



Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Complutense de Madrid



Departamento de Volcanología
Museo Nacional de Ciencias Naturales
Consejo Superior de Investigaciones Científicas

MODELIZACIÓN FÍSICA Y SIMULACIÓN NUMÉRICA DE PROCESOS ERUPTIVOS PARA LA GENERACIÓN DE MAPAS DE PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

Alicia Felpeto Rielo



Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Complutense de Madrid



Departamento de Volcanología
Museo Nacional de Ciencias Naturales
Consejo Superior de Investigaciones Científicas

MODELIZACIÓN FÍSICA Y SIMULACIÓN NUMÉRICA DE PROCESOS ERUPTIVOS PARA LA GENERACIÓN DE MAPAS DE PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

Memoria presentada en el Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología) de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid para optar al grado de Doctora en Ciencias Físicas

Doctoranda: Alicia Felpeto Rielo

Visto Bueno del Tutor

Visto Bueno del Director de la Tesis

Dr. Miguel Herráiz Sarachaga

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Complutense de Madrid

Dr. Ramón Ortiz Ramis

Departamento de Volcanología
Museo Nacional de Ciencias Naturales
Consejo Superior de Investigaciones Científicas

Curso 2001-2002

AGRADECIMIENTOS

Esta memoria resume el resultado de varios años de trabajo y esfuerzo. Y este resultado ha sido posible gracias a mucha, mucha gente que me ha enseñado, guiado, ayudado, apoyado y empujado a seguir adelante.

Ramón Ortiz, director de esta tesis, quien me mostró el mundo de los volcanes y me animó a iniciar mi labor investigadora, y que ha estado en todo momento dispuesto a discutir cualquier cuestión de mi trabajo, aportando ideas o soluciones y abriendo nuevos caminos.

Vicente Araña, que me explicó el volcanismo de las Canarias y ha apoyado siempre mi trabajo, empujándome a publicarlo.

Alicia García, que ha puesto siempre de su parte para facilitarme lo que en cada momento necesitaba y ha confiado en mí.

Mar Astiz, que unas veces como matemática y otras como amiga me ha ayudado cuando lo he necesitado.

Alfredo Aparicio y Luis García-Cacho, que se han preocupado por intentar resolver mis dudas y proporcionarme los datos que he necesitado.

José Luis Díez Gil, que siempre estaba abierto a discusiones y preguntas sobre Volcanología y a conversaciones sobre cualquier otro tema.

Miguel Herráiz, tutor de esta tesis, que me ha apoyado y animado durante estos años, y me ha dedicado muchas horas de su tiempo, especialmente en estos últimos meses.

El grupo de investigadores del Centro de Volcanología de la Universidad de Azores, con los que he mantenido largas discusiones acerca de la aplicabilidad y utilidad de mis modelos, y especialmente Teresa Ferreira, por las largas horas de charla y por probar muchos de los programas de simulación, planteándome diversos problemas que contribuyeron a aumentar su facilidad de uso.

Los miembros del *Volcanic Simulation Group* de la Universidad de Pisa, que siempre me han animado en mi trabajo y pusieron a mi disposición el modelo digital de elevación del Etna.

El Servicio Geográfico del Ejército Español, que me facilitó algunos de los modelos digitales de elevación empleados en este trabajo.

José Germán Viramonte, de la Universidad de Salta, que me animó a aplicar mis modelos a las erupciones del Láscar enviándome todos los datos de los que disponía.

Emilio Cuevas, del Observatorio Atmosférico de Izaña (Instituto Nacional de Meteorología), que me ha facilitado los datos de viento de Tenerife.

Joan Martí, del Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, de quien he aprendido mucho sobre Tenerife y el volcanismo explosivo en general, y que varias veces ha intentado mostrarme que el camino no era tan difícil.

Robert J. Pankhurst, que amablemente me proporcionó sus fotografías de la erupción del 20 de julio de 2000 del Láscar.

Los jóvenes investigadores que trabajan o han trabajado en el Departamento de Volcanología, como Rafa, Marta, Nieves y Javier, que han compartido conmigo muchas horas de trabajo, viajes, histerias y también diversión.

Isabel Blanco, que me conoce, entiende y apoya más que si fuera mi hermana. Del proceso de su tesis aprendí muchas cosas (aunque debería haber aprendido más), y de todo lo que compartimos juntas sigo disfrutando y aprendiendo infinitamente

Paquita Gómez, que me enseñó muchas cosas sobre SIG, me facilitó muchos datos, de tediosa compilación, de su propia tesis, con la que he mantenido largas conversaciones acerca de la integración de los modelos en sistemas SIG ... y muchas otras largas conversaciones.

Mi familia, que me llena de cariño y que siempre ha mostrado una confianza ciega en mí.

Y Aure, por todo, por ser y por estar.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
---------------------	---

CAPÍTULO I. PELIGROSIDAD Y RIESGO VOLCÁNICO

I.1. Conceptos de Peligrosidad y Riesgo	5
I.2. Peligros Volcánicos	6
I.3. Estimación de la Peligrosidad Volcánica	7
I.3.1. Análisis de la probabilidad de erupción	11
Aproximaciones estadísticas	11
Aproximaciones determinísticas	14
I.3.2. Localización del área probable de erupción	15
I.3.3. Mecanismos de erupción	15
I.4. La Modelización Física en la Gestión del Riesgo Volcánico	17
I.5. Los Sistemas de Información Geográfica en la Gestión del Riesgo Volcánico	18

CAPÍTULO II. MODELIZACIÓN DE DISPERSIÓN Y CAÍDA DE CENIZAS

II.1. Introducción	25
II.2. Columnas Plinianas	27
II.3. Modelización de caída de cenizas	29
II.3.1. Modelos directos	30
II.3.2. Modelos inversos	34
Volumen total de un depósito de caída	35
Altura de la columna	38
II.4. Modelo Propuesto	40
II.4.1. Distribución de material en la columna	41
Distribución de tamaño de partícula	41
Distribución vertical de material en la columna	42
II.4.2. Velocidad límite de caída	42
II.4.3. Difusividad atmosférica	46
II.4.4. Advección-difusión	46
II.4.5. Ejemplos de la influencia de distintos parámetros	48
II.4.6. Ejemplo de aplicación a la reconstrucción de una erupción: Erupción de Montaña Blanca, Tenerife	49

Parámetros de entrada del modelo	53
Altura de la columna	53
Volumen total emitido	55
Parámetros atmosféricos	56
Centros de emisión y tamaño de partícula	57
Discretizados	57
Resultados y conclusiones	58
II.4.7. Ejemplo de aplicación de evolución de la nube de cenizas: Erupción del Láscar, Chile, (20/7/2000)	59
Parámetros de entrada de la simulación	62
Altura de la columna	62
Volumen total emitido	63
Parámetros atmosféricos	63
Distribución de tamaño de partícula	64
Simulación	64
Conclusiones	68

CAPÍTULO III. MODELIZACIÓN DE LAVAS

III.1. Introducción	73
III.2. Modelización de Distintos Parámetros Físicos de las Lavas	74
III.2.1. Fluidos Bingham	74
III.2.2. Variación de la temperatura	79
III.3. Modelización de Recorrido de Lavas	81
III.3.1. Modelos basados en la teoría de transporte	81
III.3.2. Modelos probabilísticos	83
III.4. Modelos Propuestos	87
III.4.1. Modelo determinista	87
Flujo entre celdas	87
Temperatura de la lava	88
Viscosidad y cizalla umbral	91
Elección del intervalo temporal	92
Dependencia de la orientación del MDE	92
III.4.2. Modelo probabilístico	94
Número de iteraciones	96
III.4.3. Comparación entre los modelos determinista y probabilístico	107
Erupción de 1991-93 del Monte Etna	107
Simulaciones de la colada de Portella Calanna	109
Modelo determinista	109
Modelo probabilístico	119
Discusión y conclusiones	121

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA PARA LA GENERACIÓN DE MAPAS DE PELIGROSIDAD VOLCÁNICA.
APLICACIÓN A LAS ISLAS DE LANZAROTE Y TENERIFE

IV.1. Introducción	125
IV.2. Metodología para la Generación de Mapas de Peligrosidad Volcánica	126
IV.2.1. Revisión de algunas metodologías para la elaboración de mapas de peligrosidad volcánica	126
IV.2.2. Metodología propuesta	131
Peligros esperables	132
Probabilidad de ocurrencia de cada peligro	133
Acotación del área fuente	133
Caracterización de la erupción esperable	135
Simulación numérica de los peligros esperables	135
Elaboración del mapa de peligrosidad	135
IV.3. Mapas de Peligrosidad de la Isla de Lanzarote	136
IV.3.1. Marco geológico	136
El archipiélago canario	136
Lanzarote	139
IV.3.2. Peligros esperables	139
IV.3.3. Probabilidad de ocurrencia	142
IV.3.4. Área fuente	143
IV.3.5. Caracterización de la erupción esperable	146
IV.3.6. Simulación numérica	146
IV.3.7. Mapa de peligrosidad	148
IV.4. Mapas de Peligrosidad de la Isla de Tenerife	152
IV.4.1. Marco geológico	153
IV.4.2. Peligros esperables	154
IV.4.3. Probabilidad de ocurrencia	155
Caída de cenizas	155
Coladas de lava	156
IV.4.4. Área fuente	157
Caída de cenizas	157
Coladas de lava	157
IV.4.5. Caracterización de la erupción esperable	164
Caída de cenizas	164
Coladas de lava	164
IV.4.6. Simulación numérica	165
Caída de cenizas	165
Coladas de lava	165
IV.4.7. Mapas de peligrosidad	171
Caída de cenizas	171
Coladas de lava	174

CAPÍTULO V. RESUMEN Y CONCLUSIONES

V.1. Introducción	181
V.2. Modelos Propuestos	181
V.2.1. Modelo de caída de cenizas	182
V.2.2. Modelos de coladas de lavas	183
V.3. Metodología Propuesta	184
V.4. Mapas de Peligrosidad de Lanzarote y Tenerife	185
Conclusiones	187
Reflexión Final	188

APÉNDICE. IMPLEMENTACIÓN DE LOS MODELOS

A.1. Generalidades	191
A.1.1. Lenguaje de programación	191
A.1.2. Formato de entrada de datos	192
A.1.3. Formato de datos matriciales	193
A.2. Implementación del Modelo para la Simulación de Caída de Cenizas (DISPER)	194
A.2.1. Fichero de configuración	195
A.2.2. Diagrama funcional	197
A.2.3. Listados	197
A.3. Implementación del Modelo Determinista para la Simulación de Lavas (LAVA)	204
A.3.1. Fichero de configuración	205
A.3.2. Diagrama funcional	207
A.3.3. Listados	207
A.4. Implementación del Modelo Probabilístico para la Simulación de Lavas (GRAVIT)	215
A.4.1. Fichero de configuración	215
A.4.2. Diagrama funcional	216
A.4.3. Listados	216
A.4.4. GRAPEL	225

LISTA DE FIGURAS Y TABLAS	229
----------------------------------	-----

REFERENCIAS	237
--------------------	-----

INTRODUCCIÓN

Tras el desastre provocado por la erupción del Nevado del Ruiz (Colombia) en 1985, la UNESCO declaró la pasada década de los 90 como la *Década para la Mitigación de los Desastres Naturales*. El objetivo de este programa era identificar los mecanismos por los que un evento natural se convierte en una catástrofe, para lo cual diversos programas de investigación se centraron en el desarrollo de herramientas que contribuyesen a minimizar el impacto negativo de diversos peligros naturales. En el ámbito de la Volcanología, los esfuerzos se centraron tanto en el desarrollo de instrumentación para el seguimiento de la actividad volcánica, como en generar mapas de peligrosidad volcánica que constituyesen el punto de partida para análisis de riesgo volcánico y ensayo de medidas mitigadoras del mismo. Dentro de este ámbito, en el Departamento de Volcanología del Museo Nacional de Ciencias Naturales del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, se planteó el desarrollo de modelos para la simulación numérica de la dinámica y distribución final de los productos de distintos tipos de erupciones, de forma que los resultados de dichas simulaciones permitieran generar mapas de peligrosidad volcánica. Gran parte de los resultados de este trabajo se presentan en esta memoria, en la que se describen tanto los modelos desarrollados, como su aplicación a la generación de mapas de peligrosidad volcánica.

La memoria está estructurada en cinco capítulos. El primero de ellos se definen los conceptos básicos de peligrosidad y riesgo, describiendo brevemente la problemática concreta del estudio de la peligrosidad volcánica. Asimismo, se hace hincapié en el papel que los modelos físicos de

procesos volcánicos tienen en este ámbito, y su inter-relación con los Sistemas de Información Geográfica, de forma que los mapas de peligrosidad volcánica constituyan una auténtica herramienta dinámica para la mitigación del riesgo volcánico.

El trabajo recogido en esta memoria se centra en dos de los principales peligros volcánicos: la caída de cenizas y las coladas de lava. Así los capítulos II y III describen respectivamente los modelos propuestos para la simulación de dichos peligros. En ambos se hace una síntesis de los procesos físicos básicos que intervienen en el mecanismo eruptivo correspondiente, así como una descripción de los principales modelos existentes en la bibliografía. A continuación se describen los modelos propuestos, y algunos ejemplos de aplicación de los mismos. En el capítulo II se presenta un modelo que permite simular tanto la evolución de una nube de cenizas originada por una erupción pliniana como el depósito final sobre la superficie terrestre. Este modelo se aplica a la reconstrucción de la última erupción explosiva que ha tenido lugar en las Islas Canarias: la erupción de Montaña Blanca (Tenerife), ocurrida hace unos 2000 años. También se aplica a la simulación de la pluma generada por una reciente erupción: la del volcán Láscar (Chile), ocurrida el 20/07/00.

En el capítulo III se proponen dos modelos diferentes para la simulación de coladas de lava. Uno, de tipo determinista, que describe la evolución temporal del flujo de lava y, otro, de carácter probabilístico, que determina la probabilidad de cada punto del área de estudio de ser cubierto por la lava. Ambos modelos se aplican para simular una pequeña colada que tuvo lugar durante la erupción de 1991-93 del volcán Etna (Italia), mostrando las ventajas e inconvenientes de cada uno de ellos.

El cuarto capítulo se centra en la aplicación de las simulaciones numéricas a la generación de mapas de peligrosidad volcánica, proponiendo una metodología para dicha generación. Dicha metodología se aplica a las islas canarias de Lanzarote y Tenerife. En el caso de Lanzarote, se obtienen mapas de peligrosidad para coladas de lava para toda la isla, y un mapa, más detallado, del área de Arrecife, principal núcleo de población de la misma. En Tenerife, se obtienen mapas de peligrosidad para caída de cenizas volcánicas, partiendo de las características de la última erupción explosiva ocurrida en la isla, la erupción de Montaña Blanca, y de los datos de viento obtenidos de registros meteorológicos de seis años. También se presentan varios mapas de peligrosidad de invasión por flujos de lava para toda la isla, partiendo de distintas distribuciones espaciales de probabilidad de futuros centros eruptivos, haciendo un análisis conjunto de los resultados obtenidos.

El último capítulo resume los ámbitos de aplicación de la metodología y los modelos propuestos, y presenta una síntesis de las conclusiones principales de este trabajo.

Finalmente, en un apéndice se describe la implementación de los modelos propuestos, incluyendo los diagramas funcionales simplificados y listados de las subrutinas y funciones principales de cada uno de los programas desarrollados.

