UNIVERSIDAD TECNICA
FEDERICO SANTA MARIA

Departamento de Obras Civiles

PROPUESTA DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA BASADA EN VS30 PARA LA CIUDAD DE TALCA MEDIANTE LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOFÍSICAS

Memoria de Título presentada por

Tomás Ignacio Contreras Sepúlveda

como requisito parcial para optar al título de la carrera de

Ingeniería Civil

Profesor Guía
Danko Jerez Urquieta

OCTUBRE, 2026

CONSTANCIA DE VALIDACIÓN Y CONFIDENCIALIDAD DE MONOGRAFÍA A REPOSITORIO ACADÉMICO

1.- IDENTIFICACIÓN DEL TRABAJO ACADÉMICO

Tipo de monografía (marcar una opción): X Memoria o trabajo de título ☐ Tesis de Postgrado

Título del trabajo: PROPUESTA DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA BASADA EN VS30 PARA LA CIUDAD DE TALCA MEDIANTE LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOFÍSICAS

Nombre del candidato(a): TOMÁS IGNACIO CONTRERAS SEPÚLVEDA

Carrera / Grado: INGENIERÍA CIVIL / INGENIERO CIVIL

Campus: CASA CENTRAL **Departamento:** OBRAS CIVILES

2.- VALIDACIÓN DEL PROFESOR GUÍA/DIRECTOR DE TESIS

Yo, DANKO JOSÉ JEREZ URQUIETA en mi calidad de profesor(a) guía/director(a) del trabajo académico mencionado anteriormente **DEJO CONSTANCIA** que:

- He revisado esta versión del documento y corresponde a la versión final aprobada del trabajo.
- El trabajo cumple con los requisitos académicos y de formato establecidos por la institución.

3.- EVALUACIÓN DE CONFIDENCIALIDAD POR PROPIEDAD INDUSTRIAL (marcar una opción)

X El trabajo **NO contiene** información que amerite confidencialidad y puede ser publicado de inmediato en repositorio con acceso abierto.

☐ El trabajo **CONTIENE** información con potenciales implicancias de propiedad industrial o intelectual y requiere un periodo de confidencialidad (**embargo**) por **(marcar una opción)**:

☐ 6 meses ☐ 12 meses ☐ 2 años ☐ 3 años ☐ 5 años ☐ 10 años

Fundamentación de la necesidad de confidencialidad (obligatorio si se solicita embargo):

_____

_____

_____

4.- FIRMAS

Profesor(a) guía o director(a) de memoria o tesis:

Fecha: 20 de octubre de 2026 **Firma:** _____

Estudiante o Candidato(a):

Fecha: 20 de octubre de 2026 **Firma:** _____

Este formulario debe ser insertado como página 2 de la memoria o tesis, completado y firmado por estudiante y profesor(a) antes de la entrega en portal PRISMA de Biblioteca USM.

UNIVERSIDAD TECNICA
FEDERICO SANTA MARIA

TÍTULO DE LA TESIS:

PROPUESTA DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA BASADA EN VS30 PARA LA CIUDAD DE TALCA MEDIANTE LA APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOFÍSICAS

AUTOR:

Tomás Ignacio Contreras Sepúlveda

TRABAJO DE MEMORIA, presentado como requisito parcial para optar al título de la carrera de INGENIERIA CIVIL de la Universidad Técnica Federico Santa María.

	Nombre	Firma
Profesor Guía	Danko Jerez Urquieta	.....
Miembro 1 Comisión	Cristian Monje Robles	.....
Miembro 2 Comisión	Ramiro Bazáez Gallardo	.....

Valparaíso, Chile, 09 de octubre de 2026

Propuesta de Microzonificación Sísmica Basada en Vs30 para la Ciudad de Talca mediante la Aplicación de Técnicas Geofísicas

Tomás Contreras[1]

[1] Universidad Técnica Federico Santa María

Resumen

Esta memoria tiene como objetivo caracterizar espacialmente la velocidad promedio de ondas de corte en los primeros 30 m del terreno Vs30 en la ciudad de Talca mediante la integración de antecedentes geofísicos disponibles y la aplicación de modelos de interpolación geoestadística. Para ello, se consolidó una base de datos georreferenciada compuesta por 50 mediciones válidas de Vs30, provenientes de estudios ejecutados directamente por el autor y de antecedentes técnicos recopilados. La información fue depurada, validada y analizada estadística y espacialmente mediante herramientas SIG y modelos kriging implementados en MATLAB, evaluando distintas funciones de regresión y correlación espacial. Los valores de Vs30 de la región analizada variaron entre 321 y 671 m/s, con una media de 431.2 m/s. Los modelos lineal y esférico, con polinomio de orden 0, ofrecen un *trade-off* satisfactorio entre variabilidad, continuidad espacial y coherencia geológica. Por lo tanto, ambos fueron integrados para obtener una predicción de la velocidad de onda de corte en la región de interés mediante una ponderación inversamente proporcional al coeficiente de variación local. Los resultados indican que hacia el oriente y centro-oriente se presentan valores más bajos, y valores más altos hacia los sectores norponiente y surponiente. La zonificación sísmica preliminar mostró predominio de clase C, seguida de clase B y clase D. Estos resultados constituyen un antecedente técnico que puede apoyar futuros estudios de caracterización sísmica local, orientar campañas geofísicas y contribuir a procesos de planificación urbana en la ciudad de Talca.

Palabras clave: Vs30; velocidad de ondas de corte; geoestadística; kriging; clasificación sísmica; Talca.

Abstract

This thesis aimed to spatially characterize the average shear-wave velocity in the upper 30 m of the ground, Vs30, in the city of Talca by integrating available geophysical data and applying geostatistical interpolation models. A georeferenced database consisting of 50 valid Vs30 measurements was compiled from surveys carried out directly by the author and from collected technical background studies. The information was screened, validated, and statistically and spatially analyzed using GIS tools and kriging models implemented in MATLAB, evaluating different regression functions and spatial correlation models. Vs30 values in the analyzed area ranged from 321 to 671 m/s, with a mean of 431.2 m/s. The linear and spherical models, using a zero-order polynomial, provided a satisfactory trade-off between variability, spatial continuity, and geological coherence. Therefore, both models were integrated to obtain a prediction of shear-wave velocity within the study area through a weighting scheme inversely proportional to the local coefficient of variation. The results indicate lower values toward the eastern and central-eastern sectors, and higher values toward the northwestern and southwestern sectors. The preliminary seismic zoning showed a predominance of Class C, followed by Class B and Class D. These results constitute a technical reference that can support future local seismic characterization studies, guide geophysical surveys, and contribute to urban planning processes in the city of Talca.

Keywords: Vs30; shear-wave velocity; geostatistics; kriging; seismic classification; Talca.

Índice

1. Introducción **4**
1.1. Objetivos 5
1.2. Alcance 6
1.3. Estructura de la memoria 6

2. Marco Teórico y Referencial **8**
2.1. Descripción del Área de Estudio 8
2.2. Antecedentes geológicos y sísmicos de la ciudad de Talca 8
2.3. Microzonificación sísmica: conceptos y antecedentes 13
2.4. Parámetro Vs30: definición, métodos de estimación y aplicación 15
2.5. Normativas sísmicas aplicables en Chile 16
2.6. Métodos geofísicos para caracterización del subsuelo 18
2.7. Técnicas de interpolación geoespacial aplicadas en geotecnia 22

3. Metodología **25**
3.1. Levantamiento de información geofísica 25
3.2. Procesamiento y estructuración de datos 27
3.3. Implementación de algoritmos de interpolación geoespacial 30

4. Resultados **39**
4.1. Validación y caracterización de la base de datos geofísica 39
4.2. Modelo geoestadístico y parámetros de interpolación 45
4.3. Evaluación espacial del modelo interpolado de Vs30 50
4.4. Zonificación sísmica preliminar 54
4.5. Comparación y validación con normativa y antecedentes 59

5. Conclusiones **59**

6. Referencias bibliográficas **62**

A. Apéndice 1: Datos de mediciones Vs30 utilizados **64**

B. Apéndice 2: Modelos generados en Matlab **67**

C. Apéndice 3: Modelos definitivos utilizados **82**

D. Apéndice 4: Código de Matlab utilizado **84**

1. Introducción

El comportamiento dinámico del suelo constituye un aspecto fundamental dentro de la ingeniería sísmica y geotécnica, debido a que sus características pueden modificar la amplitud, duración y contenido de frecuencias del movimiento sísmico que alcanza la superficie. La respuesta sísmica local depende, entre otros factores, de la rigidez, densidad, estratigrafía y geometría de los depósitos superficiales. Así, dos sectores sometidos a una misma solicitación sísmica regional pueden experimentar demandas significativamente distintas en función de sus condiciones geotécnicas locales (Kramer, 1996).

Dentro de los parámetros utilizados para caracterizar estas condiciones, la velocidad promedio de onda de corte en los primeros 30 m del terreno, Vs30, se ha consolidado como un indicador relevante de la rigidez dinámica superficial del subsuelo. Este parámetro permite sintetizar, mediante un único valor, el comportamiento promedio de los estratos someros frente a la propagación de ondas sísmicas y ha sido incorporado en normativas nacionales e internacionales para la clasificación sísmica de sitios y la definición de condiciones de diseño (American Society of Civil Engineers, 2017; INN, 2026). Su utilización en normativa sísmica se fundamenta en la relación existente entre la velocidad de onda de corte, la rigidez del suelo y su respuesta sísmica local (Borcherdt, 1994). En Chile, la NCh433 utiliza el parámetro Vs30 como parte de los criterios de clasificación sísmica del suelo, reforzando su relevancia práctica en estudios orientados al diseño estructural y a la caracterización dinámica del terreno. Sin embargo, si bien Vs30 permite caracterizar y clasificar puntualmente un sitio, su interpretación a escala urbana requiere disponer de una cantidad suficiente de mediciones distribuidas espacialmente y de herramientas que permitan analizar la continuidad del parámetro entre puntos conocidos.

En la ciudad de Talca, la distribución de distintas unidades geológicas y geomorfológicas constituye un antecedente relevante para analizar la variabilidad espacial del parámetro Vs30. La coexistencia de depósitos aluviales, fluviales y volcánicos permite esperar diferencias espaciales relevantes en la rigidez del subsuelo y, en consecuencia, en el comportamiento dinámico del terreno frente a solicitaciones sísmicas. A ello se suma un historial sísmico relevante, incluyendo los efectos observados durante los terremotos de 1928 y 2010, los cuales han sido asociados, en parte, a la influencia de las condiciones locales del terreno sobre la respuesta sísmica y la distribución del daño (Astroza et al., 2002, 2012).

En las últimas décadas se han desarrollado estudios geofísicos y geotécnicos en la ciudad de Talca, asociados principalmente a proyectos específicos de infraestructura, edificación y urbanización. En esta memoria, una parte importante de las mediciones consideradas corresponde a ensayos ejecutados directamente por el autor, mientras que las restantes provienen de antecedentes técnicos recopilados de estudios previos, incorporados con el propósito de ampliar la base de datos. Estos antecedentes contienen información relevante sobre perfiles de velocidad de onda de corte y valores puntuales de Vs30 en distintos sectores de la ciudad. Sin embargo, debido a que las mediciones fueron obtenidas en el contexto de proyectos particulares y no mediante una malla de muestreo regular diseñada específicamente para fines de microzonificación, la información disponible presenta una distribución espacial heterogénea y una cobertura variable dentro del área urbana.

Para analizar la variación del parámetro entre los puntos medidos, se utiliza modelos de interpolación espacial capaces de estimar una variable regionalizada en sectores donde no existen

observaciones directas, incorporando la estructura de dependencia espacial presente en los datos (Isaaks & Srivastava, 1989). En este contexto, la interpolación geoestadística constituye una alternativa atractiva para analizar tendencias espaciales del subsuelo y generar superficies continuas de Vs30. No obstante, resulta necesario comparar distintas configuraciones, analizar la predicción, evaluar su variabilidad espacial y verificar que los resultados mantengan coherencia con la configuración geológica del área de estudio.

La presente memoria se orienta a caracterizar la distribución espacial del parámetro Vs30 en el área urbana de Talca a partir de la recopilación, validación y análisis de mediciones geofísicas disponibles. Para ello, se construye una base de datos georreferenciada, se implementan y evalúan modelos de interpolación geoestadística, y se generan superficies continuas de Vs30 junto con una zonificación sísmica preliminar basada en los rangos establecidos por la normativa chilena. El trabajo busca aportar un antecedente técnico para futuras investigaciones, campañas geofísicas, estudios geotécnicos y procesos de caracterización sísmica local, sin reemplazar los estudios específicos requeridos para el diseño de obras particulares.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo General

El objetivo general de este trabajo es:

- Caracterizar la distribución espacial del parámetro Vs30 en el área urbana de Talca mediante la integración de mediciones geofísicas disponibles.
- La aplicación de modelos de interpolación geoestadística.
- Generar un mapa preliminar de una de las propiedades dinámicas superficiales del subsuelo.

1.1.2. Objetivos Específicos

Para lograr el objetivo general, se consideran los siguientes objetivos específicos:

1. Recopilar y analizar antecedentes geofísicos y geológicos disponibles en la ciudad de Talca, considerando mediciones ejecutadas directamente y datos provenientes de estudios técnicos previos.
2. Construir una base de datos georreferenciada de valores de Vs30, incorporando criterios de validación, control de calidad y consistencia técnica de la información utilizada.
3. Caracterizar estadística y espacialmente la base de datos de Vs30, identificando rangos de variación, dispersión, distribución territorial y coherencia geotécnica de los valores medidos.
4. Implementar y comparar modelos de interpolación geoestadística para representar la distribución continua del parámetro Vs30 en el área de estudio.
5. Evaluar el desempeño de los modelos interpolados mediante criterios cuantitativos y cualitativos, considerando el error de predicción, el coeficiente de variación local, la incertidumbre espacial, la continuidad del modelo y su coherencia con antecedentes geológicos disponibles.
6. Generar un mapa preliminar de la distribución espacial de Vs30 y una zonificación sísmica preliminar conforme a los rangos establecidos por la NCh433 (INN, 2026), interpretando sus tendencias principales.

1.2. Alcance

El estudio se circunscribe al área urbana de la ciudad de Talca, dentro del dominio espacial definido por la distribución de los puntos de medición considerados. La interpretación de los resultados se limita al área contenida dentro de la envolvente convexa de dichos puntos, ya que fuera de este dominio las estimaciones corresponderían a extrapolaciones sin soporte directo de datos.

La información utilizada corresponde a una base de datos geofísica integrada por 50 mediciones válidas del parámetro Vs30. De ellas, 37 corresponden a estudios desarrollados directamente por el autor en el marco de proyectos ejecutados en Talca, mientras que 13 provienen de antecedentes técnicos recopilados de estudios previos disponibles para la zona. Las mediciones consideradas se obtuvieron principalmente mediante métodos geofísicos basados en ondas superficiales, particularmente MASW 2D y SPAC, cuyo procesamiento permitió estimar perfiles de velocidad de onda de corte y calcular el parámetro Vs30 conforme a los criterios metodológicos desarrollados en la memoria.

El tratamiento de la información incluyó la revisión de registros, control de calidad, georreferenciación de puntos, estructuración de la base de datos y análisis estadístico de los valores obtenidos. Posteriormente, se implementaron modelos de interpolación geoestadística mediante kriging utilizando el *software* MATLAB, evaluando distintas combinaciones de funciones de regresión y correlación espacial. La comparación entre modelos consideró métricas de error, coeficiente de variación local, continuidad espacial y coherencia con los antecedentes geológicos e hidrogeológicos disponibles para Talca.

El producto principal corresponde a superficies continuas de Vs30, mapas de medidas probabilísticas de la calidad de la interpolación, una superficie ponderada de Vs30 obtenida a partir de los modelos lineal y esférico, y una zonificación sísmica preliminar construida según los rangos de clasificación establecidos en la NCh433. Este mapa debe interpretarse como una representación preliminar de la variabilidad espacial del parámetro Vs30 en base a un conjunto de datos limitado y no como una microzonificación sísmica completa de la ciudad.

El alcance técnico del estudio se concentra en el parámetro Vs30, por lo que no incorpora de manera explícita otros factores que pueden influir en la respuesta sísmica local, tales como la estratigrafía profunda, la profundidad del basamento rocoso, efectos topográficos o mediciones del período predominante del terreno (HVSR). Por lo tanto, el mapa generado no reemplaza estudios geotécnicos ni geofísicos específicos requeridos para el diseño de obras particulares, sino que constituye un antecedente técnico de escala urbana para orientar análisis posteriores, reconocer tendencias espaciales y apoyar futuras caracterizaciones sísmicas de la ciudad.

1.3. Estructura de la memoria

La presente memoria de título se estructura en seis capítulos, organizados de manera secuencial desde la definición del problema y sus fundamentos teóricos hasta el desarrollo metodológico, análisis de resultados y conclusiones.

- **Capítulo 1: Introducción**: Se presenta el contexto general de la investigación, el problema abordado y la relevancia de caracterizar espacialmente el parámetro Vs30 en la ciudad de Talca. Además, se establecen el objetivo general, los objetivos específicos y el alcance del estudio.

- **Capítulo 2: Marco Teórico y Referencial**: Se desarrollan los fundamentos necesarios para sustentar la investigación, incluyendo la descripción del área de estudio, los antecedentes geológicos y sísmicos de Talca y los conceptos asociados a microzonificación sísmica y Vs30. Además, se revisan las normativas aplicables, los métodos geofísicos utilizados para caracterizar el subsuelo y los fundamentos de interpolación geoestadística.
- **Capítulo 3: Metodología**: Se describe el procedimiento empleado para la obtención, integración, procesamiento y validación de la información geofísica utilizada. Posteriormente, se presenta la formulación e implementación de los modelos de interpolación mediante kriging, incluyendo las funciones de regresión, correlación y los criterios utilizados para evaluar su desempeño.
- **Capítulo 4: Resultados**: Se presentan la caracterización estadística y espacial de la base de datos de Vs30, la evaluación de los modelos geoestadísticos y la selección de las configuraciones representativas. Además, se analiza la distribución espacial del parámetro, su coeficiente de variación y dominio de validez, para finalmente desarrollar una zonificación sísmica preliminar y contrastarla con antecedentes geológicos, geofísicos y normativos.
- **Capítulo 5: Conclusiones**: Se sintetizan los principales resultados obtenidos y se evalúa el cumplimiento de los objetivos planteados. Además, se discuten los principales aportes, limitaciones y potenciales aplicaciones de la caracterización espacial desarrollada para la ciudad de Talca.
- **Capítulo 6: Referencias bibliográficas**: Se presentan las fuentes bibliográficas, normativas y técnicas utilizadas para fundamentar el marco teórico, la metodología y la interpretación de los resultados obtenidos.

2. Marco Teórico y Referencial

2.1. Descripción del Área de Estudio

La presente investigación se desarrolla en la ciudad de Talca, capital de la Región del Maule, ubicada en el centro-sur de Chile, aproximadamente a los 35°25' de latitud sur y 71°40' de longitud oeste, a una altitud promedio cercana a los 102 m s.n.m. La comuna posee una superficie aproximada de 231 km^2, de los cuales cerca del 40 % corresponde a superficie urbana. Talca se emplaza en la Depresión Intermedia, delimitada al oeste por la Cordillera de la Costa y al este por la precordillera andina.

Concentrando una población superior a 240.000 habitantes, Talca representa el principal centro administrativo, comercial y educacional de la Región del Maule.

La ciudad se emplaza en una zona de relieve suave, con pendientes menores al 2 %, interrumpidas por terrazas fluviales y leves ondulaciones hacia el poniente. El área urbana se extiende principalmente sobre sedimentos aluviales y volcánicos cuaternarios, con variaciones litológicas significativas entre el norte y el sur de la ciudad (Hauser, 1995). Hacia el poniente se desarrollan los primeros relieves de la Cordillera de la Costa, con afloramientos de rocas graníticas y volcanosedimentarias que constituyen el basamento regional. Hacia el oriente, el relieve asciende progresivamente hacia la precordillera, dominada por depósitos volcánicos recientes.

Talca se encuentra rodeada por tres ríos principales: el río Claro al oeste, el río Lircay al norte y el río Maule al sur. Estos cursos fluviales configuran una red de drenaje que aporta a la recarga de acuíferos locales, con niveles freáticos que varían entre 5 y 20 m de profundidad (Hauser, 1995). Dichas condiciones hidrogeológicas tienen relevancia para el análisis de respuesta dinámica del suelo, ya que influyen en la densidad y rigidez de los estratos superficiales.

El crecimiento urbano de Talca durante las últimas décadas, junto con los procesos de reconstrucción posteriores al terremoto del 27 de febrero de 2010 (Mw 8.8), ha incrementado la necesidad de caracterizar el comportamiento dinámico local del subsuelo frente a solicitaciones sísmicas. El evento del 27F evidenció la influencia de las condiciones geotécnicas superficiales en la respuesta sísmica local (Leyton et al., 2013). En paralelo, la expansión sostenida de la ciudad refuerza la importancia de contar con información que contribuya a la evaluación de amenaza sísmica local y al diseño estructural conforme a las condiciones reales del terreno. En este contexto, el presente estudio busca aportar antecedentes técnicos para futuras iniciativas de microzonificación sísmica que permitan reforzar los procesos de planificación urbana y desarrollo territorial en la comuna.

2.2. Antecedentes geológicos y sísmicos de la ciudad de Talca

2.2.1. Geología de Talca

Talca se emplaza en la Región del Maule, dentro de la Depresión Intermedia del centro de Chile, entre las faldas occidentales de la Cordillera de la Costa y el valle principal andino. Por lo tanto, su evolución geológica se encuentra estrechamente vinculada a la tectónica de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, proceso activo desde el Mesozoico que ha controlado el desarrollo del arco magmático, la deformación compresiva cortical y la acumulación de secuencias volcánicas, sedimentarias y plutónicas de diversa edad en el margen continental (Ramos, 2009). Así, desde un

punto de vista litológico, en las áreas de relieve más alto, especialmente hacia el oeste, afloran rocas ígneas y volcanosedimentarias de la Cordillera de la Costa. Además, en la planicie central predominan depósitos cuaternarios de origen fluvio-aluvial y volcánico.

La Carta Hidrogeológica de Talca elaborada por Hauser (1995) identifica, de oeste a este, la presencia de formaciones volcánico-sedimentarias mesozoicas, un nivel piroclástico pleistocénico (unidad Pl3t) y sedimentos cuaternarios (Q1) compuestos por gravas, arenas, limos y rellenos recientes. Esta condición resulta particularmente relevante para la ingeniería geotécnica y sísmica, ya que la profundidad del basamento rocoso y el espesor de los depósitos superficiales blandos favorecen fenómenos de amplificación sísmica, incremento de deformaciones y modificación del contenido de frecuencias del movimiento del suelo durante terremotos (Bard, 1999). En este contexto, la comuna presenta tres grandes unidades geomorfológicas para los estudios geotécnicos y sísmicos, según se indica en la Figura 1. Estas unidades son:

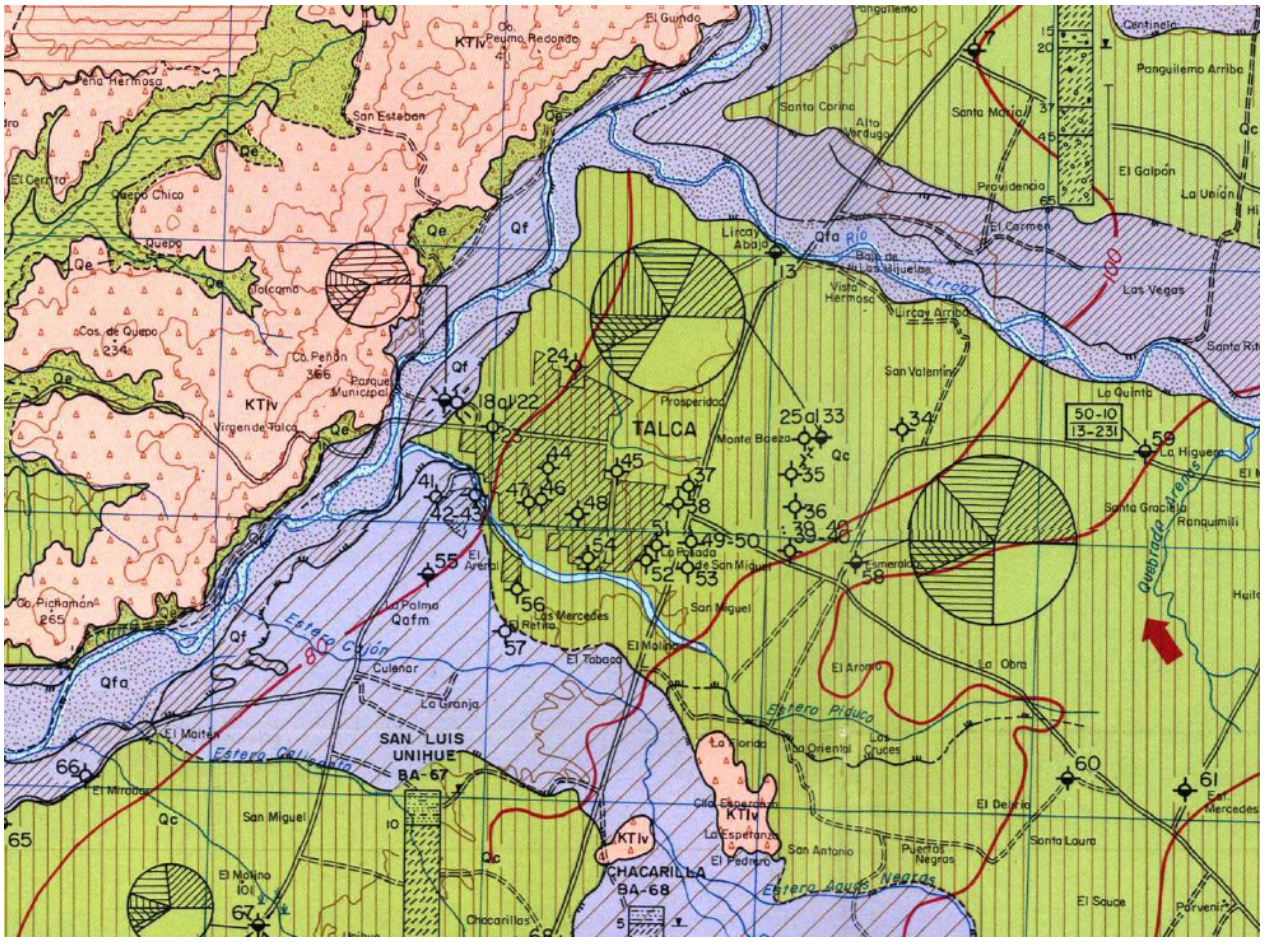


Figura 1: Mapa Hidrogeológico de Talca (Hauser, 1995)

1. **Zona de laderas occidentales de la Cordillera de la Costa:** caracterizada por afloramientos de rocas volcánicas e intrusivas parcialmente cubiertos por depósitos coluviales y taludes de remoción en masa (color rosa en Figura 1).

2. **Zona de transición:** hacia el plano de inundación de los ríos Claro y Lircay, donde pre-

dominan terrazas aluviales y depósitos intercalados de origen fluvio-volcánico. Estudios de microtremores (Leyton et al., 2013) evidencian que en la parte norte de la ciudad existen depósitos volcánicos finos (cenizas, lapilli y pumita), mientras que hacia el suroeste predominan materiales aluviales gruesos de grava y arena con intercalaciones arcillosas (color verde en Figura 1).

3. **Valles fluviales y planicie de inundación:** el área urbana principal se asienta sobre depósitos recientes correspondientes a abanicos aluviales, canales activos e inactivos y rellenos de valle, con niveles freáticos que varían entre 5 y 20 m de profundidad (color azul en Figura 1).

Desde el punto de vista estratigráfico, la configuración geomorfológica descrita se explica por la superposición de unidades geológicas de distinto origen y edad, resultado de la evolución tectónica, volcánica y sedimentaria del área. En este contexto, como se presenta en la Figura 2, se reconocen tres unidades estratigráficas principales (Sernageomin, 2003):

- **Unidad Q1 (Cenozoico Cuaternario):** depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa, con intercalaciones de origen volcanoclástico. Corresponden a abanicos y rellenos de valle del Pleistoceno-Holoceno.
- **Unidad Pl3t (Cenozoico Cuaternario, Pleistoceno):** depósitos piroclásticos riolíticos asociados a calderas de colapso, principalmente ignimbritas y tobas del Complejo Volcánico Calabozos–Descabezado.
- **Unidad Ki2c (Mesozoico Cretácico):** secuencias sedimentarias y volcánicas continentales con brechas, lavas andesíticas y conglomerados, que constituyen el basamento rocoso regional en las estribaciones de la Cordillera de la Costa.

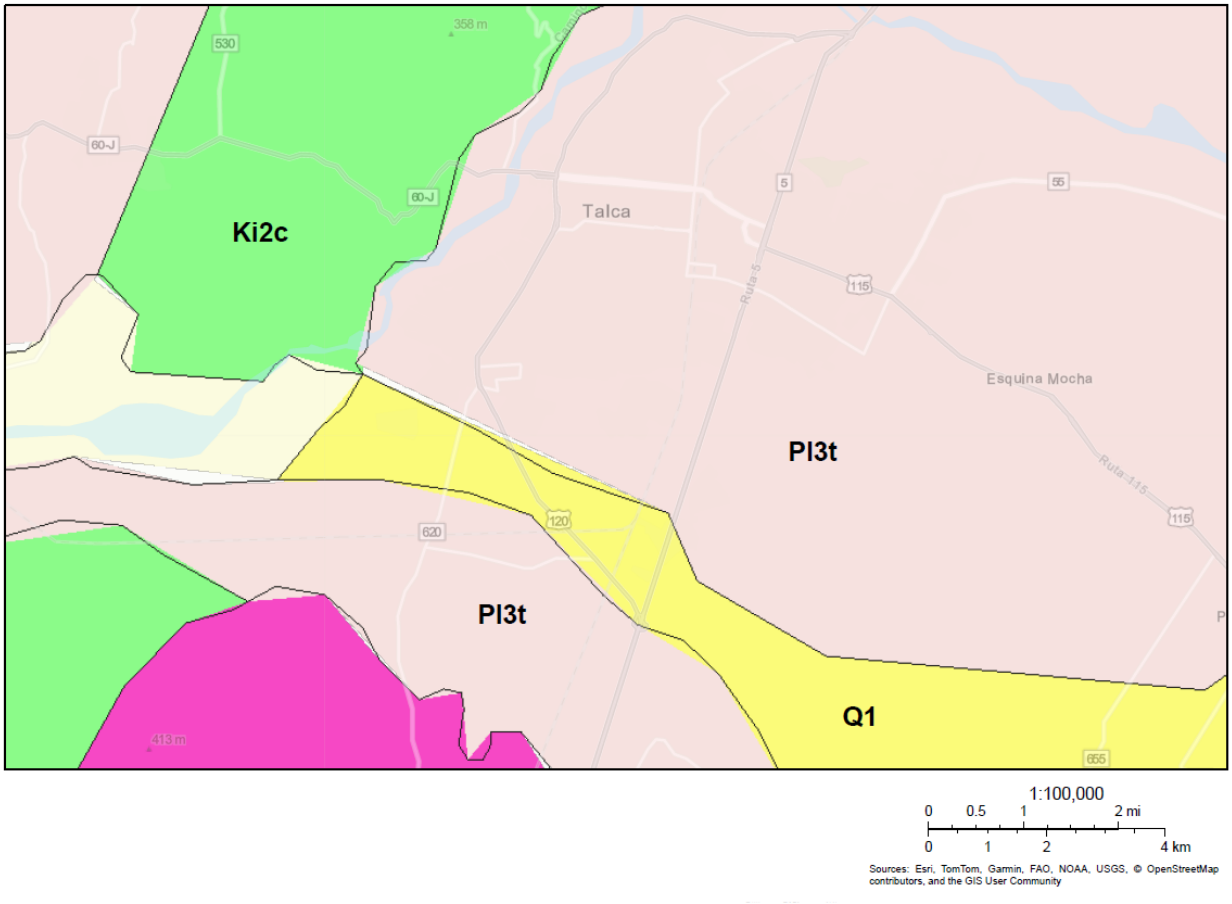


Figura 2: Mapa Geológico de la ciudad de Talca (Sernageomin, 2003)

La heterogeneidad lateral y vertical de estos depósitos implica una variación espacial significativa en las propiedades dinámicas del subsuelo, en particular de la velocidad de onda de corte. Así, Talca presenta efectos de sitio locales asociados con la composición de sus depósitos cuaternarios. Leyton et al. (2013), demostraron la existencia de una fuerte correlación entre la geología superficial y la frecuencia de resonancia del terreno, identificando mayores intensidades de daño sísmico en sectores con depósitos volcánicos finos, y menores en zonas aluviales.

En síntesis, la ciudad de Talca se encuentra sobre una secuencia estratigráfica que combina materiales de alta rigidez (gravas y arenas) con suelos blandos de origen volcánico, generando contrastes de impedancia que explican las variaciones de amplificación sísmica observadas en estudios previos. Esta condición geológica refuerza la necesidad de desarrollar una microzonificación sísmica basada en mediciones directas del parámetro Vs30, contribuyendo a mejorar la evaluación de la respuesta dinámica local y el diseño estructural seguro en la zona urbana.

2.2.2. Estudios sísmicos previos en la ciudad de Talca

2.2.2.1. Estudios históricos de efectos sísmicos

Uno de los antecedentes más relevantes para la comprensión de los efectos sísmicos en Talca corresponde al trabajo de Astroza et al. (2002). Este estudio analiza comparativamente los terremotos de Talca (1928) y Chillán (1939), ambos eventos de alta intensidad y con patrones de daño extensos en el centro–sur del país. Los autores aplicaron metodologías históricas de recopilación documental, inspecciones posteriores al evento y revisión de crónicas técnicas para reconstruir la distribución espacial del daño. Este trabajo constituye un antecedente clave en la comprensión histórica del comportamiento sísmico de Talca, al demostrar que la distribución espacial del daño observado durante el terremoto de 1928 no puede explicarse únicamente por la tipología constructiva, sino que requiere considerar la variación de las intensidades sísmicas y las condiciones locales del emplazamiento urbano. Este antecedente marca el inicio de una línea de investigación que posteriormente se profundizaría con técnicas modernas de medición instrumental.

