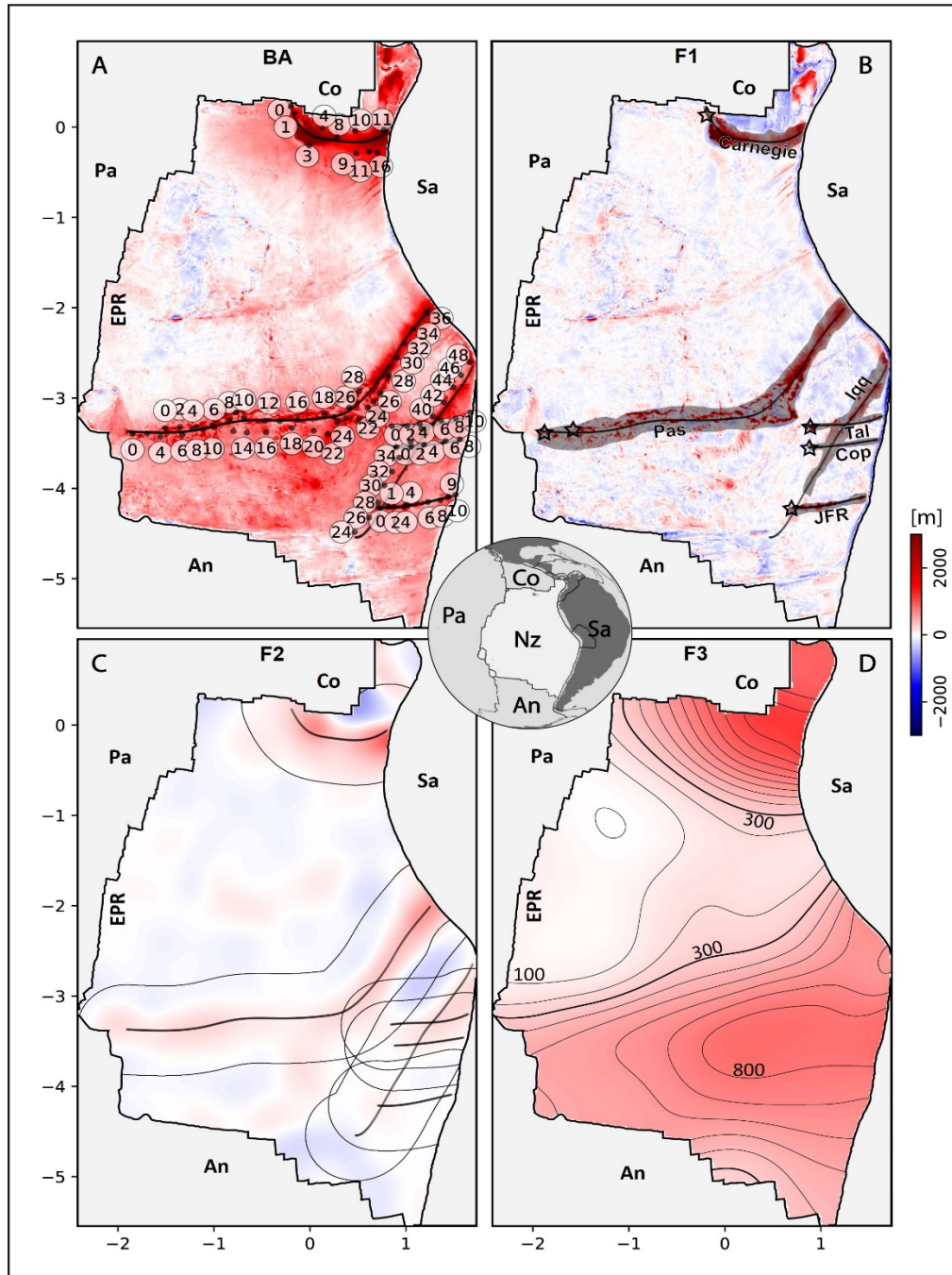


Figure 5.1: Nazca Plate bathymetric anomaly (BA) and separated components. Central keymap indicates location of Nazca and adjacent plates in the globe (Nz=Nazca, Co=Cocos, Pa=Pacific, An=Antarctic, Sa=South American). EPR=East Pacific Rise. A. Bathymetric anomaly after correction by the age-dependent cooling model of Hillier and Watts (2005). Volcanic tracks in thick dark line (as in B and C). Circles indicate volcanic ages (see Section 5.2.1). B. Surface component of the BA (F1). Includes volcanism and other surface features. Dark masks correspond to the volcanic regions. Stars represent the estimated hotspot locations. Volcanic chain names indicated: Carnegie (Galápagos hotspot), Pas=Easter-Nazca (Easter hotspot), Iqq=Iquique (Foundation hotspot), Tal=Taltal (San Félix hotspot), Cop=Copiapó (Caldera hotspot), JFR=Juan Fernández (Juan Fernández hotspot). C. Local swell component of the BA. Thin lines represent the 500 km buffers. D. Regional anomaly component with contours every 100 m. Spatial scale coordinates in EPSG:8858 projection, units in  $10^6$  m.

## 5.2. Materials and Methods

### 5.2.1 Materials

Bathymetry data were obtained from the GEBCO 2020 grid, with seafloor age from Seton et al. (2020). All grids were projected to the Equal Earth projection centered on the Americas (EPSG:8858) with a spatial resolution of 3500 m. Bathymetric anomaly (BA; Figure 5.1A) was calculated by subtracting secular subsidence based on the half-space cooling model, adjusted to the model of Hillier and Watts (2005) for the contiguous Pacific Plate.

To isolate different spatial components of the bathymetric anomaly, in Orozco et al. (2024) we introduced the Complementary Separator (CS) method, a multiscale spatial decomposition procedure based on a set of non-linear median filters with circular windows of increasing diameter. The separation thresholds were defined using a function which evaluates the product of normalized amplitudes of the residual and the core of each variable filter. The critical filter diameter (CS) corresponds to the scale at which this product function drops below one-third of its maximum value. The CS<sup>-</sup> threshold delineates the upper scale of coherent negative anomalies (typically flexural moats), while CS<sup>+</sup> captures the scale beyond which positive anomalies (swells) decay in relevance. This approach enables an objective and spatially consistent partition of the bathymetric signal into three additive components, interpreted to reflect distinct physical origins and spatial scales, as defined by the thresholds CS<sup>-</sup> and CS<sup>+</sup>: (1) a high-pass component (F1, or surface anomaly; Figure 5.1B), capturing short-wavelength features such as volcanic edifices and peripheral flexural depressions, below the CS<sup>-</sup> threshold; (2) a band-pass component (F2, or local swell anomaly; Figure 5.1C), constrained between CS<sup>-</sup> and CS<sup>+</sup>, which highlights intermediate-scale swells commonly aligned with hotspot tracks possibly shaped by intra-lithospheric processes and; and (3) a low-pass component (F3, or regional swell anomaly; Figure 5.1D), above the CS<sup>+</sup> threshold, corresponding to long-wavelength swells that are generally attributed to sub-lithospheric support.

Volcanic ages from O'Connor et al. (2007) were used for the Carnegie Ridge (Galápagos), whereas for the other chains we employed the temporal reconstruction

by Bello-Gonzalez et al. (2018) and references therein, among other available geochronological data for the Juan Fernández Ridge (Lara et al., 2018a; Lara et al., 2018b).

The main axes of volcanic chains were manually traced to align them with bathymetric regions of volcanic prominence, consistent with reported reconstructions (e.g., Bello-Gonzalez et al., 2018). For each volcanic chain, the age data points (Figure 5.1A) were projected to their closest place along their respective axis (Figure 5.2A), followed by linear interpolation to the distance to assign ages to the entire axis.

### 5.2.2 Data acquisition and corrections

Volcanic volume ( $V_v$ ) is derived from the surface component of the bathymetric anomaly (Figure 5.1B), considering only positive values (Figure 5.2B). The total surface magmatic volume  $V_m$  of the surface component is calculated by adding the volcanic volume to the flexural root  $w$  developed by flexural isostasy as a response to the volcanic load, considering an elastic lithosphere with a standard flexural rigidity:  $w(k) = \frac{(\rho_l - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_i)} \left[ 1 + \frac{D|k|^4}{(\rho_m - \rho_i)g} \right]^{-1} h(k)$ . Here,  $w(k)$  and  $h(k)$  are respectively the 2D Fourier transforms of flexural bending and volcanic topography,  $D = E \cdot Te^3 / 12(1 - \nu^2)$  is the flexural rigidity of the lithosphere,  $E = 1 \times 10^{11}$  N/m is the Young's modulus,  $Te = 10$  km is the elastic thickness, and  $\nu = 0.25$  is the Poisson's ratio. The sensitivity of the flexural root calculation to variations in elastic thickness ( $Te$ ) was assessed by using  $Te=5$  km and  $Te=15$  km, to cover the range expected on a lithosphere of ages up to 30 Ma. The resulting differences in  $V_m$  estimates remain within 7% of the value obtained with  $Te=10$  km.

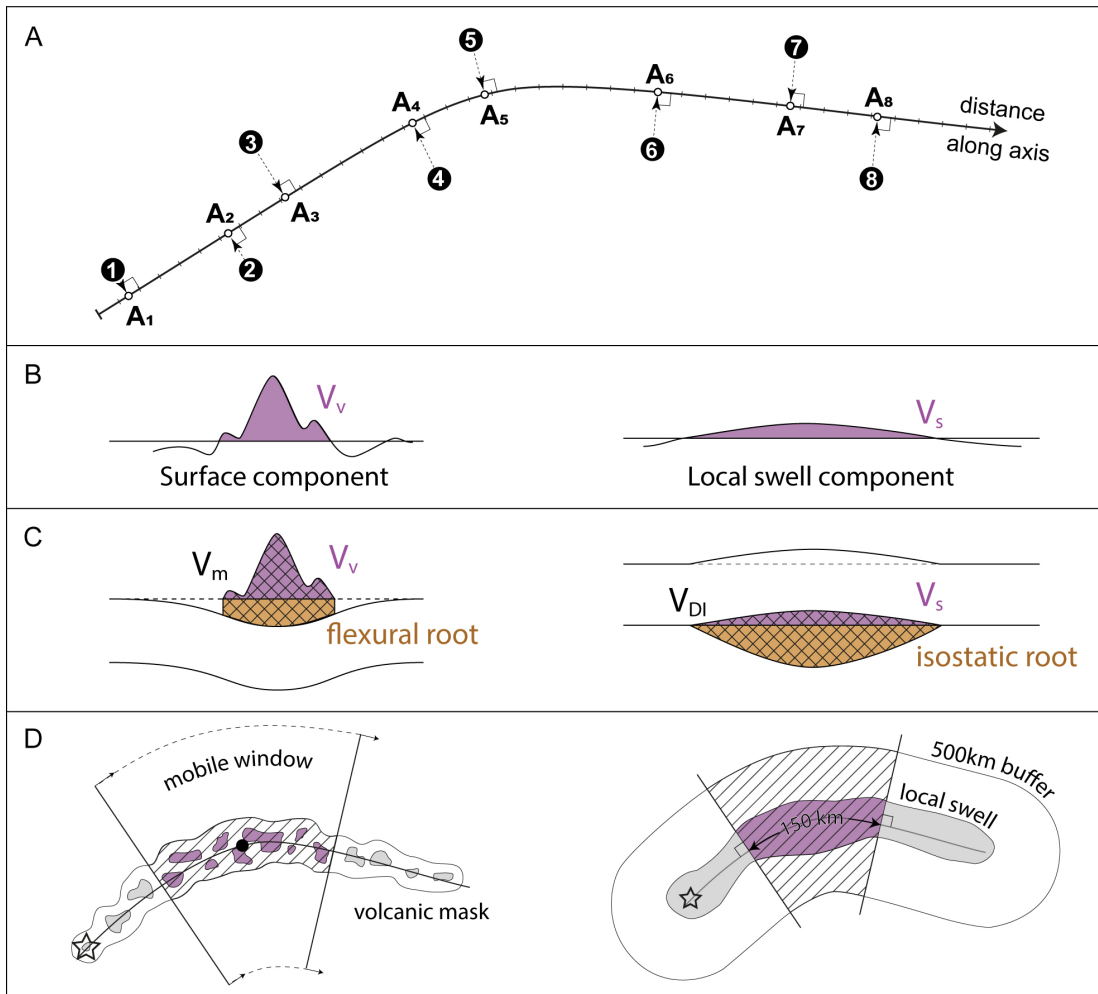


Figure 5.2: Schematic description of measure and computation methodologies. A. Age assignment for chain axes. Dark numbered dots ( $N=8$  in the example) represent the age locations with projections to their respective distance along the axis. B. Volcanic and local swell volumes measured on their respective BA components. C. Computed volumes (cross hatched regions). Magmatic volume  $V_m$  (left) is obtained by adding volcanic volume with the flexural root. Deep intrusive volume  $V_{DI}$  (right) is obtained by adding the local swell volume with the isostatic root. D. Integration method, considering features inside the 150 km length mobile windows (hatched regions) with longitudinal edges perpendicular to the axis and cross-sectional edges defined by volcanic (left) and buffer (right) masks. Figures not to scale. See text for details.

Local swell volume  $V_s$  is represented by the local swell anomaly component (Figure 5.1C) with truncation of negative values (Figure 5.2B). If the local swell corresponds to the surface manifestation of a crustal excess by deep intrusive emplacement, the excess volume comprises both the local swell and their related crustal isostatic root (Figure 5.2C), resulting in the following expression  $V_{DI} = V_s + V_r$ , where  $V_r$  and  $V_s$  are the isostatic root and the swell volumes. If the excess volume is assumed to have the same density as the crust, the volumetric relationship between

the isostatic root and the local swell can be estimated using a simple Airy isostasy expression:  $V_r = V_s \cdot \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c}$ , where  $\rho_m = 3330 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $\rho_w = 1030 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $\rho_c = 2900 \text{ kg m}^{-3}$  are respectively the mantle, sea water, and crust densities. Replacing these expressions, a relation between the deep intrusive and local swell volumes can be written:  $V_{DI} = V_s \cdot \frac{\rho_m - \rho_w}{\rho_m - \rho_c}$ . Substituting the values yields the approximate relation  $V_{DI} \cong 5.7 \cdot V_s$ .

