

Descomposición fractal en subdominios morfotectónicos del mapa de lineamientos morfológicos en la isla Decepción (Shetland del Sur, Antártida)

C. Paredes⁽¹⁾, R. De la Vega⁽²⁾, R. Pérez-López⁽³⁾, J.L. Giner-Robles⁽³⁾ y J.J. Martínez-Díaz⁽⁴⁾

(1) Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos.
E.T.S.I. de Minas. Universidad Politécnica de Madrid. Ríos Rosas 21, 28003 Madrid.
cparedes@dmami.upm.es

(2) Departamento de Explotación de Recursos Minerales y Obras Subterráneas.
E.T.S.I. de Minas. Universidad Politécnica de Madrid. Ríos Rosas 21, 28003 Madrid.
rogelio.delavega@upm.es

(3) Departamento de Ciencias Ambientales y Recursos Naturales.
Facultad de Farmacia. Universidad San Pablo CEU. Ctra. Boadilla del Monte km 5,300, 28668 Madrid.
rperez.fcex@ceu.es, jlginer@fcex.ceu.es

(4) Departamento de Geodinámica.
Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Avda. Complutense s/n, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid.
jmdiaz@geo.ucm.es

RESUMEN

La isla Decepción (Archipiélago de las Shetland del Sur, Antártida) es una de las áreas sismo-volcánicas más activas de la Antártida. El último y reciente período eruptivo en 1967, 1969, 1970, y la elevada frecuencia de los terremotos de baja magnitud así lo evidencian. La isla se encuentra en un marco geodinámico complejo que establece SO-NE y NNO-SSE como direcciones de control tectónico más relevantes; sin embargo, se desconoce como afecta la compleja organización geométrica de las redes de fracturas y fallas en la distribución del volcanismo y la sismicidad en la isla. Para estudiar tal efecto, en este trabajo se confecciona una cartografía 1:25.000 de los lineamientos morfológicos sobre la isla, a partir de una síntesis bibliográfica, del análisis morfométrico del relieve y del procesado de imágenes aéreas, que ulteriormente es validada mediante comparación con un modelo de fracturación de la isla. Con el objeto de encontrar una estructura en los patrones de lineamientos sobre este mapa se ha analizado si se comporta con características fractales en agregación y ocurrencia. La agregación de lineamientos ha sido caracterizada según un modelo de Levy-Lee de exponente D , detectándose tres comportamientos en la distribución azimutal de la dimensión fractal: $D < 1,5$, $D \approx 1,5$, y $D > 1,5$, que diferencian seis sectores sobre la isla. La ocupación espacial de las fracturas ha sido caracterizada mediante la estimación de la dimensión fractal de recubrimiento Do , lo que ha permitido distinguir las áreas en las que éstos tienden a distribuirse uniformemente (mayores valores de $Do \approx 1,62$ en el NE de la isla) de las que lo hacen limitadamente (valores más bajos de $Do \approx 1,39$ en la zona SW). La evaluación conjunta de disposición geográfica de las zonas con características fractales de agregación y ocurrencia semejantes ha permitido establecer una subdivisión en zonas en las que la morfología de los patrones de los lineamientos morfotectónicos se comporta de forma semejante. La comparación de esta zonificación con la tipología del volcanismo y/o actividad reciente acontecida en su interior permite establecer una posible relación entre el tipo de actividad volcánica y la complejidad del patrón en el que ocurre.

Palabras clave: Antártida, dimensión fractal, Isla Decepción, Levy-Lee, morfolineamiento, zonificación tectónica

Fractal decomposition on morphotectonic subdomains of the morphologic lineaments map in the Deception Island (South Shetland, Antarctica)

ABSTRACT

The Deception Island (Archipelago of the Shetland of the South, Antártida) is an active seismo-volcanic area in the Antarctic continent. The last and recent eruptive period in 1967, 1969, 1970, and the high frequency of low magnitude earthquakes demonstrate it. The island is in a complex geodynamic setting that establishes SO-NE and NNO-SSE the more important directions of tectonic control, however is not known how the complex geometric organization of fracture networks and faults affects in the distribution of the volcanism and the seismicity in the island. In order to study such effect, in this work a 1:25000 map of the morphologic lineaments is prepared, from a bibliographical synthesis, morphometric analysis of the relief and aerial image processing. The result is validated by means of comparison with

a fracturation model of the island. In order to find an structure in the lineament patterns on this map their fractal aggregation and occurrence have been analyzed. The aggregation has been characterized according to a model of Levy-Lee with exponent D , detecting three behaviours in the azimuthal distribution of the fractal dimension: $D < 1.5$, $D = 1.5$, and $D > 1.5$, that allow to differentiate six sectors on the island. The space occupation of the fractures has been characterized by means of the estimation of the fractal covering dimension D_o which allowed to distinguish the areas in which these tend to distribute uniformly (greater values of $D_o = 1.62$ in NE of the island) or clustered (lower values of $D_o = 1.39$ in zone SW). The joint evaluation of geographic disposition of the zones with similar fractal aggregation and occurrence characteristics has allowed establishing a subdivision in zones where the morphology of the lineament patterns bucket of similar way. The comparison of this zoning with the volcanism typology and/or recent activity allows to establish a possible relation between the type of volcanic activity and the complexity of the pattern in which it happens.

Key words: Antarctica, Deception Island, fractal dimension, Levy-Lee, morphologic lineament, tectonic zoning

Introducción

La isla Decepción es un complejo estratovolcánico activo situado (Fig. 1a) en el Estrecho de Bransfield entre la Península Antártica (PI) y el Archipiélago de las Shetland del Sur (ISS). Aunque esta isla y su entorno ha sido objeto de numerosas investigaciones geológicas, hasta el momento los resultados obtenidos no ofrecen un modelo definitivo de su origen, evolución y estructura actual. El encuadre tectónico complejo en el que se encuentra da lugar a que se establezcan diversas interpretaciones posibles, en el marco de la geodinámica regional, de los análisis efectuados a los datos geológicos, geofísicos y geoquímicos recopilados.

Entre otros, Maestro *et al.* (2007) y Paredes *et al.* (2006) confirman que la tectónica local se encuentra controlada por dos direcciones principales: NE-SO y SSE-NNO, a las que se encuentran asociadas las orientaciones de las discontinuidades estructurales más activas, frente a otras (Paredes *et al.*, 2006; Maestro *et al.*, 2005) que también se encuentran en afloramientos de su superficie (triángulos en la Fig. 1b). A estas direcciones, están vinculadas la distribución de la sismicidad (Ibáñez *et al.*, 2000), la ocurrencia de erupciones volcánicas y el control morfológico de la isla (Ibáñez *et al.*, 2003a, Fernández-Ibáñez *et al.*, 2005). Así mismo, algunos de los conjuntos de puntos calientes (fumarolas, suelos humeantes y calientes) que aún se mantienen geotermalmente activos tras el último evento volcánico de 1970, se encuentran distribuidos con una orientación que se alinea sobre alguna de estas direcciones debido a que la interacción del agua de infiltración o de los posibles acuíferos superficiales se realiza sobre sistemas de fracturas de elevada permeabilidad (Almendros *et al.*, 1997)

Explicadas las orientaciones más importantes queda establecer un modelo para su organización espacial que ayude a comprender la distribución de su ocurrencia en el terreno. La disposición geométrica de las fallas activas, un dato importante para entender la localización de las erupciones y terremotos tanto actuales como futuros, es una consecuencia

directa del estado de esfuerzos generador, de las propiedades geomecánicas de los materiales afectados (tanto sanos como fracturados), y se encuentra condicionada por la historia de los eventos tectónicos ocurridos y que establecen su estado deformacional, así como por zonas de debilidad heredadas de la heterogeneidad litológica y de la estructura de fábrica. Además de estas circunstancias, la variedad de campos de esfuerzos tectónicos que se concurren sobre la isla Decepción y su variación regional y local (Maestro *et al.*, 2007), provocan una distribución geográfica de fracturas y fallas no uniforme. Esta heterogeneidad condiciona la ubicación de los eventos volcánicos y de la sismicidad que, aunque sea regionalmente comprendida, localmente aparece como estocástica, sin un orden claro salvo las orientaciones tectónicas regionales.