2.2.2.2. Evaluación de daños del Terremoto del 27F

El terremoto del 27 de febrero de 2010 (Mw 8.8) representa un hito crucial para la geociencia chilena, dejando un registro abundante y bien documentado de daños estructurales. En este contexto, el trabajo de Astroza et al. (2012), constituye uno de los análisis más completos asociados a este evento. A través de inspecciones sistemáticas de edificaciones, evaluación de intensidades sísmicas y análisis de patrones de daño, se establecieron relaciones claras entre la geología superficial, la respuesta dinámica local, y el comportamiento estructural observado.

Entre los principales aportes del estudio se encuentra la identificación de zonas con amplificación sísmica significativa en Talca, asociadas principalmente a condiciones locales del suelo, así como la elaboración de mapas de intensidades que permitieron reconocer patrones espaciales diferenciados de daño.

2.2.2.3. Estudios geofísicos posteriores al 27F

Luego del terremoto de 2010, el trabajo de Leyton et al. (2013) permitió avanzar en la comprensión de la respuesta dinámica del suelo en Talca mediante mediciones de microtremores y análisis HVSR, identificando variaciones espaciales en la frecuencia dominante del terreno y su relación con la geología superficial y los daños observados durante el 27F. Sus resultados muestran que los sectores con depósitos volcánicos presentan frecuencias dominantes entre 2 y 6.5 Hz y mayores amplitudes, asociadas a condiciones más susceptibles a amplificación sísmica, mientras que las zonas dominadas por depósitos aluviales exhiben curvas HVSR planas o de baja amplificación, coherentes con una mayor rigidez relativa del subsuelo. Este estudio constituye un complemento esencial para la investigación que se lleva a cabo, ya que permite identificar zonas con potenciales problemas de resonancia, diseñar campañas de medición geofísica más eficientes y validar indirectamente heterogeneidades previamente inferidas.

2.2.2.4. Antecedentes hidrogeológicos y estratigráficos

Los antecedentes descritos por Hauser (1995), previamente mostrados en la Sección 2.2.1, permiten contextualizar la variabilidad espacial del parámetro Vs30 en Talca. La distribución de depósitos aluviales, fluviales, volcánicos y de transición, junto con la presencia de niveles freáticos someros, constituye un marco relevante para interpretar contrastes de rigidez dinámica en los estratos superficiales y contrastar los perfiles Vs obtenidos mediante métodos geofísicos. Aunque esta información

no fue generada con fines sísmicos, resulta fundamental dentro de esta memoria para evaluar la coherencia geológica de los valores de Vs30 y reconocer sectores potencialmente asociados a efectos de sitio o amplificación sísmica local.

2.2.2.5. Síntesis comparativa de estudios previos

La distribución de las unidades geomorfológicas a nivel local influye en los mecanismos de amplificación sísmica, condicionando los efectos de sitio observados durante eventos sísmicos (Bard, 1999). Por lo tanto, los antecedentes geológicos y sísmicos descritos anteriormente constituyen un soporte esencial para la correcta interpretación de las mediciones de Vs30 obtenidas en este estudio. La Tabla 1 resume las principales características de dichos antecedentes.

Tabla 1: Resumen comparativo de estudios revisados

Referencia	**Método**	**Aporte principal**	**Relación con esta memoria**
Hauser (1995)	Hidrogeología	Depósitos y niveles freáticos	Base estratigráfica para interpretar Vs30
Astroza et al. (2002)	Histórico-sísmico	Daños 1928–1939; efectos de sitio	Justifica modernizar la caracterización sísmica
Astroza et al. (2012)	Catastro estructural 27F	Correlación daño–geología superficial	Evidencia el impacto geológico sobre el daño
Leyton et al. (2013)	HVSR	Frecuencias dominantes por litología	Complementa con resonancia local del terreno

2.3. Microzonificación sísmica: conceptos y antecedentes

La microzonificación sísmica constituye una herramienta fundamental dentro de la ingeniería sísmica moderna, orientada a caracterizar la variabilidad espacial de la respuesta del terreno frente a la acción sísmica a escala local (Kramer, 1996). Su desarrollo responde a la necesidad de comprender y representar los efectos de sitio que se producen en áreas urbanas emplazadas sobre condiciones geológicas y geotécnicas heterogéneas, donde la respuesta sísmica puede variar significativamente en distancias relativamente cortas.

Desde una perspectiva aplicada, la microzonificación sísmica permite subdividir un territorio en zonas relativamente homogéneas en términos de comportamiento dinámico, facilitando una evaluación más precisa de la demanda sísmica que enfrentan las estructuras. Esta información resulta clave tanto para el diseño estructural como para la planificación urbana, la gestión del riesgo sísmico y la toma de decisiones en políticas públicas (Bard, 1999). En territorios sísmicamente activos, como el chileno, la microzonificación se posiciona como un vínculo esencial entre la caracterización del subsuelo y la normativa de diseño sismorresistente, permitiendo desarrollar estrategias de mitigación efectiva de los efectos de los terremotos sobre la infraestructura y la población.

2.3.1. Origen del concepto y fundamentos teóricos

El origen del concepto moderno de microzonificación sísmica se vincula directamente con el reconocimiento de los efectos de sitio, es decir, con la influencia que ejercen las condiciones locales del

suelo sobre el movimiento sísmico. Un hito fundamental en este ámbito corresponde al trabajo desarrollado por Seed y Idriss (1969), quienes demostraron que la respuesta sísmica del terreno depende de manera significativa de las propiedades dinámicas de los materiales superficiales, y no únicamente de las características de la fuente sísmica o de la distancia al epicentro. Este reconocimiento marcó un cambio sustancial en la ingeniería sísmica, estableciendo la necesidad de caracterizar el comportamiento dinámico del subsuelo como parte integral de la evaluación de la amenaza sísmica. Sobre esta base conceptual se desarrolla la microzonificación sísmica, entendida como un proceso de zonificación local del territorio en función de la respuesta sísmica esperada, permitiendo explicar la distribución espacial del daño observado y mejorar la toma de decisiones en ingeniería y planificación urbana.

2.3.2. Niveles de estudio en microzonificación sísmica

En la práctica internacional, la microzonificación sísmica se ha estructurado en distintos niveles de estudio, definidos en función del grado de detalle requerido, la escala espacial de análisis y la disponibilidad de información geológica, geotécnica y geofísica. Este enfoque progresivo permite adaptar el alcance del análisis a los objetivos del estudio y al contexto urbano, reconociendo que la complejidad de la caracterización debe ser coherente con la calidad y cantidad de los antecedentes disponibles (Kramer, 1996). Además, permite refinar la caracterización del terreno a medida que se dispone de nueva información o técnicas de análisis más avanzadas. En este contexto, se pueden distinguir tres niveles de microzonificación (ISSMGE, 1999), que se describen a continuación .

Los estudios de nivel preliminar corresponden a aproximaciones generales orientadas a una primera identificación cualitativa de zonas con comportamiento sísmico diferenciado dentro de un territorio. Estos se basan principalmente en antecedentes geológicos y geomorfológicos, información cartográfica existente y registros históricos de daño sísmico, permitiendo reconocer patrones espaciales asociados a condiciones locales del terreno. Si bien este nivel de análisis presenta limitaciones desde el punto de vista cuantitativo, resulta fundamental como etapa inicial de zonificación y como base para estudios posteriores (Bard, 1999).

En un nivel intermedio de microzonificación se incorporan datos geotécnicos y geofísicos que permiten caracterizar de manera más directa las propiedades dinámicas del subsuelo. En esta etapa se emplean ensayos in situ y métodos geofísicos no invasivos para estimar parámetros relevantes, como la velocidad de propagación de ondas de corte y la estratigrafía superficial. Esto mejora significativamente la estimación de la respuesta sísmica local y permite una zonificación más representativa del comportamiento dinámico real del terreno (Kramer, 1996).

Finalmente, los estudios de nivel avanzado integran información de mayor resolución y análisis cuantitativos de respuesta sísmica, apoyándose en modelaciones numéricas que permiten evaluar con mayor precisión la amplificación del movimiento sísmico y la interacción entre las ondas sísmicas y las características del subsuelo. Este nivel de microzonificación proporciona una base sólida para aplicaciones normativas y proyectos de ingeniería complejos, particularmente en zonas urbanas expuestas a alta amenaza sísmica (Bard, 1999). Sin embargo, presenta limitaciones asociadas principalmente a los altos costos de adquisición y procesamiento de datos, la necesidad de campañas geotécnicas y geofísicas extensivas, así como mayores tiempos de ejecución y requerimientos técnicos especializados. Asimismo, los resultados obtenidos pueden verse condicionados por la calidad y densidad de la información disponible, además de las simplificaciones inherentes a los modelos numéricos utilizados

para representar el comportamiento dinámico del subsuelo (Bard, 1999).

2.4. Parámetro Vs30: definición, métodos de estimación y aplicación

El parámetro Vs30, definido como la velocidad promedio de propagación de las ondas de corte en los primeros 30 metros del subsuelo, constituye uno de los indicadores más utilizados a nivel internacional para la caracterización dinámica del terreno en ingeniería sísmica. Su relevancia radica en que integra, de manera simplificada, los efectos combinados de la estratigrafía superficial, la rigidez de los materiales y los contrastes de impedancia que controlan la amplificación del movimiento sísmico en superficie (Borcherdt, 1994).

2.4.1. Definición y estimación del parámetro

El parámetro Vs30 se define como la velocidad promedio ponderada por el espesor de las capas que conforman los primeros 30 metros del perfil del suelo, esto es,

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{V_{si}}}, \tag{1}$$

donde h_i corresponde al espesor de la capa i y V_{si} a la velocidad de onda de corte asociada a dicha capa. Esta formulación permite representar el comportamiento dinámico promedio del suelo superficial, otorgando mayor peso a las capas más lentas, las cuales tienden a dominar la respuesta sísmica local. A diferencia de un promedio aritmético, la definición armónica refleja de manera más realista la influencia de los materiales blandos en la amplificación del movimiento sísmico (Borcherdt, 1994).

Desde una perspectiva física, Vs30 representa una medida integrada de la rigidez promedio del subsuelo superficial, reflejando la capacidad del terreno para transmitir ondas sísmicas de corte. Valores bajos de Vs30 se asocian a suelos blandos, generalmente con mayores deformaciones y amplificación del movimiento sísmico, mientras que valores elevados corresponden a materiales rígidos o roca, con menor amplificación y mayor transmisión de altas frecuencias (Kramer, 1996).

La estimación de Vs30 puede realizarse mediante distintos enfoques, los cuales incluyen ensayos geotécnicos directos, métodos geofísicos y correlaciones empíricas (Kramer, 1996). Entre los métodos más utilizados se encuentran los ensayos sísmicos de pozo, la sísmica de superficie y las técnicas basadas en ondas superficiales, cuya aplicación permite obtener perfiles Vs con una resolución adecuada para el cálculo del parámetro.

2.4.2. Fundamento y aplicación del parámetro Vs30 en estudios de sitio

La elección de los 30 metros como profundidad de referencia para la estimación de Vs responde a criterios tanto físicos como prácticos. Desde el punto de vista dinámico, estudios empíricos han demostrado que las capas superficiales del suelo, típicamente comprendidas dentro de los primeros 20 a 40 m, ejercen un control dominante sobre la amplificación sísmica en el rango de frecuencias relevante para la mayoría de las estructuras convencionales (Borcherdt, 1994). En este contexto, la adopción de 30 m representa, un compromiso entre capturar adecuadamente los efectos de sitio más relevantes y mantener una profundidad que sea factible de caracterizar mediante ensayos geotécnicos y geofísicos habituales. Profundidades mayores, como 40 o 60 m incrementan significativamente la

complejidad y el costo de los estudios sin un beneficio proporcional en la predicción de la respuesta sísmica para edificaciones comunes (Kramer, 1996). Por otro lado, parámetros alternativos como $Vs10$ o $Vs20$ presentan una mayor sensibilidad a la heterogeneidad superficial y no han mostrado una correlación tan consistente con la respuesta sísmica observada, razón por la cual no han sido adoptados de forma generalizada en normativas internacionales (Borcherdt, 1994).

Es importante destacar que Vs30 no pretende describir en detalle la estratigrafía del subsuelo ni reemplazar perfiles Vs completos. En cambio, su fortaleza radica en su capacidad para sintetizar el efecto dinámico global del suelo superficial en un único parámetro, facilitando su uso en clasificación normativa, estudios regionales y comparaciones entre distintos sitios.

El parámetro Vs30 constituye la base de la clasificación de sitio en normativas sísmicas tanto internacionales como nacionales, siendo utilizado para definir factores de amplificación y espectros de diseño dependientes del tipo de suelo (ver Sección 2.5). Su adopción ha permitido estandarizar la evaluación de efectos de sitio y reducir la incertidumbre asociada al comportamiento dinámico del terreno en el diseño estructural (INN, 2026).

2.5. Normativas sísmicas aplicables en Chile

El diseño sismorresistente en Chile se encuentra regulado por un conjunto de normas técnicas que establecen los criterios para la evaluación de las acciones sísmicas y la respuesta estructural frente a terremotos. Estas normativas reconocen explícitamente la influencia de las condiciones locales del suelo en la amplificación del movimiento sísmico y en la demanda estructural, incorporando parámetros dinámicos del terreno como base para la clasificación sísmica del sitio.

Las principales normas sísmicas vigentes en Chile corresponden a la NCh433 (INN, 2026), aplicable al diseño de edificaciones, y la NCh2369 (INN, 2025b), orientada al diseño sísmico de estructuras e instalaciones industriales. Ambas normas, con enfoques distintos, comparten principios conceptuales comunes respecto a la caracterización del suelo y la consideración de los efectos de sitio, lo que refuerza la importancia de una adecuada estimación de los parámetros representativos del tipo de suelo.

2.5.1. Clasificación sísmica del suelo según la normativa chilena NCh 433

La norma NCh433, al igual que normativas internacionales como la ASCE/SEI 7–16, adopta el parámetro Vs30 como indicador principal del comportamiento dinámico del terreno, reconociendo su utilidad para representar de forma simplificada la respuesta sísmica del suelo (INN, 2026). En base a este parámetro, se definen seis tipos de suelo, clasificados en orden creciente de rigidez como Tipo A, B, C, D, E y F. Los cinco primeros se asocian a rangos específicos del parámetro Vs30 (véase la Tabla 2), mientras que el suelo tipo F a condiciones especiales del suelo, como potencial de licuefacción, suelos expansivos, rellenos profundos, presencia de amplificación topográfica o estratigrafías complejas. Esta clasificación permite ajustar los espectros de diseño y las fuerzas sísmicas en función de la rigidez del terreno, incorporando de manera explícita los efectos de sitio en el diseño estructural.

Tabla 2: Clasificación sísmica del suelo según NCh433

Tipo de suelo	**Descripción general**	**Vs30 (m/s)**
A	Roca, suelo cementado	$Vs30 \geq 900$
B	Roca blanda o fracturada, suelo muy denso o muy firme	$Vs30 \geq 500$
C	Suelo denso o firme	$Vs30 \geq 350$
D	Suelo medianamente denso o firme	$Vs30 \geq 180$
E	Suelo de compacidad o consistencia mediana	$Vs30 < 180$
F	Suelos especiales	Requiere estudio específico

La correcta asignación del tipo de suelo según la NCh433 es especialmente relevante en áreas urbanas emplazadas sobre depósitos heterogéneos (como la ciudad de Talca), donde una clasificación uniforme del terreno puede subestimar o sobrestimar la demanda sísmica. En este contexto, la microzonificación sísmica en términos de Vs30 habilita la asignación diferenciada de tipos de suelo en distintos sectores urbanos.

2.5.2. Norma chilena NCh 2369: diseño sísmico de estructuras e instalaciones industriales

La NCh2369:2025 establece los requisitos para el diseño sísmico de estructuras e instalaciones industriales, incluyendo estructuras, equipos, sistemas de ductos, cañerías, equipos mecánicos, eléctricos, de control, instrumentación y sus respectivos anclajes (INN, 2025b), diferenciándose de la NCh433 principalmente por su campo de aplicación y por sus objetivos de desempeño. En este contexto, la NCh2369 incorpora explícitamente la protección de la vida, la continuidad de operación y reparación posterior al evento sísmico como aspectos centrales del diseño industrial. Desde el punto de vista de la clasificación sísmica del sitio, ambas normativas mantienen criterios compatibles en cuanto al uso de parámetros dinámicos del suelo, particularmente Vs30 y el período predominante del terreno (Tg), como base para definir el tipo de suelo y los parámetros asociados a la demanda sísmica.

En el marco de la NCh2369, la microzonificación sísmica debe entenderse como una herramienta técnica complementaria a la aplicación normativa, especialmente en instalaciones industriales desarrolladas sobre áreas extensas o con condiciones geotécnicas variables. En estos casos, una caracterización uniforme del sitio puede no representar adecuadamente las condiciones reales de fundación ni las demandas sísmicas que afectan a estructuras y equipos distribuidos dentro de un mismo complejo. Por ello, al igual que en la NCh433, la microzonificación no reemplaza la normativa, sino que aporta antecedentes técnicos adicionales para una definición más representativa de los parámetros de diseño del sistema industrial.

2.5.3. Clasificación de sitio según normativa internacional ASCE 7–16

A nivel internacional, la normativa ASCE/SEI 7–16 (American Society of Civil Engineers, 2017) establece los criterios para la determinación de las acciones sísmicas de diseño mediante una clasificación explícita del sitio basada en las propiedades dinámicas del suelo. En la norma se define el conjunto de *Site Class*, que representa el comportamiento sísmico esperado del terreno y se utiliza

como base para obtener los parámetros espectrales de diseño.

La clasificación de sitio en ASCE/SEI 7–16 se fundamenta principalmente en el parámetro Vs30. De manera complementaria, la norma permite el uso de otros indicadores, tales como el número de golpes del ensayo SPT o la resistencia no drenada, en aquellos casos donde la medición directa de Vs30 no esté disponible. No obstante, Vs30 constituye el parámetro preferente por su capacidad para representar de forma integrada la rigidez y el comportamiento dinámico del subsuelo.

Desde la perspectiva de la microzonificación sísmica, la clasificación de sitio definida en ASCE/SEI 7–16 no constituye un fin en sí mismo, sino un criterio normativo que requiere ser alimentado por información espacialmente distribuida del subsuelo. En áreas urbanas extensas, la variabilidad espacial de Vs30 puede ser significativa. En este escenario, una única clase de sitio puede no resultar lo suficientemente representativa para toda la ciudad. En este contexto, la microzonificación sísmica permite determinar la distribución espacial de las distintas *Site Classes*, transformando un parámetro puntual en una herramienta de zonificación continua y coherente con la realidad geológica local.

La norma ASCE/SEI 7–16 define seis clases de sitio, desde *Site Class A*, correspondiente a roca dura, hasta *Site Class F*, que representa suelos especiales que requieren estudios específicos de respuesta sísmica. Esta clasificación se detalla en la Tabla 3 y permite diferenciar claramente entre terrenos rígidos y suelos blandos, reconociendo que estos últimos pueden amplificar significativamente el movimiento sísmico. En consecuencia, la correcta determinación de la clase de sitio depende directamente de una caracterización adecuada del subsuelo. Además, la inclusión de la *Site Class F* en la normativa ASCE enfatiza la necesidad de estudios detallados de respuesta sísmica en condiciones de suelo particularmente desfavorables, reforzando el enfoque de microzonificación y caracterización avanzada del subsuelo en contextos urbanos complejos.

Tabla 3: Clasificación de sitio según ASCE/SEI 7-16

Clase de sitio	**Descripción general del terreno**	**Vs**
A	Roca dura	$Vs30 > 1500$
B	Roca	$760 < Vs30 \leq 1500$
C	Suelo muy denso y roca blanda	$360 < Vs30 \leq 760$
D	Suelo rígido a medianamente blando	$180 < Vs30 \leq 360$
E	Suelo blando	$Vs30 \leq 180$
F	Suelos especiales (licuables, altamente sensibles, rellenos profundos, etc.)	Requiere estudio específico

2.6. Métodos geofísicos para caracterización del subsuelo

La caracterización del comportamiento dinámico del subsuelo constituye un elemento fundamental en los estudios de microzonificación sísmica y en la evaluación de los efectos de sitio. En este contexto, los métodos geofísicos han adquirido un rol central, al permitir la estimación de propiedades dinámicas del terreno de forma no invasiva, continua y económicamente eficiente, en comparación con técnicas tradicionales basadas exclusivamente en sondajes o ensayos de laboratorio (Kramer, 1996). En particular, diversos métodos geofísicos permiten estimar Vs30 a partir del análisis de ondas sísmicas, destacando aquellos basados en la propagación de ondas superficiales tipo Rayleigh,

cuyo carácter dispersivo en medios estratificados constituye la base teórica de estas técnicas (Park et al., 1999).

Las ondas superficiales, y en particular las ondas de Rayleigh, presentan una propagación cuya velocidad depende de la frecuencia, fenómeno conocido como dispersión. En un medio estratificado, las componentes de mayor longitud de onda penetran a mayores profundidades, mientras que las de menor longitud de onda están controladas por las capas más superficiales. El análisis de la relación entre velocidad de fase y frecuencia permite inferir el perfil de velocidad de onda de corte con la profundidad (Park et al., 1999). Así, el procedimiento general de estos métodos consiste en la adquisición de registros sísmicos en superficie, la identificación de la curva de dispersión de las ondas Rayleigh y su posterior inversión para obtener un modelo de Vs en función de la profundidad. A partir de estos perfiles, es posible calcular parámetros integrados como Vs30.

Los métodos geofísicos basados en ondas superficiales pueden clasificarse según la fuente de energía utilizada para generar el campo de ondas en técnicas activas y técnicas pasivas. Ambas aproximaciones resultan complementarias y han sido ampliamente utilizadas en estudios de microzonificación sísmica y clasificación de sitio para diseño sismorresistente.

2.6.1. Métodos geofísicos activos basados en ondas superficiales

Los métodos activos de ondas superficiales utilizan una fuente sísmica controlada para generar movimiento del suelo, lo que permite un mayor control sobre la energía introducida, el rango de frecuencias analizado y la geometría de adquisición. Estas características favorecen una alta repetibilidad de las mediciones y una interpretación más directa de las señales registradas, especialmente en estudios superficiales donde se requiere una resolución detallada de los primeros metros del subsuelo (Park et al., 1999).

En estos métodos, la energía generada se propaga principalmente en forma de ondas Rayleigh, cuya velocidad de fase varía con la frecuencia debido a la estratificación del medio. El análisis de esta dispersión permite estimar perfiles Vs en profundidad mediante procedimientos de inversión, constituyendo uno de los enfoques más utilizados para la caracterización dinámica del terreno en ingeniería geotécnica (Kramer, 1996).

En el contexto de esta memoria, el método MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) es la técnica activa más utilizada para estimar los perfiles de velocidad de onda de corte a partir del análisis multicanal de ondas superficiales. Este destaca por su rapidez de ejecución, carácter no invasivo y robustez frente a condiciones urbanas, lo que lo ha convertido en una técnica estándar para la caracterización dinámica del subsuelo en estudios geotécnicos y sísmicos. La adquisición se realiza mediante un arreglo lineal de múltiples geófonos conectados a un sismógrafo multicanal, con espaciamientos típicamente del orden de 1 a 2 [m] en estudios de profundidad somera, aunque estos pueden ajustarse según los objetivos del estudio. La fuente sísmica suele consistir en un martillo, una masa acelerada o un vibrador, generando registros temporales que posteriormente son transformados al dominio frecuencia–número de onda (f–k) o frecuencia–lentitud (f–p). En estos dominios se identifica la energía asociada a las ondas Rayleigh, permitiendo trazar la curva de dispersión correspondiente al modo fundamental y, en algunos casos, a modos superiores. Dicha curva, que se ejemplifica en la Figura 3, constituye la base para el proceso de inversión, a partir del cual se obtiene el perfil Vs con la profundidad (Park et al., 1999).

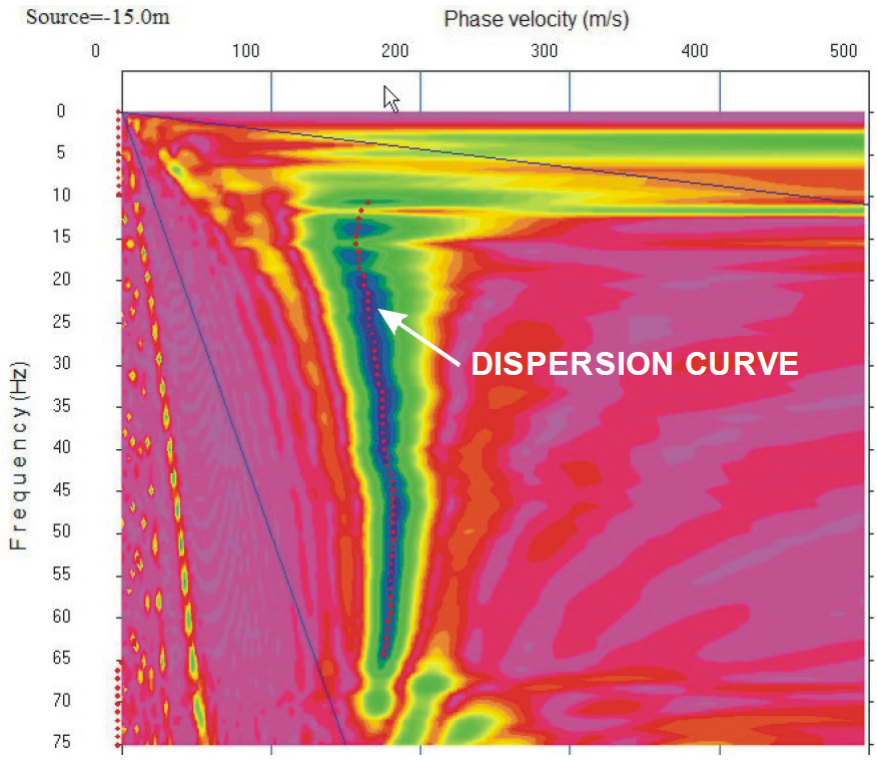


Figura 3: Ejemplo de curva de dispersión MASW (GeoVision, 2010).

2.6.2. Métodos geofísicos pasivos basados en ruido ambiental

Los métodos pasivos de ondas superficiales se fundamentan en el análisis del ruido sísmico ambiental generado por una combinación de fuentes naturales y antropogénicas, tales como tráfico vehicular, actividad industrial, viento u oleaje oceánico. A diferencia de los métodos activos, estas técnicas no requieren una fuente sísmica controlada, lo que permite su aplicación en entornos urbanos densos y facilita la investigación de mayores profundidades (GeoVision, 2010). El principio común de estos métodos es que el ruido ambiental contiene una proporción significativa de ondas superficiales, cuya propagación refleja las propiedades dinámicas del subsuelo. Mediante distintos enfoques de análisis espacial y espectral, es posible estimar curvas de dispersión o parámetros dinámicos asociados a la estructura del terreno.

El método SPAC (*Spatial Autocorrelation*) se basa en el análisis de la autocorrelación espacial de registros de microtremores obtenidos mediante arreglos bidimensionales de sensores. La técnica evalúa la coherencia entre pares de estaciones en función de la distancia y la frecuencia, ajustando funciones de Bessel que permiten estimar la velocidad de fase de las ondas Rayleigh para distintas frecuencias. A partir de la curva de dispersión obtenida (véase un ejemplo en la Figura 4), se realiza un proceso de inversión para estimar el perfil Vs en profundidad. El método SPAC es especialmente adecuado para la caracterización de estructuras profundas del subsuelo, aunque su correcta aplicación requiere ubicar apropiadamente los sensores y asegurar una distribución relativamente homogénea de las fuentes de ruido (Humire et al., 2015).

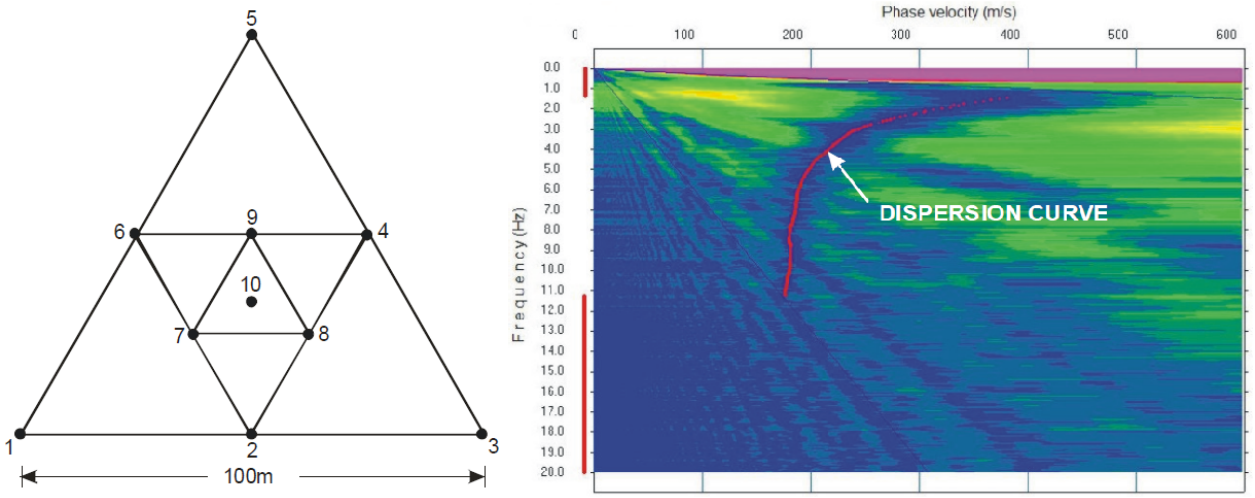


Figura 4: Arreglo SPAC (izquierda) y ejemplo de curva de dispersión obtenida a partir de ruido ambiental (derecha).

El método ReMi (*Refraction Microtremor*) emplea arreglos lineales de geófonos similares a los utilizados en sísmica de refracción, registrando ruido ambiental durante intervalos de tiempo definidos. Los datos son procesados en el dominio frecuencia–lentitud, donde la envolvente inferior de la energía asociada a las ondas Rayleigh se interpreta como la curva de dispersión del modo fundamental (GeoVision, 2010). La Figura 5 presenta tanto un arreglo representativo de geófonos como un ejemplo de curva de dispersión. Este método permite investigar profundidades mayores que los métodos activos convencionales, aunque su desempeño depende de la intensidad y direccionalidad del ruido ambiental. Por esta razón, suele utilizarse como complemento de técnicas activas, aportando información adicional sobre la estructura profunda del subsuelo (Humire et al., 2015).

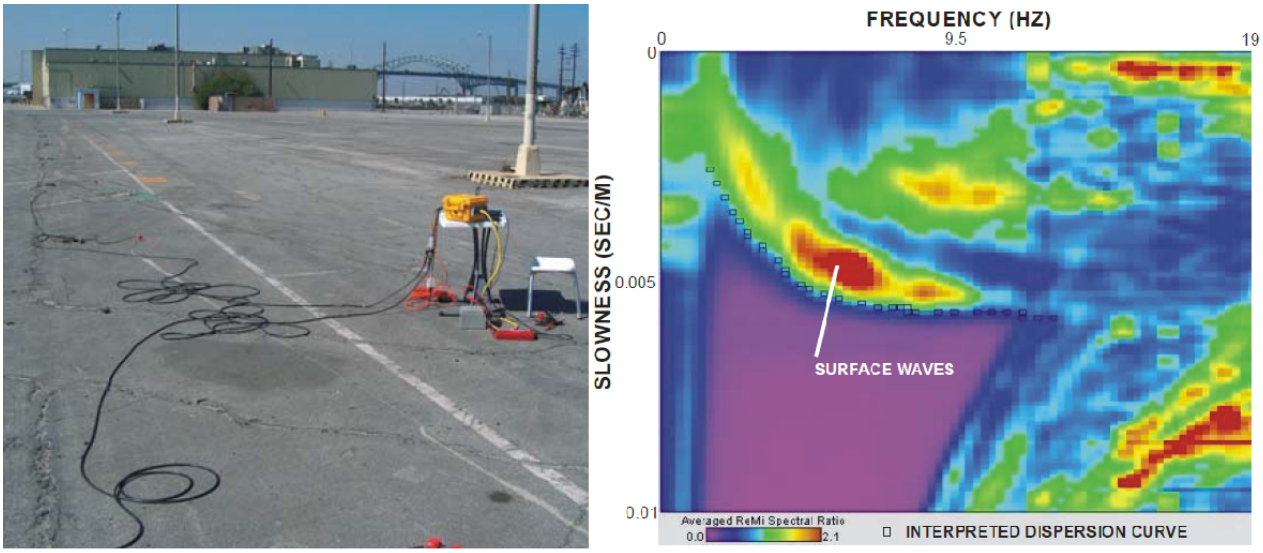


Figura 5: Configuración ReMi (izquierda) y dominio frecuencia–lentitud con curva de dispersión interpretada (derecha) (GeoVision, 2010).

El método de razón espectral horizontal/vertical (HVSR) analiza el cociente entre los espectros de amplitud de las componentes horizontales y verticales del ruido sísmico ambiental obteniendo resultados como los ejemplificados en la Figura 6. Este cociente permite identificar la frecuencia fundamental de resonancia del sitio, asociada a contrastes de impedancia entre capas superficiales y profundas (Nakamura, 1989). Si bien el método H/V no permite estimar directamente perfiles Vs ni curvas de dispersión, su aplicación resulta especialmente útil para la identificación de frecuencias dominantes del terreno y para la caracterización cualitativa de la respuesta dinámica del sitio. Su simplicidad operativa y bajo costo han favorecido su amplia utilización como técnica pasiva complementaria en estudios de caracterización sísmica del subsuelo (Leyton et al., 2013).