### 5.2.3 Volumetric flux calculations

Volumetric productivity was computed by translating, in steps, a mobile integration window along the chain axis. To minimize small-scale variations and artifacts, we employed a 150 km long window, sufficient to encompass more than a single edifice, and a distance between steps of 10.5 km (equivalent to 3 grid pixels), which preserves adequate spatial resolution.

The integration windows (Figure 5.2D) are redefined at each step, with longitudinal edges perpendicular to the chain axis and cross-sectional limits defined either by the volcanic mask (for magmatic flux; Figure 5.1B) or a 500 km buffer (for local swell flux; Figure 5.1C). At each step  $i$ , two volumes are integrated: the magmatic volume  $V_{m,i}$  (surface volcanic relief plus flexural root; Figure 5.2C left), and the deep intrusive volume  $V_{DI,i}$  (local swell component plus isostatic root; Figure 5.2C right). The temporal span of each window is given by the difference in interpolated ages between the window endpoints, noted as  $\Delta t_i$ . The volumetric fluxes are then calculated as:  $Q_{m,i} = \frac{V_{m,i}}{\Delta t_i}$  and  $Q_{DI,i} = \frac{V_{DI,i}}{\Delta t_i}$  are computed at every step as the ratio between the respective volumes and the age span, resulting in units of volumetric flux [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]. The visual framework for this procedure is summarized in Figure 5.2, which provide smooth, stepwise estimates of time-integrated volumetric production at each location along the chains, with results shown in Figure 5.3A.

After the flux calculation procedure, the isostatic relation between deep-intrusions and local swell volumetric fluxes, preserves its form:  $Q_{DI} \cong 5.7 \cdot Q_s$ , enabling the calculation of the  $Q_{DI}/Q_m$  ratios, representing the volumetric relationship between the two modes of magmatic emplacement: intra-lithospheric and volcanic.

#### 5.2.4 Buoyancy Flux

Following the cross-sectional approach of Sleep (1990) and Davies (1988), which consider the swell topography as buoyant anomalies from the plume, the swell volumetric rate  $Q_s$  can be converted into buoyancy flux (B) by the expression  $B = \Delta\rho Q_s$  (e.g. Sleep, 1990; Adam et al., 2022), where  $\Delta\rho = 2300 \text{ kg m}^{-3}$  is the density contrast between mantle and sea water.

It is worth noting two key differences between this work and previous studies. First, in our analysis, we define  $Q_s$  as encompassing only the local swell flux. Regarding previous global estimates, by excluding other bathymetric contributions such as surface magmatism or broader regional swells, that are often positive in hotspot chain locations (Figure 5.1B and D), our  $Q_s$  values are expected to offer an accurate measure of swell productivity at a local, near-lithospheric scale. Second, our analysis focuses solely on the volumetric impacts of hotspots on the Nazca Plate, excluding the effects of the on-ridge plumes on adjacent plates. Consequently, our estimates are expected to be lower than global estimates, reflecting this narrower scope.

#### 5.2.5 Periodic analysis

To analyze the periodic content of the time series, we used the Continuous Wavelet Transform (CWT), a tool that allows the decomposition of signals in the time–period domain while preserving temporal localization. A complex Morlet wavelet was employed (e.g., Kumar and Foufoula-Georgiou, 1997), with a dimensionless central frequency and bandwidth both set to 1.0, providing a reasonable balance between temporal and spectral resolution. The sampling interval was 0.1 Ma, equivalent to a frequency of 10 points per million years. The physical period associated with each scale was calculated as  $T = s \cdot \Delta t / f_0$ , thus covering a range of periods from approximately 0.1 to 25 Ma by exploring scales between 1 and 250. While the wavelet’s maximum sensitivity is centered near 0.1 Ma, the use of broader scales enables the detection of a wide range of periodicities. This approach is not constrained to central-period symmetry, as the CWT is designed to capture multiscale variations through successive dilation and translation of the base wavelet. The input signals,  $Q_m$  and  $Q_{DI}$ , were linearly detrended to remove long-wavelength trends exceeding the duration of the records

(10–35 Ma), ensuring the analysis focuses on periodic signals that can be reliably resolved within the available time span.

### 5.3. Results

#### 5.3.1 Volumetric fluxes and tectonic settings

Figure 5.3A illustrates the temporal variations in volumetric fluxes for both magmatic activity ( $Q_m$ ) and local swell development ( $Q_s$ ).

On-ridge volcanic chains exhibit longer-lasting activity compared to their off-ridge counterparts. Galápagos and Easter exhibit the highest values for both magmatic flux ( $Q_m$ ) and swell flux ( $Q_s$ ). Galápagos shows a rapid increase in  $Q_m$  starting around 10 Ma, reaching a maximum near 5 Ma. Easter displays a more continuous and extended signal, exceeding 35 Ma, with a marked  $Q_m$  peak between 28 and 25 Ma. The Iquique chain shows a distinct episode near 40 Ma, with  $Q_m$  and  $Q_s$  of moderate magnitude.

In off-ridge chains, fluxes are lower. Taltal and Copiapó show short-lived, low-magnitude signals, while Juan Fernández displays two  $Q_m$  peaks (~10 and ~5 Ma) with a weak and gradually increasing  $Q_s$  toward the present. Across all cases,  $Q_s$  varies more slowly over time than  $Q_m$ , though with smaller amplitudes than those seen in on-ridge settings.

A general inspection suggests that on-ridge chains exhibit a broad temporal synchrony between magmatic and swell fluxes ( $Q_m$  and  $Q_s$ ), with both signals tending to vary broadly in parallel. This coupling suggests a first-order temporal link between the processes driving magmatic addition and swell formation. Additionally, in these examples, peaks  $Q_s$  tends to be delayed relative to  $Q_m$  and persists over longer intervals, suggesting that swell growth continues even after surface volcanism has declined. In contrast, such synchrony is not apparent in off-ridge chains, where the relationship between  $Q_m$  and  $Q_s$  is less clear or inconsistent.

In some cases, a positive correlation can be observed between the volcanic fluxes and the intersection of hotspot tracks with major fracture zones. This correlation appears stronger for magmatic flux ( $Q_m$ ) than for swell flux ( $Q_s$ ), suggesting that these

tectonic structures may have contributed to magma ascent, potentially by acting as zones of lithospheric weakness.

### 5.3.2 Intrusive - extrusive relations

A possible conversion for the swell flux ( $Q_s$ ), via isostatic correction based on density assumptions (section 5.2.3), is to consider it as a proxy for deep intralithospheric intrusion flux ( $Q_{DI}$ ). Figure 5.3B presents the relationship between extrusive ( $Q_m$ ) and intrusive ( $Q_{DI}$ ) fluxes. This diagram allows for a joint evaluation of both the relative partitioning between surface and subsurface magmatism and the total volumetric output of each system. The results reveal a clear distinction between on-ridge and off-ridge volcanic chains, highlighting systematic differences across tectonic settings. Complementary, Table 5.1 compiles key characteristics of the studied hotspot chains, including newly estimated volumetric rates and buoyancy fluxes, along with selected values from previous studies. It incorporates  $Q_{DI}$  and B values derived from local swell amplitudes ( $Q_s$ ), enabling comparative assessment of swell-supporting mechanisms. For consistency, published estimates have been adjusted to reflect Nazca Plate contributions only. Some  $Q_{DI}$  values, particularly for Taltal and Copiapó, are flagged as non-representative due to interference from the Iquique swell and should be interpreted with caution. The inclusion of additional geophysical and geochemical indicators (e.g., potential temperature, plume depth, He isotopes) provides further context for exploring potential connections with deep mantle sources.

On-ridge systems are characterized by high total fluxes and a relatively balanced distribution between  $Q_{DI}$  and  $Q_m$ , with  $Q_{DI}/Q_m$  ratios modestly above unity and a slight tendency toward intrusive dominance. Galápagos and Easter exhibit the highest combined fluxes, exceeding 3.5 and 1.8 m<sup>3</sup>/s, respectively, while ancient Iquique occupies an intermediate position with a total flux slightly above 1 m<sup>3</sup>/s.

Off-ridge systems require more careful interpretation, particularly in the case of the Taltal and Copiapó chains. These ridges display the lowest  $Q_m$  values and unexpectedly high  $Q_{DI}/Q_m$  ratios, reflecting an apparent enhancement of the intrusive signal. This anomaly likely results from spatial overlap with the Iquique swell (Figure 5.1C), which may have biased the estimation of  $Q_{DI}$ . As a result, Taltal and Copiapó

are considered outliers and excluded from certain comparative analyses. Juan Fernández represents the only structurally isolated off-ridge chain. It exhibits low values for both  $Q_m$  and  $Q_{DI}$ , with a  $Q_{DI}/Q_m$  ratio below one, indicating a modest dominance of extrusive over intrusive fluxes. Its total volumetric output remains the lowest among all systems evaluated.

For a comprehensive comparison, Table 5.2 compiles data from seismic surveys conducted across various hotspot chains, encompassing two types of relationships: (1) the volumetric ratio between extrusive layers and intrusive cores within volcanic edifices; and (2) the ratio between deep intrusions and the overlying volcanic edifices, analogous to our  $Q_{DI}/Q_m$  estimates. The reported values, which range from 2.9 to 0.7 across different tectonic settings, are broadly consistent with our average ratio of 3.6 for on-ridge chains and 0.6 for the off-ridge Juan Fernández chain. This first-order agreement supports the interpretation that deep magmatic intrusions may occur in sufficient volumes to serve as a primary source of support for local swells.

### 5.3.3 Buoyancy flux (B)

As an alternative to  $Q_{DI}$ , we also derived Buoyancy flux (B) estimates from the local swell component flux  $Q_s$  (Figure 5.3C; Table 5.1). The highest values are associated with on-ridge chains. Galápagos consistently exceeds the deep plume threshold of 1 Mg/s (e.g., Courtillot et al., 2003; Sleep, 1990), with values concentrated between ~1.0 and 1.6 Mg/s, indicating a persistent and intense thermal signal. Easter–Salas y Gómez reaches similar values during certain intervals, although its mean remains slightly below the threshold and displays greater temporal variability. Iquique (Foundation), despite being an ancient structure, shows a moderate mean around 0.3 Mg/s, with a stable signal that never surpasses the threshold.

Among the off-ridge chains, buoyancy flux values consistently remain below the deep plume threshold. San Félix (Taltal) and Caldera (Copiapó) yield mean values between ~0.3 and 0.4 Mg/s, never exceeding the threshold and displaying broader distributions, possibly influenced by partial spatial overlap with the Iquique system. Juan Fernández stands out as the weakest and most stable case, with a mean

buoyancy flux below 0.1 Mg/s and no indication of significant thermal support throughout its history.

#### 5.3.4 Periodic content

CWT results displayed in Figure 5.4 reveal a notable correspondence in the dominant periods of magmatic ( $Q_m$ ) and deep intrusive ( $Q_{DI}$ ) fluxes. In most cases,  $Q_{DI}$  exhibits higher spectral magnitudes than  $Q_m$ , particularly in the on-ridge chains, whereas in the Juan Fernández (JFR) off-ridge chain, the surface magmatic signal ( $Q_m$ ) is more intense. Across the studied chains, spectral peaks are commonly observed in the range of 4 to 15 Ma, with some variability in magnitude and persistence. In JFR, both signals converge at a pronounced spectral peak around 4–5 Ma, with  $Q_m$  showing greater intensity. In the Carnegie Ridge (Galápagos), the dominant energy for both fluxes is centered between ~7 and 10 Ma, while in the Easter–Nazca Ridge (Pas), spectral power is broadly distributed between ~10 and 15 Ma, especially for  $Q_{DI}$ , which displays wider and more persistent bands.

A particularly noteworthy feature in the Easter–Nazca Ridge is the gradual shift in spectral energy toward longer periods over time in the  $Q_{DI}$  signal, increasing from ~10 Ma to beyond 20 Ma. This may reflect a temporal evolution in the scale or timing of deep magmatic activity. In contrast, the other chains maintain relatively stable dominant periods throughout their records, suggesting persistent recurrence intervals in their magmatic flux histories.

These spectral observations, while revealing consistent patterns across multiple chains, approach or exceed empirical reliability thresholds in several cases. A more detailed discussion of these methodological limitations and their implications is presented in the following section.

Table 5.1: Compilation of available hotspot features, volumetric rates and buoyancy flux estimations.

