

Estudio de la mecánica de intrusión de diques a través de modelización numérica 3D en la zona de Las Cañadas (Tenerife): Implicaciones al peligro volcánico

Silvia Aragó

Licenciada en Geología (UB)
(Junio de 2013)

Director: Joan Martí Molist (Institut Ciències de la Terra Jaume Almera, CSIC)

Abstract

In volcanic zones such as Tenerife Island (Canary Islands) a good knowledge about intrusion mechanics of dykes is fundamental to determine and quantify volcanic hazard. Knowing the rules that govern the natural phenomenon is trivial to determine its related hazard. In Tenerife, a volcanic island characterized by being an active volcanic zone, where both central and lateral eruptions may occur, the research of how these eruptions develop is of high relevance. This work is focused on figuring out how they occur. Lateral eruptions are very hazardous because the vent location is less predictable than in the case of central ones, which typically occur in the crater zone. The principal condition to initiate this type of eruption is the rupture of the magma chamber and the propagation of the magma through a fracture to the surface. The propagation of this fracture filled with magma is called dyke. The magma chamber rupture is produced when the magma chamber is in a situation of overpressure. When this occurs, the rupture is located at the points of maximum extensive stress (σ_3) around the magma chamber. This rupture produces a fracture, which will propagate following the trajectories of σ_1 (the λ -process). Through these models of Tenerife, we have studied how the rupture of the magma chamber is affected by the gravity and hence changes in the topography. Moreover we have analysed how the trajectories of σ_1 , are also affected by the tectonic context. Also we have done a fieldwork to compare the results of the models with data of real dykes.

Contenido

1. Introducción	2
2. Objetivos	3
3. Condiciones de inyección de diques	3
4. Situación geológica de Tenerife: <i>Cone sheets</i> y <i>radial dykes</i> en Las Cañadas	5
4.1. Los diques de Las Cañadas (Tenerife)	6
5. Metodología	7
5.1. Modelo reológico.....	8
5.2. Superposición de campo de esfuerzos	8
5.3. Configuración geométrica.....	9
5.4. Condiciones de contorno y características de la malla.....	11
6. Resultados	11
7. Discusión.....	16
7.1. Resultados numéricos vs. datos de campo	17
7.2. Implicaciones para la evaluación de la peligrosidad volcánica	17
7.3. Limitaciones del método	18
8. Conclusiones.....	18
9. Agradecimientos.....	18
10. Referencias.....	18

1. Introducción

Las erupciones volcánicas en vulcanismo central parten de una cámara magmática que se encuentra en sobrepresión. Este vulcanismo se caracteriza por el ascenso de magma desde el reservorio hacia la superficie a través de un conducto central, dando lugar a la extrusión del magma normalmente en el mismo punto. Otro tipo de erupciones que pueden tener lugar en un área volcánica son las erupciones laterales, que consisten en la salida del magma al exterior en los flancos del volcán. Este trabajo se centra en la isla de Tenerife, perteneciente al archipiélago canario (España), al NE del Atlántico central, que se caracteriza por la coexistencia de ambos tipos de erupciones.

La salida del magma desde la cámara tiene lugar en el momento que ésta se rompe al no soportar la sobrepresión generada por el propio magma. Esto puede ocurrir principalmente por dos fenómenos: la entrada de nuevo magma a la cámara o un cambio en el campo de esfuerzos regional (Martí y Geyer, 2009). Una vez ocurre este fenómeno, el magma se intruirá por una fractura generada, la cual se irá propagando mientras continúe la sobrepresión en la cámara. Este tipo de fracturas son conocidas como *hidrofracturas* (Gudmundsson, 2011b), debido a que es el fluido, en este caso magma, el que impulsa su propagación. En realidad se trata de conductos planares de alimentación del magma llamados diques.

Una vez estos diques se propagan desde el reservorio, pueden ocurrir varios fenómenos: a) que el dique se siga propagando en la misma dirección inicial, b) que haya un cambio de dirección debido a que se encuentra con barreras estructurales distintas del terreno o c) que se pare en algún punto de la corteza (Gudmundsson et al., 1999). Si este último caso no se da, el dique llegaría a la superficie generando una erupción.

Han sido definidos distintos tipos de diques en función del origen de su emplazamiento y de su morfología (Anderson, 1936). Los *cone sheets* y *radial dykes* se generan cuando existe sobrepresión en la cámara y se produce su rotura. Un tercer tipo de diques son los conocidos como *ring dykes*, que se originan por la disminución de presión en la cámara magmática. En este caso el proceso puede finalizar con un colapso del techo de la cámara, generando así una caldera volcánica.

Dado que los procesos de inyección y propagación de diques no pueden ser observados y estudiados directamente, únicamente los podemos inferir e interpretar a partir del estudio de los diques en superficie. Adicionalmente para comprender su formación disponemos de programas de modelización numérica y de experimentos análogos.

La pared de la caldera de Las Cañadas en la parte central de la isla de Tenerife (Islas Canarias) expone un conjunto de intrusiones fonolíticas que incluye *radial dykes*, *cone-sheets* y *ring dykes*. Las intrusiones fonolíticas, concretamente los *radial dykes* y *cone-sheets*, están asociadas al efecto expansivo de diversas cámaras magmáticas superficiales, las cuales fueron activas durante la formación del edificio Cañadas. Posteriormente, dichas cámaras dieron lugar a los distintos episodios de colapso de caldera (Ucanca, Guajara y Diego Hernández)(Martí et al., 1994). Además de estos diques fonolíticos, asociados a la expansión de la cámara magmática, se encuentran los *ring dykes* asociados al proceso de formación de caldera (descompresión y colapso de la cámara magmática).

Este trabajo se ha centrado en la recopilación de la información, principalmente estructural, y descripción de los distintos diques de la caldera de Las Cañadas (Tenerife) a partir de trabajo de campo. Esta información ha permitido calibrar y elaborar modelos numéricos. De esta forma se pretende comprender la mecánica de intrusión de diques y como en esta zona se produjeron determinadas intrusiones que en algunos casos fueron causantes de erupciones volcánicas laterales.

Muchos de los modelos elaborados anteriormente se concentran en determinar el campo de esfuerzos y deformaciones que se producen alrededor de la cámara magmática (Grosfils, 2007; Gudmundsson, 2006; Sartoris et al., 1990). El trabajo aquí desarrollado trata de entender dónde se generarían y cómo se propagarían los diques durante el proceso de inflación de unas cámaras magmáticas similares a las que generaron dos de las tres fases de colapso de la caldera de Las Cañadas. Las fases modelizadas han sido las que se corresponden a los colapsos Ucanca y Guajara, ya que ambos presentan multitud de familias de diques que han podido ser estudiados, a diferencia de la tercera fase conocida como Diego Hernández.

Los modelos desarrollados en este trabajo asumen que la mecánica de emplazamiento de estas intrusiones se da siguiendo el camino de menor gasto energético. La rotura de la cámara magmática

se dará donde exista una concentración de máximo esfuerzo extensivo (σ_3). Mientras que una vez se inicia la intrusión, ésta seguirá las trayectorias de máximo esfuerzo compresivo (σ_1) (Gudmundsson, 1998). Por ello se ha procedido a simular el campo de esfuerzos generado por las cámaras en sobrepresión, modelizando éstas como una fuente de presión para la roca circundante. Además este mismo campo se ha sumado a un campo de esfuerzos anisótropo cuya componente vertical es el efecto de la gravedad y cuyas componentes horizontales son la tectónica regional y la carga lateral del terreno (Grosfils, 2007; Martí y Geyer, 2009; Martí et al., 2009).

Los modelos realizados en este trabajo permiten entender las condiciones necesarias para la intrusión de diques a partir del estudio de la formación de estos en el pasado. La comprensión de estas condiciones permite conocer los mecanismos eruptivos que pueden tener lugar en el futuro. Conociendo el campo de esfuerzos local actual y simulando las trayectorias de los diques a partir de su modelado, se podrán determinar las zonas más susceptibles de albergar una nueva erupción. La mayor importancia de este trabajo radica en la correcta interpretación de los mecanismos eruptivos que permitirá analizar la peligrosidad volcánica y evaluar el riesgo, en una isla tan densamente poblada como Tenerife.

2. Objetivos

Este trabajo tiene como objetivo general identificar los principales mecanismos de intrusión de los diques de la zona de la caldera de Las Cañadas (Tenerife) y conocer las condiciones necesarias para su formación.

Para poder cumplir estos objetivos se utiliza modelización 3D a través de un software comercial de simulación numérica, *COMSOL Multiphysics*®. El primer paso para dicha simulación consiste en diseñar una geometría simplificada de la cámara magmática y de la topografía de isla. Se realizarán distintos modelos para cada una de las principales etapas geológicas que ha sufrido la isla: desde su formación hasta su configuración actual. Es decir, un primer modelo con la topografía previa al colapso de la caldera de Las Cañadas, otro con la topografía previa a la construcción de los volcanes Pico Viejo-Pico Teide y finalmente con su topografía actual. Con cada una de estas geometrías se realizarán distintas simulaciones. Así se podrá ver el efecto de la

topografía en el campo de esfuerzos generado por la cámara magmática, ya sea por un colapso de caldera o por la construcción de un edificio volcánico.

Los objetivos específicos de este trabajo son:

- Estudio de las características morfológicas y estructurales de los diques a partir de trabajo de campo para calibrar los modelos realizados.
- Realización de simulaciones numéricas para la adquisición de una base teórica que ayude a comprender la mecánica de emplazamiento de los diques.
- Evaluar los mecanismos de intrusión y las causas que generan estas intrusiones para la correcta interpretación futura de los mecanismos eruptivos en el caso de erupciones laterales.
- Interpretación de la trayectoria de los diques en función del campo de esfuerzos obtenido con los modelos.
- Análisis del efecto de la aplicación de gravedad en la modelización sobre el campo de esfuerzos, y del efecto de la topografía en la rotura de la cámara y la trayectoria de los diques.

Gracias a que los modelos nos permiten acercarnos al conocimiento de que ocurriría en una determinada situación futura en esta zona de alta susceptibilidad volcánica, todo este trabajo supone una aportación a la evaluación de la peligrosidad volcánica en Tenerife.

3. Condiciones de inyección de diques

Los procesos que llevan a una cámara magmática a romperse están relacionados con la existencia de sobrepresión en su interior. Para que una cámara esté en equilibrio con la roca que la rodea se tiene que cumplir (Gudmundsson, 1998; Gudmundsson, 2002):

$$(1) P_M = P_L$$

Donde P_M es la presión dentro de la cámara y P_L la presión litostática de la roca encajante. Por el contrario, en las cámaras magmáticas presurizadas se cumple que:

$$(2) P_M > P_L$$

En este caso, la presión magmática (P_M) es la suma de la presión litostática (P_L) y la presión en exceso (P_E) (Gudmundsson, 1998). Este aumento de presión en la cámara puede ser debido a diversos factores, la entrada de nuevo magma, la sobresaturación del magma en volátiles o un cambio de la configuración del campo esfuerzos regional de la zona (Martí y Geyer, 2009).

