Trabajo de Investigación Tutelado

RESULTADOS INICIALES DEL ESTUDIO DE LA ATENUACIÓN SÍSMICA DE ONDAS P PARA LA ISLA DE TENERIFE

Janire Prudencio Sóñora

Universidad de Granada

Instituto Andaluz de Geofísica

Máster en Geofísica y Meteorología
Programa de Postgrado en Física

Directores del Trabajo
Dr. Jesús M. Ibáñez Godoy

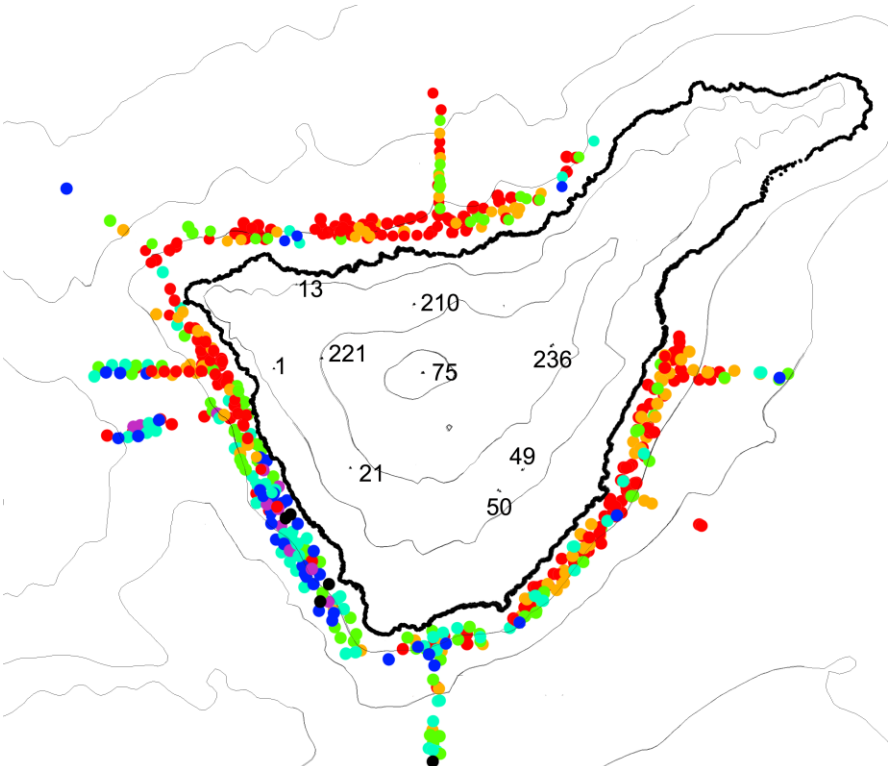
Universidad de Granada
Instituto Andaluz de Geofísica

Máster en Geofísica y Meteorología
Programa de Postgrado en Física

Trabajo de Investigación Tutelado

RESULTADOS INICIALES DEL ESTUDIO DE LA ATENUACIÓN SÍSMICA DE ONDAS P PARA LA ISLA DE TENERIFE

Janire Prudencio Sóñora



Director del Trabajo:

Dr. Jesús M. Ibáñez Godoy

“Cuando me enfrentaba a alguna dificultad,
traté de evitarlo eligiendo caminos más fáciles”

Keiiti Aki.

RESULTADOS INICIALES DEL ESTUDIO DE LA ATENUACIÓN SÍSMICA DE ONDAS P PARA LA ISLA DE TENERIFE

Trabajo de Investigación Tutelado (TIT) elaborado por **Janire Prudencio Sóñora** dentro del Máster Geofísica y Meteorología del Programa de Postgrado en Física, perteneciente al **Departamento de Física Teórica y del Cosmos – Área de Física de la Tierra** de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada.

Granada, Julio de 2010

Director del Trabajo:

Dr. Jesús M. Ibáñez Godoy

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS **3**

1. INTRODUCCIÓN **6**

2. ATENUACIÓN SÍSMICA: principios y determinación **9**
2.1 Expansión geométrica, absorción anelástica y scattering 10
2.2 La expansión geométrica 11
2.3 La absorción Anelástica (Atenuación Intrínseca) 11
2.4 El proceso de Scattering (Atenuación Extrínseca) 12
2.5 El factor de calidad (Q) 14

3. TENERIFE Y EL TEIDE **17**
3.1 Las dorsales 17
3.2 El edifico central 19
3.3 En la actualidad 19

4. EL EXPERIMENTO **22**

5. MÉTODO **26**
5.1 Introducción 26
5.2 Modelo de difusión vs. Modelo de scattering simple 28
5.3 La conexión entre la difusividad y la media aleatoria 30
5.4 La inversión para la distribución temporal de la energía 31

6. APLICACIÓN **33**
6.1 Adquisición de datos 33
6.2 Filtrado y calidad de la señal 35
6.3 Inicio y fin de la señal 38
6.4 Corrección geométrica 39
6. 5 Ajuste 41

6.6 El cálculo de Q 42
6.7 Cálculo de errores 44

7. RESULTADOS 48

8. DISCUSIÓN 83

9. REFERENCIAS 86

AGRADECIMIENTOS

Supongo que, en trabajos de investigación, ésta es la página que más gente suele saltarse a fin de evitar las largas listas de desconocidos. Sin embargo, esta es una de las partes más humanas del trabajo, en la que podemos dar las gracias a todas aquellas personas que nos han acompañado en este hermoso pero arduo camino.

En primer lugar debo agradecer todo cuanto he conseguido a mi director del trabajo, **Jesús**, quien afortunadamente desde hace unos pocos meses también se ha convertido en mi director de tesis. Desde el momento en el que le conocí, allá por el año 2006, cuando apenas llevaba unos meses en Granada, hasta el día de hoy siempre he tenido la puerta de su despacho abierta y creo que eso dice mucho de una persona. Gracias por todo lo que has hecho, gracias por todas las facilidades que me has dado y gracias por creer que esto puede seguir adelante. Al final, creo que vamos a tener que hacer esa "escapadita" al País Vasco.

Tengo mucho que agradecer también a mi compañera de despacho, **Araceli**, quien de un tiempo a esta parte ha dejado de ser compañera para convertirse en mi amiga. Gracias por ayudarme en mis comienzos, que aunque no fueron extremadamente duros, siempre que acudía a ti pidiéndote ayuda me la brindabas sin ni siquiera pensártelo. Gracias por esos "cafecitos" (aunque sabes que yo soy más de zumo) a media mañana, hacen que el trabajo sea mucho más dulce. Por supuesto, no me olvido de la barbacoa que tenemos pendiente.

Gracias a los **profesores** del Máster en Geofísica y Meteorología que nos han puesto las cosas tan fáciles. En especial quiero agradecer su cercanía y su generosidad a **Inma**, **Gerardo** y **Dani**, ha sido un auténtico placer haber sido vuestra alumna. Gracias **Carlos** por haberme dado tantas facilidades cuando quise incorporarme al máster y en todos los contratiempos que han surgido después.

No me puedo olvidar de mis apoyos geofísicos dentro de la invasión de los meteorólogos, **Ali** y **Emilio**, me ha encantado compartir esta experiencia con vosotros. Siguen estando pendientes esas cervezas para celebrar que estamos "masterizados". Gracias **Justo** por tu buen humor y por saludarme siempre con una enorme sonrisa cada vez que pasas por

la puerta del despacho. Gracias **Guille** por ayudarme en la difícil tarea de buscar los archivos de las explosiones en el ordenador del millón de carpetas. **Javi**, **Pepe**, **Paco**, "**Enriques"** y el resto de compañeros del Instituto Andaluz de Geofísica, gracias por vuestra amable acogida siempre que subo.

En último lugar, porque siempre dejo lo mejor para el final, están las personas más importantes para mí: mis padres (*ama* y *aita*, como cariñosamente los llamo en *euskera*). A ellos debo de agradecerles todo: desde quién soy a cómo soy. Han sabido convivir estoicamente con una "mini-vulcanóloga" en casa, a pesar de que les haya obligado a ir a exposiciones de minerales, les haya convencido para subir al Teide (dos veces) en el mismo día, les haya obligado a permanecer más de una hora viendo los sismógrafos en la casa de los volcanes de Lanzarote, les haya dado una charla sobre "pillow-lavas" mientras recorrían la caldera de Taburiente… y todo esto lo han hecho siempre con una sonrisa en la cara. Además de todo esto, que no es poco, sin ellos la aventura granadina que tan importante está siendo para mí nunca hubiera sido posible. A pesar de lo duro que es estar separados 800 kilómetros, siempre estáis a mi lado apoyándome, animándome y sobretodo, creyendo en mí. A mi *ama* tengo agradecerle todas las veces que ha ejercido de secretaría recogiendo cartas, enviando documentos y llevándome la contabilidad en la distancia. Estoy segura de que se ha aprendido este trabajo de memoria. Gracias por dejarme enseñarte lo poquito que voy aprendiendo, no es nada comparado con lo que tú me ha enseñado estos años. A mi *aita* le agradezco todas las fuerzas que tiene para creer en mí, muchas veces no sé ni de donde las saca. Recuerdo cuando en los primeros meses de carrera me comentó que si lo próximo era el doctorado y yo riendo le dije que aún acababa de empezar. Al final sus palabras se están haciendo realidad. Gracias *aita* por ser el primero en creer en mí y gracias por mostrarme que te sientes orgulloso de mí, no sabes cuánto significa para mí. Os quiero mucho.

A mis compañer@s de carrera, a mis compañeras de piso, a mis amig@s del norte, a mis amig@s del sur y a l@s karatekas gracias por soportar mis charlas de sismología y volcanología sin quejaros y disimulando que no os aburro.

Por último quiero dar las gracias a quien me ayuda económicamente, ya que desde enero del 2010 disfruto de una beca de Formación de Investigadores subvencionada por el Gobierno Vasco (BFI09-277).

1. INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

Tenerife es una isla en gran parte muy abrupta, de relieve formado por sucesivas erupciones volcánicas a lo largo de la historia, la más reciente de las cuales fue la del volcán Chinyero en 1909. El pico del Teide con 3718 metros sobre el nivel del mar y más de 7000 sobre el fondo oceánico, es el punto más elevado de la isla, del territorio español y de todas las tierras sumergidas del Atlántico.

La isla alberga a una población de 886.003 habitantes (INE 2008) además de los 5 millones de turistas que visitan la isla todos los años y todos estos podrían estar sometidos a un nivel de riesgo ante una erupción del volcán.

Debido a su carácter volcánico, Tenerife registra frecuentemente terremotos de magnitudes muy pequeñas que pasan inadvertidas para la población. Sin embargo, entre los meses de abril y septiembre del año 2004 se observó en la isla de Tenerife un incremento inusual de la actividad sísmica. Se registraron más de 500 terremotos durante ese periodo y la población pudo percibir aquellos de mayor magnitud (M>3). Durante la primera mitad del año 2005 la actividad decreció y se volvieron a registrar los mismos índices con un promedio de 10-20 eventos al mes. La actividad sísmica estaba compuesta por eventos de largo periodo y tremor volcánico, a la vez que los eventos volcano-tectónicos. La crisis sísmica sufrida en 2004 puso en evidencia la falta de estudios que existen para la isla de Tenerife. Actualmente, no se conoce la estructura de la isla y todos los estudios previos son aproximados. Estos acontecimientos dieron lugar a que instituciones científicas de todo el mundo se interesaran por el estado actual del volcán del Teide. Una de estas instituciones fue la Universidad de Granada que a través del Instituto Andaluz de Geofísica y dirigidos por el Doctor Jesús Ibáñez Godoy puso en marcha en el 2007 la campaña TOM-TEIDEVS. La campaña se convirtió en el primer experimento de esta índole para el estudio de la estructura volcánica del Teide. Intentado avanzar en el conocimiento de la isla, se está llevando a cabo actualmente un nuevo proyecto, HISS, que intentará dar a conocer la estructura de la isla a mayor profundidad. Nuevamente, la Universidad de Granada y el Instituto Andaluz de Geofísica son los responsables del proyecto.

Aprovechando la gran base de datos que proporcionó la campaña TOM-TEIDEVS, el trabajo que aquí se presenta pretende dar un nuevo paso estudiando la atenuación sísmica

de la isla de Tenerife. Los principales objetivos que se persiguen son: obtener para toda la isla de Tenerife unos valores medios del coeficiente de atenuación intrínseca (b) y del factor de calidad (Q).

La estructura del trabajo se ha pensado para aportar la mayor coherencia y claridad al conjunto. De este modo, en el Capítulo 2 se exponen los fundamentos que rigen el estudio de la atenuación sísmica. A continuación, en el capítulo tercero, se introduce el área de estudio, en este caso la isla de Tenerife, para pasar a estudiar con más detalle en el Capítulo 4 el experimento TOM-TEIDEVS. Se describe la metodología empleada en el Capítulo 5 y su aplicación al caso de la isla de Tenerife en el siguiente capítulo. Finalmente, en el Capítulo 7 se presentan los resultados conseguidos y todo ello se discute en el Capítulo 8.

2. ATENUACIÓN SÍSMICA

Principios y determinación

2. ATENUACIÓN SÍSMICA: PRINCIPIOS Y DETERMINACIÓN

Desde que comenzaron a estudiarse los terremotos, pudo observarse cómo los efectos producidos por aquellos era menor cuanto más alejadas se hacían las observaciones de lo que posteriormente recibiría el nombre de área epicentral. Resulta razonable pensar que el movimiento sísmico decrece conforme aumenta la distancia al hipocentro o foco sísmico, y esto mismo se comprueba empíricamente tras cada terremoto. Ahora bien, ¿a qué se debe esta atenuación de la amplitud de las ondas sísmicas?, ¿qué procesos la gobiernan?, ¿de qué factores depende?

El primer razonamiento apuntó al fenómeno más sencillo e inmediato como explicación de este hecho: el de la expansión geométrica del frente de ondas. Sin embargo, con la llegada de la instrumentación y los registros sísmicos, las primeras observaciones cuantitativas mostraron una disminución de la amplitud con la distancia mayor de lo esperado. El desarrollo de las modernas teorías de la absorción anelástica y el *scattering*, basadas en la heterogeneidad y comportamiento viscoelástico de la Tierra, han ido dando progresivamente una respuesta a este problema, si bien aún se está lejos de resolver todas y cada una de las preguntas planteadas hasta la fecha.

Conocer cómo disminuye la energía sísmica con la distancia respecto a la fuente, es decir, cómo se atenúan las ondas sísmicas, para qué frecuencias es menor esta atenuación, y su relación con la estructura del medio en el que se propagan las ondas es fundamental para cualquier estudio. En este trabajo concretamente, se estudia la relación de la atenuación sísmica con la estructura, ya que conocerla ayudará en una futura alerta temprana y a conocer mejor la dinámica del volcán.

Como ya se ha comentado anteriormente, la amplitud de las ondas sísmicas disminuye con la distancia al hipocentro. Este fenómeno se debe a tres factores fundamentales e independientes entre sí, que expresan cuantitativamente la longitud y complejidad de la trayectoria de las ondas: la expansión geométrica, la absorción anelástica y el *scattering*. La palabra *scattering* se traduce en español como "*dispersión*" y a veces también como "*difusión*". Cuando se habla sobre ondas sísmicas estas palabras hacen referencia a otros fenómenos, por tanto, cuando se hable de *scattering* se hablará de una redistribución y no de difusión ni dispersión.

Por todo ello resulta imprescindible revisar algunos conceptos y definiciones básicas sobre el tema para poder abordar de forma lógica y progresiva las teorías y métodos empleados en este trabajo.

2.1 Expansión geométrica, absorción anelástica y scattering

La expansión geométrica y el *scattering* son procesos de redistribución de la energía, que dan lugar a perdidas de energía aparentes, es decir, la energía elástica liberada en el proceso de ruptura no se transforma en otras formas de energía, sino que únicamente varia su distribución espacial y temporal. El segundo es propiamente un fenómeno de disipación de la energía elástica (y por tanto de pérdida real de la misma), en el que esta se transforma en calor, y recibe el nombre de *Atenuación Intrínseca*. Debido a que, como se verá, a menudo no es posible separar los efectos de la absorción anelástica y el *scattering* (denominado a su vez Atenuación Extrínseca), la suma de los mismos suele denominarse ***Atenuación Anelástica*** o, abreviadamente, ***Atenuación***.

En general, las pérdidas por propagación (expansión geométrica y *scattering*) son especialmente importantes para altas frecuencias (bajos periodos) (figura 1) y distancias hipocentrales pequeñas, mientras que las pérdidas por absorción aumentan con la distancia a la fuente y con la frecuencia. Sin embargo, esto no siempre se cumple, especialmente en el caso del scattering, que suele presentar un máximo de atenuación para frecuencias intermedias (en torno a 1 Hz) y disminuye hacia los extremos del espectro de frecuencias de interés sísmico.

A continuación se presenta brevemente la explicación física de cada uno de estos procesos, así como los rasgos más característicos.

2.2 La expansión geométrica del frente de ondas

Este fenómeno es consecuencia directa del Principio de Conservación de la Energía. La energía radiada en forma de ondas sísmicas en un medio perfectamente elástico, homogéneo e isótropo debe conservarse. Por ello, conforme aumenta la distancia del frente de ondas a la fuente disminuye la energía almacenada en el frente por unidad de volumen y, en consecuencia, la amplitud del movimiento oscilatorio. Así pues, lo que se produce es una variación de la densidad y distribución espacial de la energía elástica en el medio.

Si denominamos R a la distancia hipocentral, puede demostrarse (Aki y Richards, 1980) que la dependencia de la amplitud de la onda con este parámetro es proporcional a 1/R para un frente de ondas esférico o plano (ondas internas o distancias al foco suficientemente grandes en comparación con el tamaño de la fuente), mientras que para un frente de ondas cilíndrico (ondas superficiales o distancias al foco pequeñas) la dependencia es $1/\sqrt{R}$. Estos casos constituyen los límites físicos entre los que se mueve este factor, y la distinción entre ambos depende en cada caso de la profundidad del foco, la estructura cortical considerada y otras variables.

2.3 La Absorción Anelástica (Atenuación Intrínseca)

La Tierra no es un medio perfectamente elástico, sino que su comportamiento se asemeja más al de un medio viscoelástico (Anderson y Archambeau, 1964). Debido a esto, parte de la amplitud de las ondas sísmicas se atenúa con la distancia a la fuente debido a efectos no elásticos, en los que la energía elástica se disipa (es absorbida por el medio) en forma de calor por fricción. Este fenómeno recibe el nombre de absorción anelástica, y constituye una propiedad intrínseca del medio en el que se propagan las ondas, por lo que depende de las características físicas de dicho medio, relacionadas a su vez con los rasgos tectónicos y geológicos.

En la práctica la absorción anelástica es la responsable en buena medida de que las ondas sísmicas presenten una amplitud menor que la que se predice para un medio elástico perfecto, que únicamente considera los efectos de la expansión geométrica y los fenómenos de reflexión, refracción, etc.

Para incluir el efecto de la anelasticidad terrestre en el tratamiento teórico se cuenta con dos posibilidades: modificar las ecuaciones básicas de la elastodinámica (Ej. Ecuación Navier-Stokes) para considerar el carácter no elástico de la Tierra, o introducir un término empírico. Dado que la primera solución, pese a ser la más rigurosa físicamente, implica grandes dificultades para su desarrollo teórico, desde hace varias décadas se ha optado por la segunda opción. De este modo se considera la velocidad de propagación de la onda, v (o el número de onda, k) como un número complejo (Aki y Richards, op. Cit.), lo que da lugar a la aparición de un término exponencial con la distancia exponencial ($e^{-\gamma R}$), denominado Atenuación, que representa la atenuación anelástica. El hecho de que este término decaiga de forma exponencial es la consecuencia de la rápida disipación de la energía que se produce por la fricción interna.

2.4 El proceso de Scattering (Atenuación Extrínseca)

Con la introducción del término de atenuación mencionado se incluye en el modelo teórico el efecto de la anelasticidad del medio. Sin embargo, a la hora de contabilizar los mecanismos de atenuación de la amplitud de una onda en un medio como la Tierra, existe aún uno más que aparentemente no se ha considerado: se trata del producido por la anisotropía y falta de homogeneidad del medio.

La Tierra dista mucho de ser un medio homogéneo a cualquier escala. La presencia de heterogeneidades a todos los niveles, y especialmente a escalas locales y regionales (de centenares de metros a centenares de kilómetros), tiene un efecto crucial en la propagación de ondas elásticas. Como queda recogido en el Principio de Huyengs, la interacción de una onda con una heterogeneidad del medio da lugar a la generación de nuevas ondas secundarias que tienen por foco la propia heterogeneidad y que en su propagación pueden interferir entre sí. Este fenómeno recibe el nombre de *scattering*.

Así pues, la presencia de heterogeneidades en el interior de la Tierra produce una redistribución de la energía en el espacio y en el tiempo (cambios en la dirección de propagación de la energía y/o cambios de fase) y, por otro lado, conocer el *scattering* de un medio informa sobre la mayor o menor heterogeneidad del mismo.

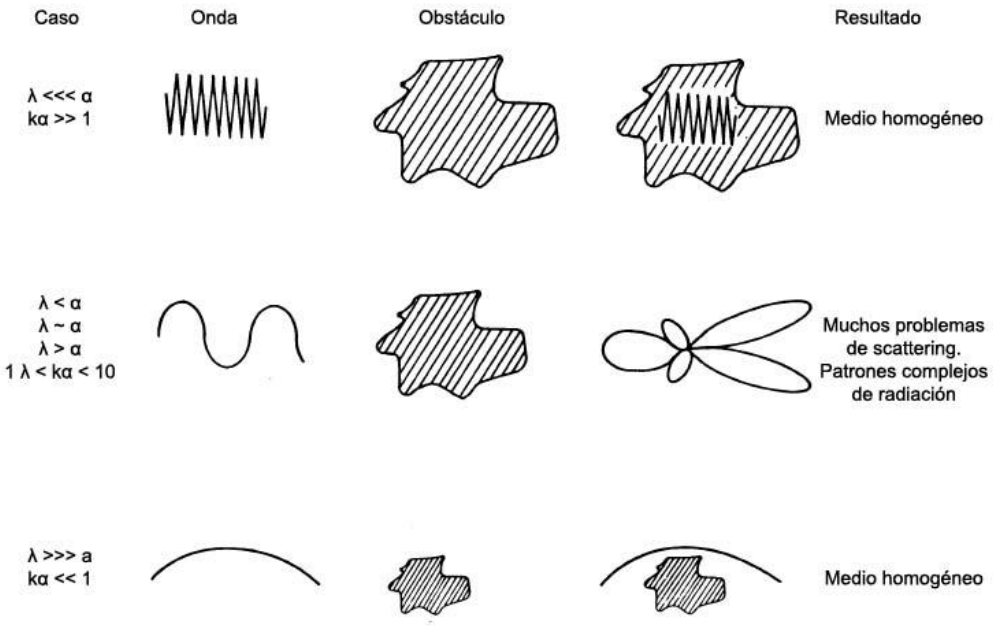


Fig. 1 *Influencia en el problema de scattering de la relación entre el tamaño de la heterogeneidad, α, y la longitud de la onda sísmica incidente, λ. (Modificado de Herráiz y Espinosa, 1987).*

Como consecuencia de este fenómeno el patrón de radiación de un terremoto puede quedar notablemente alterado, pudiendo generarse tanto amplitudes menores como mayores a las que se esperarían sin dicho mecanismo, en función de la orientación de los lóbulos del nuevo patrón, como se observa en la figura 1. Con esto queda claro cómo este fenómeno no es un mecanismo de disipación de energía, como la absorción anelástica, sino de redistribución de la misma, al igual que la expansión geométrica del frente de ondas, pero que, a diferencia de este, puede producir tanto amplitudes menores como mayores de las esperadas inicialmente.

El reflejo de este fenómeno en un sismograma lo constituye el alargamiento del mismo, con una *coda* tanto más importante en amplitud y duración cuanto mayor sea el *scattering* provocado por el medio. Se utiliza la palabra ***coda*** para definir a la parte final de los sismogramas cuando estos se encuentran registrados en el rango de corto periodo (1-50

Hz). Esta parte del sismograma posee una forma característica, presenta una suave y constante caída de su amplitud hasta que esta llega a confundirse con el ruido.