\* For direct comparison, values halved to account solely for effects on the Nazca Plate, excluding contributions to adjacent plates. \*\* non-representative values, biased by interference

| Hotspot                           |                         | Galápagos             | Easter / Salas y Gómez | Foundation         | San Félix    | Caldera          | Juan Fernández     |      |
|-----------------------------------|-------------------------|-----------------------|------------------------|--------------------|--------------|------------------|--------------------|------|
| Ridge/Chain                       |                         | Carnegie (Gal)        | Easter Nazca (Pas)     | Iquique (Iqq)      | Taltal (Tal) | Copiapó (Cop)    | J. Fernández (JFR) |      |
| Features                          | Courtillot et al., 2003 | He/He                 | High                   | High               |              |                  | High               |      |
|                                   | Courtillot et al., 2003 | Score                 | 2+                     | 4+                 |              | 1+               | 2+                 |      |
|                                   | Zhao, 2007              | Plume feature         | poor                   | Upper Mantle, fair |              | Mid Mantle, fair | poor               |      |
|                                   | Bao et al., 2022        | Potential Temperature | Hot                    | Hot                |              | Warm             | Hot                |      |
| Buoyancy Flux (Mg/s)              | Davies, 1988            |                       |                        |                    |              | 2.30             | 1.70               |      |
|                                   | Sleep, 1990             |                       | 0.50*                  | 1.65*              |              | 1.60             | 1.60               |      |
|                                   | King & Adam, 2014       | Geometrical           | 0.54                   | 0.56               |              | 0.16             | 0.19               |      |
|                                   | King & Adam, 2014       | MiFil area            | 0.71                   | 0.43               |              | 0.18             | 0.04               |      |
|                                   | King & Adam, 2014       | MiFil volume          | 0.33                   | 0.70               |              | 0.27             | 0.20               |      |
|                                   | Hoggard et al., 2020    |                       | 0.94*                  | 0.03*              |              | 1.15             | 1.15               |      |
|                                   | This work               | Local Swell           | 1.28                   | 0.54               | 0.30         | 0.40             | 0.37               | 0.07 |
| Magmatic Flux (m <sup>3</sup> /s) | This work               | Qm                    | 0.67                   | 0.56               | 0.28         | 0.08             | 0.03               | 0.22 |
|                                   | This work               | Qdi                   | 3.26                   | 1.34               | 0.86         | 1.07**           | 0.94**             | 0.08 |
|                                   | This work               | Qdi+Qm                | 3.93                   | 1.9                | 1.14         | 1.15**           | 0.97**             | 0.3  |
|                                   | This work               | Qdi/Qm                | 4.65                   | 2.13               | 3.84         | 11.51**          | 24.95**            | 0.63 |

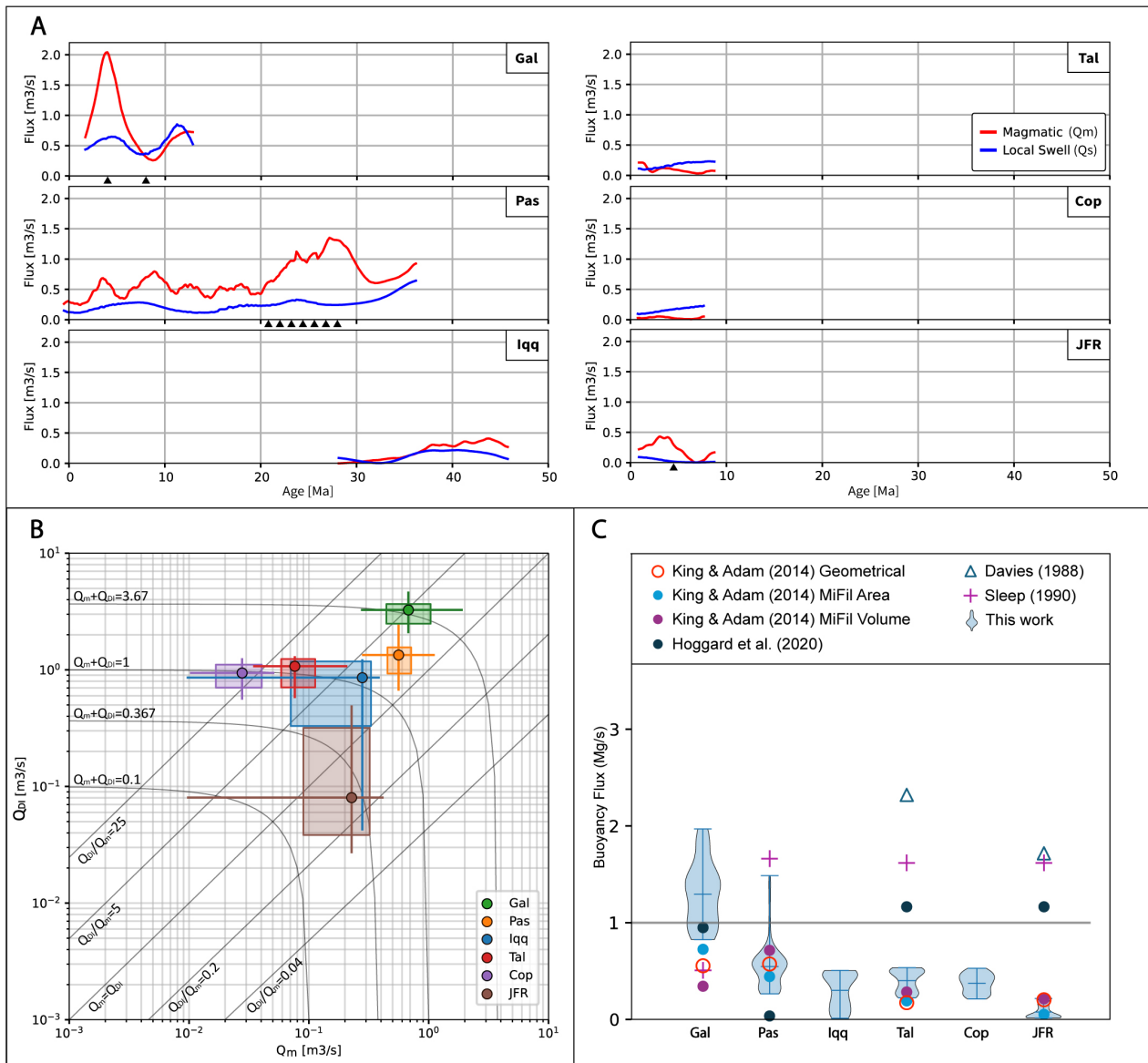


Figure 5.3: Temporal evolution of Nazca Plate hotspot chains. A) Flux variations. Red lines for magmatic fluxes (Q<sub>m</sub>), blue for local swell fluxes (Q<sub>s</sub>). Dark triangles indicate sites of chain intersection with fracture-zones. See text for details. B) Q<sub>DI</sub> vs Q<sub>m</sub> in a log-log space. Volumetric ratios represented in straight parallel isolines. Total volumetric input represented by curved isolines. Boxplots represent 5,25,50,75,95 data quantiles in both axes. C) Buoyancy fluxes estimation considering local swells (blue violins with markers display minimum, mean and maximum values). Punctual data from literature estimations in Table 5.1. See text for details.

Table 5.2: Intrusive to extrusive volumetric relations as reported in literature, with equivalences to standardized ratios for comparison purposes. LAE=Lithospheric age at magmatic emplacement; a=volcanic edifice ( $a_1$ =extrusive layer,  $a_2$ =intrusive core); b=deep intrusive ( $b_1$ =intra-crustal intrusion,  $b_2$ =underplated material). \* Equivalence calculated assuming  $a_2/a_1 = 0.43$ .

| Source                       | Location         | LAE      | reported value | Reported value meaning | $a_2/a_1$ equivalent | b/a equivalent |
|------------------------------|------------------|----------|----------------|------------------------|----------------------|----------------|
| Hammer et al., 1994          | Jasper sm.       | 20-25 Ma | 0.3-0.5        | $a_2/(a_1+a_2)$        | 0.43-1.00            |                |
| Xu et al., 2022              | Emperor Ridge    | 40-50 Ma | 2.5            | $a_1/a_2$              | 0.40                 |                |
| Flinders et al., 2013        | Hawaiian is.     | 80-90 Ma | 0.3            | $a_2/(a_1+a_2)$        | 0.43                 |                |
| Contreras-Reyes et al., 2010 | Louisville Ridge | <10 Ma   | 4.5            | $(a_2+b_1)/a_1$        |                      | 2.9*           |
| Grevemeyer et al., 2001      | Ninetyeast Ridge | <15 Ma   | 0.7            | $b_2/(a_1+a_2)$        |                      | 0.7            |
| Caress et al., 1995          | Marquesas is.    | 50 Ma    | 1.9            | $b_2/(a_1+a_2)$        |                      | 1.9            |
| This study                   | Nazca on-ridge   | <10 Ma   | 3.6            | $Q_{DI}/Q_m$           |                      | 3.6            |
| This study                   | Off-ridge JFR    | 30-40 Ma | 0.6            | $Q_{DI}/Q_m$           |                      | 0.6            |

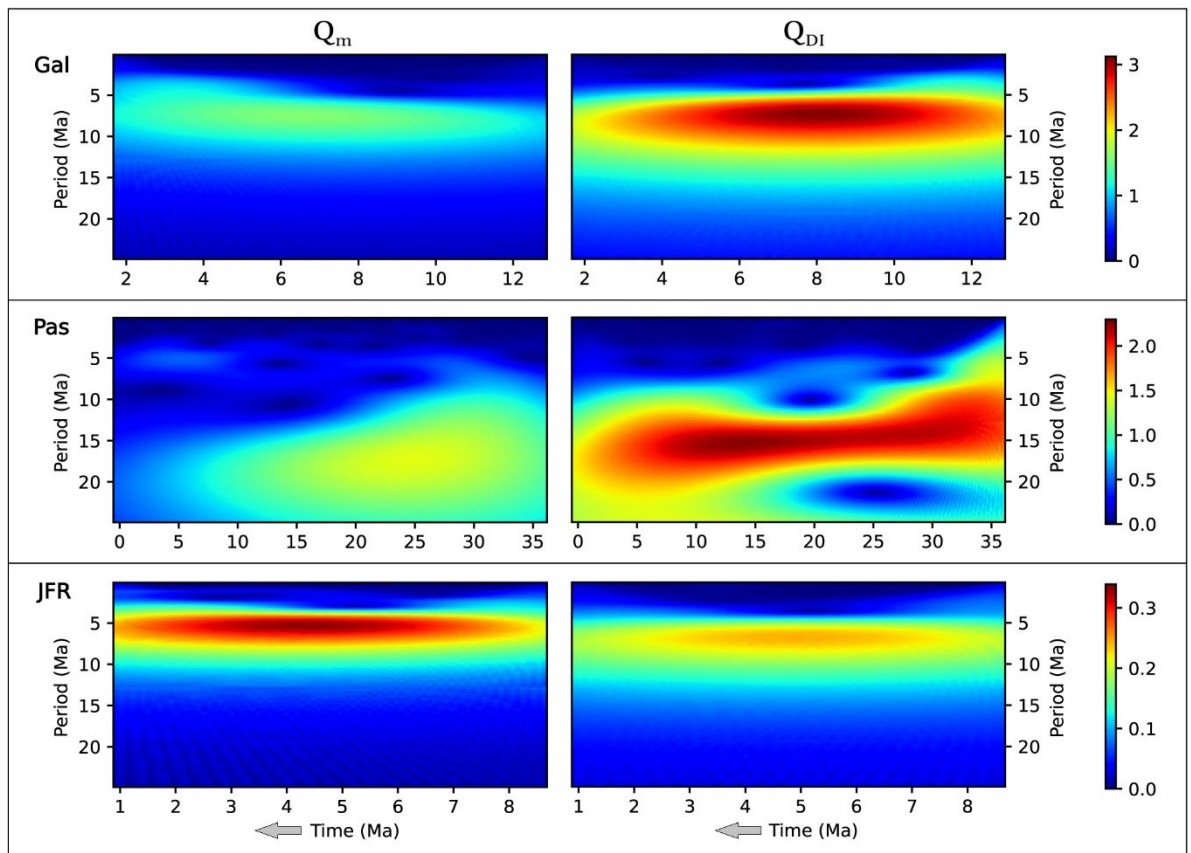


Figure 5.4: Period-Time CWT spectrograms for magmatic ( $Q_m$ ) and intralithospheric intrusion ( $Q_{DI}$ ) fluxes on specific chains. The x-axis represents the time of hotspot activity (in Ma), the y-axis represents the time period (1/frequency) of the detected oscillations. The color scale indicates the spectral power magnitude, in proportional magnitudes to the input signals ( $m^3/s$ ).

## 5.4. Discussion

In this framework, "laterally confined magmatic intrusions" refers to magmatic additions emplaced within the oceanic lithosphere through various mechanisms, such as underplating, intracrustal intrusions, and dense cores. These processes are characterized by a spatially localized redistribution of melt, typically leaving a recognizable bathymetric imprint. They are conceptually distinct from sublithospheric buoyancy sources linked to asthenospheric thermo-chemical anomalies, such as plume-derived material, which originate at greater depths and lack clear spatial confinement. The spatial separation of bathymetric components (F2 vs. F3) provides a basis for distinguishing these contributions: the F2 component is tentatively associated with intralithospheric magmatic support, whereas the broader F3 signal is interpreted as reflecting deeper, sublithospheric dynamics.

### 5.4.1 Support mechanisms for local swells

The bathymetric analysis in section 5.2.3 explores the plausibility of intralithospheric magmatic emplacement as a buoyant mechanism responsible for the observed local oceanic hotspot swells. Our findings suggest that deep magmatic emplacement occurs at magnitudes sufficient to provide primary support for local swells, consistent with previous studies (Table 5.2), emphasizing the role of intralithospheric magmatic additions in oceanic hotspot chains (e.g., McNutt and Bonneville, 2000; Contreras-Reyes et al., 2010). However, this exercise is not intended to yield a definitive solution, as our estimates assume that the density of intrusions is comparable to that of the overlying crust. In reality, the system likely involves varying densities among underplated, intruded, and erupted magmas, along with complex interactions and feedbacks between magmatic processes and buoyant or mechanical forces.

### 5.4.2 Buoyancy fluxes

Although this work focuses on exploring magmatic addition as a plausible origin for local swells, buoyancy fluxes ( $B$ ), interpreted as possible indicators of localized asthenospheric flow, were also estimated from the local swell flux ( $Q_s$ ) (Table 5.1), in order to facilitate comparison with previous studies.

Davies (1988) estimated buoyancy fluxes by combining the cross-sectional swell area, calculated using 75% of the maximum swell height reported by Crough (1983) and a fixed swell width of 1000 km, with absolute plate velocities from Pollack et al. (1981). For the Nazca Plate, only the off-ridge hotspots San Félix (Taltal Ridge) and Juan Fernández (JFR) were considered, yielding values ~6 and ~24 times higher than our estimates, respectively. We attribute these discrepancies to two main factors: (1) the swell heights reported by Crough (1983) include regional-scale anomalies rather than isolated local swells; and (2) the fixed width of 1000 km is nearly double the typical widths observed in our study (Figure 5.1).