La organización espacial del proceso de deformación frágil de la corteza no ocurre al azar (Scholz, 1990) sino que se rige por una dinámica aleatoria estructurada. La cantidad de energía liberada en la ruptura de los materiales se distribuye en forma de ley de potencia según la Ley de Gutenberg-Richter (1956) o de Ishimoto-Iida (1939) caracterizada por un parámetro exponente b . Además, numerosos autores (p.e. Goltz, 1997, Sornette y Sornette, 1989, entre otros) han descrito la localización epicentral de la liberación de esta energía sísmica indicando como apropiada una estructura estadísticamente autosemejante, además, caracterizada por una dinámica, a veces crítica, autoorganizada, origen muy común a este tipo de estructuras. Si las fracturas y las fallas son las discontinuidades del medio geológico sobre las que la liberación de esta energía tiene lugar en forma de ruptura, éstas también se organizan con una aleatoriedad estructurada con características fractales (King, 1983). Este comportamiento fractal ha sido descrito frecuentemente en el estudio de redes de fracturas (p.e. Barton, 1995, Bonnet *et al.*, 2001). En estos trabajos, mediante el análisis de la geometría de la totalidad de la red de fracturas como una distribución fractal ha sido posible cuantificar, en general mediante la dimensión fractal o el espectro multifrac-

tal (Paredes y Elorza, 1999), la estructura subyacente a su aleatoriedad. El caso de la dimensión fractal, su valor corresponde con el exponente de la ley de potencia que cuantifica cómo el patrón geométrico se organiza (según agregación, tamaño, correlación u ocupación espacial) estadísticamente de la misma

forma e independientemente de la escala de observación. Además, permite relacionar el parámetro de la sismicidad b con la dimensión fractal de las redes de fallas activas mediante la ley empírica de Aki (1981) que argumenta que los terremotos se estructuran según una geometría fractal para la que la ley GR es la expresión que relaciona su tamaño con su geometría.

La caracterización de estas variaciones en la estructura geométrica de la red de fracturación requiere una cartografía apropiada de las trazas de falla (como discontinuidades con evidencia de desplazamiento/actividad). Para obtener un mapa de lineamientos adecuado en este trabajo se ha seguido un procedimiento secuencial (Jordan, 2003), al que se le ha integrado la síntesis de los mapas publicados hasta el momento. La verosimilitud del mapa de trazas obtenido es evaluada atendiendo a: (a) las modas direccionales que este posee y las que tienen los datos estructurales recogidos en campañas de campo, y (b) a que su distribución presenta unos patrones geométricos y de corte que se relacionan con los modelos de evolución geodinámica de la isla.

Para la discriminación de las zonas sobre las cuales este patrón mantiene homogéneas sus características invariantes al cambio de escala se han considerado dos cualidades en su distribución geométrica que, además, tienen en cuenta el posible comportamiento fractal: la agregación y la ocupación. Mediante la primera se analiza la correlación entre las localizaciones de las fracturas. La segunda estudia cómo se estructura la organización geométrica del patrón de ocurrencia de las mismas. La combinación de los análisis sobre la disposición geométrica invariante al cambio de escala de las fracturas cartografiadas, junto con la localización, sobre el mapa regional, de las grandes zonas de falla, ha permitido definir una zonificación morfotectónica de la Isla Decepción en seis áreas. Sobre cada una de ellas la estructura de la fracturación es homogénea, con una caracterización estructural particular y relacionada con su actividad volcánica. Esto es de suma importancia para ulteriores estudios tectónicos locales, que agrupen los datos de campo según deformaciones estructurales compatibles, con vistas a la modelización de la estructura tridimensional del campo de fracturas y profundizar en el conocimiento de la estructura interior de la isla y modelizar su dinámica sismo-volcánica.

Encuadre geológico

El Estrecho de Bransfield (EB), donde se localiza la Isla Decepción es un rift incipiente marginal con una elongación orientada NE-SO de márgenes asimétricos

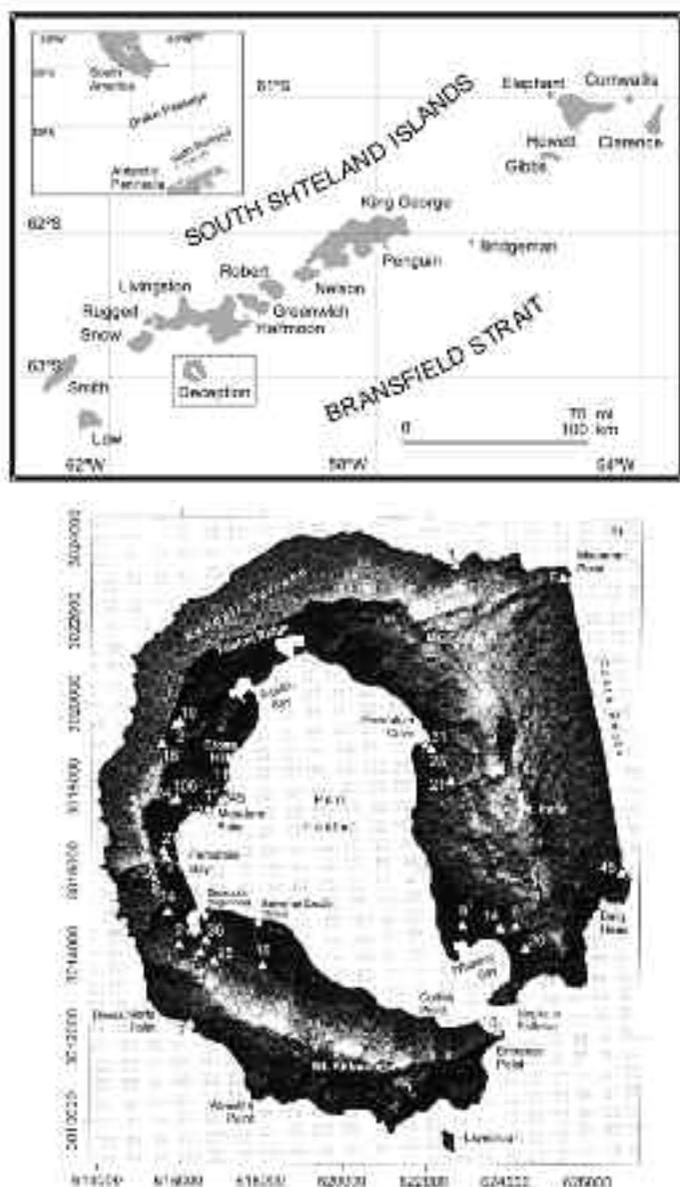


Figura 1. (a) Localización de la Isla Decepción en el Archipiélago de las Shetland del Sur, Antártida. (b) Sombreado del MDT del CGE 2005 (tierras emergidas), utilizado en los análisis morfométricos, y topónimos empleados. Los triángulos indican estaciones de tantas medidas estructurales como el número adjunto
 Figure 1. (a) Geographical sketch of the Deception Island location in the South Shetland Islands, Antarctica. (b) Shaded DTM (emerged lands), applied in the morphometric analyses, and gazetteer used. Triangles are used to locate field structural surveying and the number of fault data is the number attached on each

cos que separa las ISS de la PI. Está limitado hacia el SE por una dorsal y hacia el NO por una fosa tectónica inactiva que se desarrolló como consecuencia de la separación del bloque de las ISS de la PI (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2006), movimiento explicado según un posible *rollback* de la Placa Phoenix y/o una transtensión debida al movimiento lateral entre la placa de Scotia y Antártica (Lawver *et al.*, 1996). En su parte central se desarrolla un eje volcánico NE-SO donde parece formarse corteza oceánica. La isla Decepción se localiza entre las subcuencas central y occidental en que se divide el EB.

La isla Decepción es uno de los tres volcanes emergidos, junto con las islas Pengüin y Bridgeman que forman parte del eje volcánico (además de otros importantes conos sumergidos) desarrollado en la parte central de esta cuenca. La isla constituye un gran complejo volcánico, con edificios de poca altura (max. 539 m s.n.m.) distribuidos en un área emergida con forma de herradura (de 15 a 17 km de diámetro) alrededor de una caldera volcánica colapsada (Fig. 1b). La isla se forma en el contexto evolutivo de una cuenca trasarco (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996), pero con unas características particulares en relación con su dinámica. Bajo esta situación, la isla emerge (etapa precaldera) sobre pillow-lavas, siendo principalmente construida a partir de erupciones inicialmente de tipo surtseyano, pasando a ser más violentas y explosivas a partir del momento en que el complejo volcánico ha emergido. Posteriormente, y tras un posible evento de tipo hidrovulcánico de elevada energía, caracterizado por flujos piroclásticos, dio lugar al colapso de la caldera central. El hueco formado es invadido por el mar, creándose una bahía (Puerto Foster) interna. Esta es una de las características geomorfológicas más relevante de la isla (además de la Costa Recta, entre otras). Un angosto paso (los Fuelles de Neptuno) por el S permite el acceso, y su contorno, de aspecto ovalado (el eje mayor se orienta NO-SE), se encuentra limitado geográficamente por las crestas de los montes Kirkwood e Irizar (452 m y 348 m respectivamente, por el SO), Goddard (332 m, por el NE) y Pond (539 m, por el E), y de los riscos Stonethrow y Teléfono (desde el O al N) y de los Cathedral Crag (por el S). Tras este macro evento (período postcaldera), hasta el último ciclo eruptivo (1967-1970) la actividad volcánica estuvo caracterizada principalmente por erupciones freatomagmáticas y efusivas intercaladas, localizadas dentro de este perímetro (Fig. 2a) y generalmente alineadas según SO-NE (Teléfono, Terraza Kendall) y NO-SE (Cerro Ronald, Péndulo, laderas del Monte Kirkwood). En la actualidad perduran una serie de zonas geotérmicamente anómalas (Bahías. Fumarolas, Teléfono,

Péndulo, Balleneros. Cerro Caliente, etc.) donde surgen fumarolas, suelos calientes y/o humeantes.