Como en todos los fenómenos de difracción e interferencia de ondas, la relación entre la dimensión característica de las heterogeneidades del medio (α) y la longitud de onda (λ) es un factor clave a la hora de determinar la importancia del *scattering* en cada caso. De este modo el *scattering* es máximo, y puede afectar significativamente al patrón de radiación cuando λ y α son similares (figura 1). Este fenómeno se da especialmente entre las frecuencias 0.1 y 20 Hz que precisamente corresponden a longitudes de onda de dimensiones similares a las de las heterogeneidades litosféricas de pequeña y mediana escala.

2.3 El factor de calidad (Q)

Por último, en relación con la absorción anelástica y el *scattering*, es necesario mencionar un aspecto acerca del factor de calidad. En primer lugar el factor de calidad, Q, o más concretamente su inverso, Q^{-1}, es un valor universal para medir las pérdidas de energía y viene representado por la siguiente expresión:

$$Q = 2\pi \frac{|\Delta E|}{E} \qquad (1)$$

En ondas sísmicas el factor de calidad representa el alejamiento del medio de la elasticidad perfecta (comportamiento que vendría representado por un valor infinito de Q, ausencia de pérdidas energéticas por disipación). Así pues, en una primera aproximación, Q nos permite estimar en promedio las características anelásticas de nuestro medio. Dicha estimación es un promedio, ya que no debe olvidarse que el valor de Q representa el comportamiento inferido a partir de múltiples trayectorias distintas en un medio heterogéneo, y que por lo tanto el valor obtenido es una medida de la anelasticidad del medio comprendido entre la superficie y la máxima profundidad alcanzada por las ondas, relacionada a su vez con la máxima distancia hipocentral analizada. Resulta evidente que en dicho parámetro, a partir de la definición dada, se incluyen tanto los efectos de la absorción anelástica como los de *scattering*, por cuanto este también contribuye a la "pérdida" de

energía (realmente redistribución para el caso del *scattering*) considerada en el factor de calidad. Por tanto, el factor de calidad realmente considera globalmente la Atenuacion Anelástica, o simplemente Atenuación (suma de las contribuciones de la absorción anelástica y el *scattering*).

Se deduce que si el scattering no existe o es despreciable (medio homogéneo), Q se debe únicamente a la anelasticidad del medio (Atenuación Intrínseca), y el factor de calidad se suele denotar como Q_i (que aquí coincide precisamente con Q). Sin embargo, para el caso general y más habitual existen contribuciones a la atenuación tanto por parte de la absorción anelástica como del *scattering*, de modo que Q informa simultánea y conjuntamente sobre los dos fenómenos. Si se supone que la atenuación intrínseca viene caracterizada por el mencionado factor de calidad intrínseco Q_i, y la atenuación por *scattering* o extrínseca por un factor de calidad Q_s (*scattering*) (Dainty y Toksöz, 1981), ambos parámetros se relacionan con el factor de calidad aparente Q, que engloba ambos mecanismos y que es el que puede determinarse experimentalmente, según la relación:

$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_i(f)} + \frac{1}{Q_s(f)} \qquad (2)$$

Esta descomposición resulta muy útil, ya que permite ajustar el factor de calidad obtenido empíricamente, con el obtenido por propagación de ondas sísmicas de forma teórica (Aki y Richard, op. cit.). Tal aspecto es fundamental, pues Q_i puede diferir bajo determinadas condiciones de la Q derivada de los procesos como la propagación de ondas, si bien estos métodos siguen siendo de gran utilidad para medir la respuesta anelástica del medio.

3. TENERIFE Y EL TEIDE

3. TENERIFE Y EL TEIDE

El volcanismo de las Islas Canarias comenzó en el este del archipiélago, en las islas de Lanzarote y Fuerteventura a principios del Oligoceno (Grunan et al., 1975; Sánchez and Abad, 1986), sin embargo, no se conocen datos similares para la isla de Tenerife. En esta isla, las primeras erupciones subaéreas ocurrieron hace 11,6 y 3,3 Ma (Ancochea et al., 1990) y formaron el macizo de Teno, Anaga y el Roque del Conde, los cuales se localizan al NW, NE y S de Tenerife respectivamente (figura 2). Este volcanismo produjo escudos basálticos con pocas manifestaciones explosivas. Después de esta actividad principalmente efusiva de creación de escudos, se produjeron dos estilos eruptivos bien diferenciados, los cuales siguen presentes hoy en día en la isla: (1) erupciones efusivas fisurales (no-explosivas) con lavas basálticas, generalmente alineadas a lo largo de las dos dorsales y aunque menos frecuentes (2) erupciones explosivas asociadas al edificio volcánico de Las Cañadas (Martí et al., 1994b). No obstante, se debe puntualizar que no todas las erupciones se pueden incluir dentro de estos dos grupos. Existen registros de erupciones explosivas al sur de la isla, así como erupciones efusivas en el edificio central y numerosos conos basálticos en zonas periféricas a las dorsales.

3.1 Las dorsales

Después del cese del volcanismo que creó los viejos macizos, continuaron las erupciones de lava basáltica mediante fracturas que se concentraban preferentemente entre dos ejes volcano-tectónicos: NE-SW y NW-SE. Estos ejes están alienados con dos dorsales que unen prácticamente los macizos de Teno y Anaga (figura 2) con el área central de la isla. Estas dorsales contienen la mayor concentración de material eruptivo de la isla. Un estudio reciente sobre volcanismo submarino alrededor de la isla de Tenerife (Romero et al., 2000) revela otras manifestaciones volcánicas con las mismas características y sin ninguna duda, son de carácter regional (Coello and Bravo, 1989; Anchochea et al., 1995).

De acuerdo con Ancochea et al. (1990) la máxima actividad eruptiva en las dorsales tuvo lugar hace 0,8 Ma. No obstante, las crestas de estas dorsales han sido formadas mediante conos más jóvenes (la más recientes datan de 0,17 Ma según Ancochea et al., 1995).

El volcanismo histórico, que principalmente tuvo lugar a lo largo de estos dos ejes volcano-tectónicos, es de especial interés. Estas erupciones históricas son similares en duración (algunas semanas) y en el bajo volumen a las otras islas del archipiélago, excluyendo la erupción de Timanfaya en Lanzarote que comenzó en 1730 (tuvo una duración de 5 años y un volumen de 1 Km^3). La documentación de estas erupciones es muy ilustrativa lo que lleva a poder determinar las características y la evolución de la actividad volcánica en las islas. Un factor importante que se ha de tener en cuenta es el cambio geoquímico de las lavas, y por lo tanto la viscosidad. Esta característica pudo observarse durante la erupción del volcán Teneguía en la isla de La Palma en 1971 y fue la causa de una mayor fluidez en las últimas emisiones de lava (Ibarrola, 1974). En Tenerife, la variación magmática sólo se ha observado durante la erupción de Montaña Negra, la cual destruyó la ciudad de Garachico en 1706 (Solana, 1998).

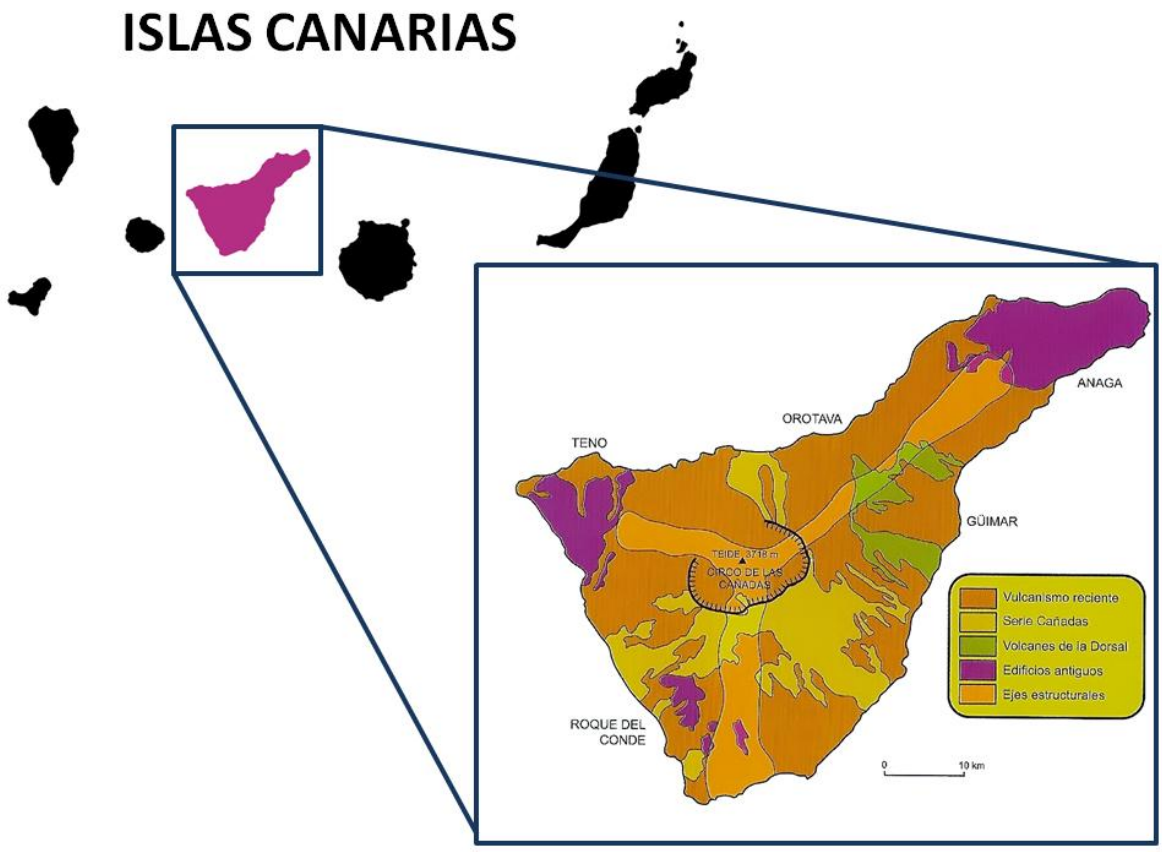


Fig. 2 *Mapa geológico simplificado de la isla de Tenerife.*

3.2 Edificio central

La posición de los ejes volcano-tectónicos (NE-SW y NW-SE) define, en el centro de la isla, un área donde han ocurrido la gran mayoría de los eventos eruptivos después del volcanismo que formó los viejos macizos. Debajo de esta área debieron existir condiciones favorables para la formación de cámaras magmáticas, donde el magma pudo evolucionar. Las erupciones de estos fundidos han sido las que le han dado al Edificio Central esas singulares características litológicas y geomorfológicas. Dichas erupciones ocurrieron en los últimos 3,5 Ma (Martí et al., 1994b). En el centro de este gran volcán, es posible distinguir un edificio basal conocido como el edificio Cañadas, el cual culmina en una gigantesca depresión: La Caldera de Las Cañadas. Esta caldera es una depresión elíptica que mide 16x9 Km^2, su base se encuentra a algo más de 2000 m sobre el nivel del mar y se cierra mediante una enorme pared, visible a lo largo de los sectores SW, SE, E y NE, pudiendo llegar a los 600 m en algunos puntos.

Durante los últimos 0,15 Ma se han formado dos estratovolcanes en el borde norte de la Caldera: el sistema Teide-Pico Viejo, el sistema incluye algunos domos de actividad explosiva (Ablay and Martí, 1995).

3.3 En la actualidad

Debido a su carácter volcánico, Tenerife registra frecuentemente terremotos de magnitudes muy pequeñas que pasan inadvertidas para la población. Sin embargo, entre los meses de abril y septiembre del año 2004 se observó en la isla de Tenerife un incremento inusual de la actividad sísmica. Se registraron más de 500 terremotos durante ese periodo y la población pudo percibir aquellos de mayor magnitud (M>3). Durante la primera mitad del año 2005 la actividad decreció y se volvieron a registrar los mismos índices con un promedio de 10-20 eventos al mes. La actividad sísmica estaba compuesta por eventos de largo periodo y tremor volcánico, a la vez que los eventos volcano-tectónicos.

En enero de 2007 se llevó a cabo un experimento de sísmica activa en la Isla de Tenerife con el objetivo de conocer la estructura interna de la Isla volcánica de Tenerife. Se puso especial interés en el edificio central de Las Cañadas y la dorsal NW-SE, lugar de la última erupción (erupción del Chinyero 1909). Es en el complejo central donde existe actividad fumarólica y donde se observó actividad sísmica en la crisis sísmica del 2004.

Los resultados obtenidos mediante tomografía sísmica muestran claramente la estructura del edificio de Las Cañadas, mostrando una zona de velocidad muy alta. Los materiales presentan alta densidad (Gottsmann et al, 2008) y la velocidad de propagación de las ondas es muy alta. Por otro lado aparece una zona de anomalía de baja velocidad en la zona más superficial de los estratovolcanes Pico Viejo - Teide, esta también aparece en acuerdo con otros estudios (Gottsmann et al, 2008).

4. EL EXPERIMENTO

4. EL EXPERIMENTO

En una de las islas del archipiélago canario, en Tenerife, se llevó a cabo un experimento de sísmica activa para estudiar la estructura interna del volcán del Teide. El objetivo principal del experimento tomográfico que empezó en enero del 2007, fue la obtención de una imagen estructural en tres dimensiones (3-D) del Teide mediante tomografía sísmica e imágenes de reflexiones y refracciones sísmicas. Hasta aquel entonces, el único conocimiento que se tenía de la estructura interna de Tenerife y el Teide era muy limitado y los únicos modelos estructurales propuestos se basaban en datos geológicos y geofísicos. El experimento multitudinario que incluyó centros de España, Reino Unido, Italia, Irlanda y México, ha generado a día de hoy la primera y única imagen estructural del edificio volcánico y quizás nos ayude a entender los procesos volcánicos que tienen lugar en la isla.

La estructura interna de un volcán es uno de los grandes misterios de las ciencias de la Tierra. En esta clase de experimentos es necesario usar métodos geofísicos debido a que resulta imposible obtener medidas directas dentro del edificio volcánico. En los últimos años se han llevado a cabo multitud de experimentos tomográficos mediante sísmica pasiva (Ej. Isla Decepción (Antártida), Etna (Italia), Kilauea (Hawaii)) para obtener imágenes de los edificios y mejorar los conocimientos que se tienen antes, durante y después de las erupciones volcánicas. Sin embargo, la distribución heterogénea de las fuentes de los terremotos, especialmente la ausencia de sismicidad en la parte superior del edificio, compromete significativamente la resolución alcanzable y por lo tanto, las estructuras de menor escala (alrededor de un kilómetro) son difícilmente apreciables. Los experimentos de sísmica activa pueden salvar este inconveniente y las islas volcánicas debido a que pueden alcanzar grandes densidades de disparos (aproximadamente cada 300 metros) mediante cañones de aire comprimido en el mar, se adaptan perfectamente a estos experimentos.

En enero del 2007 y como parte del experimento TOM-TEIDEVS se registraron 6850 disparos de cañones de aire comprimido en una densa red sísmica local que consistía en 150 estaciones sísmicas independientes (Figura 3). Se utilizaron unos cañones de aire comprimido 6 BOLT 1500LL que llegaron a alcanzar como máximo una potencia de 3520 pulgadas cúbicas por cada disparo (alrededor de 0.06 metros cúbicos por cada disparo). Los disparos se registraron en sensores Guralp CMG-6TD, Lennartz 1Hz y GEOTECH 519 con una frecuencia de muestreo de 200 muestras por segundo. Todas las estaciones se enterraron y se

alimentaron mediante una batería. El Buque de Investigación Oceanográfica (BIO) Hespérides, buque de la Armada española, disparó los tiros que se registraron en tierra. La distribución de las estaciones fue elegida teniendo en cuenta los siguientes criterios: (1) disponer de una densidad alta de estaciones en el área Las Cañadas-Teide-Pico Viejo; (2) disponer de al menos dos líneas de reflexión/refracción rectas que crucen la isla norte-sur y este-oeste para ser usadas como perfiles 2-D; y (3) localizaciones de fácil acceso que eviten el alto ruido debido a la interferencia humana en la medida de lo posible. Para aquellas localizaciones cerca del pico del Teide, las autoridades del Parque Nacional proporcionaron vehículos 4WD durante el experimento. En total se registraron más de 75000 trazas durante el experimento y se determinaron las primeras llegadas de dichas trazas.

Para obtener una cobertura más densa, aproximadamente el 50% de las estaciones fueron relocalizadas una vez realizada la primera mitad del experimento y los disparos fueron repetidos en lugares similares para obtener una mejor cobertura de rayos. La geometría del registro completo se presenta en la figura 3. La calidad de los datos registrados en general es buena, y las llegadas de las ondas P se identifican hasta en una distancia de 30-40 kilómetros y en algunos casos, hasta los 60 kilómetros.

El experimento TOM-TEIDEVS proporcionó el único conjunto de datos en términos de cantidad y calidad y proporcionará la primera imagen detallada de la estructura del edificio volcánico. Estos resultados serán esenciales en el desarrollo e interpretación de los futuros modelos volcánicos de la región, y podrán proporcionar un modelo 3-D de velocidades, el cual es necesario para la localización exacta de la sismicidad registrada.

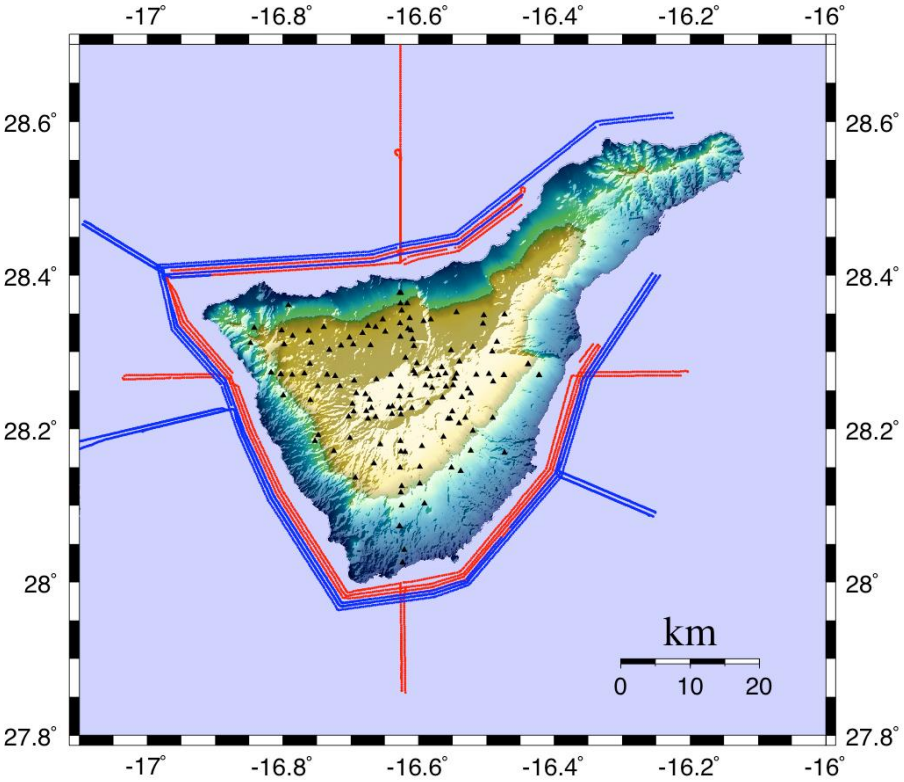


Fig 3. *Mapa de la isla de Tenerife. Las posiciones de las estaciones sísmicas están señaladas mediante triángulos negros y los perfiles de los disparos de aire comprimido están coloreadas en rojo y azul (rojo: primera semana, azul: segunda semana). El 50% de las estaciones fueron reubicadas después de la segunda semana para incrementar la cobertura. Los disparos se efectuaban cada minuto en un intervalo aproximado de 150 m.*

5. MÉTODO

5. MÉTODO

5.1 Introducción

En los últimos años se han llevado a cabo multitud de experimentos sísmicos en volcanes. Ej. En Japón dentro del proyecto nacional de predicción de erupciones volcánicas, han sido investigadas las estructuras de diferentes volcanes usando fuentes sísmicas artificiales. Estos experimentos han tenido lugar en el volcán Kirishima (Tomatsu el al.,2001; Kagiyama el at., 1995), volcán Unzen (Shimizu et al., 1997), volcán Bandai (Yamawaki, 1999), volcán Izu-Oshima, volcán Aso y volcán Iwate (Tanaka et al., 2002a,b). De las pocas experiencias fuera de Japón comparables en número de fuentes y receptores han sido el experimento TomoVes en el volcán Vesubio, Italia (Gasparini et al., 1998; Zollo et al., 1998; Auger et al.,2001) y el experimento TOM-TEIDEVS en la isla de Tenerife. Otro experimento, pero en menor escala, tuvo lugar en el volcán Merapi, Indonesia (Wegler et al., 1999; Wegler and Lühr, 2001). El objetivo principal de estos experimentos ha sido realizar una inversión tomográfica y después interpretar las anomalías sísmicas en términos de estructura de volcanes.

Sin embargo, hay algunas desventajas en la tomografía basada en los tiempos de viaje. Uno de los principales objetivos de los experimentos sísmicos en volcanes es poder comprender los efectos de propagación de la forma de onda de los terremotos volcánicos. La tomografía está basada en tiempos de viaje de lecturas únicamente de las ondas P y S, desaprovechando completamente la forma de onda. Como resultado, los modelos estructurales derivados de las inversiones tomográficas no pueden explicar las complejas formas de ondas que observamos en los terremotos volcánicos. Este problema está estrechamente relacionado con la segunda desventaja de la tomografía, la cual es que la resolución espacial de la inversión está limitada por la separación de estaciones. Aunque se han usado un gran número de fuentes y estaciones para mejorar la resolución, es indudable la dificultad que tienen estos análisis para mostrar las heterogeneidades que existen en los ambientes volcánicos, debido a que tienen longitud de ondas cortas.

Como alternativa, se pueden utilizar modelos sísmicos estocásticos para obtener imágenes de las heterogeneidades de menor escala. En este caso la velocidad es descrita por una media aleatoria caracterizada por el valor medio (*background velocity*) y su función de

autocorrelación. Las informaciones de la fase, que es la localización exacta de las heterogeneidades de menor escala, han sido descartadas. Uno de los métodos estándar para describir la propagación de ondas mediante la media aleatoria es la teoría de la *transferencia radiactiva* (Ej. Sato and Fehler, 1998, Ch. 7). En este caso la propagación de la energía sísmica puede ser dividida en dos procesos alternativos: la propagación libre en un medio homogéneo y el *scattering* en zonas puntuales como los *scatterers*. Para explicar el proceso de *scattering* se ha usado el *coeficiente angular de scattering* $g(\vartheta)$, el cual es idéntico a la aproximación del *coeficiente de scattering de Born* (Gusev and Abubakirov, 1996). En un caso no isotrópo el *coeficiente de scattering* $g(\vartheta)$ depende del *ángulo de scattering* ϑ. Sin embargo, para describir muchos fenómenos, estos pueden ser descritos introduciendo dos *coeficientes de scattering* de medios isótropos. El primero es el *coeficiente de scattering total* g_0, el cual describe la atenuación de la onda coherente. El segundo es el co*eficiente de transporte de scattering* g_{tr}, que describe cómo la energía pierde memoria sobre su dirección original y controla la generación de la coda en el caso de *múltiple scattering* (Gusev and Abubakirov, 1996). Este coeficiente también es conocido como el *coeficiente del momento de transferencia de scattering*. La reciprocidad del *coeficiente de scattering total* y el *coeficiente de transporte de scattering* es conocida como el *camino libre medio de scattering* l_0 y el camino libre medio de transporte l_{tr}, respectivamente, y ambos tienen dimensiones de longitud.