Sleep (1990) expanded the analysis to near-ridge swells (Galápagos and Easter), using full spreading rates and the length of the altered region along the ridge. After halving these values to exclude adjacent plate contributions, buoyancy fluxes remained ~0.4 and ~3 times higher than ours. For Galápagos, this reflects the limited consideration of perpendicular plate motion, which aligns the hotspot chain parallel to the ridge, and the omission of swell height magnitudes, critical in the Carnegie Ridge. For San Félix and Juan Fernández, where visible swells were not clearly identified, Sleep assigned half the values of South Pacific Superswell hotspots based on proximity, consistent with Davies (1988).

King and Adam (2014) re-evaluated the same hotspots using three methods: (i) a geometrical approach fitting a bi-quadratic curve to depth anomalies; (ii) the MiFil-volume method, filtering small-scale topography to isolate the swell surface; and (iii) the MiFil-area method, which measures width and amplitude from filtered anomalies with edifices removed. Their values fall within a comparable range to ours. For Galápagos and Easter, values range from 0.3-0.6 and 0.8-1.3 times our estimates, respectively; for San Félix and Juan Fernández, from 0.4-0.7 and 0.6-2.9 times our values. This agreement likely reflects improved isolation of the local swell signal from both surface volcanic relief and broader bathymetric trends, either by subtracting mean surroundings (King and Adam, 2014) or using the CS-separated local anomaly. An exception is Galápagos, where their estimate is lower than ours, likely due to parameter choices influenced by the broad spatial extent of the swell in this region.

Most recently, Hoggard et al. (2020) performed a buoyancy analysis independent of plate velocities, based on swell volume and assuming that flux recharge is balanced by thermal buoyancy decay. For volume estimation, they applied a band-pass spherical harmonic filter, retaining only components between degrees 4 and 30, which correspond to spatial wavelengths of approximately 1300 to 4000 km, thereby isolating regional-scale anomalies. In contrast, our analysis focuses on the local swell component (F2), obtained through a band-pass median filter using circular windows with diameters between 490 and 1060 km, thereby preserving structures at intermediate spatial scales that bridge the gap between broad regional swells and individual volcanic edifices. Consequently, beyond their methodological independence, each approach targets mutually exclusive spectral components of the topographic signal at different scales, making the resulting estimates complementary rather than directly comparable. This distinction is particularly evident in the Nazca Plate, where Hoggard et al. (2020) identified only three major buoyant anomalies, Easter, Galápagos, and San Félix/Juan Fernández, based on their large-scale swell signatures. In contrast, our analysis resolves additional mid-scale features, including compact intraplate swells and focused volcanic alignments, which are likely to remain undetected in the lower-resolution harmonic representation employed by Hoggard.

Numerous studies have demonstrated that the dynamic topography associated with volcanic swells is a transient anomaly that is rapidly and systematically lost over time, as a result of the progressive dissipation of thermal and dynamic buoyancy following the passage of a hotspot. Numerical and observational models consistently show that swell subsidence follows an exponential decay curve, with characteristic timescales on the order of 40 to 50 million years, resulting in elevation losses of up to 1 to 2.5 km within the first 20–50 Ma (e.g., Ribe and Christensen, 1999; Orellana-Rovirosa and Richards, 2018; Huppert et al., 2020; Hoggard et al., 2020; Crosby and McKenzie, 2009). In particular, it has been shown that traditional estimates of volcanic flux based on present-day topography tend to systematically underestimate both the original elevation and the total magmatic volume generated by the volcanic system when dynamic subsidence is not properly accounted for. Accordingly, the values reported in this study should be regarded as conservative lower-bound estimates.

The Nazca Plate hosts two regional swells. The northern swell, centered around the Galápagos hotspot, is associated with the Carnegie Ridge, whose local swell, in our results, is the only on the Nazca Plate that individually exceeds the buoyancy threshold of 1 Mg/s, indicating a deep plume origin (Courtilot et al., 2003; Sleep, 1990). The southern regional swell of the Nazca Plate encompasses the Easter, San Félix (Taltal Ridge), Caldera (Copiapó Ridge), and Juan Fernández hotspots that, when considered collectively, show magmatic emissions and local swell production comparable to those of the northern swell (Table 5.1). This suggests similar magmatic productivity between both regions, with the northern swell having a more focused expression and the southern swell displaying a more distributed pattern.

#### 5.4.3 Periodicity analysis and temporal variations

On-ridge volcanic chains exhibit higher and more sustained magmatic and swell fluxes ( $Q_m$  and  $Q_s$ ), with a broad synchronic coupling and delayed  $Q_s$  peaks, suggesting continued swell growth after surface volcanism. In contrast, off-ridge chains show lower, shorter-lived signals and weaker  $Q_m$ – $Q_s$  relationships. Magmatic fluxes often correlate with intersections of hotspot tracks and major fracture zones, indicating tectonic control on magma ascent.

Spectral peaks across the studied chains concentrate between 4 and 15 Ma. In Juan Fernández (JFR), both signals converge at a pronounced spectral peak around 4–5 Ma, with  $Q_m$  showing greater intensity. In the Carnegie Ridge (Galápagos), dominant energy for both fluxes is centered between ~7 and 10 Ma. In the Easter–Nazca Ridge (Pas), spectral power is more broadly distributed between ~10 and 15 Ma, especially for  $Q_{DI}$ , which displays wider and more persistent bands. Although  $Q_m$  and  $Q_{DI}$  derive from topographic components filtered at different spatial scales (F1 as a high-pass and F2 as a band-pass), the wavelet analysis reveals convergence in dominant periodicities. This suggests that persistent temporal oscillations can manifest across multiple morphological scales. The similarity in periodic content does not imply structural identity, but rather points to multiscale coherence in the magmatic system. The alignment of dominant periods between  $Q_m$  and  $Q_{DI}$  indicates that the lithosphere acts not only as a passive barrier, but as a dynamic filter modulating magma transfer

at different depths. This filtering selects temporal scales that favor magma accumulation and release, suggesting intrinsic modes of the source–lithosphere–surface system.

Due to the finite duration of the records, large-scale periodic signals must be interpreted with caution. As the wavelet scale increases, broader temporal windows are required, limiting applicability near the record edges and reducing estimate reliability. Confidence improves when a given period recurs multiple times across time and shows coherence in both time and scale. As discussed by Torrence and Compo (1998), the clustering of significant regions in both dimensions indicates reduced randomness and higher likelihood of a real underlying process. We therefore adopted the empirical criterion of restricting robust interpretations to periods shorter than one-third of the total record length. For shorter records (<10 Ma), such as off-ridge chains, this limits reliable detection to periods below ~3 Ma. In longer records (~40 Ma), such as the Easter-Nazca chain, periods up to 10–13 Ma can be considered reliable. A similar caution applies near the edges of the spectrogram, where even small-scale responses may be affected by boundary effects and should be interpreted conservatively. Although many detected periodicities fall near or beyond this threshold, their recurrence in both Qm and QDI signals across different tectonic settings supports their potential geodynamic relevance.

Mjelde et al. (2010) identify global pulses of intraplate magmatism with a primary 10 Ma period and a secondary ~5 Ma period. Similarly, Adam et al. (2022) report periodicities of 5–10 Ma in magmatic and swell productivities in the Louisville Chain, attributing them to shallow processes. Vidal and Bonneville (2004) observe a 5 Ma oscillation for Hawaii, while Wessel (2016) describes two fluctuation types: a short period (1–2 Ma) related to plume-plate flexural interactions, and a longer period (10–15 Ma) likely tied to plate kinematics.

Long-period fluctuations in the wavelet analysis appear more pronounced in on-ridge chains and suggest a closer coupling between volcanic output and deep source variations. These trends may reflect changes in plume intensity, mantle fertility, plate velocity (e.g., Vidal and Bonneville, 2004; Davaille, 1999; Wessel, 2016), or lithospheric rigidity (e.g., Orellana-Rovirosa and Richards, 2017). In contrast, the lack of long-period

variations in off-ridge chains (Figure 5.4) suggests filtering by intermediate processes such as magmatic ponding below the Moho (e.g., Richards et al., 2013), which may dampen amplitude and suppress long-period variability.

Short-term periodicity (<5 Ma) may instead reflect local-scale controls such as volcanic spacing influenced by lithospheric stiffness (e.g., Bodine et al., 1981; ten Brink, 1991; Hieronymus and Bercovici, 1999), or rejuvenated volcanism following quiescent phases of 1–3 Ma, typical after shield and post-shield stages (e.g., García et al., 2010; Konter and Jackson, 2012; Reyes et al., 2017; Lara et al., 2018a)

## 5.5. Conclusions

This study characterizes plume–lithosphere interaction processes on the Nazca Plate, focusing on the dynamics and potential support mechanisms of local swells. Through the analysis of spatially separated bathymetric anomalies corresponding to volcanic and local components, we quantified the contributions of magmatic processes occurring at different depths. These results contribute to a more detailed understanding of magmatic transfer pathways between the mantle and the lithosphere.

Our findings indicate that the mechanism of deep magmatic emplacement occurs at magnitudes consistent with a primary support role for local swells, while regional swells appear more closely associated with mantle sources such as dynamic asthenospheric uplift or plume–ridge interactions. This contrast highlights the coexistence of distinct support mechanisms and underscores the need to evaluate plume–lithosphere interactions across multiple spatial and temporal scales. This study does not aim to formally test competing geodynamic hypotheses, but rather to provide observational constraints and methodological tools that may support, refine, or challenge existing interpretations.

The volumetric production of local swells may thus serve as an indicator of intermediate-depth lithospheric processes. Differences across tectonic settings show that on-ridge hotspots tend to exhibit higher magmatic productivity and longer flux cycles than their off-ridge counterparts. Periodicity analysis reveals an alignment of dominant periods between magmatic and local swell fluxes, as well as longer cycles in on-ridge systems compared to off-ridge chains. This suggests that the lithosphere does

not merely act as a passive barrier, but rather as a dynamic filter modulating magma transfer at depth, reflecting the active role of lithospheric structure in shaping plume-derived magmatic signals.

The introduction of the local swell rate parameter offers a complementary perspective to traditional magmatic effusion rates. This metric captures material and heat accumulation at intermediate depths more directly, yielding new insights into plume dynamics and their influence on oceanic lithosphere. Estimating buoyancy flux from local swells allows the inclusion of volcanic chains lacking sufficient data for classical geometric estimates, opening a path toward systematizing comparisons among chains with different degrees of development.

The applied methodology, which combines advanced decomposition techniques with the introduction of a new diagnostic parameter, offers a flexible and globally applicable framework for investigating hotspot-related magmatism and lithospheric architecture. This approach can be extended to other oceanic regions to assess the global variability of plume–lithosphere interactions. Future refinements, such as integrating seismic and gravity data, may improve constraints on intrusive volumes and clarify the role of mantle heterogeneity in swell formation, thereby deepening our understanding of mantle plume effects and their broader geodynamic significance.

#### Data availability

Data employed in this study can be found in the published literature and cited references.

#### Acknowledgments

This study was supported by the National Research and Development Agency grant ANID BECAS / DOCTORADO NACIONAL 21180677. L.E. Lara and A. Tassara were funded by Fondecyt 1211792 grant. L.E. Lara also acknowledges ANID/MILENIO grant ICN2021\_038.

## CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

### 6.1. Consideraciones respecto al empleo de filtros estadísticos

Si bien la descomposición topográfica en componentes de distinta escala espacial mediante filtros de mediana resulta útil para analizar la distribución morfológica del relieve, es importante considerar que este procedimiento no constituye una partición física lineal de la señal. A diferencia de los filtros lineales clásicos, la mediana es un operador estadístico no lineal, por lo que la descomposición obtenida no preserva las propiedades de superposición requeridas por los modelos físicos lineales, como los utilizados en el análisis isostático. En consecuencia, aunque la suma de las componentes espaciales reproduce exactamente el modelo topográfico original, la suma de las respuestas isostáticas individuales a cada componente no necesariamente equivale a la respuesta isostática al conjunto completo.

Esta limitación es particularmente relevante en modelos que dependen de derivadas de orden superior, como los de flexura elástica, en los cuales la no linealidad del filtrado puede inducir diferencias significativas al recomponer los efectos. Por estas razones, el análisis isostático sobre componentes individuales debe interpretarse como una aproximación multi-escala de tipo exploratoria, orientada a identificar las posibles longitudes de onda dominantes asociadas a diferentes mecanismos de soporte topográfico, más que como una partición física estricta del sistema. Esta estrategia sigue siendo valiosa para fines interpretativos, siempre que se reconozcan estos alcances y limitaciones.

### 6.2. Consideración sobre la densidad de las intrusiones magmáticas

La densidad de las intrusiones magmáticas constituye un parámetro crítico en la evaluación geofísica de cadenas volcánicas oceánicas, ya que condiciona la flotabilidad isostática, la distribución del esfuerzo litosférico y la interpretación de anomalías gravimétricas. En este contexto, el trabajo de Maksymowicz et al. (2024) demuestra que los sistemas on-ridge, como la dorsal de Iquique, presentan raíces corticales densas ( $\approx 3050 \text{ kg/m}^3$ ) asociadas a cuerpos intrusivos máficos profundos, en contraste con la corteza oceánica normal adyacente ( $\sim 2900 \text{ kg/m}^3$ ). Por el contrario, en cadenas off-ridge como Taltal y Copiapó, no se identifican engrosamientos

corticales significativos, y el modelamiento requiere introducir densidades reducidas en el manto superior ( $\sim 3100 \text{ kg/m}^3$ ), interpretadas como evidencia de hidratación o elevación térmica en la fuente mantélica. Estas variaciones son claves para reproducir la señal gravimétrica observada, y reflejan diferencias sustantivas en el estilo magmático y en la configuración térmico-reológica del sistema litósfera-astenosfera.