Una vez se cumple esta condición de presurización de la cámara magmática, si la roca encajante no es capaz de soportar la presión producida por el magma que contiene, se rompe. Esta rotura se da por acumulación de esfuerzos alrededor de la cámara, generando una nueva configuración del campo de esfuerzos local (Gudmundsson, 2006). La condición de rotura de la cámara magmática y la inyección de un dique viene definida por (Gudmundsson, 1998; Gudmundsson, 2002):

$$(3) P_L + P_E = |\sigma_3| + T$$

Siendo T la resistencia a la rotura por extensión de la cámara magmática. De manera que si la cámara no presenta un exceso de presión ($P_E=0$) ésta se encuentra en equilibrio con la roca encajante. Pero si se aplica una cierta sobrepresión romperá con la finalidad de volver al estado de equilibrio, liberando mediante este mecanismo la presión en exceso (Gudmundsson, 1998).

Normalmente, la resistencia a la rotura por extensión de la cámara magmática (T) es constante y la condición de rotura de la cámara magmática (3) se alcanza cuando el exceso de presión de la cámara magmática es igual a T (Gudmundsson, 1988; Gudmundsson, 1998).

Los diques siempre seguirán el camino que presente una menor resistencia a la rotura, es decir, donde implique menos gasto energético para poder romper la roca. A causa de esto, es muy común que estos diques, y por tanto la rotura de la cámara magmática, se de siguiendo las fracturas ya existentes. Los diques normalmente invaden varias fracturas pero otras veces les es más fácil desarrollar un nuevo camino, ya que se requiere menor gasto energético. Posteriormente a la rotura de la cámara magmática, los diques generalmente siguen las trayectorias del máximo esfuerzo compresivo (σ_1) del campo de esfuerzos local de la zona volcánica (Cañón-Tapia y Merle, 2006; Gudmundsson, 1984; Gudmundsson y Loetveit, 2005; Gudmundsson et al., 1999; McLeod y Tait, 1999). Además el valor del

máximo esfuerzo extensivo (σ_3) en el límite de la cámara nos indica el punto donde puede llegar a romper la cámara magmática. Una vez iniciada la rotura de la cámara magmática y la inyección del dique, este podría pararse en distintos puntos de su camino o llegar a la superficie terrestre.

La propagación del dique se da siempre en dirección hacia la superficie. Así para que el magma ascienda por la fractura se tiene que propagar la presión en exceso de la cámara magmática a través de este, impulsando el magma. Esta presión conductora (ΔP) en el caso de los diques verticales viene definida como (Gudmundsson, 1990; Gudmundsson et al., 1999):

$$(4) \Delta P = P_E + (\rho_r - \rho_m) gh + \Delta\sigma$$

Donde $(\rho_r - \rho_m)$ es la diferencia de densidad de la roca encajante y del magma; g es la aceleración debida a la gravedad y $\Delta\sigma = \sigma_v - \sigma_h$, la diferencia entre el esfuerzo vertical y el mínimo horizontal. En las zonas de la corteza donde se favorece la propagación de diques, el esfuerzo horizontal es normalmente el esfuerzo mínimo compresivo o máximo extensivo (σ_3), de manera que queda que $\sigma_h = \sigma_3$. También, en general, el esfuerzo vertical es igual al esfuerzo máximo compresivo, por lo tanto $\sigma_v = \sigma_1$.

Existen diferentes factores que pueden afectar a la parada de un dique en un punto intermedio antes de llegar a la superficie. Teniendo en cuenta la formula (4) de propagación de diques podemos deducir que una caída de presión provocada por disminuciones de la diferencia de densidades, de esfuerzos o de la fuente de sobrepresión, podrían dar lugar a que se pierda la presión conductora y el dique no pueda avanzar más (Gudmundsson, 2002).

A mayores distancias de la cámara, la concentración de esfuerzo extensivo se ve reducido, de manera que la diferencia de esfuerzo tiende a cero. Cuando los diques entran en niveles de la corteza, la diferencia de densidad puede llegar a ser muy próxima a cero o negativa. Ambas disminuciones junto a la pérdida de energía por rozamiento del magma con la roca en su ascenso y la empleada en romper la roca hace que el dique se acabe parando. La estratigrafía y el cambio de competencia de los materiales, es otro factor que afecta a la propagación de un dique pudiendo provocar su parada (Gudmundsson, 2011a; Gudmundsson y Brenner, 2004; Gudmundsson y Philipp, 2006; Larsen y Gudmundsson, 2010). La acumulación de esfuerzos depende de la reología y

competencia de los diferentes materiales que un dique tiene que atravesar.

4. Situación geológica de Tenerife: *Cone sheets* y *radial dykes* en Las Cañadas

Tenerife forma parte de un archipiélago de siete islas situadas en el sector NE del Atlántico central (Fig. 1). Estas islas volcánicas muestran una evolución común que incluye (Geyer y Martí, 2010): ascenso de magma basáltico de una fuente profunda, erupción y acumulación de magmas en la superficie construyendo un escudo volcánico.

Concretamente en el caso de Tenerife la evolución geológica de la isla consiste en la formación inicial de dos principales complejos volcánicos (Fig. 1):

- Escudo basáltico (>12 Ma hasta la actualidad) en su mayoría sumergido, seguido de una construcción subaérea a través de dos zonas dominantes de *rift* (Santiago del Teide y la Dorsal)(Ancochea et al., 1990; Geyer y Martí, 2010). La estructura

antigua se puede observar en 3 pequeños macizos relictos en los extremos de la isla: Teno en el NW, Anaga en el NE y Roques del Conde en el S (Ablay y Kearey, 2000; Carracedo et al., 2007; Gottsmann et al., 2008; Martí et al., 1996).

- Complejo central (Ablay y Martí, 2000; Ancochea et al., 1990; Martí et al., 1994): el volcanismo posterior a la construcción del escudo comprende la formación del edificio Cañadas, un volcán caracterizado por abundantes erupciones explosivas de magmas fonolíticos altamente evolucionados (Geyer y Martí, 2010). Posteriormente se desarrolla la caldera de Las Cañadas que descabeza el edificio Cañadas en tres colapsos separados en el tiempo: Ucanca, Guajara y Diego Hernández. Finalmente, se desarrollan los estratovolcanes activos Teide-Pico Viejo (Martí y Gudmundsson, 2000; Martí et al., 1997; Martí et al., 1994).

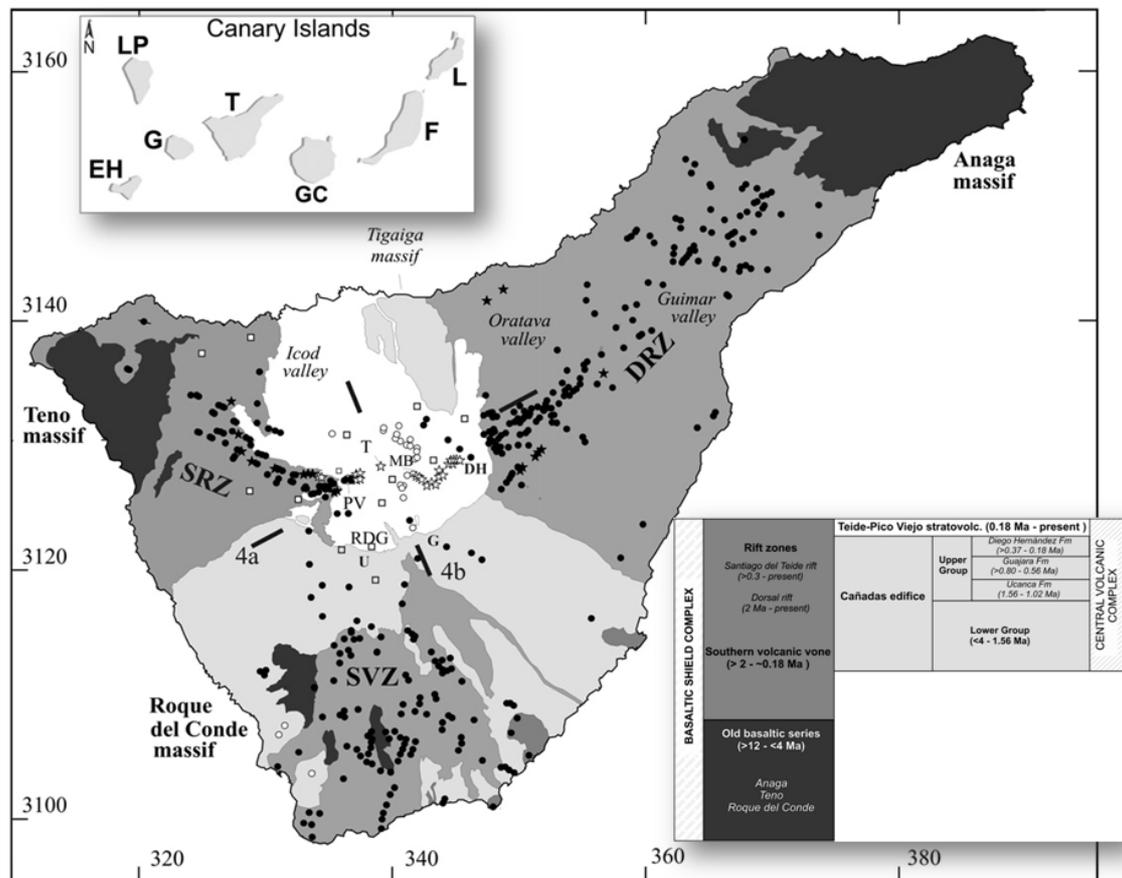


Fig. 1. Mapa de situación del archipiélago de las Islas Canarias: Lanzarote (L), Fuerteventura (F), Gran Canaria (GC), Tenerife (T), La Gomera (G), La Palma (LP), y El Hierro (EH). Mapa geológico de Tenerife donde se puede ver en la leyenda los principales complejos volcánicos. El complejo del escudo basáltico que contiene las *Old basaltic series* (Anaga, Teno y Roques del Conde), las zonas de rift Santiago del Teide (SRZ) y La Dorsal (DRZ) y la zona volcánica del Sur (SVZ). El complejo central que incluye la formación del Edificio Cañadas está dividido en: *Lower Group* y *Upper Group*. Este último presenta las formaciones del colapso de caldera: Ucanca (U), Guajara (G) y Diego Hernández (DG). Finalmente se construyen los volcanes Teide (T) y Pico Viejo (PV).

4.1. Los diques de Las Cañadas (Tenerife)

Tal y como se ha comentado anteriormente, la pared de la caldera de Las Cañadas expone un conjunto de intrusiones fonolíticas que incluye *radial dykes*, *cone-sheets* y *ring dykes*. Las primeras están asociadas al efecto expansivo de diversas cámaras magmáticas superficiales, las cuales fueron activas durante la formación del edificio Cañadas. Por otro lado, los *ring dykes* están asociados al proceso de formación de caldera (descompresión y colapso de la cámara magmática).