En el caso del Merapi Wegler and Lühr (2001) sacaron a la luz que las heterogeneidades de pequeña escala cerca de la superficie de la estructura del volcán producen un *scattering* múltiple significante. Usando el modelo de difusión, estos autores midieron un camino libre medio de transporte mínimo de 100 m para las ondas S en una frecuencia de 4-20 Hz. Este estudio utilizó la inversión en el dominio de tiempo y además un ajuste independiente en el dominio del espacio. Otros estudios de efectos de *scattering* en estructuras someras de volcanes usan terremotos volcánicos en vez de controlar las fuentes y aplican únicamente el método de inversión en el dominio del tiempo o en el dominio del espacio. Shimizu et al. (1984) ajustaron el modelo de difusión a envolventes de terremotos volcánicos observados en el volcán Usu, Japón. Calcularon el camino libre medio de transporte entorno a 100 m para las ondas S en un rango de frecuencias de 6-12 Hz. Utilizando el mismo método, el modelo de difusión, Shimizu y Ueki (1983) obtuvieron resultados similares en el volcán de Asana, Japón. Aki y Ferrazzini, 2000, usando terremotos

volcánicos del volcán Pitón de la Fournaise, Reunión, estudiaron la distribución de la energía sísmica en función de la localización del terremoto dentro de una ventana temporal fija. Aplicando el modelo de difusión, estos autores obtienen valores de centenares de metros para el camino libre medio de transporte para las ondas S. Sin embargo, estos autores rechazan el modelo, porque los resultados para el camino libre medio de transporte es menor que la longitud de onda, lo cual es una contradicción en la teoría de transferencia radiactiva. Para solucionar este problema, los autores sugieren que la coda consiste principalmente en ondas muy lentas que pueden existir en un sistema de dos fases fluido-sólido.

5.2 Modelo de difusión vs. Modelo de scattering simple

Dos modelos simples que pueden ser derivados de la teoría de transferencia radiactiva son el modelo de *scattering* simple para el *scattering* débil (Sato, 1977) y el modelo de difusión para el *scattering* múltiple (Dainty and Toksöz, 1981). Ambos modelos son descritos mediante una simple fórmula analítica.

En ambientes volcánicos es conocida la existencia de la alternancia entre los depósitos de flujos *piroclásticos*, *lahares*, caídas de ceniza y flujos de lava. Las heterogeneidades de pequeña escala tienen un gran contraste de impedancia para las ondas sísmicas y provocan un *scattering* significante. En el límite extremo del *scattering* múltiple se puede utilizar el modelo de difusión, en el cual la ecuación que se muestra a continuación describe la densidad de la energía sísmica W(r,t) como una función entre la distancia entre la estación y la fuente r y un tiempo t (Dainty and Toksöz, 1981):

$$W(r,t) = E_0(4\pi dt)^{-p/2}\exp(-\frac{r^2}{4dt} - bt) \quad (3)$$

E_0 es la energía de la fuente de una fuente puntual impulsiva, p es la dimensión (3 para las ondas internas y 2 para las ondas superficiales), d es la difusividad y b es el coeficiente para la atenuación intrínseca. Es válido para los casos de *scattering* multiple, lo cual significa que la distancia entre la estación y la fuente r, debe de ser mayor que el camino libre medio de transporte l_{tr}:

$$r \gg l_{tr} \tag{4}$$

En este modelo las ondas directas son completamente atenuadas y su energía se convierte en energía de *scattering* multiple. En el dominio del tiempo la mayor diferencia entre el *scattering* simple y el *scattering* múltiple es que el primero muestra llegadas impulsivas mientras que el segundo muestra un suave decaimiento de la energía donde no se diferencia ninguna fase. Si dibujamos la distribución espacial de la energía para una ventana temporal fija, observamos otra importante diferencia entre el *scattering* simple y el *scattering* múltiple. Para el caso de *scattering* simple la energía se concentra cerca de las ondas directas y es distribuida homogéneamente en el espacio entre la onda directa y la fuente. Cuando predomina el *scattering* múltiple, por el contrario, la energía siempre se concentra cerca de la fuente.

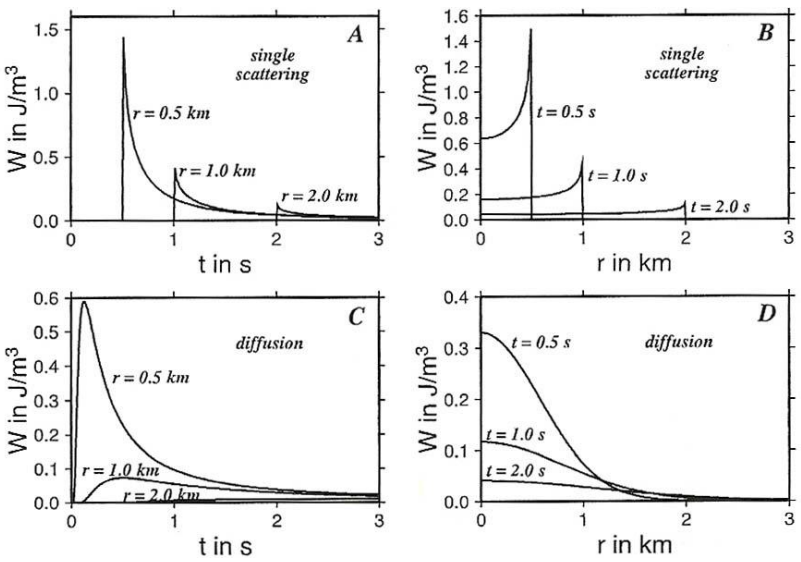


Fig. 4 *Curvas teóricas para el modelo de scattering simple (A, B) (Sato, 1977) y para el modelo de difusión (C, D) (Dainty and Toksöz, 1981). La columna de la izquierda (A, C) muestra la densidad de la energía W en función de un tiempo t para diferentes valores de offset r. La columna derecha (B, D) muesta la densidad de la energía en función de un offset r para diferente valores de un tiempo t.*

5.3 La conexión entre la difusividad y la media aleatoria

Usando una aproximación acústica y asumiendo una media aleatoria homogénea e isótropa es posible establecer una conexión entre la difusividad d y la función de autocorrelación de la media aleatoria, la cual se deriva de por: la difusividad d es determinada por el camino libre medio de transporte l_{tr}:

$$d = \frac{v l_{tr}}{p} \tag{5}$$

Donde v es la velocidad de origen y p es la dimensión igual que en la Eq. 3. Para el caso de ondas internas (p=3) el camino libre medio de transporte l_{tr} es dado por la siguiente ecuación (Gusev and Abubakirov, 1996):

$$l_{tr}^{-1} = g_{tr} = \frac{1}{4\pi} \int (1 - cos\vartheta) g(\vartheta) d\Omega \tag{6}$$

Donde g_{tr} es el coeficiente de transporte de *scattering*, ϑ es el ángulo de *scattering* y $g(\vartheta)$ es el coeficiente angular dependiente de *scattering*, el cual puede ser calculado mediante los parámetros de la media aleatoria con la siguiente ecuación (Sato and Fehler, 1998 p.92):

$$g(\vartheta) = \frac{k^4}{\pi} P(2ksin\frac{\vartheta}{2}) \tag{7}$$

Aquí k es el número de onda y P(k) es la potencia de la función de la densidad espectral, la cual está definida como la transformada de Fourier de la función de autocorrelación de las fluctuaciones de la velocidad. En este trabajo no se han tenido en cuenta fluctuaciones adicionales. Combinando estas formulas y sustituyendo k'=2k sin(ϑ/2), la ecuación resultante relaciona directamente la difusividad d con la función de la densidad espectral de los resultados de la media aleatoria:

$$d(k) = \frac{4\pi v}{3} \left[\int_0^{2k} k'^3 P(k') dk' \right]^{-1} \tag{8}$$

Para el caso general de las ondas elásticas la solución de difusión (Eq. 3) se sigue manteniendo (Rhyzhik et al., 1996), pero la conexión de la difusividad d con los parámetros de la media aleatoria son más complicados de lo que se muestra en la Eq. 8.

5.4 La inversión para la distribución temporal de la energía

Se ha utilizado el método de Wegler and Lühr (2001) para ajustar los datos al modelo de difusión en el dominio del tiempo. Una vez se ha multiplicado la Eq. 3 por el factor geométrico $t^{p/2}$ y obtenido el logaritmo, la ecuación resultante es la siguiente:

$$ln\left[t^{p/2}\, W(r,t)\right] = a_1 + a_2 t + a_3 \frac{1}{t} \tag{9}$$

siendo:

$$a_1 = ln\left[E_0 (4\pi d)^{-p/2}\right];\ a_2 = -b;\ a_3 = -\frac{r^2}{4d} \tag{10}$$

El resultado de $ln\left[E_0 (4\pi d)^{-p/2}\right]$ para una distancia r predeterminada en función del tiempo depende linealmente de tres funciones básicas 1, t y 1/t. Aplicando una inversión por mínimos cuadrados han podido ser halladas las tres incógnitas a_1, a_2, a_3. Después de la inversión se han calculado los parámetros deseados mediante las siguientes ecuaciones:

$$E_0 = (4\pi d)^{p/2} exp a_1;\ b = -a_2;\ d = -\frac{r^2}{4a_3} \tag{11}$$

6. APLICACIÓN

6. APLICACIÓN

6.1 Adquisición de datos

Como se ha comentado en capítulos anteriores, para este trabajo se han utilizado los datos que proporcionó el experimento TOM-TEIDEVS.

En esta memoria se ahonda una primera aproximación a la atenuación sísmica de la isla de Tenerife. De las más de 200 estaciones sísmica disponibles se ha hecho una primera selección que permita obtener una imagen espacial media de los valores de atenuación. Por tanto, se seleccionaron 9 estaciones que cubrieran homogéneamente la isla y que a su vez garantizaran una alta relación señal-ruido. De esta manera, se tiene una estación en el norte, otra estación en el sur, otra estación en el oeste y otra estación en el este. Las 9 estaciones sísmicas seleccionadas usaron la misma nomenclatura que la asignada en el proyecto TOM-TEIDEVS y son las siguientes: 1, 13, 21, 49, 50, 75, 210, 221 y 236.

De las 6459 explosiones se han utilizado aquellas explosiones que se localizaban relativamente cerca de la estación, es decir, por ejemplo, para las estaciones del norte de la isla, sólo se han tenido en cuenta las explosiones localizadas al norte y así, sucesivamente, para garantizar la mejor relación señal-ruido. La estación que se localiza en el centro de la isla, la estación número 75, es la única que utilizó explosiones distribuidas a lo largo de la costa. En total, se han analizado 519 explosiones de las 3518 que fueron inicialmente consideradas.

La distribución de las estaciones y las explosiones utilizadas en el trabajo se pueden ver representadas gráficamente en la figura 5.

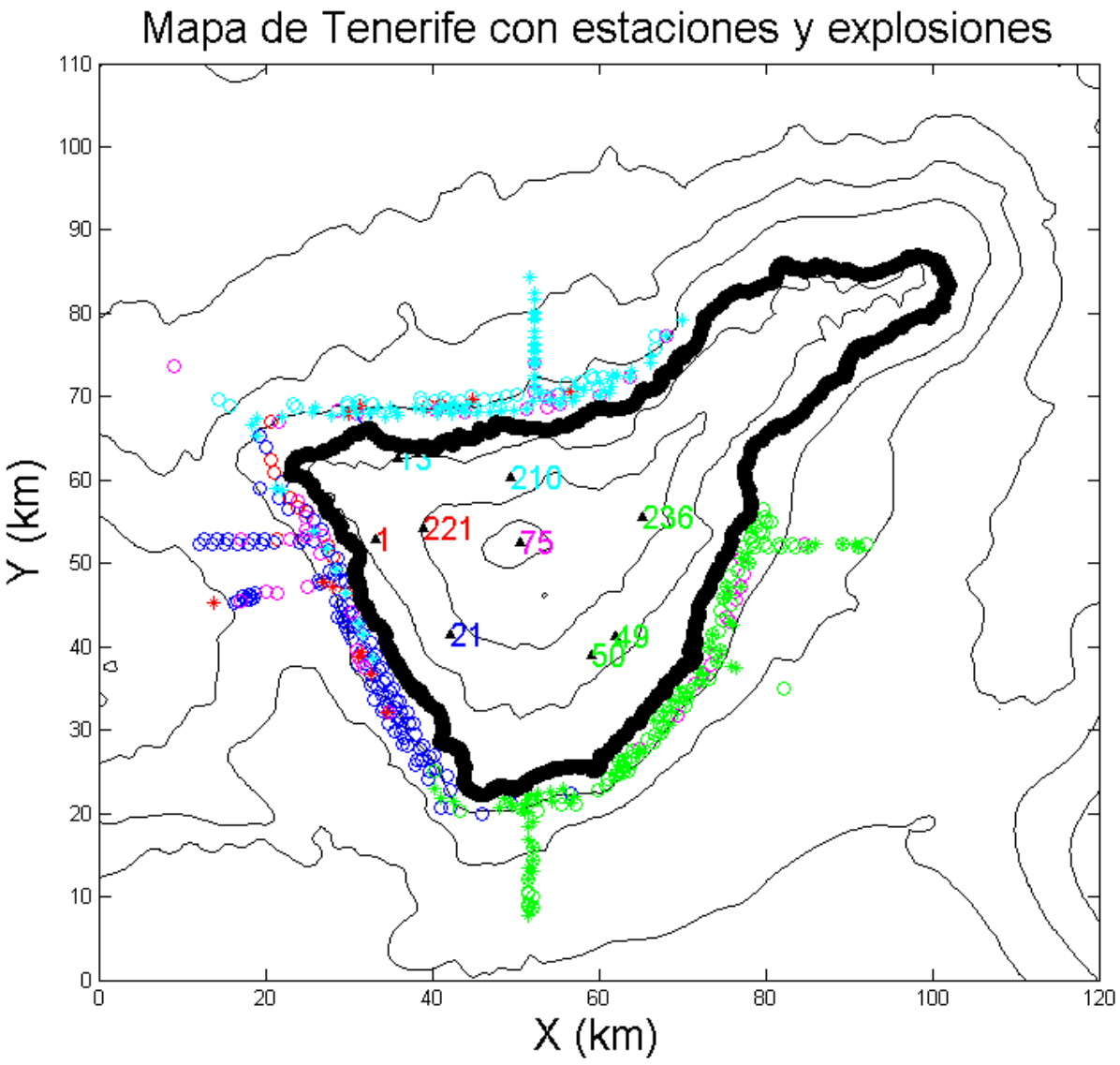


Fig. 5 *La figura muestra un mapa de la isla de Tenerife con las estaciones seleccionadas y las explosiones analizadas para el trabajo. Cada color de la explosión se relaciona con la estación sísmica usada para el análisis.*

6.2 Filtrado y calidad de la señal

Los estudios de atenuación sísmica usando terremotos se suelen hacer en función de la frecuencia. En general se seleccionan una serie de bandas de frecuencia sobre las que se filtra la señal y a posteriori se hace el análisis. Este proceso será posible en el rango de frecuencias de la señal usada. En el presente estudio se está usando una señal sintética generada por cañones de aire comprimido. Esta señal se caracteriza por tener un estrecho rango de frecuencias. Como se observa en la figura 6, la banda de frecuencia entre 4.5 y 7.5 Hz es al que mejor relación señal-ruido presenta. El primer rango de frecuencias (1.5-2.5 Hz) está altamente influenciado por el ruido del mar. Para bandas de frecuencias superiores, en cambio, sí aparece señal, pero con demasiado ruido de fondo. Usando una banda más ancha que las anteriores, entre 4 y 15 Hz y otra entre 4.5 y 7.5 Hz (la misma que se ha utilizado para estos mismos datos en los modelos de tomografía sísmica), se observó la mayor cantidad de energía. Finalmente se decidió filtrar entre 4.5 y 7.5 Hz. Estos valores han sido elegidos en base a eliminar los posibles ruidos debido a la cercanía del océano (bajas frecuencias) y otros como la actividad humana o el propio ruido de fondo del volcán (altas frecuencias). En la figura 6 se puede observar una comparación entre los diferentes filtros.

Una vez filtradas las señales, el siguiente paso fue seleccionar aquellos registros que presentaran la mejor relación señal-ruido y en los que la explosión se pudiera reconocer perfectamente. La mayoría de las señales presentaban un ruido de fondo elevado, sobre todo para distancias grandes. En otras señales aunque mostraban buena relación señal-ruido y aunque la señal se podía distinguir, la señal no mostraba ningún decaimiento regular. Por tanto, se analizaron aquellas señales que tuvieran la mejor relación señal-ruido, se pudiera determinar el principio y el final de la señal y mostraran un decaimiento regular. Según estos requisitos, sólo las señales que se consideraron “buenas” o “muy buenas” fueron incluidas en el análisis. Con estas características se seleccionaron 519 explosiones de las 3518 que fueron inicialmente consideradas. En la figura 7, se puede observar un ejemplo de distintas calidades de las señales. Sólo los casos A y B se han considerado.

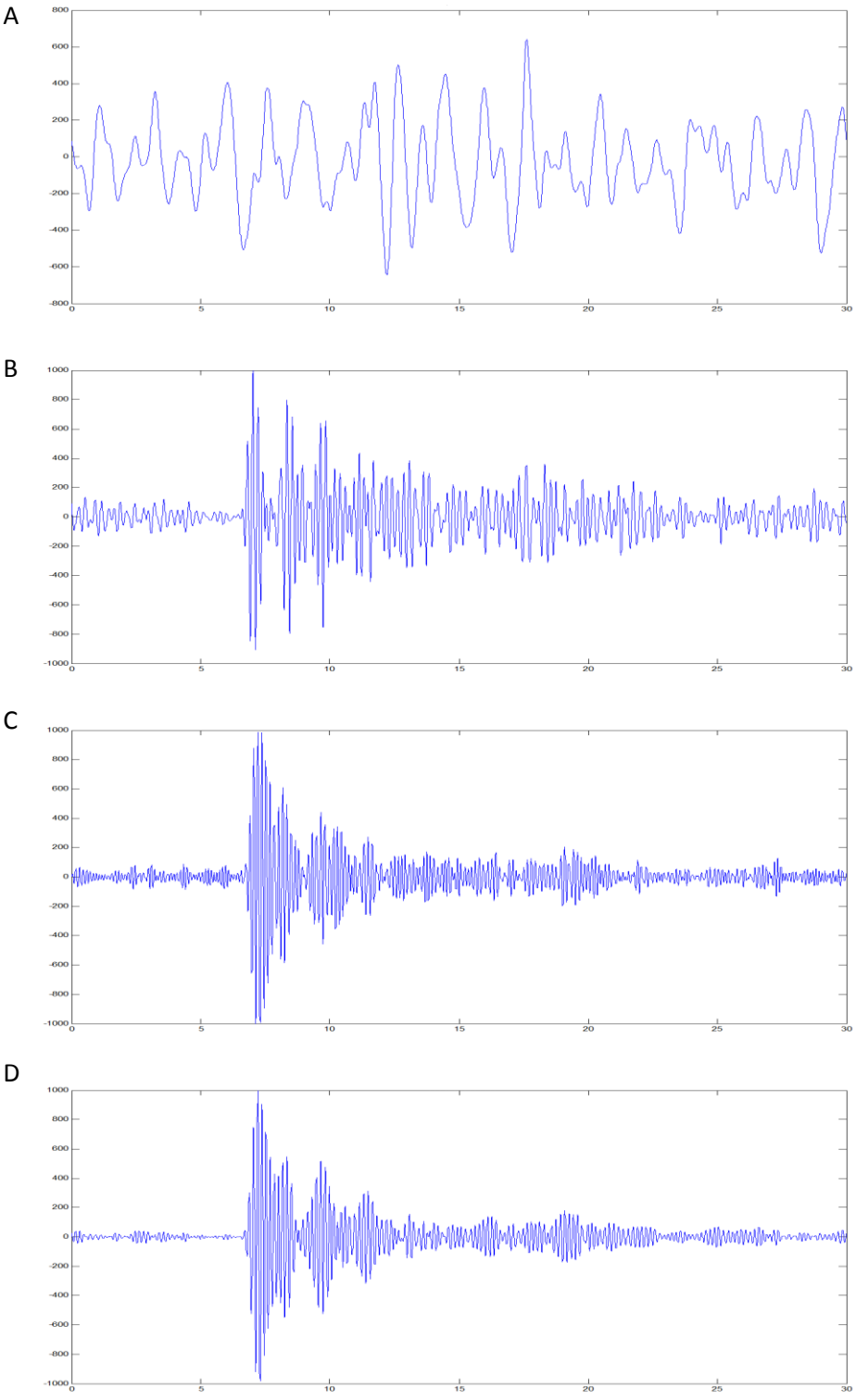


Fig. 6 *La figura muestra los diferentes filtrados que se le aplicaron a las señales. A) Filtrado 1.5-2.5 Hz, B) Filtrado 3-5 Hz, C) Filtrado 6-10 Hz, D) Filtrado 4.5-7.5 Hz. Como se puede comprobar el filtrado 4.5-7.5 Hz es con el que obtenemos una mejor calidad de la señal ya que eliminamos la mayor parte del ruido.*

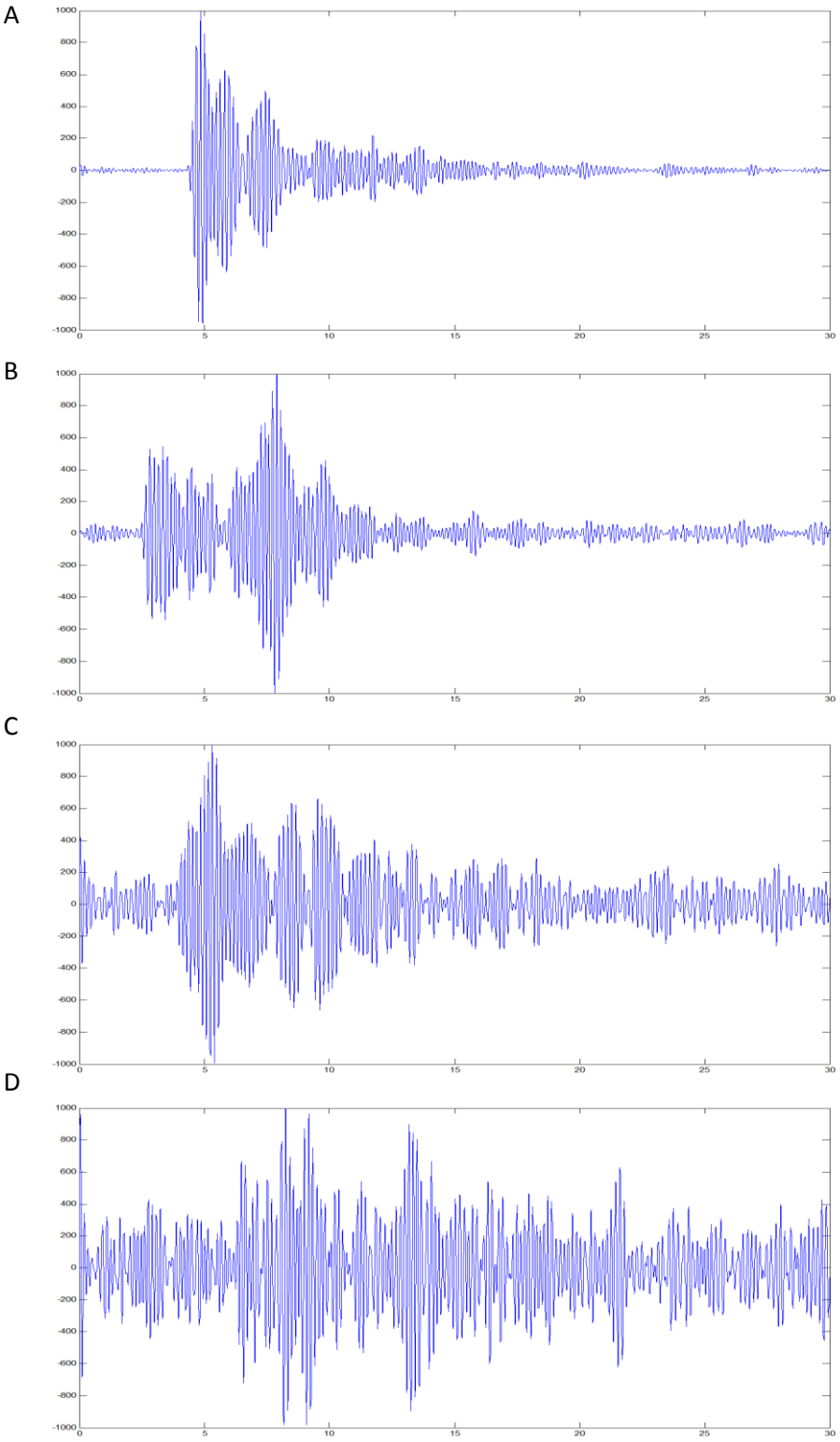


Fig. 7 *La figura muestra una relación de trazas muy buenas (A), buenas (B), regulares (C) y malas (D) según los criterios que se establecieron para este trabajo.*

6.3 Inicio y fin de la señal

Una vez filtradas las señales y seleccionadas aquellas que eran útiles para el análisis, se procedió a identificar la señal entre el ruido. Bien es cierto que muchas de ellas, sobre todo las de muy buena calidad se identificaban a simple vista, aún así se calculó el ratio señal-ruido para cada una de la señales. El objetivo es poder definir de una manera objetiva el final del registro a analizar. Recordemos que se busca determinar la razón de decaimiento de la coda a lo largo del tiempo. Por tanto, es necesario definir un criterio objetivo de cuándo finaliza el análisis. Una de las vías más simples es definir el fin de la coda en aquel intervalo en el que se alcanza de nuevo por primera vez una relación señal-ruido igual a 1. En este estudio, se definirá el final de la coda con el primer punto de la coda donde nuevamente la relación señal-ruido vuelve a ser 1. El cálculo consiste en dividir la señal entre un ruido tomado de referencia. Todos aquellos puntos que estén por encima del valor 1, corresponderán a la señal y aquellos que estén por debajo, serán ruido.