El análisis de la deformación en mesoestructuras frágiles reconocidas sobre el terreno por diversos equipos de investigación ha permitido establecer dos campos de deformación actual sobre la isla: a) un campo extensional de componente sinistral (e, según NE-SO), caracterizado por fallas en desgarre con componente normal y fallas normales puras. La orientación de e_y de este campo es paralela al valor de σ_{Hmax} regional obtenido por Galindo-Zaldívar *et al.* (1996), González-Casado *et al.* (2000) y Maestro *et al.* (2007), entre otros; y b) una extensión uniaxial local, probablemente en relación con el hundimiento de la caldera volcánica, en la que la orientación de e_y es según NO-SE, caracterizado por fallas normales, siendo ortogonal al campo de esfuerzos regional mencionado anteriormente (Pérez-López *et al.*, 2007).

Estos esfuerzos tectónicos además conjugan con la singularidad geotérmica de la zona, con lo que su liberación puede ser a través de pequeños terremotos (normalmente de magnitudes inferiores a 3,5) combinados o no con erupciones. Esta sismicidad local, muy frecuente (unos doscientos eventos mensuales) y de carácter somero (máx. 15 km de profundidad), se encuentra particularmente distribuida sobre bandas orientadas SO-NE y O-E, especialmente tras el análisis de los registros sísmicos tomados durante las crisis de 1999 (Ibáñez *et al.*, 2000 y 2003b); no sólo es debida a los esfuerzos puramente tectónicos sino que puede originarse tanto por una redistribución de esfuerzos termomecánicos, como también al comportamiento resonante hidrotermal de los fluidos que se mueven por el medio geológico a través de las fracturas (Ibáñez *et al.*, 2003a).

Mapa de lineamientos morfoestructurales

La labor para definir el mapa de morfolineamientos sigue un proceso secuencial (Jordan, 2003) de síntesis e integración, mediante el cual se va incorporando sobre un SIG la información resultante de cada análisis efectuado. Las fuentes de información analizadas se pueden agrupar en: modelos digitales de elevaciones, imágenes aéreas y documentación bibliográfica.

El primer análisis realizado ha sido el bibliográfico, el cual ha consistido en la recopilación de las cartografías existentes sobre las que se han extraído las trazas de posibles fracturas u otras discontinuidades morfotectónicas, descartando el resto de información irrelevante o de dudoso origen. La revisión realizada ha puesto de manifiesto que la información tratada para la confección de los mapas (cuyas características

más notables se resumen en la tabla I) procede de dos fuentes. Por un lado las observaciones geológicas, las mediciones y reflexiones sobre los datos tomados de la superficie de la isla durante los itinerarios de reconocimiento (fuentes CGC en la tabla I). Por otro, las interpretaciones y testificaciones geofísicas mediante diversas técnicas, fundamentalmente magnetométricas, gravimétricas y sísmicas, tanto terrestres como marinas (fuentes CPM, CPG y CPS respectivamente en la tabla I). El escaso número de fracturas que son recogidas en cada referencia pone en evidencia la insuficiente representatividad y completitud de estos mapas. Sí es de destacar el hecho de que direccionalmente la moda principal más frecuentemente descrita es la N50E, es decir, la que poseen las grandes discontinuidades morfológicas sobre la isla. Así mismo, se ha estudiado la distribución a lo largo de una dirección común de los edificios volcánicos y otras estructuras morfovolcánicas que sean coetáneas y sobre una misma zona en la isla sobre las cartografías de los cráteres volcánicos. A partir de la información litológica y geocronológica descrita en el mapa geológico (Smellie, 2002) y de la geomorfología volcánica (López-Martínez y Serrano, 2002), es posible describir, con 12 trazas, tres grandes direcciones principales (fila volcanismo en la tabla I). Particularmente, la N-S, aunque es la menos significativa (erupciones de 1967 de Caleta Péndulo a Bahía Balleneros) en cuanto a su longitud, en la morfología de la isla tiene una marcada representación activa en su margen más oriental: la Costa Recta (Fernández-Ibáñez *et al.*, 2005).

El segundo análisis se ha basado en estudiar morfométricamente los modelos digitales del terreno (MDT) extraídos de las cartografías a 1:25.000 española (2005) del Centro Geográfico del Ejército e inglesa (1960) del Directorate Overseas Survey. Esto ha permitido trabajar con dos MDT con un tamaño de píxel de 15 m y analizar su evolución entre dos instantes para las tierras emergidas, y sólo con el de 2005 para la batimetría de Puerto Foster. En el proceso digital se han determinado las formaciones lineales que representan escalones topográficos relevantes y alineaciones morfológicas con posibles evidencias de movimiento y/o deformación estructural relativa. La evaluación conjunta de los sombreados analíticos del relieve según una serie de direcciones de iluminación, facilita el resalte de estas estructuras. Complementariamente, se ha aplicado un análisis de las derivadas primeras (identificando continuidad de pendientes) y segundas (perfilando mínimos alineados), aspectos y pendientes proyectadas estereográficamente (identificando la posible influencia tectónica en el relieve), curvaturas y deri-

vadas direccionales de los MDT. Las orientaciones de las 628 trazas delineadas (fila MDTs tabla I) y su disposición presenta relaciones de corte entre unas y otras, lo que permite fijar una cronología relativa: las N-S son las más antiguas, las E-O las más modernas, y las NO-SE surgen en una fase intermedia. El hecho de que las trazas muestren estos vínculos de intersección, pone de manifiesto que existe una secuencia temporal en la ocurrencia de los diferentes eventos tectónicos acaecidos sobre la isla.

El tercer tipo de análisis comprende el procesado de imágenes y ha sido aplicado sobre los vuelos fotogramétricos (ingleses de 1956 y de 1979, argentino de 1968, y chileno de 1986) y sobre una imagen del satélite QuickBird (©Digital Globe, distribuido por Eurimage, 2003) de la isla. El estudio sobre los pares estereográficos de las fotografías aéreas, su ortorectificación, filtrado y clasificación ha permitido detallar 154 lineamientos (fila imágenes de la tabla I) y explicar muchas de las estructuras (de las 407 trazadas) que, sobre el análisis morfométrico de los MDT, resultaban poco evidentes.

La integración y síntesis de la información obtenida, tras la integración de la información extraída del estudio de las tres fuentes descrito anteriormente ha permitido crear un mapa de lineamientos morfotectónicos (Fig. 2a). El análisis estadístico de la distribución de longitudes de traza (histograma superior en la Fig. 2b) ha puesto de manifiesto la existencia de dos poblaciones (1 y 2) distinguibles por sus modas (400 m y 5.100 m aprox. respectivamente). El ajuste a una distribución log-Normal a cada una de ellas atendiendo a sus percentiles y a los valores frontera entre ambas: límite superior (3.900 m) para la población cuya longitud media es inferior y límite inferior (1.000 m) para la población de longitud media mayor, ha permitido efectuar la separación de cada conjunto de trazas (histograma inferior en la Fig. 2b) en morfolineamientos, o lineamientos de menor tamaño, y macrolineamientos que son los lineamientos de la población de mayor longitud.