Los diques fonolíticos en general presentan distintos espesores desde 0.5 a 10m. En algunos casos se trata de diques múltiples formados por diversas intrusiones emplazadas una al lado de la otra o intruyéndose entre si. Presentan espesores que pueden superar los 100m. Los contactos con la roca encajante son siempre netos y en algunos casos se observan texturas de enfriamiento rápido (*quenching*) con formación de vidrio. En otros casos la textura de los diques es piroclástica, lo que indica que han sido conductos de alimentación de erupciones ya que adquieren esa textura al descomprimirse rápidamente por estar en contacto con la superficie. Finalmente, los hay que presentan una textura masiva como si se tratase de una lava, que es lo más común en este tipo de diques. La mayoría de estos diques presentan disyunción columnar orientada ortogonal a las paredes, ya que dicha disyunción se produce perpendicularmente a la superficie de enfriamiento del magma.

En sección, los *cone sheets* tienen una inclinación de 45° en su parte más baja pero se observa un cambio de orientación hacia la vertical, cuanto más cercanos se encuentran de la superficie. Cuando se observa una verticalización de uno de estos diques que además presenta textura piroclástica, tenemos la seguridad de que ese dique alimentó erupciones explosivas. En planta, este tipo de diques presenta una traza circular, paralela al sector de la pared donde se encuentran emplazados.

Los *radial dykes* son prácticamente verticales y se emplazan perpendicularmente a la pared de la caldera. El nivel de emplazamiento de estos diques es muy variable y se observan en diversos tramos estratigráficos de la pared de las Cañadas y hasta pueden llegar a cruzarla entera.

Las orientaciones de los diques y sus relaciones de campo nos marcan la presencia de distintas cámaras magmáticas durante la evolución del edificio Cañadas (Martí y Geyer, 2009; Martí y

Gudmundsson, 2000). Esto indica un cambio en el campo de esfuerzos local creado por estas intrusiones a lo largo de la historia eruptiva de este complejo central.

En este trabajo resumimos los datos estructurales recogidos durante un estudio sistemático de los *cone-sheets* y *radial-dykes*. Estos datos se han recogido a lo largo de la pared de la caldera de Las Cañadas durante una campaña de campo llevado a cabo en febrero-marzo de 2013. En la Tabla 1 se recogen los valores promedio de dirección de capa y buzamiento para los diferentes diques de los que se tienen datos dado su accesibilidad.

Identificación	X	Y	Z	Localización	Strike	Dip	Dip card
DC-2-1-3	336017	3122025	2048	UCANCA: principal cone sheet	325	26	E*
DC-2-2-1	336037	3122003	2069	UCANCA: principal cone sheet	354	34	E*
DC-2-3-1	336060	3122042	2091	UCANCA: principal cone sheet	235	73	NW*
DC-2-4-10	336054	3122027	2095	UCANCA: principal cone sheet	22	24	SE*
DC-2-4-10	336054	3122027	2095	UCANCA: principal cone sheet	313	50	SW*
DC-2-5-1	336066	3122021	2100	UCANCA: principal cone sheet	6	9	E
DC-2-5-8	336066	3122021	2100	UCANCA: principal cone sheet	284	24	N*
DC-2-6-4	336080	3122019	2112	UCANCA: principal cone sheet	314	20	NE
DC-2-6-5	336080	3122019	2112	UCANCA: principal cone sheet	334	62	E
DC-2-8-3	336133	3121947	2174	UCANCA: principal cone sheet	90	87	SE
DC-3-1-2	335343	3122063	2048	Mirador de Boca de Tauce	3	45	E
DC-3-1-3	335343	3122063	2048	Mirador de Boca de Tauce	15	77	E
DC-6-1-1	338321	3121161	2105	UCANCA	55	70	E
DC-6-1-3	338321	3121161	2105	UCANCA	155	71	W*
DC-7-1-1	338343	3121166	2116	UCANCA	290	68	N
DC-12-1-10	341284	3122958	2155	UCANCA	287	19	N*
DC-14 (Tene1)	337483	3120504		el sombrero	135	75	NE
DC-16 (Tene3)	336974	3120454	2466		60	65	SE
DC-24-1-1	339949	3123048	2147	Roques de García	336	48	NE*
DC-25-1-1	339904	3123126	2156	Roques de García	303	37	N*
DC-26-1-1	339719	3122953	2086	Roques de García	46	80	SE*
DC-28-1-1	339666	3122937	2077	Cathedral	281	56	N*
DC-29-1-2	341144	3122765	2241	Capiricho (below Guajara)	301	49	NE*
DC-31-1-5	341323	3123125	2214	Capiricho (below Guajara)	283	62	NE*
DC-31-1-3	341323	3123125	2214	Capiricho (below Guajara)	220	88	E

Tabla 1. Tabla de los datos recopilados en el campo durante la campaña de febrero-marzo 2013. Los datos que presentan un asterisco corresponden al promedio de un conjunto de datos tomados en las mismas coordenadas, mientras que los demás son datos directos medidos en campo. Las columnas X e Y corresponden a las coordenadas UTM(m) de la medida, la columna Z corresponde a la altura sobre el nivel del mar de la medida (m).

En general, los *cone sheets* buzanan hacia el interior de la estructura de colapso y su traza describe una elipse vista en planta (Fig. 2). La variación de buzamiento de los diques está entre los 9° y los 88°. Aunque el 55% diques presenta buzamientos que oscilan entre los 35° y los 65°. El buzamiento más común teórico de los *cone sheets* ronda los 45°(Anderson, 1936). Aunque conviene destacar que estos diques se verticalizan al llegar en superficie y además pueden variar su trayectoria debido a cambios reológicos en la zona.

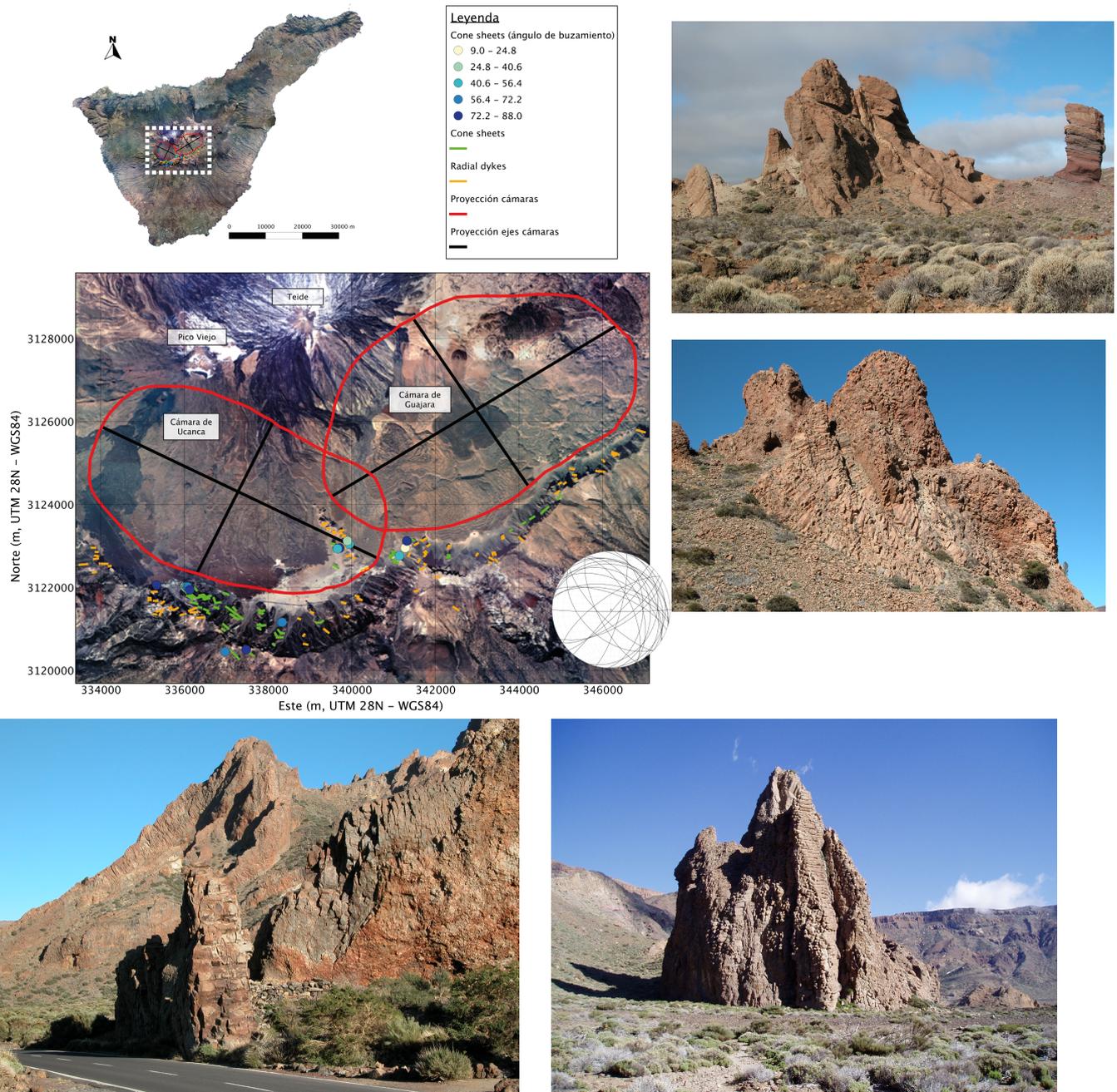


Fig. 2. Mapa general de la isla de Tenerife con cartografía de los *Cone sheets* y *Radial dykes* que se encuentran en la zona de la caldera de Las Cañadas y la estimación de proyección en superficie de las cámaras magmáticas de Ucanca y Guajara (Martí y Gudmundsson, 2000). También se encuentran situados los puntos de medida de los *cone sheets* clasificados según su ángulo de buzamiento. Se ha adjuntado también una proyección estereográfica de los promedios de las medidas de dirección y buzamiento de campo (ver Tabla 1.) Imágenes de los diques de la zona de Las Cañadas (Tenerife).

5. Metodología

Tal y como se ha comentado en los objetivos, la finalidad del presente trabajo es determinar el campo de esfuerzos generado por una cámara en sobrepresión. Los resultados obtenidos nos permitirán determinar bajo que condiciones de campo de esfuerzos se rompe la cámara magmática y que trayectorias seguirán los diques que se generen.

Los resultados de los campos de esfuerzos se han obtenido resolviendo las ecuaciones de elasticidad lineal en 3D para cada configuración geométrica y conjunto de condiciones de contorno. Las soluciones se han calculado con el software comercial de simulación numérica *COMSOL Multiphysics*® (<http://www.comsol.com>) mediante el método numérico de elementos finitos. Una descripción general de dicho método se puede obtener en Zienkiewicz (1979).

5.1. Modelo reológico

Una primera aproximación es atribuir un comportamiento elástico tanto a la corteza como al manto terrestre. Se ha comprobado repetidamente que la elasticidad lineal supone una buena aproximación para este tipo modelos (Martí y Geyer, 2009). Dado que los procesos de llegada de magma a una cámara magmática y su apertura son muy rápidos a escala de tiempo geológico, se puede considerar una premisa válida. Además, para aplicar otras reologías (ej. viscoelástica) no se tienen los datos suficientes que se necesitarían para cuantificar de algún modo e introducirían graves errores al modelo. Aunque la aplicación del modelo elástico para este tipo de modelización está actualmente abierta a debate, el empleo de la elasticidad es suficiente para cumplir los objetivos de este trabajo.