En primer lugar se calculó el valor de referencia. Para ello se eligió una ventana de 3s (600 muestras) que contuviera únicamente ruido (preferiblemente antes de la señal) y se calculó el error cuadrático medio. Todos los registros analizados fueron pre-procesados de manera que hubiera al menos 10 segundos de señal antes de la llegada de la primera P. Este intervalo es el seleccionado para determinar el nivel de ruido.

$$RMS_{ref} = \sqrt{\frac{\sum x^2}{n}} \tag{12}$$

A continuación, se volvió a calcular el error cuadrático medio pero esta vez para toda la señal:

$$RMS_i = \sqrt{\frac{\sum x^2}{n}} \tag{13}$$

Una vez obtenidos los errores, se calculó el ratio señal-ruido que consiste en una simple división entre ambos. En la figura 8 se muestra el cálculo del ratio señal-ruido gráficamente.

$$SNR = \frac{RMS_{ref}}{RMS_i} \tag{14}$$

El intervalo del registro seleccionado como "señal" y que tendrá valores superiores a 1 en el ratio señal-ruido, será el que se tendrá en cuenta en el posterior análisis.

6.4 Corrección geométrica

Una vez diferenciada la señal del ruido, se tuvo que comprobar qué ondas eran dominantes en los registros. Al tratarse de explosiones podrían tratarse de ondas P (internas) o superficiales. Determinar qué tipo ondas eran dominantes era importante, ya que el ajuste se iba a corregir por expansión geométrica y dependiendo de cuales fueran dominantes, si las ondas P o las superficiales, se utilizaría un valor u otro (p=3 para las ondas internas (ondas P en este caso) y p=2 para las ondas superficiales).

Para comprobarlo, se ha utilizado el método de polarización. Estudiar la polarización de las señales en los sismogramas de tres componentes, ayuda a deducir el movimiento que siguen las partículas del suelo ante la llegada de distintas ondas sísmicas (Bataille et al., 1990). Mediante la función rectilineal (F), se mide el grado de polarización lineal de una señal sísmica de tres componentes, la cual aumenta si la energía sísmica se concentra en una dirección principal. La onda P está generalmente polarizada de forma lineal, esperándose por lo tanto, el valor máximo de esta medida en el tiempo de la llegada de la onda P. Esta medida se define como:

$$F = 1 - \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \tag{15}$$

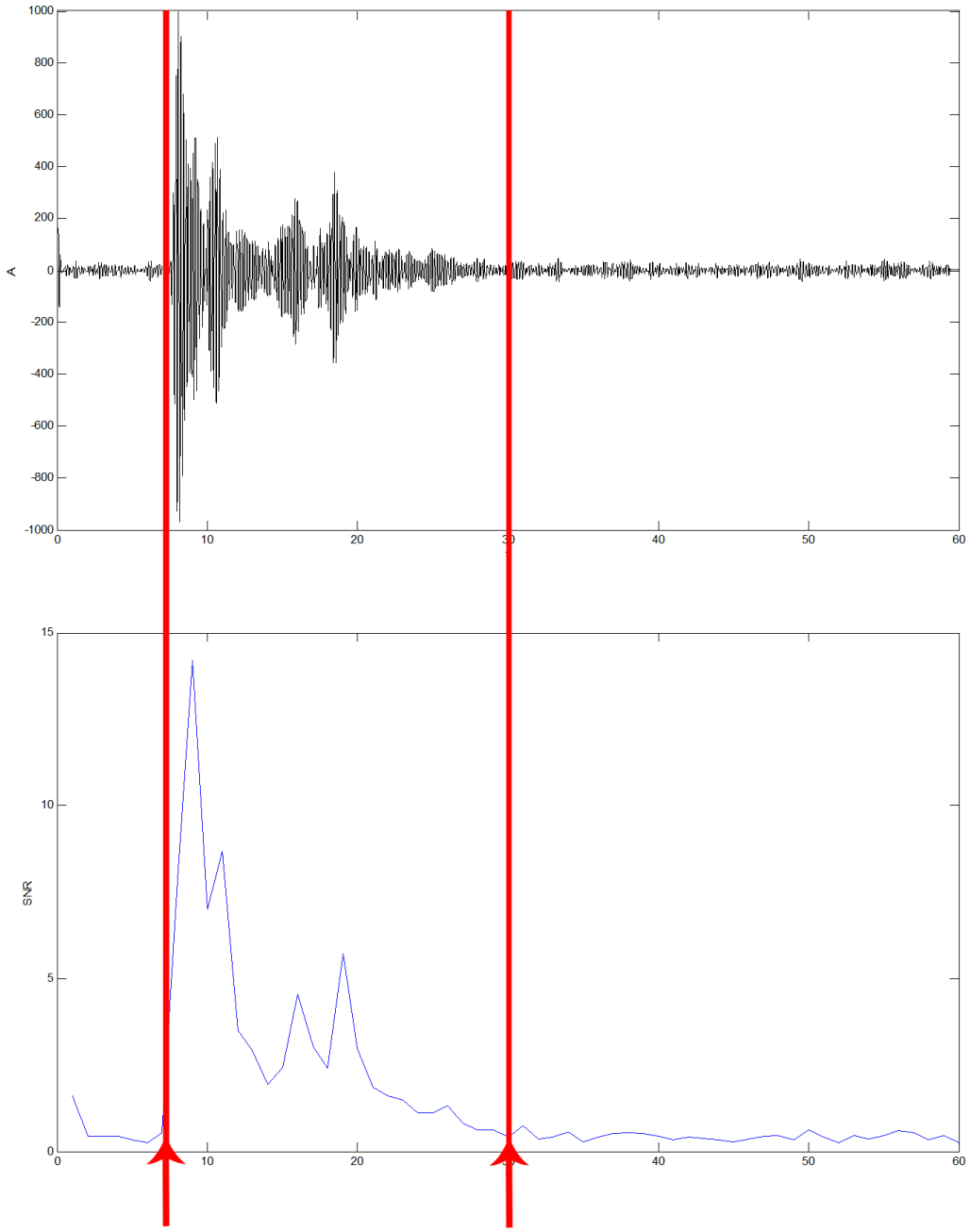


Fig. 8 *La figura muestra una señal filtrada (arriba) y su correspondiente cálculo del ratio señal-ruido (abajo). El trozo de señal comprendido entre las líneas rojas es el que posteriormente se utilizará para el análisis.*

Donde λ_1 es el máximo Autovalor de la Matriz de Covarianza y λ_2 es el segundo máximo Autovalor.

Sí la onda P genera los valores máximos de la función rectilineal, está condición se cumplirá siempre que, λ_1 sea mucho mayor que λ_2.

Por tanto, si en el análisis se encuentra que el máximo Autovalor (λ_1) es notablemente mayor que el segundo autovalor (λ_2), o dicho de otra manera, si el máximo Autovalor predomina frente al resto, se deduce que en la señal las ondas P serán dominantes.

Una vez concluido el análisis de polarización mediante la función rectilineal, se observa que se obtiene un Autovalor mucho mayor que el resto (figura 9). Por tanto, se puede asumir que en los registros hay un dominio de las ondas P y el factor de corrección geométrica que se deberá usar será el correspondiente a ondas internas (p=3).

6.5 Ajuste

Con estos datos se elaboraron unas curvas de decaimiento de la energía frente al tiempo que han sido ajustadas a las curvas teóricas para la ventana temporal seleccionada, usando para ello un ajuste por el error cuadrático medio. En general el proceso, basado en el cálculo de distancias, se puede resumir de la siguiente manera:

a) Sobre el sismograma filtrado se calcula el valor experimental del decaimiento de la coda mediante la transformada de Hilbert.

b) Se elige un rango o intervalo de variación de los parámetros a calcular. Así, para E_0 se eligió un valor fijo determinado por la máxima amplitud del sismograma, b variaba en el intervalo [0.01, 0.5] y d entre [0.001, 0.01].

c) Se selecciona el valor de Δb y Δd sobre el que hay que calcular la función de decaimiento teórico. Δb = 0.01; Δd = 0.001.

d) Usando la ecuación (9) del capítulo 5 se calcula la curva de decaimiento teórico en función del tiempo.

e) Para cada valor de t se tiene un valor de E experimental y un valor de E teórico. Se calcula la distancia entre ambas y para el total del sismograma el valor cuadrático medio de todas las distancias.

f) Se repiten los pasos d) y e) para otros valores de b y d.

g) La mejor curva, y por tanto valores de b y d, es aquella que presente el menor valor cuadrático medio.

Cada sismograma es invertido para los tres parámetros E_0, b y d. La primera parte del sismograma después del máximo de energía, es sensible a la difusividad d y la última parte después del máximo, determina el coeficiente de atenuación intrínseca b. El tercer parámetro, E_0, no tiene influencia sobre la forma de la onda, sino en el valor absoluto, y no ha sido usado en este trabajo. La figura 10 muestra la calidad del ajuste para cuatro explosiones diferentes.

6.6 El cálculo de Q

Como se comentaba en el segundo capítulo de este trabajo, habitualmente existen contribuciones a la atenuación tanto por parte de la absorción anelástica como del *scattering*, de modo que Q informa simultánea y conjuntamente sobre estos dos fenómenos. Y puede determinarse experimentalmente según la relación:

$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_i(f)} + \frac{1}{Q_s(f)} \tag{16}$$

Si recordamos, el factor de calidad intrínseco, $Q_i(f)$, viene caracterizado por la atenuación intrínseca y el factor de calidad extrínseca o *scattering,* $Q_s(f)$, viene caracterizado por la atenuación de scattering.

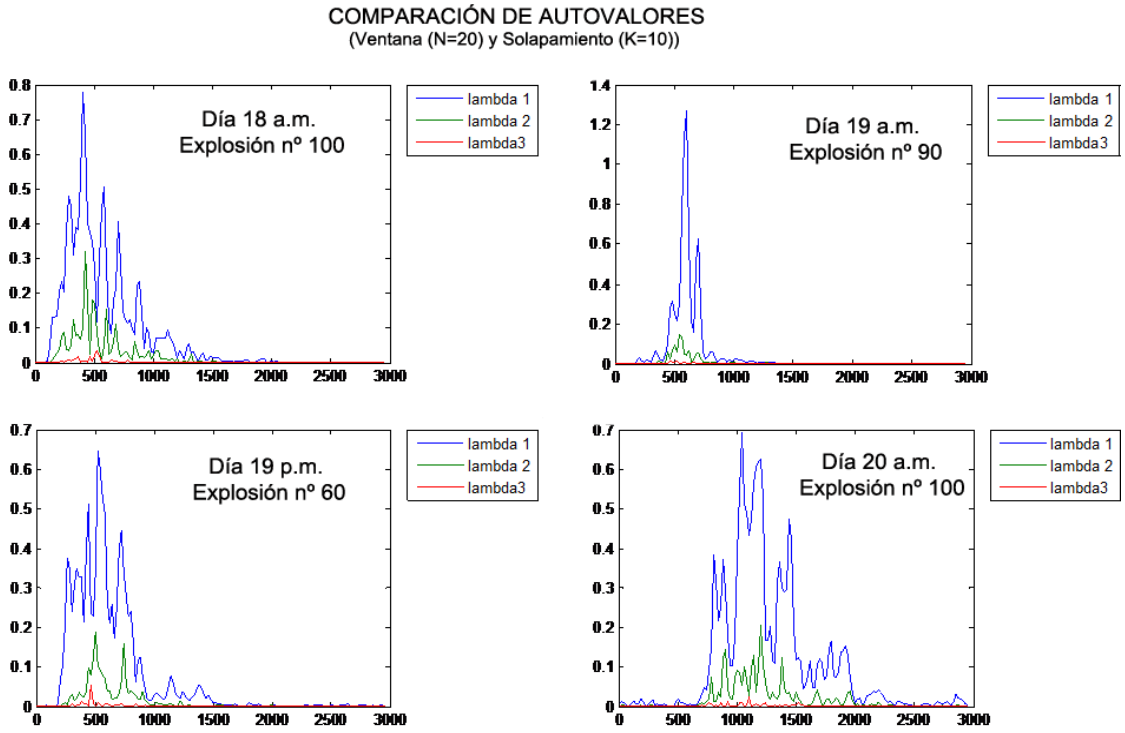


Fig. 9 *La figura contiene 4 gráficos que muestran diferentes valores de autovalores correspondientes a una misma estación pero para diferentes explosiones de diferentes días. Como se puede observar existe un autovalor predominante en todos ellos, lo que demuestra una rectilinealidad e implica un dominio de ondas P en el registro.*

En este trabajo se ha calculado el factor de calidad intrínseco, que viene determinado mediante el coeficiente de atenuación intrínseco b. Por tanto, de ahora en adelante, al hablar del factor de calidad, se estará hablando, implícitamente, del factor de calidad intrínseco. A pesar de esto, no se está asumiendo que sólo exista atenuación anelástica, sino que para este trabajo no han sido usados los datos referentes a la atenuación por *scattering*. Este estudio es parte de uno más amplio para la isla de Tenerife.

El factor de calidad intrínseca es definido mediante la siguiente fórmula (Weaver, 1994):

$$b = \frac{2\pi f}{Q_i} \tag{17}$$

6.7 Cálculo de errores

Como cualquier estudio experimental, los parámetros b, d y Q están afectados por un error o incertidumbre experimental derivado del proceso de cálculo.

Los datos experimentales b y d se obtuvieron minimizando la distancia entre la curva teórica y experimental para un conjunto de valores de b y d. Los errores δb y δd se obtuvieron a través del estudio de la función "t de student" estadística. En este caso se seleccionó un valor de incertidumbre del 95% y se estimaron los respectivos δ. Por tanto, cada valor de b y d tienen asociado su respectivo δb y δd. Sin embargo, el estudio que aquí se presenta lleva al cálculo de una b regional promedio para un conjunto de datos. Por ello cada valor medio de b, $\bar{b}$, tiene asociado una desviación típica debido a la dispersión de los datos. En este trabajo, el valor del error de b regional será el mayor entre $\overline{\delta b}$ y σb, es decir, entre la media de los errores directos o la desviación típica. En este estudio siempre σb ha sido mayor que $\overline{\delta b}$.

Para calcular δQ se ha usado la bien conocida teoría de errores de medidas indirectas:

Si:

$$Q = \frac{2\pi f}{b} \tag{18}$$

Entonces:

$$\delta Q = \left|\frac{\delta Q}{\delta b}\right| \Delta b \tag{19}$$

Y por tanto:

$$\delta Q = \frac{2\pi f}{b^2} \Delta b \tag{20}$$

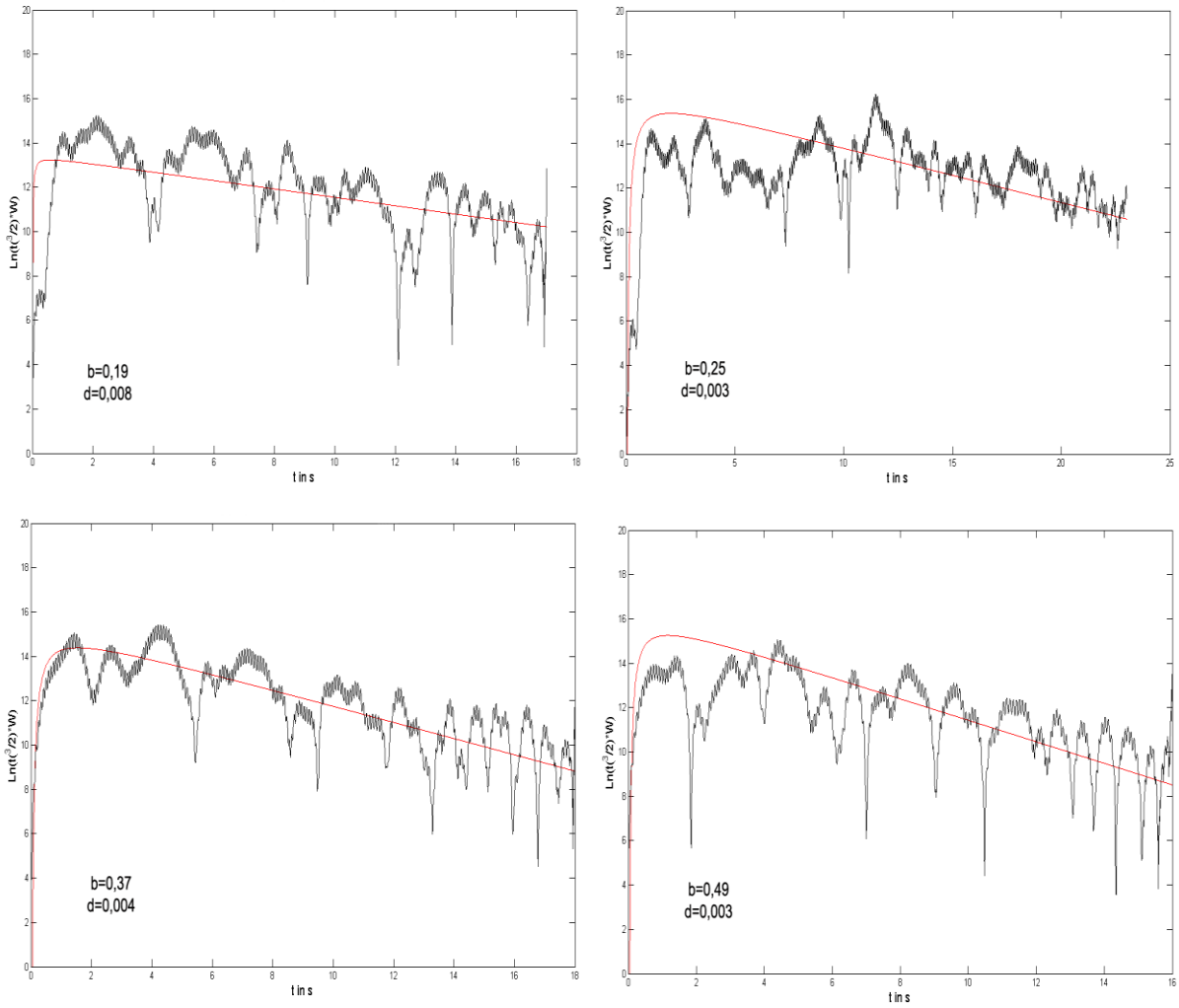


Fig. 10 Se muestran diferentes ajustes para diferentes explosiones. Abajo a la izquierda de cada curva se observan los valores resultantes.

7. RESULTADOS

7. RESULTADOS

En este trabajo se han representados los valores de b y Q. Se han obtenido estos valores medios para la isla de Tenerife (figura 11):

$$\bar{b} = 0.10 \pm 0.08$$

$$\bar{Q_i} \approx 377$$

El error se ha calculado mediante la desviación típica. La desviación típica es una medida de dispersión, por tanto, cuanto mayor sea el error, esto es, cuanto más separados estén los datos de la tendencia central, mayor será la dispersión de los datos.

Como se puede observar, se obtiene un error significativamente grande para los datos, lo que nos indica que existe una gran dispersión. Obtener una gran dispersión de datos para los valores de la atenuación sísmica no es un hecho sorprendente o anómalo. En efecto, la atenuación sísmica es un reflejo de la complejidad estructural. Por tanto, cuanto más heterogéneo sea un medio, y más camino y diferentes recorran las ondas sísmicas, más diferentes serás los distintos valores de Q. En este estudio se han seleccionado estaciones distribuidas a lo largo de la isla de Tenerife. Su complejidad estructural, morfológica y geográfica debe hacer esperar un amplio rango de valores de Q

Una manera de intentar corregir esa dispersión es regionalizando la isla. Inicialmente se desconoce cuan en detalle debe hacerse la regionalización. Por tanto, se va a hacer un ejercicio didáctico. Se empezará por sectorizar la isla y observar si existen patrones grandes para si fuese necesario, ir sectorizando cada vez en mayor detalle. Una mayor sectorización tiene el problema de reducir el número de valores de b a promediar, por lo que se debe buscar un compromiso detalle-validez estadística.

En una primera regionalización se ha divido la isla en cuatro cuadrantes y se han obtenido los siguientes valores (tabla 1) (figura 12):

Tabla 1. *Valores de b y Q para los cuadrantes 1, 2, 3 y 4.*

Cuadrante	$\bar{b}$	$\bar{Q}_i$
1	0.1 ± 0.2	377
2	0.1 ± 0.2	377
3	0.2 ± 0.3	188
4	0.1 ± 0.3	377

Se siguen obteniendo valores muy dispersos, por tanto, se ha vuelto a regionalizar. En esta ocasión se ha divido la isla en Norte-centro-Sur (figura 13) y Oeste-Centro-Este (figura 14) y estos han sido los resultados obtenidos (tabla 2):

Tabla 2. *Valores de b y Q para las regionalizaciones N-C-S y W-C-E.*

Región	$\bar{b}$	$\bar{Q}_i$
N	0.06 ± 0.05	628
C	0.10 ± 0.08	377
S	0.14 ± 0.07	269
W	0.12 ± 0.09	314
C	0.09 ± 0.07	419
E	0.07 ± 0.04	539

Con esta nueva regionalización se puede observar como los valores de Q decrecen de norte a sur, mientras que de oeste a este los valores crecen, aunque no es tan evidente este crecimiento. Encontramos por tanto los valores más bajos de Q en el SW de la isla de Tenerife y los valores más altos de Q en el NE.