En contraste, el presente trabajo adopta un enfoque simplificado, asumiendo que la densidad de las intrusiones y del magmatismo asociado a hotspots es equivalente a la de la corteza oceánica típica ( $\sim 2900 \text{ kg/m}^3$ ). Esta aproximación, si bien permite estimaciones aproximadas de la flotabilidad y del volumen intraplaca, omite explícitamente la posible existencia de raíces corticales de mayor densidad. Al no considerar su efecto, se tiende a sobrestimar la elevación isostática atribuible al magmatismo, y en consecuencia, a sobrevalorar la anomalía térmica del manto ( $\Delta T_p$ ) necesaria para explicar el espesor cortical observado (Contreras-Reyes et al., 2024). Esta limitación también implica que parte de la masa intrusiva densa, que en condiciones reales podría generar subsidencia o neutralizar parcialmente la flotabilidad, no está representada en el modelo. Por tanto, los resultados deben interpretarse como una aproximación de primer orden centrada en el efecto neto positivo del magmatismo sobre la topografía, sin modelar la heterogeneidad densidad-estructural profunda de cada sistema.

### 6.3. Cadenas on-ridge y off-ridge

Nuestros resultados, obtenidos mediante la metodología de separación de swells, muestran una estrecha correspondencia entre la presencia de swells locales y el desarrollo de topografías suaves, ampliamente reconocidas en sistemas on-ridge. Por el contrario, las cadenas volcánicas donde los swells son débiles o ausentes tienden a coincidir con topografías rugosas y discontinuas, propias de entornos off-ridge. Estos resultados son consistentes con las descripciones morfológicas de Orellana-Rovirosa y Richards (2017),

De acuerdo con nuestra observación, las cadenas on-ridge presentan una mayor productividad tanto en la componente superficial como en la intralitosférica. Esta diferencia se manifiesta no solo en el volumen absoluto de material generado, sino

también en el estilo de emplazamiento. Independientemente de la magnitud de producción, la razón promedio de distribución entre el magmatismo intrusivo y extrusivo es de 0.4 en la cadena off-ridge de la dorsal de Juan Fernández, y de 3.4 en cadenas on-ridge como Carnegie, Nazca o Iquique. Esto implica no solo una mayor productividad magmática en ambientes con litósfera joven y delgada, sino también una capacidad intrusiva aproximadamente 8.5 veces mayor, evidenciando la influencia determinante de la reología litosférica sobre el modo de transferencia magmática.

Estos resultados son coherentes con observaciones recientes que muestran que, en litósfera joven bajo deformación extensional, la intrusión de magma puede generar tensiones compresivas capaces de reactivar fallas normales en forma inversa, reduciendo el relieve preexistente mediante un proceso de desfallamiento (Olive et al., 2024). Este mecanismo puede contribuir a explicar por qué, pese a la alta productividad magmática, muchas cadenas on-ridge presentan morfologías suaves sin edificaciones volcánicas prominentes.

Este patrón es consistente con las estimaciones de Contreras-Reyes et al. (2024), quienes encuentran anomalías térmicas del manto significativamente más altas en cadenas on-ridge (hasta +160 °C), junto con espesores corticales anómalos (12–20 km), interpretados como resultado de fusión parcial eficiente y acumulación magmática intrusiva. Asimismo, el modelamiento gravimétrico y flexural de Maksymowicz et al. (2024) respalda este contraste, mostrando raíces corticales densas ( $\approx 3050 \text{ kg/m}^3$ ) en Iquique Ridge, frente a la ausencia de engrosamiento cortical y la necesidad de introducir densidades reducidas en el manto superior en cadenas off-ridge como Taltal y Copiapó.

En conjunto, estos trabajos refuerzan la idea de que el modo de interacción entre plumas y litósfera oceánica no solo define la morfología topográfica de las cadenas volcánicas, sino que también determina el balance intrusivo–extrusivo, el volumen total de material generado y el impacto térmico-mecánico de los hotspots sobre la evolución de la placa de Nazca.

#### 6.4. Periodicidad temporal de señales y respuesta filtrante de la litósfera

Las series temporales  $Q_m$  y  $Q_{DI}$  derivan de componentes topográficas previamente filtradas en el dominio espacial:  $Q_m$  deriva de la componente F1, obtenida mediante un filtro pasa alto espacial que retiene estructuras locales de alta frecuencia, mientras que  $Q_{DI}$  proviene de la componente F2, filtrada en una banda espacial intermedia. Estas estructuras son proyectadas al dominio temporal mediante perfiles longitudinales sobre los que se aplica una progresión lineal de edades. Esta conversión espacio-tiempo implica que las escalas espaciales filtradas se transforman en escalas temporales específicas, de modo que el contenido espectral de las series resultantes estaría condicionado desde su origen. En consecuencia, resulta esperable que  $Q_m$ , al estar dominado por formas locales, presente una mayor proporción de ciclos de corto período, mientras que  $Q_{DI}$  exprese oscilaciones de mayor escala temporal.

No obstante, los espectrogramas wavelet muestran que ambas series pueden compartir períodos dominantes, como se observa en las cadenas de Galápagos, donde ambas señales presentan intensidades máximas en periodos de aproximadamente 7-10 Ma; en Pascua, con energía concentrada en torno a 10–15 Ma; y en Juan Fernández, donde ambas convergen en el rango de 4 a 5 Ma (Figure 5.4). En estos casos,  $Q_{DI}$  exhibe mayor intensidad espectral y persistencia temporal que  $Q_m$  en las cadenas on-ridge, mientras que en la cadena off-ridge de Juan Fernández,  $Q_m$  alcanza valores de mayor intensidad. La similitud en el contenido periódico de las señales no contradice su diferenciación estructural, sino que sugiere una respuesta coherente del sistema a múltiples escalas, indicando que el comportamiento magmático está estructurado y sincronizado en distintos niveles de profundidad dentro de la litósfera.

Desde un punto de vista físico, esta coincidencia puede interpretarse como la manifestación de una respuesta espectral natural del sistema litosférico, que actúa como un filtro frente al forzamiento térmico y magmático impuesto por una pluma mantélica. En este modelo, la litósfera móvil sobre una fuente profunda no se comportaría como un medio completamente transmisor, sino como un filtro pasa-banda que selecciona escalas de tiempo específicas para la expresión superficial del magma. Los pulsos magmáticos de muy alta frecuencia (periodos cortos) son

probablemente disipados o retenidos en profundidad, mientras que los de muy baja frecuencia (periodos largos) tienden a ser amortiguados o absorbidos por el sistema. Solo aquellos ciclos cuya escala temporal coincide con la ventana de transmisión efectiva del sistema logran expresarse como señales volcánicas o topográficas. En este sentido, la presencia de períodos dominantes comunes en  $Q_m$  y  $Q_{DI}$  puede reflejar las frecuencias naturales de acoplamiento entre la pluma, la litósfera y la superficie, moduladas presumiblemente en el Moho, donde ocurren los principales procesos de acumulación y almacenamiento magmático.

### 6.5. Swells regionales en la placa de Nazca

En el capítulo 4 (Orozco et al., 2024), se describió la existencia de dos swells regionales, contenidos en la componente F3 de la anomalía batimétrica, centrados respectivamente en los hotspots de Galápagos y Pascua–Nazca (Figure 4.5D), y elongados en la dirección del movimiento de la placa. El swell regional de Galápagos, que abarca fuentes volcánicas asociadas a la pluma de Galápagos, posee una elevación máxima de ca. 1100 m y un ancho transversal del orden de 1900–2000 km. Por su parte, el swell regional de Pascua–Nazca posee una elevación máxima de ca. 900 m, y presenta una expresión espacial más extensa, incluyendo todos los hotspots tanto off-ridge como on-ridge del sector austral (Pascua, San Félix, Caldera y Juan Fernández), con un ancho transversal del orden de 2000–2400 km (Table 4.1). La interpretación de estas elevaciones regionales de larga longitud de onda requiere evaluar el tipo de soporte litosférico involucrado.

#### 6.5.1 Evaluación del soporte flexural

Una forma de aproximar la capacidad de la litósfera para responder flexuralmente ante cargas verticales es considerar su longitud característica de flexión, una escala espacial que depende de su rigidez mecánica y del contraste de densidad con el manto subyacente, bajo la suposición de esfuerzos laterales nulos (e.g., Turcotte & Schubert, 2014). En contextos oceánicos, esta longitud característica suele variar entre decenas y algunos cientos de kilómetros, y proporciona una referencia útil para discernir si la deformación observada puede atribuirse a flexión elástica o requiere mecanismos isostáticos o dinámicos.

En este trabajo se estimaron longitudes características para dos sectores oceánicos de la Placa de Nazca, considerando propiedades mecánicas estándar y la relación entre edad litosférica y espesor térmico. Tanto para el sector de Galápagos-Carnegie (0-30 Ma) como para la región del swell de Pascua-Nazca (0-50 Ma), se obtuvieron longitudes características inferiores a 100 km. Estas cifras son muy inferiores a las dimensiones observadas de los swells identificados.

Incluso considerando que la región de Galápagos-Carnegie posee un contexto tectónico más complejo, con múltiples procesos extensivos o compresivos que podrían modificar localmente la extensión lateral de la flexión, la diferencia entre las longitudes características evaluadas y la magnitud de las anomalías batimétricas reales sigue siendo sustancial. Esta discrepancia de escala excluye de forma robusta un origen flexural como mecanismo de soporte principal para las anomalías regionales.

Una observación empírica que refuerza esta conclusión es que, al aplicar el método de separación espectral propuesto en este estudio, se observa que las respuestas flexurales locales por carga (negativas) quedan contenidas completamente en la componente F1, asociada a escalas horizontales cortas. Asimismo, el fenómeno de outer-rise (Contreras-Reyes y Osses, 2010) se expresa en las componentes F1 y F2, correspondientes a escalas cortas e intermedias. Por el contrario, en la componente F3, relacionada con las longitudes de onda regionales, no se identifica ningún tipo de expresión flexural, lo que sugiere que estas anomalías no son coherentes con una respuesta litosférica basada en rigidez mecánica.

#### 6.5.2 Estructura interna bajo Galápagos

La señal batimétrica regional observada en la región de Galápagos (Figure 4.5D) sugiere la presencia de una fuente térmica sostenida en el tiempo, capaz de generar un swell de gran tamaño y notable extensión lateral. Sin embargo, la naturaleza de esta anomalía no se ajusta a los modelos tradicionales de superplumas conectadas a la base del manto.

Estudios sísmicos recientes basados en tomografía de ondas P no revelan la existencia de una superpluma en el sentido clásico, es decir, una estructura de gran diámetro anclada a una provincia de baja velocidad de corte (LLSVP) en la interfaz

núcleo–manto, sino más bien una pluma delgada, casi vertical y de dimensiones moderadas (Nolet et al., 2019). La imagen tomográfica muestra una anomalía de baja velocidad centrada entre ~1000 y 1900 km de profundidad, con un ancho lateral estimado entre 200 y 300 km, lo que indica una geometría acotada y localizada en el manto inferior. Esta configuración es consistente con una pluma térmica convencional, posiblemente originada por inestabilidades térmicas en la zona de transición del manto o mantenida por el acoplamiento prolongado con el sistema de expansión de Cocos–Nazca (Soderman et al., 2023; Ito et al., 1997). Además, no se ha identificado una conexión robusta con zonas de ultra-baja velocidad (ULVZ) en la base del manto, lo que debilita aún más la hipótesis de una superpluma.

La aparente contradicción entre la gran extensión lateral del swell (1000-1300 km) y la estructura profunda relativamente delgada puede resolverse mediante la convergencia entre modelado geodinámico y observación sísmica. Los modelos tridimensionales de interacción pluma-dorsal desarrollados por Ito et al. (1997) demuestran que una pluma con radio de 100–200 km y anomalía térmica moderada ( $\Delta T \approx 50\text{-}100\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) puede generar anomalías batimétricas extensas a través de la canalización lateral del material caliente y su interacción prolongada con un eje de expansión en migración. Notablemente, este rango de dimensiones coincide con los resultados tomográficos de Nolet et al. (2019). Esta concordancia entre predicción modelada y observación directa refuerza el modelo de una pluma térmica convencional como causa del levantamiento regional, sin necesidad de invocar una superpluma ni una conexión activa con una LLSVP. En consecuencia, a pesar de la magnitud y extensión del swell, se favorece la existencia de una pluma delgada, modulada por condiciones térmicas del manto superior y por su interacción prolongada con el sistema de expansión oceánica (Ito et al., 1997; Nolet et al., 2019; Soderman et al., 2023).

### 6.5.3 El swell de Pascua-Nazca y su relación con el Superswell del Pacífico Sur

Hillier y Watts (2004) reportan que la anomalía de profundidad en la placa Pacífica varía sistemáticamente respecto a un modelo de enfriamiento de placa, pasando de ser demasiado profunda en la cresta de la Dorsal del Pacífico Oriental (EPR) a ser anómalamente somera en el Superswell del Pacífico Sur, con un peak de

712 ± 66 m. Proponen que este superswell no constituye un levantamiento aislado que revierta el hundimiento litosférico, sino parte de una depresión de “tipo placa” a gran escala que se extiende hasta la EPR. Esta configuración sería el resultado combinado del enfriamiento progresivo de la litósfera oceánica y de un gradiente lateral de temperatura en la astenosfera subyacente, mantenido por el flujo lateral de material caliente desde el superswell hacia la dorsal.

Estudios globales de la topografía dinámica refuerzan esta visión, al evidenciar una continuidad morfológica entre el área elevada del Superswell del Pacífico Sur (Figura 6.1, letra A) y el swell regional de Pascua (Figura 6.1, letra B). Nuestro análisis de subsidencia (Figura 6.2) revela una transición análoga en la Placa de Nazca, desde profundidades excesivas en áreas jóvenes hasta una somerización progresiva, con una magnitud máxima de ~870 m registrada en la componente F3 de la anomalía batimétrica (Figure 4.5D). Esta estimación, obtenida con el modelo de referencia de Hillier y Watts (2005), representa un límite superior, ya que dicho modelo tiende a predecir subsidencias más profundas que otros modelos clásicos (Figure 4.2A).

Esta configuración sugiere que el swell regional de Pascua podría estar siendo sostenido por un proceso térmico similar al descrito para el Superswell del Pacífico Sur (Hillier y Watts, 2004), implicando una conexión dinámica activa entre ambos dominios y la EPR. Esta hipótesis resulta coherente con el modelo de O'Connor et al. (2024), en el cual el hotspot de Pascua representa la expresión superficial de una pluma originada en la LLSVP del Pacífico. Según esta interpretación, dicha pluma no solo explicaría el volcanismo de la cadena Pascua–Nazca, sino que también influiría térmicamente en la expansión local de la dorsal.