Para poder definir el comportamiento elástico de los diferentes materiales involucrados en el modelo se necesita conocer el Módulo de Young (E) y coeficiente de Poisson (ν). Para cada subdominio del modelo se ha determinado el módulo de Young a partir de las velocidades de ondas P (Watts et al., 1997) siguiendo la metodología de (Brocher, 2005). Dado que se ha demostrado en diversas ocasiones que variaciones en el coeficiente de Poisson no conllevan grandes cambios en los resultados del modelo, se ha mantenido constante en 0.25 (Geyer y Bindeman, 2011). Para la estimación de la densidad de cada uno de los subdominios se ha realizado un promedio de densidad de la roca de cada una de las partes (Ablay y Kearey, 2000; Turcotte y Schubert, 2002) (Tabla 2). Introducir las densidades de los materiales es necesario para la aplicación de la gravedad a los modelos.

Parámetro	Actual	Colapso	Edificio	Descripción
rho_whater		1000 kg/m ³		Densidad del agua
rho_island		2360 kg/m ³		Densidad de la isla
rho_crust		2950 kg/m ³		Densidad de la corteza
rho_mantle		3500 kg/m ³		Densidad del manto
E_island		52.02 Gpa		Módulo de Young de la isla
E_crust		93,68 Gpa		Módulo de Young de la corteza
E_mantle		197.04 Gpa		Módulo de Young del manto
poi_island		0,25		Coefficiente de Poisson de la isla
poi_crust		0,25		Coefficiente de Poisson de la corteza
poi_mantle		0,25		Coefficiente de Poisson del manto
posx_1		337287m		Coordenada x (UTM) del centro de la cámara de Ucanca
posy_1		3124311m		Coordenada y (UTM) del centro de la cámara de Ucanca
posz_1	2235m	2560m	2525m	Profundidad del centro de la cámara de Ucanca
a_semiaxis_1		3,65 km		Semieje a de la cámara de Ucanca
b_semiaxis_1		2 km		Semieje b de la cámara de Ucanca
c_semiaxis_1		0,4 km		Semieje c de la cámara de Ucanca
press_1		20 MPa		Sobrepresión aplicada a la cámara de Ucanca
posx_2		342975m		Coordenada x (UTM) del centro de la cámara de Guajara
posy_2		3126283m		Coordenada y (UTM) del centro de la cámara de Guajara
posz_2	2213m	2766m	2615m	Profundidad del centro de la cámara de Guajara
a_semiaxis_2		3,75 km		Semieje a de la cámara de Guajara
b_semiaxis_2		2,25 km		Semieje b de la cámara de Guajara
c_semiaxis_2		0,8 km		Semieje c de la cámara de Guajara
press_2		20 MPa		Sobrepresión aplicada a la cámara de Ucanca
bathymetry		-4000m		Límite isla/corteza
thick_crust		8500m		Espesor corteza
thick_mantle		12500m		Espesor manto

Tabla 2. Tabla resumen de los parámetros utilizados para la realización de la geometría y de las condiciones iniciales de los modelos.

5.2. Superposición de campo de esfuerzos

Adicionalmente, el uso de reologías lineales (elasticidad lineal) permite trabajar con el principio de superposición, que consiste en la suma de distintos campos de esfuerzos. En los modelos desarrollados el campo de esfuerzos total consiste en la suma de 3 campos:

Un primer campo de esfuerzos es el regional de la zona, caracterizado por la carga gravitacional (componente z) y la carga lateral que corresponde al confinamiento litostático, más la componente

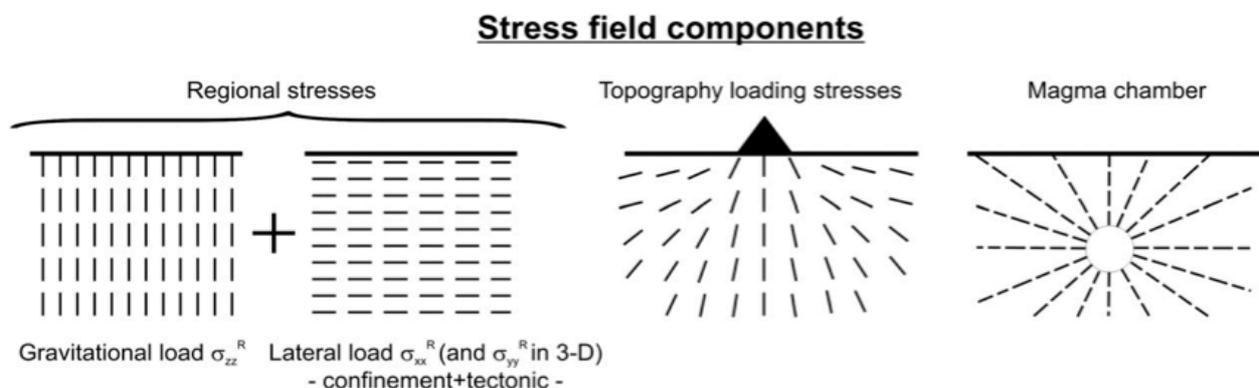


Fig. 3. Componentes del campo de esfuerzos que intervienen en el principio de superposición empleado en la realización de los modelos numéricos. Primero tenemos un primer campo de esfuerzos regional con una componente vertical gravitacional y una componente horizontal generada por la carga lateral y el confinamiento tectónico. Un segundo campo de esfuerzos es el generado por las variaciones topográficas del terreno, por ejemplo la existencia de un edificio volcánico. Y finalmente el campo de esfuerzos generado por la sobrepresión a la cual se ve sometida la cámara magmática. (modificado de (Muller et al., 2001)).

tectónica de la zona (componentes x e y) (Fig. 3). En nuestro caso el campo de esfuerzos regional aplicado es anisótropo debido a que las componentes horizontales no son iguales a la vertical.

Para un campo de esfuerzos inicial y para simular el efecto de la gravedad, se ha modelizado la roca encajante como un material que se encuentra en equilibrio. Asignamos a cada subdominio del modelo una carga por unidad de volumen definida como:

$$(5) F_{xi} = F_{yi} = 0 \text{ y } F_{zi} = -g\rho_i \text{ para } i = 1; 2; 3$$

Siendo F_x , F_y , y F_z las componentes de la carga en las direcciones x , y , z , g la fuerza de la gravedad, ρ_i la densidad de cada uno de los subdominios y 1, 2 y 3 los subdominios correspondientes a la isla, corteza y manto.

Un segundo campo de esfuerzos corresponde al creado por el efecto de la topografía. La presencia de un edificio volcánico o una topografía plana afecta al campo de esfuerzos regional. También se ha sumado el efecto del peso del agua en las zonas sumergidas de la isla, aplicando la carga del agua al modelo.

Finalmente, un tercer campo de esfuerzos corresponde al efecto de la sobrepresión de la cámara magmática.

De manera que corremos un modelo de campo de esfuerzos ejercido por la cámara magmática y el campo de esfuerzos obtenido por la fuerza de la gravedad y la topografía, para finalmente obtener el modelo suma de ambos gracias al principio de superposición (Fig. 3).

5.3. Configuración geométrica

La geometría del modelo es un punto importante en su realización (Fig. 4). Al simular un fenómeno natural es necesaria su simplificación. Las geometrías utilizadas en este trabajo constan todas de tres subdominios principales que representan manto, corteza e isla. La base de la isla se ha determinado en función de la profundidad del fondo oceánico, mientras que el espesor de la corteza se ha definido en base al trabajo de Watts et al. (1997). El resto del modelo desde la base de la corteza hasta los 25 km de profundidad se definen como manto. Este último valor se ha escogido de forma arbitraria aunque teniendo en cuenta que el límite del modelo debe estar lo suficientemente alejado de la zona de estudio. Esto garantiza que las condiciones de contorno aplicadas a la base del modelo no van a

perturbar los resultados obtenidos en la zona de interés (alrededor de la cámara). De norte a sur todos los modelos tienen una extensión de 100 km y 110 km de este a oeste.

En lo que respecta a la isla, se han considerado tres geometrías distintas (Fig. 4):

1. Una primera geometría que corresponde a la situación actual de la isla. Está formada por un DEM (*Digital Elevation Model*) de una resolución de 100m x 100m .
2. Una segunda geometría corresponde a la eliminación en el DEM de los edificios volcánicos Teide y Pico Viejo para obtener la topografía justo después de colapsar la caldera de Las Cañadas. Para realizar este modelo se ha retocado el DEM original utilizando unos valores de tomografía eléctrica que nos proporcionan información del fondo de la caldera (Coppo, 2008a; Coppo, 2008b).
3. Una tercera geometría es aquella previa a la caldera de Las Cañadas. Para realizar este modelo se ha retocado el DEM partiendo del borde de la caldera actual e inclinación topográfica de las laderas de la isla y se ha interpolado linealmente desde el límite de la caldera hasta una altura de 3000 m.s.n.m. (Araña, 1971), que es la altura estimada del edificio Cañadas, el resto de la topografía se ha mantenido como la actual.

A estas geometrías se les ha añadido una cámara magmática para los dos colapsos de caldera que han generado diques: Ucanca y Guajara (Fig. 4). Para diseñar la geometría de la cámara, ésta ha sido simplificada a una forma elipsoidal. Para situar ambas cámaras correctamente en el modelo, nos hemos basado en la morfología que genera un colapso de caldera. Se asume que el área de colapso corresponde a grandes rasgos a la vista en planta en superficie de la cámara magmática, teniendo en cuenta que este colapso generó paredes verticales y han sido sometidas a erosión (Martí y Gudmundsson, 2000). Esto nos permite conocer los semiejes horizontales a y b de la elipse a modelizar como cámara magmática y la localización en UTM de ambas cámaras. Para conocer el tercer eje de la elipse (c) se sabe que el volumen de dichas cámaras (V) se encuentra entre 10 y 15 km³ (Bryan, 2000) lo que nos permite calcularlo:

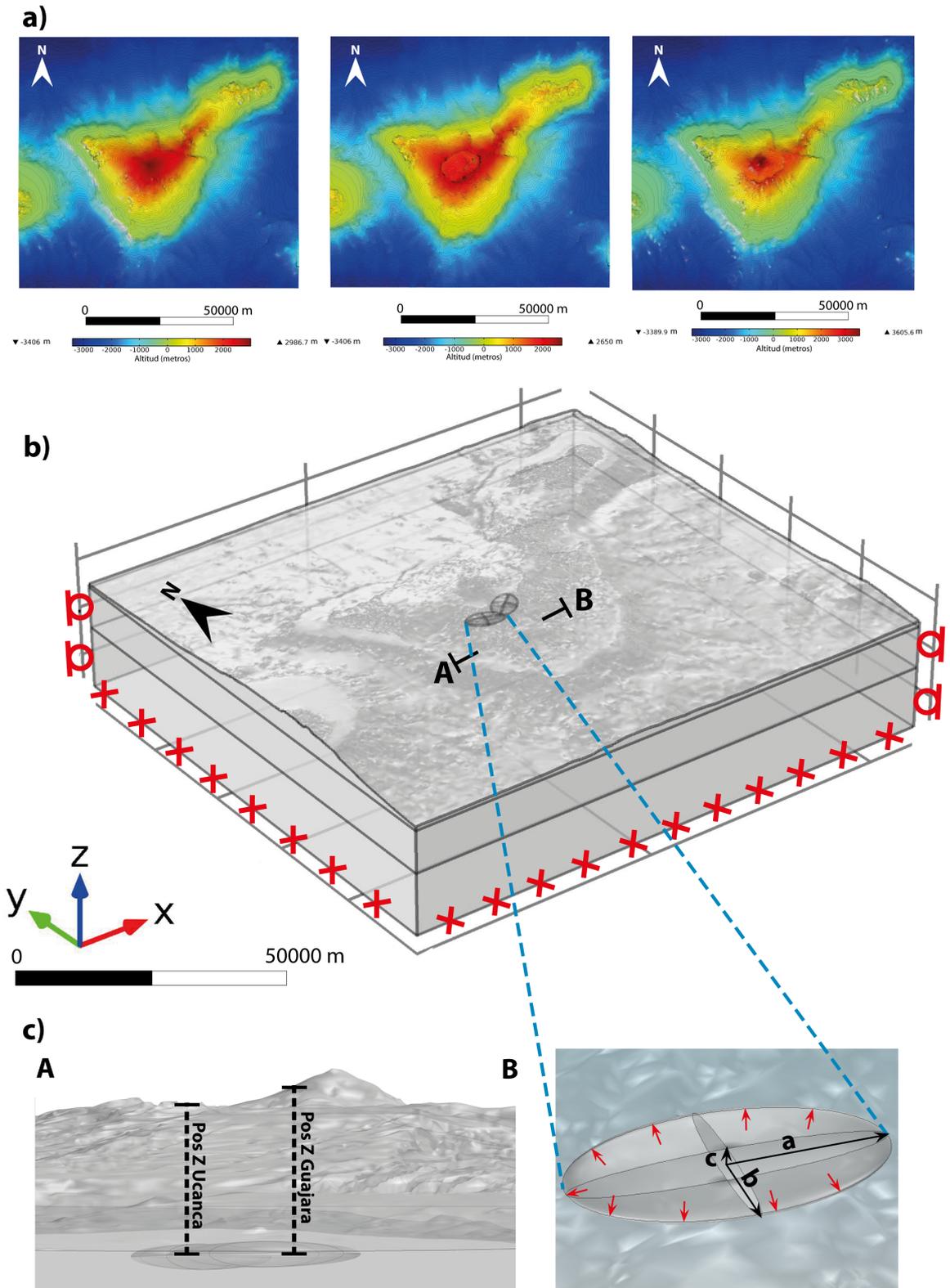


Fig. 4. Figura resumen de la geometría y las condiciones de contorno. a) DEM utilizados para la realización de cada uno de los 3 modelos (de izq. a dcha. previo al colapso de la caldera (Edificio Cañadas), posterior al colapso de la caldera y el actual). b) geometría general de los 3 modelos con las condiciones de contorno aplicadas. c) parámetro de la cámara magmática y condiciones de contorno de ésta.

$$(6) V = \frac{4}{3} \pi abc$$

Donde c corresponde al semieje vertical.

Finalmente, con todos estos datos se puede proceder a finalizar la geometría (Tabla 2). Para conocer la profundidad a la que se encuentran dichas cámaras magmáticas, se han consultado datos de petrología experimental (Andújar, 2008), en los cuales se estima una profundidad de la cámara magmática de entre 4 y 5 km, por eso se ha tomado una profundidad de la cámara de 4,5 km desde la superficie (Fig. 4).

5.4. Condiciones de contorno y características de la malla

Una vez diseñadas las geometrías de los modelos, se procede a aplicar las condiciones de contorno. En estos modelos se ha fijado la base del manto con desplazamiento fijo en cualquier dirección del espacio. En los laterales del modelo se permite el desplazamiento en la vertical pero no en la horizontal y a las paredes de la cámara (ya sea la correspondiente al colapso de Ucanca como el de Guajara) se le ha asignado una sobrepresión de la cámara de 20 MPa, siendo este un valor estándar para este tipo de modelos (Martí y Geyer, 2009).

Para poder realizar el cálculo con el método de los elementos finitos es necesario discretizar el dominio computacional, es decir, dividir el modelo en fracciones más pequeñas denominadas elementos. Este proceso se denomina mallado. Cada elemento de la malla está conectado a los otros de su alrededor por nodos. La geometría de los elementos puede ser variada, en este caso se han utilizado elementos tetraédricos lineales ya que son los que mejor se adaptan a geometrías irregulares como las superficies topográficas. El programa calcula entonces la solución (campo de esfuerzos) en los nodos localizados en los vértices de cada uno de los tetraedros e interpola la solución de forma lineal entre ellos. La malla que se ha utilizado divide la geometría entre 10^6 y 1.4×10^6 elementos en función del modelo. El tamaño de éstos últimos (expresado en términos de longitud de arista del elemento) va desde valores kilométricos, en la zona del manto, hasta de 100 m en la superficie de la cámara. Una malla más refinada (i.e. menor tamaño de elementos) repercute en mayor precisión de los resultados obtenidos, de ello que se haga más detallada cerca de la zona de estudio.

6. Resultados

Se han realizado un total de 9 simulaciones numéricas, 3 para cada una de las geometrías descritas en el apartado anterior (i.e. isla de Tenerife en la actualidad, sólo con el colapso de las calderas sin el sistema Teide-Pico Viejo y con la topografía previa al colapso de Las Cañadas). En cada uno de ellos se realiza una primera simulación (Set Ucanca) con una cámara en sobrepresión ($P_E = 20$ MPa) similar a la que originó el colapso de caldera de Ucanca ($a=3650$ m, $b=2000$ m y $c=400$ m) (Fig. 2). El segundo grupo (Set Guajara) contempla una cámara presurizada ($P_E = 20$ MPa) tal como la que dio lugar al colapso de Guajara ($a=3750$ m, $b=2250$ m y $c=400$ m). Tanto las simulaciones del Set Ucanca como el Set Guajara no tienen en cuenta la presencia de la fuerza de la gravedad por lo que los resultados únicamente reflejan el campo de esfuerzos generado por las cámaras presurizadas (Fig. 3). Por último, se ha modelizado el campo de esfuerzos regional/local debido a la gravedad (Set Gravedad) (Fig. 3). Posteriormente, aplicando el principio de superposición, se han sumado los resultados obteniendo otros nuevos del colapso de Ucanca con gravedad (Set Ucanca+Gravedad) y del colapso de Guajara con gravedad (Set Guajara+Gravedad) para cada una de las geometrías.

Como hemos comentado anteriormente, una cámara magmática en sobrepresión romperá en las zonas donde se produce una mayor concentración de esfuerzo máximo extensivo (σ_3). Una vez se intruyen los diques, siguen las trayectorias del máximo esfuerzo compresivo (σ_1). Por lo tanto, los resultados que se analizarán a continuación, obtenidos en las distintas simulaciones numéricas, se centrarán en estos aspectos. Téngase en cuenta para la lectura de los resultados que a lo largo de este trabajo se considera que valores negativos del campo de esfuerzos corresponden a compresión y positivos a extensión.

Los resultados obtenidos para el Set Ucanca independientemente de la topografía son prácticamente idénticos (Fig. 5). Presenta un campo de esfuerzos con un σ_3 muy cercano 0 o con valores negativos de alrededor -10 MPa, en la mayoría del dominio computacional, excepto en la zona de la cámara magmática. Alrededor de la cámara existe una concentración de esfuerzo máximo extensivo (σ_3) en todo el perímetro máximo horizontal con un valor promedio de 115 MPa. En cuanto a las trayectorias de σ_1 , es importante centrarnos en las

que parten de la zona de rotura de la cámara magmática. Estas tienen un ángulo aproximado de unos 40°-45° y muy rápidamente se van colocando horizontales y nunca llegan a cortar la superficie.

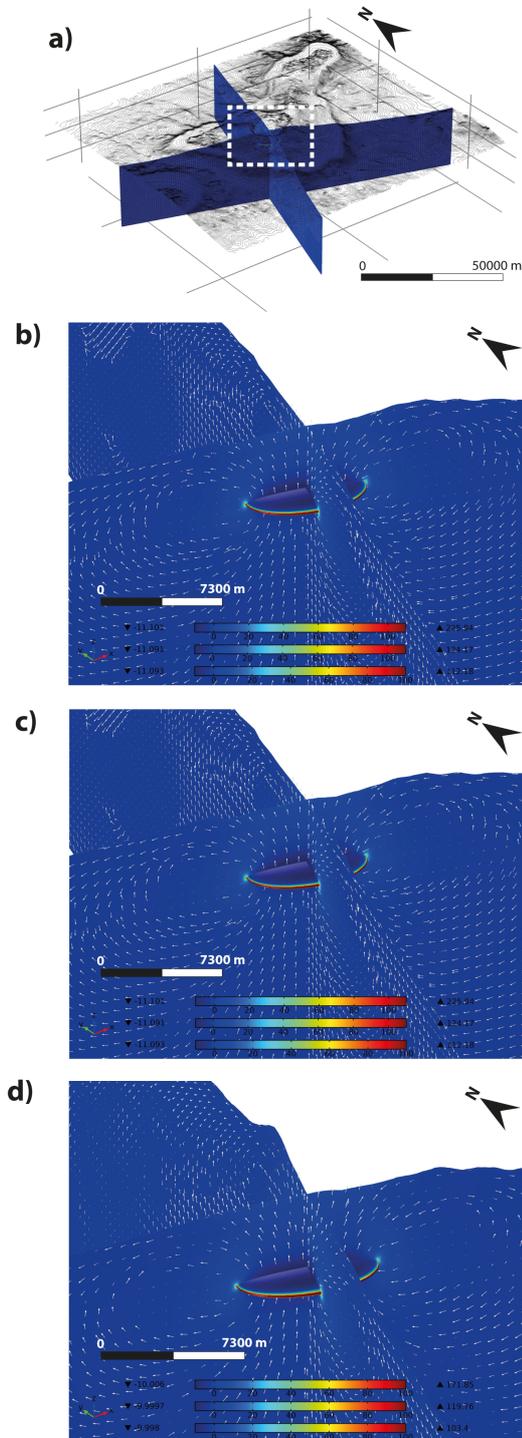


Fig. 5. Resultados obtenidos para la cámara de Ucanca sin gravedad. a) visualización general del modelo en 3D situando la zona de la cámara. b) modelo previo al colapso de la caldera, c) modelo del colapso de la caldera y d) modelo actual.

Por lo que al Set Guajara se refiere tenemos una situación exactamente igual a la anterior (Fig. 6). Resultados prácticamente idénticos para las tres geometrías y con valores de σ_3 negativos, también del orden de unos -10 MPa o prácticamente 0 en gran parte del dominio computacional y una concentración de unos 115 MPa alrededor de la cámara magmática. Lo mismo que en el caso anterior también ocurre con las trayectorias de σ_1 , que salen con un ángulo de 40°-45° y se horizontalizan rápidamente.