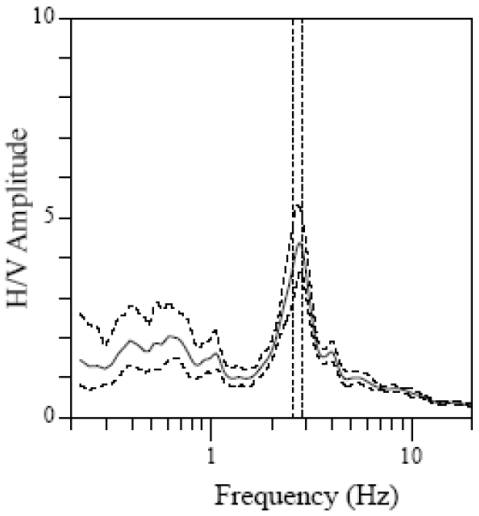


Figura 6: Ejemplo de curva H/V y determinación de la frecuencia fundamental del sitio (Bard et al., 2008).

2.6.3. Integración de métodos activos y pasivos en estudios de microzonificación

Diversos autores han destacado las ventajas de la integración de métodos activos y pasivos de ondas superficiales en estudios de caracterización sísmica del subsuelo (Humire et al., 2015)(INN, 2025a). Mientras que los métodos activos ofrecen una mejor resolución en los estratos superficiales, los métodos pasivos permiten extender la investigación a mayores profundidades, logrando una caracterización más completa del perfil Vs. Esta aproximación integrada resulta especialmente adecuada para estudios de microzonificación sísmica, donde se requiere una representación espacialmente continua y representativa del comportamiento dinámico del terreno.

2.7. Técnicas de interpolación geoespacial aplicadas en geotecnia

La caracterización geotécnica del subsuelo se enfrenta, de manera recurrente, a la limitación inherente de disponer de información puntual y espacialmente discreta obtenida a partir de sondajes, ensayos in situ o mediciones geofísicas localizadas. Dado que las propiedades del terreno varían de forma continua en el espacio, y se cuenta con valores de resultados discretos de ensayos realizados en la zona de estudio, se pueden emplear técnicas de interpolación geoespacial que permitan estimar dichas propiedades en ubicaciones no muestreadas, a partir de un conjunto finito de observaciones

disponibles (Isaaks & Srivastava, 1989). La interpolación geoespacial corresponde al conjunto de técnicas matemáticas y estadísticas destinadas a estimar el valor de una variable regionalizada en puntos donde no se dispone de medición directa, utilizando la información proveniente de puntos vecinos y considerando su distribución espacial.

En el ámbito de la geotecnia y la ingeniería sísmica, la interpolación espacial cumple un rol fundamental en la construcción de modelos continuos del subsuelo, tales como mapas de parámetros dinámicos, zonificaciones geotécnicas y representaciones de variabilidad lateral de propiedades mecánicas. En este contexto, la elección del método de interpolación incide directamente en la confiabilidad de los resultados y en la correcta interpretación del comportamiento del terreno (Goovaerts, 1997).

2.7.1. Tipos de métodos de interpolación geoespacial

En términos generales, los métodos de interpolación asumen que existe algún grado de dependencia espacial, es decir, que los valores de una variable tienden a ser más similares cuanto menor es la distancia que los separa. Esta propiedad constituye el fundamento común de la mayoría de las técnicas de interpolación utilizadas en ciencias de la tierra. Desde un punto de vista conceptual, los métodos de interpolación geoespacial pueden agruparse en dos grandes categorías: métodos determinísticos y métodos geoestadísticos.

Los métodos determinísticos, tales como el Inverse Distance Weighting (IDW) o la interpolación polinómica, estiman los valores desconocidos a partir de relaciones matemáticas basadas en la distancia o en funciones de ajuste, sin incorporar explícitamente una modelación estadística de la variabilidad espacial (Li & Heap, 2014). Si bien estos métodos son de fácil implementación y bajo costo computacional, no permiten cuantificar la incertidumbre asociada a la estimación ni consideran de manera explícita la estructura de correlación espacial de los datos.

En contraste, los métodos geoestadísticos, entre los cuales destaca Kriging, se fundamentan en la teoría de variables regionalizadas y utilizan funciones de correlación espacial para describir la continuidad de la variable en el espacio. Estos métodos no solo proporcionan una estimación en términos estadísticos, sino que además entregan una medida de la incertidumbre asociada a dicha estimación, lo que resulta particularmente relevante en aplicaciones geotécnicas y de ingeniería sísmica (Goovaerts, 1997). En este contexto, la geoestadística se apoya en el concepto de variable regionalizada, entendida como una magnitud que presenta variabilidad espacial, pero cuyos valores mantienen una estructura de dependencia asociada a su posición en el espacio (Isaaks & Srivastava, 1989).

En esta memoria se utiliza el método geoestadístico para la interpolación espacial del parámetro Vs30, como se discute en detalle en la Sección 3.3. Dicha estrategia permite incorporar la estructura de correlación espacial y, al mismo tiempo, obtener una medida de incertidumbre asociada a la estimación. Esto resulta importante en un contexto geotécnico, donde la variabilidad del suelo responde a cambios litológicos y estratigráficos que no pueden ser representados adecuadamente mediante interpoladores puramente determinísticos.

2.7.2. Aplicaciones del kriging en geotecnia e ingeniería sísmica

Una de las principales ventajas del kriging radica en su capacidad para incorporar la estructura de correlación espacial de los datos, proporcionando estimaciones coherentes con el comportamiento observado del fenómeno y una cuantificación explícita de la incertidumbre asociada. No obstante, el kriging requiere un análisis cuidadoso de la estructura de correlación observada y una cantidad mínima de datos para obtener resultados confiables. En contextos con información muy escasa o con distribuciones altamente irregulares, la interpretación del modelo geoestadístico puede resultar compleja y sensible a las hipótesis adoptadas (Isaaks & Srivastava, 1989).

En geotecnia, el kriging y otros enfoques geoestadísticos han sido utilizados para representar la variabilidad espacial de propiedades del suelo tales como resistencia, rigidez, parámetros dinámicos y velocidades de propagación de ondas sísmicas, debido a que estas propiedades presentan dependencia espacial asociada a la génesis y disposición estratigráfica de los depósitos (Phoon & Kulhawy, 1999). En particular, su aplicación en la interpolación de parámetros, como en este caso Vs30, permite construir mapas continuos que representan la variabilidad lateral del subsuelo, facilitando análisis a escala urbana y regional (Goovaerts, 1997). La aplicación específica de los modelos de kriging y su implementación computacional en el contexto de esta memoria de título se desarrolla en detalle en la Sección 3.3.

3. Metodología

3.1. Levantamiento de información geofísica

La obtención de mediciones directas del parámetro Vs30, se realiza mediante la aplicación combinada de métodos activos y pasivos basados en la propagación de ondas superficiales (ver Sección 2.6). En particular, se utilizaron registros obtenidos mediante MASW 2D (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) y SPAC (*Spatial Autocorrelation*), técnicas que permiten estimar perfiles de velocidad de onda de corte a partir del análisis de la dispersión de ondas Rayleigh registradas en superficie. Esta combinación permite ampliar el rango de información disponible: mientras los ensayos activos aportan una mayor resolución en los estratos superficiales, los registros pasivos permiten complementar la caracterización hacia mayores profundidades, favoreciendo la obtención de perfiles Vs más representativos para el cálculo posterior de Vs30 (Humire et al., 2015). En todos los puntos donde se realizaron mediciones directas, ambos métodos fueron aplicados en la misma ubicación y debidamente georreferenciados.

El proceso de levantamiento se desarrolla en dos etapas principales. La primera corresponde a la adquisición de datos en terreno, mediante campañas de medición ejecutadas en distintos sectores de la ciudad de Talca. La segunda corresponde al procesamiento e interpretación en gabinete, donde los registros fueron analizados para obtener curvas de dispersión, perfiles Vs representativos y, finalmente, valores de Vs30. Esta metodología permite vincular la información registrada en terreno con la base de datos geofísica referenciada, apta para su posterior análisis geoestadístico.

La ubicación de los puntos de medición no responde a una malla regular diseñada exclusivamente para esta investigación, sino a una base de datos construida a partir de dos fuentes principales de información. La primera corresponde a mediciones ejecutadas en nuevos proyectos de infraestructura, edificación y urbanización desarrollados en la ciudad, donde la caracterización del Vs30 fue requerida como antecedente técnico para diseño. Estos puntos tienden a concentrarse en sectores de crecimiento urbano o en áreas donde se han desarrollado proyectos recientes. La segunda fuente corresponde a información recopilada desde estudios técnicos anteriores disponibles para el área de estudio, incorporada con el fin de ampliar la cobertura espacial de la base de datos. En consecuencia, la base utilizada presenta una distribución espacial heterogénea, condicionada por el origen y disponibilidad de la información. Si bien esta condición no constituye una limitación metodológica inicial, exige una etapa posterior de control, validación y análisis de cobertura espacial, con el fin de verificar que las mediciones incorporadas sean consistentes y representativas de las principales unidades geológicas y geomorfológicas presentes en Talca.

3.1.1. Adquisición de datos en terreno

Las mediciones directas realizadas en terreno correspondieron a ensayos geofísicos de ondas superficiales ejecutados mediante MASW 2D (Park et al., 1999) y SPAC (Okada, 2003). En cada punto de medición se aplica ambas técnicas en una misma ubicación georreferenciada, de modo que los registros activos y pasivos pudieran ser integrados posteriormente en un único perfil representativo de velocidad de onda de corte. Esta estrategia permitió complementar la resolución superficial del método activo con la mayor profundidad de investigación asociada al método pasivo.

El método MASW 2D se implementó mediante un arreglo de 24 geófonos con frecuencia natural de 4.5 Hz, alineados con un espaciamiento regular de 2 metros, cubriendo una longitud total de 46

metros. La fuente activa utilizada fue un martillo de impacto de 8 kg sobre placa metálica, ubicada a una distancia variable entre 2 y 5 metros del primer sensor, con el fin de optimizar la cobertura espectral y evitar saturaciones. Se realizaron múltiples impactos por posición (al menos cinco) para permitir el apilamiento de las trazas y mejorar la relación señal/ruido.

En el caso de los registros pasivos SPAC, se efectuaron adquisiciones de al menos 20 minutos de duración por sitio, considerando períodos de baja actividad humana y vehicular para minimizar la contaminación por ruido transitorio, además del mismo arreglo descrito anteriormente. Se emplearon configuraciones lineales y, en algunos sectores, disposiciones perpendiculares de sensores.

El levantamiento de información se ejecutó utilizando un sismógrafo Geode de la marca Geometrics. Este sistema permite la conexión modular de hasta 24 canales simultáneos, y cuenta con una resolución de 24 bits, garantizando una buena calidad de registro tanto para mediciones activas (MASW) como pasivas (SPAC) (Geometrics, Inc., 2023). La configuración general del sismógrafo en conjunto a los geófonos se representa esquemáticamente en la Figura 7, mientras que la Figura 8 muestra la disposición de los equipos en terreno durante algunas de las campañas de medición realizadas.

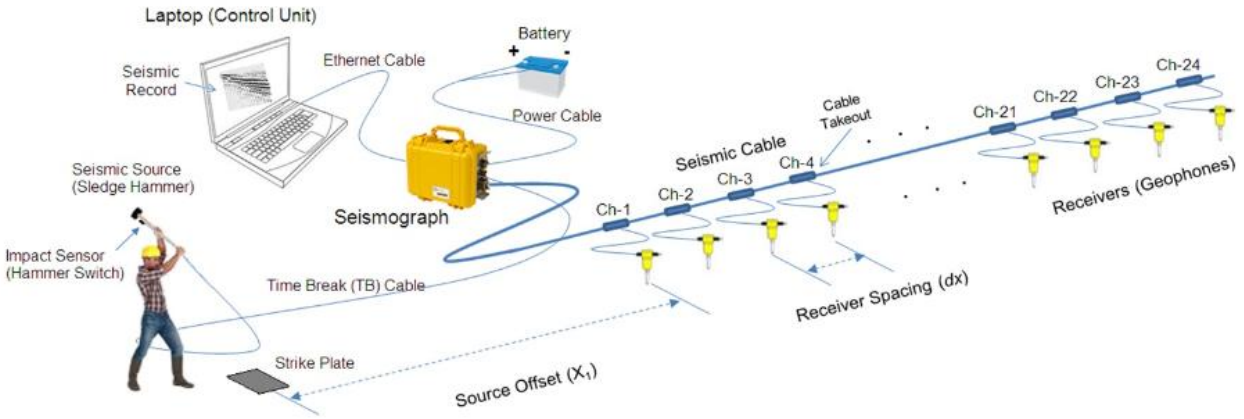


Figura 7: Configuración del sistema de adquisición sísmico de 24 canales. Fuente: MASW (2026). https://www.masw.com/Hardware.html



Figura 8: Registro fotográfico de ensayos geofísicos realizados en terreno, en la ciudad de Talca

3.1.2. Integración con información existente

Además de las mediciones ejecutadas directamente en terreno, se incorporó información geofísica y geotécnica proveniente de estudios desarrollados previamente en la ciudad de Talca. Estos antecedentes incluyen perfiles Vs, mediciones geofísicas, ensayos de penetración estándar y reportes técnicos asociados a proyectos de infraestructura. La incorporación de esta información permite ampliar la cobertura espacial de la base de datos, especialmente en sectores donde no se realizaron nuevas campañas de medición.

Los datos recopilados fueron revisados, verificando su ubicación, consistencia metodológica y compatibilidad con los ensayos directos considerados en esta memoria. De esta forma, la base final integra mediciones ejecutadas directamente por el autor y antecedentes técnicos provenientes de estudios previos. La distribución final de los puntos refleja la localización de proyectos de infraestructura nueva, zonas de expansión urbana y sectores donde existía información técnica disponible. Por esta razón, la base de datos corresponde a una recopilación técnica orientada a aprovechar información geofísica existente.

3.2. Procesamiento y estructuración de datos

El procesamiento de los registros obtenidos en terreno tiene como objetivo transformar los registros sísmicos adquiridos mediante los métodos MASW 2D y SPAC en perfiles de velocidad de onda de corte (Vs) y, posteriormente, en el parámetro Vs30. Este proceso constituye una etapa crítica en la cadena metodológica, ya que de su correcta ejecución depende la confiabilidad de los valores estimados para el parámetro Vs30 en los distintos puntos de medición. Los registros sísmicos adquiridos

en terreno contienen información compleja, afectada por condiciones operativas, ruido ambiental y características locales del sitio, por lo que requieren un tratamiento sistemático que permita aislar la energía asociada a las ondas Rayleigh y preservar la coherencia física de las señales analizadas. En este contexto, el procesamiento no se limita a una transformación matemática de los datos, sino que implica decisiones técnicas orientadas a garantizar la representatividad del comportamiento dinámico real del subsuelo (Park et al., 1999).

La combinación de métodos activos y pasivos impone desafíos específicos en términos de compatibilidad espectral y consistencia entre resultados. Mientras los métodos activos como MASW entregan alta resolución en los primeros metros del subsuelo, las técnicas pasivas como SPAC aportan información relevante a mayores profundidades. Por esta razón, el flujo de procesamiento implementado prioriza la coherencia entre curvas de dispersión, la estabilidad del modelo invertido y su compatibilidad con los antecedentes geológicos disponibles, asegurando que los perfiles Vs obtenidos sean físicamente adecuados para su uso posterior en análisis geoestadísticos (Humire et al., 2015).

3.2.1. Software de procesamiento de datos

El procesamiento de datos se realizó mediante el software comercial SeisImager/SW, desarrollado por Geometrics, Inc. (2025). Esta plataforma permite combinar mediciones activas y pasivas, e integra los módulos de adquisición, análisis espectral y modelación inversa de perfiles Vs. En su flujo de trabajo, los registros se transforman al dominio tiempo–frecuencia (TFD), se generan curvas de dispersión y, posteriormente, se efectúa el proceso de inversión no lineal para estimar el perfil Vs.

3.2.2. Etapas del procesamiento

El procesamiento de los registros sísmicos se organiza en una secuencia sistemática de etapas que abarcan desde la revisión y depuración inicial de las señales adquiridas en terreno hasta la inversión final de las curvas de dispersión. La correcta ejecución de cada etapa es fundamental para reducir la influencia del ruido, evitar interpretaciones no físicas y garantizar que los parámetros derivados representen adecuadamente el comportamiento dinámico del subsuelo (Humire et al., 2015). Los pasos involucrados en cada etapa se describen a continuación:

1. **Revisión y filtrado de señales (Humire et al., 2015):**
    1.1. Inspección visual de los registros en formato SEG2 para eliminar trazas contaminadas o con bajo acople.
    1.2. Aplicación de filtros pasa-banda para eliminar ruido de baja frecuencia y componentes no deseados.
    1.3. Verificación de la coherencia temporal entre trazas y la correcta sincronización del disparo (trigger).
2. **Transformación tiempo–frecuencia y análisis espectral (Park et al., 1999):**
    2.1. Los registros se transforman al dominio tiempo–frecuencia mediante la Transformada Rápida de Fourier (FFT).
    2.2. En el método MASW, se analiza la energía de las ondas Rayleigh en el dominio frecuencia–número de onda (f–k), identificando la curva de dispersión de la onda fundamental.

2.3. En el método SPAC, se aplican técnicas de autocorrelación espacial sobre registros pasivos, obteniendo curvas de dispersión equivalentes.

3. **Extracción y edición de curvas de dispersión (Geometrics, Inc., 2025):**

   3.1. Selección manual de las ramas fundamentales de las curvas de dispersión.

   3.2. Verificación de la continuidad, coherencia física y extensión de frecuencia.

   3.3. Exportación de datos al módulo de inversión del software SeisImager/SW.

4. **Inversión del modelo de velocidad (Vs) (Geometrics, Inc., 2025):**

   4.1. Ajuste iterativo entre curvas observadas y teóricas utilizando un modelo inicial de capas horizontales con velocidades crecientes.

   4.2. Obtención del perfil Vs en profundidad, determinando la velocidad para cada capa del subsuelo.

   4.3. Revisión de la coherencia del perfil, descartando inversiones de velocidad o cambios abruptos no justificados por la estratigrafía.

   4.4. Selección del perfil Vs representativo, a partir del cual se calcula posteriormente el parámetro Vs30.

3.2.3. Obtención del parámetro Vs30

Una vez determinados los perfiles Vs, el parámetro Vs30 se calcula mediante la Ecuación (1). En su cálculo, el espesor h_i representa el espesor efectivo de cada estrato identificado en el perfil Vs obtenido, el cual puede variar en función de la estratigrafía local y no corresponde necesariamente a capas de igual espesor. Estos espesores se identifican a partir del perfil Vs resultante del ajuste entre la curva observada y la curva teórica, siendo común que las capas superficiales presenten mayor resolución (por ende, menor espesor) y que los intervalos aumenten con la profundidad debido a la menor resolución vertical del método (mayor espesor de h_i) (Kramer, 1996).

3.2.4. Control de calidad y validación

El procesamiento de los datos obtenidos en terreno para la determinación de Vs30 considera los siguientes criterios como control de calidad:

1. **Verificación de coherencia espectral y eliminación de registros incoherentes:** Según este criterio, un registro se considera válido cuando la energía asociada a la onda Rayleigh se presenta como una banda continua, bien definida y físicamente consistente en el dominio frecuencia-número de onda (f-k). Se descartan registros con energía presentada de manera dispersa, con múltiples máximos ambiguos, interrupciones abruptas en la curva de dispersión o una relación señal/ruido insuficiente para identificar con claridad el modo fundamental. Asimismo, se verificó que las trazas registradas por geófonos adyacentes presentaran continuidad y coherencia temporal, descartando señales aisladas o inconsistentes que pudieran afectar la identificación de la energía asociada a las ondas Rayleigh (Park et al., 1999).

2. **Validación de curvas de dispersión mediante comparación entre métodos:** Este criterio asegura que exista consistencia entre curvas de dispersión obtenidas en rangos de frecuencia superpuestos. Un registro se considera válido cuando las velocidades de fase estimadas por

ambos métodos presentan concordancia en los intervalos de profundidad donde existe superposición efectiva entre la medición activa y pasiva, y mantienen una tendencia creciente de Vs con la profundidad, coherente con la estratigrafía local esperada. Por el contrario, se descartan casos en que las curvas presentan discrepancias sistemáticas en el mismo intervalo frecuencial, inversiones de velocidad no justificadas geológicamente o inestabilidad en el ajuste de la inversión. Este criterio, permite asegurar que el perfil final de Vs no depende exclusivamente de un único tipo de adquisición.

3. **Evaluación de la relación señal/ruido (S/R) antes y después del filtrado:** Un registro se considera apto cuando la energía dominante correspondiente al modo fundamental presenta una amplitud claramente superior al ruido de fondo en el rango de frecuencias de interés, permitiendo definir una curva de dispersión continua y estable. En cambio, aquellos registros donde la señal útil no logra diferenciarse del ruido, o donde el filtrado no produce una mejora apreciable en la claridad espectral, se clasifican como no válidos.

Cada ensayo fue clasificado como válido o rechazado según la calidad del registro y la confiabilidad del ajuste entre la curva de dispersión observada y el perfil Vs. Un ensayo se considera rechazado cuando no cumple con uno o más de los criterios de control definidos anteriormente. En estos casos, el registro no permite obtener un perfil Vs confiable, por lo que debe descartarse y, de ser necesario, repetir la medición en terreno. Para efectos de esta memoria, las 50 mediciones consideradas en la base de datos son válidas, dado que cumplieron con los controles de calidad establecidos.

3.2.5. Almacenamiento y respaldo de la información procesada

Los resultados procesados se organizaron en una base de datos espacial, que contiene:

- Identificador de punto de medición.
- Coordenadas (Latitud y Longitud).
- Vs30 obtenido (m/s).
- Clase de suelo según NCh 433.
- Observaciones y datos operativos.

El sistema de procesamiento y almacenamiento implementado garantiza la trazabilidad completa del flujo de trabajo, desde la adquisición de datos hasta la obtención del parámetro Vs30. Todos los archivos fueron respaldados en formato digital (.SEG2, .txt, .csv) y almacenados en repositorios redundantes, asegurando su disponibilidad para futuras validaciones o recalibraciones.

3.3. Implementación de algoritmos de interpolación geoespacial

El propósito de la interpolación geoespacial en este estudio es construir una representación continua del parámetro Vs30 en el área urbana de Talca, a partir de un conjunto discreto de mediciones obtenidas mediante métodos geofísicos de superficie (Ver Sección 3.1.1). Dado que los puntos de muestreo se encuentran distribuidos de manera heterogénea en la ciudad, es necesario emplear un método que permita estimar valores intermedios con una coherencia espacial razonable. Además, este tipo de técnicas permite cuantificar explícitamente la variabilidad en las estimaciones de Vs30 mediante sus correspondientes coeficientes de variación, con lo cual se puede evaluar la precisión

del modelo espacial, identificar sectores con menor confiabilidad predictiva y orientar futuras campañas de medición destinadas a mejorar su representatividad. La interpolación mediante técnicas geoestadísticas ofrece una manera robusta de capturar las variaciones laterales de rigidez del terreno, especialmente en un entorno donde conviven diferentes ambientes sedimentarios y litologías contrastantes.

3.3.1. El método de kriging: formulación y principios matemáticos

El kriging corresponde a un método de interpolación geoestadística basado en la construcción de un predictor lineal insesgado de mínima varianza. Desde un punto de vista práctico, su objetivo es estimar el valor de una variable espacial en una ubicación no observada, utilizando la información disponible en puntos medidos y la estructura de correlación espacial existente entre ellos. Esta formulación permite interpretar el kriging como un Mejor Predictor Lineal Insesgado o BLUP (*Best Linear Unbiased Predictor*), dado que la estimación se obtiene minimizando el error cuadrático medio bajo una condición de insesgadez. A continuación, se presenta la formulación del modelo utilizado, indicado en Lophaven et al. (2002).

Sea $S = \{s_1, s_2, \ldots, s_m\}$ el conjunto de puntos donde se dispone de observaciones de una variable Y, y sea $Y_S = [Y(s_1), Y(s_2), \ldots, Y(s_m)]^T$ el vector de respuestas medidas. En el contexto de esta memoria, cada s_i corresponde a la ubicación espacial de un punto de medición, definida mediante sus coordenadas geográficas, mientras que Y_S contiene los valores de Vs30 medidos en dichos puntos. En el enfoque utilizado, la respuesta espacial se representa como la suma de una componente determinística de regresión y una componente aleatoria correlacionada espacialmente. Esta formulación se expresa en la Ecuación (2):

$$Y(x) = f(x)^T \beta + Z(x) \tag{2}$$

donde $f(x)$ corresponde al vector de funciones de regresión evaluadas en la ubicación x, β es el vector de coeficientes de regresión y $Z(x)$ representa un proceso aleatorio de media nula. En modelo utilizado, este modelo se formula explícitamente como una combinación entre un modelo de regresión $F(\beta, x)$ y una función aleatoria $Z(x)$, donde la regresión se define como combinación lineal de funciones base y la componente aleatoria se modela mediante una función de correlación espacial parametrizada por θ.

La componente aleatoria se caracteriza mediante una función de covarianza, definida en la Ecuación (3):

$$\mathrm{Cov}[Z(w), Z(x)] = \sigma^2 R(\theta, w, x) \tag{3}$$

donde σ^2 representa la varianza del proceso y $R(\theta, w, x)$ corresponde a la función de correlación entre las ubicaciones w y x. Esta función de correlación controla la forma en que disminuye la dependencia espacial entre dos puntos a medida que aumenta su separación. En el contexto de la herramienta utilizada, R se construye a partir de los puntos de diseño y depende de los parámetros θ, los cuales regulan la escala de correlación espacial del modelo.

Para una ubicación no observada x, el predictor kriging, mostrado en la Ecuación (4) se plantea inicialmente como una combinación lineal de las observaciones disponibles:

$$\hat{Y}(x) = c(x)^T Y_S \tag{4}$$

donde $c(x)$ es el vector de pesos asociado a las observaciones medidas. La condición de insesgadez (Ecuación (5)) exige que el valor esperado del predictor coincida con el valor esperado de la variable en el punto x. En términos matriciales, esta condición se expresa como:

$$F^T c(x) = f(x) \tag{5}$$

donde F es la matriz de regresión evaluada en los puntos medidos. Esta restricción asegura que la predicción no introduzca sesgo respecto de la tendencia representada por el modelo de regresión. Bajo esta condición en la Ecuación (6) el error cuadrático medio del predictor se define como:

$$\phi(x) = E\left[\left(\hat{Y}(x) - Y(x)\right)^2\right] \tag{6}$$

y puede escribirse como:

$$\phi(x) = \sigma^2\left(1 + c(x)^T R c(x) - 2c(x)^T r(x)\right)$$

donde R es la matriz de correlación entre los puntos medidos y $r(x)$ es el vector de correlaciones entre el punto no observado x y cada punto medido s_i. En el contexto de la herramienta de Kriging utilizado (Lophaven et al., 2002), este vector de correlaciones se define como se muestra en la Ecuación (7):

$$r(x) = [R(\theta, s_1, x), R(\theta, s_2, x), \ldots, R(\theta, s_m, x)]^T \tag{7}$$

La obtención del BLUP se formula entonces como un problema de optimización restringida: minimizar $\phi(x)$ respecto de $c(x)$, sujeto a la condición de insesgadez (Ecuación (5)). Mediante multiplicadores de Lagrange se obtiene el sistema lineal:

$$\begin{bmatrix} R & F \\ F^T & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c \\ \tilde{\lambda} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r \\ f \end{bmatrix} \tag{8}$$

donde $\tilde{\lambda}$ corresponde al vector de multiplicadores asociado a las restricciones de insesgadez. Esta expresión muestra que los pesos del kriging no dependen únicamente de la distancia geométrica entre puntos, sino de la estructura de correlación espacial definida por R, del vector de correlación $r(x)$ y del modelo de regresión F. Este sistema corresponde a la formulación central del predictor kriging obtenido al minimizar el error cuadrático medio bajo la restricción de insesgadez.

A partir de la solución de la Ecuación (8), el predictor puede escribirse en una forma equivalente que separa explícitamente la tendencia de regresión y la corrección espacial debida a los residuos, esto es,

$$\hat{Y}(x) = f(x)^T \beta^* r(x)^T \gamma^* \tag{9}$$

donde β^* corresponde al estimador de mínimos cuadrados generalizados de los coeficientes de regresión, y γ^* representa el vector de factores de correlación asociado a los residuos espaciales. Esta forma es particularmente útil, ya que permite interpretar la predicción como la suma de una tendencia global, definida por $f(x)^T\beta^*$, y una corrección local, definida por $r(x)^T\gamma^*$. El modelo expresa este predictor en la forma $\hat{Y}(x) = f(x)^T\beta^* r(x)^T\gamma^*$, donde γ^* se obtiene a partir de los residuos $Y - F\beta^*$. El estimador de mínimos cuadrados generalizados está dado por

$$\beta^* = (F^T R^{-1} F)^{-1} F^T R^{-1} Y_S, \tag{10}$$

mientras que el vector de factores espaciales se determina mediante

$$R\gamma^* = Y_S - F\beta^*. \tag{11}$$

Estas expresiones muestran la interacción entre la regresión y la correlación espacial: la regresión representa la tendencia media del fenómeno, mientras que la matriz R pondera los residuos según la dependencia espacial entre los puntos. Por tanto, el kriging no corresponde solo a una interpolación ponderada por distancia, sino a un predictor estadístico que combina una estructura determinística de tendencia con una estructura estocástica de correlación.

La incertidumbre asociada a la predicción se cuantifica mediante el error cuadrático medio del predictor. En su forma general, éste puede expresarse como

$$\phi(x) = \sigma^2 \left(1 + u^T (F^T R^{-1} F)^{-1} u - r(x)^T R^{-1} r(x)\right), \tag{12}$$

donde

$$u = F^T R^{-1} r(x) - f(x). \tag{13}$$

La Ecuación (12) permite estimar la incertidumbre de la predicción en puntos no medidos. En particular, el modelo muestra que el predictor interpola exactamente los puntos de diseño, de modo que para $x = s_i$, se cumple $\hat{Y}(s_i) = Y(s_i)$, y el error cuadrático medio asociado es nulo.

De manera complementaria, una vez obtenido el error cuadrático medio de predicción $\phi(x)$, es posible cuantificar el error relativo de predicción mediante un coeficiente de variación local. Este indicador se calcula como la razón entre la desviación estándar de predicción, dada por $\sqrt{\phi(x)}$, y el valor estimado por el modelo en la misma ubicación, según

$$CV(x) = \frac{\sqrt{\phi(x)}}{|\hat{Y}(x)|}, \tag{14}$$

donde $\phi(x)$ corresponde al MSE de predicción y $\hat{Y}(x)$ al valor interpolado en la ubicación x. Esta expresión permite comparar la incertidumbre entre distintos sectores del dominio de interpolación en términos relativos, independientemente de la magnitud absoluta del valor estimado.

Dentro de esta formulación general, las funciones de regresión $f(x)$ y las funciones de correlación $R(\theta, w, x)$ definen la estructura específica del modelo. Las funciones de regresión permiten representar la tendencia global del fenómeno, mientras que las funciones de correlación definen la forma en que decae la dependencia espacial entre puntos. En consecuencia, la formulación general del kriging permite construir una familia amplia de modelos, dependiendo de la combinación adoptada entre regresión y correlación.

Para la implementación computacional de esta formulación, en la presente memoria se utiliza la herramienta DACE (*Design and Analysis of Computer Experiments*), desarrollada por Lophaven et al. (2002) en MATLAB para la construcción de modelos kriging.

Para efectos de esta memoria, esta formulación constituye la base matemática del modelo geoestadístico. En la Sección 4.2 se especificarán las distintas funciones de regresión y correlación utilizadas, así como la calibración de los parámetros θ y la evaluación del desempeño de cada modelo interpolado.

3.3.2. Modelos de regresión implementados

En el contexto de DACE, la componente de regresión permite representar la tendencia global del fenómeno espacial mediante funciones polinómicas de distinto orden. En esta memoria se consideran tres modelos polinómicos: regresión constante, regresión lineal y regresión cuadrática (Lophaven et al., 2002).

3.3.2.1. Modelo de regresión constante

El modelo de regresión constante considera únicamente un término independiente, por lo que la tendencia global se expresa como:

$$f_1(x) = 1$$

Este modelo no incorpora una tendencia espacial explícita en función de las coordenadas, por lo que la variabilidad del campo interpolado queda controlada principalmente por la función de correlación. En términos prácticos, esta formulación resulta adecuada cuando se busca representar la variación espacial del parámetro a partir de la dependencia entre puntos, sin imponer un gradiente predefinido.

3.3.2.2. Modelo de regresión lineal

El modelo de regresión lineal incorpora un término constante y términos lineales asociados a cada coordenada espacial. Para un dominio de dimensión n, se expresa como:

$$f_1(x) = 1, \qquad f_2(x) = x_1, \qquad f_3(x) = x_2$$

Esta formulación permite representar tendencias espaciales de primer orden, tales como gradientes generales de aumento o disminución del parámetro en una dirección determinada.

3.3.2.3. Modelo de regresión cuadrática

El modelo de regresión cuadrática incorpora términos de segundo orden y productos cruzados entre variables espaciales.

$$f(x) = \left[1, x_1, x_2, x_n, x_1^2, x_1 x_2, x_2^2\right]^T$$

Este modelo entrega mayor flexibilidad para representar variaciones regionales no lineales. Sin embargo, su utilización puede introducir patrones espaciales no necesariamente asociados al comportamiento físico del subsuelo.

3.3.3. Modelos de correlación implementados

En DACE, la función de correlación se expresa como un producto de correlaciones unidimensionales estacionarias (Lophaven et al., 2002):

$$R(\theta, w, x) = \prod_{j=1}^{n} R_j(\theta, w_j - x_j)$$

donde w y x corresponden a dos ubicaciones del dominio espacial, $d_j = w_j - x_j$ representa la separación entre ambos puntos en la dirección j, y θ_j es el parámetro que controla la tasa de decaimiento de la correlación en dicha dirección. Esta formulación permite incorporar efectos anisotrópicos, ya

que cada dirección espacial puede tener un valor distinto de θ_j (Lophaven et al., 2002).

En esta memoria se consideran los modelos de correlación exponencial, gaussiano, lineal, esférico, cúbico y spline. En términos generales, estas funciones se diferencian por la forma en que describen la pérdida de correlación con la distancia y por su comportamiento cerca del origen.