El conjunto de macrolineamientos está formado por 23 trazas (con línea gruesa en la Fig. 2a), asociadas a largas bandas de fracturación (de potencia no despreciable) que discurren atravesando la isla de N a S y de E a W y de las que se tienen evidencias geológicas y geofísicas de su existencia. En este grupo están incluidos también aquellos lineamientos sobre los que, siendo de longitud menor que el de los anteriores, se han constatado evidentes procesos eruptivos. Sobre este mapa de grandes estructuras ha sido posible asignar buzamientos aproximados y direcciones de buzamiento a algunos planos, en función de los datos recogidos en las campañas geológicas y

Referencia de origen	Fuente de datos	Nº trazas	Modas direcciones (°)		Longitud media (m) (L. max, L. min)
			Principal	Secundarias	
Mazzuoli <i>et al.</i> (1987)	CGC	25	N30E (N10,N70)	N160E (N150, N190)	2069 (799,4199)
Martí <i>et al.</i> (1989)	CGC y CPS	20	N50E (N40,N70)	N110E (N90,N120), N180E (N170,N210)	3971 (1615,10689)
Viramonte <i>et al.</i> (1989)	CPM	2	N80E (N80,N90)		3110 (2324,3896)
Rey <i>et al.</i> (1989)	CGC y CPS	34	N50E (N20,N80)	N110E (N100,N130), N160E (N150,N190)	3858 (560,13869)
Vilayet <i>et al.</i> (1992)	CGC, CPS y TAM	21	N70E (N30,N80)	N110E (N100,N130), N190E (N170,N200)	4938 (855,13060)
Rey <i>et al.</i> (1995)	CPS y CPGQ	8	N50E (N40,N70)	N170E (N170,N180)	9504 (6045,13633)
Birkenmajer (1995)	CGC	31	N80E (N70,N100)	N190E (N140,N210), N110E (N110,N120)	449 (187,1106)
Baraldo <i>et al.</i> (2000)	CGC y CPGQ	56	N50E (N20,N70)	N110E (N90,N140), N170E (N150,N190)	1262 (295,4789)
Smellie (2002)	CS	31	N60E (N50,N80)	N170E (N160,N190)	451 (40,3129)
Somoza <i>et al.</i> (2004)	CPGQ y CPS	22	N50E (N30,N70)	N170E (N160,N180)	3800 (1100,10750)
Muñoz <i>et al.</i> (2005)	CPM y CPG	8	N50E (N50,N60)	N140E (N130,N190)	3197 (2172,4573)
Volcanismo	CGC	12	N110E (N110,N120)	N50E (N30,N60), N160E (N150,N170)	2040 (410,5262)
MDTs	TAM	628	N80E (N50,N100)	N120E (N110,N140), N170E (N150,N180), N30E (N10,N40)	468 (46,3149)
Imágenes	TAM	407	N80E (N20,N100)	N120E (N100,N140), N170E (N150,N180)	154 (11,2424)
Síntesis grandes estructuras	CS	23	N50E (N40,N70)	N160E (N150,N190), N120E (N110,N140)	6254 (1057,13663)
Síntesis morfolineamientos	CS	706	N80E (N50,N100)	N120E (N110,N140), N170E (N150,N180), N20E (N10,N40)	517 (32,3896)

Tabla I. Sumario bibliográfico de los mapas publicados de y características más significativas de las trazas. Los valores entre paréntesis indican el rango abarcado para cada moda (según direcciones o longitudes). CGC: caracterización geológica, geomorfológica y campañas de campo; CPS: Campañas de prospección sísmica; CPM: Campañas de prospección magnetométrica; CPG: Campañas de prospección gravimétrica; TAM: Técnicas de análisis morfométrico en teledetección; CPGQ: Campañas de prospección geoquímica; CS: trabajos de compendio y síntesis

Table I. Bibliographic summary of trace maps published and their main characteristics. The range is the values in parenthesis (according to azimuths or lengths). CGC: geologic, geomorphologic characterization and field works; CPS: seismic prospecting activities; CPM: magnetometric prospecting activities; CPG: gravimetric prospecting activities; TAM: morphometric analysis techniques used in teledetection; CPGQ: geochemical prospecting activities; CS: synthesis and summary works

geofísicas (Muñoz-Martín *et al.*, 2005). En el histograma direccional (rosa de direcciones superior en la Fig. 2a), como frecuencia ponderada con la longitud en cada clase angular, de estos lineamientos destacan como modas mayoritaria la N50E, aunque las modas secundaria, entre N120E y N160E, las cuales se correlacionan con las principales direcciones estructurales que marca la tectónica regional. Las direcciones de estas grandes trazas corresponden con las fallas activadas durante la secuencia de rotación contra-horaria de la Isla y con un sistema Riedel (modelo propuesto en Maestro *et al.*, 2007) en el que las R son las N50E que atraviesan diagonalmente la isla marcando la morfología de la costa de Terraza Kendall por el norte y del perímetro externo de la isla por el SE, y R' las N160E que definen la continuidad lineal de la Costa Recta al este y más irregularmente el perímetro oeste de la isla. Las trazas N120E, entre las que se encuentran los morfolineamientos en la zona del Monte Kirkwood (y borde NE de Bahía Balleneros, aunque no incluido en esta población debido a su segmentación) corresponden con las fallas R' de un segundo

sistema Riedel incompatible con el campo de esfuerzos actual (según el modelo propuesto por los mismos autores).

Análisis fractal del mapa de trazas

La descripción del posible (como modelo) comportamiento invariante al cambio de escala de las distribuciones de medida geométrica se realiza mediante un análisis fractal. La puesta en práctica de este tipo de análisis sobre mapas superficiales de trazas supone considerar éste como un conjunto de segmentos distribuidos en el plano y que se comporta estadísticamente de igual forma cualquiera que sea la escala de observación: autosemejante. Para que el mapa analizado tenga un comportamiento representativo, dado que va ser analizado en un amplio rango de escalas, es necesario (pero no suficiente) que la distribución de longitudes abarque varios órdenes de magnitud. De lo contrario, el análisis sería poco relevante debido al reducido tamaño del rango de escalas analiza-

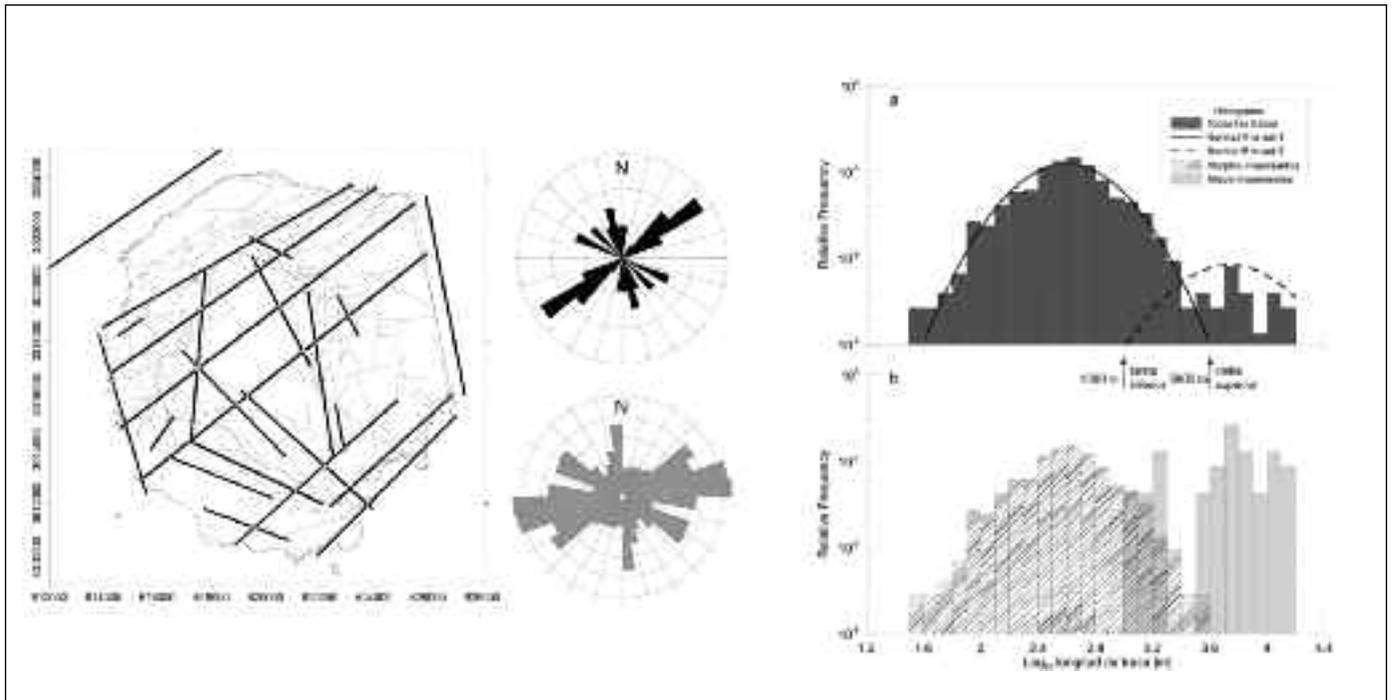


Figura 2. (a) Mapa de lineamientos morfológicos sobre la Isla Decepción y sus rosas de frecuencias direccionales ponderadas por la longitud. (b) Distribuciones frecuenciales de las longitudes de trazas para toda la población de lineamientos (arriba) y de las dos poblaciones separadas (abajo) en macrolineamientos (con trazo grueso en a) y morfolineamientos (con trazo fino en a)
 Figure 2. Maps of morphologic lineaments in the Deception Island and their rose frequency diagrams length weighted. (b) Length-probability distributions for the whole trace set (up) and for each extracted subset (down) as macrolineaments (thick lines in a) and morpholineaments (thin lines in a)

das. El resultado de este análisis proporciona una cuantificación de la irregularidad de la distribución, en forma de la denominada dimensión fractal (Mandelbrot, 1982) cuyo valor, para el caso del análisis de trazas (Paredes y Elorza, 1999), se encuentra comprendido entre 1.0 (dimensión topológica de la recta) y 2.0 (dimensión del plano euclídeo del plano que contiene el mapa).