CAPÍTULO I
PELIGROSIDAD Y RIESGO VOLCÁNICO

CAPÍTULO I

PELIGROSIDAD Y RIESGO VOLCÁNICO

I.1. CONCEPTOS DE PELIGROSIDAD Y RIESGO

El establecimiento de un marco para el estudio de los riesgos asociados a los desastres naturales requiere la definición de una serie de conceptos básicos que permitan relacionar de forma clara los distintos desastres y sus efectos. Así, en 1972, el *Grupo de Trabajo para el Estudio Estadístico de los Peligros Naturales* (UNESCO, 1972) identificó el concepto de **riesgo** como la expectativa de que se produzca una pérdida, bien en forma de vidas humanas, o bienes materiales, o capacidad productiva, ... etc. El riesgo (R) se evalúa como el producto de tres factores: **valor**, **vulnerabilidad** y **peligrosidad**:

$$Riesgo = (Valor) \times (Vulnerabilidad) \times (Peligrosidad) \quad (I.1)$$

Se entiende por **peligrosidad** $P(x,y,z, \Delta t)$ la probabilidad de que un punto (x,y,z) se vea afectado por el peligro considerado a lo largo de un intervalo de tiempo Δt . La **vulnerabilidad** $V(x,y,z)$ es la expectativa de daño o pérdida infligida a un elemento expuesto al peligro, y suele expresarse como porcentaje de daño referido a la pérdida total. El **valor** representa la cuantificación, en términos de vidas humanas, de coste, ... etc., de los elementos susceptibles de ser afectados por el peligro considerado (Felpeto et al., 1996).

Es preciso señalar que, puesto que la peligrosidad es función del intervalo de tiempo considerado, también lo será el riesgo, mientras que la vulnerabilidad es únicamente función del punto del espacio considerado (Araña y Ortiz, 1993).

En 1982, la Organización de las Naciones Unidas para la Coordinación de Desastres definió el concepto de riesgo de forma similar a la expresión anterior, pero introduciendo dos nuevos conceptos (Alexander, 1993):

- a) **Elemento de riesgo (E)**: cualquier valor (población, actividades económicas, servicios públicos, ... etc.) que puede resultar adversamente afectado como consecuencia de un desastre natural.
- b) **Riesgo específico (R_e)**: expectación de daño o pérdida que puede producir un fenómeno natural determinado. Se expresa como el producto de la **peligrosidad (P)** y la **vulnerabilidad (V)**.

Por lo que la expresión I.1 se describiría como:

$$R = E R_e = E(PV) \quad \textbf{(I.2)}$$

También, según el tipo de desastre natural considerado o el elemento de riesgo, es necesario considerar el concepto de **exposición**, que representa la probabilidad de que un determinado elemento de riesgo se encuentre en la zona afectada por el desastre (por ejemplo, la población turística sólo está presente en períodos vacacionales, los estudiantes sólo están en los centros escolares en horario lectivo, ... etc.).

La adopción de una metodología única en la evaluación del riesgo para todos los desastres naturales permite una mejor comprensión de la problemática de los distintos riesgos por parte de los estamentos sociales involucrados, así como un mejor aprovechamiento de los recursos empleados en su mitigación.

I.2. PELIGROS VOLCÁNICOS

Una de las características esenciales que distingue el tratamiento del riesgo volcánico del de otros desastres naturales es el hecho de que, en la mayoría de éstos, el peligro es único (por ejemplo, el terremoto en el caso de peligro sísmico), mientras que en una erupción volcánica los factores de peligro pueden ser múltiples: coladas de lava, caída de cenizas, flujos piroclásticos, lahares, ... etc. Por este motivo, los estudios de peligrosidad volcánica exigen individualizar cada uno de estos procesos definiendo su magnitud y alcance.

La tabla I.1 muestra un resumen de los principales peligros volcánicos, describiendo brevemente sus posibles orígenes, daños que pueden producir, áreas típicas afectadas, ... etc. En ella se puede apreciar claramente el gran rango de variación de muchos de los parámetros que pueden caracterizar un peligro volcánico, como, por ejemplo, la velocidad de propagación, que puede variar desde pocos m/día en ciertos tipo de avalanchas o pocos km/día para algunas coladas de lava, a velocidades del orden de km/minuto en oleadas piroclásticas o miles de km/día en la dispersión de piroclastos en la estratosfera. Algo similar ocurre con el área afectada por los productos de la erupción, puesto que ésta puede oscilar entre valores del orden de km² para oleadas piroclásticas o caída de bombas hasta miles de km² en caída de cenizas de erupciones plinianas.

Estas grandes diferencias entre los distintos procesos volcánicos condicionan que tanto los estudios de peligrosidad y riesgo volcánico como las estrategias para la mitigación del riesgo deban ser diseñadas de forma específica para cada uno de los posibles peligros.

I.3. ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

El planteamiento del estudio de la peligrosidad volcánica en un área determinada precisa responder a tres cuestiones básicas:

- ¿Qué probabilidad hay de que se produzca una erupción en un plazo determinado?
- ¿Dónde se situará el centro o centros de emisión?
- ¿Cómo será la erupción?

Estas cuestiones básicas se corresponden con tres de las líneas fundamentales de investigación en Volcanología:

- Análisis de la probabilidad de erupción
- Localización del área probable de erupción
- Mecanismos de erupción

Estos tres aspectos están íntimamente ligados entre sí y su mejor o peor conocimiento depende en gran medida del estudio de la historia eruptiva del área volcánica. Este estudio permitirá modelizar las erupciones pasadas de forma que se pueda inferir el comportamiento futuro del volcán. Dicha modelización requiere el conocimiento de las condiciones físicas del magma antes y durante las erupciones.

Tabla I.1.

Peligos volcánicos (basado en Araña y Ortiz, 1993).

Peligros		Origen	Control		Velocidad de propagación típica	Daños más probables		
			Topográfico	Otros		Enterramiento y/o impacto destructivo	Ignición	Corrosión, contaminación, asfixia, envenenamiento
LAVAS	COLADAS	Efusión y dispersión en superficie de magma fluido	Absoluto	-	m/día a km/día dependiendo de viscosidad, ritmo efusión, topografía	Sí	Sí	Localmente por desgasificación
	DOMOS	Acumulación de magma muy viscoso sobre la zona de salida	Absoluto	-	Muy lenta (cm/día)	-	-	-
PIROCLASTOS	COLADAS	Colapso de columna eruptiva. Colapso de domo.	Alto	-	100 m/s	Sí	Sí	Por nubes de ceniza acompañantes
	OLEADAS	Erupciones freatomagmáticas. Colapso de columna eruptiva. Explosiones basales	Bajo	-	decenas a pocas centenas m/s	Sí	-	Sí
	FLUJOS DIRECCIONALES	Brusca despresurización de un sistema magmático o hidromagmático	Casi nulo	Dirección de la explosión	100 m/s	Sí	Sí	-
	DE CAÍDA	Dispersión de columna eruptiva	-	Viento Difusividad atmosférica	Variable según densidad y tamaño de partículas y velocidad de viento	Sí	-	Sí (en polvo y por infiltración)
	BOMBAS	Proyección balística de boca eruptiva	-	Trayectoria inicial	Variable según densidad y tamaño	Sí	-	-
	EN SUSPENSIÓN	Inyección de aerosoles en la estratosfera	-	Difusión estratosférica	miles de km/día	-	-	Sí
	GASES	EN COLUMNA ERUPTIVA	Explosiones	-	Viento	La del viento	-	Sí
FUMAROLAS		Emanaciones	Bajo	Viento	Variable según viento y descarga	-	Sí	Sí
MATERIAL FRAGMENTARIO	LAHARES	Desbordamiento de lagos cratéricos. Fusión de nieve o hielo.	Absoluto	-	Decenas de km/h según topografía y volumen de agua	Sí	-	-
	AVALANCHAS (lato sensu)	Desplome parcial del edificio o colapsos sectoriales	Parcial	-	Muy variable, de pocos m/día a decenas km/hora	Sí	-	-

Tabla I.1.
(continuación)

	Indirectos	Área típica afectada	Vulnerabilidad	Ejemplos -comentario-
	Incendios	Pocos km ² en el curso de valles en torno al centro de emisión. Centenares de km ² en erupciones fisurales prolongadas	Baja para las personas. Alta para cultivos, obras públicas, edificios (aunque no haya desplome pueden quedar inservibles)	Timanfaya (Lanzarote), 1730-36 Laki (Islandia), 1783 -gran hambruna- Kilauea (Hawaii), 1967-1968 Teneguía (La Palma), 1971 -última en Canarias- Etna (Italia), 1979-1983
	Eventos explosivos violentos por desplome o explosión	Muy limitada salvo desplome o explosión (ver piroclastos)	Alta por la posibilidad de desplome o explosión repentina	Showa Shinzan (Japón), 1943-45 Santiago (Guatemala), 1973 Usu (Japón), 1977 Popocatepetl (México), 1991-actualidad
	Como coladas lávicas	Hasta miles de km ² en el curso de valles y en una amplia franja de sus márgenes, considerando las nubes acompañantes y oleadas	Máxima hasta decenas de km de la fuente	Mt. Peleè (Martinica), 1902 Katnai (Alaska), 1912 Llamington (Papúa), 1951 Pinatubo (Filipinas), 1991 Montserrat (Caribe, UK), 1995-actualidad
		Círculos o sectores de hasta 10 km ² en torno a la fuente	Alta, hasta pocos km de la fuente.	Capelinhos (Azores), 1957 Taal (Filipinas), 1965
	Como coladas y oleadas piroclásticas Ondas de choque	Hasta 500 km ² en sectores de hasta 50 km de radio en torno a la fuente	Máxima hasta bastantes km de la fuente	Bezimianny (Kamchatka), 1956 Mt. St. Helens (USA), 1982
	Colapso de techos. Destrucción de cultivos	Depende del viento y del volumen de piroclastos. Capas con más de 10 cm de espesor, desde centenares a miles de km ²	Relativamente baja para personas y bienes. Alta para tráfico aéreo	Vesubio (Italia), 79 -sepulta Pompeya y Herculano- Tambora (Indonesia), 1812 Quizapú (Chile), 1932 Galunggung (Indonesia), 1982 Lonquimay (Chile), 1989-90 -contaminación por flúor- Hudson (Chile), 1991 -esterilización de suelos- Láscar (Chile), 1993
		Círculo de pocos km de radio	Alta para personas y edificios	
	Cambios climáticos. Esterilización de suelos	Amplias franjas de la superficie terrestre	Baja para personas (según volcanismo histórico)	
		Pocos km en la dirección del viento	Baja (la concentración disminuye rápidamente, alejándose de la fuente)	Lago Nyos (Camerún), 1986 Isla White (N. Zelanda), 1971
	Desplazamiento de oxígeno en hondonadas	Depresiones y cursos de valles próximos a la fuente	Baja si hay manifestaciones superficiales	
	Inundaciones	Decenas a centenares de km ² en zonas aguas abajo del edificio volcánico, hasta casi 100 km.	Muy alta en los valles de volcanes situados a grandes alturas y con fuertes pendientes (hay posibilidad de defensa activa)	Unzen (Japón), 1972 Kelut (Indonesia), 1919 Arenal (Costa Rica), 1968 Villarrica (Chile), 1971 Nevado del Ruiz (Colombia), 1985 Agustine (Alaska), 1976
	Tsunamis			

Tales condiciones están asociadas al marco geodinámico del área volcánica (Araña, 1988a) y se deducen fundamentalmente a partir de estudios petrológicos, siendo básico el conocimiento de parámetros tales como profundidad, forma y dimensiones de la cámara magmática (si la hubiere); distribución, densidad, forma y anchura de los conductos de emisión a niveles someros; profundidad a la que se produce la vesiculación del magma y la posible interacción con acuíferos; composición, temperatura del magma y contenido en agua del mismo (Araña y Ortiz, 1993) .

El estudio de los productos de las erupciones y de las propias estructuras volcánicas proporciona información acerca de estos parámetros.

Por otra parte, en cada volcán es preciso reconocer todos los mecanismos eruptivos que han tenido lugar en su historia (Tabla I.2), observando especialmente si existe alguna secuencia o correlación entre ellos, bien sea durante una misma erupción o en erupciones sucesivas.

Tabla I.2

Información requerida sobre cada peligro volcánico (National Land Agency of Japan, 1992).

Factor de Peligro	Información y relación de daños
Proyección balística	Centro de emisión. Área de caída. Tamaño. Número de impactos. Temperatura.
Caída de piroclastos	Centro de emisión. Tamaños de partícula (máxima, media). Isopacas.
Coladas de lava	Centro de emisión. Espesor. Dirección de flujo. Tiempos de recorrido. Temperatura. Área cubierta.
Domos	Emplazamiento. Velocidad de crecimiento. Tamaño crítico. Direcciones preferentes de destrucción.
Coladas y oleadas piroclásticas Nubes ardientes	Punto de origen. Espesor. Dirección de flujo. Tiempos de recorrido. Temperatura. Zona límite.
Lahares	Punto de ocurrencia. Mecanismo de disparo. Cauce. Área inundada. Nivel alcanzado. Tiempos de recorrido.
Inundaciones	Punto de ocurrencia. Mecanismo de disparo. Cauce. Área inundada. Nivel alcanzado. Tiempos de recorrido.
Colapso del volcán. Avalanchas	Lugar del colapso. Alcance del depósito. Topografía antes y después del colapso.
Deslizamiento de ladera	Lugar de ocurrencia. Meteorología.
Tsunami	Altura de inundación. Zona inundada.
Emisión de gases	Lugares afectados. Meteorología. Composición.
Ondas de choque	Lugares afectados.
Terremotos	Epicentro. Magnitud.
Deformación cortical	Localización de las fallas. Desplazamiento. Duración de la deformación. Zonas afectadas.
Actividad geotérmica	Puntos de observación. Cambios de temperatura en fumarolas y fuentes.
Fluctuaciones en acuíferos	Puntos de observación. Cambios en el nivel del agua.
Información común	Fuentes de información. Fecha del evento. Duración. Datos.

Además, el propio concepto de historia eruptiva lleva implícito el factor tiempo, es decir, no sólo es preciso conocer cómo han sido las erupciones del volcán sino también cuándo han tenido lugar.

Otras técnicas que aportan datos para responder a las tres preguntas planteadas en este apartado son los estudios geofísicos y las técnicas de seguimiento instrumental de la actividad volcánica. Estudios geofísicos en los ámbitos de la Sismología, Geodesia, Gravimetría, Geomagnetismo, Geoelectricidad, Geotermia, ... etc. pueden aportar datos acerca de la estructura profunda del volcán tales como profundidad de cámaras magmáticas, temperatura de las mismas, ... etc. El seguimiento instrumental de la actividad volcánica con técnicas tales como el estudio de la deformación, sismicidad local, efectos electromagnéticos, composición química de las emisiones gaseosas, ... etc, permite establecer los niveles base de diversos parámetros físicos para así poder identificar cambios en el comportamiento del volcán que sirvan como herramienta para el pronóstico de futuras erupciones (por ejemplo, Del Negro et al., 1995; Ortiz et al., 1995).

1.3.1. Análisis de la probabilidad de erupción

La determinación de la probabilidad de ocurrencia de una erupción se basa en el conocimiento de la historia eruptiva del volcán y la información disponible acerca de su estado actual. Así, pueden distinguirse dos aproximaciones de índole muy diferente: una estadística, basada en la distribución temporal de la actividad eruptiva pasada, y otra, de tipo determinístico, basada en técnicas instrumentales de seguimiento de la actividad volcánica, empleada para el pronóstico a corto plazo de cuándo va a tener lugar la próxima erupción.

Aproximaciones estadísticas

A la hora de analizar la historia eruptiva de un área volcánica, es preciso disponer de una escala que permita cuantificar de forma universal el tamaño de las erupciones, para así poder compararlas. Las primeras escalas propuestas, basadas en el volumen total de material emitido o la energía liberada, no reflejan muchos efectos de las erupciones, especialmente el carácter explosivo de las mismas. La aproximación propuesta por Newhall y Self (1982) (Tabla I.3), conocida como *Índice de Explosividad Volcánica* (VEI, Volcanic Explosive Index), parte básicamente de la altura alcanzada por la columna eruptiva y refleja bien la actividad explosiva, aunque no valora de forma adecuada las grandes erupciones basálticas. El uso generalizado de esta clasificación está justificado por el hecho de que las grandes catástrofes volcánicas han sido provocadas por erupciones explosivas.

Disponiendo de un registro detallado de erupciones bien datadas, los tipos de análisis que pueden llevarse a cabo para determinar la probabilidad de ocurrencia de una erupción con unas determinadas características son muy variados.

Tabla I.3.