3.3.3.1. Modelo exponencial

El modelo exponencial se define como:

$$R_j(\theta, d_j) = \exp(-\theta_j |d_j|)$$

Este modelo describe una disminución progresiva de la correlación con la distancia, sin alcanzar un valor nulo exacto a una distancia finita. Por esta razón, puede representar fenómenos con continuidad espacial suave, pero con una pérdida gradual de dependencia entre puntos (Kitanidis, 1997).

3.3.3.2. Modelo gaussiano

El modelo gaussiano se expresa como:

$$R_j(\theta, d_j) = \exp(-\theta_j d_j^2)$$

Esta función presenta una transición más suave cerca del origen, por lo que tiende a generar superficies altamente continuas. Su uso resulta adecuado en fenómenos con alta regularidad espacial, aunque puede producir superficies excesivamente suavizadas cuando la variable presenta cambios locales relevantes (Kitanidis, 1997).

3.3.3.3. Modelo lineal

El modelo lineal se define como:

$$R_j(\theta, d_j) = \text{máx}\{0, 1 - \theta_j |d_j|\}$$

En este caso, la correlación disminuye linealmente hasta alcanzar un valor nulo a una distancia finita. Este comportamiento permite representar fenómenos donde la dependencia espacial se reduce progresivamente dentro de un rango limitado, sin imponer una transición excesivamente suave (Kitanidis, 1997).

3.3.3.4. Modelo esférico

El modelo esférico se define mediante:

$$R_j(\theta, d_j) = 1 - 1.5\xi_j + 0.5\xi_j^3$$

donde:

$$\xi_j = \text{mín}\{1, \theta_j |d_j|\}$$

Este modelo también alcanza correlación nula a una distancia finita, pero lo hace mediante una transición curva. Es ampliamente utilizado en aplicaciones geoestadísticas, ya que permite representar

fenómenos con continuidad espacial acotada y un rango efectivo definido (Kitanidis, 1997).

3.3.3.5. Modelo cúbico

El modelo cúbico se expresa como:

$$R_j(\theta, d_j) = 1 - 3\xi_j^2 + 2\xi_j^3$$

donde:

$$\xi_j = \text{mín}\{1, \theta_j |d_j|\}$$

Esta función presenta una transición suave y alcanza correlación nula a una distancia finita. Su comportamiento puede ser útil cuando se requiere una mayor suavidad que la entregada por el modelo lineal o esférico (Kitanidis, 1997).

3.3.3.6. Modelo spline

El modelo spline se define mediante una función por tramos:

$$\varsigma(\xi_j) = \begin{cases} 1 - 15\xi_j^2 + 30\xi_j^3, & 0 \leq \xi_j \leq 0.2 \\ 1.25(1 - \xi_j)^3, & 0.2 < \xi_j < 1 \\ 0, & \xi_j \geq 1 \end{cases}$$

donde:

$$\xi_j = \theta_j |d_j|$$

Este modelo introduce una mayor flexibilidad en la forma de la correlación, aunque su aplicación debe ser evaluada cuidadosamente para evitar representaciones excesivamente ajustadas a la distribución puntual de los datos (Kitanidis, 1997).

3.3.3.7. Parámetro de correlación

En todos los modelos anteriores, el parámetro θ_j controla la rapidez con que decae la correlación espacial en la dirección j. Valores elevados de θ_j reducen el alcance de la correlación, generando estimaciones con mayor variabilidad local, mientras que valores bajos aumentan dicho alcance, favoreciendo una mayor continuidad espacial del campo interpolado. En este sentido, el parámetro θ_j regula el balance entre comportamiento local y global del modelo, lo que se refleja en el error de predicción estimado durante el proceso de ajuste, además de actuar como un parámetro inversamente proporcional al rango de correlación. Este comportamiento se explica porque θ_j controla la estructura de la matriz de correlación R, la cual define el peso relativo de las observaciones en la estimación (Lophaven et al., 2002).

Asumiendo un proceso gaussiano, los parámetros óptimos de correlación θ^* se determinan a partir del conjunto de observaciones mediante optimización asociada a la estimación por máxima verosimilitud. En DACE, estos parámetros corresponden a la solución del problema de minimización (Lophaven et al., 2002):

$$\theta^* = \min_{\theta} \left\{ \psi(\theta) = |R|^{1/m} \, \hat{\sigma}^2 \right\}, \tag{15}$$

donde $|R|$ corresponde al determinante de la matriz de correlación, m al número de observaciones y $\hat{\sigma}^2$ a la varianza estimada del proceso. Para cada conjunto de valores de $\boldsymbol{\theta}$, esta varianza se obtiene mediante

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{m} \left(Y - F\beta^*\right)^T R^{-1} \left(Y - F\beta^*\right), \tag{16}$$

donde los coeficientes de regresión se estiman mediante mínimos cuadrados generalizados según la Ecuación (10).

De esta forma, para cada combinación tentativa de los parámetros de correlación, se construye la matriz R, se estiman los coeficientes de regresión y la varianza del proceso, y se evalúa la función objetivo $\psi(\theta)$. Los valores θ^* corresponden finalmente a aquellos que minimizan dicha función, definiendo la estructura de correlación espacial que mejor se ajusta al conjunto de datos dentro del modelo considerado.

Desde un punto de vista físico, θ_j puede interpretarse como una medida de la distancia característica sobre la cual las propiedades del subsuelo mantienen similitud. En el caso de datos georreferenciados, este parámetro está directamente vinculado a la continuidad de las unidades geológicas. En el contexto de la zona de estudio, donde los cambios litológicos ocurren de manera gradual, una cierta suavidad en la representación resulta físicamente consistente, ya que la rigidez del suelo no presenta variaciones abruptas a escalas reducidas (Kramer, 1996).

3.3.4. Evaluación del desempeño del modelo geoestadístico

El modelo de interpolación obtenido se valida mediante un análisis comparativo de desempeño entre los distintos modelos evaluados. Para ello, se utilizan métricas globales que permiten cuantificar la calidad de la predicción y la coherencia espacial del modelo estimado, con énfasis en el error cuadrático medio y la estructura de covarianza entre las mediciones reales y los valores interpolados (Isaaks & Srivastava, 1989).

De forma complementaria, se considera el coeficiente de variación local, definido en la Ecuación (14). Esta métrica permite expresar el error de predicción en términos relativos, facilitando la comparación entre sectores con distintos valores estimados de Vs30. En particular se construyen mapas con las curvas de nivel del coeficiente de variación en el territorio estudiado. De este modo, la evaluación del desempeño no se limita a minimizar el error numérico, sino que también considera que las superficies interpoladas mantengan coherencia geológica, evitando discontinuidades artificiales, suavizados excesivos o patrones espaciales no atribuibles a la configuración física del subsuelo (Cressie, 1993).

Adicionalmente, se evalúa el comportamiento espacial del predictor, analizando su continuidad, estabilidad numérica y correspondencia con las unidades litológicas conocidas. La interpretación visual del modelo permite identificar si la superficie interpolada muestra transiciones realistas o si presenta discontinuidades no justificadas desde el punto de vista geotécnico (Isaaks & Srivastava, 1989). Este criterio es relevante, dado que en zonas urbanas con heterogeneidad litológica moderada, el desempeño del modelo debe equilibrar suavidad y sensibilidad a los cambios del subsuelo. Para esta análisis se utilizan los antecedentes geológicos presentados en la Sección 2.2.1, particularmente la Figura 1 y la Figura 2, que permiten contrastar la distribución espacial de Vs30 con los distintos

tipos de depósitos superficiales descritos. En conjunto, estos criterios apuntan a seleccionar el modelo de correlación que presenta el mejor desempeño integral, equilibrando precisión numérica, estabilidad y consistencia geológica.

3.3.5. Aplicación del modelo geoestadístico

Una vez seleccionado el modelo de kriging, se genera la superficie continua del parámetro Vs30 para el área urbana de Talca. Esta superficie permite identificar zonas con rigidez baja (sectores piroclásticos del norte), zonas de rigidez media (sector centro-oriente), y zonas de rigidez mayor (aluviales y fluviales del suroeste y sur), los cuales resultan consistentes con la información geológica disponible (ver Sección 2.2.1). En este contexto, la microzonificación preliminar no se limita a una simple interpolación de valores, sino que integra la información geofísica generada en este estudio con antecedentes geológicos y estudios previos disponibles para la ciudad, permitiendo una zonificación coherente con el comportamiento dinámico esperado del terreno.

De manera complementaria, el mapa del coeficiente de variación aporta información adicional para la evaluación de la confiabilidad del modelo. En particular, las zonas con mayores valores de coeficiente de variación constituyen sectores a considerar para llevar a cabo campañas de adquisición de datos geofísicos con el fin de mejorar la fidelidad del modelo.

4. Resultados

4.1. Validación y caracterización de la base de datos geofísica

4.1.1. Cantidad y distribución espacial de mediciones

Como se indica en la Sección 1.2, la base de datos geofísica utilizada en el presente estudio se construye a partir de información existente. En particular, esta base de datos considera 50 mediciones válidas de Vs30, correspondientes a los proyectos y puntos incluidos en el Apéndice 1. De este total, 37 mediciones corresponden a estudios desarrollados directamente por el autor, mientras que las 13 mediciones restantes provienen de antecedentes técnicos recopilados de proyectos previos disponibles para la zona de estudio. El filtrado del conjunto de datos se realizó en función de criterios de calidad ad hoc (ver Sección 3.2.4). Como resultado, se obtuvo una base de datos consolidada para su uso en procesos de interpolación espacial.

La Figura 9 presenta la distribución espacial de las mediciones consideradas en el estudio junto a su número correlativo (índice). Por su parte, la Figura 10 muestra los valores de Vs30 asociados a los distintos puntos. En ambas figuras, la línea negra corresponde a la envolvente convexa *(convex hull)* de los puntos de medición, la cual establece el área dentro de la cual las interpolaciones presentan validez espacial. Esta representación permite identificar no solo la ubicación de los ensayos, sino también la correlación espacial del parámetro, evidenciando diferencias en la rigidez del subsuelo entre distintos sectores de la ciudad. Además, se observa una mayor densidad de puntos en sectores donde se han concentrado proyectos de infraestructura, edificación o estudios geotécnicos recientes, mientras que en otras zonas la cobertura es más limitada. A pesar de esta heterogeneidad, la distribución de las mediciones permite cubrir un rango representativo de las principales unidades geomorfológicas y litológicas presentes en el área de estudio, capturando variaciones espaciales del parámetro Vs30 asociadas a cambios en la composición y rigidez del subsuelo.

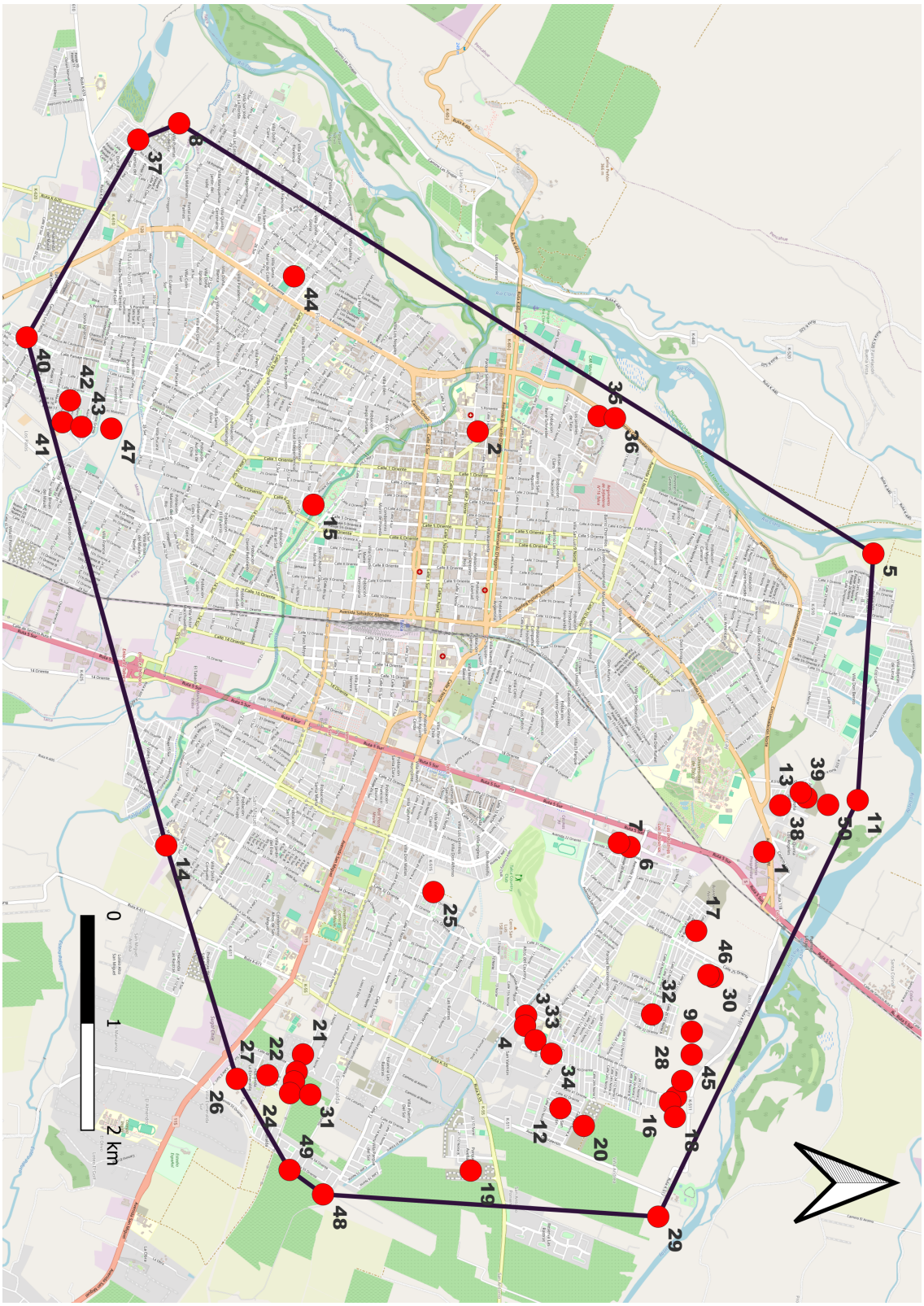


Figura 9: Ubicación de puntos de medición Vs30

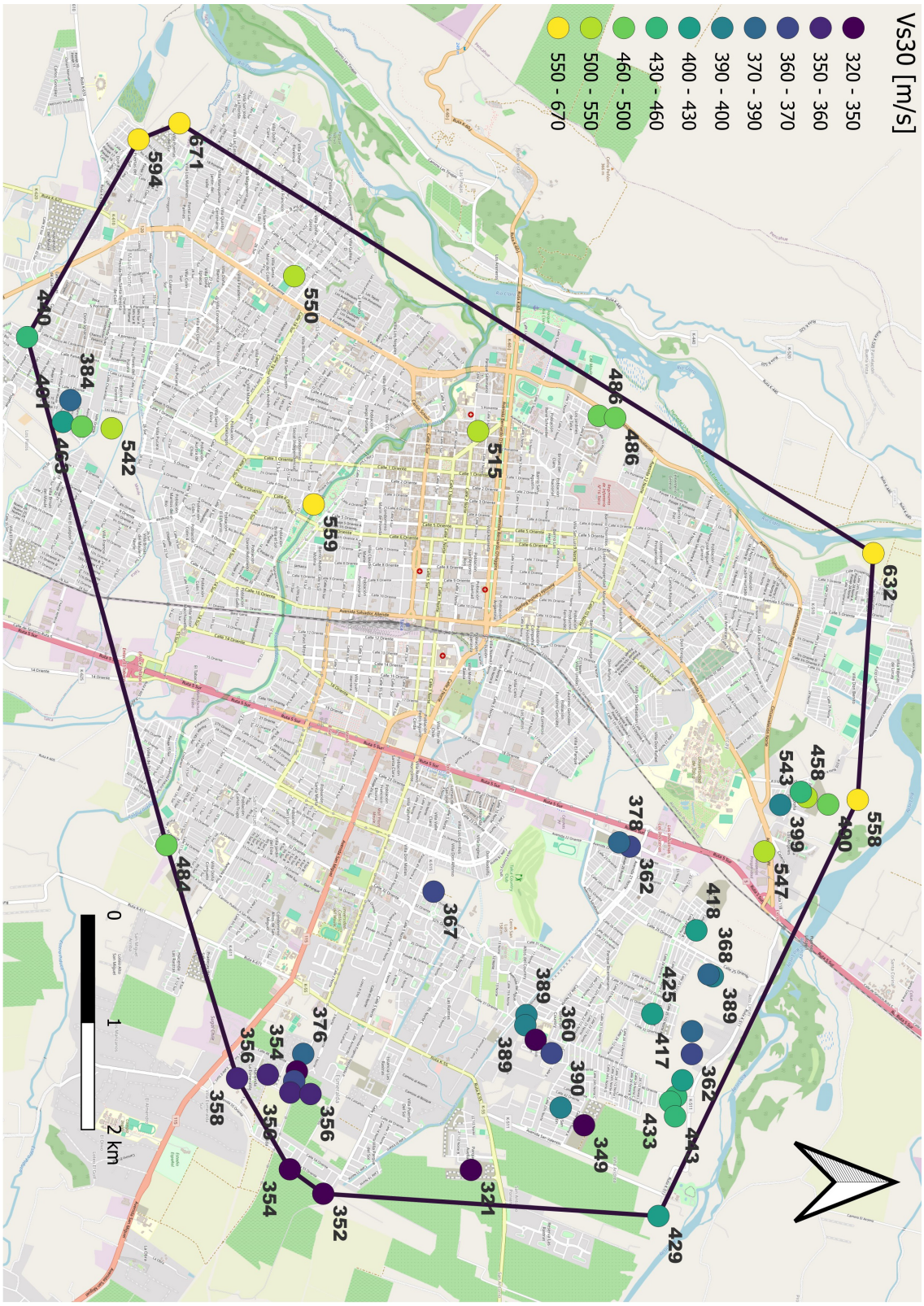


Figura 10: Valores medidos de Vs30

4.1.2. Caracterización estadística del parámetro Vs30

Para lograr una mejor comprensión de la base de datos georreferenciada del parámetro Vs30, ésta se caracteriza estadísticamente en términos de su rango de variación, dispersión y consistencia general. El valor mínimo registrado es de 321 m/s, mientras que el valor máximo alcanza 671 m/s, lo que define un rango total de 350 m/s. Este intervalo evidencia desde un inicio que la muestra incorpora condiciones de subsuelo significativamente diferentes dentro de la ciudad, abarcando desde sectores de menor rigidez hasta zonas con suelos notablemente más densos o rígidos. El valor promedio obtenido es de 431.24 m/s, lo que indica que la muestra presenta una concentración importante de mediciones en el rango medio-bajo, junto con un subconjunto menor de valores altos que elevan el promedio. Finalmente, el coeficiente de variación obtenido corresponde a 19.5 %, lo que indica una dispersión moderada de los valores de Vs30 respecto del promedio, consistente con la heterogeneidad geológica presente en el área de estudio.

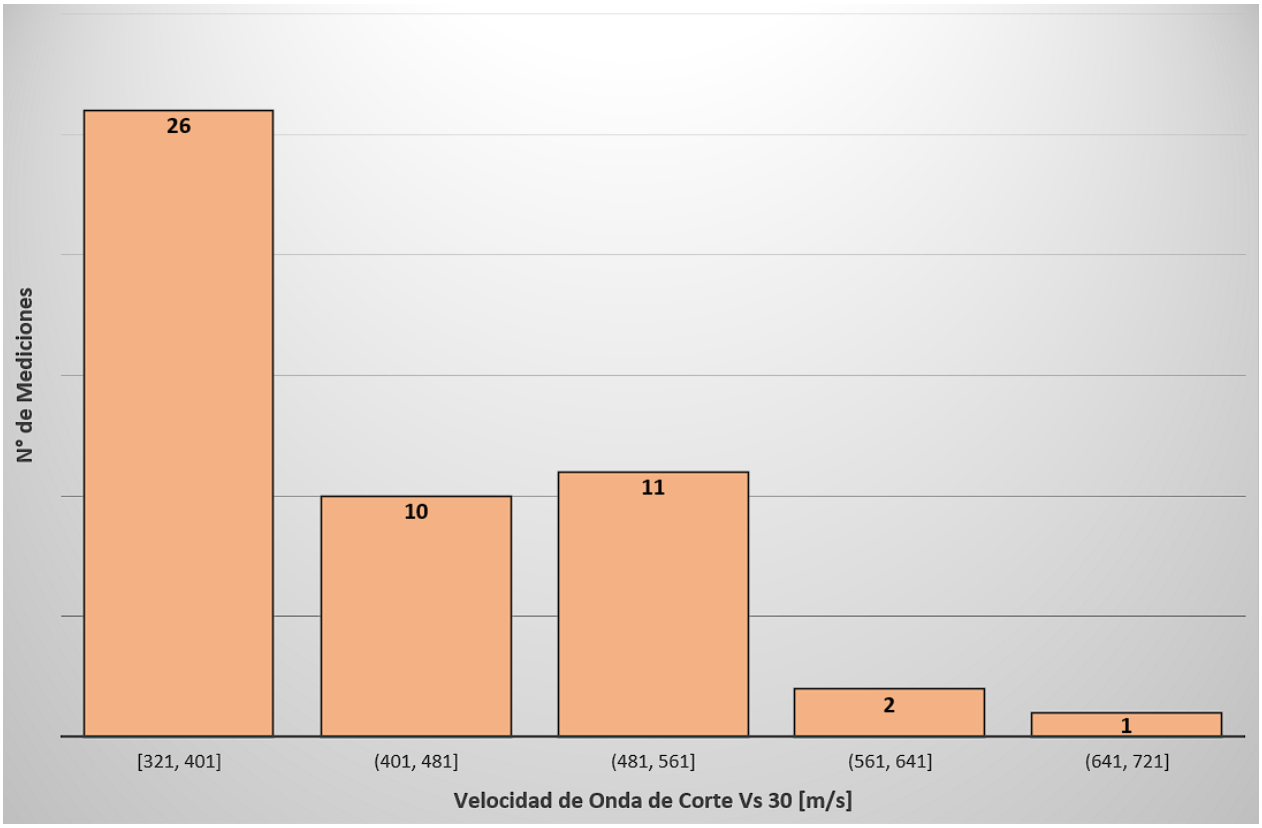


Figura 11: Histograma de valores Vs30

La Figura 11 muestra el histograma de frecuencias de los valores de Vs30. En él se observa que el intervalo [321, 401] m/s concentra la mayor cantidad de mediciones con 26 registros, es decir, algo más de la mitad de la muestra. En el histograma se puede ver que esta distribución indica que la mayor parte de la base de datos se concentra en valores intermedios de rigidez, mientras que los valores altos aparecen como casos menos frecuentes, aunque no aislados ni inconsistentes. Por otro lado, al comparar los valores acumulados se observa que alrededor del 90 % de las mediciones se ubica por debajo de aproximadamente 561 m/s, mientras que solo un porcentaje muy reducido supera ese umbral.

Complementariamente, la Figura 12 presenta el diagrama boxplot de la muestra, el cual permite evaluar la dispersión central y la eventual presencia de valores extremos. En este caso, el boxplot indica una mediana de 400 m/s, un primer cuartil cercano a 362 m/s y un tercer cuartil de aproximadamente 486 m/s. De este modo, el 50 % central de las mediciones se concentra dentro de un intervalo del orden de 124 m/s, lo que se interpreta como una dispersión moderada a alta en la parte central de la muestra. Este rango intercuartílico evidencia una dispersión consistente con la variabilidad esperable de propiedades geotécnicas en un medio espacialmente heterogéneo (Phoon & Kulhawy, 1999). Asimismo, aplicando el criterio convencional de (1.5IQR) para la identificación de valores atípicos, se obtienen límites aproximados de 176 y 672 m/s. Considerando que la totalidad de las mediciones se encuentra entre 321 y 671 m/s, no se identifican valores atípicos según este criterio, lo que indica que la dispersión observada forma parte de la variabilidad interna de la muestra y no se encuentra controlada por observaciones extremas aisladas (Tukey, 1977).

Otro aspecto relevante del boxplot presentado en la figura 12 es la separación entre la media (431.24 m/s) y la mediana (400 m/s). La media se ubica por encima de la mediana, lo que coincide con la asimetría positiva, evidenciada en la Figura 11. Sin embargo, el gráfico no muestra una dispersión extrema ni una cantidad anómala de observaciones aisladas (outliers), lo que sugiere que los valores extremos de Vs30 constituyen expresiones legítimas de sectores localmente más rígidos dentro del dominio urbano estudiado. En consecuencia, desde el punto de vista estadístico y geotécnico, estos valores no debieran eliminarse automáticamente del análisis, sino ser interpretados en relación con su contexto espacial y geológico.

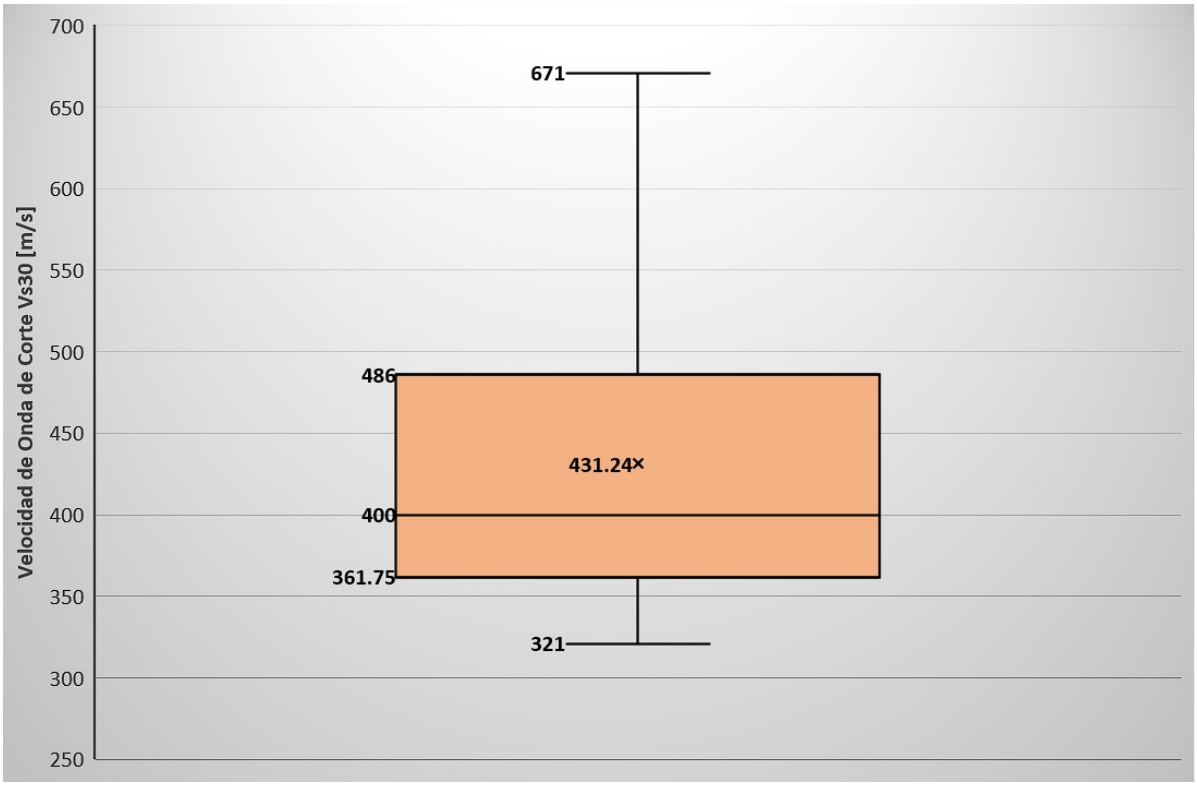


Figura 12: Diagrama Boxplot de valores Vs30

En términos de consistencia general, la muestra no presenta comportamientos estadísticos incompatibles con el origen físico del parámetro Vs30. La dispersión observada es coherente con la heterogeneidad estratigráfica y geotécnica del área urbana de Talca, sin evidenciar concentraciones atípicas o patrones extremos que sugieran sesgos relevantes en la base de datos. En consecuencia, el conjunto analizado mantiene una coherencia global adecuada para ser utilizado en etapas posteriores de clasificación e interpolación espacial.

Desde una perspectiva aplicada, la caracterización estadística de la muestra también permite establecer una primera aproximación a la distribución de clases normativas esperables. Considerando la clasificación de suelos de la NCh433 (ver Sección 2.5.1), una fracción importante de los valores medidos se concentra en el dominio de transición entre suelos tipo C y D, mientras que un subconjunto menor alcanza rangos compatibles con suelos tipo B. Esta observación es coherente con la naturaleza geológica de Talca, en donde coexisten depósitos de distinta compacidad y rigidez (ver Sección 2.2.1). Lo anterior, sugiere que la base de datos contiene un espectro suficientemente amplio de condiciones dinámicas como para sustentar una zonificación con sentido ingenieril.

4.1.3. Coherencia geotécnica de los valores obtenidos

La coherencia geotécnica de los valores de Vs30 obtenidos permite validar si la distribución espacial del parámetro responde a condiciones físicas reales del subsuelo, en concordancia con la geología y litología descrita previamente. En este sentido, el análisis no busca aún definir unidades de zonificación, sino verificar que los valores medidos reflejen adecuadamente la variabilidad esperada del terreno desde un punto de vista geológico, geomorfológico y geotécnico (ver Sección 2.2).

En la Figura 10, que presenta las mediciones de Vs30 georreferenciadas dentro del área urbana de Talca, se identifican sectores con valores más elevados en el sector norponiente de la ciudad (entorno del río Claro), y en el sector surponiente. Por el contrario, los valores más bajos se concentran predominantemente hacia el sector oriente del área de estudio. Esta distribución presenta una alta coherencia con la configuración geológica descrita en la Sección 2.2.1. Según la Carta Hidrogeológica de Talca de Hauser (1995) (ver Figura 1), la ciudad se emplaza sobre una combinación de unidades aluviales, volcánicas y transicionales. En particular, se distinguen tres dominios principales: depósitos aluviales gruesos hacia el suroeste y noroeste, depósitos volcánicos finos hacia el oriente, y una zona de transición donde ambos materiales se intercalan (Leyton et al., 2013).

Los sectores con mayores valores de Vs30 observados en el norponiente y surponiente son consistentes con la presencia de depósitos aluviales gruesos, compuestos principalmente por gravas y arenas de densidad media a alta, con intercalaciones arcillosas. Este tipo de materiales, característicos de abanicos aluviales y depósitos fluviales antiguos, presentan una mayor rigidez debido a su granulometría gruesa y grado de compactación, lo que se traduce en velocidades de onda de corte más elevadas. Estudios como el de Leyton et al. (2010), muestran que depósitos aluviales de gravas pueden presentar valores de Vs30 en rangos del orden de 400 a 800 m/s, dependiendo de su densidad y grado de cementación, lo que resulta consistente con los valores más altos observados en estos sectores del área de estudio.

Por otra parte, los valores más bajos de Vs30 identificados hacia el sector oriente se correlacionan con la presencia de depósitos volcánicos finos, tales como cenizas, lapilli y pumitas, descritos tanto en Hauser (1995), como en Leyton et al. (2013). Estos materiales presentan una alta porosidad, baja

densidad y, en muchos casos, una estructura poco consolidada, lo que reduce significativamente su rigidez y, por ende, la velocidad de propagación de ondas de corte. En estudios realizados en cuencas sedimentarias similares, estos depósitos volcánicos suelen presentar valores de Vs30 en rangos inferiores, típicamente entre 150 y 400 m/s, lo que coincide con los valores más bajos registrados en la base de datos analizada.

Desde un punto de vista geomorfológico, la relación entre la distribución de Vs30 y las unidades del terreno también resulta consistente. Las zonas cercanas a cauces fluviales activos o antiguos tienden a presentar materiales más gruesos y densificados, asociados a mayores velocidades de onda de corte, mientras que las áreas más alejadas o vinculadas a depósitos volcánicos finos presentan suelos más compresibles y menos rígidos. En términos generales, los valores obtenidos no evidencian inconsistencias significativas desde el punto de vista geotécnico. La distribución espacial del parámetro Vs30 responde de manera lógica a la configuración geológica del área, reflejando adecuadamente la transición entre materiales más rígidos y menos rígidos.

4.2. Modelo geoestadístico y parámetros de interpolación

4.2.1. Definición de funciones de regresión y correlación

Con el objetivo de evaluar la capacidad de los distintos modelos geoestadísticos para representar la variabilidad espacial del parámetro Vs30 en el área de estudio, se desarrolló un análisis comparativo considerando múltiples combinaciones de funciones de correlación y modelos de regresión, en el marco de la interpolación mediante kriging implementada a través de la herramienta de Matlab DACE (Lophaven et al., 2002). En particular, según lo indicado en la Sección 3.3.2, se analizaron diversos modelos de correlación espacial: modelo gaussiano, exponencial, esférico, lineal y spline. En forma complementaria, se evaluaron tres funciones de regresión, correspondientes a polinomios de orden 0, 1 y 2.

En este estudio, si bien los modelos con polinomios de orden superior (1 y 2) presentaron en algunos casos valores de Coeficiente de Variación (o RMSE indirectamente) menores, se observó que generaban superficies con formas artificiales y patrones espaciales que no guardaban coherencia con la geología del área de estudio. Este comportamiento puede atribuirse a un fenómeno de sobreajuste (*overfitting*), en el cual el modelo captura variaciones locales del conjunto de datos, pero pierde capacidad de generalización y consistencia física (Hastie et al., 2009). Por esta razón, se implementa un polinomio de orden 0, privilegiando la representación de la estructura espacial a través de la función de correlación y no mediante una tendencia global impuesta.

4.2.2. Comparación entre modelos de correlación espacial

En términos generales, los modelos exponencial, lineal y esférico presentaron resultados comparables en cuanto a error global, aunque con diferencias en la representación espacial. Los modelos gaussiano y exponencial tendieron a suavizar en exceso la variación espacial, lo que redujo su capacidad para distinguir cambios relevantes en la rigidez del terreno. El modelo esférico, si bien logró representar de forma razonable la tendencia general del valor de Vs30, presentó un ajuste menos preciso en las zonas de transición y mostró un mayor error en la evaluación comparativa.