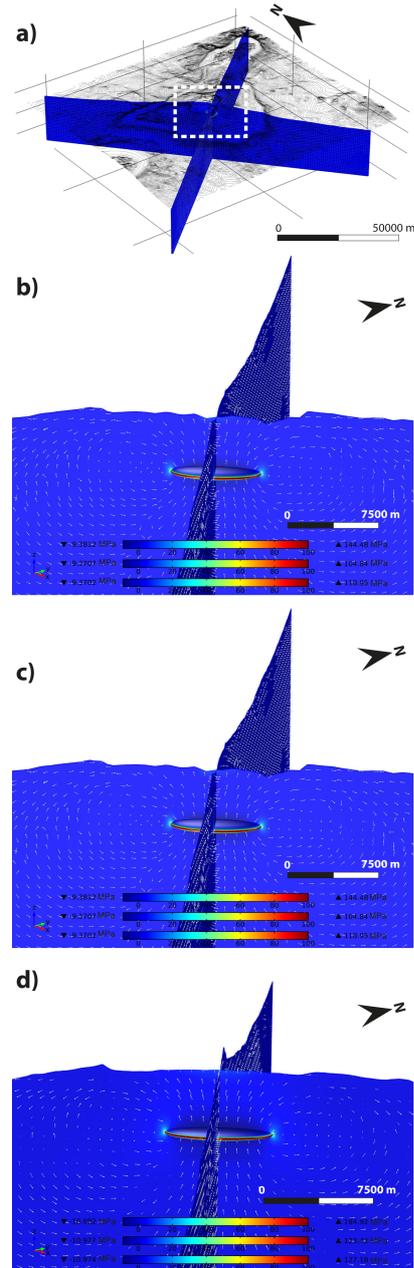


Fig. 6. Resultados obtenidos para la cámara de Guajara sin gravedad. a) visualización general del modelo en 3D situando la zona de la cámara. b) modelo previo al colapso de la caldera, c) modelo del colapso de la caldera y d) modelo actual.

En cuanto a la gravedad, la concentración de esfuerzo extensivo (σ_3) presenta una distribución uniforme en todo el dominio computacional con los valores positivos del orden de 10 MPa y valores negativos del orden de -262 MPa (Fig. 7). Los valores positivos (extensivos) se concentran en toda la parte superior del modelo y estos van disminuyendo progresiva y linealmente conforme aumentamos la profundidad, hasta llegar a los valores más negativos (mayor compresión). En cuanto a las trayectorias de σ_1 estas son verticales en todo el dominio computacional.

Para el Set Ucanca+Gravedad (Fig. 8) obtenemos, que el máximo esfuerzo extensivo se concentra en la superficie del modelo y que los valores aumentan progresiva y linealmente con la profundidad. Si se observa con más detalle los resultados alrededor de la cámara (Fig. 8), se puede reconocer los valores de σ_3 debidos al campo gravitatorio en la zona del perímetro del eje mayor de la cámara y también como hay una concentración de esfuerzo más extensivo que en zonas adyacentes a esa misma profundidad, como ocurría en los modelos sin gravedad (Set Ucanca). Para el modelo del edificio Cañadas (topografía previa al colapso de Las Cañadas) esta concentración de máximo esfuerzo extensivo (o mínimo compresivo) en el borde de la cámara es del orden de entre -20 y -30

MPa. Estos valores cambian ligeramente si se considera la topografía sólo con la caldera de Las Cañadas (-20 y -25 MPa) o la actual (-10 y -20 MPa). Las trayectorias de σ_1 parten de la cámara ya más o menos verticales y cambian su trayectoria a profundidades cercanas a la superficie.

Para el caso de la suma de resultados de gravedad con Guajara (Set Guajara+Gravedad) tenemos una situación similar. La concentración de esfuerzo más extensivo se sigue dando en el mismo lugar que en los casos anteriores. Esta concentración en este caso tiene valores de alrededor de entre -25 y -30 MPa para el modelo del edificio Cañadas, de -10 y -20 MPa para el modelo del colapso, igual y el modelo actual. Las trayectorias de σ_1 también salen de la cámara prácticamente verticales.

Analizando los valores y la zona de rotura de la cámara para las tres geometrías consideradas, conviene destacar que en el modelo del edificio Cañadas, la zona de rotura para la cámara de Ucanca y Guajara es más o menos simétrica a lo largo del corte realizado (Fig. 8b y Fig. 9b). Esto indica que la rotura podría darse en cualquier punto del perímetro de la cámara magmática indistintamente. En cambio, en el modelo del colapso de la caldera de Las Cañadas (Fig. 8c y Fig. 9c) se puede ver como esta concentración de σ_3 no es simétrica como en los casos anteriores.

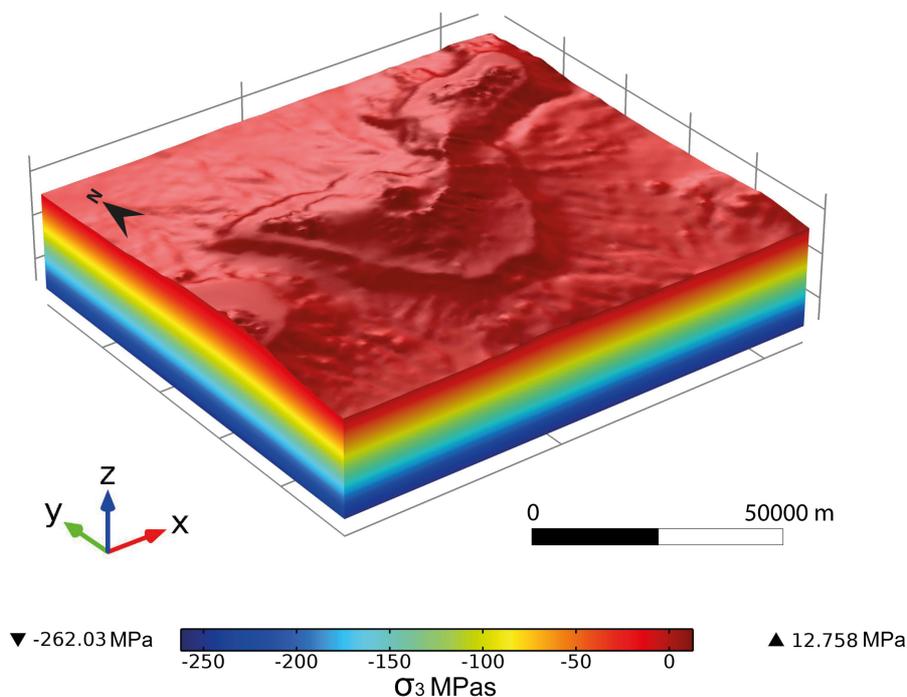


Fig. 7. Resultado del modelo aplicando gravedad. para cada uno de los 3 modelos obtenemos los mismos resultados. Un campo de esfuerzos general paralelo a la topografía para todo el dominio computacional.

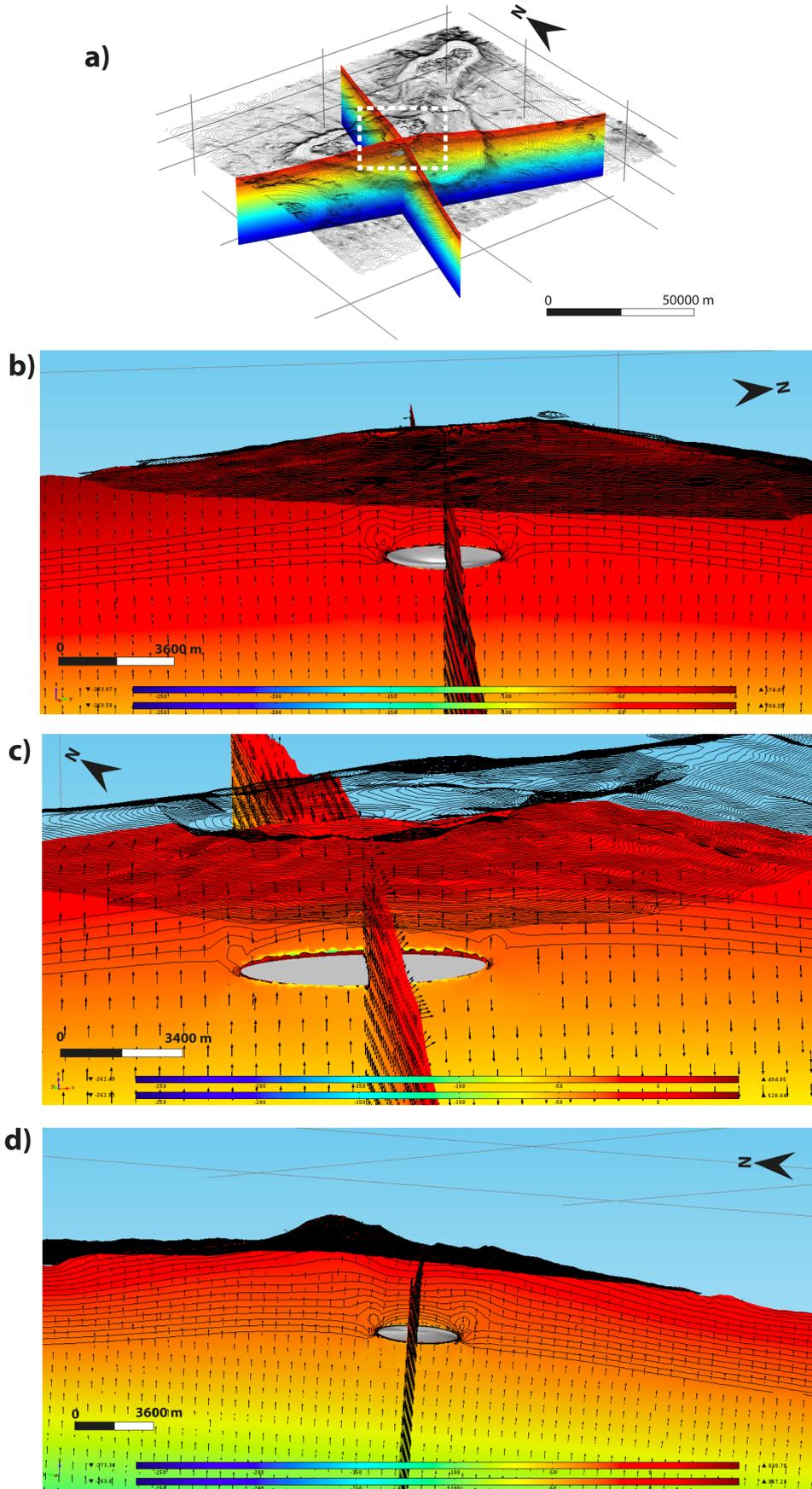


Fig. 8. Resultados obtenidos para la cámara de Ucanca con gravedad. a) visualización general del modelo en 3D situando la zona de la cámara. b) modelo previo al colapso de la caldera, c) modelo del colapso de la caldera y d) modelo actual.