Índice de Explosividad Volcánica VEI (Simkim y Siebert (1994), basado en Newhall y Self, 1982).

ÍNDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA VEI									
VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción general	no explosiva	pequeña	moderada	media	grande	muy grande			
Volumen de cenizas (m³)	<10 ⁴	<10 ⁶	<10 ⁷	<10 ⁸	<10 ⁹	<10 ¹⁰	<10 ¹¹	<10 ¹²	
Altura de columna (km) sobre el cráter sobre el nivel del mar	<.1	.1-1	1-5	3-15	10-25	>25			
Descripción cualitativa	---	Efusiva	Explosiva	Catadismo			Paroxismo	Colosal	
					Severa	Violenta	Terrible		
Tipo de Erupción	Hawaiana		Estromboliana		Vulcaniana		Pliniana Ultra-Pliniana		
Duración (horas) (sólo fase explosiva)	 < 1		 1-6		 > 12				
					 6-12				
Inyección troposférica	mínima	pequeña	media	grande.....					
Inyección estratosférica	No	No	No	Posible	Siempre	Significativa			

Así, por ejemplo, para un determinado tipo de erupciones (bien sean explosivas o efusivas, o bien para un valor de VEI determinado), asumiendo que éstas siguen una distribución determinada (de Poisson, fractal, ... etc.), puede determinarse el período de recurrencia (tiempo de reposo esperado entre dos erupciones) o la probabilidad de que, durante un intervalo temporal determinado, tenga lugar una erupción del tipo considerado (ver por ejemplo De la Cruz Reyna, 1993a; Palumbo, 1997; Astiz et al., 2000).

A partir de esta información, pueden construirse modelos de cadenas de Markov, en los que se asume que el volcán tiene un número finito de estados, cuyas funciones de transferencia son estacionarias. Así, la probabilidad de un estado determinado depende únicamente del estado actual. Para un área volcánica concreta, la definición de los posibles estados y sus probabilidades de transferencia se evalúa en función del conocimiento de la historia eruptiva del área. La figura I.1 muestra un esquema de los posibles estados del Vesuvio (Santacroce, 1995).

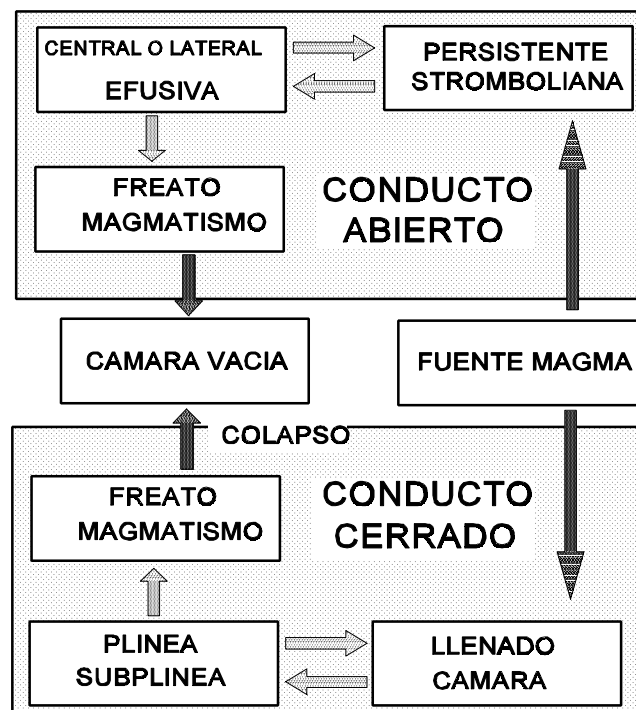


Figura I.1. Modelo de cadena de Markov para la actividad del Vesuvio (Santacroce, 1995).

Es preciso señalar que, excepto en muy escasos volcanes, el registro histórico de erupciones bien datadas apenas cubre unos cuantos siglos. Este hecho se refleja en los grandes catálogos de erupciones, como el de Simkin y Siebert (1994), en el que se recoge un millar de erupciones, ocurridas a lo largo de 10000 años, en el que la inmensa mayoría de los eventos catalogados han tenido lugar en los últimos 250 años. Esto implica que, a la hora de aplicar modelos estadísticos de frecuencia de erupciones, es preciso seleccionar cuidadosamente los datos de entrada, de forma que éstos formen un conjunto homogéneo, sin incluir datos de origen poco fiable o que puedan falsear el resultado (por ejemplo, si se dispone de un registro de documentación histórica de los últimos 500 años, incluir en el análisis estadístico una erupción datada por métodos radiométricos como ocurrida hace 2000 años implicaría asumir que no ha habido erupciones entre los años 1 y 1500).

Aproximaciones determinísticas

El pronóstico de cuándo va a tener lugar la próxima erupción se basa en técnicas instrumentales de seguimiento de la actividad volcánica, es decir, en intentar detectar cuáles son los precursores de la erupción. Desde un punto de vista formal (Mulargia y Gasparini, 1996), el fenómeno A es precursor del fenómeno B cuando A se produce antes que B. Pero para que A sea realmente un precursor, debe existir una relación fenomenológica conocida entre A y B, y deben estar bien definidas las características de A y B y la ventana temporal en la que ocurre B después de presentarse A. Los fenómenos que pueden ser precursores de la actividad volcánica son muy variados: sismicidad, deformación, variación de la gravedad, emisiones de gases, efectos volcanomagnéticos, ...etc (ver, por ejemplo, Tilling, 1989; McGuire et al., 1995; Astiz y García, 2000).

No en todos los casos se presenta el precursor antes del fenómeno. Así, pueden considerarse tres casos posibles:

- Se presenta el precursor y ocurre el fenómeno: se dice entonces que se ha producido una alarma válida
- Se presenta el precursor pero no ocurre el fenómeno: falsa alarma
- No se presenta el precursor pero ocurre el fenómeno: alarma fallida

De este modo, pueden definirse tres parámetros que representan la proporción de alarmas válidas (A_V), falsas alarmas (A_F) y alarmas fallidas (A_N), a partir de los cuales puede definirse la eficacia del precursor (Gasparini et al., 1990) como el cociente entre los aciertos (A_V) y los fallos ($A_F + A_N$), y así clasificar los precursores.

El precursor ideal sería aquél que sólo presentase alarmas válidas ($A_F = 0$, $A_N = 0$), es decir, que su eficacia fuese infinita. Un precursor fuerte es aquél en el que predominan las alarmas válidas, por tanto de eficacia mayor que la unidad, mientras que un precursor débil es el que se activa fácilmente, provocando muchas falsas alarmas ($A_F > A_V$, $A_F > A_N$), por lo que su eficacia es muy pequeña.

En general, el empleo combinado de varios precursores (Mulargia, 1997) mejora la eficiencia del sistema de alarma, siempre que dichos precursores estén relacionados estadísticamente y de modo exclusivo a través del evento (ver discusión en Ortiz, 2000c). Por ejemplo, la actividad sísmica y la deformación de un edificio volcánico pueden indicar el ascenso de un magma viscoso, y, por tanto, pueden emplearse como precursores de una erupción explosiva. Sin embargo, oscilaciones en el nivel freático también pueden provocar un aumento en la actividad microsísmica y deformación superficial. Por tanto, es preciso disponer de largas series temporales de forma que puedan analizarse las correlaciones cruzadas entre los distintos parámetros y, así, poner de manifiesto la existencia de causas ajenas a la actividad volcánica en la aparición, individual o conjunta, de los posibles fenómenos precursores.

1.3.2. Localización del área probable de erupción

La dificultad que entraña la acotación del área más probable de erupción depende estrechamente de las características del área volcánica estudiada. Así, si el análisis de peligrosidad se lleva a cabo en volcanes centrales, se suele asociar este área al cráter o cráteres principales (por ejemplo, Carrasco-Núñez y Galicia, 1995; Barberi et al., 1992).

Si la distribución de centros eruptivos es amplia, es preciso determinar la probabilidad de cada punto de contener un futuro centro eruptivo. Uno de los primeros métodos empleado para estimar dicha probabilidad es el método de cartografía de densidad (por ejemplo, Barberi et al., 1995) que consiste en la división del espacio en una malla regular, asociando la probabilidad de forma proporcional al número de episodios eruptivos localizado en cada celda. Otras aproximaciones de tipo numérico son, por ejemplo, la propuesta por Wadge et al. (1994), donde la generación de la superficie de probabilidad de localización de futuros centros eruptivos se hace basándose en un análisis multivariante de Cox, o por Mazzarini y Armienti (2001), donde se asume que la distribución de conos adventicios del Etna responde a una distribución fractal.

En estudios a corto plazo, la localización del área con mayor probabilidad de contener el futuro centro eruptivo puede basarse en distintas técnicas de vigilancia instrumental, siempre que se conozcan los precursores del evento esperable y se disponga de una red de vigilancia de la sensibilidad adecuada.

1.3.3. Mecanismos de erupción

En el marco de los estudios de peligrosidad volcánica, a la hora de determinar cómo será la erupción futura pueden definirse tres niveles de concreción (Gómez, 1997):

- a) **Tipo de erupción.** Este primer nivel consiste en determinar si la erupción que tendrá lugar será de tipo efusivo o explosivo (estromboliana, subpliniana, pliniana, freatomagmática, ... etc.). También es preciso estimar la probabilidad de formación de flujos piroclásticos.
- b) **Características de la erupción,** entendiendo éstas como los parámetros básicos que caracterizan la erupción tales como volumen total de material emitido y ritmo de emisión; en erupciones efusivas: viscosidad, cizalla umbral y temperatura de la lava; en erupciones explosivas: altura máxima alcanzada por la columna eruptiva, distribución de tamaño de las cenizas y densidades de las mismas, distribución vertical de masa a lo largo de la columna, ... etc.
- c) **Desarrollo de la erupción.** Partiendo de los parámetros definidos en el punto (b) y de otros datos no inherentes a la erupción en sí (tales como topografía del área o condiciones atmosféricas), este punto consiste en determinar cómo se distribuyen los productos de la

erupción. Por ejemplo, en el caso de una erupción efusiva, por dónde y con qué velocidad avanzarán las coladas de lava y cuál será el área alcanzada, o, en el caso de erupciones plinianas, determinar en qué dirección y con que ritmo se expandirá la pluma volcánica y cuál será el espesor de los depósitos de cenizas en las zonas circundantes.

La metodología para determinar tanto el tipo de erupción como las características de la erupción futura suele basarse en el estudio de la historia eruptiva del volcán. Como ya se ha mencionado, un buen conocimiento del comportamiento del volcán en el pasado permitirá inferir muchos parámetros acerca de su comportamiento futuro. Sin embargo, la dificultad en la determinación de estos parámetros no depende únicamente del amplio conocimiento del pasado del área volcánica, sino también de las características intrínsecas de dicha área, condicionadas básicamente por el marco geodinámico y estructural de la misma. Así, en determinadas zonas volcánicas sólo cabe esperar un mecanismo eruptivo (por ejemplo, el volcán Stromboli en el archipiélago de las Eolias (Italia) presenta casi exclusivamente erupciones de tipo estromboliano), mientras que en otras se presenta una amplia variedad de estilos eruptivos, asociados en muchos casos a la existencia de ciclos magmáticos (por ejemplo, el complejo volcánico Teide-Pico Viejo en la Isla de Tenerife ha tenido episodios desde efusivos a subplinianos).

Por otro lado, la estimación de los parámetros básicos que caracterizarán una futura erupción es una cuestión muy compleja. Las aproximaciones más empleadas consisten en determinar, bien el máximo evento posible, entendido éste como la mayor erupción que pueda tener lugar en el volcán, independientemente de cuándo se vaya a producir, bien el evento más probable, caracterizado basándose en el conocimiento del estado actual del volcán (Ortiz, 2000b). Puesto que, en muchos casos, el máximo evento posible desborda completamente la capacidad de gestión de la crisis, también puede definirse el máximo evento abordable, entendido como la máxima erupción esperada que pueda tener lugar en un plazo razonable y que pueda gestionarse con los medios disponibles. En cualquiera de los casos, es común suponer que dichos eventos serán similares a alguna erupción pasada del volcán que haya sido bien estudiada.

En lo referente al estudio del desarrollo de la erupción, las técnicas más empleadas hoy en día se basan en la elaboración de modelos físicos que simulen el mecanismo eruptivo esperado, de forma que la resolución numérica de las ecuaciones que constituyen el modelo describan la evolución de la erupción y la distribución final de los productos de la misma.

El resultado combinado del estudio de los tres puntos descritos en este apartado (probabilidad de ocurrencia de una erupción, localización del área fuente y mecanismos de erupción) permite elaborar un mapa de peligrosidad *stricto sensu*, es decir, un mapa que refleja, para cada punto de la zona de estudio, la probabilidad de ser afectado por el peligro volcánico considerado para el intervalo de tiempo Δt para el que se ha calculado el mapa. Este mapa (o mapas, en el caso de peligros múltiples) representa el punto de partida para cualquier análisis de riesgo volcánico.

I.4. LA MODELIZACIÓN FÍSICA EN LA GESTIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO

En los últimos veinte años la modelización física de los procesos volcánicos se ha convertido en una de las líneas de investigación punteras en la Volcanología, puesto que constituye una herramienta esencial no sólo para cuantificar diversos procesos volcánicos sino para comprender cómo y por qué tienen lugar estos procesos.

En general, la modelización física de erupciones volcánicas implica un gran número de procesos no lineales acoplados acerca de la generación de magma, su ascenso a través de la Litosfera y descarga en la atmósfera, que requieren el análisis de ecuaciones de estado, transiciones de fase, mecánica litosférica, reología de las rocas y dinámica de fluidos multifase (Mulargia, 1991). Esta evidente complejidad plantea diversos problemas:

- Dificultad en la resolución numérica de complejos sistemas de ecuaciones
- Dificultad en "acoplar" modelos de aspectos individuales (por ejemplo, modelos de transporte de magma en los conductos de emisión con modelos de columnas eruptivas)
- ¿Pueden las técnicas geofísicas actuales proporcionar todos los parámetros de entrada que requieren los modelos? (y si la respuesta es negativa en este momento, ¿podrán en el futuro?)

La problemática es aún más compleja cuando se plantea emplear la modelización física como herramienta para la gestión del riesgo volcánico. El papel fundamental de la modelización física es el de ser capaz de simular los efectos de una erupción y su impacto en el entorno. Gran parte de los más sofisticados modelos físicos publicados en los últimos años presentan grandes limitaciones a la hora de su aplicación a situaciones reales. Por ejemplo, la inmensa mayoría de los modelos de flujos piroclásticos (Dobran et al., 1993; Neri y Dobran, 1994; Bursik y Woods, 1996) o bien asumen una simetría cilíndrica en la resolución del sistema de ecuaciones o bien consideran que el avance del flujo se realiza sobre un plano, lo que implica ignorar el efecto de la topografía real.

Otra limitación en la aplicación de muchos modelos físicos de procesos volcánicos es la gran dificultad que entraña la estimación de muchos de los parámetros que intervienen en los modelos. Por ejemplo, algunos de los modelos de lavas diseñados para simular el avance de coladas de lava sobre una digitalización de la topografía real del volcán (Ishihara et al., 1990; Barca et al., 1993; Wadge et al., 1994) precisan parámetros de difícil estimación previa en muchas áreas volcánicas, tales como la viscosidad de la lava en el centro de emisión y su variación con la temperatura a lo largo del flujo.

Así pues, los modelos físicos de procesos volcánicos que deben emplearse en la generación de mapas de peligrosidad volcánica y, por tanto, en la gestión del riesgo volcánico deben:

- describir los procesos físicos básicos que intervienen en el fenómeno
- no precisar parámetros que no puedan ser determinados o, al menos, acotados
- ser capaces de reproducir el efecto de erupciones pasadas

Una vez comprobada la validez del modelo sobre erupciones pasadas, puede aplicarse a la generación de mapas de peligrosidad volcánica, definiendo los parámetros de entrada del mismo en función del conocimiento del área volcánica en estudio y del intervalo temporal para el que se elabora el mapa.