Considerando la naturaleza del parámetro Vs30, asociado directamente a la rigidez del subsuelo y a cambios litológicos graduales, se priorizó el uso de modelos lineal y esférico: ambos permiten

representar de manera realista transiciones progresivas, evitando sobresuavizar la variabilidad o generar discontinuidades no físicas (Kitanidis, 1997).

4.2.3. Definición de modelos de interpolación representativos

En función del análisis comparativo desarrollado, no se definió un único modelo como solución final, sino que se adoptaron dos configuraciones equivalentes para la representación espacial del parámetro Vs30: **el modelo lineal y el modelo esférico**. Ambos modelos presentan diferencias menores en términos de coeficiente de variación y error asociado, mostrando además coherencia con la representación espacial de la variable: sus variaciones locales son acotadas y no presentan discrepancias significativas en la interpretación geológica. En consecuencia, ambos modelos son considerados válidos y aceptables desde el punto de vista geoestadístico y geológico, proponiéndose como soluciones equivalentes para la interpolación espacial, y permitiendo una interpretación robusta del comportamiento del Vs30 en el área de estudio.

Con el objetivo de representar de manera continua la distribución espacial del parámetro Vs30 en el área urbana de Talca, se generaron superficies interpoladas a partir de los modelos geoestadísticos previamente seleccionados. Las Figuras 13 y 14 presentan la superficie interpolada del modelo de correlación esférica obtenida mediante la *toolbox* de MATLAB y el mapa de Vs30 generado a partir de esta interpolación, respectivamente, mientras que las Figuras 15 y 16 muestran el mismo resultado correspondiente al modelo lineal. Ambas superficies fueron construidas a partir de la misma base de datos de mediciones georreferenciadas de Vs30, manteniendo consistencia en los parámetros de interpolación y condiciones de borde del modelo.

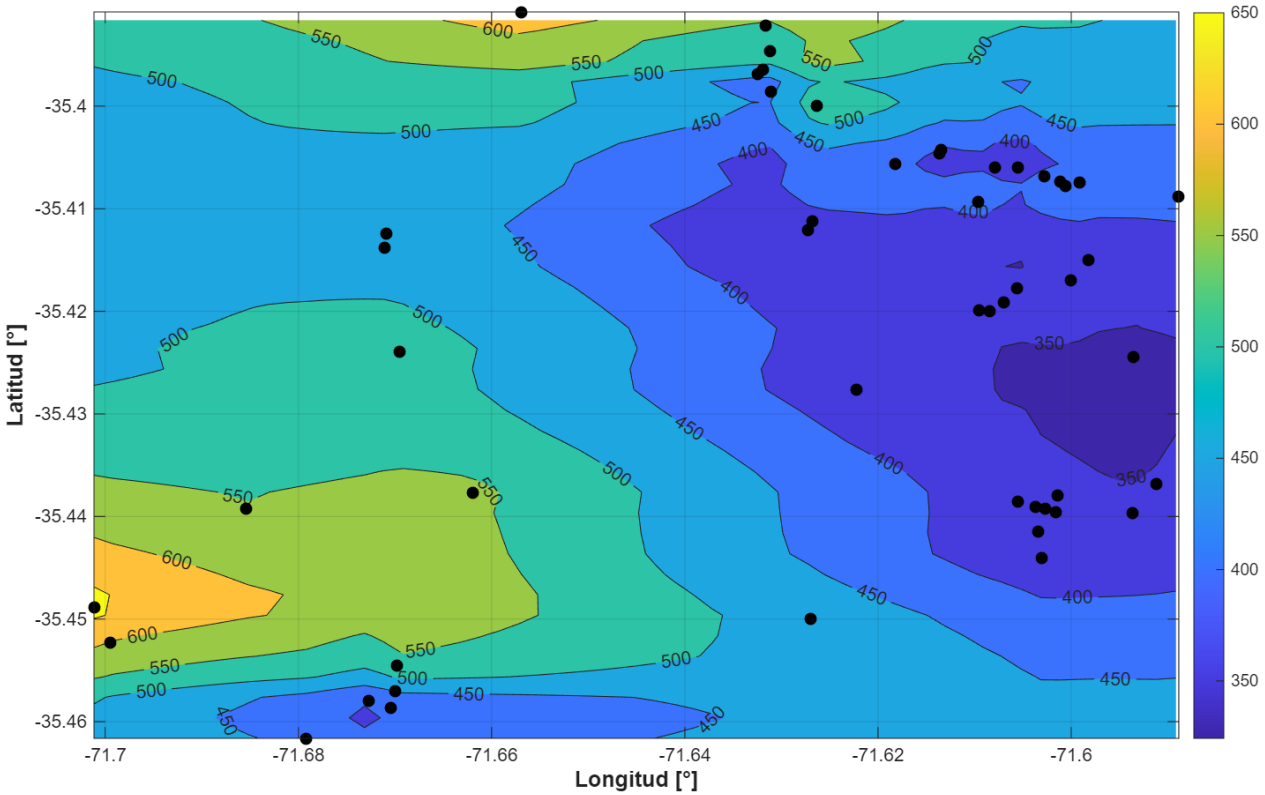


Figura 13: Distribución de isolíneas de Vs30 [m/s] del modelo de correlación esférica

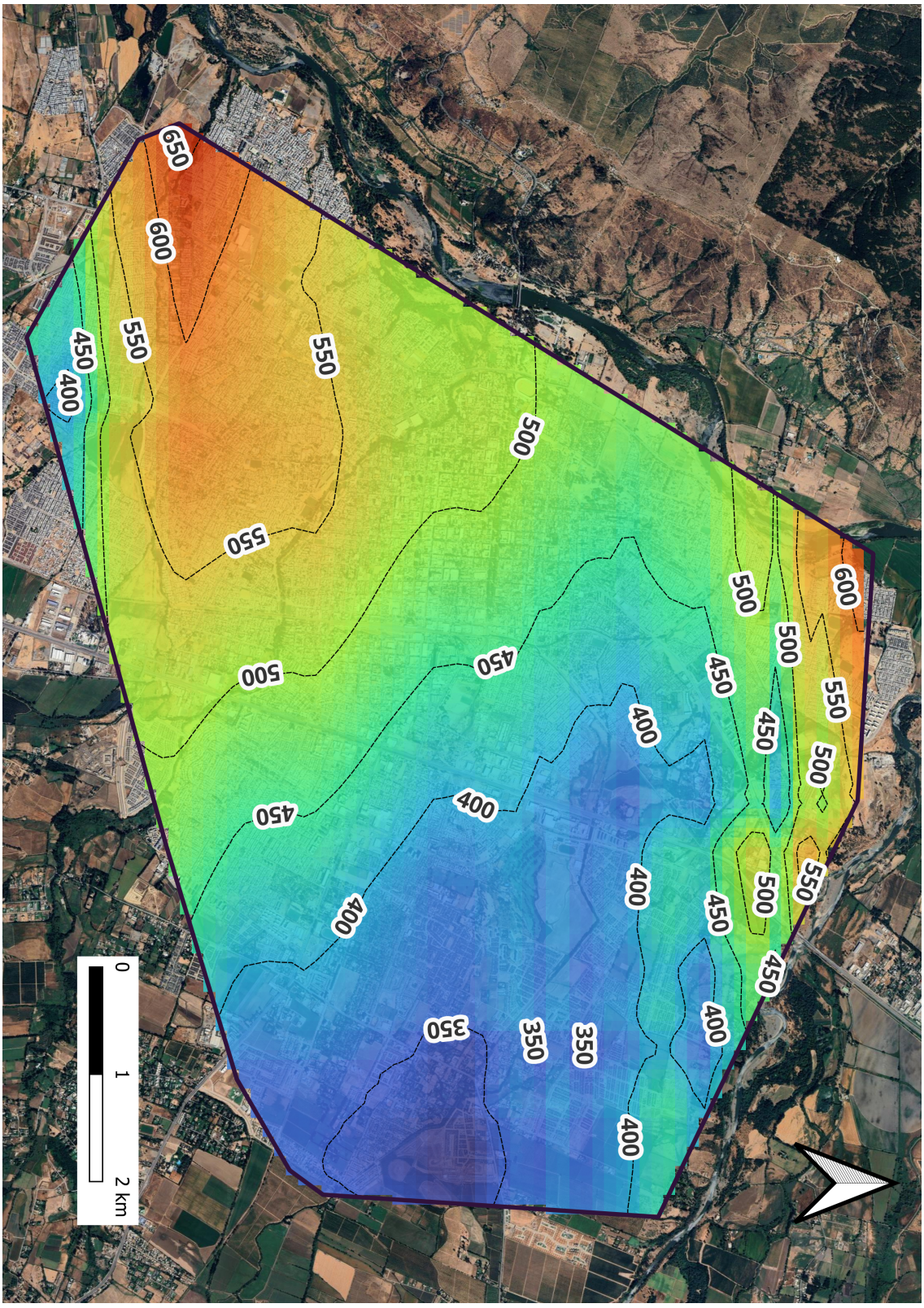


Figura 14: Mapa de distribución de Vs30 en m/s mediante modelo de correlación esférica

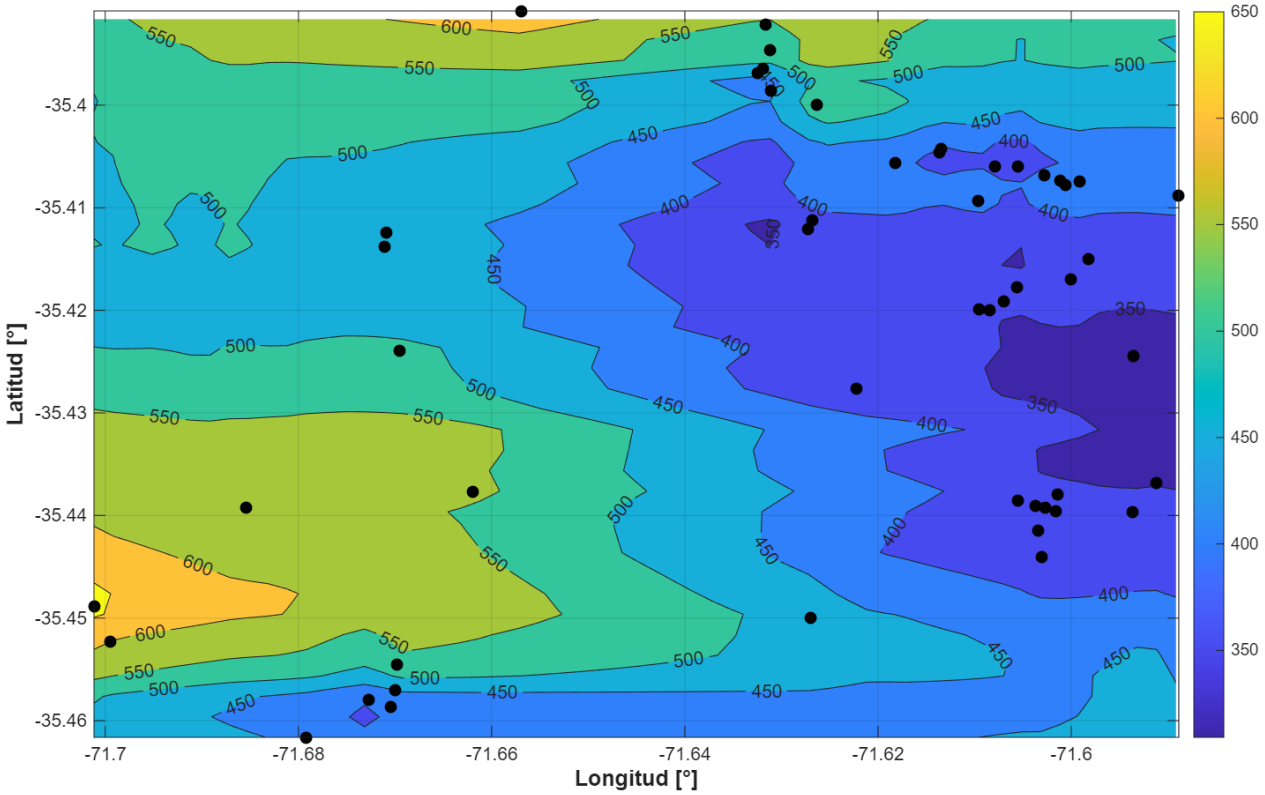


Figura 15: Distribución de isolíneas de Vs30 [m/s] del modelo de correlación lineal

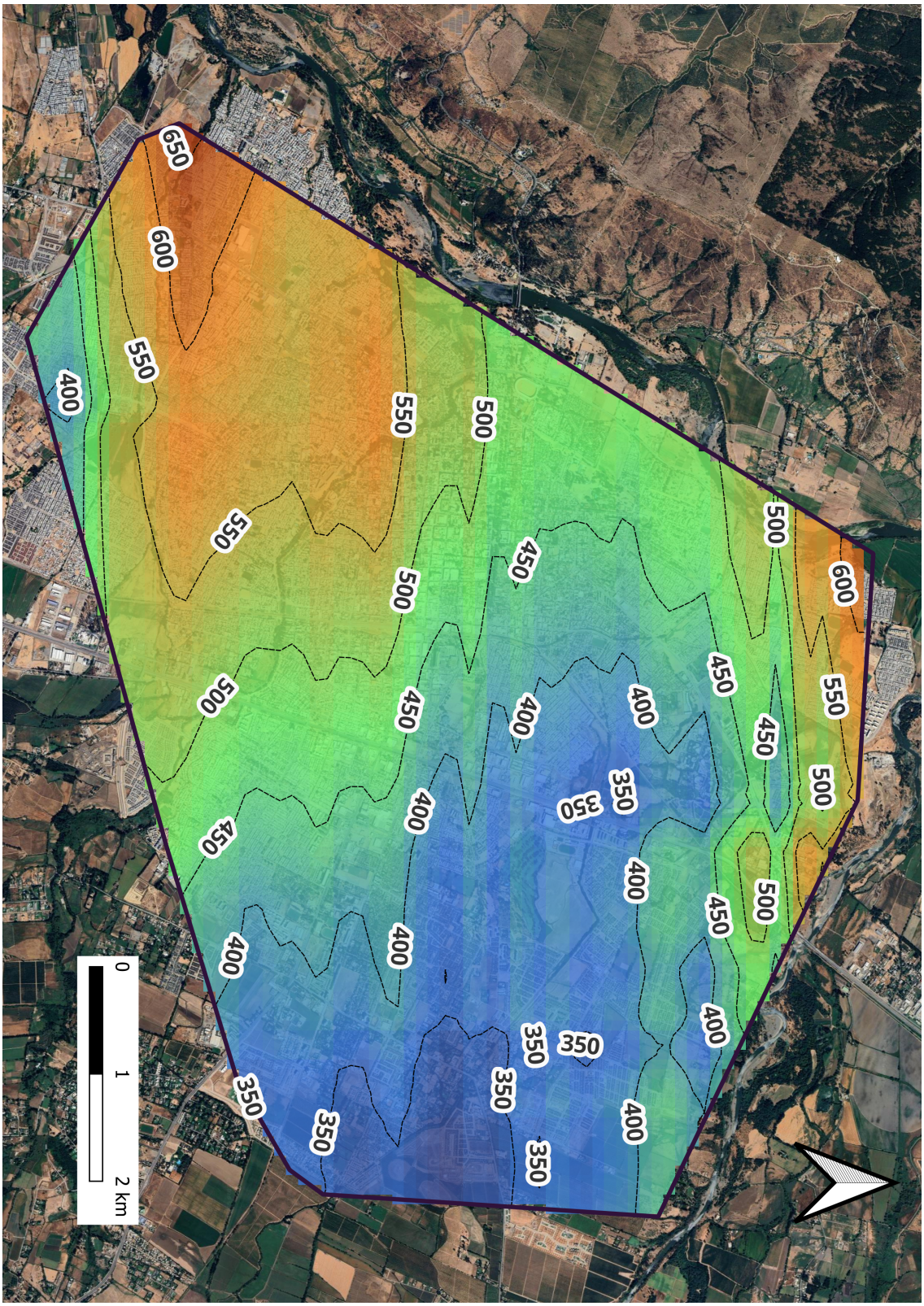


Figura 16: Mapa de distribución de Vs30 en m/s mediante modelo de modelo correlación lineal

Las diferencias entre ambas superficies son menores y se manifiestan principalmente en la suavidad de las isolíneas y en la geometría de las transiciones entre zonas de distinta rigidez. El modelo lineal tiende a generar transiciones más definidas y con cambios de pendiente más marcados hasta alcanzar el rango efectivo, mientras que el modelo esférico produce variaciones más graduales y continuas en el espacio. Sin embargo, esta mayor suavidad no implica necesariamente una mejor representación del fenómeno, sino que responde a la forma en que cada modelo describe la estructura de correlación espacial. En ambos casos, las superficies mantienen coherencia con la distribución de los puntos medidos, evidenciando que el proceso de interpolación no introduce discontinuidades artificiales relevantes ni distorsiona la tendencia general del parámetro.

4.3. Evaluación espacial del modelo interpolado de Vs30

4.3.1. Análisis espacial de la incertidumbre

El análisis de incertidumbre permite cuantificar el nivel de confiabilidad asociado a las estimaciones del parámetro Vs30 dentro del área de estudio. A diferencia de los valores interpolados, que representan una estimación del comportamiento del subsuelo, la incertidumbre entrega información complementaria respecto a la calidad de dicha estimación, permitiendo identificar sectores donde el modelo presenta mayor o menor grado de confiabilidad.

En este estudio, la incertidumbre espacial se analiza a partir de los mapas derivados del proceso de kriging, los cuales se presentan para ambos modelos de correlación considerados: el modelo esférico (Figura 17) y el modelo lineal (Figura 18). Estos mapas representan la varianza o error de estimación asociado a cada punto del dominio interpolado, lo que permite interpretar la distribución espacial de la incertidumbre en función de la configuración de los datos y de la estructura de correlación definida por el variograma.

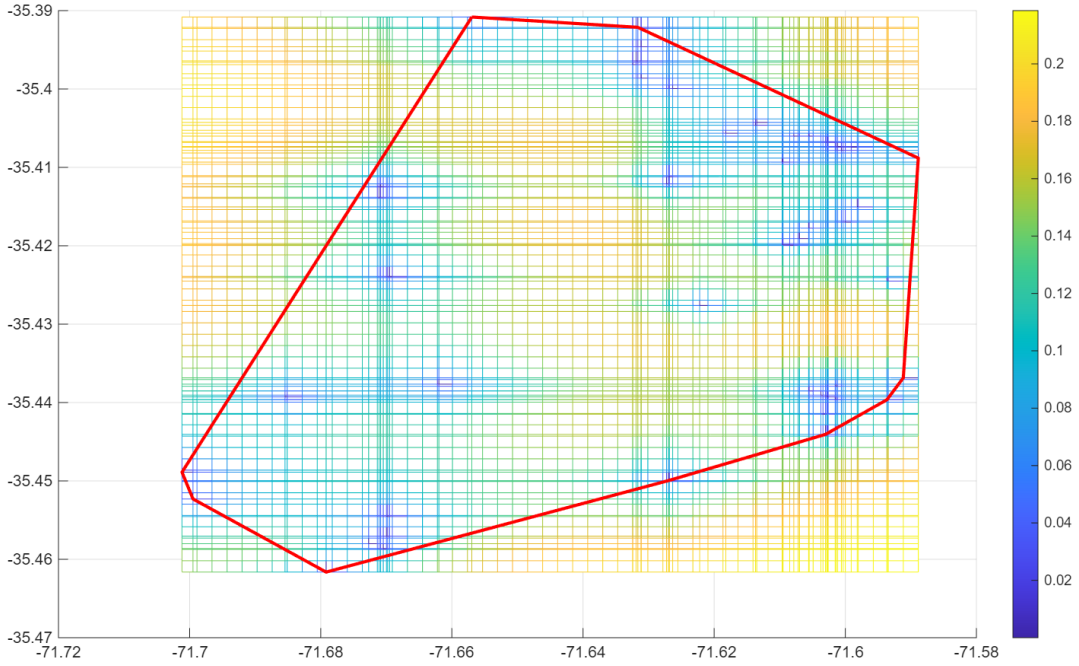


Figura 17: Distribución espacial del coeficiente de variación del modelo esférico

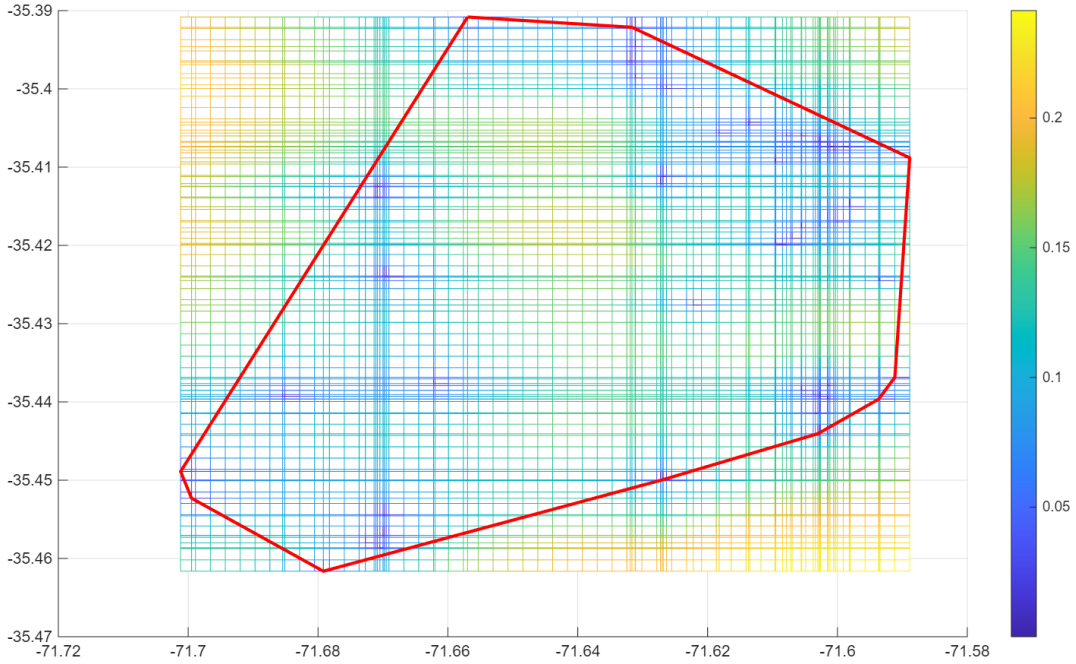


Figura 18: Distribución espacial del coeficiente de variación del modelo lineal

En el contexto teórico, una de las propiedades del kriging es que constituye un interpolador exacto, lo que implica que en las ubicaciones donde existen mediciones reales, el error de estimación es cero. Esto se traduce en valores mínimos de varianza o covarianza en los puntos muestreados, condición que se observa de manera consistente en los mapas presentados en las Figuras 17 y 18.

A medida que la distancia respecto de los puntos de medición aumenta, el coeficiente de variación asociado a la estimación también se incrementa progresivamente, alcanzando valores mayores en zonas cercanas al rango efectivo del modelo (Cressie, 1993). En términos prácticos, esto implica que las estimaciones realizadas en zonas alejadas de datos reales dependen en mayor medida del modelo teórico ajustado, lo que incrementa el error asociado a la predicción (Kitanidis, 1997).

El análisis de los mapas de distribución de Vs30 en conjunto con los mapas del coeficiente de variación sugiere que las zonas con mayor densidad de mediciones presentan niveles bajos de error de predicción, mientras que los sectores con menor cobertura de datos muestran valores significativamente más altos. En particular, destacan dos áreas críticas dentro del área urbana de Talca: el sector central de la ciudad (Talca Centro) y la zona centro-oriente, donde la disponibilidad de datos es más limitada. En estas áreas, los valores de coeficiente de variación aumentan de forma considerable, reflejando una menor confiabilidad en la predicción del parámetro Vs30.

Este comportamiento es consistente con la distribución espacial de los puntos de medición descrita previamente en la Sección 4.1.1, donde se evidenció una cobertura heterogénea del área de estudio. En particular, la menor densidad de datos en sectores interiores de la ciudad genera una mayor dependencia del modelo geoestadístico, lo que se traduce en un aumento de la incertidumbre asociada a la interpolación.

Al comparar los resultados obtenidos entre el modelo esférico y el modelo lineal, se observa que

ambos presentan patrones de incertidumbre similares, sin diferencias significativas en la distribución espacial de los valores de error. Esta consistencia refuerza la robustez del enfoque adoptado, indicando que la incertidumbre está dominada principalmente por la configuración espacial de los datos y no por la elección del modelo de correlación. Sin embargo, pueden existir diferencias menores en la magnitud de los valores de error, asociadas a la forma en que cada modelo representa la continuidad espacial del fenómeno.

El análisis de incertidumbre espacial adquiere especial relevancia al momento de planificar futuras campañas de medición. Las zonas que presentan valores elevados de coeficiente de variación o error de estimación pueden ser interpretadas como áreas prioritarias para la adquisición de nuevos datos, ya que en ellas el modelo presenta menor confiabilidad. La incorporación de nuevas mediciones en estos sectores permitiría reducir la incertidumbre y aumentar la precisión del modelo interpolado.

En conjunto, el análisis desarrollado permite concluir que la incertidumbre espacial del modelo de Vs30 se encuentra fuertemente condicionada por la distribución de las mediciones, proporcionando una herramienta clave para la evaluación de la calidad del modelo y la planificación de futuras investigaciones.

4.3.2. Anisotropía y coherencia espacial del modelo interpolado

El análisis de los parámetros θ obtenidos muestra un comportamiento anisotrópico del modelo, caracterizado por valores distintos según la dirección espacial considerada. Se observa que los valores asociados a la dirección longitudinal, correspondiente a la coordenada X, son mayores que aquellos obtenidos en la dirección latitudinal, correspondiente a la coordenada Y. De acuerdo con la formulación empleada, esto implica una pérdida más rápida de correlación espacial en la dirección X, y por tanto una mayor variabilidad del parámetro Vs30 en sentido longitudinal. Este comportamiento sugiere que la continuidad espacial del campo interpolado no es uniforme en todas las direcciones, sino que responde parcialmente a la orientación preferencial de las unidades geomorfológicas y litológicas presentes en el área de estudio. Entonces, la anisotropía es esperable debido a que los procesos sedimentarios, fluviales y geomorfológicos que controlan la disposición de los materiales del subsuelo suelen establecer direcciones preferentes de desarrollo de las variables geotécnicas (Lophaven et al., 2002).

Desde el punto de vista cualitativo, los modelos evaluados presentan una representación adecuada de la continuidad espacial del parámetro Vs30, sin generar discontinuidades relevantes ni patrones incompatibles con la configuración geológica conocida. Tanto el modelo lineal como el modelo esférico reproducen transiciones progresivas entre zonas de distinta rigidez, lo que resulta coherente con la naturaleza gradual de los cambios litológicos presentes en el área urbana de Talca. La similitud observada entre ambos modelos respalda la decisión de considerarlos como representaciones válidas del comportamiento espacial del Vs30. La utilización conjunta de los modelos lineal y esférico permite evaluar la estabilidad de los resultados y reducir la dependencia de una única función de correlación, lo que fortalece la interpretación geoestadística del modelo.

En cuanto a la coherencia geológica, los patrones espaciales obtenidos presentan concordancia con las unidades descritas previamente, evidenciando que el modelo captura adecuadamente la relación entre las propiedades geotécnicas estimadas y el contexto geomorfológico del área de estudio. En consecuencia, la evaluación integrada de anisotropía, continuidad espacial y coherencia geoló-

gica permite respaldar la validez de los modelos seleccionados dentro del dominio de interpolación definido.

4.3.3. Dominio espacial de validez del modelo

En cuanto al dominio de validez del modelo, este queda restringido a la **envolvente convexa** de los puntos de medición (convex hull). Este dominio define la región en la cual el modelo realiza interpolación, es decir, donde las estimaciones están sustentadas por datos reales. Fuera de esta envolvente, el modelo entra en un régimen de extrapolación, en el cual las predicciones no están controladas por la estructura de datos observada, lo que puede generar resultados no representativos.

4.3.4. Dominios de rigidez del subsuelo según Vs30

La distribución espacial del parámetro Vs30, obtenida a partir de las superficies interpoladas, permite reconocer dominios de rigidez diferenciados dentro del área urbana de Talca. A diferencia del análisis puntual desarrollado previamente, esta sección se centra en la lectura espacial continua de los mapas generados, vinculando los rangos interpolados de Vs30 con las principales unidades geológicas y geomorfológicas descritas en la Sección 2.2.1.

El primer dominio corresponde al sector oriente de la ciudad, donde los mapas muestran valores predominantes de Vs30 entre 350 y 400 m/s. Este rango indica condiciones de rigidez media a media-baja y resulta coherente con la presencia de depósitos volcánicos finos y materiales piroclásticos descritos para este sector (ver Sección 2.2.1), los cuales han sido asociados previamente a condiciones de menor rigidez relativa y mayor susceptibilidad a amplificación local.

El segundo dominio se localiza hacia el norponiente, donde se observan valores superiores, generalmente entre 450 y 600 m/s. Esta zona se vincula con depósitos aluviales asociados al río Lircay y su confluencia con el río Claro, lo que permite interpretar estos valores como expresión de materiales más densos y rígidos dentro del área de estudio.

De manera complementaria, el sector surponiente presenta valores interpolados mayoritariamente entre 500 y 600 m/s, indicando condiciones de mayor rigidez relativa. Este patrón puede asociarse a la influencia de sistemas fluviales como el río Claro, el estero Piduco y el estero Pejerreyes, que corresponden a depósitos aluviales más gruesos y de mayor rigidez.

Desde una perspectiva geotécnica, los rangos de Vs30 observados en cada sector son coherentes con valores reportados en la literatura para distintos tipos de suelos. Depósitos aluviales densos suelen presentar velocidades de onda de corte en rangos superiores a 400 m/s, pudiendo alcanzar valores cercanos a 800 m/s dependiendo de su grado de compactación, mientras que materiales volcánicos no consolidados tienden a presentar valores significativamente menores, frecuentemente bajo los 400 m/s (Leyton et al., 2013). Esta concordancia refuerza la interpretación de que la variabilidad observada en el parámetro Vs30 responde efectivamente a cambios litológicos y no a artefactos del proceso de interpolación.

En resumen, la interpretación espacial de los mapas permite reconocer una zonificación, con menores valores hacia el oriente y mayores valores hacia los sectores norponiente y surponiente.

4.4. Zonificación sísmica preliminar

A partir de las superficies continuas de Vs30 obtenidas y validadas en la Sección 4.2.3, se construye una zonificación sísmica preliminar del área de estudio mediante su categorización conforme a los rangos establecidos en la NCh 433 (INN, 2026).

Dado que los modelos lineal y esférico fueron considerados representaciones válidas del comportamiento espacial del parámetro Vs30, se adopta una superficie ponderada que integra ambos resultados. Esto se fundamenta en que ambos modelos presentan un desempeño cualitativo adecuado, patrones espaciales coherentes y coeficientes de variación similares en gran parte del dominio analizado, como se discute en la Sección 4.3. En consecuencia, la ponderación permite obtener una representación integrada del parámetro, reduciendo la dependencia de una única función de correlación y asignando mayor peso relativo al modelo que presenta menor incertidumbre local.

La formulación presentada en la Ecuación (17) se utiliza para obtener el valor ponderado de Vs30:

$$\widehat{V}_{S30}(x) = w_{lin}(x)\,\widehat{V}_{S30}^{\text{lin}}(x) + w_{esf}(x)\,\widehat{V}_{S30}^{\text{esf}}(x) \tag{17}$$

donde $\widehat{V}_{S30}^{\text{lin}}(x)$ y $\widehat{V}_{S30}^{\text{esf}}(x)$ corresponden a los valores interpolados mediante los modelos lineal y esférico, respectivamente, mientras que $w_{lin}(x)$ y $w_{esf}(x)$ representan los pesos asignados a cada modelo en la ubicación (x). Estos pesos se definen de forma inversamente proporcional al coeficiente de variación local de cada modelo, de modo que la superficie con menor incertidumbre relativa tenga mayor influencia en la estimación final:

$$w_{lin}(x) = \frac{(CV_{lin}(x) + \varepsilon)^{-1}}{(CV_{lin}(x) + \varepsilon)^{-1} + (CV_{esf}(x) + \varepsilon)^{-1}}$$

$$w_{esf}(x) = \frac{(CV_{esf}(x) + \varepsilon)^{-1}}{(CV_{lin}(x) + \varepsilon)^{-1} + (CV_{esf}(x) + \varepsilon)^{-1}}$$

$$w_{lin} + w_{esf} = 1$$

donde $CV_{lin}(x)$ y $CV_{esf}(x)$ corresponden al coeficiente de variación local asociado a los modelos lineal y esférico, respectivamente, y ε corresponde a un valor positivo pequeño incorporado para evitar indeterminaciones numéricas cuando el coeficiente de variación tiende a cero.

La similitud global entre ambos modelos respalda la decisión de considerar ambas superficies como representaciones válidas del comportamiento espacial de Vs30 en el área de estudio. Esta consistencia es particularmente relevante en el contexto de una microzonificación preliminar, donde el objetivo principal es capturar patrones más que diferencias locales, las cuales podrían estar condicionadas por la densidad de datos o efectos de escala (Kitanidis, 1997).

En la Figura 19 se presenta el mapa de zonificación sísmica preliminar obtenido a partir de la superficie ponderada de Vs30, categorizada conforme a los rangos establecidos por la NCh433. Por su parte, la Figura 20 muestra la distribución continua del parámetro Vs30 resultante de la ponderación entre los modelos lineal y esférico. La presentación conjunta de ambas figuras permite distinguir la variación continua del parámetro interpolado y, por otra, su traducción normativa a clases sísmicas de suelo. Al igual que los modelos utilizados como base, estos mapas muestran coherencia espacial

con los dominios de rigidez descritos previamente (ver Sección 4.3).

La Tabla 4 presenta una síntesis de la distribución de clases sísmicas en función de los rangos de Vs30 definidos por la normativa, junto con su representatividad superficial dentro del área de estudio.