Computacionalmente el análisis parte de una escala mínima que es el tamaño de la traza más pequeña y se efectúa, sobre intervalos logarítmicamente distribuidos, hasta una escala máxima que corresponde con 1/3 del diámetro equivalente del área cubierta. Para cada escala el espacio ocupado se subdivide en elementos de tamaño dicha escala y se cuantifica el número de elementos que poseen parte de la medida geométrica. Si, evaluado todo el rango de escalas, se encuentra un intervalo suficientemente amplio de éstas, en el que la variación del número de elementos ocupados con respecto a la escala es de tipo hiperbólico, entonces puede asumirse que la medida se distribuye de forma estadísticamente autosemejante con cierto grado de confianza.

División en sectores según el patrón de agregación

La distribución en superficie de las trazas de falla puede suponerse que se comporta como un proceso estocástico de fibras (Stoyan *et al.*, 1994) de diferentes tamaños y con unas orientaciones particulares. La caracterización fractal de la agrupación alrededor de una posición de estas redes de segmentos generalmente se realiza mediante el estudio de cómo se comporta la "masa" de la red $M(r)$ en función del tamaño del volumen que la contiene (una esfera de radio r). Si sobre la superficie se identifica $M(r)$ como la longitud $L(r)$, y dentro de un disco de radio r esta varía según $L(r) \propto r^{D_m}$, entonces a D_m se la denomina dimensión fractal de masa. Con este método es posible analizar cómo se comporta la densidad de fracturación $L(r)/r^2$ a diferentes escalas de observación. Esta dimensión D_m está relacionada con el tamaño y orientación de las fracturas, sin embargo vagamente depende de forma en la que las fracturas se organizan entre sí. Una modificación de este método, a través de un análisis fractal de Levy-Lee (Mandelbrot, 1982), permite estudiar esta dependencia, si se susti-

tuye $M(r)$ por el número de fracturas. La suposición realizada, permite la aplicación de este análisis si las fracturas se ubican en posiciones tales que las distancias L entre unas de otras se rigen por una ley de potencia o hiperbólica de Pareto: $\text{Prob}[L > x] \propto x^{-D}$. El comportamiento del proceso espacial se rige por el valor del exponente D , dimensión fractal de la distribución de distancias entre trazas, que caracteriza la distribución de probabilidad. Para $D=0$, esta distribución es uniforme, no hay heterogeneidad ni agrupaciones de trazas. A medida que aumenta el valor de D , la probabilidad de que L tenga valores elevados disminuye potencialmente, con lo que las trazas tienden a concentrarse formando agrupaciones, separadas entre sí por valores grandes de L muy poco probables.

Para la estimación del exponente D mediante esta técnica se calcula cómo varía el número de fracturas $N(r)$ dentro de un círculo en función de su radio r , localizado éste en un punto centro constante. Si este cambio sigue la relación: $N(r) \propto r^D$, entonces es posible afirmar que su comportamiento es invariante al cambio de escala con exponente D .

División en áreas según el patrón de ocupación

La caracterización fractal de cómo ocupan las fracturas el espacio al cambiar la escala de observación, ha consistido en la estimación de la dimensión de recubrimiento D_0 sobre una serie de áreas reducidas y distribuidas sobre el mapa de morfolineamientos (figura 2a) de la Isla Decepción. La determinación de D_0 sobre diferentes zonas ha hecho posible estudiar cómo varía ésta en superficie. La aplicación de un método de conteo de celdas o box-counting (Barton, 1995) permite el cálculo de esta dimensión fractal. Cuando se verifica el modelo: $N(\epsilon) \propto \epsilon^{-D_0}$, donde $N(\epsilon)$ es el número de celdas con tamaño \hat{A} (escala del conteo) que intersecan con alguna traza, dentro de algún rango de escalas, el valor de D_0 es la pendiente de la recta $\log N(\epsilon)$ vs. $\log(1/\epsilon)$ representada a partir de numerosas evaluaciones de $N(\epsilon)$ según diferentes escalas.

Resultados sobre los lineamientos de decepción

Para analizar el patrón de agregación, se ha estudiado cómo cambia el valor de D , exponente del modelo de Levy-Lee, sobre la superficie de la isla. Experimentalmente se han tomado 33 centros de circunferencias (sobre la circunferencia de puntos en la Fig. 3a) ubicados sobre un anillo entre la costa

interna y la externa de la isla (punteadas en la figura 3a). Sobre cada centro, se calcula numéricamente la variación de $N(r)$ vs. r utilizando 50 radios de valores equiespaciados entre los 500 m y 3.000 m.

El ajuste sobre la gráfica de $N(r)$ vs. r en el análisis de Levy-Lee, permite determinar el exponente D para los 33 puntos. Gracias a la localización de cada centro es posible describir la distribución direccional del valor calibrado para D . Su representación polar (Fig. 3b) permite diferenciar tres tipos de comportamiento radial. El tipo 1, para el que D posee valores inferiores a 1,5. El tipo 2, en el que D toma valores superiores a 1,5. Y el tipo 3, para el que D muestra oscilaciones poco regulares asociadas a las transiciones entre los tipos 1 y 2.

La proyección de los sectores establecidos en el gráfico polar de D sobre el mapa de trazas permite establecer una zonificación en sectores de la Isla Decepción. Así, se designa como zona Tipo 1 la que se encuentra sobre la franja norte de la isla: las fracturas se distribuyen más uniformemente u homogéneamente (D es pequeño, con valores próximos a 1) que en el resto de la Isla, sin formar grandes agrupaciones. Por el contrario, en las dos zonas Tipo 2, donde hay trazas, éstas se encuentran más concentradas que en la Tipo 1.

En las tres zonas Tipo 3, la característica al cambio de escala del patrón de agregación es composición de las Tipo 1 y Tipo 2. Para el rango de distancias analizado (entre 500 y 3.000 m) en estas zonas las propiedades de ambos tipos se combinan. El hecho de que se encuentran alternadamente agrupaciones de trazas y distribuciones homogéneas produce oscilaciones en los resultados del método de análisis aplicado, en vez de ser una transición gradual del Tipo 1 al Tipo 2.

El patrón de ocurrencia ha sido analizado localmente sobre una ventana deslizante. Este consiste en efectuar un análisis del conteo de celdas sobre áreas de extensión reducida (algunas se muestran en la Fig. 4a) casi cuadradas y de 5 km de lado, ubicadas solapadamente sobre toda la superficie cartografiada. Para cada una de ellas se ha calculado el valor de la dimensión D_0 del conjunto de fracturas que quedaban en su interior, tomando escalas de conteo cada 50 m dentro del intervalo con escala mínima 100 m y 3.000 m de máxima (valores numéricos en cada cuadrado de la figura 4a). Los valores escogidos para este intervalo se refieren al doble de la longitud de traza mínima encontrada y a la mitad del lado del área de análisis (Barton, 1995), respectivamente.