El empleo de los modelos físicos de procesos volcánicos en el ámbito de la gestión del riesgo volcánico no se limita a la generación de mapas de peligrosidad *stricto sensu*, sino también a su uso para realizar ensayos de estrategias mitigadoras del riesgo volcánico. Así, pueden emplearse para simular el efecto de medidas activas de intervención (como simular el efecto que la construcción de una barrera de contención tendría en el desarrollo de una colada de lava) o como simulación del desarrollo temporal de la erupción para la evaluación de planes de evacuación o sistemas de alerta.

Para que un modelo sea útil en la gestión del riesgo volcánico, debe de estar integrado dentro de un entorno que contenga todos los datos que se precisan para la elaboración de los mapas de riesgo volcánico. Este entorno es el de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), donde las bases de datos volcanológicos deben servir para definir los parámetros de entrada del modelo, mientras que los resultados de las simulaciones numéricas, junto con las bases de datos socio-económicas y de vulnerabilidad, permitirá evaluar cuantitativamente el riesgo (figura I.2).

I.5. LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA EN LA GESTIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO

Los grandes avances que han tenido lugar en los últimos años en el campo de la informática y, más específicamente, en el ámbito de los Sistemas de Información Geográfica, han traído consigo cambios fundamentales en la metodología de la gestión del riesgo volcánico. Este hecho, unido a los grandes progresos realizados en la modelización física y la simulación numérica de los procesos volcánicos, ha desembocado en nuevos planteamientos de los mapas de riesgo y peligrosidad. Así, se ha pasado de mapas de peligrosidad básicamente cualitativos, basados principalmente en el estudio de los productos de erupciones pasadas, a mapas de peligrosidad obtenidos a partir de simulaciones numéricas de los efectos de posibles erupciones, y de mapas de riesgo “sobre papel” a mapas de riesgo “dinámicos”, que son actualizados continuamente en función de cambios en la estructura socio-económica o, en caso de una situación de crisis, en la evolución del proceso volcánico (Felpeto, 1999). Los SIGs constituyen, no sólo el entorno natural para esta nueva

concepción de mapas de riesgo y peligrosidad, sino que aportan herramientas que automatizan en gran medida la actualización y generación de dichos mapas.

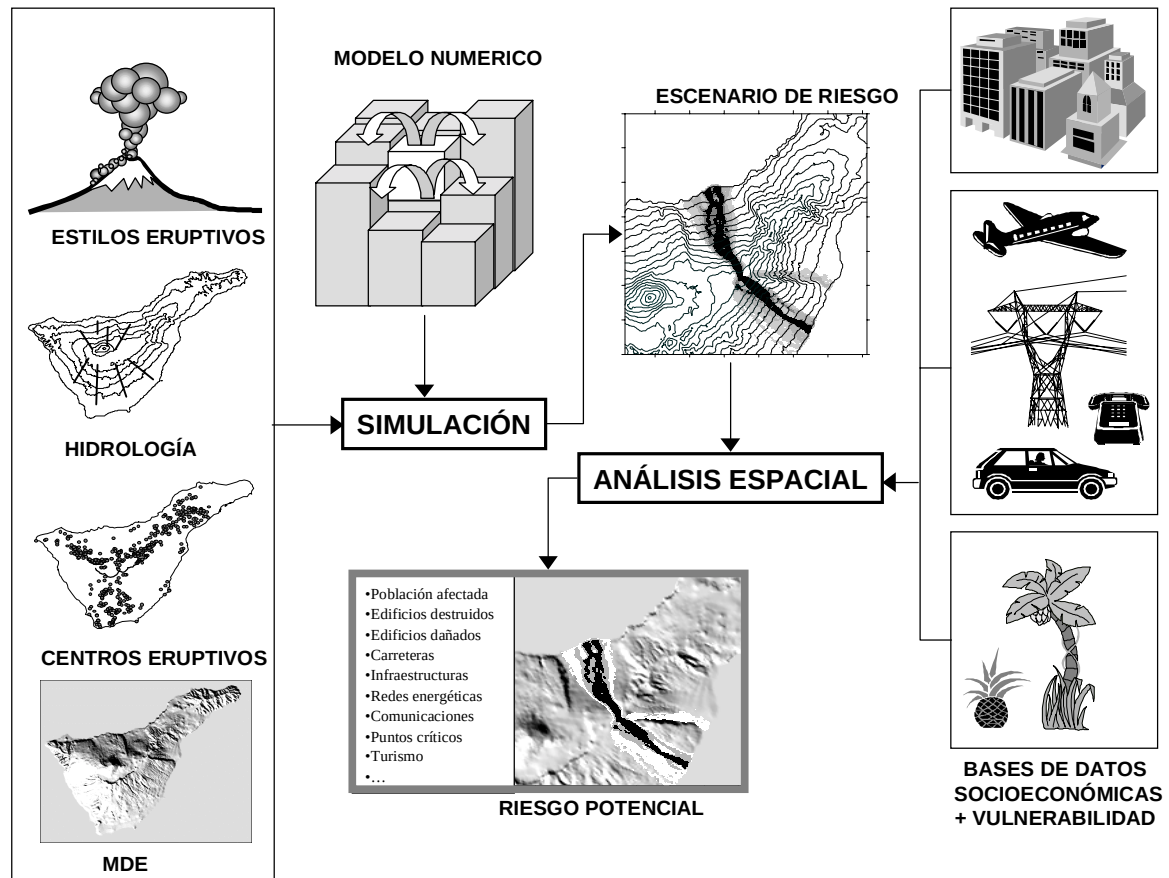


Figura I.2. Esquema de la integración de los modelos numéricos para la simulación de procesos eruptivos en un SIG.

Según Pareschi et al. (2000), las funciones de un SIG en el entorno de la gestión del riesgo volcánico son:

Compilar mapas de riesgo, basados en los resultados de peligrosidad obtenidos de modelos de simulación numérica, la distribución de productos de pasadas erupciones, características de usos de suelo e infraestructuras e información sobre valores y vulnerabilidades.

Minimizar riesgo. Combinando la información de usos de suelo e infraestructuras con mapas de peligrosidad, pueden ensayarse distintas estrategias mitigadoras del daño, tales como la localización de una barrera para desviar el curso de una colada de lava.

Diseñar planes de evacuación, a partir de información de población, vías de comunicación y mapas de peligrosidad.

Responder a una erupción inminente o ya iniciada, evaluando distintas estrategias espaciales en el caso de eventos concretos.

Disponer de un registro de edificios, población, estructuras económicas, ... etc. que, en caso de destrucción completa permiten localizar con precisión las estructuras en las que, por ejemplo, pueden encontrarse supervivientes.

La funcionalidad del SIG depende de la metodología seguida para el establecimiento de los mapas de riesgo. La figura I.3 muestra el esquema de la metodología propuesta por Ortiz (1995) para la elaboración de los mapas de peligrosidad y mapas de riesgo, así como el de otros mapas (administrativo y educativo), de utilidad para las Autoridades y para la preparación de la población frente a una posible erupción (ver detalles en Ortiz, 2000b).

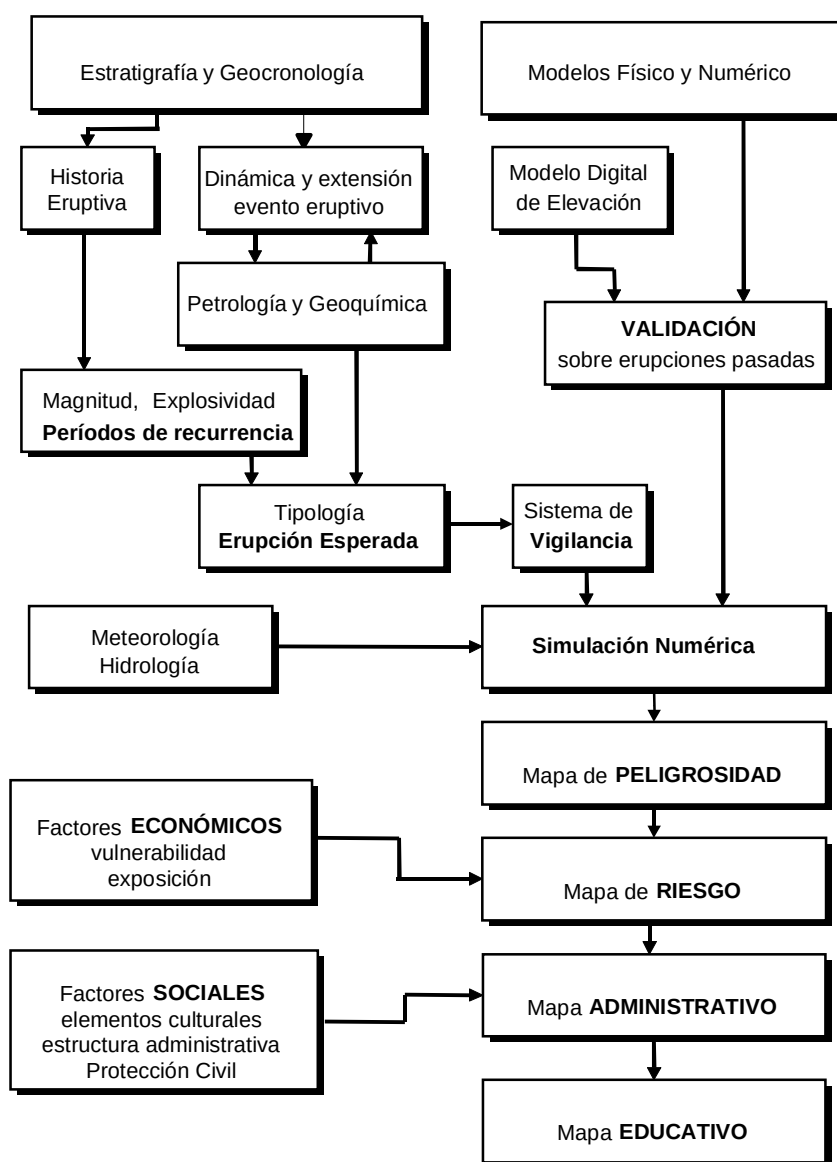


Figura I.3. Metodología para la elaboración de mapas de peligrosidad y riesgo volcánicos (de Ortiz, 1995).

Del esquema de la figura I.3 se deduce que el volumen de información y datos que entra en juego en todos estos mapas es tan grande y la interdependencia entre ellos tan compleja, que difícilmente pueden gestionarse si no es en un entorno SIG. Idealmente, todos los elementos que aparecen en la figura I.3 deben estar integrados en el SIG, aunque esta integración deba ser entendida, en algunos casos, como compatibilidad (por ejemplo, en el caso del sistema de vigilancia, la integración sólo implica que los datos obtenidos por el sistema están en el formato adecuado para que puedan introducirse en el SIG). La integración de la mayor parte de los elementos no implica únicamente compatibilidad de formatos sino también la interdependencia real entre ellos, es decir, que si se modifica algún elemento, todos los restantes que dependan de él deberán ser modificados, a ser posible, de forma automática. Para que esta integración sea posible deberá planificarse con cuidado la estructura de datos.

Pero el papel del SIG no está reducido meramente al de almacenamiento coherente de datos, sino que las herramientas que aporta facilitan, por un lado, el análisis de los datos y, por otro, la automatización de gran parte del proceso de elaboración de los mapas.

Así, en las primeras fases para la elaboración de los mapas de peligrosidad, una vez integrados en el sistema todos los datos procedentes del estudio de erupciones pasadas, las herramientas de análisis espacial integradas en la mayoría de los SIG son empleadas para generar mapas de densidad de centros eruptivos, de distribución espacial de estilos eruptivos, de susceptibilidad de intervención de agua, análisis de direcciones preferentes de alineación de centros, ... etc. (Gómez, 1997). Del resultado de este tipo de análisis se obtendrán los parámetros de entrada necesarios para realizar las simulaciones numéricas de cada tipo de peligro considerado.

Los programas de simulación numérica, que generalmente son desarrollados de forma independiente, deben integrarse en el SIG. Para ello es necesario que el sistema sea lo suficientemente abierto como para incluir aplicaciones desarrolladas fuera de su entorno. Además, la posibilidad de emplear dentro de estas aplicaciones externas algunas de las herramientas propias del SIG puede facilitar mucho la labor de los programadores.

Una vez elaborados los mapas de peligrosidad, la generación de los mapas de riesgo se realiza íntegramente con las herramientas del SIG. Esta fase final del proceso puede ser completamente automatizada si el sistema dispone de un lenguaje de macros, procesamiento de archivos por lotes o algún otro método de programación lo suficientemente potente.

Es preciso hacer hincapié en la necesidad de automatizar en la mayor medida posible todo el proceso, puesto que en el caso de desencadenamiento de una crisis volcánica los mapas de riesgo y peligrosidad deben ser actualizados continuamente para tener en cuenta los cambios en los parámetros de entrada de los modelos debidos, por una parte, al desarrollo de la erupción (por ejemplo, el cambio en la topografía producido por una colada de lava en proceso de solidificación) y por otra a la propia naturaleza de dichos parámetros (por ejemplo, si se espera que se produzca una erupción explosiva que genere una columna convectiva, el mapa de riesgo deberá ser actualizado al menos diariamente, introduciendo cada día los datos meteorológicos proporcionados por los mapas de predicción a corto plazo).

CAPÍTULO II
MODELIZACIÓN DE DISPERSIÓN Y
CAÍDA DE CENIZAS

CAPÍTULO II

MODELIZACIÓN DE DISPERSIÓN Y CAÍDA DE CENIZAS

II.1. INTRODUCCIÓN

Las erupciones explosivas emiten a la atmósfera grandes cantidades de piroclastos. Si se genera una pluma convectiva, el material fino puede ser inyectado en la atmósfera hasta alturas de varias decenas de kilómetros. La caída de estas partículas de nuevo a la superficie terrestre da lugar a amplios depósitos denominados depósitos de caída.

La caída de cenizas volcánicas supone un importante peligro para las poblaciones cercanas a volcanes activos que puedan producir este tipo de actividad. En las zonas cercanas al volcán pueden producirse colapso de techos, problemas respiratorios (por la inhalación de gran cantidad de partículas finas o elementos tóxicos), fallos en las líneas de telefónicas y de suministro energético y problemas en la circulación, tanto por la cantidad de cenizas acumuladas en las vías de comunicación como por fallos en los motores de los vehículos de transporte o problemas de visibilidad.

En una escala más regional, la caída de ceniza, incluso en áreas en las que el espesor de depósito sea de pocos centímetros, provoca importantes daños en la agricultura (tabla II.1). Sin embargo, años más tarde, estas cenizas volcánicas pueden resultar muy beneficiosas para los cultivos,

especialmente en climas secos, puesto que retienen la humedad ambiental y favorecen el aporte efectivo de nutrientes a las plantas (Alexander, 1993).

Tabla II.1

Daños en la agricultura provocados por la caída de cenizas (basado en Blong, 1984).

espesor (mm)	CULTIVOS
> 2000	Toda la vegetación queda destruida
1500	La mayor parte de la vegetación muere
1000	Parcialmente recuperable
200	Arrozales destruidos
150	Cafetales destruidos
100	Palmas y ramas rotas por el peso de las cenizas
50	Plataneras destruidas. Otros cultivos deben cosecharse prematuramente
40	50% de pérdidas en legumbres, 15-30% en trigo, verduras, cebada, heno, ... etc.
30	Daños en cerezas y otros. Los frutos pueden quedar inservibles por la capa de ceniza.
25	Daños en caña de azúcar, patatas, ... etc.
20	Daños considerables en naranjas, mandarinas, moras y otros frutos y verduras. 30% en legumbres
15	Pérdidas de pastos. Incluso si es afectada una vez recogida tampoco es utilizable.
10	Daños en manzanas, balas de algodón, plátanos, tabaco y verduras. 20-40% de la cosecha dañada
< 10	Daños menores en pastos, trigo y maíz.

Otro de los importantes daños que pueden causar las nubes de cenizas es su efecto sobre el tráfico aéreo. Aunque no se ha registrado ninguna catástrofe aérea debida a nubes de ceniza volcánica, los múltiples efectos de los piroclastos en los aviones (tabla II.2) pueden producir grandes pérdidas económicas.