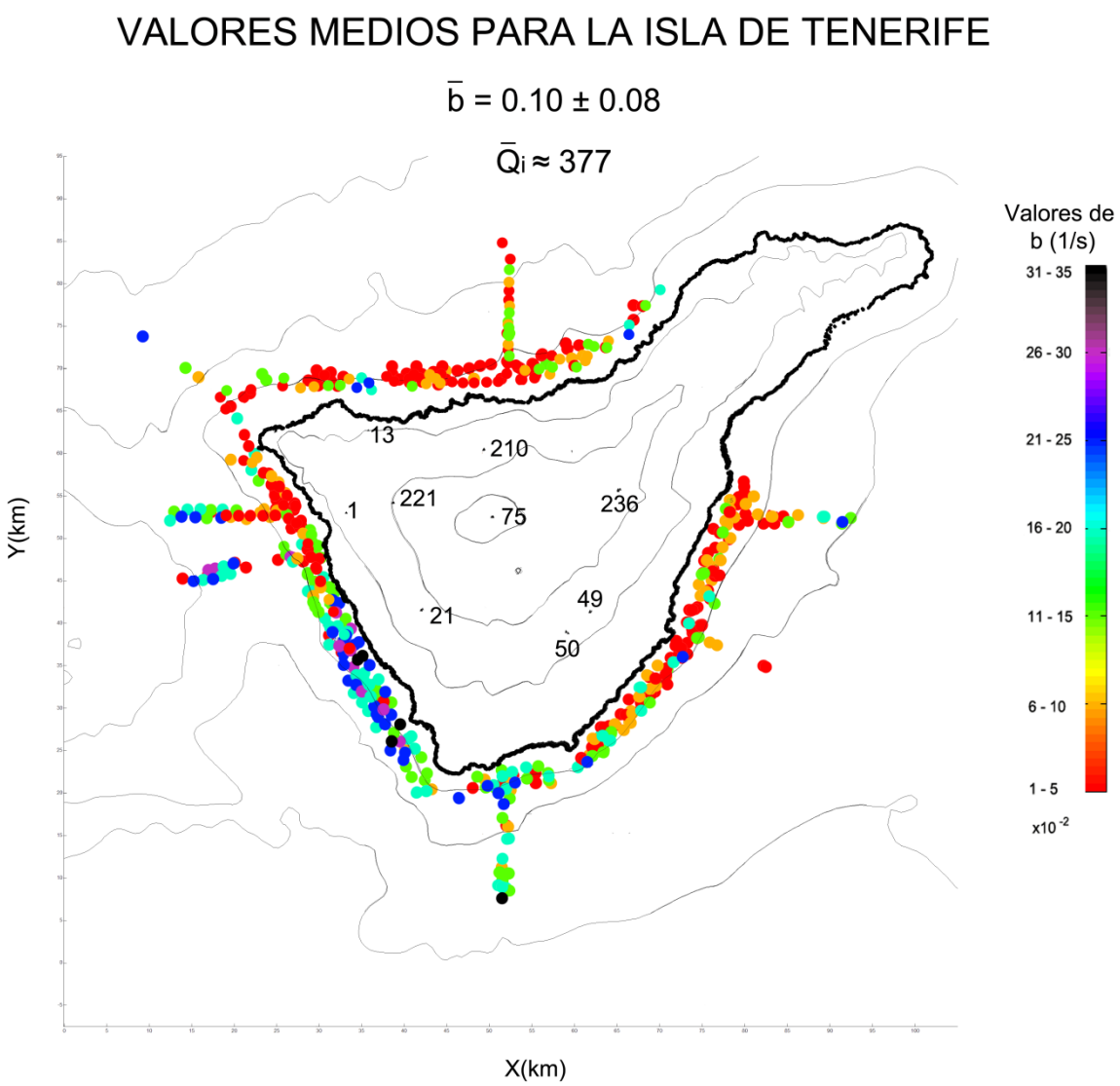


Fig. 11 *La figura muestra los valores del coeficiente de atenuación intrínseca (b) representados mediante puntos y los valores medios de b y Q para la isla de Tenerife.*

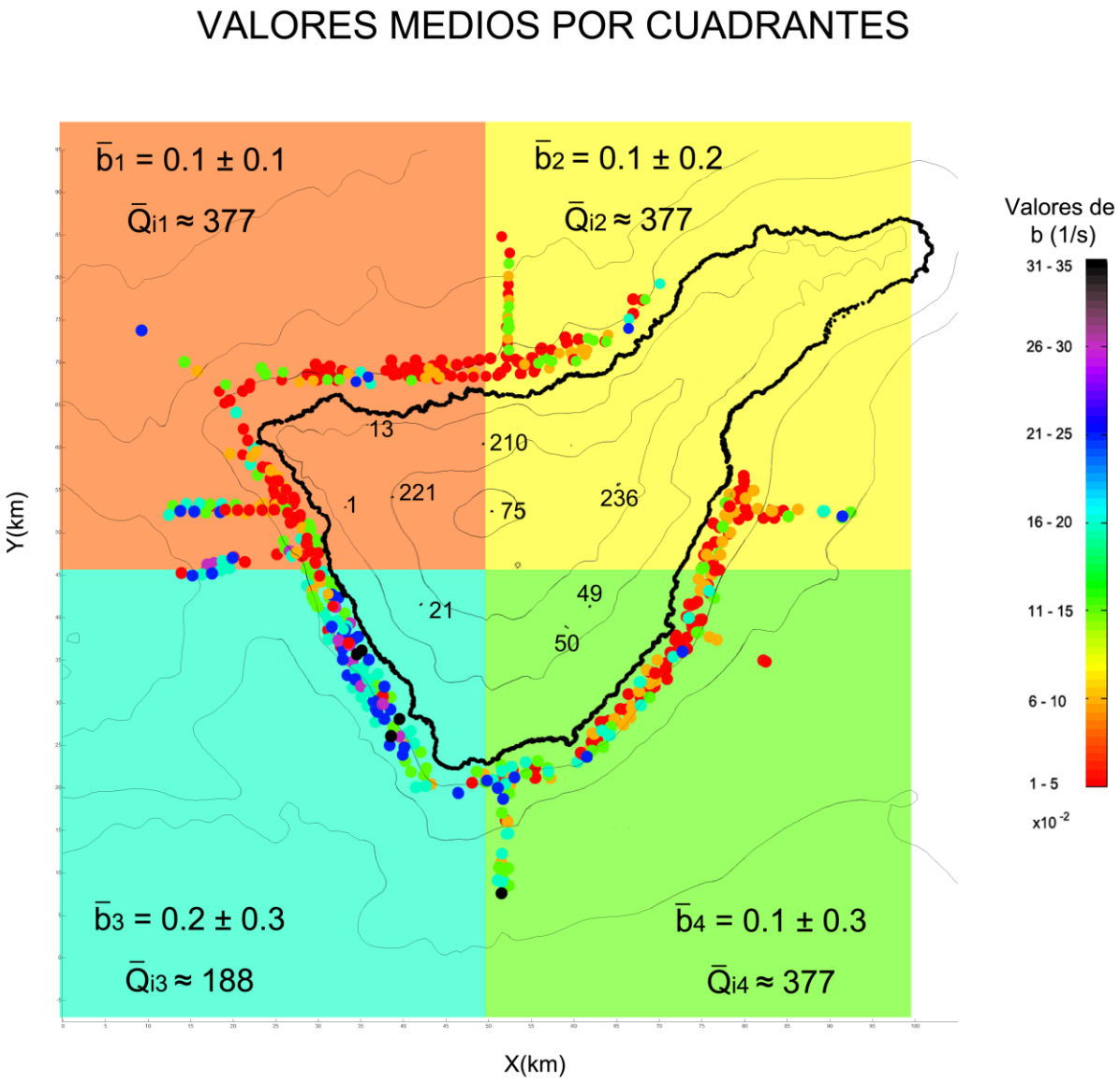


Fig 12. *La figura muestra una primera regionalizando por cuadrantes.*

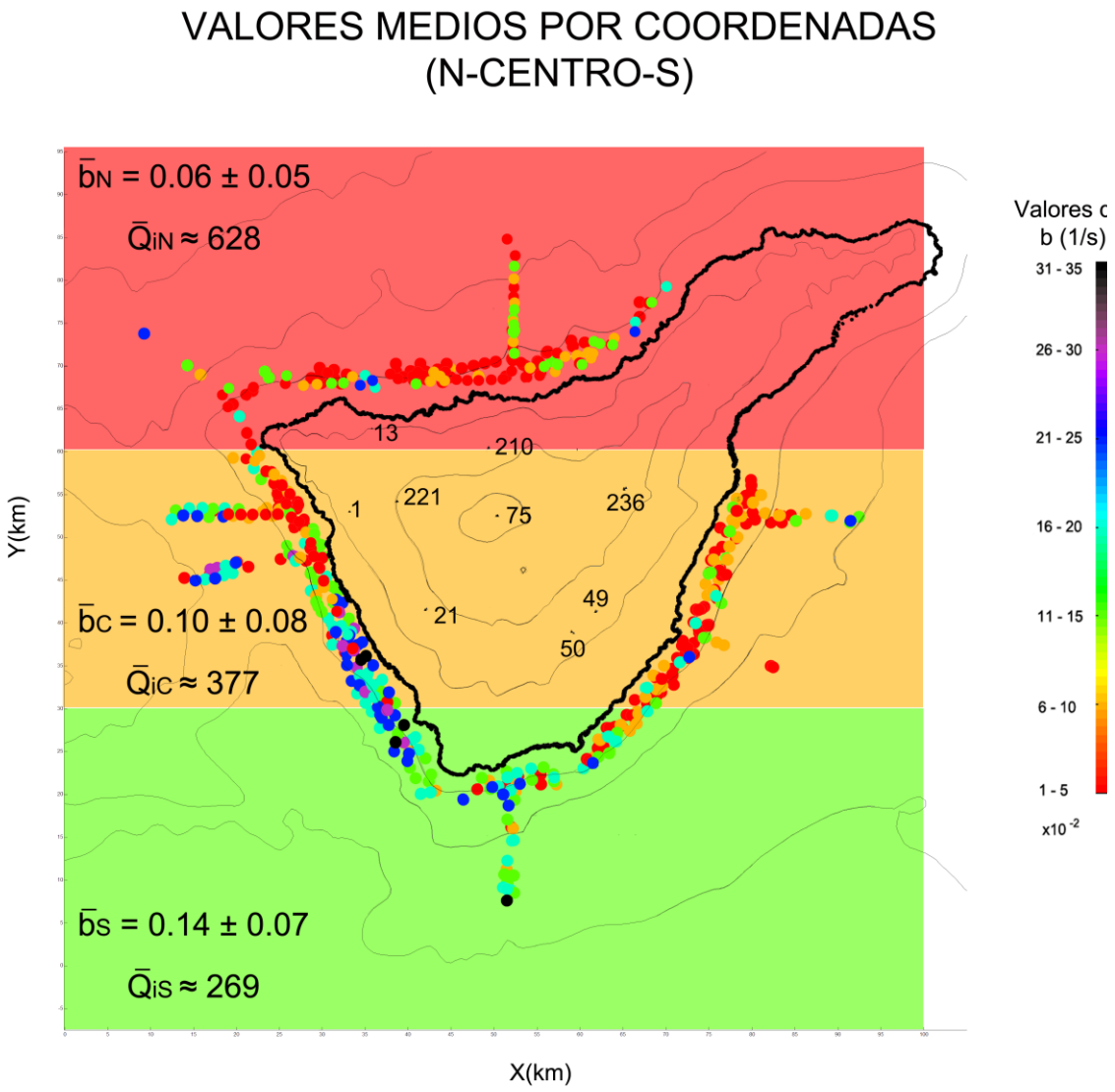


Fig. 13 La figura muestra una regionalización Norte-Centro-Sur

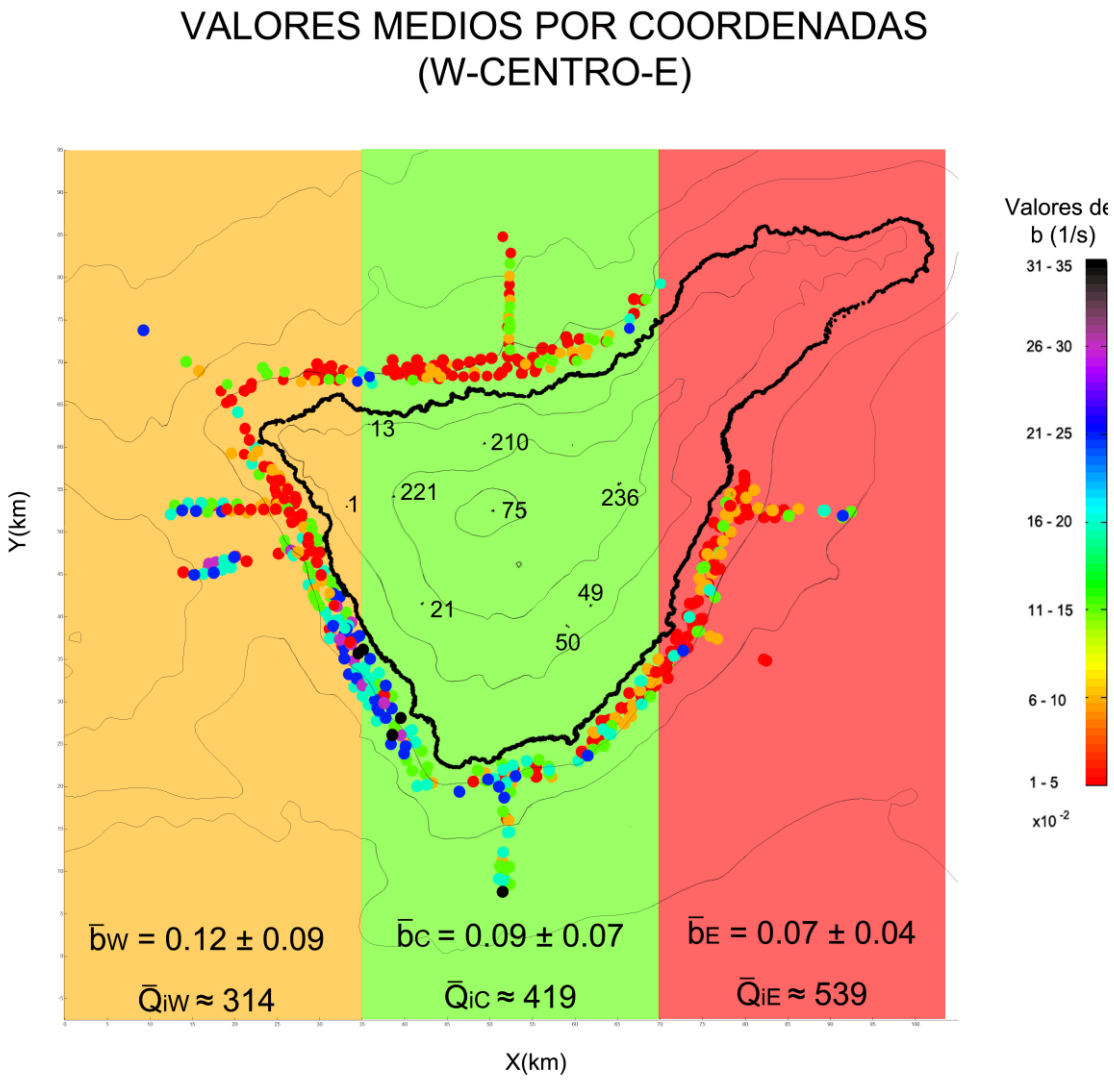


Fig. 14 *La figura muestra una regionalización Oeste-Centro-Este*

Una vez más, se obtienes valores muy dispersos. Por este motivo y ya que todas estas regionalizaciones han sido hechas de manera arbitraria, se decide hacer una regionalización más. A pesar de no conocer las características estructurales de la isla, una regionalización por estaciones será menos arbitraria que las anteriores. Así, se obtienen los resultados que se muestran a continuación (tabla 3) (figura 15 a, b, c, d, e, f, g, h, i):

Tabla 3. *Valores de b y Q para cada estación.*

Estación	$\bar{b}$	$\bar{Q}_i$
1	0.03 ± 0.03	1257
13	0.08 ± 0.05	471
21	0.18 ± 0.07	209
49	0.12 ± 0.05	314
50	0.07 ± 0.05	539
75	0.03 ± 0.03	1257
210	0.04 ± 0.03	942
221	0.05 ± 0.04	754
236	0.07 ± 0.04	539