En las gráficas de la figura 4b, se presentan los resultados obtenidos para las 18 escalas evaluadas sobre cada área cuya denominación figura en la

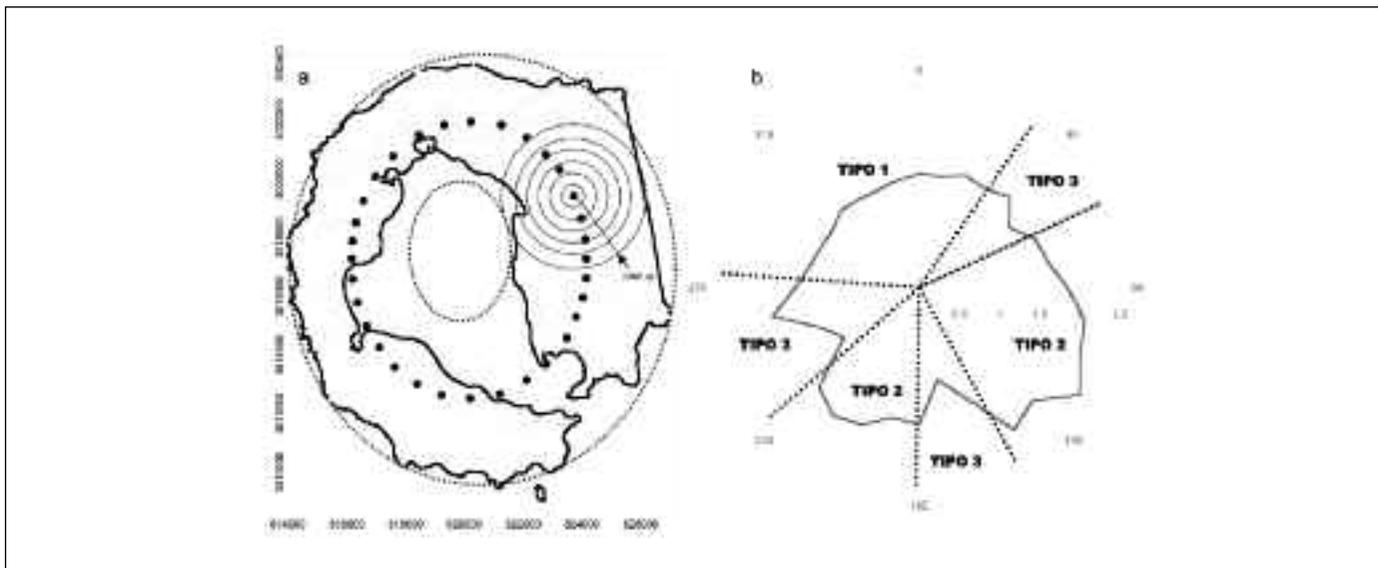


Figura 3. (a) Localización de los 33 centros utilizados en la evaluación del modelo de Levy-Lee. Los círculos punteados marcan los límites, interno y externo, del radio máximo utilizado. (b) Diagrama polar de la distribución angular del exponente D sobre los centros de la figura 2a. Sobre este gráfico, división sectorial en los diferentes comportamientos descritos para D
 Figure 3. (a) Geographical position of the 33 centers used in the evaluation of the Levy-Lee flight model. The dashed circles represents the upper and lower limit used in the maximum radii. (b) Polar plot of the discrete azimuth distribution of D in the centers of figure 2a. In the same plot, sector partition of different behaviors detected in D

leyenda de la misma. El valor ajustado sobre la pendiente de las curvas $\log N(\epsilon)$ vs. $\log(\epsilon)$ y cambiado de signo corresponde con D_0 (entre paréntesis en la leyenda de la figura 4b).

Discusión

La interpretación de la distribución en la superficie de D_0 confirma y precisa la clasificación por sectores realizada en el estudio de la agregación de patrones. De esta forma, la disposición geográfica la de las zonas en las que la red de fracturas ocupa homogéneamente el espacio, esto es, que las trazas tienden a ubicarse sobre toda la superficie aflorante, se localizan en la mitad Norte de la isla (valores de D_0 entre 1,54 y 1,62). La uniformidad disminuye a medida que se desplaza el análisis hacia el sur, por ambas ramas de la isla (cumbres de los montes Kirkwood y Pond), tomando valores de 1,42 y 1,51; aumentando nuevamente en el extremo sur (Fuelles de Neptuno y Punta de Entrada) donde D_0 llega a tomar valores de 1,56.

Los sectores definidos a través de la variación azimutal en D no tienen asignada una extensión radial, exclusivamente angular (figura 3b). El ensanchamiento radial, es decir, el tamaño que posee el sector en la otra dirección del plano, tiene que ser definido a partir de los resultados obtenidos con el patrón de ocu-

pación. Esta caracterización complementaria se ha llevado a cabo estudiando las diferencias por áreas rectangulares y poligonales en D_0 . A continuación, se agrupan mediante unión todas aquellas áreas poligonales que, encontrándose dentro del rango direccional abarcado por un sector concreto o tipo, presentan valores semejantes en D_0 . La combinación geométrica de la distribución homogénea de los resultados de D y D_0 permite crear una distribución de polígonos sobre la isla que zonifica la isla (Fig. 5) según patrones morfoestructurales de características fractales homogéneas.

Tal y como se ha constatado la existencia de grandes zonas de fractura que atraviesan la isla (figura 2a), condicionan los valores encontrados para D y D_0 en los bloques que se encuentran entre ellas. Por ello, la geometría de los polígonos resultantes de la unión anterior se modifica ligeramente para tener en cuenta tanto los valores en D y D_0 que le caracterizan, como que se encuentre limitado por alguna de estas estructuras. Así mismo, puede apreciarse cómo difieren las familias de fracturas que se encuentran principalmente dentro de cada área (rosas de direcciones negras en la Fig. 5), aún teniendo valores iguales en D_0 . Este hecho demuestra cómo el proceso de fracturación, como una forma de liberación de la energía tectónica acumulada, si bien se organiza espacialmente de la misma forma en diferentes zonas (con

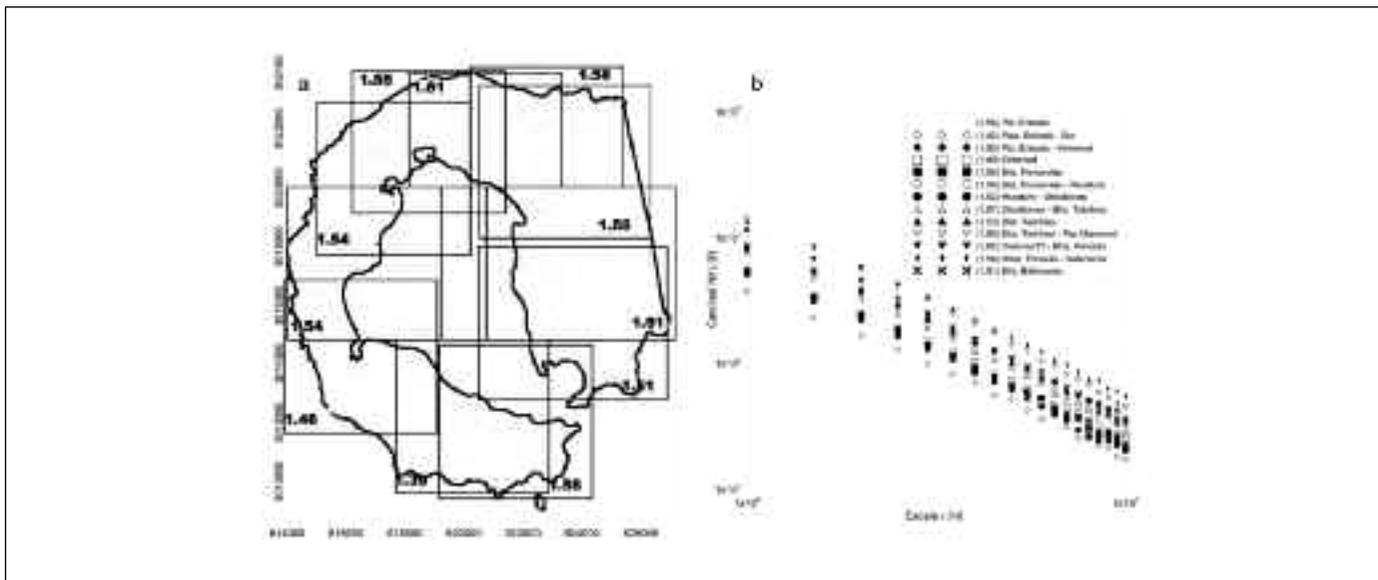


Figura 4. (a) Ubicación de las ventanas deslizantes utilizadas en el análisis por box-counting, y su valor de D_0 obtenido. (b) Diagrama bilogarítmico de los valores de $N(\epsilon)$ según ϵ , sobre las áreas geográficamente definidas en la leyenda. Para cada curva, el valor de D_0 ajustado figura entre paréntesis

Figure 4. (a) Location of the sliding windows used in the box-counting analysis, and its D_0 fitted value. (b) $N(\epsilon)$ vs. ϵ , bilog-plot from the analysis over the geographically defined areas as presented in the legend. The D_0 fitted value for the corresponding curve is in parenthesis

valores de D_0 semejantes), utiliza planos de ruptura cuyas orientaciones están condicionadas por el carácter y la orientación del tensor de esfuerzos que se aplica.