Tabla II.2

Efectos provocados por las cenizas volcánicas en aviones (basado en Foreman, 1994).

impacto	daños directos incluso a miles de millas del volcán.
abrasión	daños en bordes, ventanas, mecánica y sistemas hidráulicos.
acreción	las cenizas se funden en las cámaras de combustión de las turbinas, acrecionando y provocando importantes daños al motor. Flameo de la turbina.
corrosión	los gases volcánicos combinados con agua forman ácidos
adhesión	la ceniza se adhiere a las superficies, taponando el sistema de refrigeración y sensores.
psicológicos	los ocupantes del avión notan la presencia de gases y partículas en el aire.

Para mitigar estos riesgos es fundamental modelizar de forma cuantitativa la caída de cenizas volcánicas. En este capítulo se describe brevemente la estructura de una columna convectiva y se hace una revisión de los principales modelos publicados, tanto para simular la evolución de la nube de cenizas, como para obtener, a partir de los depósitos, información de la columna que los generó. En el último apartado se propone un modelo para la simulación numérica de los depósitos producidos por una erupción pliniana.

II.2. COLUMNAS PLINIANAS

Las clasificaciones de las erupciones explosivas se basan fundamentalmente en parámetros obtenidos del estudio de las características de sus depósitos. La clasificación más común está basada en dos parámetros: índice de dispersión e índice de fragmentación (Walker, 1973). El índice de dispersión (D) se calcula como el área total encerrada por la isopaca de valor $0.01 T_{max}$, donde T_{max} es el espesor máximo del depósito piroclástico. El índice de fragmentación (F) es el porcentaje de masa del depósito de dimensión característica de partícula menor que 1 mm calculado en el punto del eje del depósito en que el espesor es $0.1 T_{max}$. La figura II.1 representan los rangos de valores de D y F para distintos tipos de erupciones explosivas.

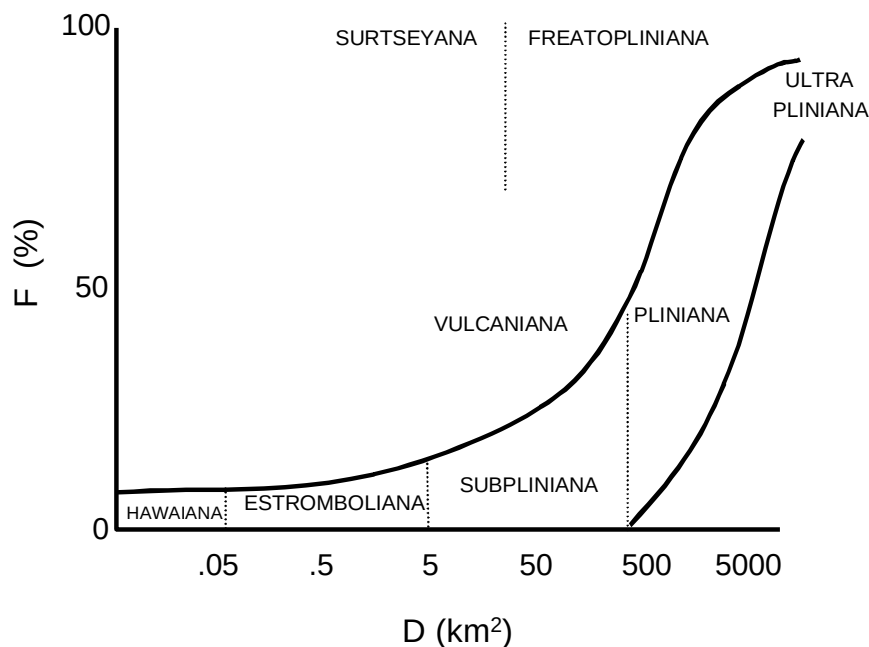


Figura II.1. Clasificación de los distintos tipos de erupciones explosivas en función del índice de fragmentación F y del índice de dispersión D según Walker (1973).

En adelante, se englobará en el término pliniano las erupciones subplinianas, ultraplinianas y plinianas propiamente dichas.

Una erupción explosiva se inicia con la expulsión a la atmósfera de un chorro de gases y piroclastos a elevada temperatura y velocidad. Esta mezcla de gases y partículas es el resultado de los procesos de exsolución de gas y fragmentación de magma que tienen lugar en el conducto volcánico durante el ascenso del magma a la superficie. Parte del gas puede ser producido por la interacción del magma ascendente con acuíferos. Cuando este chorro penetra en la atmósfera, comienza a mezclarse con el aire y su densidad disminuye. Si la densidad de la mezcla en la parte superior del chorro es superior a la de la atmósfera circundante, la columna colapsa, generando flujos piroclásticos (p.ej. Sparks, 1986; Dobran et al., 1993). Si, por el contrario, la densidad de la mezcla es inferior a la del aire, se genera una columna pliniana.

En el sucesivo desarrollo vertical de la columna hasta que ésta alcanza su máxima altura (H_T), pueden distinguirse dos regiones bien diferenciadas (figura II.2). La primera, la región convectiva, está caracterizada por el ascenso adiabático de la mezcla de gases y partículas. La parte superior de esta región está definida por el nivel en el que la densidad media de la columna es igual a la de la atmósfera circundante (H_B). A partir de este nivel, la columna se expande horizontalmente adquiriendo la típica forma de hongo. El transporte en esta región está fuertemente influenciado por la intensidad y dirección del viento y la turbulencia atmosférica.

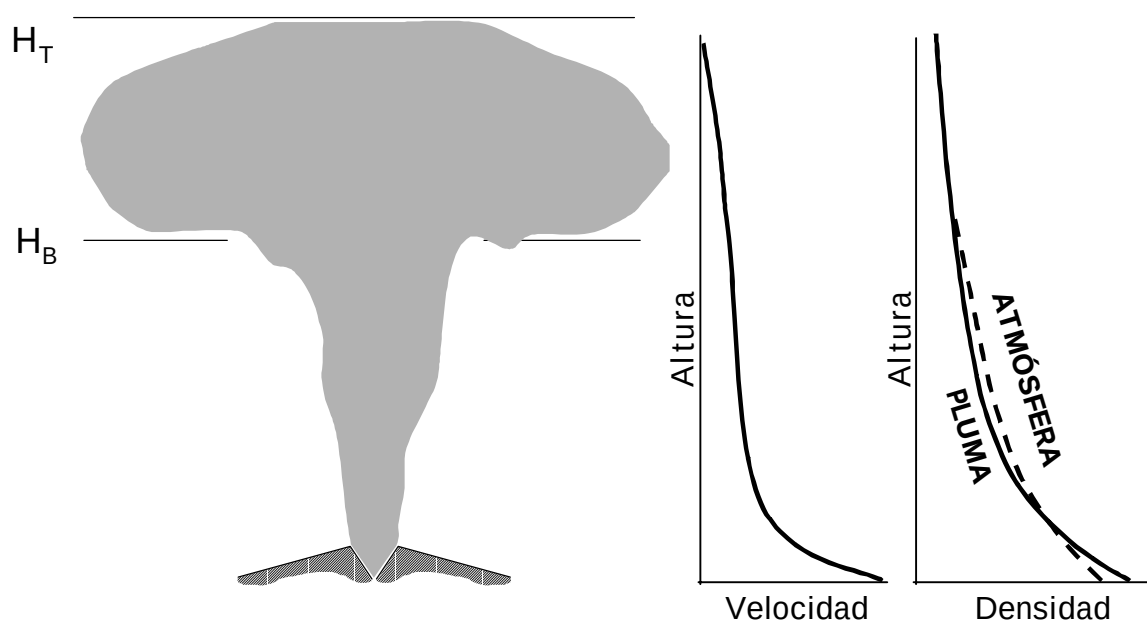


Figura II.2. Esquema de una columna pliniana (modificado de Sparks, 1986).

Las partículas sólidas expulsadas a la atmósfera en una erupción pliniana son fragmentos de pómez y líticos, correspondientes respectivamente, a material juvenil y material arrancado de la roca encajante. El tamaño de estas partículas varía desde finísimas cenizas (dimensiones sub-micrométricas) a bloques de diámetro mayor de un metro.

Estas partículas sólidas pueden abandonar la columna en cualquier nivel, pero pueden definirse distintos tipos de caída relacionados tanto con el tamaño de las partículas como con las distintas zonas de la columna. Las partículas forman parte de la columna por un proceso de fluidización, es

decir, son sólidos soportados por un flujo de gas. Las condiciones de fluidización varían rápidamente a partir de la entrada de la mezcla sólido-gas en la atmósfera, dependiendo del tamaño y densidad de las partículas, su concentración y la velocidad del gas. Puesto que en la zona de chorro la velocidad del gas disminuye muy rápidamente, las partículas mayores (más de unos 10 cm para las partículas de pómez o de unos pocos centímetros para líticos) pierden la condición de fluidización y caen a la superficie terrestre, siguiendo trayectorias balísticas, en las zonas más próximas al centro de emisión. El resto de las partículas entran en la zona convectiva de la columna. En esta zona, la concentración de partículas y la velocidad ascensional del gas disminuyen desde el eje central de la columna hacia los márgenes de la misma, lo que produce, en las zonas inferiores, colapsos parciales que dan lugar a flujos piroclásticos y, en las zonas superiores de la región convectiva, caída de las partículas mayores (para los fragmentos de pómez de entre aproximadamente 1 y 10 cm de diámetro). Este segundo tipo de caída contribuye a la acumulación de los depósitos proximales (Carey, 1996).

Las partículas restantes, que constituyen la mayor parte de volumen total emitido, entrarán en la zona de difusión horizontal, y su deposición es la que está más afectada por los efectos atmosféricos, tanto advectivos, debidos a los vientos, como difusivos, debidos a la turbulencia atmosférica. De hecho, las partículas más pequeñas, que presentan velocidades límite de caída muy bajas, pueden permanecer mucho tiempo en la atmósfera sujetas a la influencia de la circulación atmosférica regional (Rose, 1993).

II.3. MODELIZACIÓN DE CAÍDA DE CENIZAS

La caída de los piroclastos que han sido inyectados a la atmósfera por una columna convectiva depende básicamente de la velocidad límite de caída de las partículas, la altura a la que las partículas son elevadas por la columna y la velocidad y dirección del viento a lo largo del descenso de las partículas. Es decir, todos estos factores, que a su vez dependen de múltiples parámetros, permiten calcular la trayectoria de cada partícula y, por tanto, determinar su posición final en la superficie terrestre. El resultado de la superposición de todas las partículas de diferente tamaño, forma y densidad da lugar a los depósitos de caída.

La modelización de este proceso puede tener dos objetivos diferentes. Por una parte, deducir, a partir de las características de los depósitos, diversos parámetros acerca de la fuente que los originó, tales como altura máxima alcanzada por la columna, volumen total de material emitido y sus características granulométricas, ... etc. La información obtenida de este tipo de modelos es fundamental para conocer el comportamiento del volcán en erupciones pasadas e inferir de él las características de una posible erupción futura. Este tipo de modelos se denominan *modelos inversos*.

El otro objetivo es desarrollar modelos que permitan pronosticar, tanto la evolución de la nube de cenizas, como la distribución en superficie de las mismas en caso de una crisis volcánica. Este tipo de modelos representan una herramienta fundamental, tanto para la mitigación del riesgo en zonas

que puedan ser afectadas por la caída de cenizas, como para la definición de alertas de tráfico aéreo en caso de una erupción. Este tipo de modelos se denominan *modelos directos*.

En este apartado se hará una revisión de los distintos modelos directos publicados, así como aquellos modelos inversos que permiten evaluar importantes parámetros de entrada requeridos por los modelos directos.

II.3.1. Modelos directos

Los primeros modelos de caída de cenizas de erupciones plinianas surgieron de los estudios de dispersión de material de explosiones nucleares. Fue la erupción del Mount St. Helens en 1980 la que proporcionó una oportunidad única para estudiar el fenómeno de caída de cenizas originado por una gran erupción pliniana, ya que muchos parámetros (tales como altura de columna o campo de vientos) pudieron ser medidos durante el evento explosivo, y otros durante los días siguientes al mismo (espesores de depósito y granulometrías) antes de que los vientos removilizasen parte del material depositado. Además, el muestreo de los depósitos pudo ser bastante exhaustivo ya que todo el material se depositó en tierra y no en mar.

Así, Carey y Sigurdsson (1982) desarrollaron una simulación numérica para tratar de explicar el máximo secundario de espesor de depósito a 325 km del volcán (figura II.3) y la ocurrencia de una pronunciada distribución bimodal de tamaño de partículas. Los parámetros de entrada de la simulación fueron datos obtenidos de los depósitos de la erupción y la altura de columna y los vientos medidos durante la misma. Así, asumían que todo el material estaba situado inicialmente entre la altura máxima alcanzada por la columna (H_T) y el nivel base de la zona de difusión horizontal (H_B). A partir de ahí, las distintas partículas caen según su velocidad límite, considerada constante, y son transportadas por el viento, que varía únicamente en la vertical, y afectadas por la expansión horizontal de la pluma, evaluada según un factor empírico. El resultado más importante de la simulación fue mostrar la importancia de la agregación de partículas durante el proceso de caída.

Hopkins y Bridgman (1985) desarrollaron un modelo más complejo basado en calcular el eje principal de dispersión a partir de la trayectoria de 20 partículas de diferente tamaño y, a continuación, distribuir toda la masa de ceniza siguiendo el eje calculado según una función normal bidireccional. El modelo fue aplicado a la erupción de 1980 del Mount St. Helens, utilizando como parámetros de entrada la altura de columna observada, la distribución de tamaños de partícula obtenida de muestras de los depósitos y la tasa de expansión de la nube de cenizas obtenida a partir de imágenes de satélite. Los resultados obtenidos para la trayectoria del eje principal de dispersión muestran una gran correlación con los datos observados, mientras que, para poder reproducir la distribución de espesores, los autores tuvieron que emplear una distribución de tamaños de partícula significativamente distinta de la observada, en la que el contenido en partículas muy finas (10 μm) era mucho menor que en la distribución obtenida de los depósitos y el de partículas de 60 μm era

mucho mayor. La explicación de los autores a esta diferencia entre distribuciones es debida a que las partículas más finas se agregan durante su caída, pero estas agregaciones son tan frágiles que el proceso de medida de tamaños de partícula en muestras de campo las destruyen.

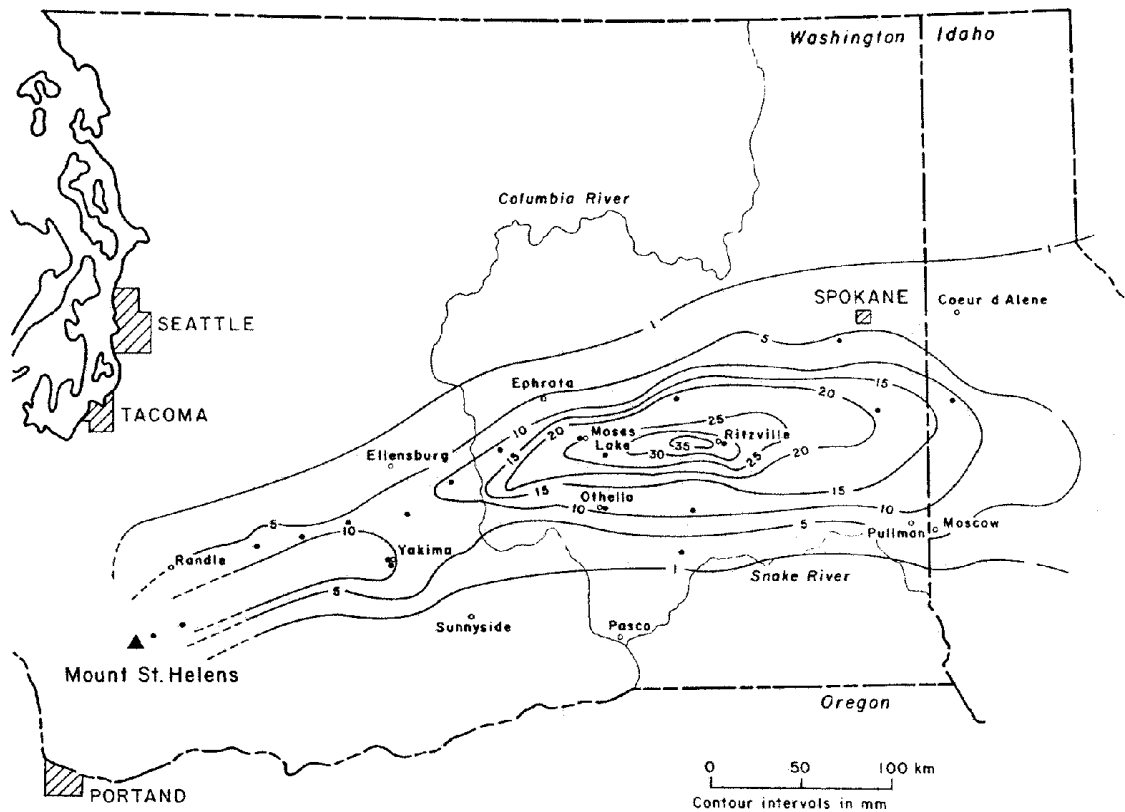


Figura II.3. Mapa de isopacas de la erupción del Mount St. Helens del 18 de Mayo de 1980 (de Carey y Sigurdsson, 1982).