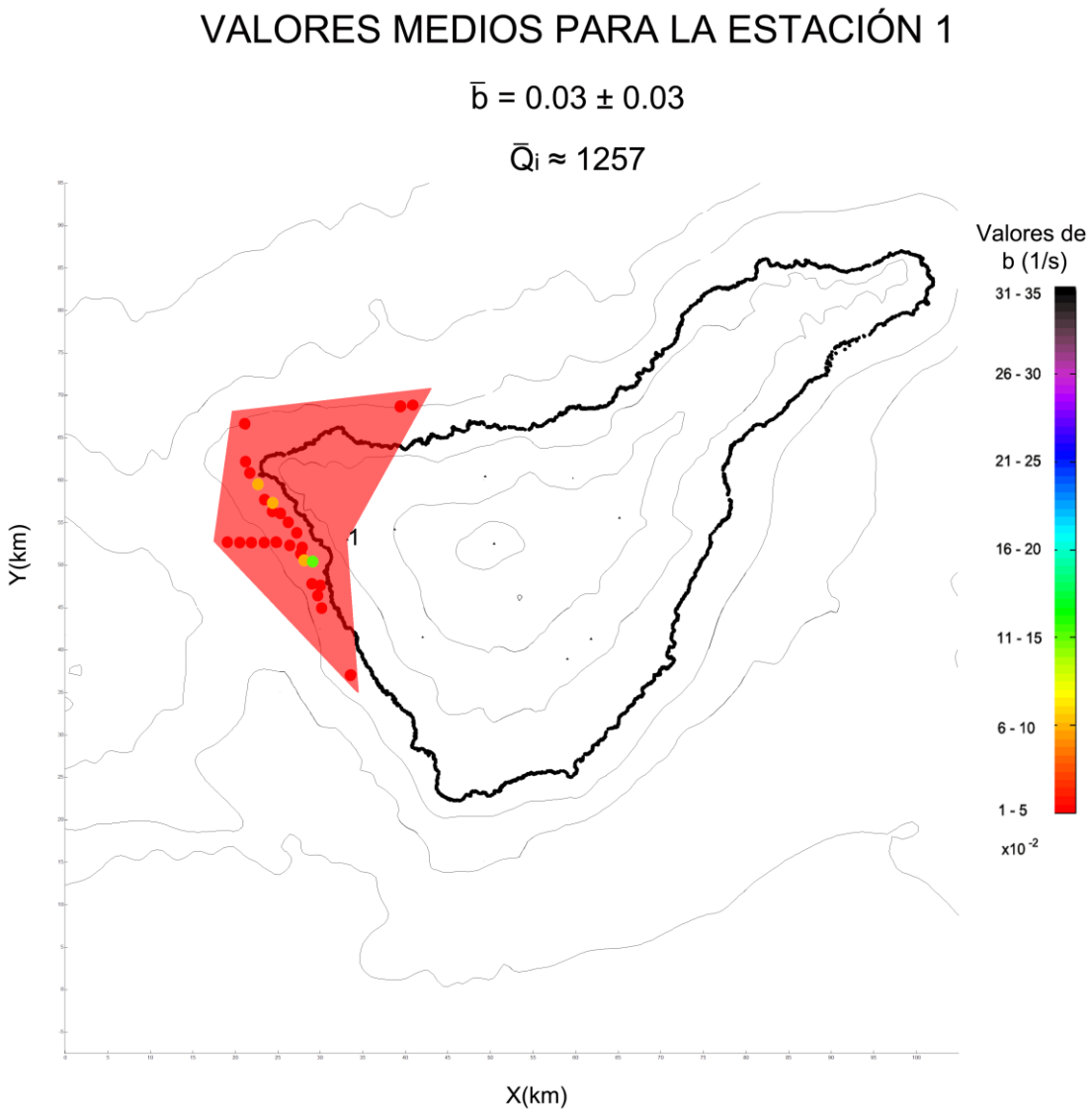


Fig. 15 a *La figura muestra la regionalización para la estaciones 1.*

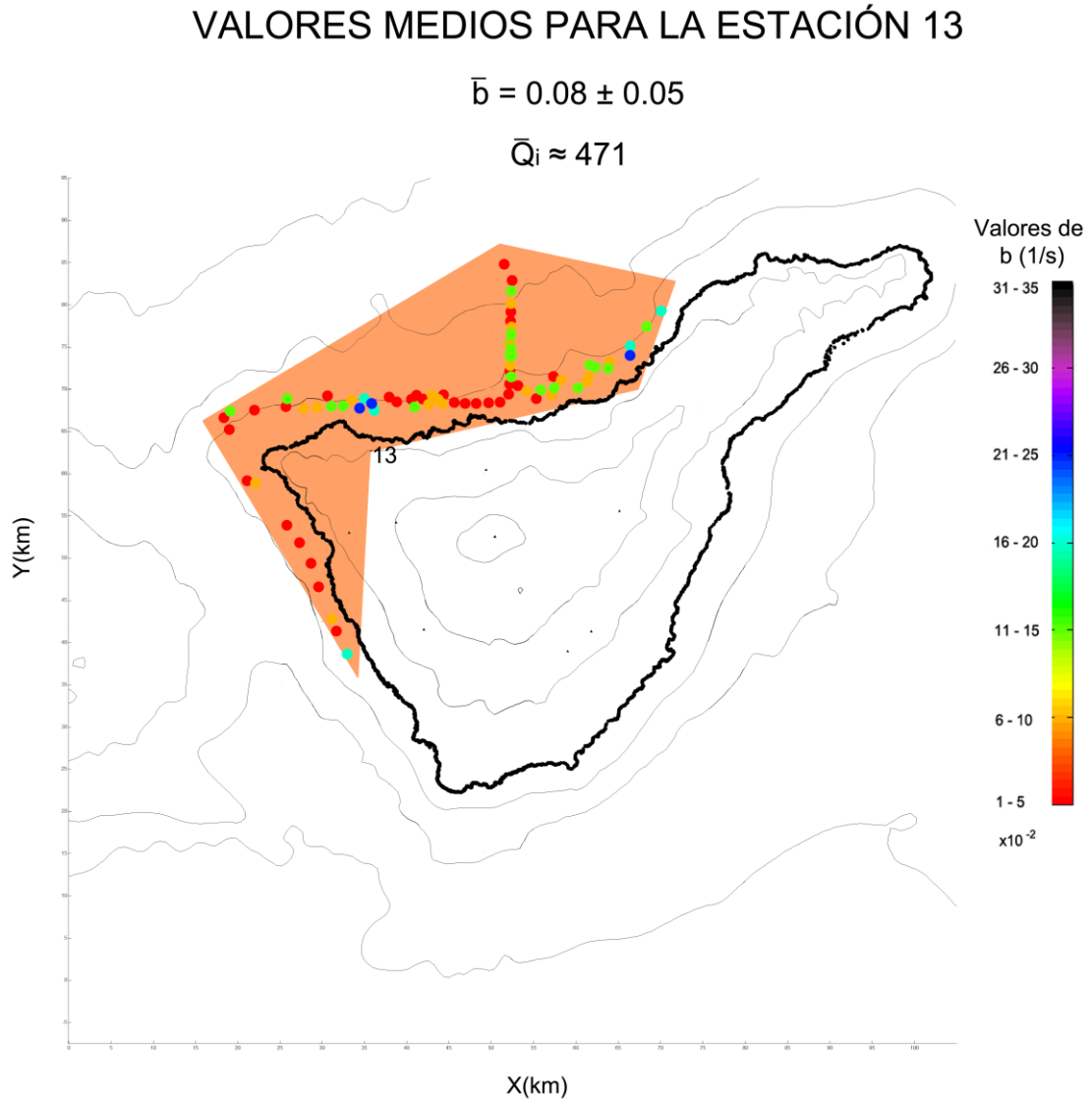


Fig. 15 b *La figura muestra la regionalización para la estaciones 13.*

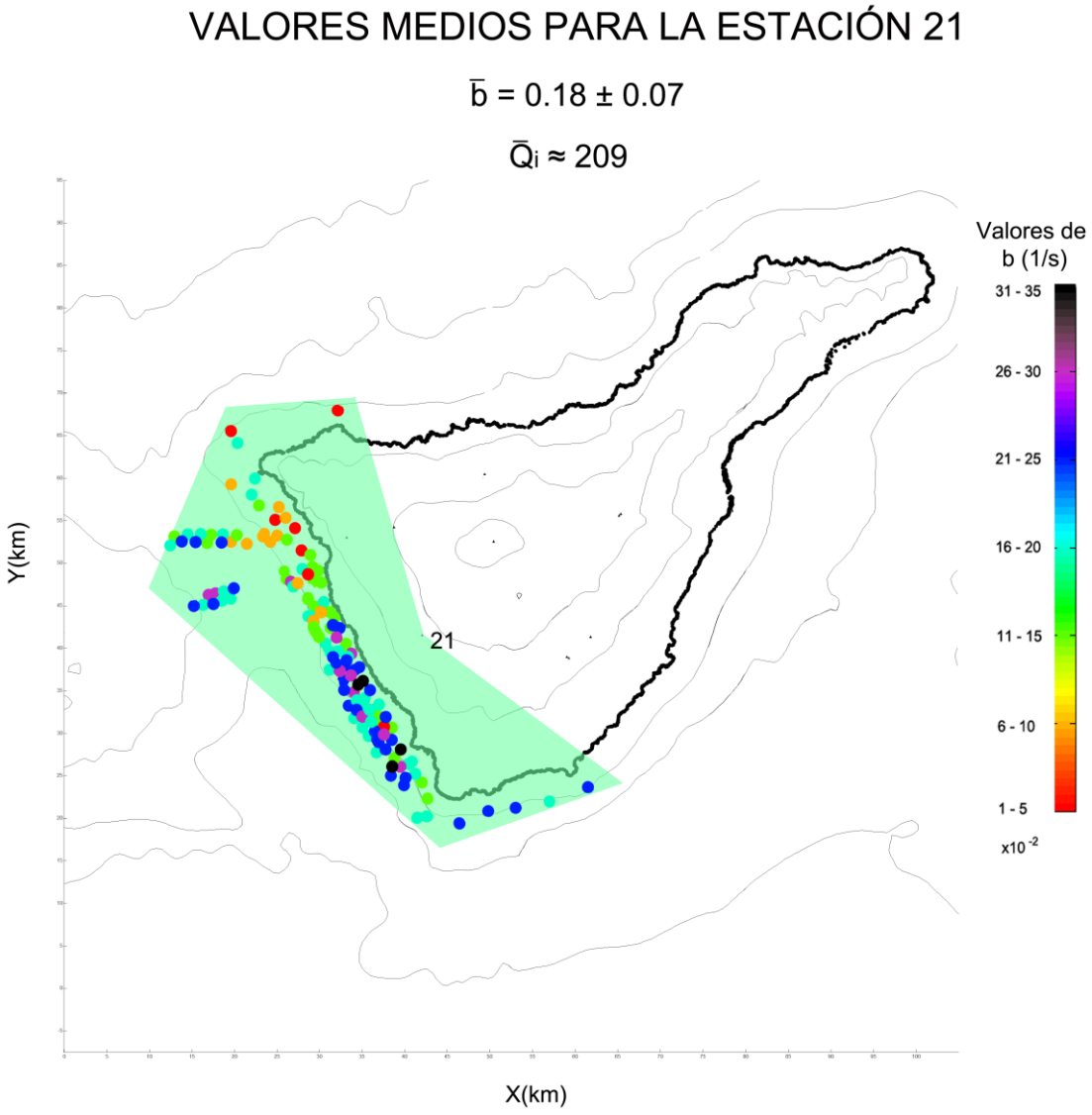


Fig. 15 c *La figura muestra la regionalización para la estaciones 21.*

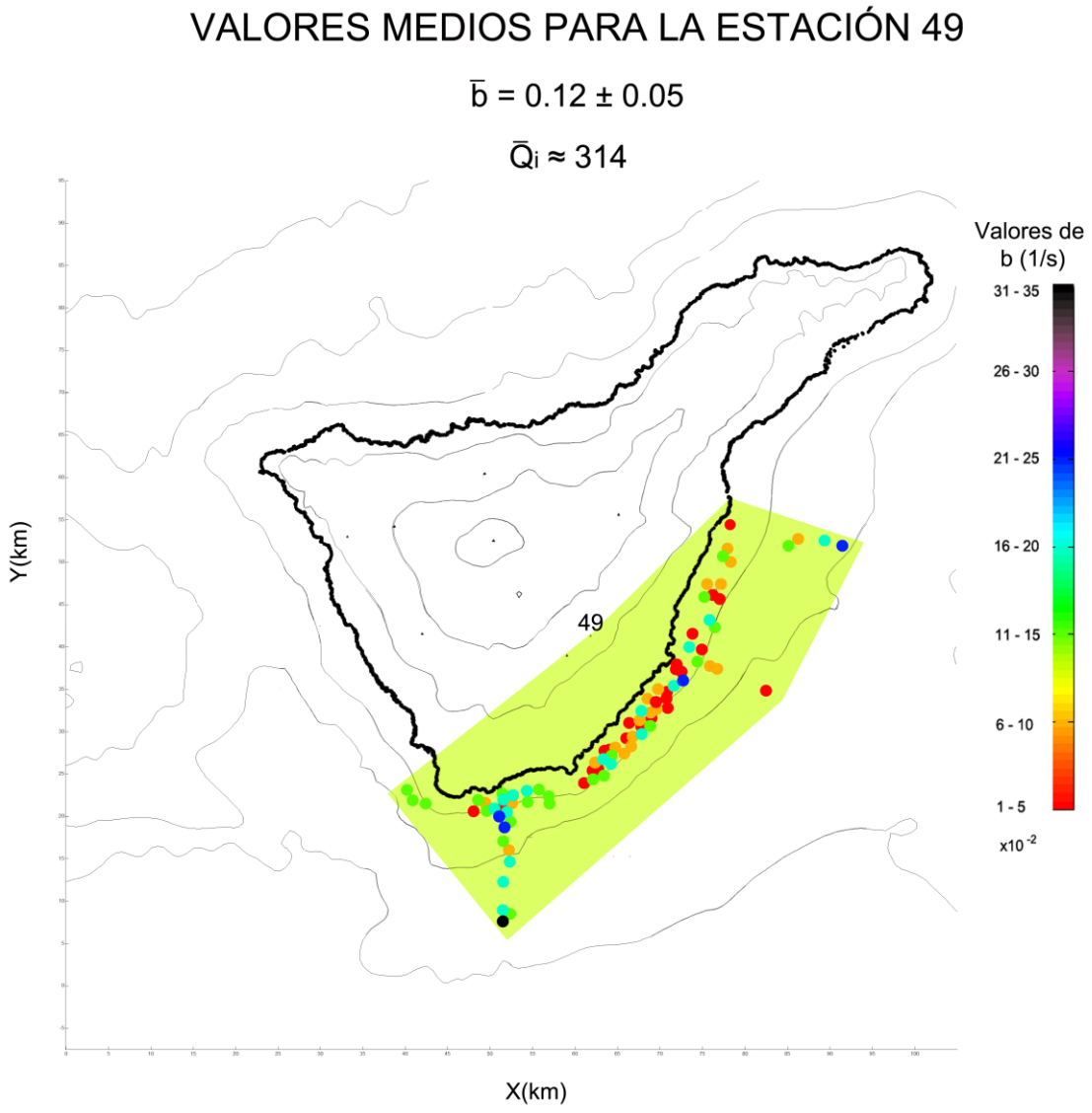


Fig. 15 d *La figura muestra la regionalización para la estaciones 49.*

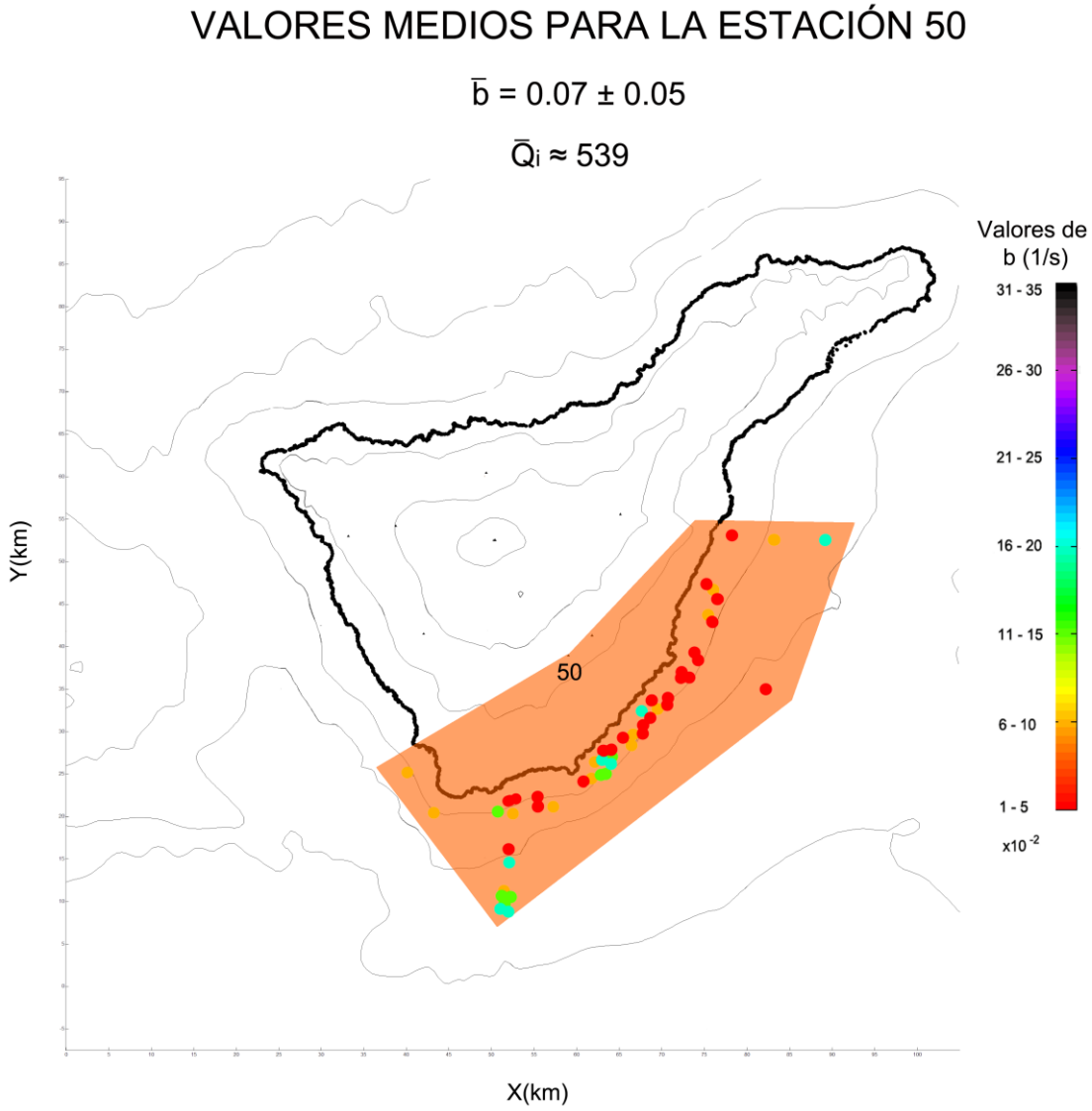


Fig. 15 e *La figura muestra la regionalización para la estaciones 50.*

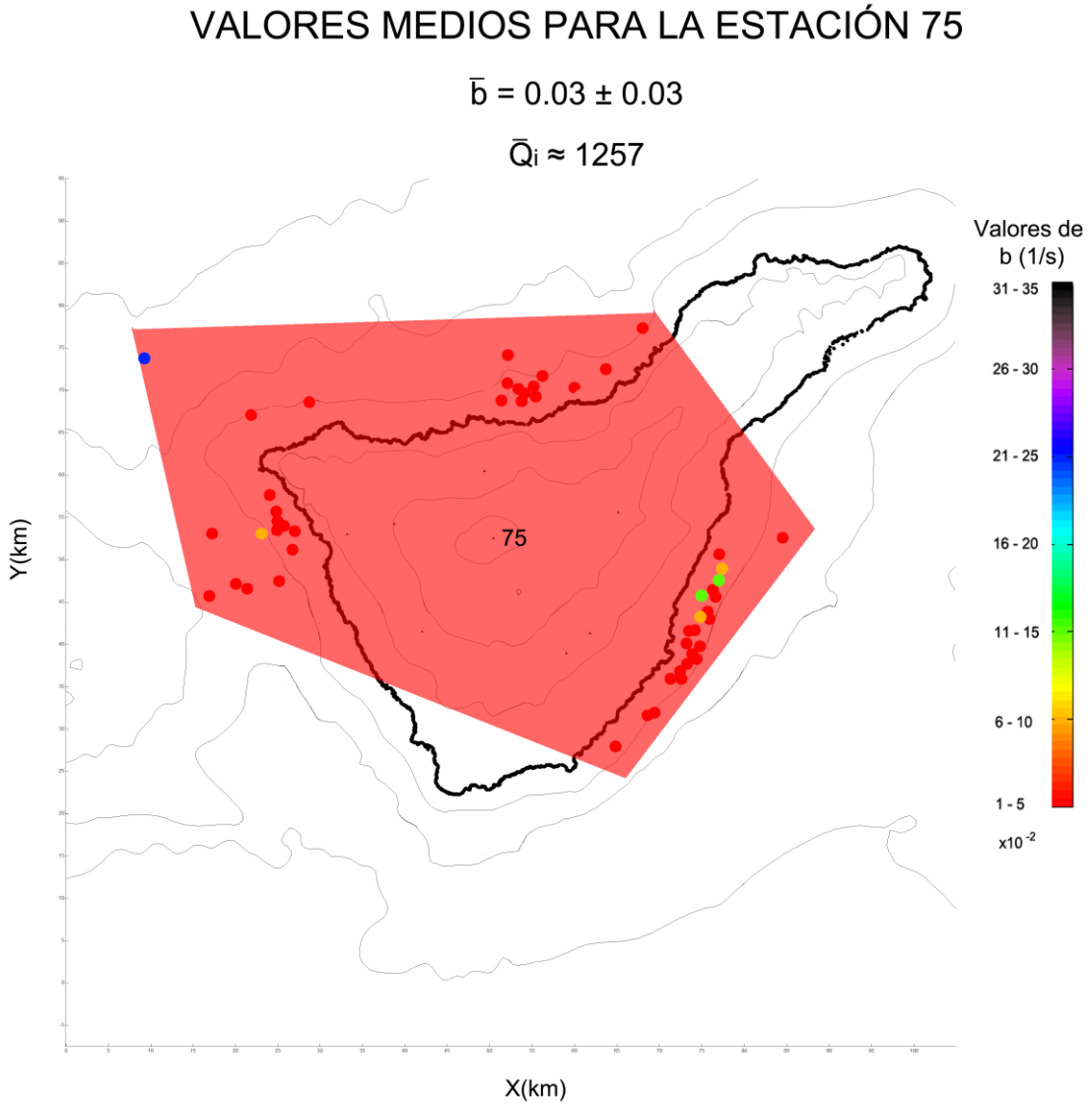


Fig. 15 f *La figura muestra la regionalización para la estaciones 75.*

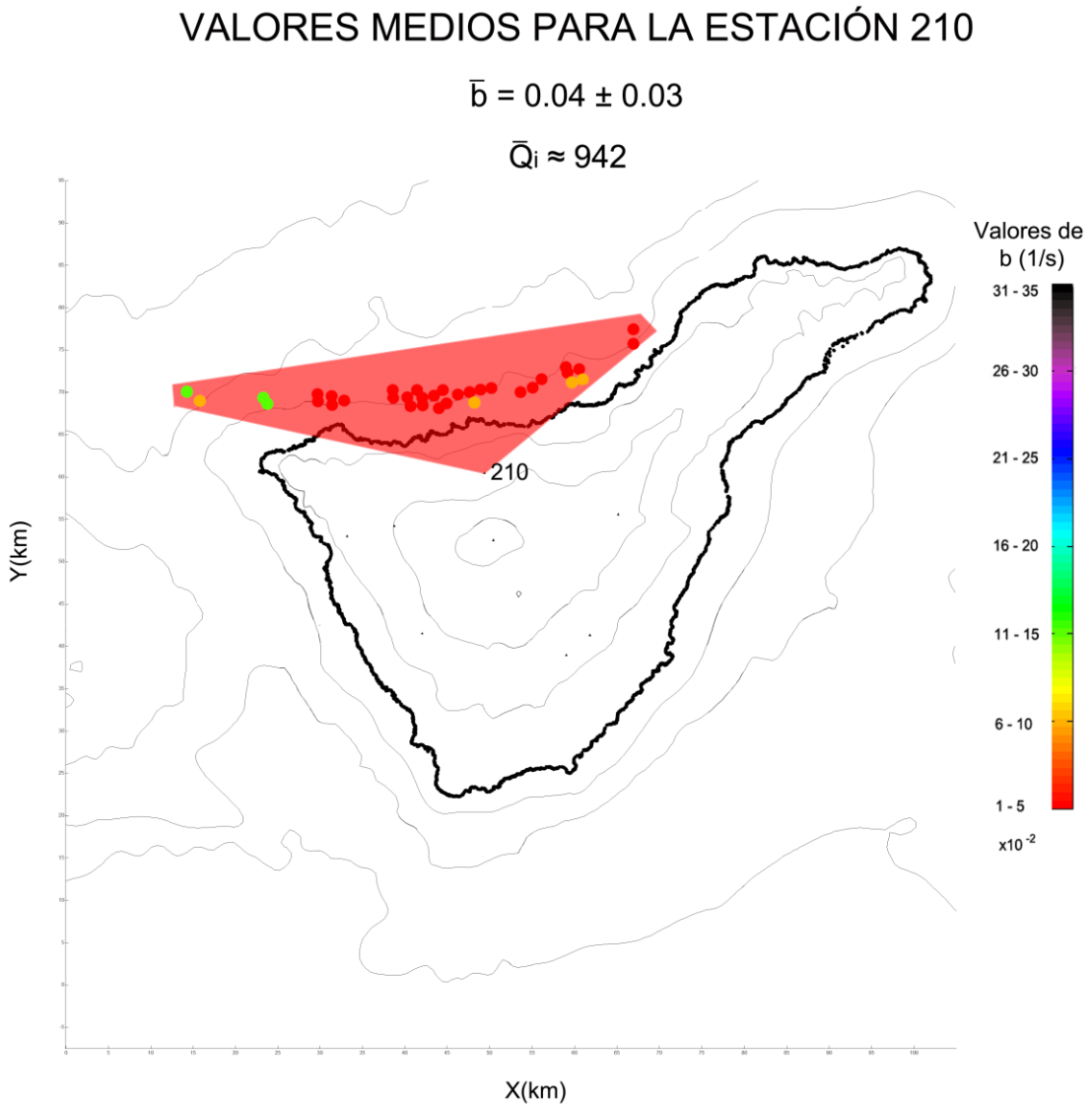


Fig. 15 g *La figura muestra la regionalización para la estaciones 210.*

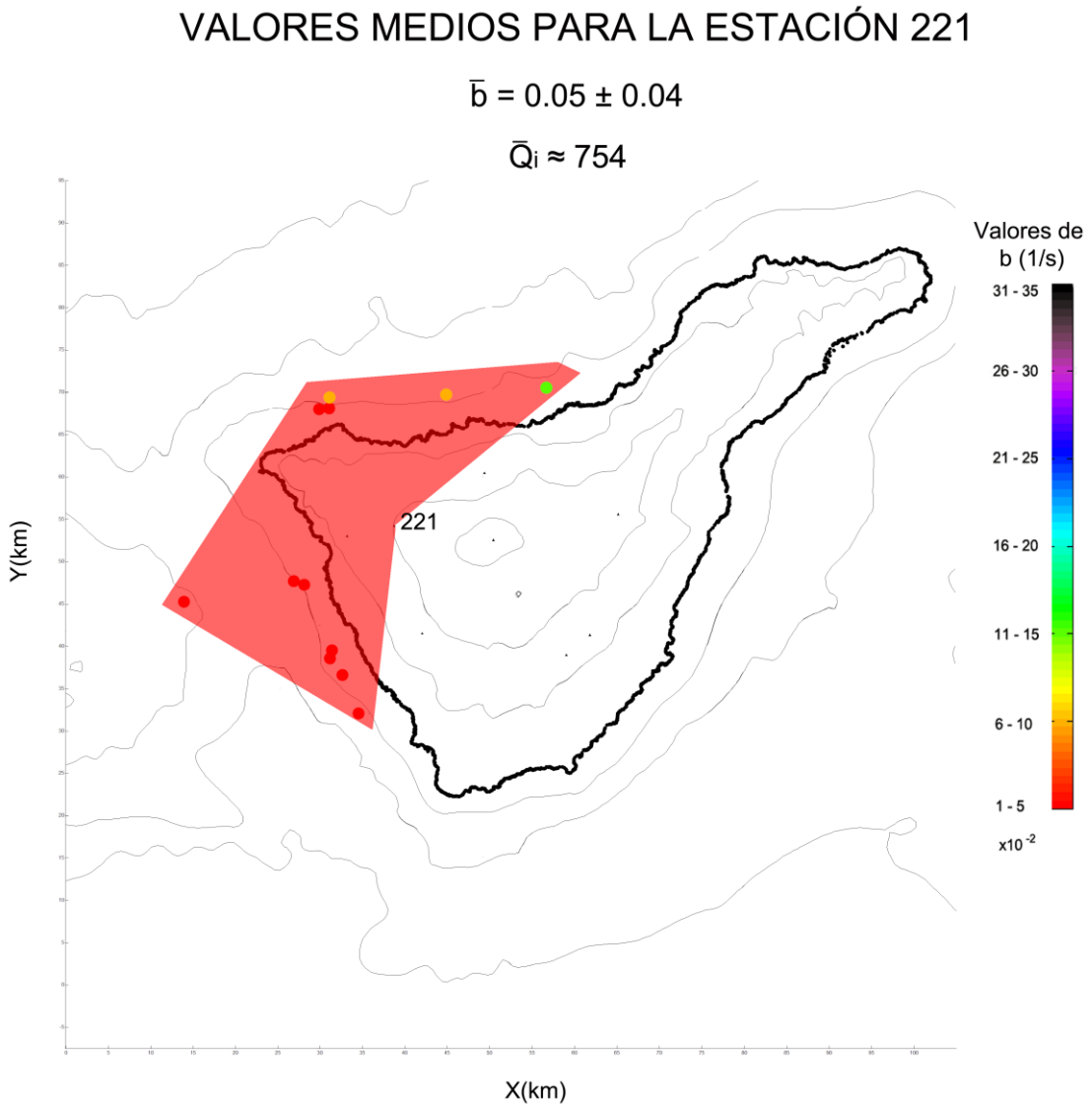


Fig. 15 h *La figura muestra la regionalización para la estaciones 221.*

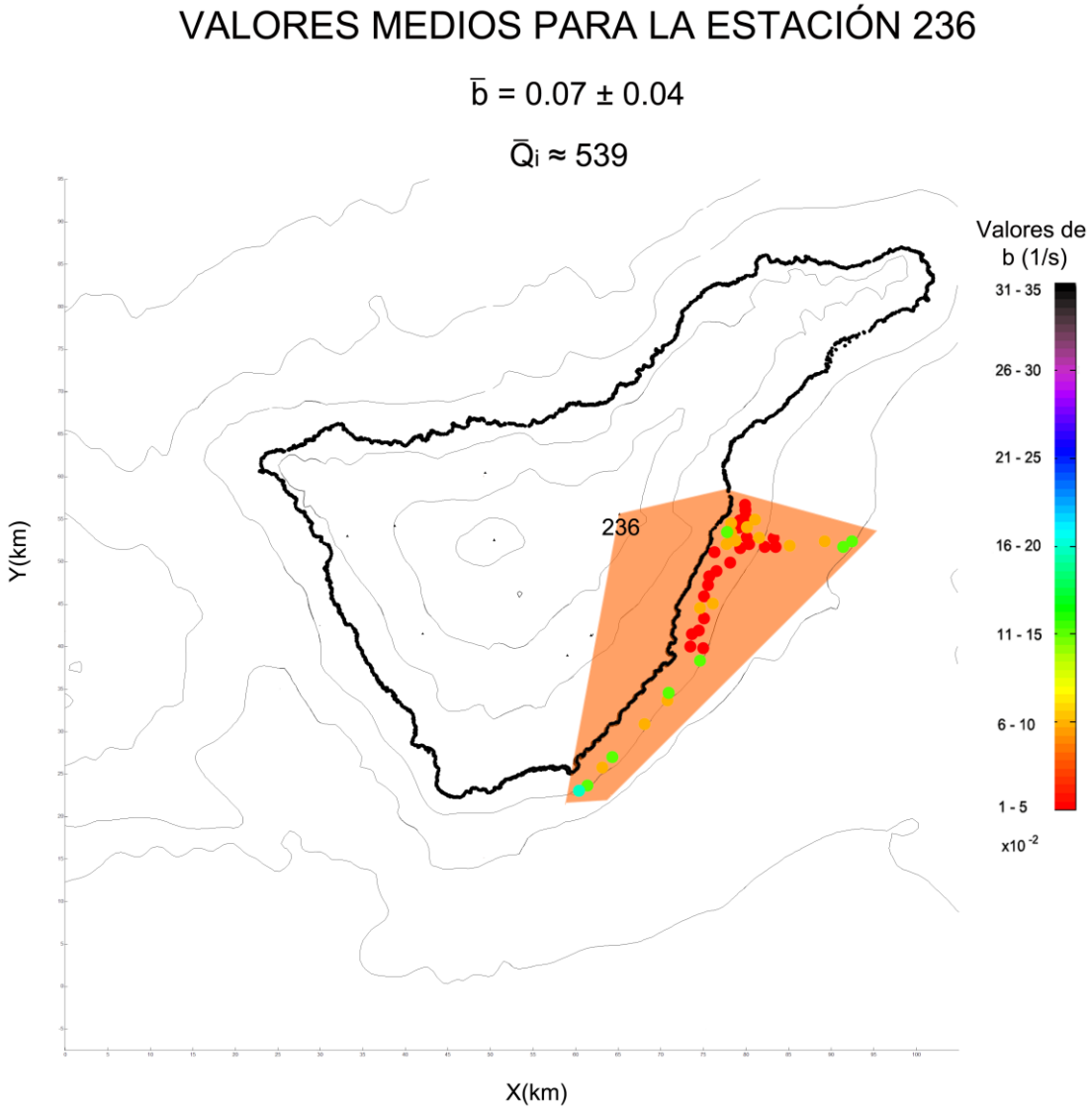


Fig. 15 i *La figura muestra la regionalización para la estaciones 236.*

Con esta última regionalización se mejora notablemente la dispersión de los datos y se obtienen datos más próximos al valor central. Sin embargo, se ha decidido realizar una última regionalización. La mayoría de las estaciones, sobre todo aquellas que abarcan una zona más grande, han sido subdividas para ser analizadas en regiones más pequeña.