La zonificación propuesta permite evaluar la compatibilidad del mapa de trazas que se ha creado con la información mesoestructural recogida en campo, en las diferentes campañas realizadas por los autores en 2004 y 2005, y en estudios tectónicos estructurales que se han publicado hasta la fecha sobre la Isla Decepción (p.e. González-Casado *et al.*, 1999 y 2000, Maestro *et al.*, 2005 y 2007). Para ello se ha comparado la representatividad que las modas direccionales de los morfo- y macro-lineamientos tienen por cada una de las zonas resultantes, frente a los acimuts que presentan los datos de fallas medidas (rosas de direcciones grises en Fig. 5) en estaciones de campo en cada (triángulos en Fig. 1b o Fig. 5). Puede apreciarse que las discrepancias entre unas y otras no son muy significativas, pero en aquellos casos que sí lo son (no se encuentra una moda direccional común) pueden ser debidas a que las fallas medidas sobre las estaciones no llegan a tener expresión superficial significativa, especialmente si estas no son de edad relativa reciente o el número de estaciones o de datos por estación no es suficiente para una representatividad estadística.

Conclusiones

El análisis de las fotografías aéreas, las imágenes de satélite, la morfometría de un modelo numérico de elevaciones y de los reconocimientos sobre el terreno, ha permitido establecer un mapa de lineamientos morfotectónicos sobre la isla Decepción que completa y complementa los publicados hasta la fecha. El análisis de orientaciones sobre los lineamientos que se han trazado en el mapa, tras esta labor de síntesis e integración, permite encontrar modas principales, y secundarias, en función de su mayor frecuencia ponderada con la longitud, que se corresponden con los modelos tectónicos que hay actualmente para la isla.

Tal y como ha sido presentado el proceso de zonificación, éste utiliza la información contenida en la localización geográfica de cada traza y como se correlaciona ésta con las que tiene a su alrededor. Como esta correspondencia se traduce en una distribución de tipo ley de potencia, en la agregación (según D) o en la ocurrencia u ocupación (según D_0), y para un amplio rango de escalas, entonces la fracturación organiza geométricamente según un fractal estadísticamente autosemejante. El resultado de los análisis fractales efectuados sobre la organización geométrica de las trazas permite afirmar que no hay una uniformidad en su estructura y por lo tanto tampoco lo

hay en la liberación de la energía tectónica y geotérmica, sin embargo esta estructura queda caracterizada como un sistema autosemejante.

Se encuentra una relación inversa entre los valores de D y D_0 . Así, cuando la red forma agregados de fracturas presentando valores altos en D , su distribución sobre la superficie es más limitada, con valores pequeños en D_0 . Cuando la red se encuentra dispersa, homogénea y sin formar agrupaciones los valores de D_0 son mayores y, a la inversa, los D son menores. La traslación de este comportamiento en profundidad, y sobre la red tridimensional, siempre y cuando éste mantenga la característica del valor en D ó D_0 , permite establecer una hipótesis sobre el por qué de la localización de los procesos volcánicos e hidrotermales sobre la isla, con respecto a las fracturas. Con ciertas condiciones de tamaño y orientación de las fracturas, el incremento del valor de D_0 en la red tridimensional implica que éstas se distribuyen tratan-

do de llenar todo el espacio disponible. La probabilidad de intersección de unas con otras aumenta. En este caso la red de percolación que se forma es muy amplia y permite poner en contacto zonas más alejadas, o más profundas. Se favorece entonces el transporte de fluidos y energía al disponer de muchos más caminos que si el valor de D_0 es bajo, porque disminuye la transmisividad.

La división por sectores sobre la isla diferencia dos comportamientos en función de que el valor de la dimensión de distribución D sea superior o inferior a 1.5. Por el contrario con el análisis de conteo de celdas se ha detectado un valor de corte en D_0 . La integración de estos comportamientos por zonas y la localización de las grandes zonas de fractura ha permitido diseñar una zonación morfotectónica en seis subdominios. Sobre el tercio noroeste de la isla se encuentra la zona número 1, en la que $D < 1,5$ (sector tipo 1) y $D_0 = 1,63$, y las trazas se orientan preferentemente N40E–N100E, con una moda secundaria N120E. Este sector se caracteriza por ser donde ha tenido lugar la actividad volcánica más reciente con oleadas piroclásticas formando conos cineríticos monogenéticos y, en menor grado, de tipo explosivo freatomagmático. El bajo valor de D , y por ende, elevado en D_0 , confiere a la red de percolación unas características tales que la transmisión de fluidos a su través es de las más rápidas de la isla. Este hecho se favorece al tratarse de una zona sometida a un esfuerzo tectónico extensivo al discurrir sus estructuras mayores paralelas a σ_{Hmax} .

Por el contrario, las zonas números 3 y 6, poseen valores $D > 1,5$ (tipo 2) y con D_0 cuyos valores (1,46 y 1,51 respectivamente) son los más bajos de los encontrados en los análisis. También presentan erupciones recientes (Bahía Balleneros) y no tan próximas en el tiempo (laderas del Monte Kirkwood) pero su tipología es muy diferente a la zona 1 al ser de tipo fisural, con maar y con procesos de tipo lahar asociados. El flujo a su través es mucho más lento, como confirma la menor dispersión de la red (valores bajos en D_0). Las orientaciones de las fracturas cartografiadas tienen una moda común N100E para ambas zonas. La misma dirección que poseen las alineaciones marcadas sobre las erupciones de las laderas de los montes Kirkwood y Pond

Finalmente, las zonas números 2, 4, y 5, se encuentran sobre los sectores de transición (tipo 2) de un tipo a otro según D , y con un valor intermedio $D_0 = 1,56$, lo que sugiere que la red de fracturas de percolación tenga una transmisividad moderada para transmitir fluidos. Estas tres zonas poseen una moda común y mayoritaria en todos los casos N80E, aunque sobre éstas la actividad, que es fundamental-

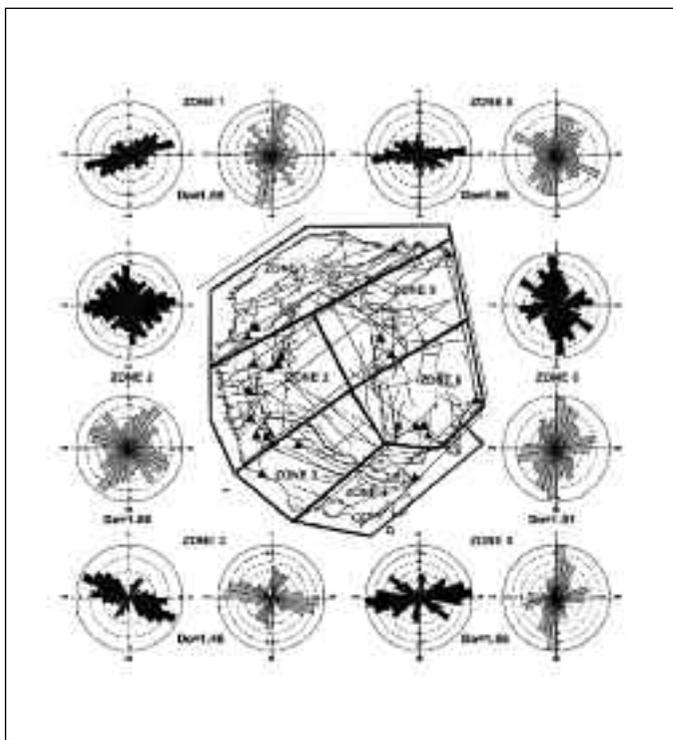


Figura 5. (a) Zonificación morfotectónica resultante, proyectada sobre el mapa de lineamientos de la isla Decepción. Se incluyen los valores de D_0 , rosas de orientaciones de lineamientos (en negro) y de las fallas medidas (en gris) en las estaciones (triángulos) que hay en cada zona

Figure 5. (a) Morphotectonic zoning projected on the lineaments map of the Deception Island. Fractal D_0 values, rose diagrams for lineaments (black ones) and for faults (grey ones) field data sampled on points (marked by triangles) are included for each zone

mente de tipo fumarólica, se organiza alrededor de direcciones como N110E (Cerro Caliente), N130 (bahías Fumarolas, Balleneros, etc.) que, en cualquier caso, son modas de importancia menor.

Agradecimientos

Este trabajo presenta parte de los resultados obtenidos en el proyecto VISHNU (REN2002-00578/ANT) y FALLADEC (CGL2005-24148-E/ANT) financiados por el Ministerio de Ciencia y Tecnología. Agradecemos igualmente la labor logística realizada por la Armada Española y el Ejército de Tierra, en el BIO Las Palmas y en la BAE Gabriel de Castilla, respectivamente, para la realización de las campañas antárticas 2003-04 y 2004-05 en la Isla Decepción. También queremos reconocer las interesantes aportaciones realizadas por un revisor anónimo y el Dr. Enrique Serrano, que han contribuido a la mejora de este manuscrito.