Posteriormente, comenzó a desarrollarse un nuevo tipo de modelos: los denominados modelos de advección-difusión. Suzuki (1983) propuso un modelo basado en la difusión de partículas desde la columna eruptiva, advección horizontal debida al viento, difusión horizontal de las partículas debida a turbulencia atmosférica y caída de las partículas por efecto de la gravedad.

La ecuación bidimensional empleada para la difusión con viento uniforme es:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -V_x \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial C}{\partial y} \right) \quad (\text{II.1})$$

donde, considerando x en la dirección del viento, C es la concentración de partículas, V_x la velocidad del viento y K la difusividad. Esta difusividad se considera función del tiempo de caída de las partículas y de un parámetro experimental. El tiempo de caída de las partículas se evalúa en función de su velocidad límite de caída (V_{lim}), calculada, basándose en los datos experimentales de Wilson y Huang (1979), según la expresión:

$$V_{lim} = \frac{\rho_p g d^2}{9\mu_a F^{-0.32} + \sqrt{81\mu_a^2 F^{-0.64} + \frac{3}{2} \rho_a \rho_p g d^3 \sqrt{1.07 - F}}} \quad (II.2)$$

donde g es la gravedad, d la dimensión característica de las partículas, F el coeficiente de forma de las mismas, μ_a y ρ_a la viscosidad y densidad del aire respectivamente y ρ_p la densidad de las partículas consideradas.

La densidad de probabilidad de difusión de partículas, $P(z)$, desde la columna eruptiva se calcula según:

$$P(z) = \frac{\beta^2 W_0 \left(W_0 \left(1 - \frac{z}{H_T} \right) - V_{lim0} \right) e^{-\beta \left(\frac{W_0}{V_{lim0}} \left(1 - \frac{z}{H_T} \right) - 1 \right)}}{V_{lim0}^2 H_T (1 - (1 + A)e^{-A})} \quad (II.3)$$

donde V_{lim0} es la velocidad límite de caída de las partículas a nivel del mar, W_0 la velocidad de salida en el cráter, β una constante y $A = \beta(W_0 - V_{lim0})/V_{lim0}$.

Las soluciones numéricas del modelo muestran una gran dependencia con el parámetro β , puesto que valores altos de dicho parámetro dan lugar a una difusión mayor de las partículas situadas a cotas más elevadas, desplazando el máximo de espesor del centro de emisión a lo largo de la línea de viento dominante (fig. II.4).

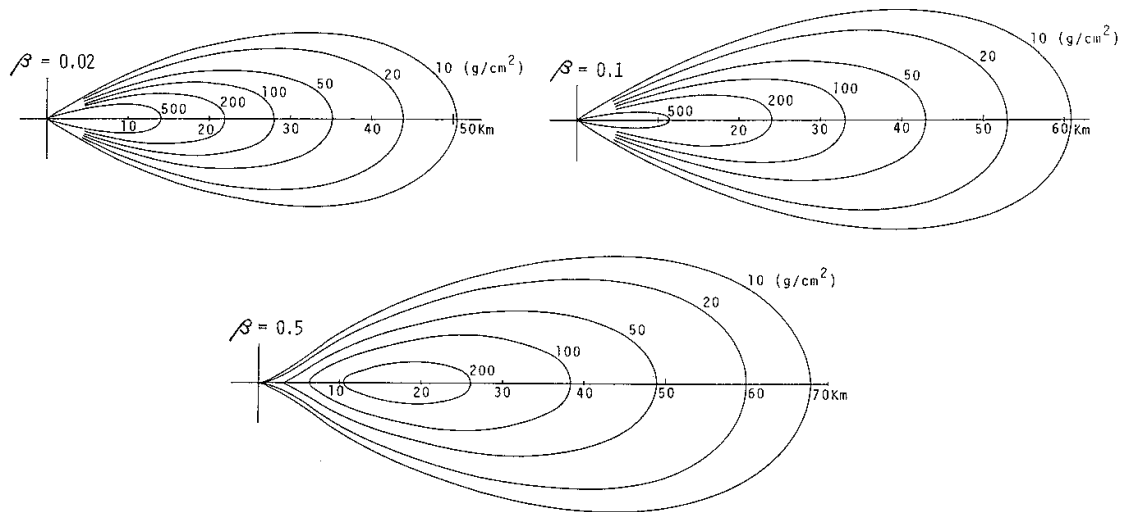


Figura II.4. Depósitos teóricos obtenidos con el modelo de Suzuki (1983) para tres valores del parámetro β .

Las mayores limitaciones del modelo son la simplificación de viento constante (modificada posteriormente por Glaze y Self, 1991) y el hecho de que no está basado en un modelo realista de estructura o dinámica de columna (Carey, 1996), por lo que los patrones de caída son controlados por parámetros empíricos que no pueden ser directamente relacionados con el proceso eruptivo.

Armienti et al. (1988) desarrollaron un modelo de advección-difusión tridimensional en el que se considera nula la componente vertical del viento y constantes las componentes horizontales para cada altura. Para estas condiciones, la ecuación de continuidad es:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + C \frac{\partial V_{lim}}{\partial z} + V_x \frac{\partial C}{\partial x} + V_y \frac{\partial C}{\partial y} + V_{lim} \frac{\partial C}{\partial z} = \\ K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + S \end{aligned} \quad (II.4)$$

donde C es la concentración de partículas, V_x y V_y son las componentes horizontales del viento, V_{lim} es la velocidad límite de caída de las partículas consideradas, K_x, y, z los valores del tensor de difusividad y S es la concentración de partículas que entran en el sistema. La ecuación II.4 se resuelve por el método de pasos fraccionados en una malla no uniforme. La función fuente S puede introducirse numéricamente, aunque los autores emplearon la aproximación de Suzuki (1983) para la simulación de la erupción de Mount St. Helens. Es preciso señalar la importancia de la selección apropiada de los coeficientes de difusividad, especialmente los horizontales, puesto que la difusividad vertical es prácticamente nula por encima de los 500 m de altitud. Sin embargo, como apuntan Armienti et al. (1988), la extensión lateral de los depósitos depende críticamente del valor empleado para la difusividad horizontal que, para escalas de centenares de kilómetros, puede variar hasta en dos órdenes de magnitud.

Este modelo ha sido aplicado para estimar la peligrosidad y el riesgo asociado a la caída de cenizas en el área vesubiana. Así, Macedonio et al. (1990) simularon la caída de cenizas esperable en una próxima erupción del Vesubio. La escala de la erupción fue estimada basándose en la historia eruptiva del volcán y la correlación entre el período de reposo y la intensidad y magnitud de la próxima erupción. Una vez definido este máximo evento esperado, se realizaron simulaciones para dos escenarios atmosféricos típicos en la zona: uno en verano y el otro para el resto del año. Barberi et al. (1990b) consideraron el máximo evento esperado para evaluar el riesgo de colapso de techos en el área alrededor del Vesubio. Realizando las simulaciones para un gran número de perfiles de viento, elaboraron mapas de probabilidad de que la ceniza alcanzase un valor superior a 100 y 200 kg/m² (fig. II.5). Estos mapas, junto con datos de densidad urbana procedentes de imágenes satélite, permitieron generar un mapa de riesgo de la zona.

Más recientemente, Oberhuber et al. (1998) y Herzog et al. (1998) han propuesto un modelo para la simulación de plumas volcánicas que podría ser empleado para evaluar el depósito de caída resultante de una erupción pliniana. El modelo, denominado ATHAM (Active Tracer High resolution Atmospheric Model), simula explosiones volcánicas en condiciones atmosféricas

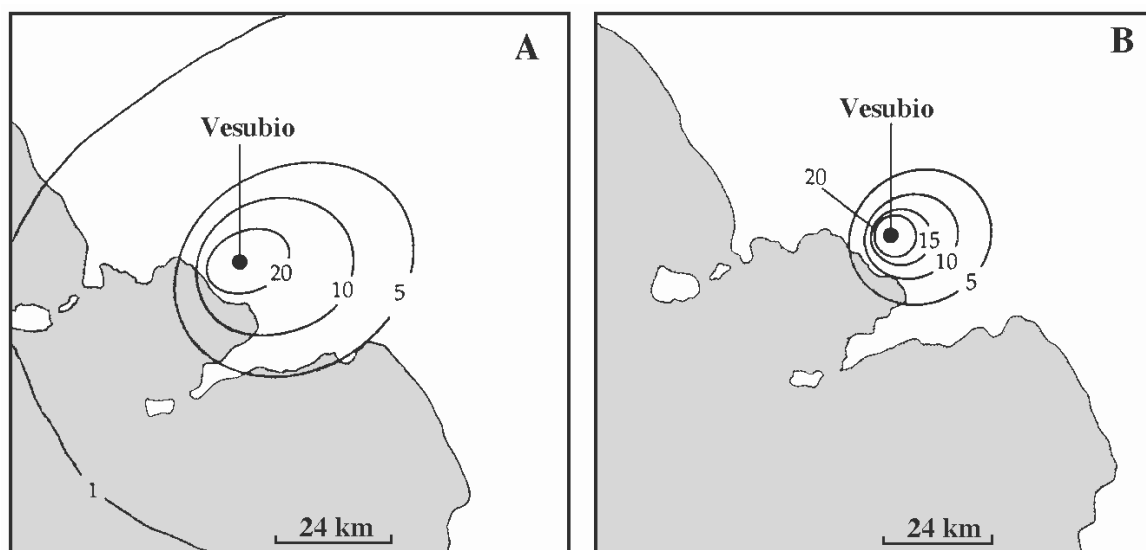


Figura II.5. Probabilidad (en porcentaje) de ser cubierto por más de 100 kg/m² (A) o más de 200 kg/m² de cenizas (B) para el máximo evento esperado en el área vesubiana (Barberi et al., 1990).

realistas. Asumiendo que todas las partículas son pequeñas, las ecuaciones del modelo se simplifican de modo que, además de la concentración de las fases sólidas, líquidas y gaseosas, el modelo predice valores medios de momento y calor. El modelo también tiene en cuenta procesos microfísicos como el intercambio de calor y momento entre el aire seco, el vapor de agua, gotas de lluvia, cristales de hielo y partículas volcánicas. Los autores de los trabajos citados estudian diversos ejemplos de erupciones teóricas para evaluar la influencia de distintos parámetros atmosféricos en el desarrollo de la pluma. Así, por ejemplo, muestran cómo la energía liberada al condensarse el vapor de agua que es arrastrado por la pluma puede incrementar notablemente la altura máxima alcanzada por la columna eruptiva (hasta un 13% para una columna de 14 km en condiciones típicamente tropicales). Aunque la parametrización de los trazadores atmosféricos es muy detallada, la de las partículas volcánicas es muy simple, considerando únicamente dos tamaños de partícula (0.06 mm y 2 mm), y simetría esférica para las mismas. Para que este modelo fuera aplicable al pronóstico de la evolución de nubes de ceniza, sería preciso incluir un mayor número de tamaños de partículas volcánicas, e considerar éstas en los procesos de acreción considerados en el modelo.

II.3.2. Modelos inversos

Estos modelos buscan interpretar las características de los depósitos de caída de forma que se puedan cuantificar diversos parámetros relacionados con la columna pliniana que los originó y con las condiciones atmosféricas durante la deposición. Los datos que se obtienen de los depósitos consisten, generalmente, en sus características granulométricas, estratigráficas y en mapas de espesor de depósito. La aplicación de este tipo de modelos a erupciones no recientes se reduce a los depósitos proximales e intermedios, ya que generalmente los depósitos distales no suelen estar suficientemente bien conservados debido a que, por su escaso espesor y por estar constituidos por partículas muy finas, suelen ser afectados muy rápidamente por procesos erosivos.

En los siguientes apartados se describirán brevemente algunos de los modelos inversos más empleados, agrupados según el parámetro que cuantifican.

Volumen total de un depósito de caída

El cálculo del volumen total de un depósito de caída es simplemente un problema de integración, es decir, suponiendo que se pudiera medir el espesor del depósito en un número suficiente de puntos, se tendrían definidas tanto la superficie del terreno antes de la erupción como después de la caída de piroclastos y se integraría entre ambas superficies para calcular el volumen total. Este sencillo planteamiento, plantea varios problemas en la práctica, especialmente en la medida del espesor de depósito, tanto en las zonas más cercanas al centro de emisión, como en las más alejadas. En el primer caso, los problemas surgen generalmente de la dificultad en el acceso a las cercanías del centro de emisión y en las técnicas de medida. En el segundo, es decir, cuando los espesores son muy pequeños, la problemática radica no sólo en las técnicas de medida, sino en la identificación de los depósitos. Además, suele ser muy común que, puesto que las cenizas que caen en las zonas más distantes son las más finas, el efecto del viento en las primeras semanas después de la erupción removilice las cenizas cambiando su localización. Esta limitación sólo puede ser subsanada midiendo estos pequeños espesores inmediatamente después de la erupción, lo que sólo se ha hecho en un número muy pequeño de erupciones, ocurridas en zonas densamente pobladas en los últimos 20 años. Por tanto, en la mayoría de los casos, es preciso extrapolar el volumen correspondiente a las zonas cercanas al centro de emisión y los correspondientes a las zonas más alejadas.

Una de las características que se observan en los depósitos de caída es que, generalmente, muestran un descenso exponencial en espesor y tamaño de partícula al aumentar la distancia a la fuente (Pyle, 1989). El estudio de múltiples erupciones plinianas ha mostrado que los datos de espesores, representados como logaritmo neperiano del espesor (T) frente a la raíz cuadrada del área encerrada por la isopaca de espesor T , se ajustan a uno o más segmentos rectos. Es decir, que para el caso de un único segmento:

$$T = T_0 e^{-k\sqrt{A}} \quad (\text{II.5})$$

donde A es el área de la isopaca de espesor T , y T_0 y k son las constantes del ajuste donde T_0 representa la extrapolación del espesor en el centro de emisión y $-k$ es la pendiente del ajuste.

Así pues, el volumen total de los depósitos, V , se evalúa como:

$$V = \int_0^\infty T \, dA = \frac{2T_0}{k^2} \quad (\text{II.6})$$

Este mismo esquema permite evaluar si el área donde se han medido espesores de depósito es representativa de todo el depósito (Fierstein y Nathenson, 1992). Para ello se evalúa el volumen correspondiente a la integración entre el área encerrada por la última isopaca que puede ser determinada de forma razonable, A_{ult} , e infinito ($V_{fuera\ mapa}$):

$$V_{fuera\ mapa} = \int_{A_{ult}}^{\infty} T \, dA = \frac{2T_0}{k^2} \left(kA_{ult}^{1/2} + 1 \right) e^{-kA_{ult}^{1/2}} \quad (II.7)$$

Si la relación $V_{fuera\ mapa}/V$ es suficientemente pequeña, puede considerarse que las isopacas consideradas son suficientes para calcular el volumen total, asumiendo que la pendiente del ajuste no cambia para los depósitos que no se han medido.