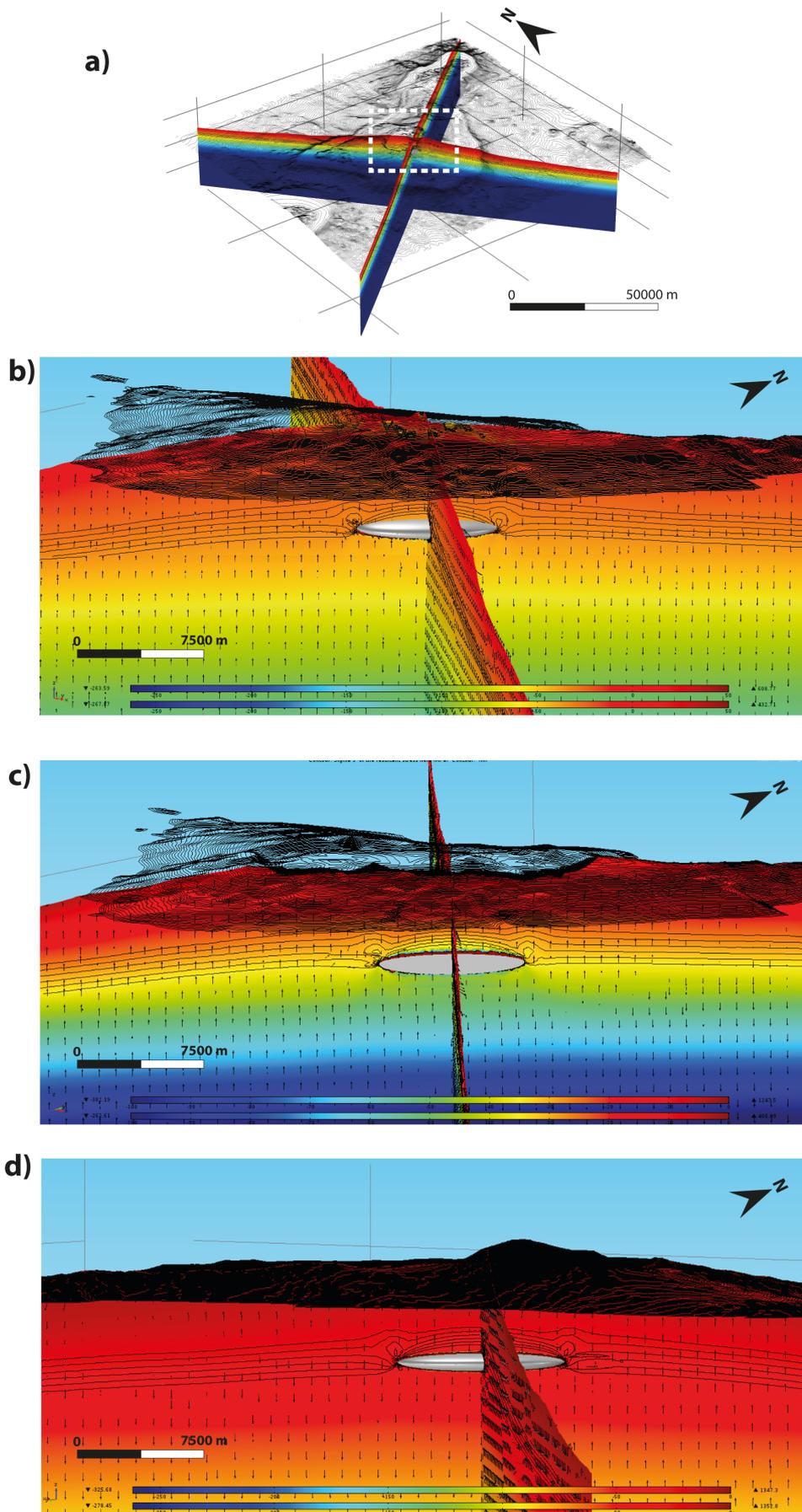


Fig. 9. Resultados obtenidos para la cámara de Guajara con gravedad. a) visualización general del modelo en 3D situando la zona de la cámara. b) modelo previo al colapso de la caldera, c) modelo del colapso de la caldera y d) modelo actual.

7. Discusión

En este trabajo se aporta como novedad la modelización 3D y el uso de geometrías más realistas en lo que a la modelización de la topografía de Tenerife se refiere. Trabajos previos relacionados con la modelización de cámaras magmáticas y diques realizados anteriormente para la caldera de Las Cañadas, utilizaban geometrías bidimensionales pudiendo considerar únicamente un corte de la topografía (Martí y Geyer, 2009). El paso de 2D a 3D permite observar de forma más detallada como afecta la topografía al campo de esfuerzos resultante.

Los resultados obtenidos en este trabajo refuerzan lo observado por Martí y Geyer (2009) referente a los parámetros que controlan la posición del punto de rotura (zona de rotura en el caso 3D) de una cámara en sobrepresión. Conviene destacar que para todos los modelos, la zona de la cámara magmática donde se concentra el máximo esfuerzo extensivo permanece constante. Siempre está localizada a lo largo del perímetro del eje máximo del elipsoide. Martí y Geyer (2009) muestran que la posición de la zona de rotura está influenciada básicamente por la geometría de la cámara magmática. En menor medida, para cámaras con tendencia esférica, el contexto tectónico aplicado al modelo también es relevante. Dado que en nuestros modelos no se ha variado la geometría de ninguna de las cámaras (Ucanca y Guajara), era de esperar que la concentración de esfuerzos extensivos ocurra siempre en la misma zona. Al comparar los resultados obtenidos con o sin aplicar la gravedad vemos que la posición del máximo esfuerzo extensivo es la misma. Esto coincide con el trabajo de Martí y Geyer (2009) donde se muestra que formas más elípticas no sufren cambios en la posición de la zona de rotura a pesar de aplicar a los modelos presentados campos de esfuerzos regionales distintos, como por ejemplo cambios de contextos tectónicos compresivos a contextos extensivos. Esto se observa también en los resultados obtenidos en este trabajo.

En cuanto a los valores de esfuerzo máximo extensivo en la zona de apertura de la cámara tenemos que en los modelos Set Ucanca o Set Guajara (sólo se tiene en cuenta el campo de esfuerzos generado por una cámara en sobrepresión) (Fig. 5 y Fig. 6), este resultado es prácticamente el mismo independientemente de cual de las 3 geometrías se utilice. Esto se debe a que se está aplicando la misma sobrepresión a la cámara

magmática. En todas las simulaciones se ha escogido una sobrepresión de $P_E=20\text{MPa}$, dado que ya se ha estudiado como reacciona el campo de esfuerzos a las variaciones de ésta (Martí y Geyer, 2009). En este caso se pretende analizar para una misma sobrepresión, de que manera reacciona el campo de esfuerzos en distintas situaciones de la zona de estudio.

En cambio en los modelos en los cuales se ha aplicado gravedad y un contexto tectónico, los valores máximos de rotura de la cámara magmática sí que presentan ciertas variaciones. Un primer comentario sobre estos modelos es que el esfuerzo de la zona de rotura corresponde a valores negativos de σ_3 , del orden de unos -10 a unos -30 MPa, por lo tanto indicarían un esfuerzo compresivo en la zona de rotura. Esto viene dado por el efecto de la gravedad y la carga litostática, ya que es difícil de entender que pueda existir en la naturaleza una extensión a una profundidad de 4,5 km. Este valor de esfuerzo negativo (compresivo) es menor (menos compresivo) que el que habría en caso de no tener la cámara en sobrepresión. Por lo tanto, en comparación con el campo de esfuerzos previo a la sobrepresión de la cámara, podríamos decir que existe una cierta extensión o menor compresión en la zona, suficiente para permitir la apertura de la cámara.

La distribución asimétrica de las concentraciones de máximo esfuerzo extensivo (o mínimo compresivo) en los modelos de Set Ucanca+Gravedad y Set Guajara+Gravedad que consideran la topografía del colapso de la caldera de Las Cañadas (Fig. 8c y Fig. 9c), está directamente relacionada con la presencia de la fuerza de gravedad en las simulaciones. Cuanto mayor sea el espesor de la columna de material, mayor será la presión que ésta ejerce sobre la cámara inhibiendo así la inyección de diques. Para una cámara localizada a una cierta profundidad será más fácil iniciar la inyección de un dique donde se encuentre el menor espesor de columna de material. Por tanto, si una cámara en sobrepresión está localizada debajo de una caldera y de un edificio volcánico al mismo tiempo, la inyección del dique se dará con mayor posibilidad en aquellos puntos de la cámara que estén localizados debajo del colapso. Lo mismo se puede observar en el caso del modelo actual, especialmente en el caso de Ucanca (Fig. 8d), donde en uno de los cortes se puede observar la influencia del Teide sobre la cámara, aumentando la

concentración de esfuerzo extensivo o menos compresivo en la zona de rotura.

Como se ha presentado en trabajos anteriores (Martí y Geyer, 2009), la dirección del esfuerzo principal máximo compresivo depende primordialmente del campo de esfuerzos regional que se imponga. En este trabajo se ha definido un campo extensivo que conlleva una verticalización de σ_1 . En la mayoría de modelos en los cuales se ha aplicado este campo de esfuerzos regional, las trayectorias de σ_1 parten prácticamente verticales desde la cámara (Fig. 8 y Fig. 9), mientras que en los modelos sin gravedad estas trayectorias parten de la cámara con ángulos de aproximadamente 40° - 45° y se horizontalizan rápidamente, no llegando nunca a interceptar la superficie. La suma de campos de esfuerzos, gracias al principio de superposición, implica una verticalización de estas trayectorias. De manera que los *cone sheets* como se han definido con anterioridad (Anderson, 1936) suelen presentar buzamientos bastante verticales.

7.1. Resultados numéricos vs. datos de campo

Tal y como se ha comentado, el objetivo de las simulaciones numéricas realizadas en este trabajo es adquirir una base teórica que ayude a comprender la mecánica de emplazamiento de los diques. Esto nos permite evaluar los mecanismos de intrusión y sus causas para la correcta interpretación futura de los mecanismos eruptivos en el caso de erupciones laterales. A parte de entender como la trayectoria de los diques varía en función del campo de esfuerzos local alrededor de la cámara magmática, se ha pretendido analizar el efecto de la aplicación de gravedad en la modelización sobre el campo de esfuerzos, y del efecto de la topografía en la rotura de la cámara y la trayectoria de los diques.

De forma complementaria a los objetivos arriba mencionados, nos basaremos en los datos de campo recogidos a lo largo de la pared de Las Cañadas para poder calibrar los resultados de los modelos realizados. Para ello debemos tener en cuenta que los diques pueden variar su trayectoria en función de los materiales que atraviesan (Gudmundsson, 2011a; Gudmundsson y Brenner, 2004; Gudmundsson y Brenner, 2005; Gudmundsson y Philipp, 2006). De este modo, por una parte, el buzamiento de los diques que hemos estudiado en la caldera de Las Cañadas puede deberse a efectos locales por el hecho de atravesar discontinuidades mecánicas. Otro aspecto a tener en cuenta es que la sección de los

diques que ahora se observan en superficie podría haber correspondido a partes profundas de éste expuestas posteriormente por procesos erosivos. Generalmente estos diques a grandes profundidades presentan buzamientos distintos que a profundidades intermedias donde tienden a verticalizarse más.