Tabla 4: Clasificación sísmica acorde a NCh433 según Vs30 y distribución superficial

Clase	**Rango**	**Superficie (%)**	**Ubicación predominante**
B	≥ 500[m/s]	34.1 %	Norte y Surponiente
C	≥ 350[m/s]	61.5 %	Centro y Suroriente
D	≥ 180[m/s]	4.4 %	Borde Oriente

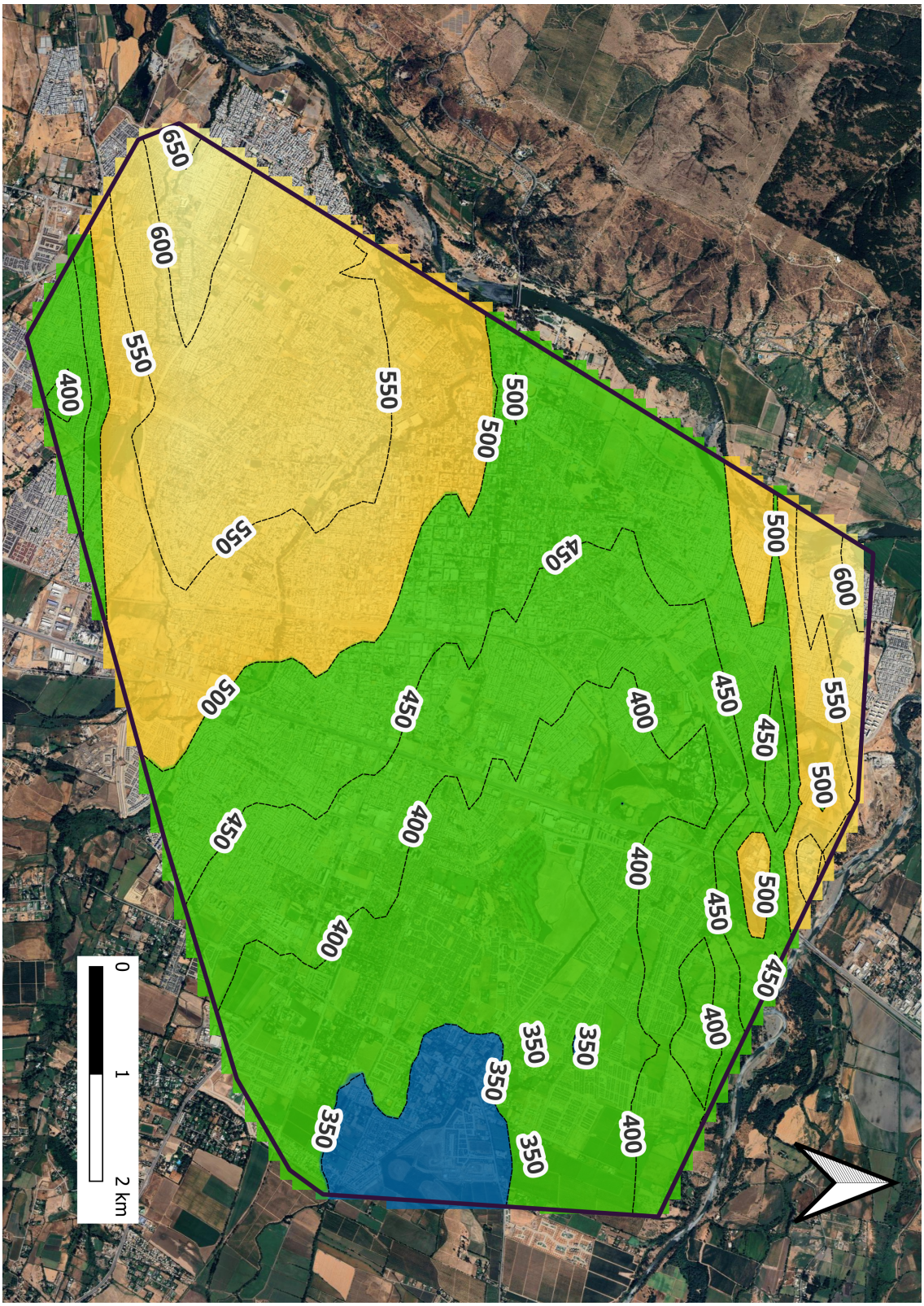


Figura 19: Microzonificación preliminar a partir de modelos ponderados

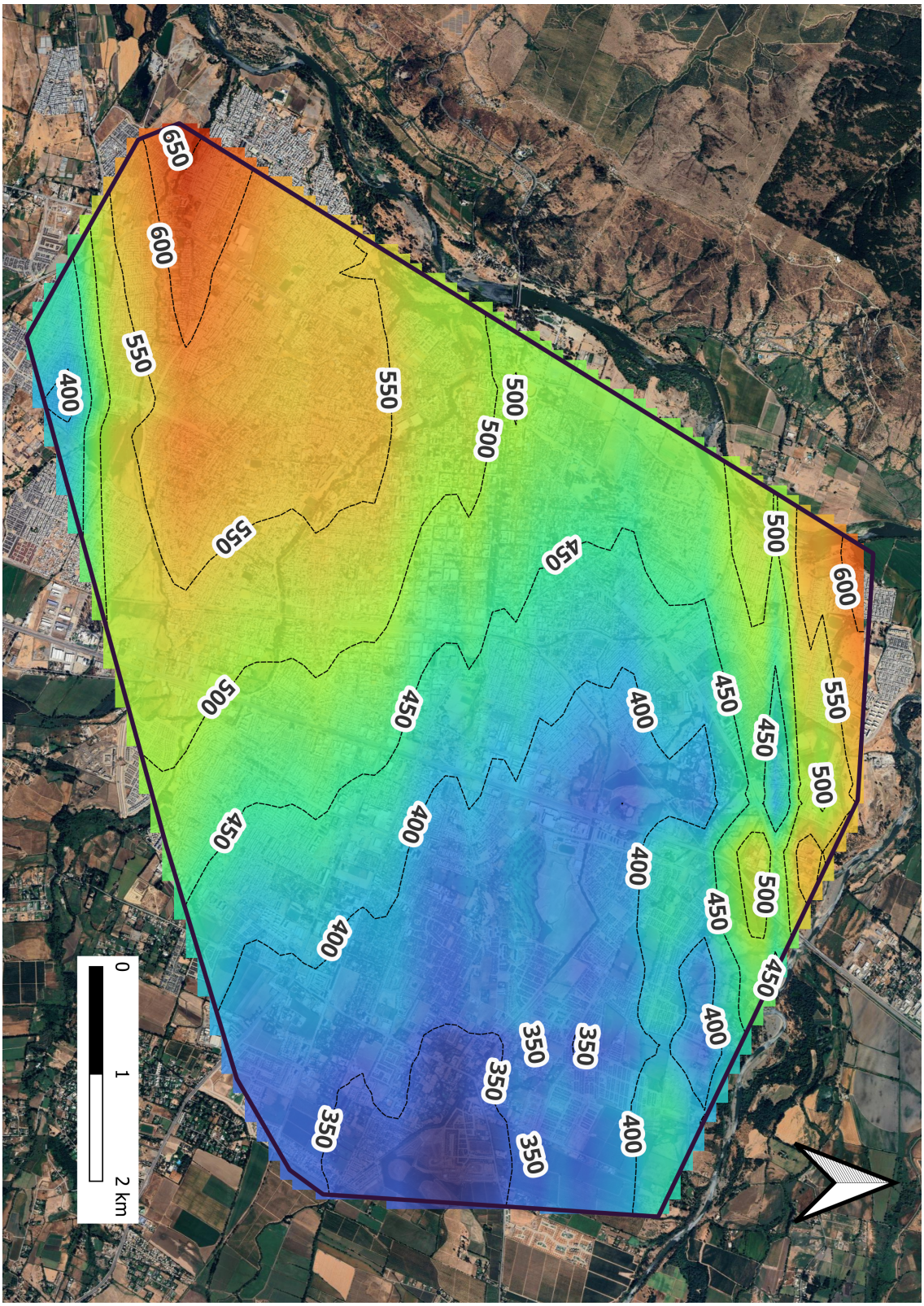


Figura 20: Distribución espacial de Vs30 [m/s] a partir de modelos ponderados

En términos espaciales, la zonificación evidencia un claro predominio de la clase C, la cual abarca aproximadamente el 61.5 % de la superficie total del dominio analizado. Esta clase se distribuye de manera continua en gran parte del área urbana, principalmente hacia los sectores centro y suroriente, representando condiciones de rigidez intermedia dentro del contexto local. La clase B, correspondiente a los sectores de mayor rigidez relativa, alcanza aproximadamente el 34.1 % de la superficie y se localiza preferentemente hacia el norte y surponiente del área de estudio. Esta distribución resulta coherente con la presencia de depósitos fluviales y aluviales de mayor densidad relativa, asociados a materiales más rígidos. Por su parte, la clase D representa una proporción menor, cercana al 4.4 %, y se restringe principalmente al borde oriente, donde predominan condiciones de menor rigidez vinculadas a depósitos volcánicos finos y materiales piroclásticos descritos previamente.

4.4.1. Limitaciones de la zonificación propuesta

La zonificación sísmica presentada corresponde a un resultado de carácter preliminar, condicionado tanto por la disponibilidad de información como por las decisiones metodológicas adoptadas en su construcción. En este contexto, su interpretación debe realizarse considerando las limitaciones inherentes a los procesos de recopilación de mediciones y de modelación geoestadística.

Desde el punto de vista de los datos, la densidad de mediciones de Vs30 no es homogénea en todo el dominio analizado, concentrándose principalmente en sectores urbanos específicos. Esta distribución irregular implica que existen zonas con menor cobertura de información, donde la estimación de valores depende en mayor medida del modelo interpolado, incrementando la incertidumbre local (Goovaerts, 1997). Esta condición se relaciona directamente con lo observado en la Sección 4.3.1, donde se identifican áreas con mayores niveles de error asociados a la predicción.

En términos metodológicos, el parámetro Vs30 representa únicamente el comportamiento promedio de los primeros 30 metros del subsuelo, por lo que no incorpora efectos asociados a estratigrafías más profundas ni fenómenos complejos de respuesta sísmica local, tales como amplificación sísmica o efectos de sitio (Kramer, 1996). Asimismo, los resultados dependen de la estructura del modelo geoestadístico adoptado, incluyendo la elección del variograma y sus parámetros, los cuales condicionan la forma en que se representa la continuidad espacial de la variable. Adicionalmente, la resolución espacial de la zonificación se encuentra limitada por la grilla de interpolación utilizada y la envolvente convexa.

En cuanto a proyecciones futuras, las zonas identificadas con mayores niveles de incertidumbre constituyen áreas prioritarias para la incorporación de nuevos datos, particularmente en sectores donde la variabilidad espacial no se encuentra adecuadamente capturada. La densificación de mediciones permitiría mejorar la resolución del modelo y reducir la dependencia de la interpolación. Asimismo, la integración de metodologías complementarias, como ensayos HVSR o perfiles sísmicos de mayor profundidad, permitiría avanzar hacia una caracterización más completa del comportamiento dinámico del subsuelo. En este sentido, la zonificación presentada debe entenderse como una etapa inicial dentro de un proceso progresivo orientado hacia el desarrollo de una microzonificación sísmica más detallada y robusta.

4.5. Comparación y validación con normativa y antecedentes

A continuación, se contrastan los resultados obtenidos con la normativa sísmica aplicable y con los principales antecedentes geológicos y geofísicos disponibles para la ciudad de Talca. El objetivo es evaluar si la zonificación preliminar propuesta en la Sección 4.4 presenta coherencia con los criterios de clasificación sísmica, con la respuesta dinámica observada en estudios previos y con la configuración geológica local.

La comparación con el estudio de Leyton et al. (2013), permite evaluar la coherencia cualitativa entre los resultados de Vs30 y los patrones de respuesta dinámica identificados mediante HVSR. Dicho trabajo reporta que los depósitos volcánicos de Talca presentan frecuencias de resonancia principalmente entre 2.0 y 6.5 Hz, con amplitudes variables, mientras que los depósitos fluviales y aluviales tienden a mostrar curvas H/V planas o de baja amplitud. Esta diferenciación resulta consistente con la distribución obtenida en esta memoria: los sectores centro-oriente y oriente, donde se identifican menores valores relativos de Vs30, coinciden con zonas de comportamiento más deformable y potencialmente más susceptible a amplificación local; en cambio, los sectores norte, norponiente y surponiente presentan mayores valores de Vs30, compatibles con materiales de mayor rigidez y menor amplificación relativa.

Desde el punto de vista geológico, la distribución espacial del modelo ponderado mantiene concordancia con los antecedentes descritos por Hauser (1995), y con la cartografía geológica de Sernageomin (2003), tal como fue discutido previamente en la Sección 4.3. Esta correspondencia permite interpretar que la variabilidad espacial del modelo no responde únicamente al procedimiento de interpolación, sino que refleja cambios litológicos y geomorfológicos relevantes dentro del área urbana.

En síntesis, la comparación realizada muestra una convergencia razonable entre la zonificación preliminar propuesta, la clasificación normativa basada en Vs30, los antecedentes geológicos disponibles y los estudios geofísicos previos desarrollados en Talca. Esta validación debe entenderse como mayormente cualitativa, ya que se basa en la consistencia entre fuentes independientes de información y no en una verificación instrumental directa de la respuesta sísmica del sitio.

5. Conclusiones

La memoria permitió caracterizar espacialmente el parámetro Vs30 en el área urbana de Talca a partir de la integración de mediciones geofísicas disponibles y la aplicación de modelos de interpolación geoestadística. Los resultados obtenidos entregan una representación continua y preliminar de la variabilidad de la rigidez superficial del subsuelo, permitiendo reconocer dominios espaciales diferenciados y generar una zonificación sísmica preliminar basada en los rangos establecidos por la NCh433.

En la base de datos consolidada se incorporaron 50 mediciones válidas de Vs30, correspondientes a estudios desarrollados directamente por el autor y a antecedentes técnicos recopilados de estudios previos. Esta información permitió construir una base georreferenciada suficientemente amplia para analizar tendencias espaciales dentro del área urbana, aun cuando su distribución responde al origen técnico de los proyectos y no a una malla de muestreo diseñada específicamente para esta investigación. La recopilación, depuración y validación de estos antecedentes permitió transformar información puntual dispersa en un insumo técnico utilizable para análisis espacial.

El análisis estadístico evidenció que los valores de Vs30 varían entre 321 m/s y 671 m/s, con un promedio de 431.24 m/s, una mediana de 400 m/s y un coeficiente de variación de 19.51 % respecto del promedio de datos. Estos resultados muestran una dispersión moderada, compatible con la heterogeneidad geológica y geotécnica del área urbana de Talca. La concentración de una parte importante de los valores en rangos intermedios, junto con la presencia de sectores de mayor rigidez, indica que la base de datos representa condiciones dinámicas diferenciadas dentro de la ciudad.

Desde el punto de vista espacial, los valores medidos y las superficies interpoladas permitieron reconocer una tendencia general consistente: los menores valores de Vs30 se concentran hacia el sector oriente y centro-oriente, mientras que los valores más elevados se ubican principalmente hacia los sectores norponiente y surponiente. En términos generales, el sector oriente presenta valores predominantes del orden de 350 a 400 m/s, asociados a condiciones de rigidez media a media-baja; el sector norponiente muestra valores del orden de 450 a 600 m/s; y el sector surponiente alcanza rangos mayoritariamente entre 500 y 600 m/s. Esta distribución permite distinguir dominios de rigidez diferenciados dentro del área de estudio.

La comparación cualitativa con los antecedentes geológicos disponibles muestra que las tendencias espaciales observadas son coherentes con la configuración litológica y geomorfológica de Talca. Los sectores con mayores valores de Vs30 se relacionan preferentemente con depósitos aluviales y fluviales de mayor rigidez relativa, mientras que los sectores con menores valores se asocian con depósitos volcánicos finos y materiales piroclásticos descritos para el área. Esta concordancia no debe interpretarse como una validación geológica exhaustiva, pero sí como evidencia de que la variabilidad espacial estimada por los modelos presenta consistencia física con los antecedentes disponibles.

En relación con la implementación geoestadística, se evaluaron distintas combinaciones de funciones de regresión y correlación espacial. Los modelos con polinomios de orden superior presentaron, en algunos casos, indicadores numéricos favorables, pero generaron superficies con patrones espaciales menos coherentes desde el punto de vista geológico, por lo que se privilegió el uso de un polinomio de orden 0. Por otro lado, los modelos de correlación lineal y esférica fueron considerados como las representaciones más adecuadas del comportamiento espacial del parámetro Vs30. Ambos modelos presentaron diferencias menores en términos de las tendencias espaciales principales y evitaron tanto suavizados excesivos como discontinuidades artificiales. Por esta razón, no se adoptó un único modelo final, sino que se consideraron ambos como soluciones representativas y técnicamente válidas para la interpolación espacial del parámetro.

El análisis de la variabilidad de las predicciones de Vs30 permitió complementar la interpretación de las superficies interpoladas. Los mapas de coeficiente de variación mostraron, como es de esperar, que las zonas con mayor densidad de mediciones presentan menores niveles de incertidumbre, mientras que los sectores con menor cobertura de datos, especialmente el área central y centro-oriente de Talca, presentan una mayor dependencia del modelo interpolado. Esta condición confirma que la confiabilidad de los resultados está directamente condicionada por la distribución espacial de las mediciones disponibles y permite identificar sectores prioritarios para futuras campañas geofísicas.

La zonificación sísmica preliminar derivada de la superficie ponderada muestra un predominio de la clase C, que representa aproximadamente el 61.5 % del área analizada. La clase B alcanza cerca del 34.1 % y se distribuye principalmente hacia los sectores norte y surponiente, mientras que la clase D corresponde aproximadamente al 4.4 % y se restringe al borde oriente del dominio. Esta

distribución sugiere que el área urbana de Talca presenta mayoritariamente condiciones de rigidez intermedia, con sectores específicos de mayor rigidez relativa y zonas acotadas de menor velocidad de onda de corte.

Desde el punto de vista aplicado, el mapa generado puede constituir un antecedente técnico útil para orientar futuras investigaciones, campañas de medición, estudios geotécnicos y análisis de caracterización sísmica local. El mapa de Vs30, junto con los mapas de incertidumbre y la zonificación preliminar, permite identificar sectores donde la información disponible es más confiable y zonas donde resulta recomendable densificar mediciones. En este sentido, el trabajo aporta una base técnica para avanzar hacia estudios de microzonificación más detallados en la ciudad de Talca.

Finalmente, los resultados deben interpretarse dentro de las limitaciones metodológicas del estudio. La zonificación obtenida representa una estimación espacial basada en los datos disponibles y no reemplaza estudios de sitio específicos para el diseño de obras particulares. Además, el parámetro Vs30 caracteriza únicamente el comportamiento promedio de los primeros 30 m del subsuelo, por lo que no permite representar por sí solo todos los fenómenos asociados a la respuesta sísmica local. Las conclusiones son válidas dentro del dominio espacial definido por la envolvente convexa de los puntos de medición y deben entenderse como una caracterización preliminar, susceptible de ser mejorada mediante nuevas mediciones, análisis dinámicos complementarios como la razón espectral H/V y una mayor densidad de información geofísica.

6. Referencias bibliográficas

Referencias

American Society of Civil Engineers. (2017). *Minimum Design Loads and Associated Criteria for Buildings and Other Structures* (inf. téc. N.º ASCE/SEI Standard 7-16). American Society of Civil Engineers. https://doi.org/10.1061/9780784414248

Astroza, M., Moya, A., & Sanhueza, S. (2002). Estudio comparativo de los efectos de los terremotos de Chillán de 1939 y de Talca de 1928. *VIII Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*.

Astroza, M., Ruiz, S., & Astroza, R. (2012). Damage assessment and seismic intensity analysis of the 2010 (Mw 8.8) Maule earthquake. *Earthquake Spectra*, *28*(81), S145-S164. https://doi.org/10.1193/1.4000027

Bard, P.-Y., Acerra, C., Aguacil, G., Anastasiadis, A., Atakan, K., Azzara, R., Basili, R., Bertrand, E., Bettig, B., Blarel, F., Bonnefoy-Claudet, S., Paola, B., Borges, A., Sørensen, M., Bourjot, L., Cadet, H., Cara, F., Caserta, A., Chatelain, J.-L., & Zacharopoulos, S. (2008). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. *Bulletin of Earthquake Engineering*, *6*, 1-2.

Bard, P.-Y. (1999). Microtremor measurements: A tool for site effect estimation? *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, *18*(3), 201-228.

Borcherdt, R. D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). *Earthquake Spectra*, *10*(4), 617-653. https://doi.org/10.1193/1.1585791

Cressie, N. (1993). *Statistics for Spatial Data* (Revised edition). John Wiley & Sons.

Geometrics, Inc. (2023). *Geode Exploration Seismograph: Technical Specifications* (Technical specification sheet N.º GeodeDS v1 (07/23)). Geometrics, Inc. https://www.geometrics.com

Geometrics, Inc. (2025). *SeisImager/SW User Manual* (Version 4.0) [Spanish edition]. Geometrics, Inc.

GeoVision. (2010). *Active and passive surface wave techniques*.

Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press.

Hastie, T., Tibshirani, R., & Friedman, J. (2009). *The Elements of Statistical Learning: Data Mining, Inference, and Prediction* (2.ª ed.). Springer.

Hauser, A. (1995). *Carta Hidrogeológica de Chile: Hoja Talca* (1.ª ed.) [Escala 1:100.000]. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).

Humire, F., Sáez, E., & Leyton, F. (2015). *Manual de aplicación de técnicas geofísicas basadas en ondas de superficie para la determinación del parámetro Vs30* (inf. téc.). Instituto de la Construcción. Santiago, Chile.

INN. (2025a). *NCh 3793:2025 Obtención de parámetro Vs y Tg basado en técnicas de ondas de superficie para clasificación sísmica de sitios* (Norma Técnica Chilena). Instituto Nacional de Normalización (INN). Santiago, Chile.

INN. (2025b). *NCh2369: Diseño sísmico de estructuras e instalaciones industriales*. Instituto Nacional de Normalización.

INN. (2026). *NCh433:2026 Diseño sísmico de edificios*. Instituto Nacional de Normalización.

Isaaks, E. H., & Srivastava, R. M. (1989). *An introduction to applied geostatistics*. Oxford University Press.

ISSMGE. (1999). *Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards* (Revised) [Technical Committee for Earthquake Geotechnical Engineering, TC4]. Japanese Geotechnical Society.

Kitanidis, P. K. (1997). *Introduction to Geostatistics: Applications in Hydrogeology*. Cambridge University Press.

Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice Hall.

Leyton, F., Ruiz, S., Seplveda, S., Contreras, J., Rebolledo, S., & Astroza, M. (2013). Microtremors' HVSR and its correlation with surface geology and damage observed after the 2010 Maule earthquake (Mw 8.8) at Talca and Curicó, Central Chile. *Engineering Geology*, *161*, 26-33.

Leyton, F., Sepulveda, S. A., Astroza, M., Rebolledo, S., Acevedo, P., Ruiz, S., Gonzalez, L., & Foncea, C. (2010). Seismic Zonation of the Santiago Basin, Chile. *Proceedings of the International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*.

Li, J., & Heap, A. D. (2014). *A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists* (Geoscience Australia Record N.º Record 2014/23). Geoscience Australia.

Lophaven, S. N., Nielsen, H. B., & Søndergaard, J. (2002). *DACE: A MATLAB Kriging Toolbox* (inf. téc. N.º IMM-TR-2002-12). Technical University of Denmark, Informatics y Mathematical Modelling.

MASW. (2026). https://www.masw.com/Hardware.html [Consultado en mayo de 2026].

Nakamura, Y. (1989). *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor*. Railway Technical Research Institute.

Okada, H. (2003). *The Microtremor Survey Method*. Society of Exploration Geophysicists. https://doi.org/10.1190/1.9781560801740

Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, *64*(3), 800-808. https://doi.org/10.1190/1.1444590

Phoon, K.-K., & Kulhawy, F. H. (1999). Characterization of Geotechnical Variability. *Canadian Geotechnical Journal*, *36*(4), 612-624. https://doi.org/10.1139/t99-038

Ramos, V. A. (2009). Anatomy and Global Context of the Andes: Main Geologic Features and the Andean Orogenic Cycle. En *Geological Society of America Memoir* (pp. 31-65, Vol. 204). Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/2009.1204(02)

Seed, H. B., & Idriss, I. M. (1969). Influence of soil conditions on ground motions during earthquakes. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, *95*(SM1), 99-137.

Sernageomin. (2003). *Mapa Geológico de Chile: Versión Digital* [Publicación Geológica Digital Nº 4]. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Tukey, J. W. (1977). *Exploratory Data Analysis*. Addison-Wesley.

A. Apéndice 1: Datos de mediciones Vs30 utilizados

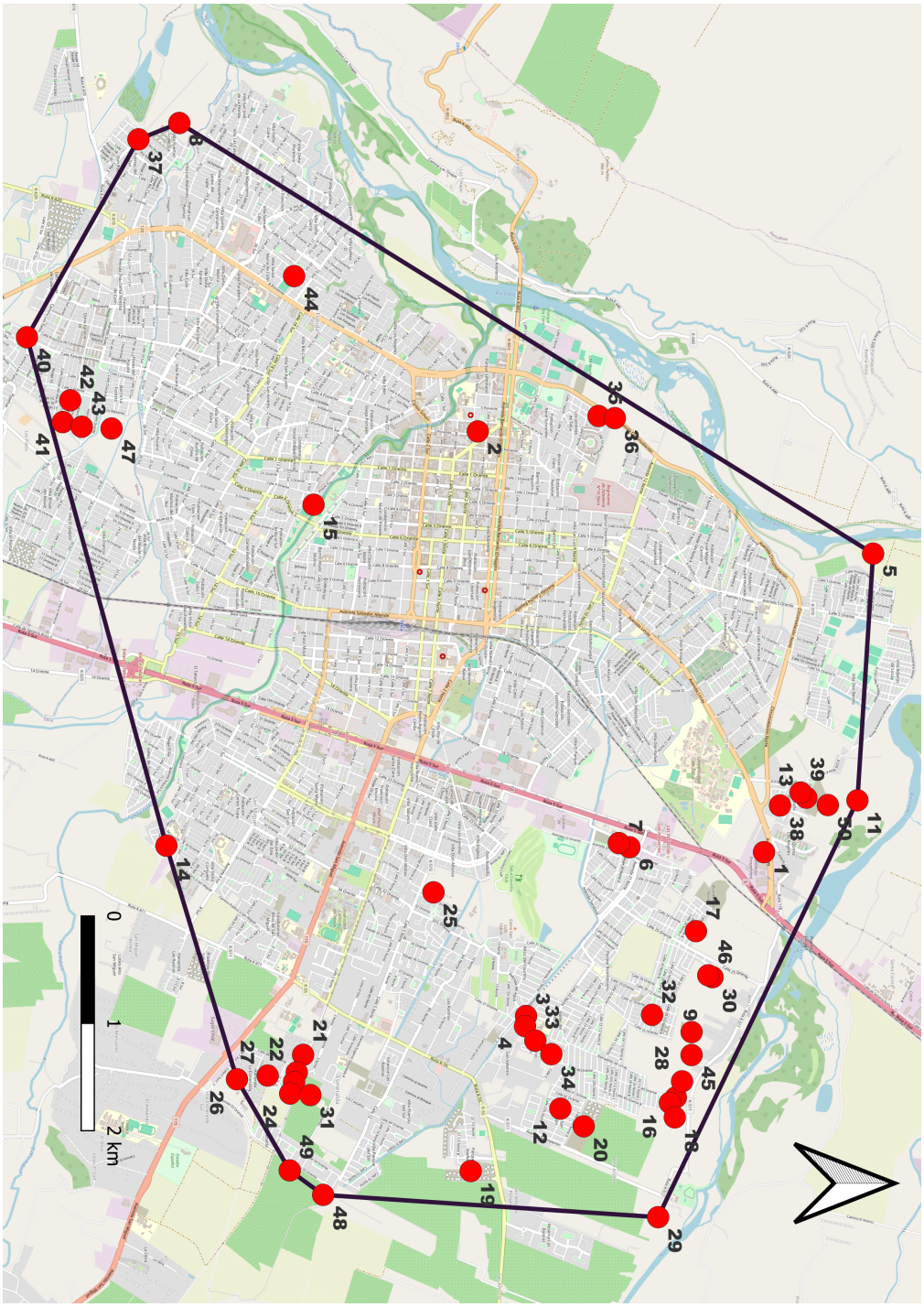


Figura 21: Ubicación de puntos de medición Vs30

Tabla 5: Proyectos utilizados para el modelo

ID	Nombre Obra	Vs 30 [m/s]	Latitud	Longitud
1	Planta SOREPA	547	-35.399953	-71.626331
2	Edificio Nuevo CAM	515	-35.423912	-71.669511
3	Centro de Salud Valles del Country	389	-35.419867	-71.609515
4	Colegio San Valentín en Valles del Country	389	-35.419957	-71.608474
5	Loteo Montero Garrido I	632	-35.390820	-71.656970
6	Puertas de Lircay III	362	-35.411213	-71.626834
7	Puertas de Lircay II	378	-35.412106	-71.627264
8	Puertas del Sur V	671	-35.448882	-71.701168
9	Batalla de Lircay (ex Bicentenario X-C)	378	-35.406011	-71.607858
10	Loteo Lircay (Ex Parque Bicentenario IV)	434	-35.407330	-71.601161
11	Riberas de Lircay V	558	-35.392132	-71.631648
12	Parque San Valentín IV	390	-35.416999	-71.600005
13	Ex Doña Josefa III	543	-35.396411	-71.631915
14	Loteo Padre Manolo	484	-35.449963	-71.626988
15	Pasarelas Estero Piduco	559	-35.437654	-71.661990
16	Bicentenario XII	433	-35.407827	-71.600601
17	Bicentenario Lircay V	418	-35.405645	-71.618224
18	Bicentenario XIII (Ex - Zaror)	443	-35.407422	-71.599109
19	Alto Manque	321	-35.424501	-71.593600
20	Parque San Valentín V	349	-35.415043	-71.598193
21	Hacienda La Esmeralda Lote 1 y 2	376	-35.438526	-71.605525
22	Hacienda Esmeralda Lote 2B-A	354	-35.439056	-71.603728
23	Hacienda Esmeralda Lote 2B-B	361	-35.439280	-71.602740
24	Hacienda Esmeralda Lote 2B-C	356	-35.439609	-71.601554
25	Jardines Las Rastras	367	-35.427615	-71.622204
26	Hacienda La Esmeralda Lote C	358	-35.444060	-71.603020
27	Hacienda La Esmeralda Lote B	356	-35.441493	-71.603399
28	Loteo Ferrer B1	417	-35.406810	-71.602807
29	Loteo Cabello	429	-35.408817	-71.588864
30	Loteo Estrella de Lircay II	389	-35.404261	-71.613496
31	Loteo Bianchi	356	-35.437920	-71.601398
32	Bicentenario X	425	-35.409325	-71.609633
33	Alto Neyen I y II	336	-35.419092	-71.606978
34	Alto Neyen III y IV	360	-35.417751	-71.605593
35	Borde Río Habitacional	486	-35.413809	-71.671096
36	Borde Río Vialidad Macro	486	-35.412439	-71.670878
37	Puertas del Sur III	594	-35.452305	-71.699488
38	Doña Josefa I	399	-35.398613	-71.631122
39	Doña Josefa II	458	-35.396894	-71.632447
40	Doña Ignacia VII	440	-35.461627	-71.679182

ID	Nombre Obra	Vs 30 [m/s]	Latitud	Longitud
41	Doña Ignacia IV P1	401	-35.458632	-71.670468
42	Doña Ignacia IV P2	384	-35.458008	-71.672709
43	Doña Ignacia IV P3	463	-35.457045	-71.669988
44	Gimnasio Club Atlético Comercio	550	-35.439279	-71.685452
45	Batalla de Lircay II	362	-35.406016	-71.605507
46	Loteo JG Rodriguez	368	-35.404619	-71.613691
47	Doña Ignacia X	542	-35.454553	-71.669810
48	Parque del Sol Oriente	352	-35.436851	-71.591153
49	Parque Esmeralda II	354	-35.439647	-71.593662
50	Reserva de Lircay	490	-35.394607	-71.631163