Referencias

- Aki, K. 1981. A probabilistic synthesis of precursory phenomena. In: *Earthquake Prediction: an International Review*. Maurice Ewing Ser., vol. 4. D.W. Simpson & P.G. Richards, AGU Washington DC, 566-574.
- Almendros, J., Ibáñez, J., Alguacil, G., del Pezzo, E. y Ortiz, R. 1997. Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica. *Geophysics Research Letters*, 24, 3069-3072.
- Baraldo, A. y Rinaldi, C.A. 2000. Stratigraphy and structure of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 785-796.
- Barton, C. C. 1995. Fractal analysis of scaling and spatial clustering of fractures. En: Barton, C. C. y La Pointe, P. R. (Eds.), *Fractals in the earth sciences*. Plenum Press, New York, 168 p.
- Birkenmajer, K. 1995. Volcano-structural evolution of the Deception Island volcano, West Antarctica. *Terra Antarctica*, 2(1), 33-40.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., Berkowitz, B. 2001. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39(3), 347-383.
- Fernández-Ibáñez, F., Pérez-López, R., Martínez-Díaz, J. J., Paredes, C., Giner-Robles, J. L., Caselli, A. T. e Ibáñez, J. M. 2005. Costa Recta Beach, Deception Island (West Antarctica): a retreated scarp of a submarine fault?. *Antarctic Science*, 17(3), 418-426.
- Galindo-Zaldívar, J., Gamboa, L., Maldonado, A., Nakao, S., Bochu, Y. 2006. Bransfield Basin tectonic evolution. En Fütterer, D. K., Damaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H., Tessensohn, F. (eds.), *Antarctica: Contributions to global earth sciences*. Springer-Verlag, Berlin, 243-248.
- Galindo-Zaldívar, J., A. Jabaloy, A. Maldonado and C. Sanz de Galdeano. 1996. Continental fragmentation along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary (NE Antarctic Peninsula), *Tectonophysics*, 259: 275-301.
- Goltz, C. 1997. Fractal and chaotic properties of earthquakes. Springer Verlag. Berlin. 178 pp.
- González-Casado, J. M., Giner-Robles, J. L. y López-Martínez, J. 2000. Bransfield basin, Antarctic Peninsula: not a normal backarc basin. *Geology*, 28(11), 1043-1046.
- González-Casado, J. M., López-Martínez, J., Giner, J. L., Durán, J. J., y Gumiel, P. 1999. Análisis de la microfracturación en la Isla Decepción, Antártida Occidental. *Geogaceta*, 26, 27-30.
- Gutenberg, B. y Richter, C.F. 1956. Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. of Geophysics* 9, 1-15.
- Ibáñez, J. M., del Pezzo, E., Almendros, J., la Rocca, M. Alguacil, G., Ortiz, R., García, A. 2000. Seismovolcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: wave field analysis and source modeling. *Journal of Geophysical Research*, 105(6), 13905-13931.
- Ibáñez, J. M., Almendros, J., Carmona, E., Martínez-Arévalo, C., Abril, M. 2003a. The recent seismo-volcanic activity at Deception Island volcano. *Deep-Sea Research II*, 50, 1611-1629.
- Ibáñez, J. M., Carmona, E., Almendros, J., Saccorotti, G., del Pezzo, E., Abril, M., Ortiz, R. 2003b. The 1998-1999 seismic series at Deception Island volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128, 65-88.
- Ishimoto, M. e Ida, K. 1939. Observations sur les seism enregistres par le microseismograph construit derniere ment (I). *Bull. Earthquake Res. Inst*, 17, 443-478.
- Jordan, G., 2003. Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. *Earth Surf. Process. Landforms*, 28, 807-822.
- King, G. 1983. The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the Earth and othe slids by self-similar fault system: the geometric origin of b-value. *Pure and Applied Geophysics*, 121, 761-815.
- Lawver, L.A., Sloan, B.J., Barker, D.H.N., Ghidella, M., Von Herzen, R.P., Keller, R.A., Klinkhammer, G.P., Chin, C.S., 1996. Distributed, active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Evidence from multibeam bathymetry. *GSA Today* 6, 1-6.
- López-Martínez, J. y Serrano, E. 2002. En: Smellie, J. L., López-Martínez, J., Thomson, J. W. y Thomson, M. R. A. (eds.), *Geology and Geomorphology of Deception Island. Sheets 6-A and 6-B, 1:25000. BAS Geomaps Series*. Cambridge: British Antarctic Survey, 31-39.
- Maestro, A., L. Somoza, A. Barnolas, J. Rey, J. Martínez-Frías y J. López-Martínez. 2005. Fracture patterns and stress field of Deception Island, West Antarctica. *Geophysical Research abstracts*, 7, 08583.
- Maestro, A., L. Somoza, A. Barnolas, J. Rey, J. Martínez-Frías y J. López-Martínez. 2007. Active tectonics, fault patterns and stress field of Deception Island: A response to oblique convergence between the Pacific and Antarctic Plates, *J. South Am. Earth Sci.* 23: 256-268.
- Mandelbrot, B. B. 1982. *The fractal geometry of nature*. W. H. Freeman. San Francisco. 468 pp.
- Martí, J., Baraldo, A. Y Rey, J. 1989. Origen y estructura de

- la isla Decepción (Islas Shetland del Sur). *III Simposium de Estudios Antárticos*, 187-191.
- Mazzuoli, R., Omarini, R. H., Ortiz, R., Viramonte, J. G. y De Rosa, R. 1987. Mecanismos eruptivos de la actividad volcánica en la Isla Decepción (Shetland del Sur, Antártida). *Asociación Geológica Argentina, Rev.*, XLIV (1-4), 259-269.
- Muñoz-Martín, A., Catalán, M., Martín-Dávila, J. y Carbó, A. 2005. Upper crustal structure of Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica) from gravity and magnetic modeling. *Antarctic Science*, 17, 213-224.
- Paredes, C. y Elorza, F.J. 1999. Fractal and multifractal analysis of fractures geological media: surface-subsurface correlation. *Computer & Geosciences*, 25, 1081-1096.
- Paredes, C. Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Martínez-Díaz, J.J., de la Vega, R., de Vicente, S., Queral, C. y González-Casado, J.M. 2006. Stochastic three-dimensional conditioned distribution of faults potentially responsible of the seismo-volcanic activity in Deception Island (South Shetland – Antarctica). *Terra Antarctica*, 12, 133-144.
- Pérez-López, R., Giner-Robles, J. L. Martínez-Díaz, J. J. Rodríguez-Pascua, M. A. Bejar, M. Paredes, C., and González-Casado, J. M. 2007. Active tectonics on Deception Island (West-Antarctica): A new approach by using the fractal anisotropy of lineaments, fault slip measurements and the caldera collapse shape, in *Antarctica: A Keystone in a Changing World* – Online Proceedings of the 10th ISAES, edited by A.K. Cooper and C.R. Raymond *et al.*, USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 086, 4 p.; doi:10.3133/of2007-1047.srp086.
- Rey, J., De Andrés, J. R. y Fernández-López, J. M. 1989. Tectónica reciente en los depósitos submarinos de la bahía de Decepción. *III Simposium de Estudios Antárticos*, 258-270.
- Rey, J., Somoza, L. y Martínez-Frías, J. 1995. Tectonic, volcanic, and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica). *Geo-Marine Letters*, 15, 1-8.
- Scholz, C. H. 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, 439 p.
- Smellie, J. L. 2002. En: Smellie, J. L., López-Martínez, J., Thomson, J. W. y Thomson, M. R. A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Deception Island. Sheets 6-A and 6-B, 1:25000. BAS Geomaps Series*. Cambridge: British Antarctic Survey, 11-30.
- Somoza, L., Martínez-Frías, J., Smellie, J. L., Rey, J. y Maestro, A. 2004. Evidence for hydrothermal venting and sediment volcanism discharged after short-lived volcanic eruptions at Deception Island, Bransfield Strait, Antarctica. *Marine Geology*, 203, 119-140.
- Sornette, A. y Sornette, D. 1989. Self-organized criticality and earthquakes. *Europhysics Letters*. 9, 197-202.
- Stoyan D. y Stoyan, H. 1994. *Fractals, random shapes and point fields. Methods of geometrical statistics*. John Wiley & Sons, 389 p.
- Vila, J., Martí, J., Ortiz, R., García, A. y Correig, A. 1992. Volcanic tremors at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 89-102.
- Viramonte, J. G., Ramos, M., García, A., Suazo, C. y Díez-Gil, J.L. 1989. Perfiles magnéticos sobre el sistema de fracturas del sector noroeste de Decepción. *III Simposium de Estudios Antárticos*, 250-253.

Recibido: noviembre 2005

Aceptado: octubre 2007