Este vínculo podría entenderse a la luz de modelos experimentales y teóricos que proponen una arquitectura convectiva multiescala en el manto superior. Davaille (1999), mediante experimentos de laboratorio, demostró que ciertos regímenes de convección térmica permiten la coexistencia de domos convectivos regionales y plumas columnares emergentes, capaces de generar simultáneamente swells amplios y clústers de hotspots. Esta perspectiva coincide con los modelos dinámicos desarrollados por Courtillot et al. (2003) y Schubert et al. (2004), que proponen un acoplamiento entre provincias de superplumas y actividad agrupada de plumas

mantélicas. En este contexto, y considerando que todos los hotspots on-ridge analizados —San Félix, Caldera y Juan Fernández— se emplazan dentro del dominio de influencia morfológica del swell de Pascua, se sugiere tentativamente que el swell Pascua–Nazca no constituiría una anomalía aislada, sino que podría representar una expresión localizada dentro de una arquitectura multiescala de origen profundo.

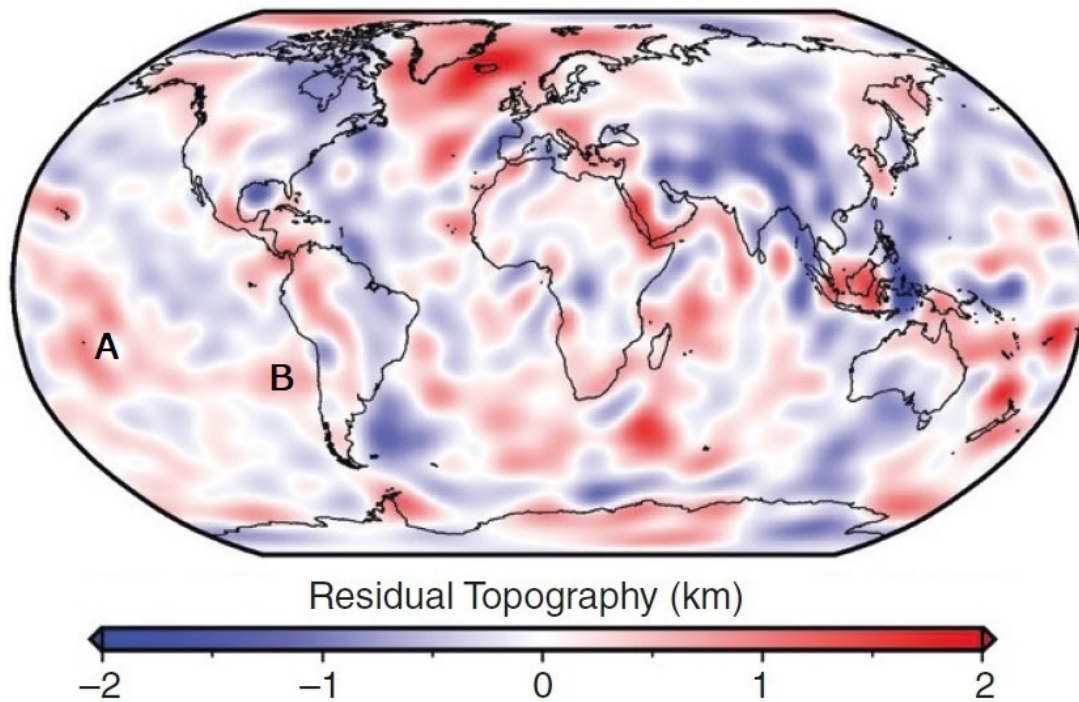


Figura 6.1: Estimación de la topografía residual actual de Hoggard et al. (2016), expandida hasta un grado armónico máximo de 30 (que prácticamente excluye topografías de longitudes horizontales menores a ~1300 km). Marcas A y B indican respectivamente la ubicación del South Pacific Superswell y del swell regional de Pascua. Modificado de Hoggard et al. (2021).

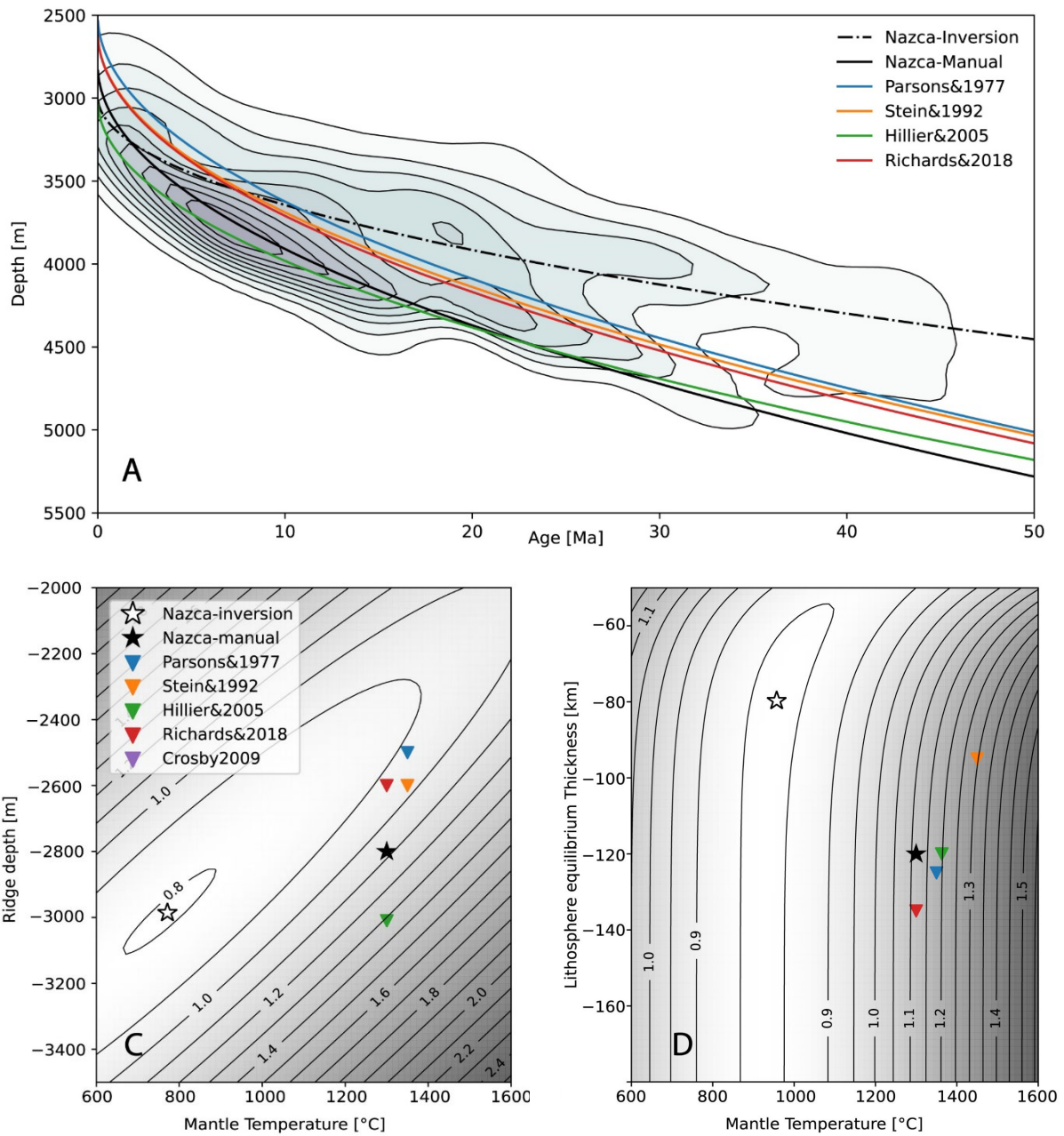


Figura 6.2: Relación subsidencia-edad en la placa de Nazca. A: Modelos de subsidencia versus edad. Contornos sombreados reflejan densidad de datos de la placa de Nazca, con valores más oscuros para mayor densidad de datos. Curvas en color indican modelos de literatura. Líneas negras indican resultado de inversión (línea segmentada) y ajuste manual (línea continua). B y C: Funciones de discrepancia en espacios paramétricos de inversiones para Half Space Cooling Model y Plate Model, respectivamente. Datos puntuales indican modelos de otros autores (símbolos de colores). Estrellas vacías indican el resultado de las inversiones. Estrellas negras indican los parámetros de ajuste termal elegidos manualmente.

## **CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES**

Este estudio desarrolló un nuevo enfoque morfológico para aislar, categorizar y analizar anomalías batimétricas asociadas a plumas mantélicas, separándolas en tres componentes diferenciadas que corresponden a dominios funcionales de la interacción pluma-placa: debajo, al interior y encima de la litósfera oceánica. Esta metodología proporciona un marco robusto para investigar procesos multiescala entre el manto, la litósfera oceánica y las cadenas volcánicas, como lo demuestra su aplicación a la rápida y delgada Placa de Nazca.

La aplicación del método permitió identificar dos tipos principales de swell con propiedades morfológicas, espaciales y dinámicas contrastantes: swells locales, fuertemente correlacionados con las trazas volcánicas y coherentes con el movimiento de la placa, y swells regionales, de mayor escala horizontal y ubicados a latitudes ecuatoriales y subtropicales, abarcando todos los hotspots del área de estudio. Esta distinción permite evaluar con mayor precisión la relación entre las anomalías batimétricas, la estructura litosférica y los procesos profundos del manto. En conjunto, revela la coexistencia de mecanismos de soporte superpuestos pero de distinto origen y profundidad: procesos intra-litosféricos que actúan localmente, y procesos dinámicos sublitosféricos que operan a escala regional. En particular, los swells regionales se asocian mejor con fenómenos como el levantamiento astenosférico, la flotabilidad del manto y posibles interacciones entre plumas y dorsales oceánicas a escala de placa.

Los swells locales presentan magnitudes que resultan compatibles con un origen mayoritariamente sostenido por procesos intra-litosféricos, como el engrosamiento cortical por intrusiones magmáticas. Este tipo de swell podría representar una manifestación directa del magmatismo transferido desde los hotspots hacia la litósfera, con diferencias notorias según el entorno tectónico: los generados por hotspots on-ridge tienden a ser más pronunciados, continuos y prolongados, mientras que los asociados a cadenas off-ridge exhiben una expresión más débil, intermitente y con ciclos más cortos. La alineación temporal observada entre los flujos magmáticos y los flujos de swell local, especialmente en cadenas on-ridge, sugiere un acoplamiento sincrónico multiescala, donde la litósfera no actúa como una barrera

pasiva, sino como un filtro dinámico que regula activamente la transferencia de magma y calor desde el manto.

Al estar desacoplados de las componentes batimétricas de mayor escala, los swells locales pueden describirse de forma independiente de los modelos de subsidencia térmica. Esto permite introducir el flujo de swell local como un nuevo parámetro diagnóstico, complementario a las tasas de emisión volcánica. Esta métrica cuantifica de manera más directa los procesos de acumulación intermedia y transferencia vertical de material y calor entre el manto, la litósfera y el volcanismo superficial, aportando una herramienta útil para describir las variaciones temporales del magmatismo de hotspot y caracterizar procesos litosféricos de profundidad intermedia.

El marco metodológico propuesto, que combina técnicas avanzadas de descomposición morfológica con parámetros diagnósticos innovadores, constituye una herramienta flexible y extensible para investigar la arquitectura litosférica oceánica y el magmatismo asociado a hotspots. Su aplicación en otras regiones oceánicas podría facilitar la evaluación de la variabilidad global de las interacciones pluma-placa y permitir comparaciones sistemáticas entre sistemas con distintos grados de desarrollo.

Este estudio no busca probar formalmente hipótesis geodinámicas en competencia, sino aportar restricciones observacionales y herramientas metodológicas que permitan respaldar, refinar o cuestionar interpretaciones previas. Investigaciones futuras que integren datos sísmicos y gravimétricos permitirán refinar las estimaciones de volúmenes intrusivos y esclarecer de forma más precisa las contribuciones relativas de los procesos litosféricos y sublitosféricos en la formación de anomalías batimétricas. En conjunto, este trabajo proporciona una visión más integrada y cuantitativa del rol de las plumas mantélicas en la evolución de la litósfera oceánica. Además, aporta fundamentos metodológicos que pueden ser aplicados para evaluar de forma sistemática otras provincias volcánicas intraplaca.

## REFERENCIAS

1. Adam, C., 2012. Hotspot Concept: The French Polynesia Complexity. InTech. doi: 10.5772/24052.
2. Adam, C., Vidal, V., Bonneville, A., 2005. MiFil: A method to characterize seafloor swells with application to the south central Pacific. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q01003, doi:10.1029/2004GC000814.
3. Adam, C., Bonneville, A., 2005. Extent of the South Pacific Superswell, *J. Geophys. Res.*, 110, B09408. doi:10.1029/2004JB003465.
4. Adam, C., Smith, M. N., Kempton, P. D., & Brueseke, M., 2022. Temporal evolution of the swell and magmatic fluxes along the Louisville hotspot chain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23, e2022GC010568, doi:10.1029/2022GC010568.
5. Anderson, D. 2000. The Thermal State of the Upper Mantle; No Role for Mantle Plumes. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3623-3626
6. Anderson, D., 2001. Top-Down Tectonics?. *Science* 293, 2016-2018, doi:10.1126/science.1065448
7. Bai, Y., Zhu, H., Li, S., Dong, D., Wu, S., 2023. Variations in crustal magma volume flux along the Hawaii-Emperor seamount chain and their implications for plume–lithosphere interactions, *Tectonophysics*, Volume 848, 229715, doi:10.1016/j.tecto.2023.229715.
8. Ballmer, M.D., Ito, G., Hunen, J.V., Tackley, P.J., 2011. Spatial and temporal variability in Hawaiian hotspot volcanism induced by small-scale convection. *Nat. Geosci.* 4, 457–460. <https://doi.org/10.1038/NGEO1187>.
9. Bao, X., Lithgow-Bertelloni, C., Jackson, M., Romanowicz, B., 2022. On the relative temperatures of Earth's volcanic hotspots and mid-ocean ridges. *Science* 375, 57-61, DOI:10.1126/science.abj8944
10. Barckhausen, U., Ranero, C. R., vonHuene, R., Cande S. C., Roeser H. A., 2001. Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models, *J. Geophys. Res.*, 106(B9), 19207–19220, doi:10.1029/2001JB000238.
11. Basile, C., Allemand, P., 2002. Erosion and flexural uplift along transform faults. *Geophysical Journal International*, Volume 151, Issue 2, November 2002, Pages 646–653, doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01805.x.
12. Bello-González, J.P., Contreras-Reyes, E., Arriagada, C., 2018. Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research*, Volume 64, Pages 216-234, doi:10.1016/j.gr.2018.07.008.
13. 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.