B. Apéndice 2: Modelos generados en Matlab

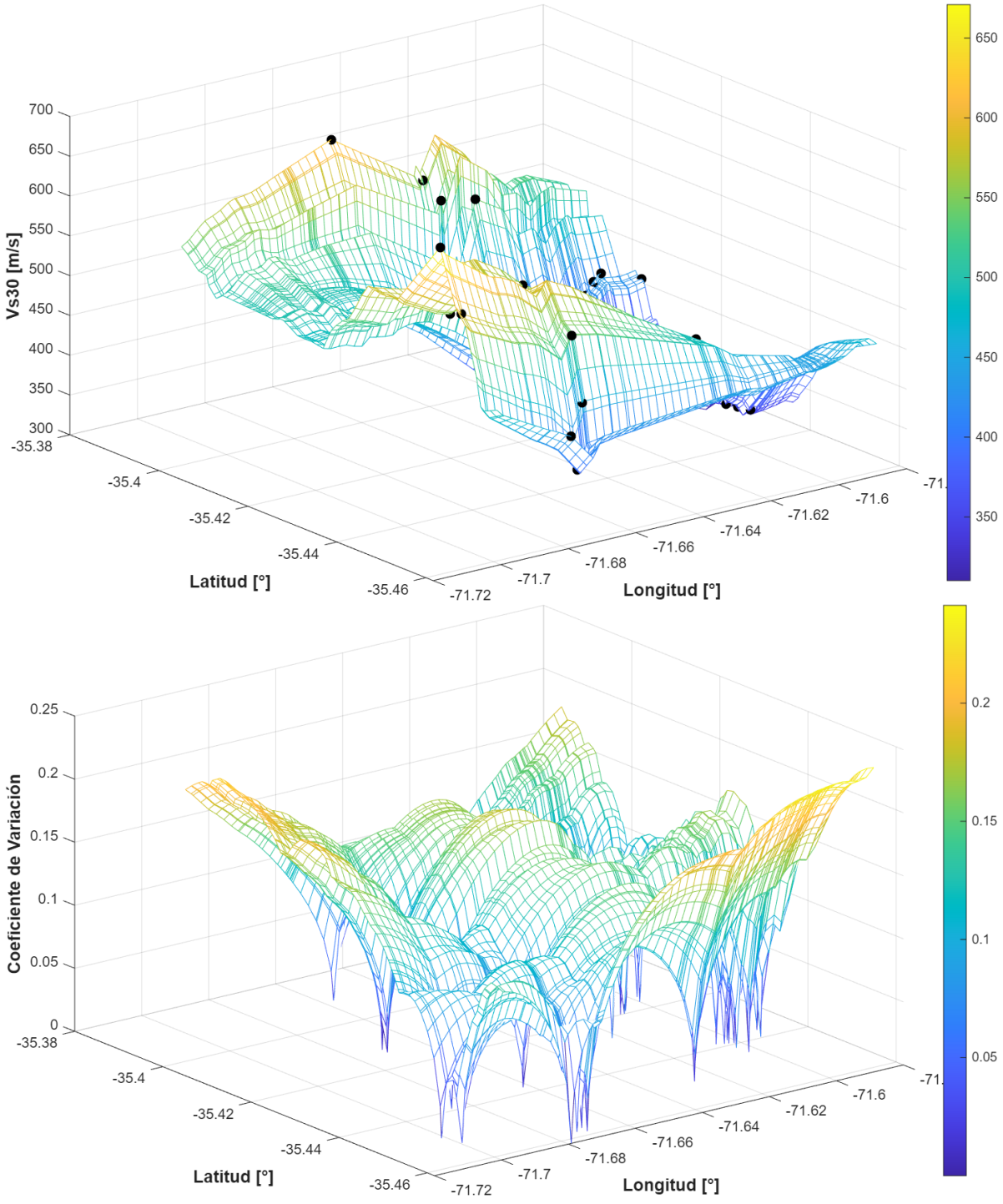


Figura 22: Valores generados a través del modelo lineal considerando funciones de regresión polinómica de orden 0, y sus valores de Coeficiente de Variación

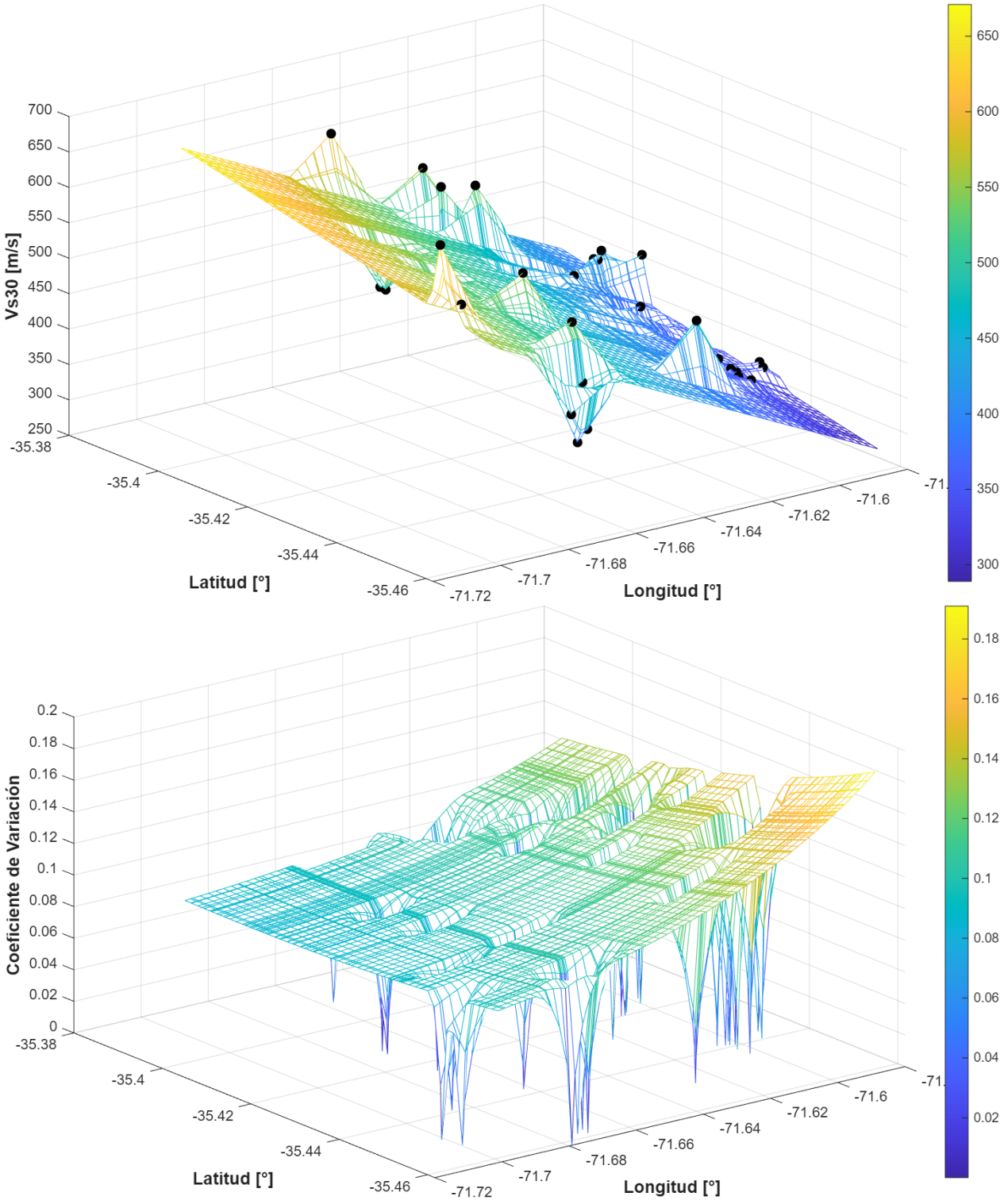


Figura 23: Valores generados a través del modelo lineal considerando funciones de regresión polinómica de orden 1, y sus valores de Coeficiente de Variación

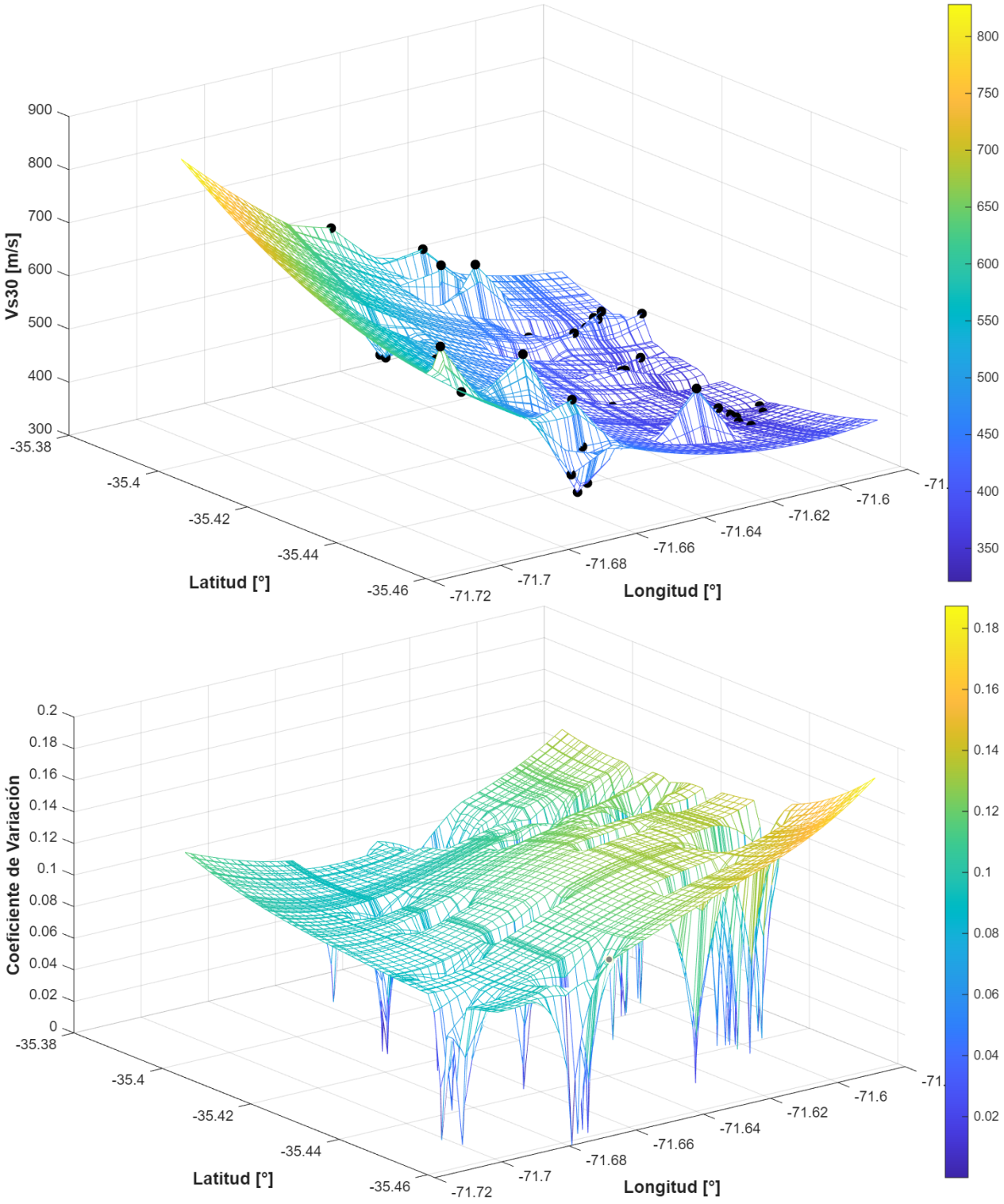


Figura 24: Valores generados a través del modelo lineal considerando funciones de regresión polinómica de orden 2, y sus valores de Coeficiente de Variación

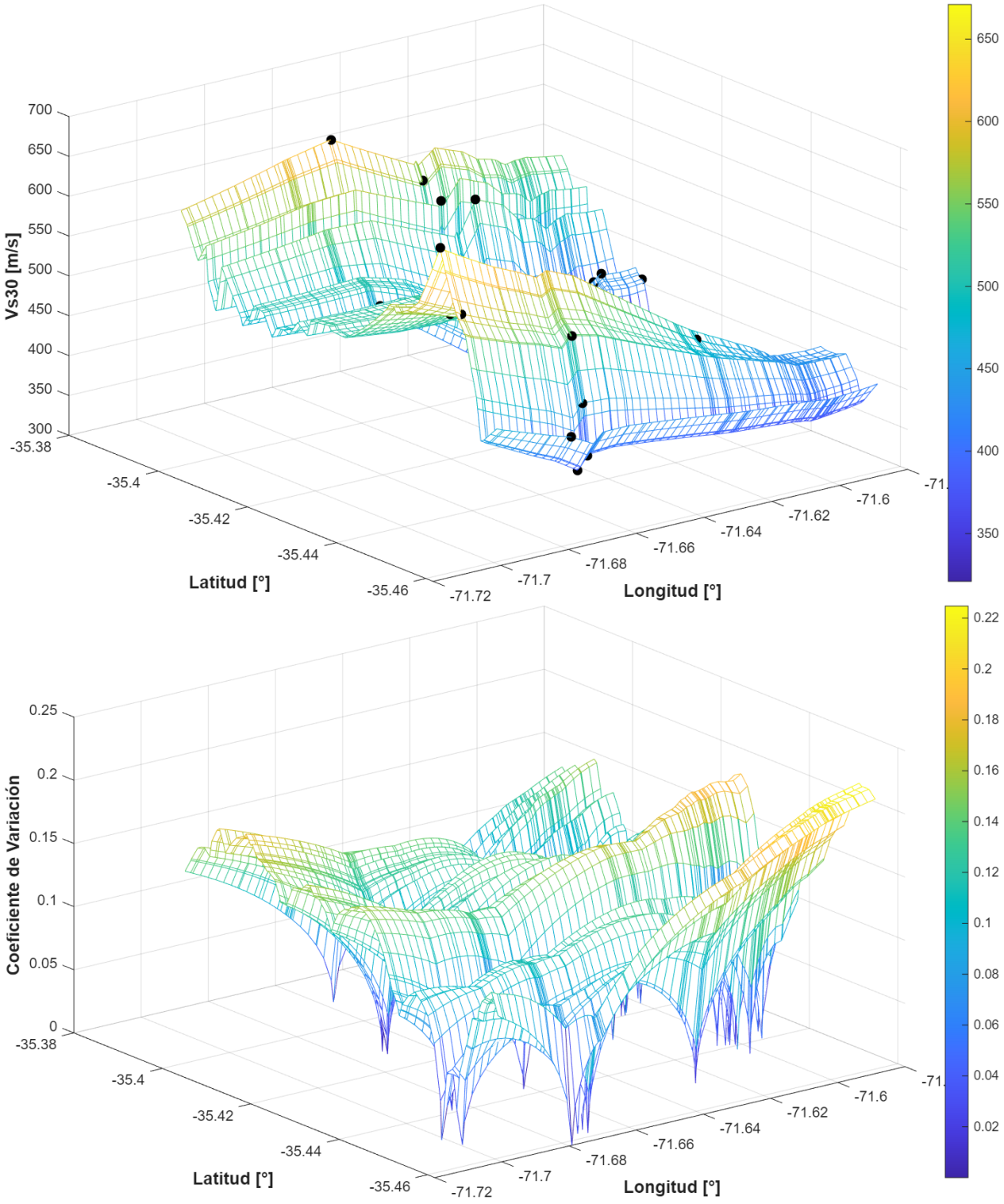


Figura 25: Valores generados a través del modelo exponencial considerando funciones de regresión polinómica de orden 0, y sus valores de Coeficiente de Variación

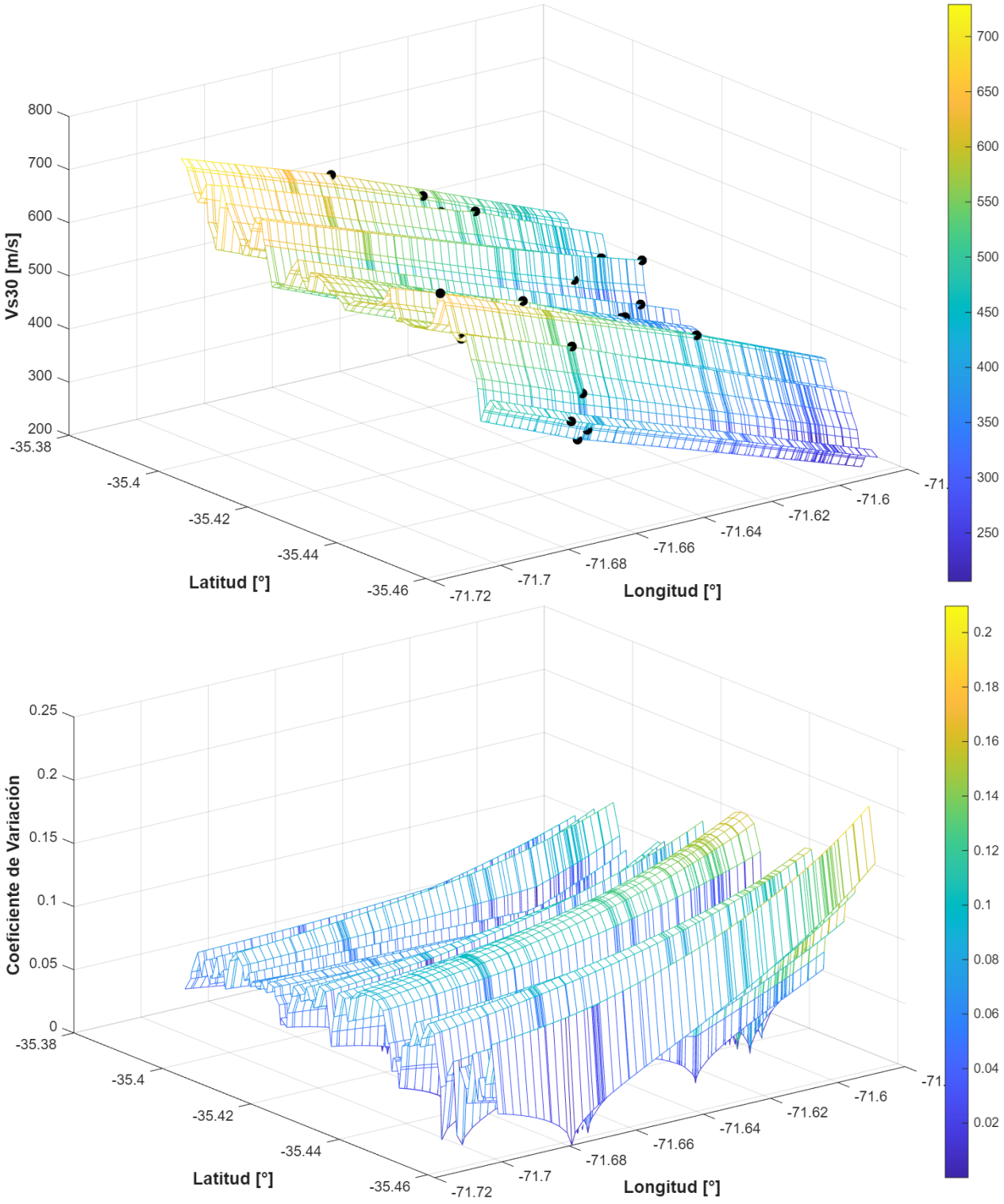


Figura 26: Valores generados a través del modelo exponencial considerando funciones de regresión polinómica de orden 1, y sus valores de Coeficiente de Variación

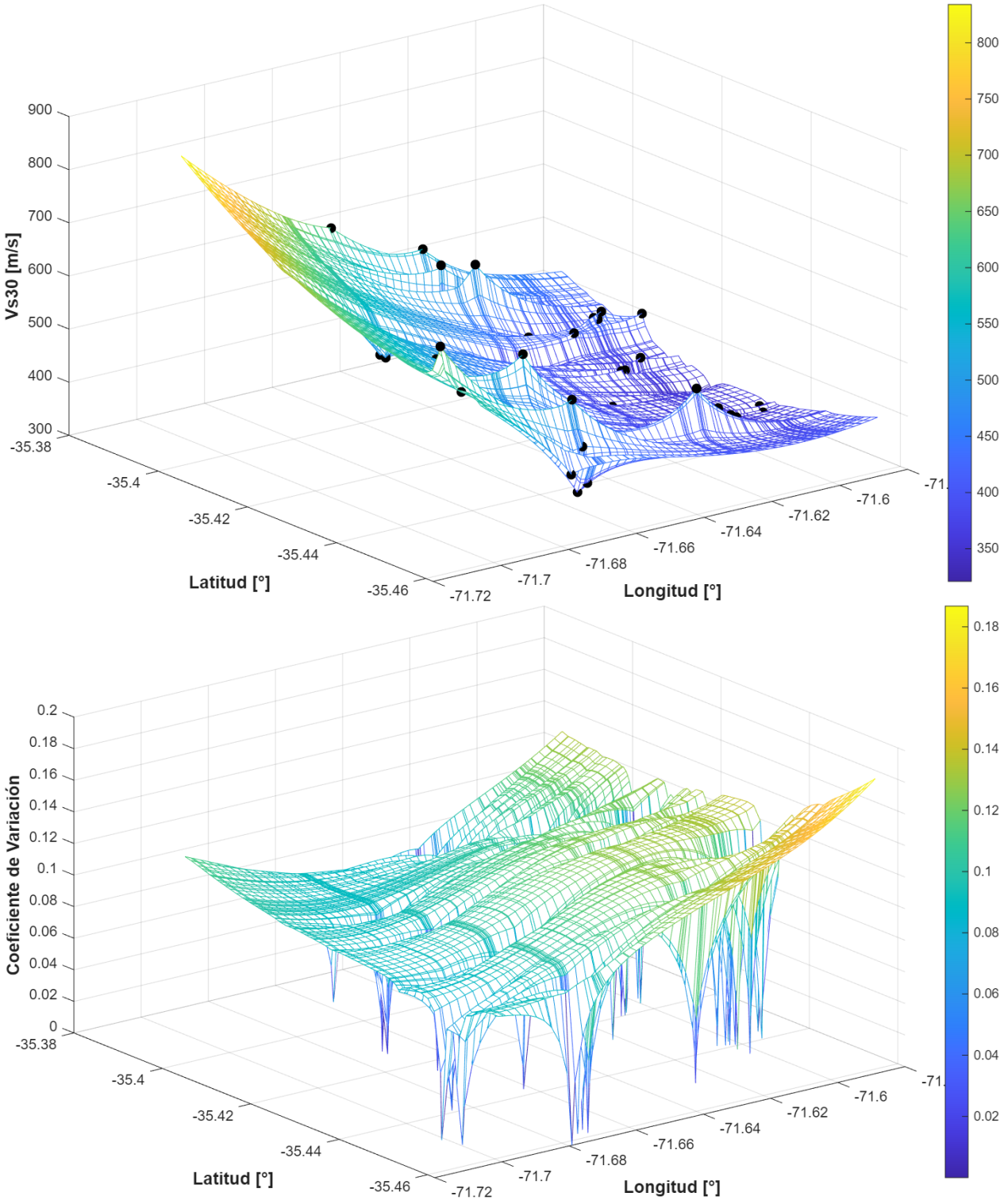


Figura 27: Valores generados a través del modelo exponencial considerando funciones de regresión polinómica de orden 2, y sus valores de Coeficiente de Variación

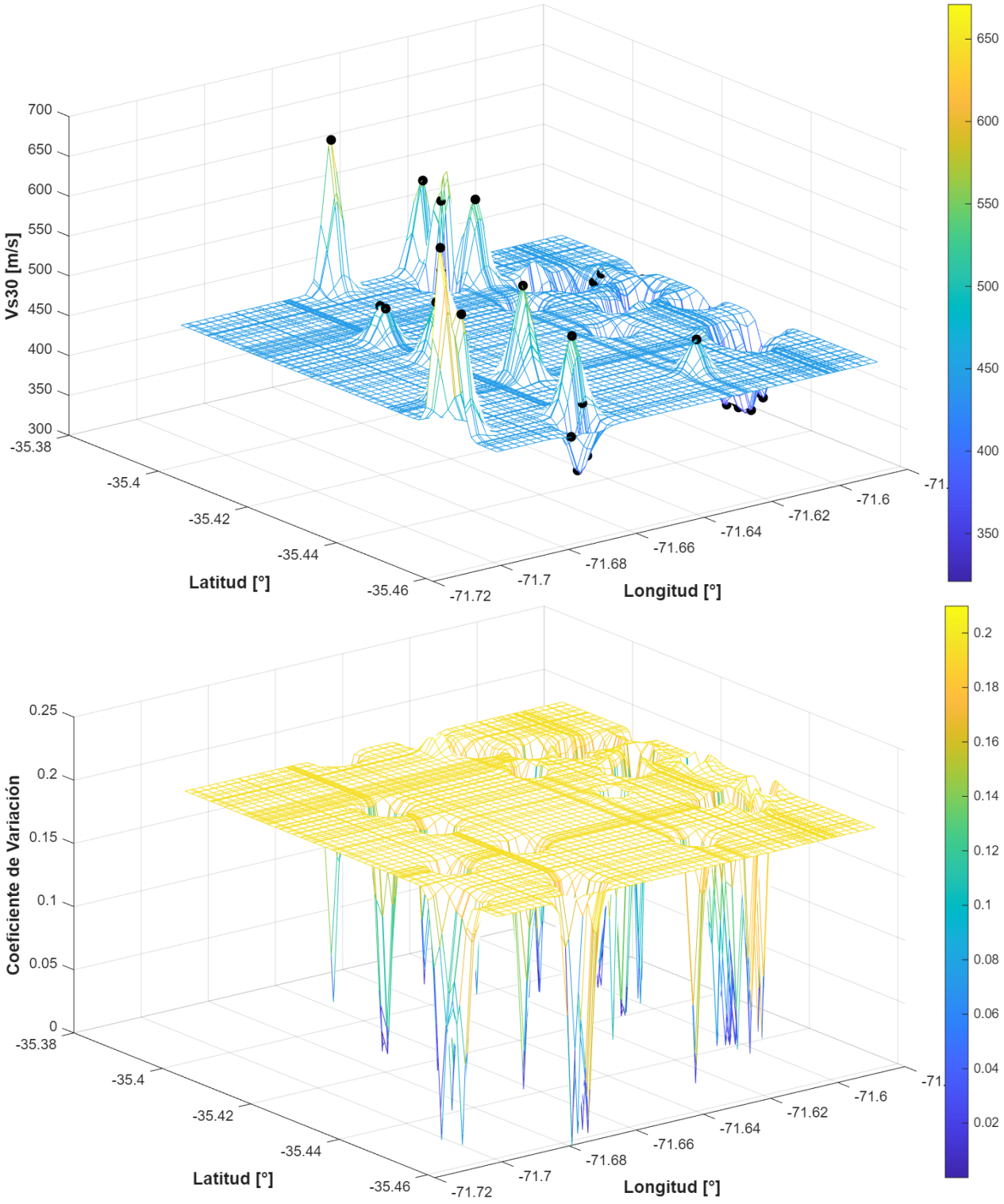


Figura 28: Valores generados a través del modelo gaussiano considerando funciones de regresión polinómica de orden 0, y sus valores de Coeficiente de Variación

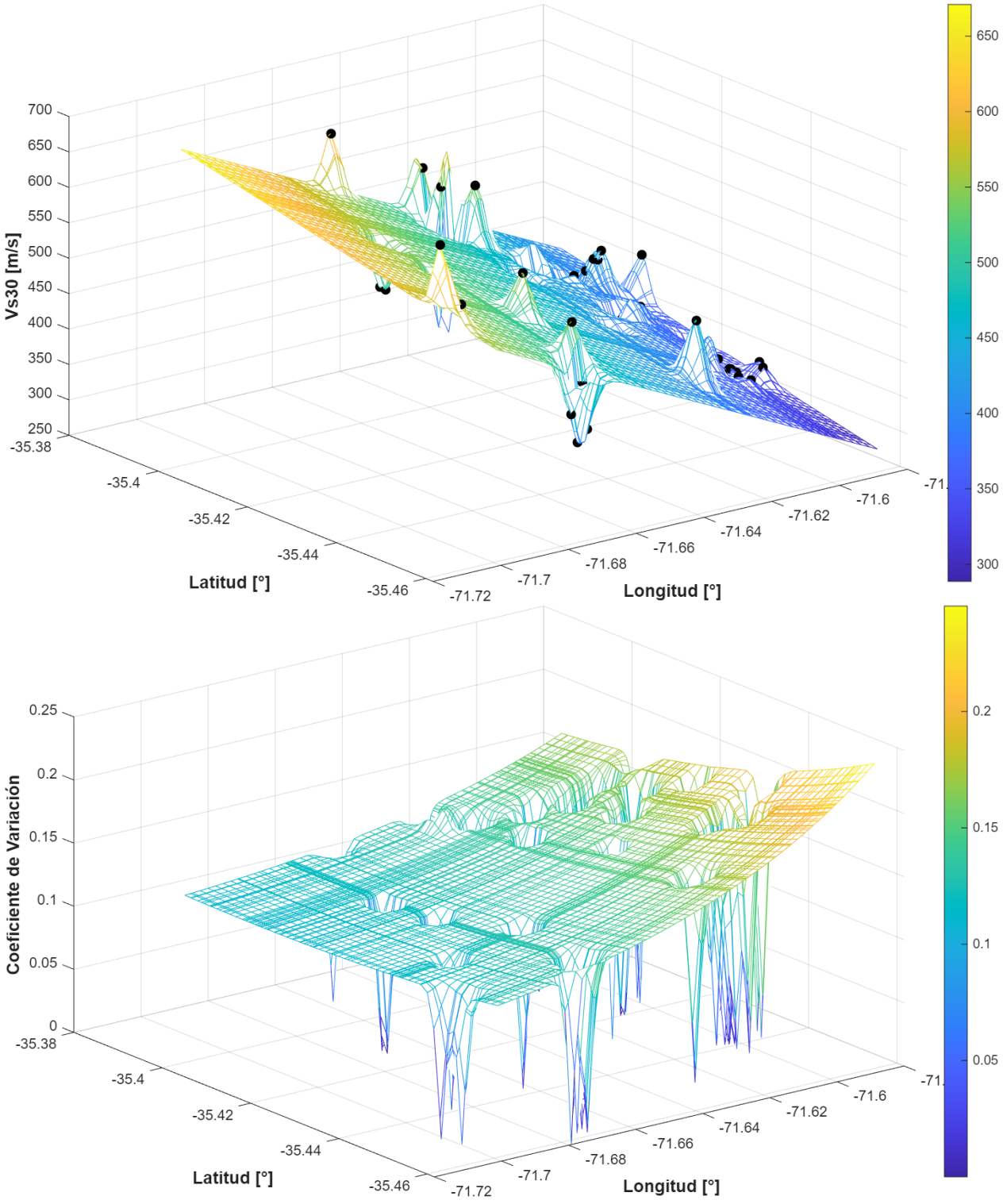


Figura 29: Valores generados a través del modelo gaussiano considerando funciones de regresión polinómica de orden 1, y sus valores de Coeficiente de Variación

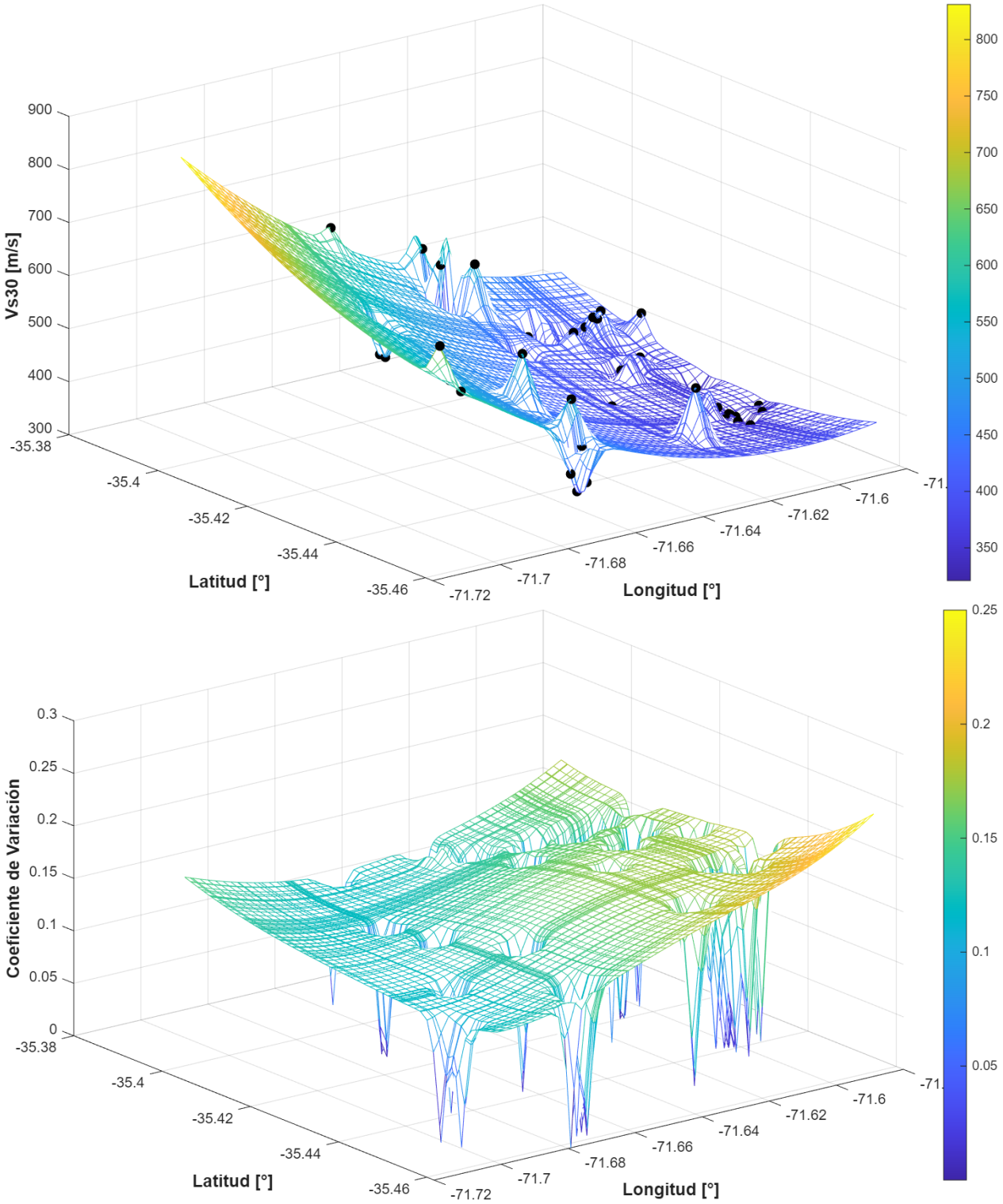


Figura 30: Valores generados a través del modelo gaussiano considerando funciones de regresión polinómica de orden 2, y sus valores de Coeficiente de Variación