Una afirmación que se puede aportar, respecto al estudio realizado de campo, es que aquellos diques con ángulos de buzamiento bajos, o han sido objetos de un fuerte cambio en su trayectoria debido a discontinuidades mecánicas o no se han podido formar en un contexto tectónico como el modelizado (contexto extensivo). Por otro lado, los datos de campo correspondientes a las direcciones de capa de los diques de ángulos más horizontales de buzamiento situados en la zona del colapso de Uanca (Fig. 2), pueden pertenecer a la cámara de Guajara. De manera que, puede ser que durante el colapso de Guajara la extensión fuese mayor que durante el proceso de colapso de Uanca.

Dado que se ha visto que la inclinación de los diques está fuertemente controlada por el contexto tectónico, se contempla desarrollar en un futuro toda una serie de modelos considerando contextos tectónicos distintos que permitan entender porque existen *cone sheets* con ángulos de buzamiento tan bajos. El objetivo final es ver si aplicando cambios en el campo de esfuerzos regional/local se encuentran relaciones entre las distintas familias de diques de la zona de estudio. Otros modelos a realizar, corresponden a la simulación de intrusión de diques en la zona de Las Cañadas con un medio heterogéneo y ver si dichas heterogeneidades llegan a horizontalizar las trayectorias de estos diques.

7.2. Implicaciones para la evaluación de la peligrosidad volcánica

Este trabajo ha servido para comprender las condiciones de emplazamiento de los diques y de rotura de cámara magmática en la zona de Tenerife, como afecta la topografía a la rotura de las cámaras magmáticas y como un contexto extensivo puede dar lugar a la verticalización de los diques, provocando que estos lleguen a la superficie.

La existencia de un modelo actual de la isla de Tenerife, conociendo el contexto tectónico actual y los parámetros actuales de la cámara o cámaras magmáticas que puedan existir, puede ayudar a evaluar la posibilidad de que los diques inyectados (en el caso que se diese), puedan o no llegar a la

superficie. Permitiendo conocer, por donde se podría generar la rotura de la cámara y que trayectoria seguirían los diques. Perfeccionando dichos modelos se podría llegar a conocer si éstos pueden ser detenidos por alguna barrera mecánica, desviados en algún punto o finalmente llegar a la superficie. En caso de que lleguen a la superficie aportarían información de donde se produciría esta erupción lateral, siendo una gran herramienta para la evaluación de la susceptibilidad y peligrosidad volcánica.

7.3. Limitaciones del método

Este método presenta una serie de limitaciones. La primera limitación consiste en la malla aplicada a los modelos tendría que ser refinada para realizar modelos más precisos y cercanos a la realidad. Pero afinar más la malla implica la necesidad de equipos muy potentes para poder calcular los modelos. Además el tiempo de cálculo aumenta de forma exponencial, imposibilitando su realización para este trabajo. Por este motivo se contemplan trabajos futuros de estudio de la estabilidad del resultado en función de la malla.

8. Conclusiones

La conclusiones obtenidas con la realización de este trabajo son que la modelización numérica es una potente herramienta para cuantificar los fenómenos y procesos que se observan en la naturaleza y aporta una enorme ayuda a la comprensión de los mismos. Además los modelos permiten obtener una nueva visión del problema permitiendo entender mejor los procesos naturales, en este caso la mecánica de emplazamiento e intrusión de diques.

En los modelos realizados se ha podido determinar que el campo de esfuerzos generado por una cámara magmática, como la supuesta en Tenerife durante la existencia del edificio Cañadas, nunca llegaría a generar algunos de los diques observados en el campo, al menos con la existencia del contexto tectónico extensivo como el que se encuentra en esta zona. Así nos permiten afirmar que las diferencias de buzamiento de los diques se deben a variaciones en su trayectoria a lo largo de su emplazamiento de manera brusca o a variaciones del contexto tectónico.

Otra conclusión es la importancia de la topografía, por ejemplo el papel que juega la

construcción de un nuevo cono volcánico como puede ser en la actualidad el Teide, en la ruptura de la cámara magmática. La cámara rompe con más facilidad cuando en superficie presenta topografías más abruptas.

Finalmente, conviene hacer especial hincapié en que estos modelos ayudan a comprender los mecanismos que rigen los fenómenos naturales, pero cuantificar y parametrizar todas las variables que rigen un fenómeno natural, es prácticamente imposible. De manera que, hay que compaginarlos siempre con un estudio geológico de la zona y compararlos con la realidad, para verificar sus resultados.

9. Agradecimientos

Este trabajo no hubiera sido posible sin la ayuda de Adelina Geyer la cual me ha enseñado toda la metodología utilizada en este trabajo y todo lo que sé sobre modelización numérica y quiero agradecerle toda la ayuda prestada para que este trabajo se haya podido llevar a cabo. También quiero agradecer a Joan Martí por todo lo que he aprendido de él sobre vulcanología en general y sobre la geología de Tenerife.

Finalmente, quiero agradecerles todos a mis compañeros del ICTJA que me han apoyado y ayudado tanto a largo del desarrollo de este trabajo, especialmente a Laura Becerril y Xavier de Bolòs.

10. Referencias

- Ablay, G.J. and Kearey, P., 2000. Gravity constraints on the structure and volcanic evolution of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3): 5783-5796.
- Ablay, G.J. and 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(Special issue, The Geology and Geophysics of Tenerife): 175-208.
- Ancochea, E., Fuster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, J.M. and Jamond, C., 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Island) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44: 231-249.
- Anderson, E.M., 1936. The dynamics of formation of cone sheets, ring dykes and cauldron subsidences. . *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 56: 128-163.

- Andújar, J.C., F.; Martí, J.; Wolff, J.A.; Carroll, M.R., 2008. Experimental constraints on pre-eruptive conditions of phonolitic magma from the caldera-forming El Abrigo eruption, Tenerife (Canary Islands). *Chemical Geology*, 257(3-4): 173-191.
- Araña, V., 1971. Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 27: 95-135.
- Brocher, T., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6): 2081-2092.
- Bryan, S.E.C., R.A.F.; Martí, J., 2000. The 0.57 Ma plinian eruption of the Granadilla Member, Tenerife (Canary Islands): an example of complexity in eruption dynamics and evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4).
- Cañón-Tapia, E. and Merle, O., 2006. Dyke nucleation and early growth from pressurized magma chambers: Insights from analogue models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3-4): 207-220.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Pérez-Torrado, F.J., Paris, R., Fra-Paleo, U. and Hansen, A., 2007. Eruptive and structural history of Teide Volcano and Rift Zones of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9/10): 1027-1051.
- Coppo, N.S., P.; Falco, F.; Costa, R.; Burkhard, M., 2008a. Structural pattern of the western Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands) revealed by audiomagnetotellurics. *Swiss J. Geoscience*, 101.
- Coppo, N.S., P.; Heise, W.; Falco, P.; Costa, R., 2008b. Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(170).
- Geyer, A. and Bindeman, I., 2011. Glacial influence on caldera-forming eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 202: 127-142.
- Geyer, A. and Martí, J., 2010. The distribution of basaltic volcanism on Tenerife, Canary Islands: Implications on the origin and dynamics of the rift systems. *Tectonophysics*, 483(3-4): 310-326.
- Gottsmann, J., Camacho, A.G., Martí, J., Wooller, L., Fernández, J., García, A. and Rymer, H., 2008. Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: Implications for its evolution and recent reactivation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168(3-4): 212-230.
- Grosfils, E.B., 2007. Magma reservoir failure on the terrestrial planets: Assessing the importance of gravitational loading in simple elastic models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166(2): 47-75.
- Gudmundsson, A., 1984. Formation of dykes, feeder-dykes, and the intrusion of dykes from magma Chambers. *Bull Volcanol*, 47(3): 537-550.
- Gudmundsson, A., 1988. Effect of tensile stress concentration around magma chambers on intrusion and extrusion frequencies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 35: 179-194.
- Gudmundsson, A., 1990. Emplacement of dikes, sills and crustal magma chambers at divergent plate boundaries. *Tectonophysics*, 176: 257-275.
- Gudmundsson, A., 1998. Magma chambers modeled as cavities explain the formation of rift zone central volcanoes and their eruption and intrusion statistics. *Journal of Geophysical Research*, 103/B4: 7401-7412.
- Gudmundsson, A., 2002. Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116: 279-298.
- Gudmundsson, A., 2006. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes. *Earth-Science Reviews*, 79(1-2): 1-31.
- Gudmundsson, A., 2011a. Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation. *Tectonophysics*, 500(1-4): 50-64.
- Gudmundsson, A., 2011b. *Rock Fractures in Geological Processes*. Cambridge University Press, 592 pp.
- Gudmundsson, A. and Brenner, S.L., 2004. How mechanical layering affects local stresses, unrests, and eruptions of volcanoes. *Geophysical Research Letters*, 31: L16606.
- Gudmundsson, A. and Brenner, S.L., 2005. On the conditions of sheet injections and eruptions in stratovolcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 67: 768-782.
- Gudmundsson, A. and Loetveit, I.F., 2005. Dyke emplacement in a layered and faulted rift zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144: 311-327.
- Gudmundsson, A., Marinoni, L. and Martí, J., 1999. Injection and arrest of dykes: implications for volcanic hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88: 1-13.
- Gudmundsson, A. and Philipp, S.L., 2006. How local stress fields prevent volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3-4): 257-268.

- Larsen, B. and Gudmundsson, A., 2010. Linking of fractures in layered rocks: Implications for permeability. *Tectonophysics*, 492(1-4): 108-120.
- Martí, J., Ablay, G.J. and Bryan, S., 1996. Comment on " The Canary Islands : an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes" by J.C. Carracedo. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72: 143-149.
- Martí, J. and Geyer, A., 2009. Central vs flank eruptions at Teide-Pico Viejo twin stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181(1-2): 47-60.
- Martí, J., Geyer, A. and Folch, A., 2009. A genetic classification of collapse calderas based on field studies, analogue and theoretical modelling. In: T. Thordarson and S. Self (Editors), *Volcanology: the Legacy of GPL Walker*. IAVCEI-Geological Society of London, London, pp. 249-266.
- Martí, J. and 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(Special issue, The geology and geophysics of tenerife): 161-174.
- Martí, J., Hurlimann, M., Ablay, G.J. and Gudmundsson, A., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25: 879-882.
- Martí, J., Mitjavila, J. and Araña, V., 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Island). *Geological Magazine*, 131(6): 715-727.
- McLeod, P. and Tait, S., 1999. The growth of dykes from magma chambers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92: 231-245.
- Muller, J.R., Ito, G. and Martel, S.J., 2001. Effects of volcano loading on dike propagation in an elastic half-space. *Journal of Geophysical Research*, 106(B6): 11101-11113.
- Sartoris, G., Pozzi, J.P., Philippe, C. and Moüel, J.L., 1990. Mechanical stability of shallow magma chambers. *Journal of Geophysical Research*, 95: 5141-5151.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 456 pp. pp.
- Watts, A.B., Peirce, C., Colliers, J., Dalwood, R., Canales, J.P. and Henstock, T.J., 1997. A seismic study of lithospheric flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 146: 431-447.