14. Bodine, J. H., Steckler, M. S., Watts, A. B., 1981. Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 86, 3695-3707, doi: 10.1029/JB086iB05p03695.
15. Bonatti, E., Harrison, C. G. A., Fisher, D. E., Honnorez, J., Schilling, J.-G., Stipp, J.J., Zentilli, M., 1977. Easter Volcanic Chain (southeast Pacific): A mantle hot line, *J. Geophys. Res.*, 82(17), 2457–2478, doi:10.1029/JB082i017p02457.
16. Burov, E., C. Jaupart, and Guillou-Frottier, L., 2003. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile upper crust. *J. Geophys. Res.*, 108 (B4), 2177, doi:10.1029/2002JB001904.
17. Caress, D., McNutt, M., Detrick, R., Mutter J., 1995. Seismic imaging of hotspot-related crustal underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature* 373, 600–603, doi:10.1038/373600a0.
18. Chantel, J., Manthilake, G., Andraut, D., Novella, D., Yu, T., Wang, Y., 2016. Experimental evidence supports mantle partial melting in the asthenosphere. *Science Advances*, 2, doi:10.1126/sciadv.1600246.
19. Clouard, V., Bonneville, A., 2001. How many Pacific hotspots are fed by deep-mantle plumes?. *Geology* 29 (8): 695–698. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0695:HMPHAF>2.0.CO;2.
20. Clouard, V., Bonneville, A., 2005. Ages of seamounts, islands, and plateaus on the Pacific plate. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 388, doi:10.1130/0-8137-2388-4.71.
21. Conrad C.P., Bianco T.A., Smith, E.I., Wessel, P., 2011. Patterns of intraplate volcanism controlled by asthenospheric shear. *Nature Geoscience*, 4(5): 317–321, doi: 10.1038/ngeo1111.
22. Contreras-Reyes, E., Carrizo, D., 2011. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 186, Issues 1–2, Pages 49-58, doi:10.1016/j.pepi.2011.03.002.
23. Contreras-Reyes, E., I. Grevemeyer, A.B. Watts, L. Planert, E.R. Flueh, C. Peirce, 2010. Crustal intrusion beneath the Louisville hotspot track, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 289, Issues 3–4, Pages 323-333, doi:10.1016/j.epsl.2009.11.020.
24. Contreras-Reyes, E., Muñoz-Linford, P., Cortés-Rivas, V., Bello-González, J. P., Ruiz, J. A., & Krabbenhoft, A., 2019. Structure of the collision zone between the Nazca Ridge and the Peruvian convergent margin: Geodynamic and seismotectonic implications. *Tectonics*, 38, 3416–3435, doi:10.1029/2019TC005637.
25. Contreras-Reyes, E., Orellana-Roviroso, F., Vera, E., 2024. Seismic observations of Nazca-plate crustal thicknesses providing constraints for a first-order asthenospheric-mantle potential-temperature anomalies assessment. *Physics and Chemistry of the Earth*, 136, 103700, doi:10.1016/j.pce.2024.103700.

26. 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*, 182: 97-112, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04629.x.
27. Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., Stock, J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 205, Issues 3–4, Pages 295-308, doi:/10.1016/S0012-821X(02)01048-8.
28. Crosby, A.G., McKenzie, D., 2009. An analysis of young ocean depth, gravity and global residual topography. *Geophysical Journal International*, 178 (3), 1198-1219. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04224.x.
29. Crough, S.T., 1983. Hotspot Swells. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11(1), Pages 165-193, doi:10.1146/annurev.ea.11.050183.001121.
30. Dannberg, J., Sobolev, S., 2015. Low-buoyancy thermochemical plumes resolve controversy of classical mantle plume concept. *Nat Commun* 6, 6960, doi:10.1038/ncomms7960.
31. Davaille, A., 1999. Simultaneous generation of hotspots and superswells by convection in a heterogeneous planetary mantle. *Nature* 402, 756–760, doi: 10.1038/45461.
32. Davies, G.F., 1988. Ocean bathymetry and mantle convection: 1. Large-scale flow and hotspots, *Journal of Geophysical Research*, 93(B9), 10467–10480, doi:10.1029/JB093iB09p10467.
33. DeLaughter, J.E., Stein, C.A., Stein, S., 2005, Hotspots: A view from the swells, in Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., and Anderson, D.L., eds., *Plates, plumes, and paradigms*. Geological Society of America Special Paper 388, p. 257–278, doi: 10.1130/2005.2388(16).
34. DeMets, C., Gordon R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, Volume 181, Issue 1. Pages 1–80, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
35. Detrick, R., von Herzen, R., Crough, S., Epp, D., Fehn U., 1981. Heat flow on the Hawaiian Swell and lithospheric reheating. *Nature* 292, 142–143, doi:10.1038/292142a0.
36. Eakins, B.W., Lonsdale, 2003. P.F. Structural patterns and tectonic history of the Bauer microplate, Eastern Tropical Pacific. *Mar Geophys Res* 24, 171–205. <https://doi.org/10.1007/s11001-004-5882-4>
37. Flinders, A., Ito, G., Garcia, M., Sinton, J., Kauahikaua, J., Taylor, B., 2013. Intrusive dike complexes, cumulate cores, and the extrusive growth of Hawaiian volcanoes. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 3367–3373, doi:10.1002/grl.50633.
38. Foulger, G., 2010. Plates vs. Plumes: A Geological Controversy, doi:10.1002/9781444324860.
39. Foulger G., Hamilton W., 2014. Plume hypothesis challenged. *Nature* 505, 618, doi:10.1038/505618c.

40. Frazer, W., Korenaga, J., 2022. Dynamic topography and the nature of deep thick plumes, *Earth and Planetary Science Letters*, 578, 117286, doi:10.1016/j.epsl.2021.117286.
41. Freitas, D., Manthilake, G., Schiavi, F., Chantel J., Bolfan-Casanova, N., Bouhifd, M.A., Andrault, D., 2017. Experimental evidence supporting a global melt layer at the base of the Earth's upper mantle. *Nat Commun* 8, 2186, doi:10.1038/s41467-017-02275-9.
42. García, M., Swinnard, L., Weis, D., Greene, A., Tagami, T., Sano, H., Gandy, C., 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*, 51, 1507-1540, doi:10.1093/petrology/egq027.
43. GEBCO Compilation Group, 2020. GEBCO 2020 Grid [dataset], doi:10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9.
44. Goff, J.A., Cochran, J.R., 1996. The Bauer scarp ridge jump: a complex tectonic sequence revealed in satellite altimetry. *Earth and Planetary Science Letters*. Volume 141, Issues 1–4, Pages 21-33, doi:10.1016/0012-821X(96)00061-1.
45. Grevemeyer, I., Flueh, E., Reichert, C., Bialas, J. Klaeschen, D., Kopp, C., 2001. Crustal architecture and deep structure of the Nintyeast Ridge hotspot trail from active-source ocean bottom seismology. *Geophysical Journal International*. 144. 414 - 431. 10.1046/j.0956-540X.2000.01334.x.
46. Gupta, V.K., Ramani, N., 1980. Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain. *Gephysics* 45 (9), Pages 1412-1426, doi:10.1190/1.1441130.
47. Hammer, P., Dorman, L., Hildebrand, A., Cornuelle, B., 1994. Jasper Seamount structure: Seafloor seismic refraction tomography, *J. Geophys. Res.*, 99(B4), 6731–6752, doi:10.1029/93JB02170.
48. Hieronymus CF, Bercovici D., 1999. Discrete alternating hotspot islands formed by interaction of magma transport and lithospheric flexure. *Nature* 397, 604–607, doi: 10.1038/17584.
49. Hillier, J.K., and Watts, A. B., 2004, “Plate-like” subsidence of the East Pacific Rise–South Pacific superswell system, *J. Geophys. Res.*, 109, B10102, doi:10.1029/2004JB003041.
50. Hillier, J.K., and Watts, A. B., 2005. Relationship between depth and age in the North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 110, B02405, doi:10.1029/2004JB003406.
51. Hirano, N., Machida, S., Abe, N., Morishita, T., Tamura, A., Arai, S., 2013. Petit-spot lava fields off the central Chile trench induced by plate flexure. *Geochemical Journal*, 47(2), 249-257, doi:10.2343/geochemj.2.0227.

52. Hoggard, M., White, N., Al-Attar, D., 2016. Global dynamic topography observations reveal limited influence of large-scale mantle flow. *Nature Geosci* 9, 456–463, doi:10.1038/ngeo2709.
53. Hoggard, M., Parnell-Turner, R., White, N., 2020. Hotspots and mantle plumes revisited: Towards reconciling the mantle heat transfer discrepancy, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 542, 2020, 116317, doi:10.1016/j.epsl.2020.116317.
54. Hoggard, M., Austermann, J., Randel, C., Stephenson, S., 2021. Observational Estimates of Dynamic Topography Through Space and Time. In *Mantle Convection and Surface Expressions* (eds H. Marquardt, M. Ballmer, S. Cottar and J. Konter), doi:10.1002/9781119528609.ch15.
55. Huppert, K.L., Perron, J.T., Royden, L.H., 2020. Hotspot swells and the lifespan of volcanic ocean islands. *Science Advances* 6 (1), eaaw6906, doi:10.1126/sciadv.aaw6906.
56. Ito, G., Lin, J., & Gable, C. W., 1997. Interaction of mantle plumes and migrating mid-ocean ridges: Implications for the Galápagos plume–ridge system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 15,403–15,417. doi:10.1029/97JB01049
57. Keller, T., May, D., Kaus, B., 2013. Numerical modelling of magma dynamics coupled to tectonic deformation of lithosphere and crust. *Geophysical Journal International*, Volume 195, Issue 3, Pages 1406–1442, doi:10.1093/gji/ggt306.
58. Kim, S., Wessel, P., 2008. Directional median filtering for regional-residual separation of bathymetry, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q03005, doi:10.1029/2007GC001850.
59. Kim, S., Wessel, P., 2010. Flexure modelling at seamounts with dense cores, *Geophysical Journal International*, Volume 182, Issue 2, Pages 583–598, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04653.x.
60. Kim, S., Wessel, P., 2011. New global seamount census from altimetry-derived gravity data. *Geophysical Journal International*, Volume 186, Issue 2, Pages 615–631, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05076.x.
61. King, S.D., Adam, C., 2014. Hotspot swells revisited. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 235, Pages 66-83, doi:10.1016/j.pepi.2014.07.006.
62. Konter, J. G., Jackson, M. G., 2012. Large volumes of rejuvenated volcanism in Samoa: Evidence supporting a tectonic influence on late-stage volcanism. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q0AM04, doi:10.1029/2011GC003974.
63. Kopp, H., Flueh, E. R., Papenberg, C., Klaeschen, D., 2004. Seismic investigations of the O’Higgins Seamount Group and Juan Fernandez Ridge: Aseismic ridge emplacement and lithosphere hydration. *Tectonics*, 23, TC2009, doi:10.1029/2003TC001590.

64. Kreemer, C., G. Blewitt, Klein, E. C., 2014. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 3849–3889, doi:10.1002/2014GC005407.
65. Kumar, P., and E. Foufoula-Georgiou (1997), Wavelet analysis for geophysical applications, *Rev. Geophys.*, 35(4), 385–412, doi:10.1029/97RG00427.
66. Lachenbruch, A.H., Morgan, P., 1990. Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb. *Tectonophysics*, Volume 174, Issues 1–2, Pages 39-62, doi:10.1016/0040-1951(90)90383-J.
67. Lara, L.E., Díaz-Naveas, J., Reyes, J., Jicha, B., Orozco, G., Tassara, A., Kay, S., 2018a. Unraveling short-lived rejuvenated volcanism and a rapid transition from shield stage at O'Higgins Guyot, Juan Fernández Ridge, Pacific SE, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, Volume 141, Pages 33-42, doi:10.1016/j.dsr.2018.08.012.
68. Lara, L.E., Reyes, J., Jicha, B., Díaz-Naveas, J., 2018b. 40Ar/39Ar Geochronological Constraints on the Age Progression Along the Juan Fernández Ridge, SE Pacific. *Frontiers in Earth Science* 6, doi:10.3389/feart.2018.00194.
69. Leahy, G., Collins, J., Wolfe, C., Laske, G., Solomon, S., 2010. Underplating of the Hawaiian Swell: evidence from teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, Volume 183, Issue 1, October 2010, Pages 313–329, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04720.x
70. Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, Volume 404, Issues 3–4, Pages 237-264, doi:10.1016/j.tecto.2005.05.011.
71. Mahatsente, R., Ranalli, G., Bolte, D., Götze, H.J., 2012. On the relation between lithospheric strength and ridge push transmission in the Nazca plate, *Journal of Geodynamics* 53, Pages 18-26, doi:10.1016/j.jog.2011.08.002.
72. Maia, M., Hémond, C., Gente, P., 2001. Contrasted interactions between plume, upper mantle, and lithosphere: Foundation chain case. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2, 1028, doi:10.1029/2000GC000117.
73. Maksymowicz, A., Contreras-Reyes, E., Lara, L.E., 2024. Joint flexural-density modeling of the Taltal, Copiapó, and Iquique hotspot ridges and the surrounding oceanic plate, offshore Chile: *Geosphere* 20, no. 4, p. 1066– 1084, doi:10.1130/GES02733.1.
74. Mammerickx, J., Herron, E., Dorman, L., 1980. Evidence for two fossil spreading ridges in the southeast Pacific. *GSA Bulletin*; 91 (5), Pages 263–271, doi:10.1130/0016-7606(1980)91<263:EFTFSR>2.0.CO;2.
75. Manea, V., Leeman, W., Gerya, T., Manea, M., Zhu, G., 2014. Subduction of fracture zones controls mantle melting and geochemical signature above slabs. *Nat Commun* 5, 5095, doi:10.1038/ncomms6095.