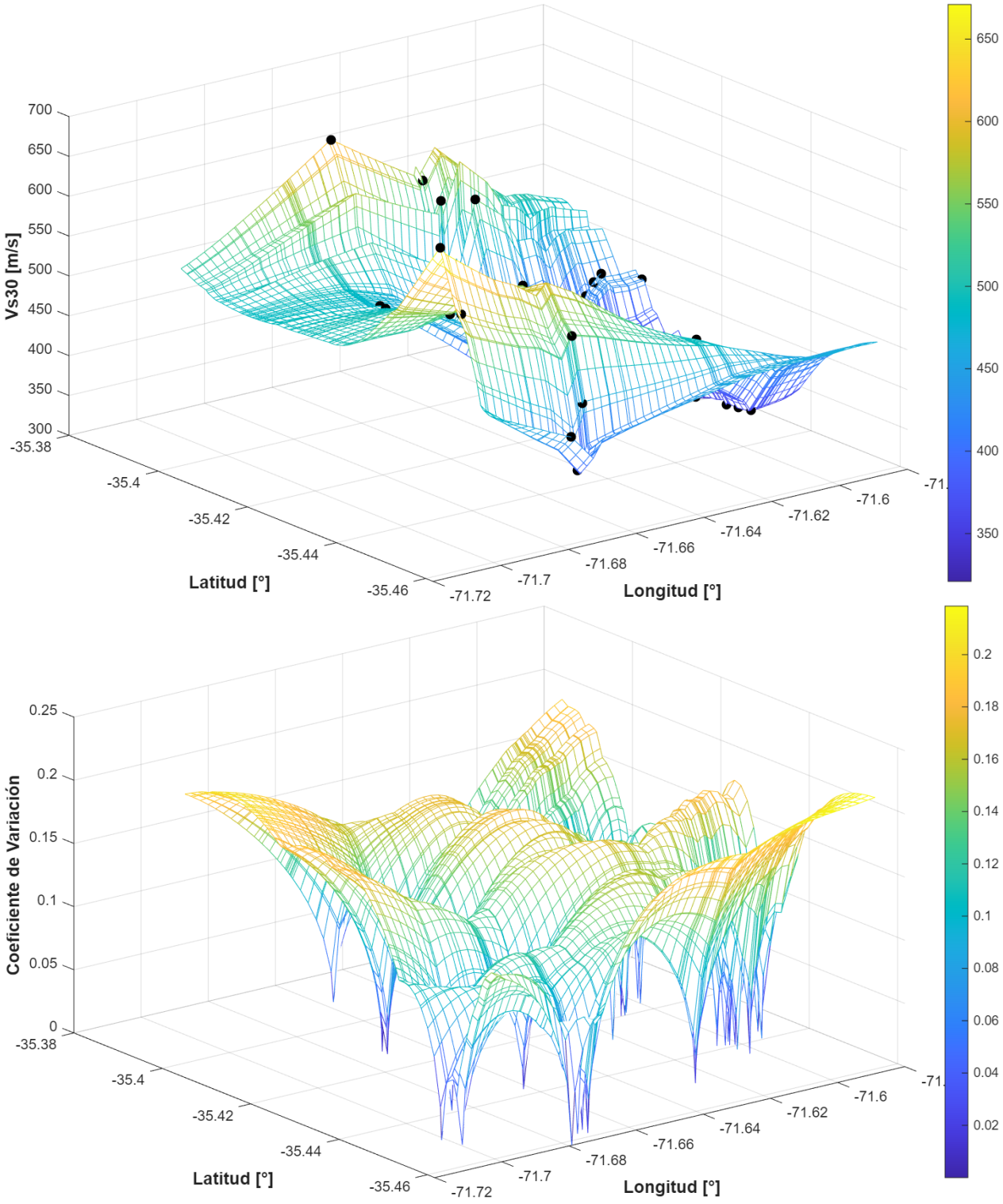


Figura 31: Valores generados a través del modelo esférico considerando funciones de regresión polinómica de orden 0, y sus valores de Coeficiente de Variación

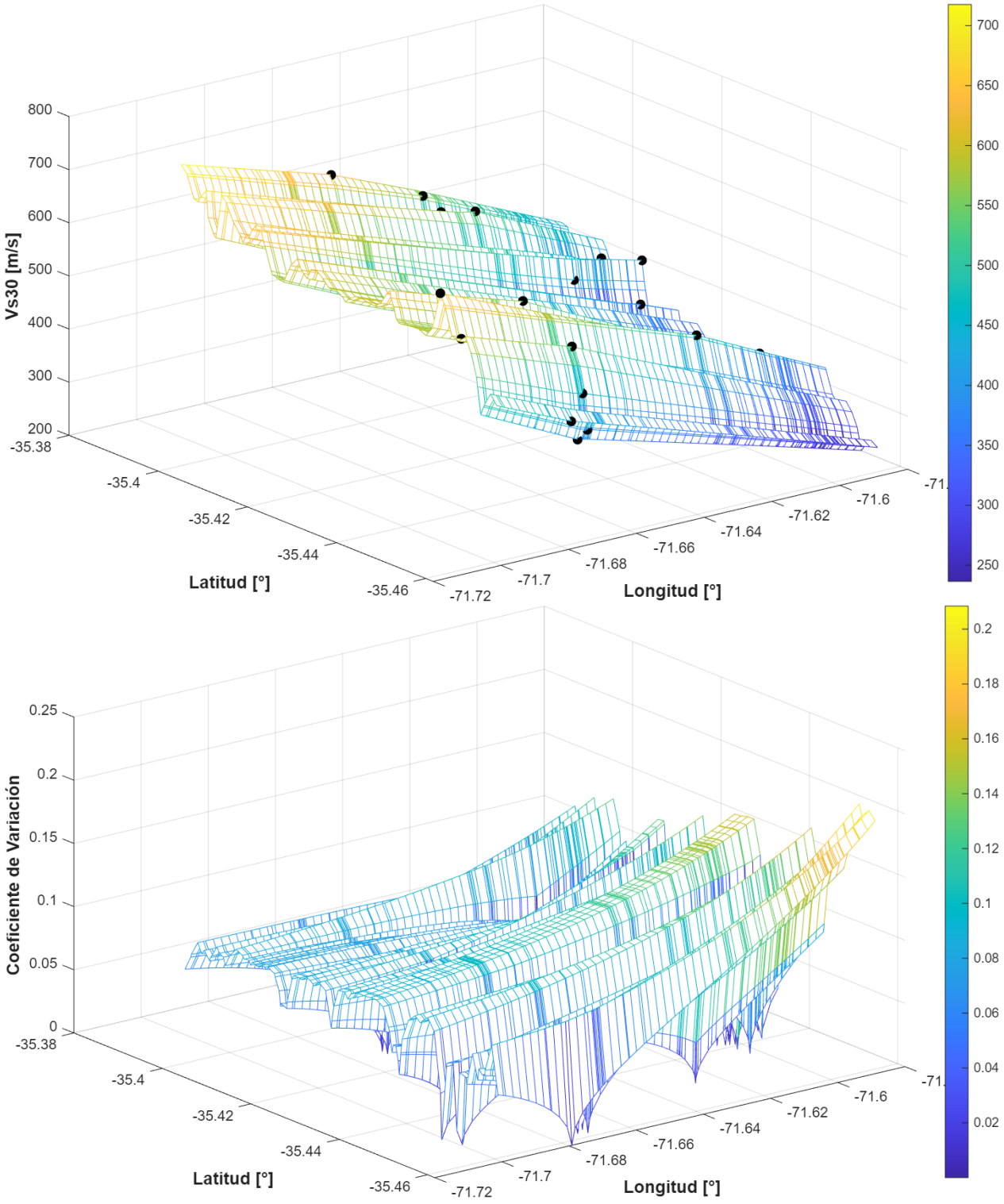


Figura 32: Valores generados a través del modelo esférico considerando funciones de regresión polinómica de orden 1, y sus valores de Coeficiente de Variación

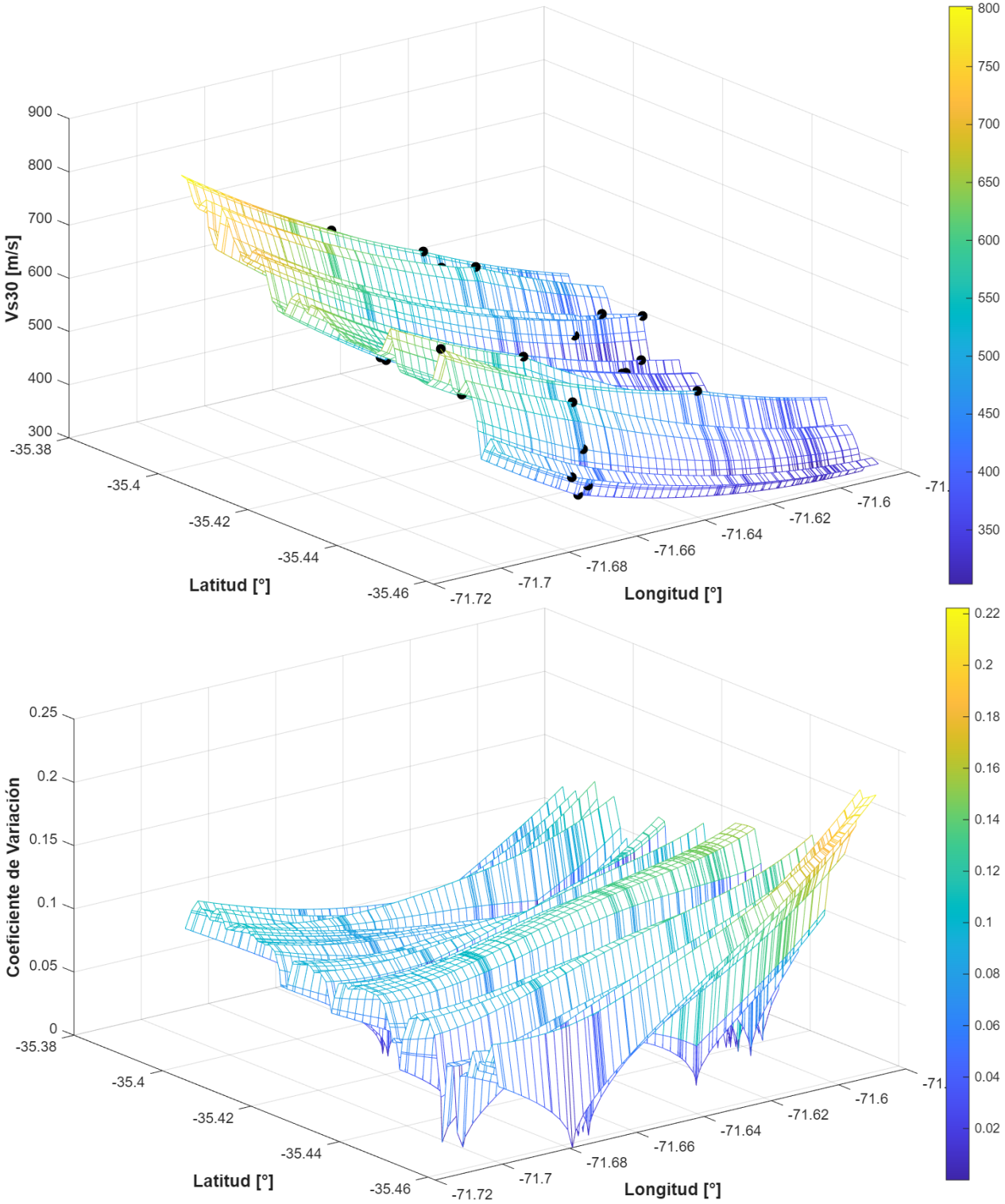


Figura 33: Valores generados a través del modelo esférico considerando funciones de regresión polinómica de orden 2, y sus valores de Coeficiente de Variación

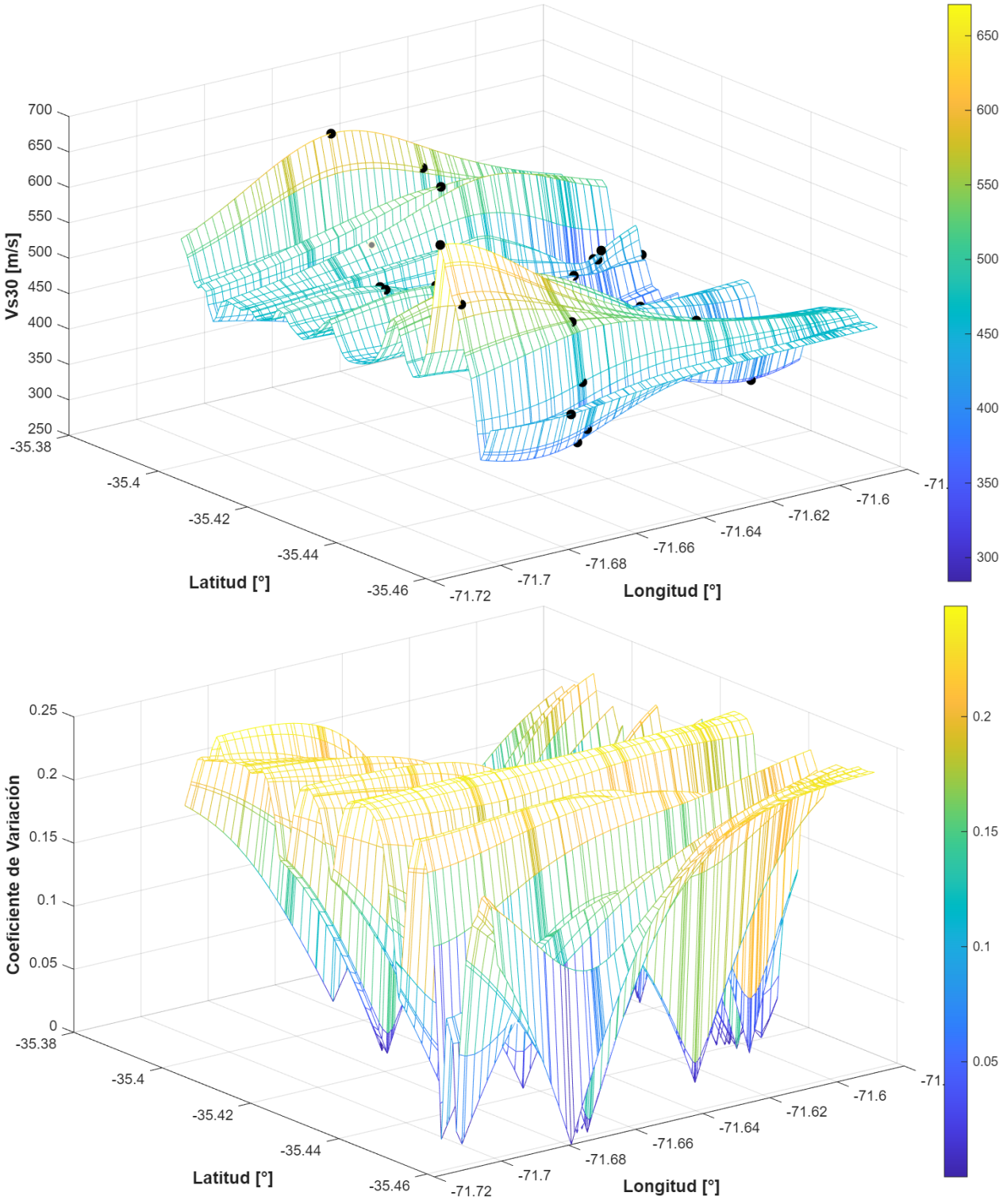


Figura 34: Valores generados a través del modelo spline considerando funciones de regresión polinómica de orden 0, y sus valores de Coeficiente de Variación

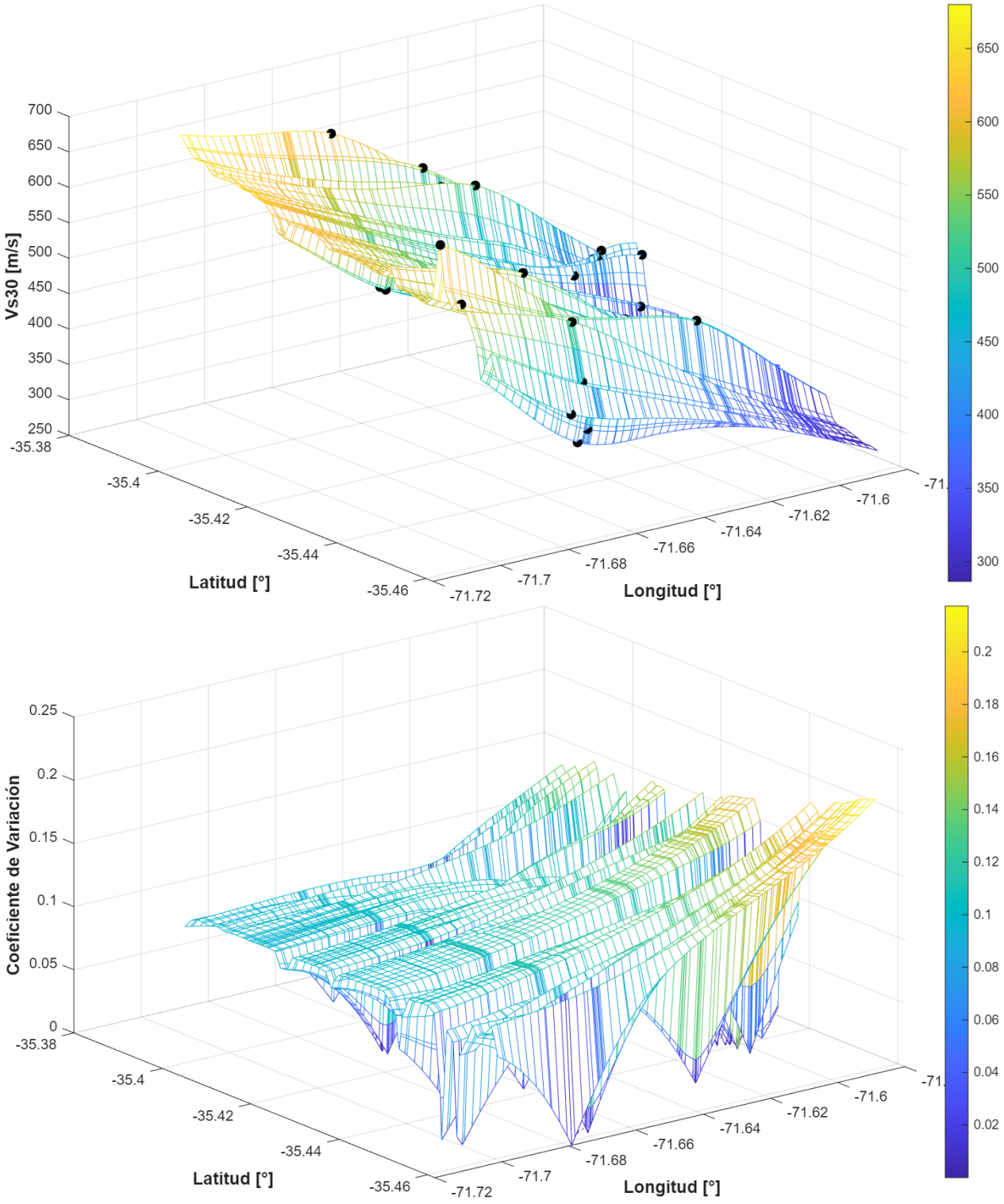


Figura 35: Valores generados a través del modelo spline considerando funciones de regresión polinómica de orden 1, y sus valores de Coeficiente de Variación

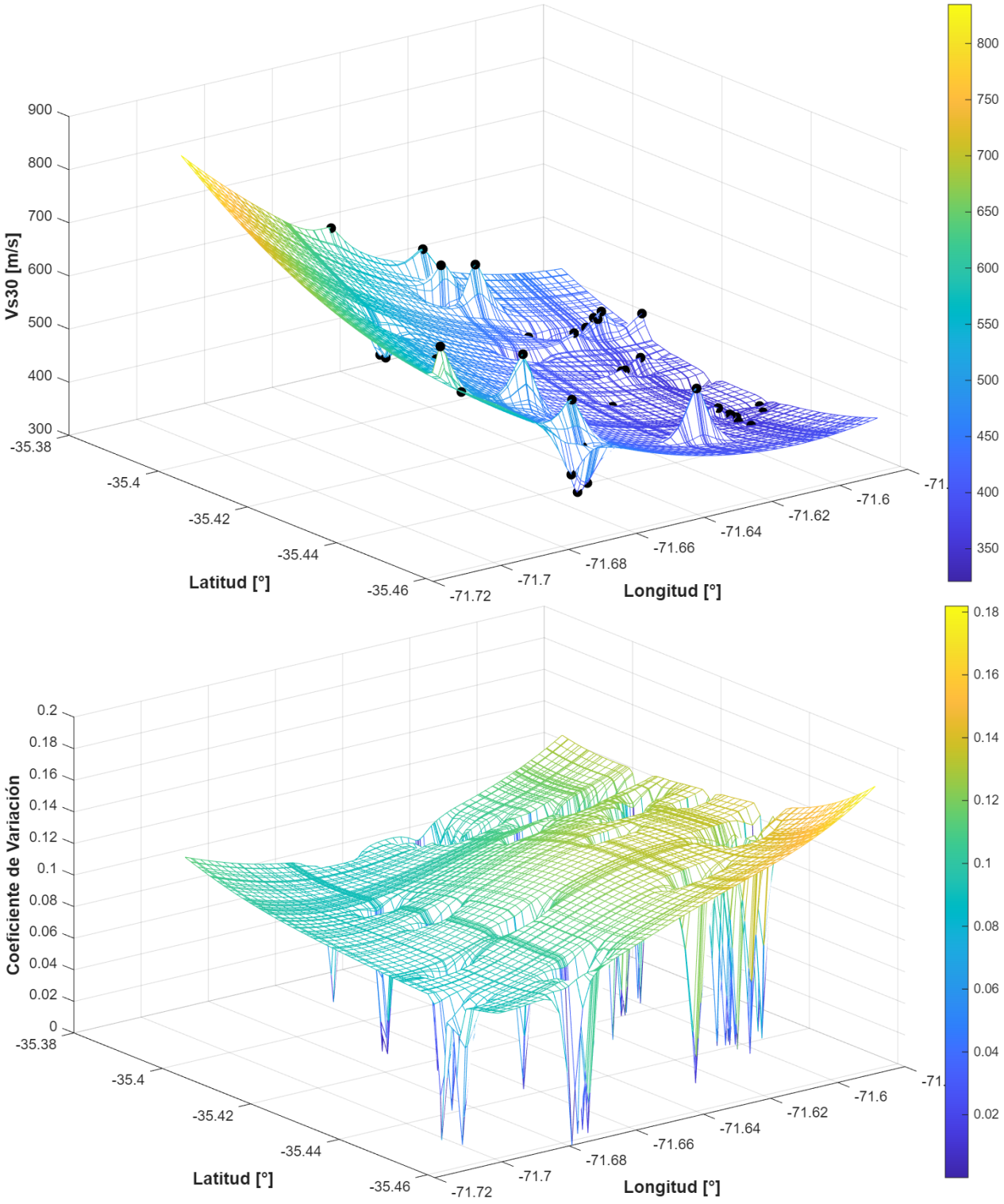


Figura 36: Valores generados a través del modelo spline considerando funciones de regresión polinómica de orden 2, y sus valores de Coeficiente de Variación

C. Apéndice 3: Modelos definitivos utilizados

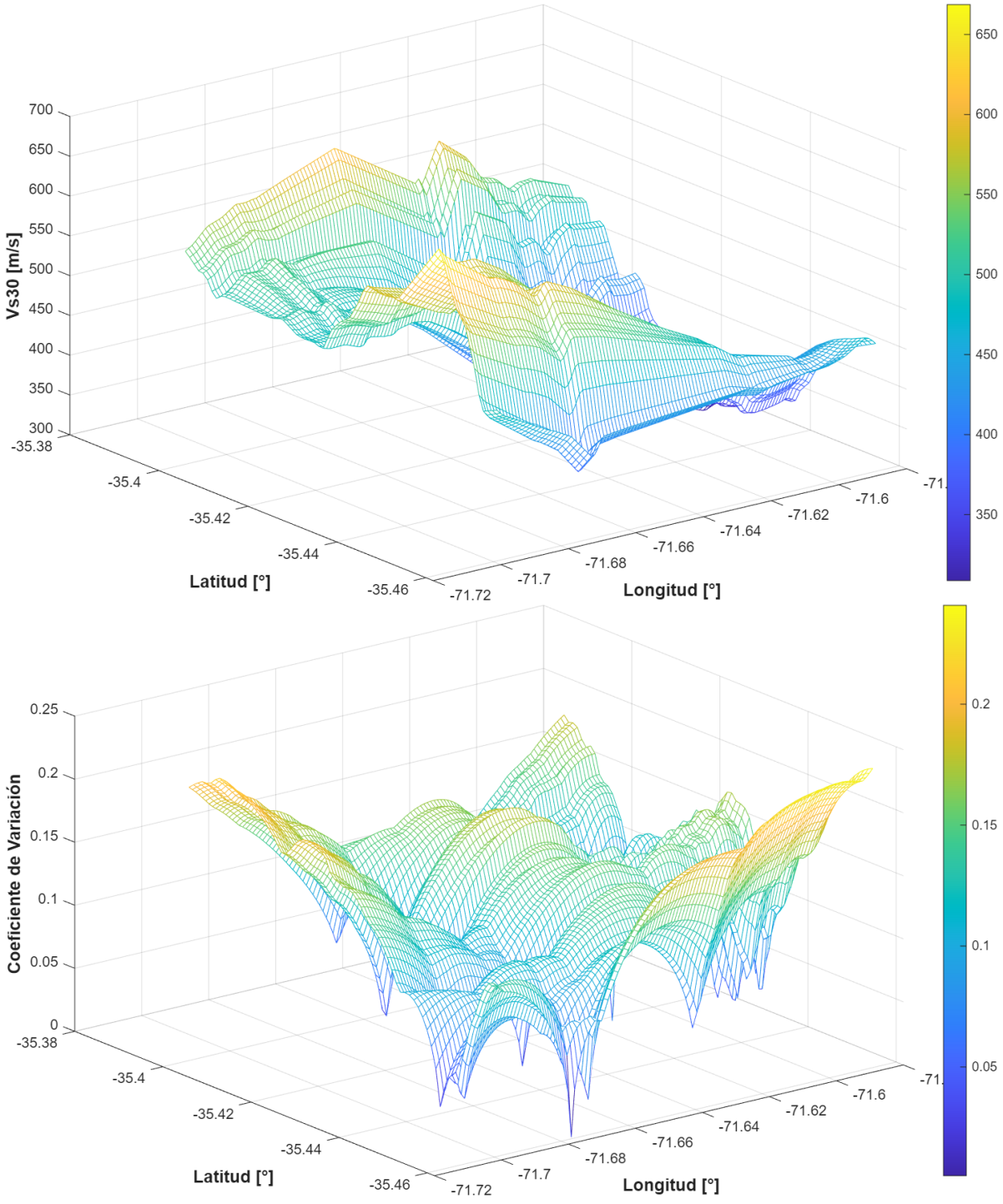


Figura 37: Modelo de correlación lineal utilizado y coeficiente de variación del modelo

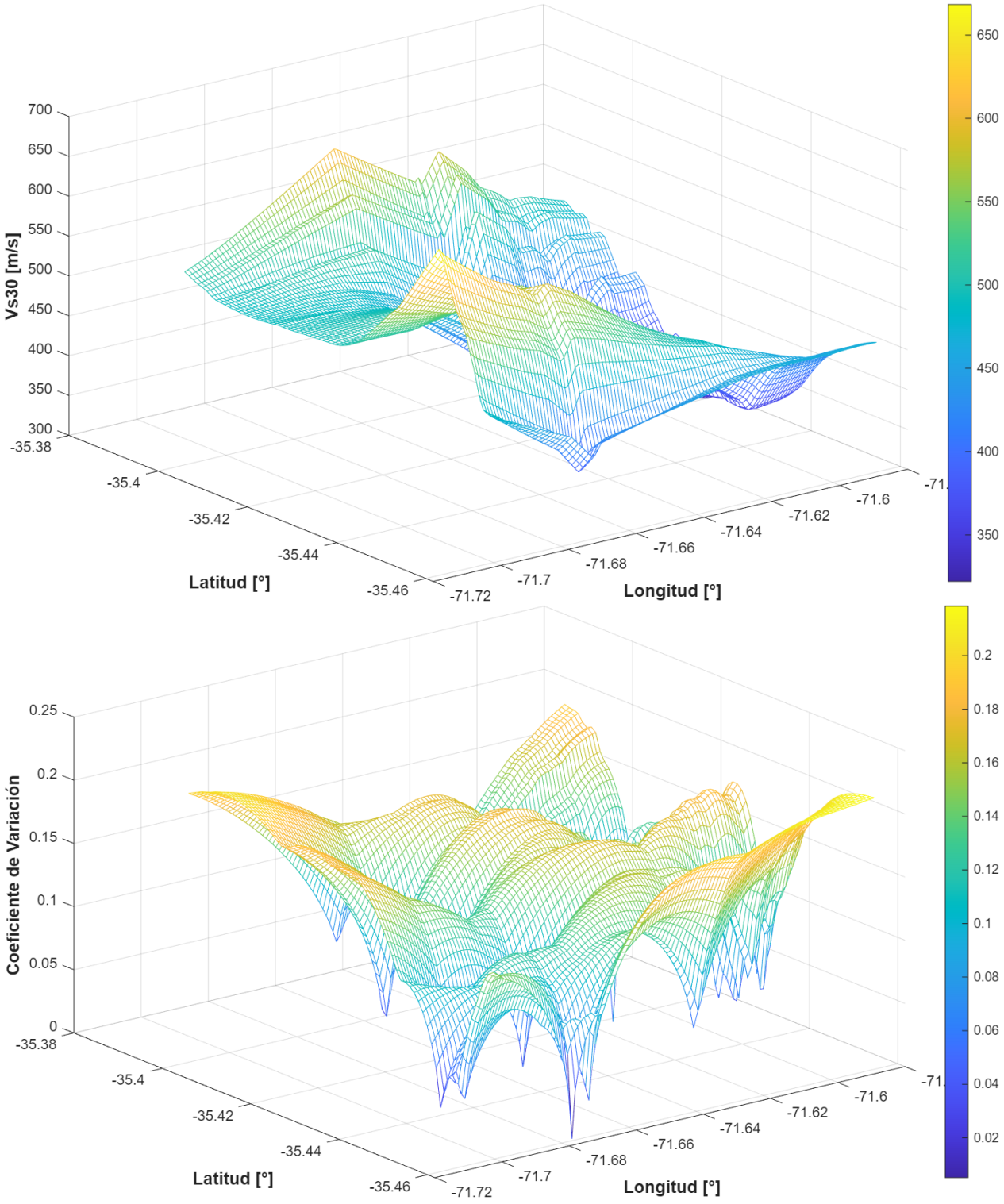


Figura 38: Modelo de correlación esférica utilizado y coeficiente de variación del modelo

D. Apéndice 4: Código de Matlab utilizado

```
% Cargar el archivo Excel 'CompendioFinal.xlsx'
filename = 'CompendioFinal.xlsx';
CompendioFinal = readtable(filename);
%   Vector con latitud y longitud
Y=CompendioFinal.Vs30_m_s_;
lat = CompendioFinal.Latitud;
lon = CompendioFinal.Longitud;
S = [lat, lon];

theta = [50 50]; lob = [0.001 0.001]; upb = [100 100];
[dmodelS, perfS] = dacefit(S, Y, @regpoly0, @corrspherical, theta, lob, upb);
[dmodelL, perfL] = dacefit(S, Y, @regpoly0, @corrlin, theta, lob, upb);
%-------------------------------------------------------------------------%
%Generar Grilla%
min_lat = min(S(:,1));
max_lat = max(S(:,1));
min_lon = min(S(:,2));
max_lon = max(S(:,2));
lat_grid = min_lat:0.001:max_lat;
lon_grid = min_lon:0.001:max_lon;
[X_lat, X_lon] = meshgrid(lat_grid, lon_grid);
%-------------------------------------------------------------------------%
%Definición MSE - Predicción - Coef. Variación%
S_gridL = zeros(size(X_lat));
S_gridS = zeros(size(X_lat));
MSE_gridL = zeros(size(X_lat));
MSE_gridS = zeros(size(X_lat));
for jj=1:numel(S_gridL)
    X_jj = [X_lat(jj),X_lon(jj)];
    [S_jjl ,~, MSE_jjl] = predictor(X_jj,dmodelL);
    [S_jjs ,~, MSE_jjs] = predictor(X_jj,dmodelS);
    S_gridL(jj) = S_jjl;
    S_gridS(jj) = S_jjs;
    MSE_gridL(jj) = MSE_jjl;
    MSE_gridS(jj) = MSE_jjs;
end
%-------------------------------------------------------------------------%
figure(1), contourf(X_lon, X_lat, S_gridL, 250:50:700, "ShowText", true, "LabelFormat", "%1.0f");
grid on;
hold on;
plot(S(:,2), S(:,1), '.k', 'MarkerSize', 20)
hold off;
colorbar;
xlabel('Longitud [°]', 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12);
ylabel('Latitud [°]', 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12);
```

```
%-------------------------------------------------------------------------%
figure(2), contourf(X_lon, X_lat, S_gridS, 250:50:700, "ShowText", true, "LabelFormat", "%1.0f");
grid on;
hold on;
plot(S(:,2), S(:,1), '.k', 'MarkerSize', 20)
hold off;
colorbar;
xlabel('Longitud [°]', 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12);
ylabel('Latitud [°]', 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12);
%-------------------------------------------------------------------------%
%Calculos de Pesos%
covL = sqrt(MSE_gridL)./abs(S_gridL);
covS = sqrt(MSE_gridS)./abs(S_gridS);
epsilon = 1e-6;
Vs30pond = zeros(size(X_lat));
sigma2 = zeros(size(X_lat));
for jj=1:numel(covL)
    wl = (covL(jj) + epsilon)^(-1) / ( (covL(jj) + epsilon)^(-1) + (covS(jj) + epsilon)^(-1) );
    ws = (covS(jj) + epsilon)^(-1) / ( (covL(jj) + epsilon)^(-1) + (covS(jj) + epsilon)^(-1) );
    Vs30pond(jj) = wl*S_gridL(jj)+ws*S_gridS(jj);
    sigma2(jj)=wl^(2)*(MSE_gridL(jj))+ws^(2)*(MSE_gridS(jj));
end
%-------------------------------------------------------------------------%
figure(3), contourf(X_lon, X_lat, Vs30pond, 250:50:700, "ShowText", true, "LabelFormat", "%1.0f");
grid on;
hold on;
plot(S(:,2), S(:,1), '.k', 'MarkerSize', 20)
hold off;
colorbar;
xlabel('Longitud [°]', 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12);
ylabel('Latitud [°]', 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12);

figure(4), contourf(X_lon, X_lat, sigma2);
grid on;
hold on;
plot(S(:,2), S(:,1), '.k', 'MarkerSize', 20)
hold off;
colorbar;
xlabel('Longitud [°]', 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12);
ylabel('Latitud [°]', 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12);
%-------------------------------------------------------------------------%
```