- *La estación 1*
  Al no abarcar demasiada área, no se ha procedido a su subdivisión. Sin embargo, se ha eliminado una explosión con resultado anómalo. Como se puede observar en la figura 16, la explosión número 210 no presenta las mismas características que la explosión 220, por ejemplo. Los nuevos resultados para esta estación son (figura 17):

$$\bar{b} = 0.03 \pm 0.02$$

$$\bar{Q_i} \approx 1257$$

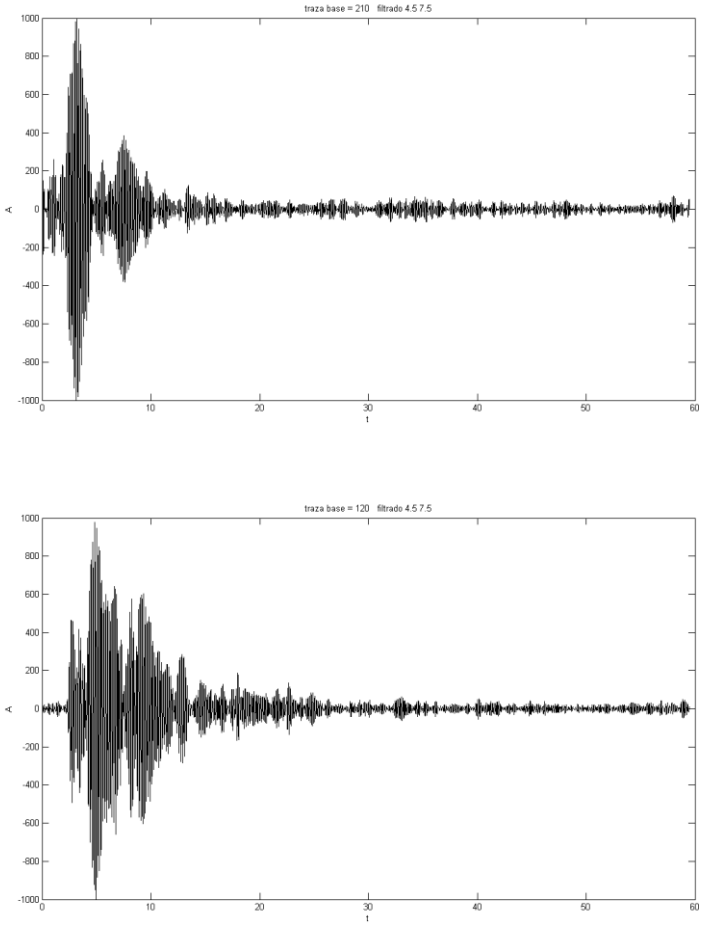


Fig 16. La explosión número 120 (arriba) no presenta las mismas características al comienzo del registro que la explosión 210 (abajo).

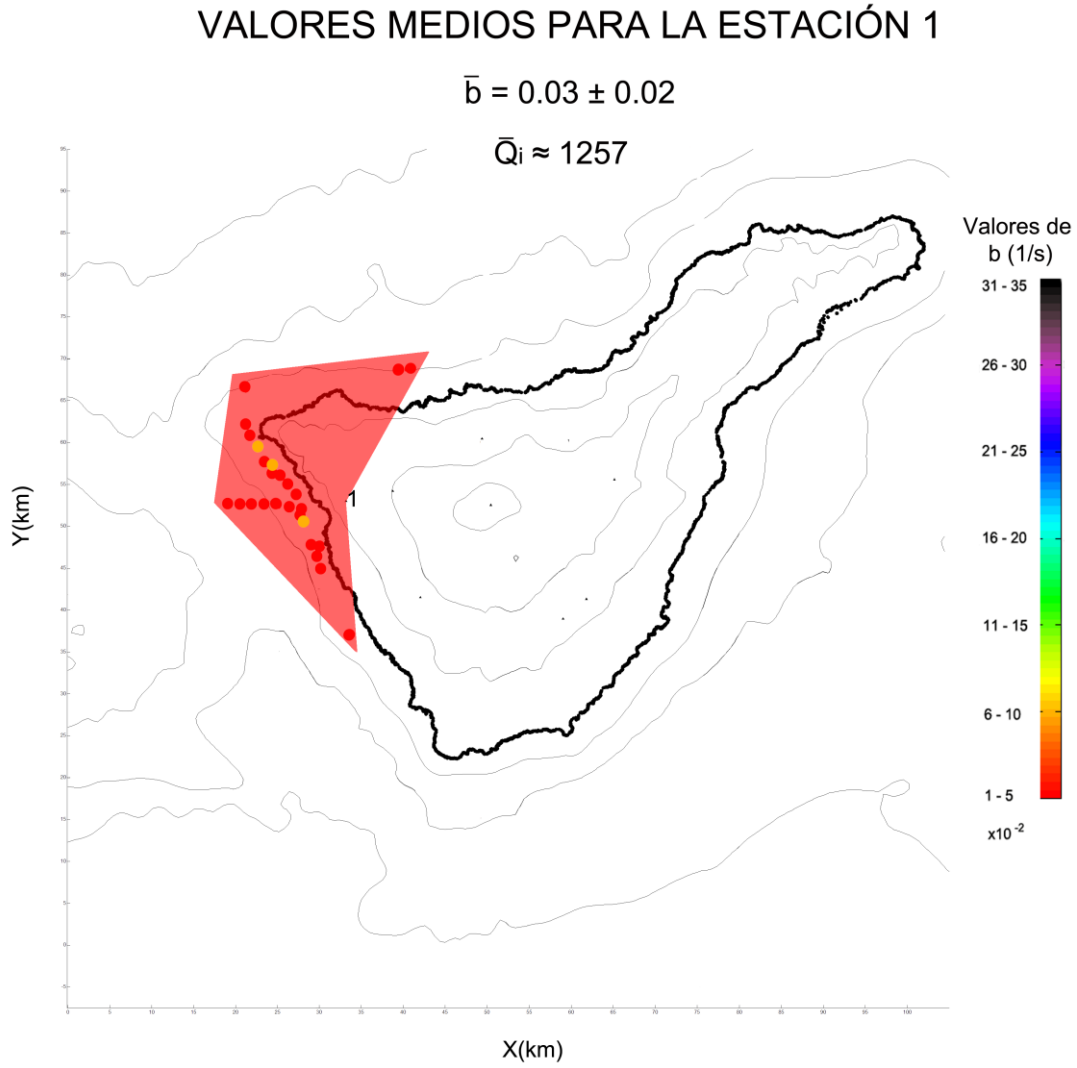


Fig. 17 Resultados para la estación 1.

- *La estación 13*

  En esta estación se ha eliminado una explosión del análisis y además se ha divido la región en 4 zonas. La explosión 80 se ha eliminado por presentar un mayor nivel de ruido que otras explosiones cercanas (figura 18). A pesar de que en un primer momento se incluyó en los análisis, en esta subdivisión se ha decido no incluir. Las subdivisiones, en cambio, se han realizado agrupando aquellas explosiones con resultados similares tal y como se muestra en la figura 19 (tabla 4).

Tabla 4. *Valores de b y Q para las subdivisiones de la estación 13.*

Subdivisión	$\bar{b}$	$\overline{Q_i}$
1	0.06 ± 0.04	628
2	0.05 ± 0.08	754
3	0.09 ± 0.04	419
4	0.20 ± 0.03	188

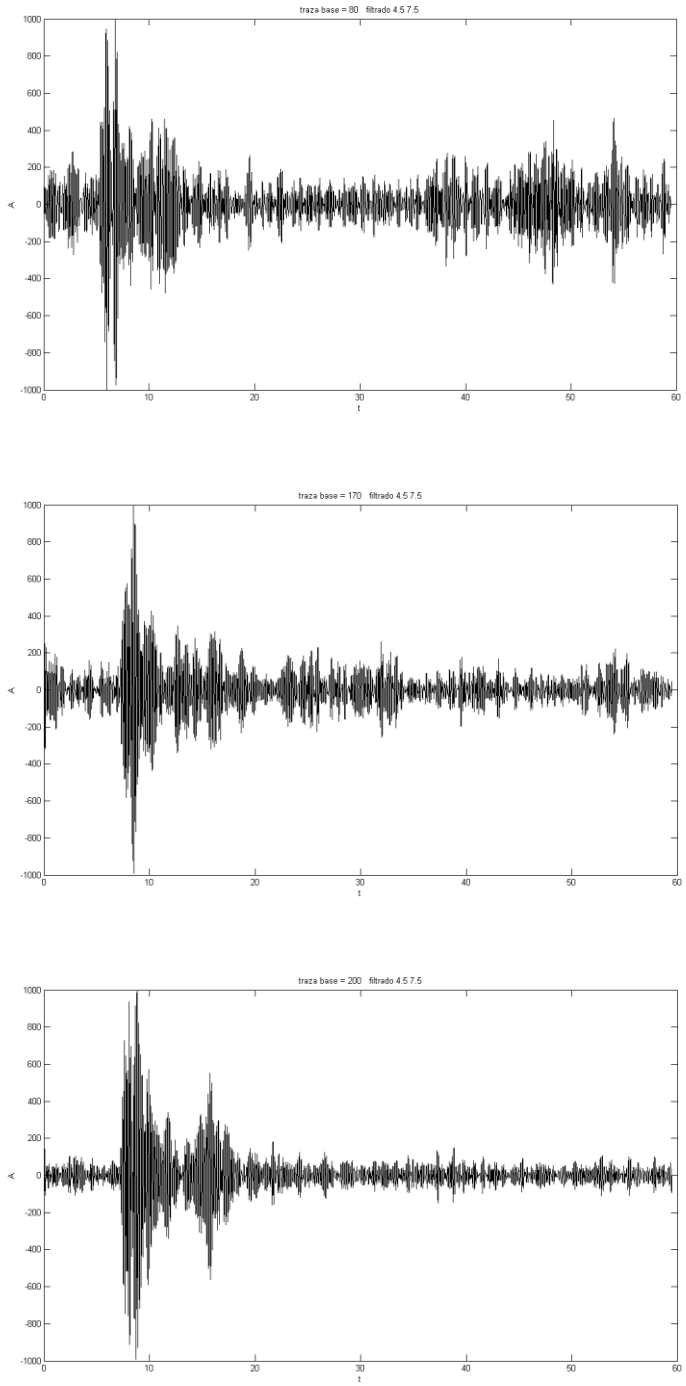


Fig 18. *La explosión 170 (arriba) se ha eliminado por presentar un mayor nivel de ruido que otras explosiones cercanas. Además se puede observar que tienen diferente forma de onda.*

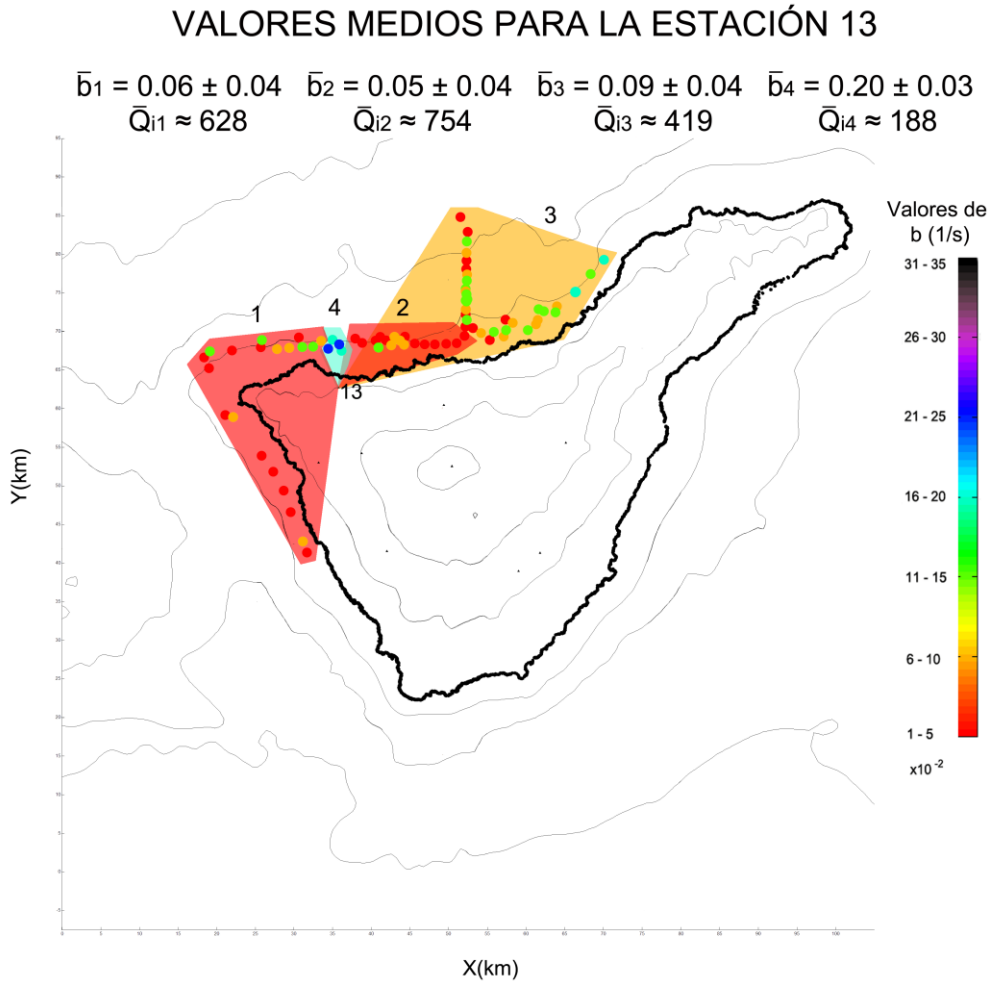


Fig. 19 *Resultados para la estación 13.*

- *La estación 21*

  Esta estación sea probablemente donde más claro se vea la necesidad de hacer una subdivisión. Como podemos observar, existe una clara diferencia entre los resultados obtenido en el norte y los obtenidos en el sur. Además al oeste también existe una zona que presenta una mayor atenuación (figura 20). Los resultados obtenidos son los siguientes (tabla 5):

Tabla 5. *Valores de b y Q para las subdivisiones de la estación 21.*

Subdivisión	$\bar{b}$	$\bar{Q}_i$
1	0.20 ± 0.06	188
2	0.12 ± 0.05	314
3	0.22 ± 0.07	171

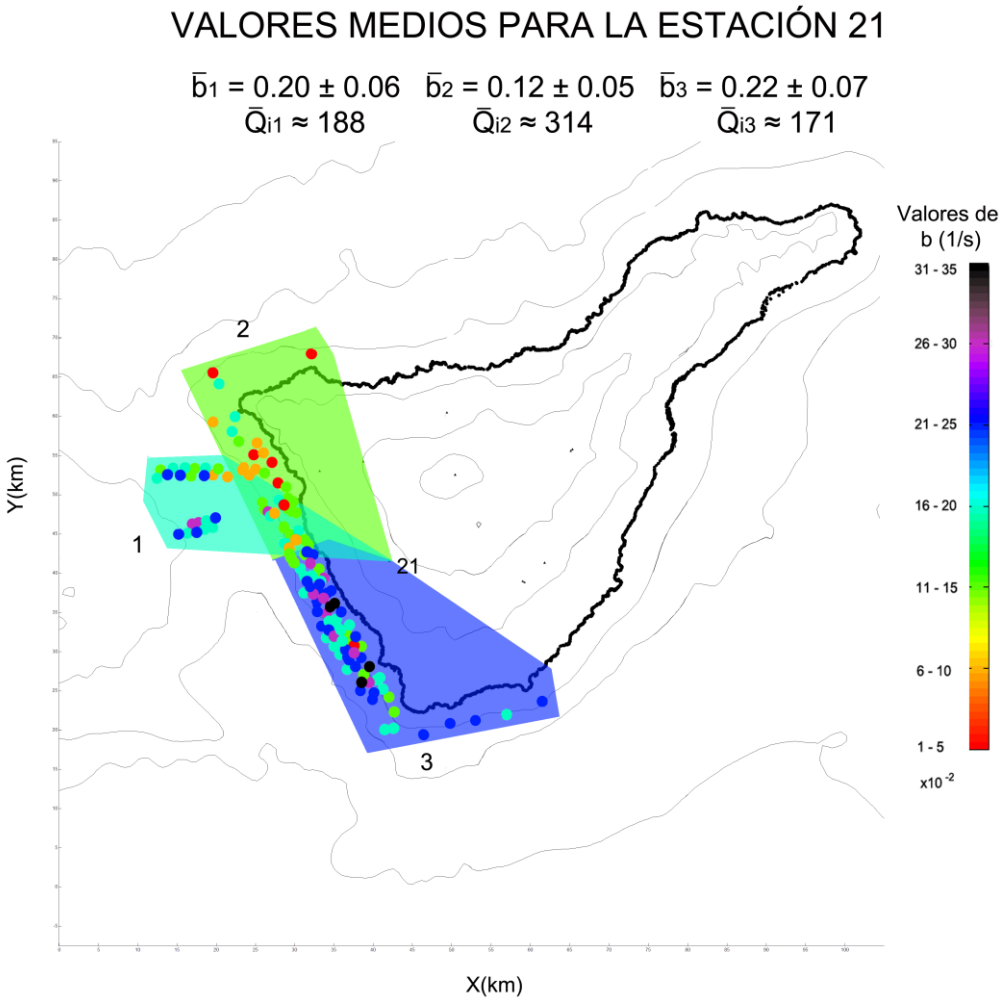


Fig. 20 *Resultados para la estación 21.*

- *La estación 49 y La estación 50*

  Debido a la proximidad de estas dos estaciones, se ha procedido a la misma subdivisión (figura 21 a, b). Estos han sido los resultados que se han obtenido (tabla 6 a, b):

Tabla 6a. *Valores de b y Q para las subdivisiones de la estación 49.*

Subdivisión	$\bar{b}$	$\bar{Q}_i$
1	0.14 ± 0.04	269
2	0.10 ± 0.05	377

Tabla 6b. *Valores de b y Q para las subdivisiones de la estación 50.*

Subdivisión	$\bar{b}$	$\bar{Q}_i$
1	0.10 ± 0.05	377
2	0.07 ± 0.05	539

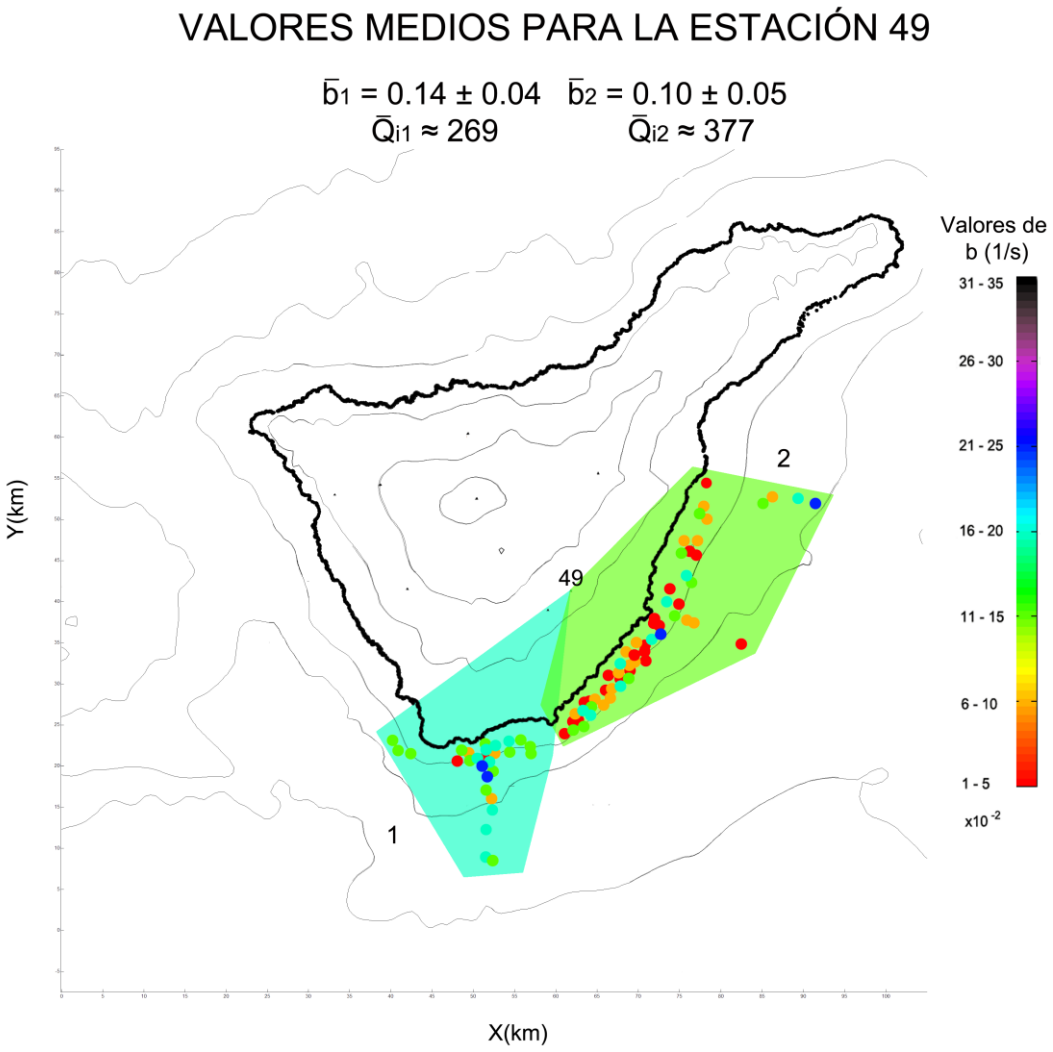


Fig. 21a *Resultados para la estación 49.*

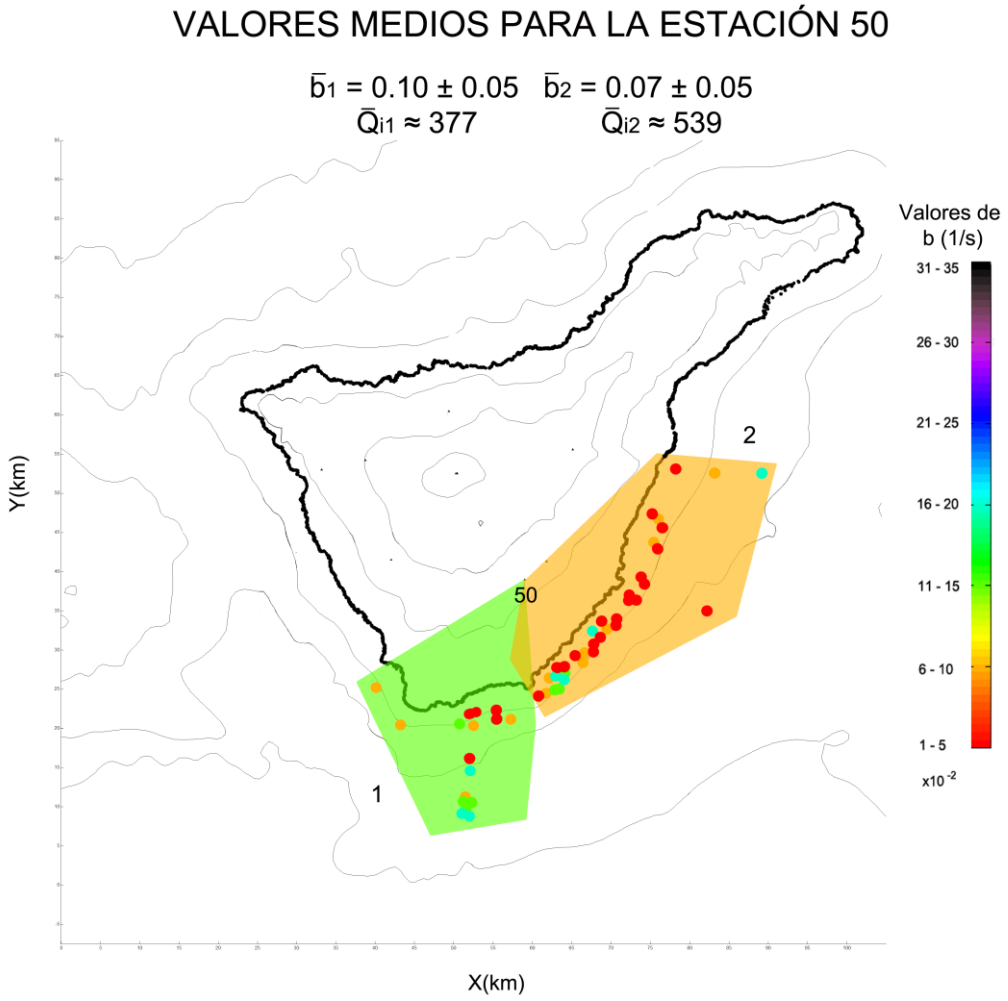


Fig. 21b *Resultados para la estación 50.*

- *La estación 75*

  Esta estación se ha divido en tres, debido a que los datos se presentan en tres grandes grupos bastante separados geográficamente. Además se ha eliminado la explosión 115, por encontrarse demasiado lejos. Los nuevos valores son (tabla 7) (figura 22):