76. McKenzie, D., Jackson, J., Priestley, K., 2005. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(3-4), 337-349. doi:10.1016/j.epsl.2005.02.005.
77. McNutt, M.K., 1998. Superswells. *Rev. Geophys.*, 36 (2), 211– 244, doi:10.1029/98RG00255.
78. McNutt, M.K., Fischer, K.M., 1987. The South Pacific Superswell. In *Seamounts, Islands, and Atolls* (eds B.H. Keating, P. Fryer, R. Batiza and G.W. Boehlert), doi:10.1029/GM043p0025.
79. McNutt, M., and A. Bonneville (2000), A shallow, chemical origin for the Marquesas Swell, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, 1014, doi:10.1029/1999GC000028.
80. McNutt, M., Caress, D., Reynolds, J., Jordahl, K.A., Duncan, R.A., 1997. Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral islands. *Nature* 389, 479–482, doi:10.1038/39013.
81. Mjelde, R., Wessel, P., Müller, R.D., 2010. Global pulsations of intraplate magmatism through the Cenozoic. *Lithosphere*, 2(5), 361–376. doi:10.1130/L107.1.
82. Molina, D., Tassara, A., Abarca, R., Melnick, D., Madella, A., 2021. Frictional segmentation of the Chilean megathrust from a multivariate analysis of geophysical, geological, and geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(6), e2020JB020647.
83. Monnereau, M., Rabinowicz, M., Arquis, E., 1993. Mechanical erosion and reheating of the lithosphere: A numerical model for hotspot swells. *J. Geophys. Res.*, 98 (B1), 809–823, doi:10.1029/92JB01677.
84. Morgan, W., 1971. Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature* 230, 42–43, doi:10.1038/230042a0
85. Müller R. D., Matthews, K.J., Sandwell, D.T., 2017. Advances in Imaging Small-Scale Seafloor and Sub-Seafloor Tectonic Fabric Using Satellite Altimetry. In: Stammer, D., & Cazenave, A. (Eds.), *Satellite Altimetry Over Oceans and Land Surfaces* (1st ed.), CRC Press, doi:10.1201/9781315151779.
86. Myers, E. K., Roland, E. C., Tréhu, A. M., Davenport, K., & the PICTURES group., 2022. Crustal structure of the incoming Iquique Ridge offshore northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2021JB023169. doi:10.1029/2021JB023169
87. Nolet, G., Hello, Y., van der Lee, S., Irfanoglu, A., Laurendeau, A., Regnier, M., & Thérond, D., 2019. Imaging the Galápagos mantle plume with an unconventional application of floating seismometers. *Scientific Reports*, 9, 1326. doi:10.1038/s41598-018-36835-w
88. O'Connor, J.M., Stoffers, P., McWilliams, M.O., 1995. Time-space mapping of Easter Chain volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 136, Issues 3–4, Pages 197-212, doi:10.1016/0012-821X(95)00176-D.

89. O'Connor, J.M., Stoffers, P., Wijbrans, J.R., 1998. Migration rate of volcanism along the Foundation Chain, SE Pacific, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 164, Issues 1–2, Pages 41-59, doi:10.1016/S0012-821X(98)00165-4.
90. O'Connor, J., Stoffers, P., Wijbrans, J., Worthington, T., 2007. Migration of widespread long-lived volcanism across the Galapagos Volcanic Province: Evidence for a broad hotspot melting anomaly?. *Earth and Planetary Science Letters*, 263,3-4, 339-354, doi:10.1016/j.epsl.2007.09.007.
91. O'Connor, J.M., Regelous, M., Haase, K.M., Hemond, C., Koppers, A., Miggins, D., Heaton, D., 2024. Synchronous motion of the Easter mantle plume and the East Pacific Rise. *Nat Commun* 15, 9953, doi:10.1038/s41467-024-54115-2.
92. Orellana-Rovirosa, F., Richards, M., 2017. Rough versus smooth topography along oceanic hotspot tracks: Observations and scaling analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 4074–4081, doi:10.1002/2016GL072008.
93. Orozco, G., Lara, L.E., Tassara, A., 2024. Characterization and geodynamic interpretation of Nazca Plate bathymetric anomalies, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 647, 119009, doi:10.1016/j.epsl.2024.119009.
94. Park, J., Rye, D. M., 2019. Why is crustal underplating beneath many hot spot islands anisotropic? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 4779–4809, doi:10.1029/2019GC008492.
95. Parsons, B., Sclater, J. G., 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, 82(5), 803–827, doi:10.1029/JB082i005p00803.
96. Phipps-Morgan, J., Morgan, W.J., Price, E., 1995. Hotspot melting generates both hotspot volcanism and a hotspot swell?. *J. Geophys. Res.*, 100 (B5), 8045–8062, doi:10.1029/94JB02887.
97. Ramalho, R., Helffrich, G., Cosca, M., Vance, D., Hoffmann, D., Schmidt, D.N., 2010. Episodic swell growth inferred from variable uplift of the Cape Verde hotspot islands. *Nature Geosciences* 3, 774–777, doi:10.1038/ngeo982.
98. Ray, J.S., Mahoney, J.J., Duncan, R.A., Ray, J., Wessel, P., Naar, D.F., 2012. Chronology and Geochemistry of Lavas from the Nazca Ridge and Easter Seamount Chain: an ~30 Myr Hotspot Record. *Journal of Petrology*, Volume 53, Issue 7, Pages 1417–1448, doi:10.1093/petrology/egs021.
99. Reyes, J., Lara, L.E., Morata, D., 2017. Contrasting P-T paths of shield and rejuvenated volcanism at Robinson Crusoe Island, Juan Fernández Ridge, SE Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 341, 242–254, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.05.035.
100. Ribe, N. M., Christensen, U. R., & Theissing, J., 1995. The dynamics of plume–ridge interaction, 1: Ridge-centered plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(1–2), 155–168. doi:10.1016/0012-821X(95)00116-T.

101. Ribe, N. M., 1996. The dynamics of plume–ridge interaction: 2. Off-ridge plumes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B7), 16195–16204. doi: 10.1029/96JB01187
102. Ribe, N. M., & Christensen, U. R., 1999. The dynamical origin of Hawaiian volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(4), 517–531. doi:10.1016/S0012-821X(99)00179-X
103. Richards, F.D., Hoggard, M.J., Cowton, L.R., White, N.J., 2018. Reassessing the thermal structure of oceanic lithosphere with revised global inventories of basement depths and heat flow measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 9136–9161, doi:10.1029/2018JB015998.
104. Richards, F.D., Hoggard, M., Crosby, A., Ghelichkhan, S., & White, N., 2020. Structure and dynamics of the oceanic lithosphere-asthenosphere system. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 309, 106559, doi:10.1016/j.pepi.2020.106559.
105. Richards, M., Contreras-Reyes, E., Lithgow-Bertelloni, C., Ghiorso, M., Stixrude, L., 2013. Petrological interpretation of deep crustal intrusive bodies beneath oceanic hotspot provinces, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 604–619, doi:10.1029/2012GC004448.
106. Robinson E.M., 1988. The topographic and gravitational expression of density anomalies due to melt extraction in the uppermost oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, Issue 2, Pages 221-228, doi:10.1016/0012-821X(88)90102-1.
107. Sallares, V., Charvis, P., Flueh, E.R., Bialas, J., 2005. Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot. *Geophysical Journal International*, 161: 763-788, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02592.x.
108. Schmerr, N., 2012. The Gutenberg Discontinuity: Melt at the Lithosphere-Asthenosphere Boundary. *Science* 335 (6075), 1480-1483, doi:10.1126/science.1215433.
109. Schroeder, W., 1984. The empirical age-depth relation and depth anomalies in the Pacific Ocean Basin, *J. Geophys. Res.*, 89 (B12), 9873– 9883, doi:10.1029/JB089iB12p09873.
110. Schubert, G., Masters, G., Olson, P., Tackley, P., 2004. Superplumes or plume clusters?, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 146, Issues 1–2, Pages 147-162, doi:10.1016/j.pepi.2003.09.025.
111. Schubert, G., Froidevaux, C., & Yuen, D. A., 1976. Oceanic lithosphere and asthenosphere: thermal and mechanical structure. *Journal of Geophysical Research*, 81(20), 3525-3540, doi:10.1029/JB081i020p03525
112. Searle, R.C., Bird, T., Rusby, R.I., Naar, D.F., 1993. The development of two oceanic microplates: Easter and Juan Fernandez microplates, East Pacific Rise. *Journal of the Geological Society* 150 (5), 965-976, doi:10.1144/gsjgs.150.5.0965.

113. Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Williams, S., Wright, N. M., Cannon, J., et al., 2020. A global data set of present-day oceanic crustal age and seafloor spreading parameters. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21, e2020GC009214, doi:10.1029/2020GC009214.
114. Sleep, N.H., 1990. Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology, *J. Geophys. Res.*, 95 (B5), 6715– 6736, <https://doi.org/10.1029/JB095iB05p06715>.
115. Smith, D.K., Schouten, H., Montési, L., Zhu, W., 2013. The recent history of the Galapagos triple junction preserved on the Pacific plate. *Earth and Planetary Science Letters*, Volumes 371–372, Pages 6-15, doi:10.1016/j.epsl.2013.04.018.
116. Soderman, C. R., Shorttle, O., Gazel, E., Geist, D. J., Matthews, S., & Williams, H. M., 2023. The evolution of the Galápagos mantle plume. *Science Advances*, 9(10), eadd5030. doi:10.1126/sciadv.add5030
117. Stein, C., Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature* 359, 123–129, doi:10.1038/359123a0.
118. Straume, E.O., Gaina, C., Medvedev, S., Hochmuth, K., Gohl, K., Whittaker, J.M., et al., 2019. GlobSed: Updated total sediment thickness in the world's oceans. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 1756– 1772, doi:10.1029/2018GC008115.
119. Tanaka, S., 2002. Very low shear wave velocity at the base of the mantle under the South Pacific Superswell, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 203, Issues 3–4, Pages 879-893, doi:10.1016/S0012-821X(02)00918-4.
120. Tebbens, S. F., Cande, S. C., 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from Early Oligocene to Present, *J. Geophys. Res.*, 102 (B6), 12061– 12084, doi:10.1029/96JB02582.
121. Tebbens, S.F., Cande, S.C., Kovacs, L., Parra, J.C., LaBrecque, J.L., Vergara H., 1997, The Chile ridge: A tectonic framework, *J. Geophys. Res.*, 102(B6), 12035–12059, doi:10.1029/96JB02581.
122. Ten Brink, U., 1991. Volcano spacing and plate rigidity. *Geology*, vol. 19, no 4, p. 397-400, doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0397:VSAPR>2.3.CO;2.
123. Torrence, C., Compo, G. P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), 61–78, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2.
124. Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, doi:10.1017/CBO9780511807442.
125. Valentine, A. P., Kalnins, L. M., Trampert, J., 2013. Discovery and analysis of topographic features using learning algorithms: A seamount case study, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 3048–3054. doi:10.1002/grl.50615.
126. Vidal, V., Bonneville, A., 2004. Variations of the Hawaiian hot spot activity revealed by variations in the magma production rate, *J. Geophys. Res.*, 109, B03104, doi:10.1029/2003JB002559.

127. von Herzen, R.P, Detrick, R.S., Crough, S.T., Epp, D., Fehn, U., 1982. Thermal origin of the Hawaiian swell: Heat flow evidence and thermal models. *Journal of Geophysical Research*. 87, B8, 6711-6723, doi:10.1029/JB087iB08p06711.
128. Watts, A.B., Bodine, J.H., Steckler, M.S., 1980. Observations of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 85 (B11), 6369–6376, doi:10.1029/JB085iB11p06369.
129. Wessel, P., 1993. A reexamination of the flexural deformation beneath the Hawaiian Islands. *J. Geophys. Res.*, 98 (B7), 12177– 12190, doi:10.1029/93JB00523.
130. Wessel, P., 1998. An Empirical Method for Optimal Robust Regional-Residual Separation of Geophysical Data. *Mathematical Geology* 30, 391–408, doi:10.1023/A:1021744224009
131. Wessel, P., 2016. Regional–residual separation of bathymetry and revised estimates of Hawaii plume flux. *Geophysical Journal International*, Volume 204, Issue 2, Pages 932–947, doi:10.1093/gji/ggv472.
132. Wessel, P., Haxby, W.F., 1990. Thermal stresses, differential subsidence, and flexure at oceanic fracture zones. *J. Geophys. Res.*, 95 (B1), 375– 391, doi:10.1029/JB095iB01p00375.
133. Williams, D.L., Poehls, K. A., 1975. On the thermal evolution of the oceanic lithosphere. *Geophysical Research Letters*, 2(8), 321-323. doi:10.1029/GL002i008p00321
134. Xu, C., Dunn, R.A., Watts, A.B., Shillington, D.J., Grevemeyer, I., Gómez de la Peña, L., & Boston, B.B., 2022. A seismic tomography, gravity, and flexure study of the crust and upper mantle structure of the Emperor Seamounts at Jimmu guyot. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2021JB023241, doi:10.1029/2021JB023241.
135. Zhao, D., 2007. Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. *Gondwana Research*, Volume 12, Issue 4, Pages 335-355, doi:10.1016/j.gr.2007.03.001.