Dentro de este mismo esquema para el cálculo del volumen total emitido, Legros (2000) propone un método para estimar el mínimo volumen a partir de una única isopaca. Así, partiendo de las expresiones II.5 y II.6 se deduce que, para cualquier isopaca de espesor T y de área A , el volumen del depósito es:

$$V = \frac{2 T e^{-k\sqrt{A}}}{k^2} \quad (II.8)$$

Por tanto, para un valor dado de T , existe un valor de k que corresponde al mínimo volumen, k_{min} . Este valor es $k_{min} = 2/A^{1/2}$ y el volumen mínimo es $V_{min} = 3.69TA$. Esta expresión puede ser de utilidad cuando sólo existen datos para definir muy pocas isopacas, aunque, como el autor indica, el volumen mínimo, dependiendo de la isopaca empleada, puede ser muy inferior al volumen total.

Como ya se ha mencionado, muchos depósitos muestran dos o incluso más segmentos de ajuste en los gráficos $\ln T - A^{1/2}$. El proceso de cálculo del volumen total es idéntico al descrito, pero dividiendo la integral II.6 en tantos tramos como segmentos de ajuste se obtengan en el gráfico.

Una de las primeras modelizaciones que intentaba explicar la existencia generalizada de un cambio de pendiente en los gráficos mencionados fue dada por Sparks et al. (1992), quienes interpretaban este cambio de pendiente como el resultado de la diferencia en los regímenes de deposición desde los márgenes de la columna y la zona de hongo. Sin embargo, en un trabajo más reciente, Bonadonna et al. (1998), partiendo del modelo presentado por Sparks et al. (1992) y Bursik et al. (1992), corrigen las expresiones empleadas para el cálculo de la velocidad límite de caída de las partículas para tener en cuenta que, para las partículas más pequeñas, el número de Reynolds es muy bajo. Así, plantean tres expresiones distintas para el cálculo de la velocidad límite, según el número de Reynolds, Re , para valores altos, intermedios y bajos:

$$\begin{aligned} V_{lim} &\approx \sqrt{3.1 g \rho_p d / \rho_a} & Re > 500 \\ V_{lim} &\approx d(4 g^2 \rho_p^2 / 255 \rho_a \mu_a)^{1/3} & 0.4 < Re < 500 \\ V_{lim} &\approx g \rho_p d^2 / 18 \mu_a & Re < 0.4 \end{aligned} \quad (II.9)$$

Puesto que la velocidad límite depende de la densidad de la atmósfera para números de Reynolds superiores a 0.4, y la densidad de la atmósfera disminuye con la altura, los límites de tamaño de partícula entre los tres regímenes también varían con la altura.

La consecuencia de este modelo es que, en general, los gráficos $\ln T - A^{1/2}$ deberían presentar cuatro segmentos, tal como se muestra en el esquema de la figura II.6. El primer segmento (Seg 0) corresponde a espesores medidos muy cerca del centro de emisión y está relacionado con la caída de material de los márgenes de la columna, mientras que los tres segmentos siguientes (Seg 1, Seg 2 y Seg 3) son debidos a la caída de material desde la región de hongo y corresponden, respectivamente a valores altos, intermedios y bajos del número de Reynolds. Los autores afirman que, para realizar cálculos precisos del volumen total de los depósitos, debería disponerse de datos suficientes para identificar los cuatro segmentos.

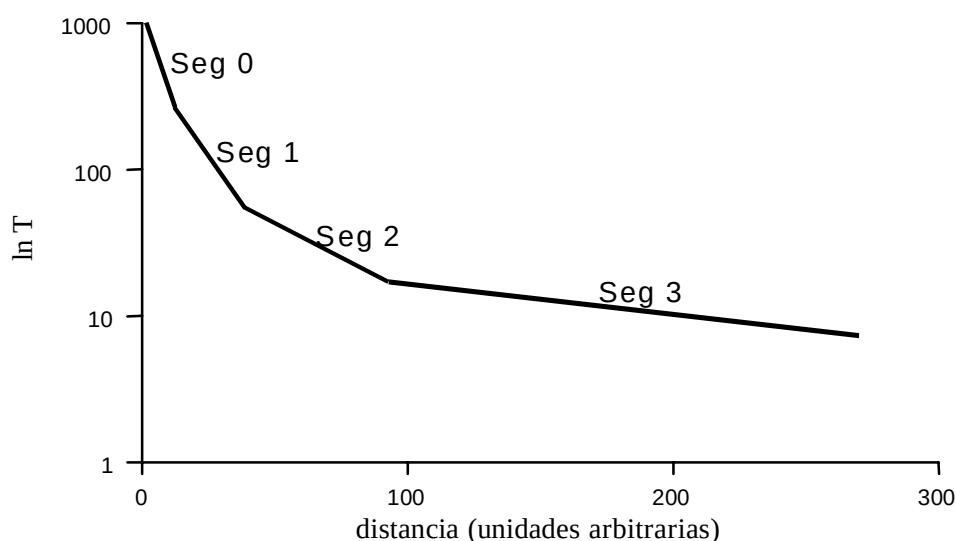


Figura II.6. Modelo generalizado para la variación de espesor de ceniza en depósitos de caída según Bonadonna et al. (1998).

Otro método para estimar el volumen total de los depósitos es el propuesto por Walker (1980) y que se denomina método de concentración de cristales, diseñado para poder estimar volúmenes totales emitidos cuando la mayor parte del depósito de materiales finos no es medible (bien por haber caído en el mar, o bien porque el depósito no está bien conservado). Este método está basado en asumir que (1) la proporción de cristales en los grandes fragmentos de pómez es representativa de la del magma original y, por tanto, puede usarse para determinar la relación cristal/vidrio; (2) durante una erupción explosiva, el magma se fragmenta en partículas que son iguales o menores que el mayor cristal; (3) una vez en la nube de cenizas, los cristales caen más cerca del centro de emisión que los fragmentos de pómez del mismo tamaño, que son mucho menos densos. Partiendo de estas hipótesis y asumiendo que prácticamente la totalidad de los cristales se encuentran en el área de estudio, estimando la masa de cristales de un determinado tamaño, puede deducirse la masa emitida para partículas de dicho tamaño, y, con las densidades apropiadas, evaluar el volumen.

Los volúmenes obtenidos por estos dos métodos pueden diferir mucho, por lo que existe una controversia acerca de cuál de los dos emplear, especialmente para evaluar el volumen de material más allá de la última isopaca (ver, por ejemplo, los argumentos de Walker, 1981; Rose, 1993; Fierstein y Nathenson, 1993). Las razones en detrimento del método de concentración de cristales son, por un lado, la necesidad de tomar y procesar un enorme número de muestras para estimar con precisión la masa de cristales, la relación cristal/vidrio y las densidades; por otro, la sensibilidad del método a imprecisiones en el cálculo del valor de la relación cristal/vidrio que, por otra parte, puede variar mucho dentro del mismo depósito. Las razones en contra del método de ajuste exponencial se basan en que puede haber cambios de pendiente en el gráfico $\ln T - A^{1/2}$ más allá de la última isopaca considerada, por lo que la extrapolación del volumen no medido puede ser errónea.

Altura de la columna

Una de las medidas que se suelen realizar en los depósitos de caída proximales e intermedios es el tamaño del mayor clasto de lítico y pómez. Existen varias técnicas para obtener estos parámetros (ver discusión en Papale y Rosi, 1993) aunque generalmente se considera el valor medio de los tres o cinco mayores clastos encontrados en cada área. Estos datos sirven para generar mapas de isopletras que pueden aportar información acerca de la altura de columna y de la intensidad de los vientos dominantes.

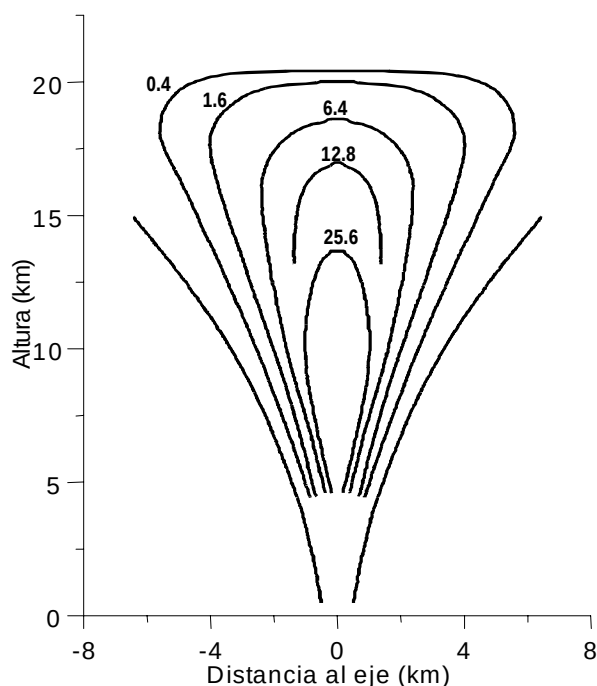


Figura II.7. Superficies de soporte para partículas de líticos de densidad 2500 kg/m^3 y de diámetro entre 0.4 y 25.6 cm, considerando la altura total de la columna de 21 km y el nivel superior de la región convectiva situado a 15 km (de Carey y Sparks, 1986).

Deducir la altura máxima alcanzada por la columna eruptiva a partir del estudio de los depósitos producidos por ésta, implica asumir un modelo de dinámica de la columna. Diversos autores como Carey y Sparks (1986) y Wilson y Walker (1987) desarrollaron modelos teóricos que pueden ser empleados para extraer información de forma cuantitativa de los mapas de isolíneas de máximo tamaño de clasto. La base física de estos modelos es asumir que las partículas son soportadas por la velocidad vertical del gas. Así, en cualquier parte de la columna existirán partículas cuya velocidad límite de caída coincida con la velocidad de ascenso del gas. Si se conoce la distribución de velocidades en la columna, es posible calcular las superficies de soporte para partículas de determinado tamaño y densidad. Carey y Sparks (1986) emplearon el modelo de columna de Sparks (1986) para determinar las

variaciones de velocidad vertical en la columna, obteniendo superficies de soporte como las que se muestran en la figura II.7.

Puesto que las superficies de soporte definen la posición en la que la velocidad vertical del gas y la velocidad de caída de la partícula son iguales, si la partícula se aleja de su correspondiente superficie de soporte, puede iniciar su descenso. Así, en ausencia de viento, la máxima distancia, medida desde el centro de emisión, a la que las partículas de determinada densidad y tamaño pueden caer es la mitad del ancho de la superficie de soporte. Por tanto, a partir de las isolíneas de máximo tamaño de clasto puede calcularse el ancho de las superficies de soporte y de ahí, a partir del modelo de columna considerado, estimar la altura de la columna eruptiva. Obviamente, la ausencia de viento no es una condición frecuente, por lo que también el efecto del viento fue incluido en el modelo. Los autores calcularon las trayectorias de partículas de diversos tamaños y densidades dentro de un campo de viento uniforme, mostrando que el efecto de la altura de columna puede separarse del efecto del viento midiendo dos parámetros en cada isopleta: el primero, la distancia del centro de emisión a la isolínea siguiendo el eje de máxima dispersión (en inglés *downwind range*), y el segundo, la máxima distancia perpendicular de la isolínea al eje principal de dispersión (en inglés *crosswind range*). Representando ese par de valores en gráficas similares a la de la figura II.8, puede estimarse la altura de columna y la intensidad del viento.

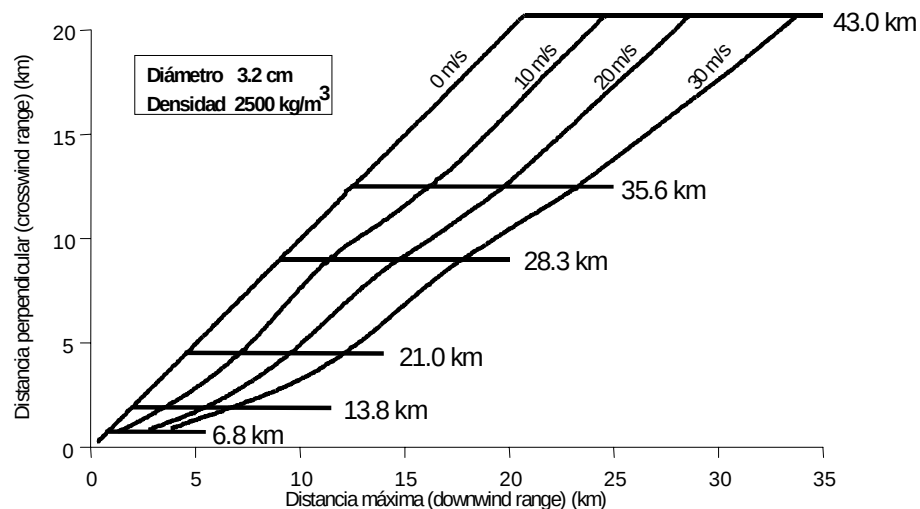


Figura II.8. Ejemplo para la estimación de altura de columna (entre 6.8 km y 43.0 km) e intensidad de viento (entre 0 y 30 m/s) a partir de los datos de la isolínea de máximo tamaño de clasto correspondiente a 3.2 cm de diámetro y 2500 kg/m³ de densidad (de Carey y Sparks, 1986).

La aproximación de Wilson y Walker (1987) es similar, excepto en que su modelo de columna asume perfiles de velocidad cuadrados en lugar de gaussianos, como considera el modelo de columna de Sparks (1986).

Pyle (1989) propuso representar los datos de las isopletas de forma similar a los de las isopacas, es decir, representar el logaritmo neperiano del máximo tamaño de clasto (en cm) frente a la raíz cuadrada del área encerrada por la isopleta correspondiente. Así, en ausencia de viento, la pendiente

del ajuste, $-k$, está relacionada con H_B según:

$$-k \approx \frac{0.95(\sqrt{H_B} - 7.3)}{H_B} \quad (\text{II.10})$$

o bien, el parámetro b_c (distancia a la que el máximo tamaño de clasto se reduce a la mitad) con H_B según:

$$b_c \approx \frac{0.41 H_B}{\sqrt{H_B} - 7.3} \quad (\text{II.11})$$

Asumiendo la relación $H_B/H_T \sim 0.7$ (Sparks, 1986), puede calcularse la altura total de la columna, bien a partir de la ecuación II.10 o bien de la II.11.

Posteriormente, Bursik et al. (1992) y Sparks et al. (1992) propusieron un modelo para la sedimentación de ceniza, denominado de esquina de columna, en el que el cambio de modo de deposición entre las partículas que abandonan la columna en la región convectiva y las que lo hacen a partir de la región de hongo, se refleja en un cambio de pendiente, tanto en los gráficos $\ln T - A^{1/2}$ como en los de máximo tamaño de clasto - distancia (bien sea distancia radial o $A^{1/2}$), por lo que la posición de este cambio de pendiente permitiría calcular la altura H_B y, a partir de ésta, la altura total. Sin embargo, en el trabajo posterior anteriormente citado, Bonadonna et al. (1998), refinamientos de este modelo predicen no uno sino tres cambios de pendiente, por lo que es preciso disponer de muy buenos datos para distinguir el cambio de pendiente (entre Seg 0 y Seg 1 en la notación de Bonadonna et al., 1998) que daría información acerca de la altura de columna.

El problema fundamental que presentan los modelos descritos radica básicamente en el tratamiento del efecto del viento, puesto que para aquellas erupciones que tuvieron lugar en campos de viento complejos (con variaciones de dirección o intensidad en altura u horizontalmente) pueden dar lugar a estimaciones incorrectas de altura de columna o de velocidad del viento. Otro problema, no inherente al modelo pero que sí afecta a su aplicación, es la falta de acuerdo existente entre los geólogos de campo en la estimación del máximo tamaño de clasto.