Tabla 7. *Valores de b y Q para las subdivisiones de la estación 75.*

Subdivisión	$\bar{b}$	$\bar{Q}_i$
1	0.02 ± 0.01	1885
2	0.015 ± 0.009	2513
3	0.05 ± 0.03	754

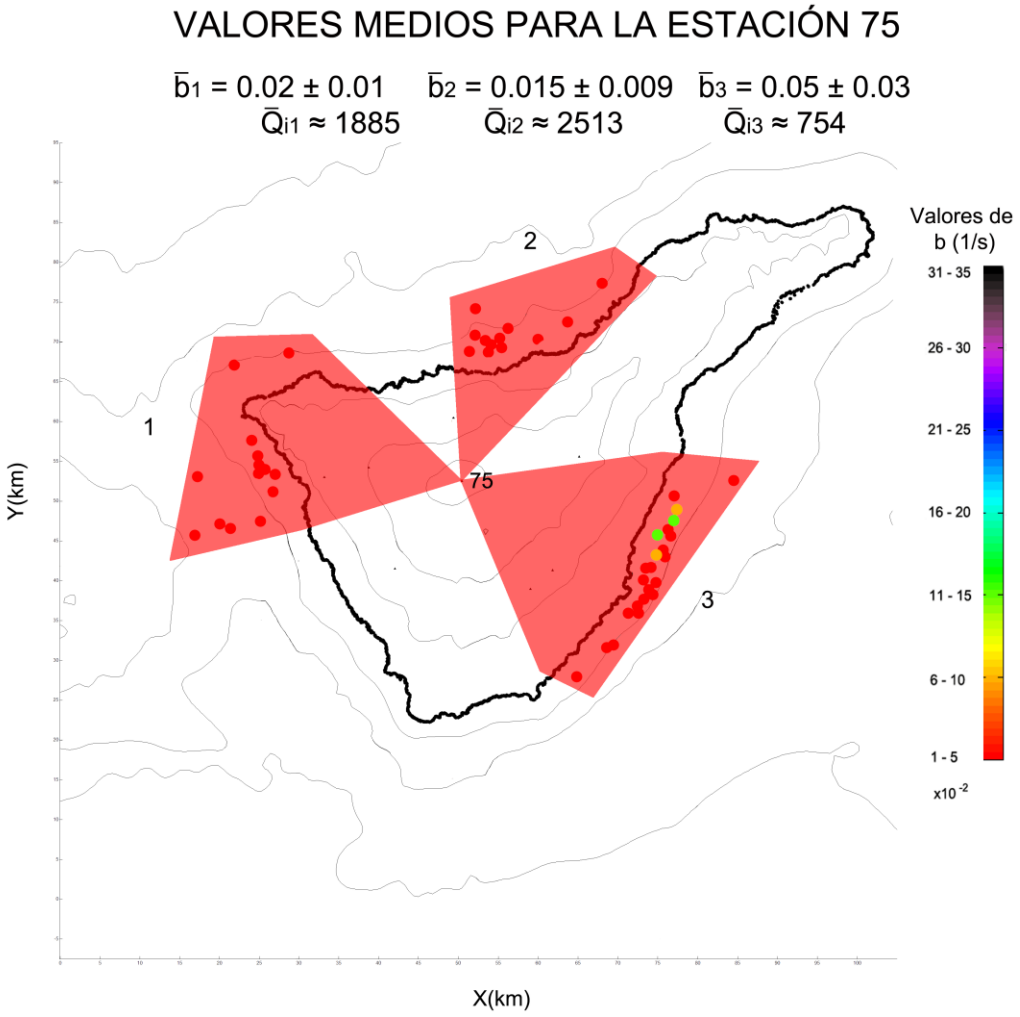


Fig. 22 *Resultados para la estación 75.*

- *La estación 210*

  La estación 210 se ha divido en dos ya que hay dos zonas claramente diferenciadas por diferentes valores de atenuación (figura 23). Quizás aquellos resultados localizados en el oeste estén dando información errónea, pero al no disponer de más datos no se han querido desestimar en el análisis. Finalmente y una vez hecha la subdivisión se han obtenido esto valores (tabla 8):

Tabla 8. *Valores de b y Q para las subdivisiones de la estación 210.*

Subdivisión	$\bar{b}$	$\bar{Q}_i$
1	0.11 ± 0.02	343
2	0.03 ± 0.02	1257

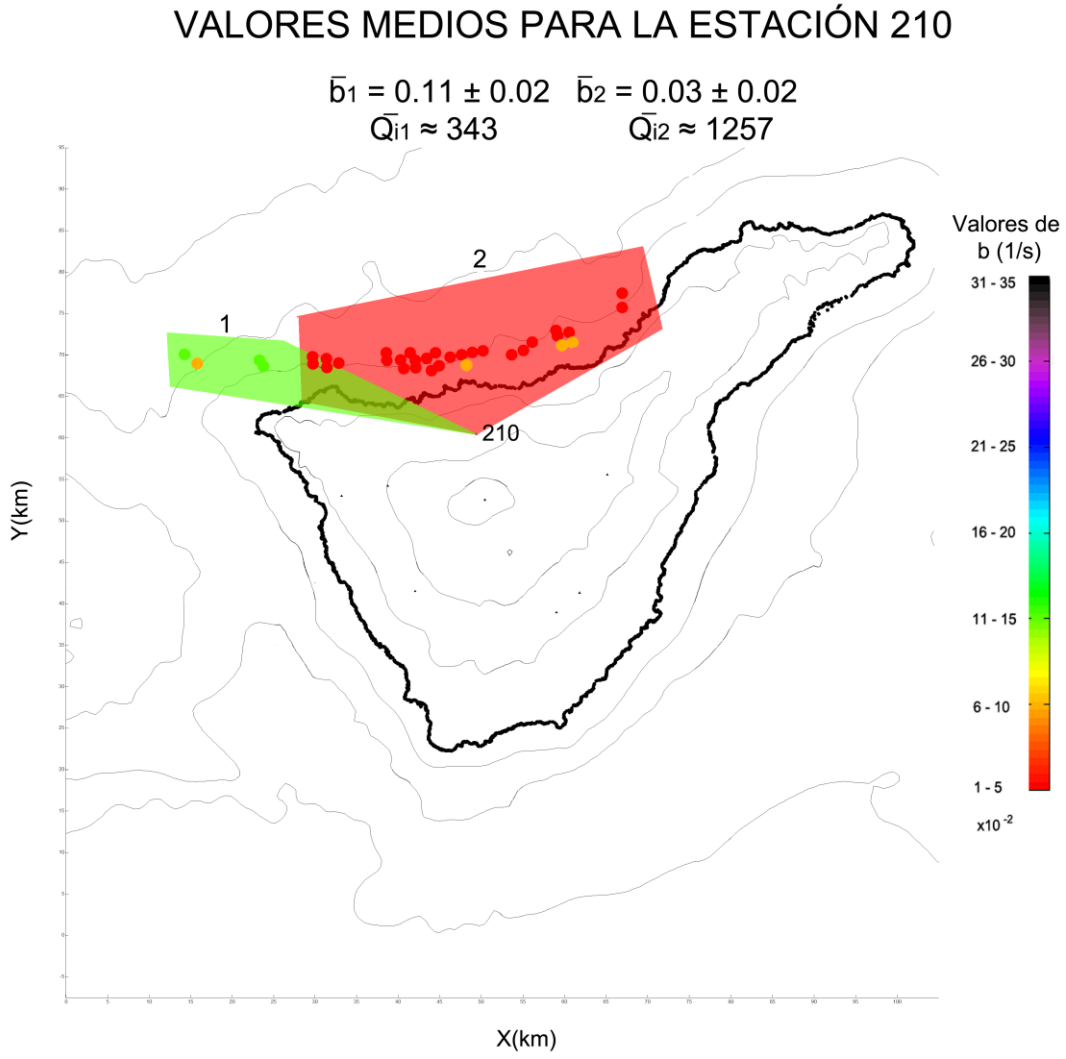


Fig. 23 *Resultados para la estación 210.*

- *La estación 221*

  La estación 221 no dispone de muchas explosiones, no se han desestimado los datos y se ha procedido a su subdivisión (tabla 9) (figura 24):

Tabla 9. *Valores de b y Q para las subdivisiones de la estación 221.*

Subdivisión	$\bar{b}$	$\bar{Q}_i$
1	0.03 ± 0.02	1257
2	0.08 ± 0.04	471

- *La estación 236*

  En esta estación también es clara la diferencia de valores entre las explosiones del norte y del sur, por tanto, se ha llevado a cabo la subdivisión (tabla 10) (figura 25):

Tabla 10. *Valores de b y Q para las subdivisiones de la estación 236.*

Subdivisión	$\bar{b}$	$\bar{Q}_i$
1	0.12 ± 0.03	314
2	0.06 ± 0.04	628

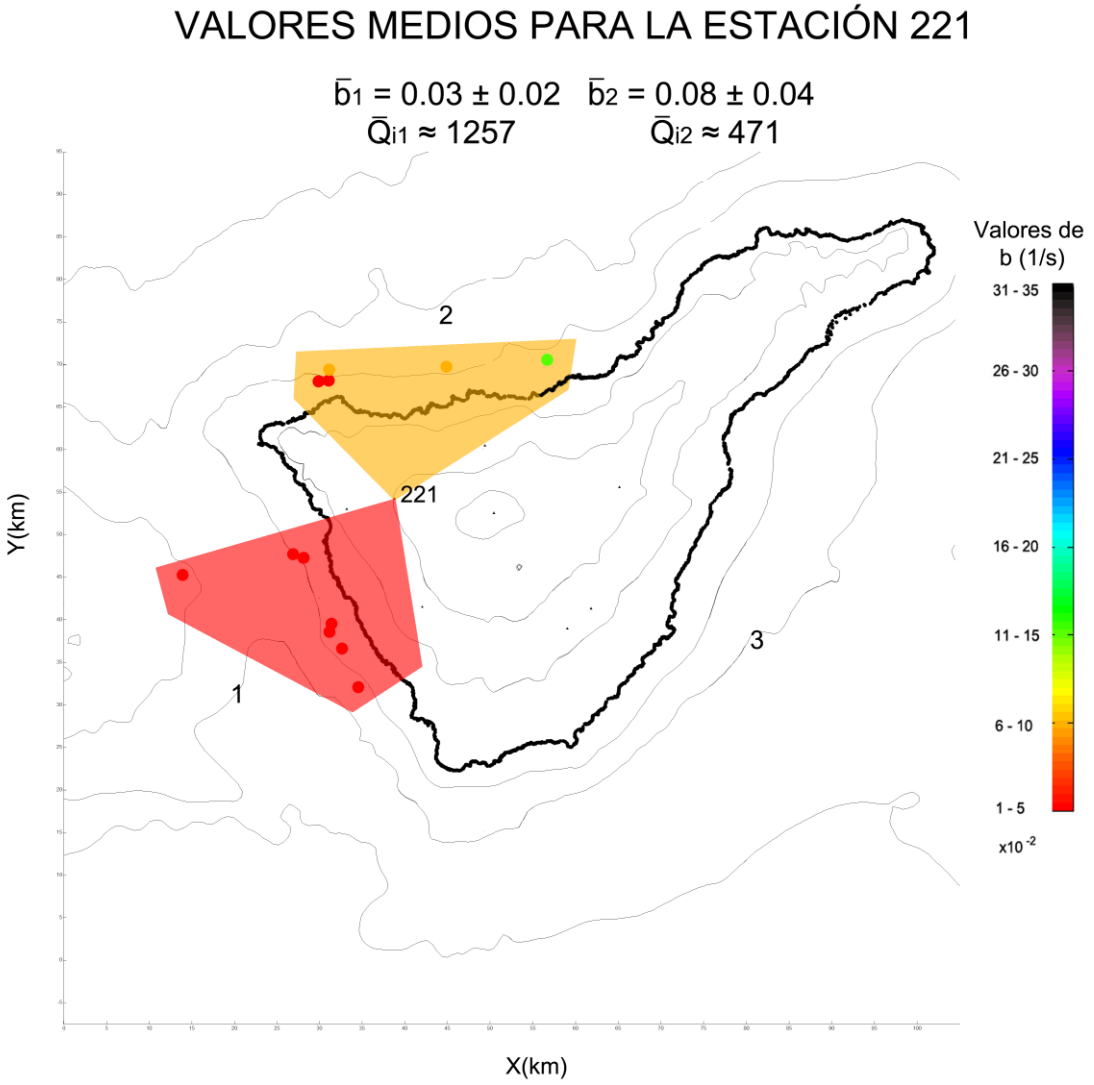


Fig. 24 *Resultados para la estación 221.*

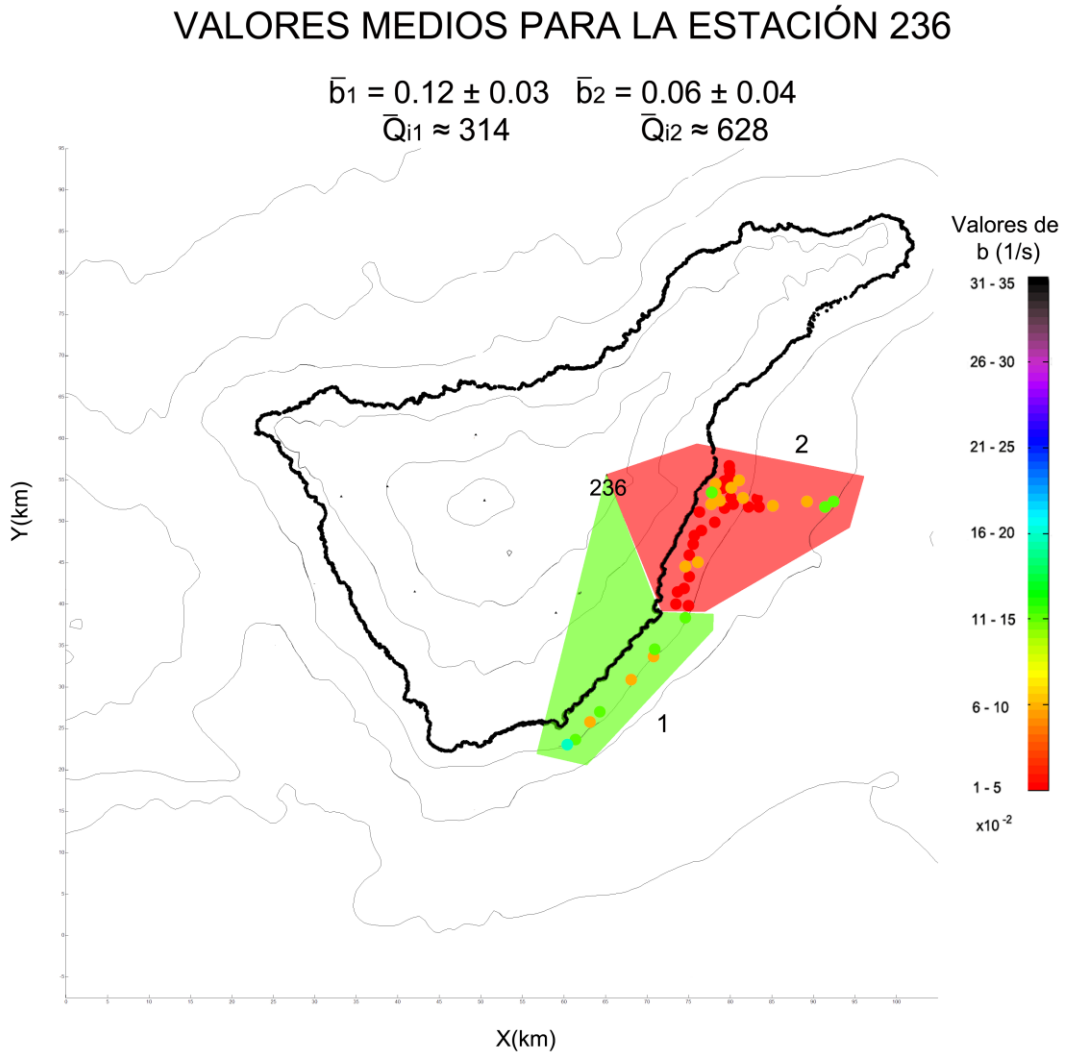


Fig.25 *Resultados para la estación 236.*

8. DISCUSIÓN

8. DISCUSIÓN

Los resultados expuestos en este trabajo abren una interesante vía de investigación.

La alta dispersión de los datos indica que existen diferentes zonas en la isla de Tenerife que presentan diferentes valores de atenuación, y por tanto diferentes valores del factor de calidad. Como se puede observar en la figura 11, se obtienen valores altos de atenuación para la zona S-SW de la isla, mientras que para el resto de las zonas, se observan valores más bajos. De estos valores se deduce que la isla de Tenerife es heterogénea y la necesidad de regionalizar las soluciones. Los resultados obtenidos para la estación 21 (figura 20) pueden servir de ejemplo para explicar por qué se habla de heterogeneidad. En la figura se observan dos grandes zonas: una zona al norte menos atenuativa y otra zona al sur más atenuativa. Estructuralmente hablando, podría decirse que con los resultados obtenidos, la zona norte es más compacta que la zona sur. Pero además, tenemos una zona más, una pequeña zona que está situada al W de las anteriores (subdivisión 1). Esta zona es de gran interés. Es la zona que más lejos está de la estación y sin embargo se observan valores altos de atenuación, cuando en el norte se habían obtenidos valores bajos. Esto puede ser debido a que estas ondas procedentes de una mayor distancia han encontrado algo en profundidad más atenuativo, menos compacto que pudiera tratarse de magma, (ver figura 26) que hace que obtengamos valores más altos de atenuación.

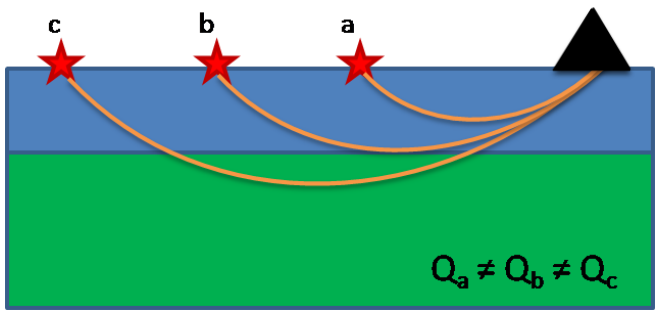


Fig. 26 *Cuanto mayor es la distancia entre la estación y la fuente, las ondas penetran más antes de llegar a registrarse. En ese viaje las ondas atravesarán diferentes estructuras y lo que se obtendrá serán diferentes valores de atenuación para cada una de las fuentes.*

Este trabajo refleja la necesidad de profundizar en el análisis y la interpretación de los datos. Por ejemplo interpretando los valores de d, con lo que se podrá conocer el valor y distribución del factor de calidad de *scattering* ($Q_s(f)$). Además la regionalización indica la necesidad de extender el estudio a toda la isla usando más datos y estaciones.

En resumen y en consecuencia a los resultados obtenidos, se deduce que la isla de Tenerife está lejos de ser homogénea y tiene un carácter estructural heterogéneo. Además, este trabajo inicial lleva a pensar en una regionalización mucho más fina que consistirá en una tomografía de atenuación y que será objeto de una tesis doctoral.

9. REFERENCIAS

9. REFERENCIAS

Ablay G.J., Martí J. 2000. Stratigraphy, structure and volcanic evolution of the Pico Teide-Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. Journal of Volcanology and Geothermal Research 103, p. 175-208

Ancochea E., Huertas M. J., Cantagrel J. M., Coello J., Fúster J. M., Arnaud N., Ibarrola E. 1999. Evolution of the Caladas edifice and its implications for the origin of the Cañadas Caldera. Journal of Volcanology and Geothermal Research 88, p. 177-199

Anguita F., Hernán F. 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. Journal of Volcanology and Geothermal Research 103, p. 1-26

Araña V., Camacho A.G., García A., Montesinos F.G., Blanco I., Vieira R., Felpeto A. 2000. Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity, aeromagnetic and volcanological data. Journal of Volcanology and Geothermal Research 103, p. 43-64

Araña V., Felpeto A., Astiz M., García A., Ortiz R., Abella R. 2000. Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife, Canary Islands. A proposal for a surveillance network. Journal of Volcanology and Geothermal Research 103, p. 377-391

Bataille K., Chiu J.M. 1991. Polarization analysis of high-frecuency, three-component seismic data. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 31, No. 2, p. 622-642

Canales J. P., Dañobeitia J. J., Watts A. B. 2000. Wide-angle seismic constraints on the internal structure of Tenerife, Canary Islands. Journal of Volcanology and Geothermal Research 103, p. 65-81

Christoffersson, A., Husebye, E.S., Ingate, S.F. 1988. Wavefield decomposition using ML-probabilities in modelling single-site 3-component records. Geophysical Journal 93, p. 197-213.

Del Pezzo E., Bianco F., Zacarelli L. 2006. Separation of Qi and Qs from passive data al Mt. Vesuvius: A reappraisal of the seismic attenuation estimates. Physics of the Earth and Planetary Interiors 159, p. 202-212

Del Pezzo E., Ibáñez J., Morales J., Akinci A., Manresa R. 1995. Measurements of Intrisic and Scattering Seismic Attenuation in the Crust. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85 No. 5 p.1373-1380

Del Pezzo E., La Rocca M., Ibáñez J. 1997. Observations of High-Frecuency Scattered Waves Using Dense Arrays at Teide Volcano. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 87 No. 6 p. 1637-1647

García, Daniel. "Atenuación sísmica. Aplicación a terremotos intraplaca en México central". Trabajo de investigación. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de ciencias física, Septiembre 2001.

García, Sandra. "Determinación del factor de calidad Q para Venezuela". Trabajo de investigación. Universidad Simón Bolívar y Jorge Mendoza.

García-Yeguas A., Ibáñez J.M., Koulakov I., Sallarés V. 2009. First high resolution 3D velocity structure of the volcanic Tenerife Island (Canary Islands, Spain). AGU Fall Meeting 2009, 14-18 December, San Franciso.

González-Drigo, J.R. Estructura anelástica de coda-Q en la Península Ibérica. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya.

González-Drigo J.R., Pérez-García V., Pujades L., Caselles O., Canas J.A. 2003. Distribución de Q coda y análisis de la atenuación sísmica intrínseca y dispersiva en la Peninsula Ibérica. Rev. Int. Mét. Num. Cálc. Dis. Ing., Vol. 19, 2, p. 211-237

Ibáñez J., Rietbrock A., García-Yeguas A. 2008.Imaging an Active Volcano Edifice at Tenerife Island, Spain. EOS Vol. 89 No. 32 p. 289-290

Martí J., Gudmundsson A. 2000. The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. Journal of Volcanology and Geothermal Research 103, p. 161-173

Tramelli A., Del Pezzo E., Blanco F., Boschi E. 2006. 3D scattering image of the Campi Flegrei caldera (Southern Italy). New hints on the position of the old caldera rim. Physics of the Earth and Planetary Interiors 155, p. 269-280

Tuvé T., Bianco F., Ibáñez J., Patané D., Del Pezzo E., Bottari A. 2006. Attenuation study in the Straits of Messina area (southern Italy). Tectonophysics 421, p. 173-185

Wegler, Ulrich 2003. Analysis of multiple scattering at Vesuvius volcano, Italy, using data of the TomoVes active seismic experiment. Journal of Volcanology and Geothermal Research 128, p. 45-63