II.4. MODELO PROPUESTO

El modelo propuesto en este apartado, que puede ser considerado como un modelo de advección-difusión, asume que todo el material es emitido en el instante inicial de la erupción formando un "filamento" vertical, despreciando los efectos de la dimensión horizontal de la columna. Asumiendo una determinada distribución de volumen de material entre las distintas clases de partículas y a lo largo de la columna eruptiva, el efecto de advección se estima, para cada tipo de partículas y para

cada altura inicial en la columna, calculando su trayectoria según su velocidad límite de caída y el campo de vientos. El efecto de difusión atmosférica se evalúa según el valor de la difusividad atmosférica horizontal y el tiempo empleado por las partículas en alcanzar la superficie. El depósito final se obtiene como la suma de los resultados obtenidos para todos los tipos de partículas considerados.

Las condiciones de validez del modelo son que en cada sección transversal de la pluma, la variación horizontal del viento sea despreciable en el ancho de la nube de cenizas, y que no existan variaciones significativas del campo de vientos en el tiempo que tardan las partículas en alcanzar la superficie. En general, cuanto menor sea la erupción, más fácil es que se verifiquen estas condiciones, puesto que, al ser menor la altura de la columna, menor será el tiempo que precisan las partículas volcánicas para depositarse en superficie y por tanto, también será menor el ancho de la nube de ceniza, y, consecuentemente, del depósito. En el caso de erupciones ultraplinianas, en el que el ancho de la nube de cenizas puede alcanzar centenas de kilómetros, la altura de columna es tal que grandes cantidades de cenizas son inyectadas a la estratosfera, y la duración de la erupción puede ser de algunas decenas de horas, es preciso recurrir a sofisticados modelos de circulación atmosférica para pronosticar la evolución de la nube de cenizas.

II.4.1. Distribución de material en la columna

Distribución de tamaño de partícula

Las dimensiones de una partícula son fundamentales a la hora de determinar su velocidad límite de caída, y, por tanto, en el caso de una partícula volcánica, para calcular el tiempo que permanecerá en la atmósfera.

Dado el amplio rango de tamaños de partícula que pueden presentar las cenizas volcánicas, para su caracterización suele emplearse, en lugar de la dimensión característica d , el parámetro ϕ , definido por:

$$d = 2^{-\phi} \quad (d \text{ en mm}) \quad (\text{II.12})$$

Para el caso de erupciones plinianas, excepto en erupciones recientes y muy bien estudiadas, es muy difícil determinar con precisión la distribución de tamaños de grano del material emitido. Esto es debido a que esta distribución varía mucho según la posición del lugar de muestreo con respecto a la fuente (p.ej. Koyaguchi, 1994; Sparks et al., 1992), así que para conseguir un modelo de distribución representativo de toda la columna sería necesario tener muy bien definido el mapa de isopacas y disponer de gran cantidad de muestras.

En este trabajo se ha optado por asumir la distribución de tamaños de partícula deducida por Woods y Bursik (1991) a partir del estudio comparativo de varias erupciones. Esta distribución es

una distribución normal en ϕ , es decir, siendo V el volumen total emitido, el volumen correspondiente a las partículas de tamaño ϕ es:

$$V_{\phi} = \frac{V}{\sqrt{2\pi} \sigma_{\phi}} \exp\left(-\frac{(\phi - \phi_m)^2}{2\sigma_{\phi}^2}\right) \quad (\text{II.13})$$

donde ϕ_m representa el valor medio de ϕ y σ_{ϕ} la desviación estándar de la distribución.

Distribución vertical de material en la columna

Para evaluar la distribución vertical de volumen de material a lo largo de la columna se ha optado por la propuesta por Suzuki (1983) (expresión II.3), pero asumiendo que la velocidad de salida del gas en el centro de emisión es muy superior a la velocidad límite de caída de las partículas, por lo que la expresión II.3 se reescriba como (Armienti et al., 1988):

$$V_{\phi}(z) = V_{\phi} \frac{A^2 \left(1 - \frac{z}{H_T}\right) e^{A \left(\frac{z}{H_T} - 1\right)}}{H_T [1 - (1+A)e^{-A}]} \quad (\text{II.14})$$

donde el parámetro A es dependiente de la clase de partículas consideradas según:

$$A = \frac{A'}{V_{lim0}} \quad (\text{II.15})$$

donde A' es una constante, dependiente de la erupción, que puede denominarse parámetro de forma de la columna.

De la ecuación II.14 puede deducirse que el parámetro A sitúa el máximo de concentración de la columna, para el tipo de partículas considerado, en la altura $H_T - H_T/A$.

II.4.2. Velocidad límite de caída

La ecuación de movimiento de una partícula que cae en la atmósfera por efecto de la gravedad puede escribirse como:

$$\frac{dv}{dt} = \frac{W(z,v)}{m} - g \quad (\text{II.16})$$

donde v es la velocidad a la altura z de la partícula de masa m sobre la que actúa la aceleración gravitatoria g y la fuerza de rozamiento $W(z,v)$. En esta expresión se ha despreciado el efecto de flotación puesto que en el caso de partículas volcánicas la densidad de éstas (del orden de 1000 kg/m^3) es muy superior a la del aire (aproximadamente en tres órdenes de magnitud).

La fuerza de rozamiento puede expresarse, en función de la densidad del aire (ρ_a) y el coeficiente de frenado (D), la sección efectiva (Ω) y la velocidad (v) de la partícula:

$$W = \frac{1}{2} \rho_a D \Omega v^2 \quad (\text{II.17})$$

Según las ecuaciones II.16 y II.17, la partícula se aceleraría hasta que la fuerza gravitatoria y la de rozamiento se igualasen, descendiendo entonces con velocidad constante V_{lim} (velocidad límite):

$$mg = \frac{1}{2} \rho_a D \Omega V_{\text{lim}}^2 \quad (\text{II.18})$$

El coeficiente de frenado D es función del tamaño y la forma de la partícula y del número de Reynolds (Re), definido como:

$$Re = \frac{\rho_a d v}{\mu_a} \quad (\text{II.19})$$

donde μ_a es la viscosidad del aire y d la dimensión característica de la partícula.

Para partículas esféricas de radio r y densidad ρ_p , si $Re \ll 1$, la expresión II.18 puede reescribirse como la ley de Stokes de velocidad límite:

$$V_{\text{lim}} = \frac{2 \rho_p r^2 g}{9 \mu_a} \quad (\text{II.20})$$

donde puede verse que la velocidad límite no depende de la densidad del aire.

Para números de Reynolds altos, la expresión para la velocidad límite es:

$$V_{\text{lim}} = \sqrt{\frac{8 \rho_p r g}{3 \rho_a D}} \quad (\text{II.21})$$

donde no aparece dependencia con la viscosidad del aire. El valor del parámetro de frenado D para números de Reynolds altos no depende significativamente de dicho número y adopta un valor

prácticamente constante ($D \approx 0.5$ para esferas). Puesto que, en general, las partículas volcánicas presentan formas muy irregulares, no pueden ser consideradas como esferas (Walker et al., 1971; Armienti et al., 1988), por lo que los valores de D deben ser determinados de forma experimental.

La colección más amplia de datos experimentales de velocidades límite de partículas volcánicas publicada es la de Wilson y Huang (1979). Estos autores midieron la velocidad de caída a nivel del mar de partículas volcánicas de diferente naturaleza (pumitas, vidrios no vesiculados y feldespatos), forma y dimensiones. Partiendo de estos datos, se han seleccionado únicamente aquéllos correspondientes a pumitas (que representan la mayor parte del volumen de material emitido en una erupción pliniana), y con números de $Re > 10$. El valor de D se han calculado según II.18, considerando m como la masa de una esfera de diámetro igual a la media de los tres ejes principales de cada partícula, y la sección efectiva como $L^2\pi/4$, donde L representa la dimensión característica para cada modo de rotación, calculada según las expresiones de Wilson y Huang (1979). El resultado obtenido es $D = 3.4 \pm 0.3$.

Puesto que la velocidad límite de caída de las partículas depende de la densidad y la viscosidad del aire y éstas varían con la altura, es preciso estimar estas variaciones. Considerando una atmósfera estándar hasta la altura de la tropopausa, z_{trop} , y la temperatura del aire a nivel del mar $T_0 = 288$ K, la variación en la densidad del aire viene dada por (List, 1970):

$$\rho_a = \rho_{a0} [1 - 0.0226z(km)]^{4.255} \quad (\text{II.22})$$

donde ρ_{a0} es la densidad del aire a nivel del mar.

La variación de la temperatura con la altura es:

$$T = T_0 - az \quad (\text{II.23})$$

donde a es constante ($a = 0.0065$ K/m).

La variación de viscosidad del aire con la temperatura viene dada por:

$$\left(\frac{\mu_a}{\mu_{av}} \right) = \frac{T_v + C_s}{T + C_s} \left(\frac{T}{T_v} \right)^{3/2} \quad (\text{II.24})$$

donde C_s es la constante de Sutherland ($C_s = 120^\circ$ C) y μ_{av} la viscosidad del aire a la temperatura T_v (por ejemplo, $\mu_{av} = 1.8325 \cdot 10^{-5}$ Pa s para $T_v = 296.16$ K).

Para alturas superiores a z_{trop} se ha considerado una atmósfera isoterma, donde la variación de densidad viene dada por:

$$\rho_a = \rho_a(z_{trop}) \exp \left[-\frac{1}{RT_{trop}} (z - z_{trop}) \right] \quad (\text{II.25})$$

donde T_{trop} es la temperatura de la tropopausa (evaluada según II.23) y R es la constante del gas ($R = 29.2745$).

Puesto que se ha considerado una atmósfera isoterma para alturas superiores a la tropopausa, la viscosidad de aire es constante en dichas alturas y su valor se evalúa según II.24 para la temperatura del aire en la tropopausa, T_{trop} .

Así pues, la velocidad límite de caída para cada partícula a un altura determinada se calcula según II.20 o II.21, en función del número de Reynolds. Para determinar, para cada altura, el tamaño de partícula para el que se produce el cambio en el régimen de caída, se considera el punto de corte entre las curvas correspondientes a ambos regímenes de caída, tal como se muestra en la figura II.9. En esa figura se compara el criterio adoptado en este trabajo con la aproximación de Bonadonna et al. (1998), en la que las velocidades límite de caída se evalúan según las expresiones II.9. La mayor diferencia entre ambas aproximaciones, además del hecho de considerar dos o tres regímenes de caída, aparece para números de Reynolds altos, debido a la diferencia en el valor del parámetro de frenado asumido.

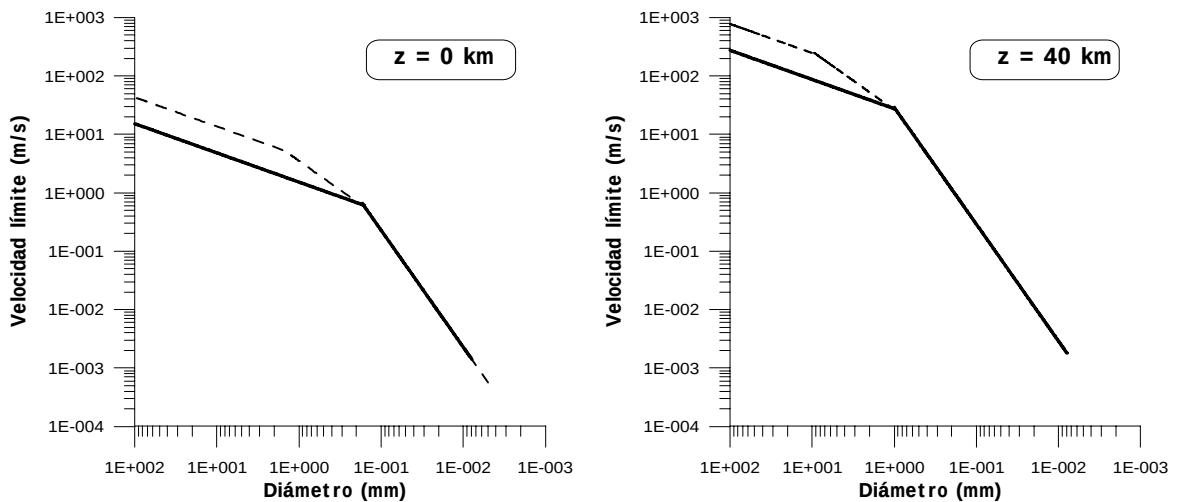


Figura II.9. Velocidad límite para partículas de densidad 750 kg/m^3 . La línea continua representa la aproximación empleada en este trabajo y la discontinua la de Bonadonna et al. (1998). Los valores de densidad y viscosidad del aire son evaluados a partir de las expresiones II.22-25 para $\rho_{a0} = 1.2255 \text{ kg/m}^3$, $T_0 = 288 \text{ K}$ y $z_{trop} = 11 \text{ km}$.

Es preciso señalar que, aunque el desarrollo planteado es válido en principio para cualquier tamaño de partículas, en el caso de partículas muy pequeñas ($\phi > 5$) pueden existir diversos efectos de agregación (Heiken y Wohletz, 1985) que hagan que el valor de velocidad límite calculado por este método se aleje mucho del valor real. Éstos podrían ser agregación por efectos electrostáticos (Riehle et al., 1994) o por formación de núcleos de hielo (Rose et al., 1995), por lo que en este trabajo el menor tamaño de partícula considerado es $\phi = 5$.

En el modelo propuesto se considera que las partículas siempre caen a una velocidad igual a la velocidad límite, simplificación admisible puesto que partículas de pómez de dimensión característica menor de 10 cm alcanzan dicha velocidad en pocos segundos. Asimismo, se ha considerado que la velocidad de deposición, que es función de la velocidad límite y de la velocidad

del viento cerca de la superficie, es igual a la velocidad límite (ver discusión en Armienti et al., 1988).

Aunque muchos autores emplean un valor de densidad constante para los fragmentos de pómez, esta densidad puede variar mucho en función de la vesicularidad de dichos fragmentos. En este trabajo, basándose en los datos de Wilson y Huang (1979), se ha asumido una densidad de 800 kg/m^3 para las partículas de $\phi < 1$, 2000 kg/m^3 para las de $\phi > 3$ y 1200 kg/m^3 para las intermedias.

II.4.3. Difusividad atmosférica

El modelo teórico de difusión de cenizas se basa en asumir que el transporte local de materia es proporcional al gradiente local de concentración. Así, el flujo (Γ) de partículas a través de una superficie se expresa como:

$$\Gamma = -K \frac{\partial C}{\partial n} \quad (\text{II.26})$$

donde n es la normal a la superficie y K es la difusividad efectiva. K está relacionada únicamente con las condiciones atmosféricas y puede variar en el espacio y en el tiempo. El valor de este coeficiente depende críticamente de la dirección considerada. Así, K_z (difusividad efectiva para el transporte de material en la dirección vertical) es prácticamente nulo para alturas mayores de 500 m (Pasquill y Smith, 1983) y es siempre menor que los coeficientes horizontales $K_x = K_y$. El valor de estos últimos depende de la escala del fenómeno. Para una escala de decenas de kilómetros, los valores varían entre 0 y $1000 \text{ m}^2/\text{s}$, mientras que en una escala de unos 100 km varían entre 10^3 y $10^4 \text{ m}^2/\text{s}$. En este modelo se ha asumido que la difusividad vertical es despreciable con respecto a las difusividades horizontales.

Estos valores son válidos para la difusión de gases en la atmósfera, y pueden emplearse para describir la difusión de partículas volcánicas (Armienti et al., 1988) teniendo en cuenta que se desprecia el efecto de inercia de las partículas y el hecho de que éstas caen continuamente, abandonando las turbulencias y, por tanto, afectando su dinámica.

II.4.4. Advección-difusión

Tal como se ha mencionado, en este modelo se considera que toda la masa se emite en el instante inicial de la erupción formando un "filamento" vertical, dividido en N secciones situadas a alturas $z_1, z_2, \dots, z_N = H_T$. Dados los valores de ϕ_m y σ_ϕ , se determina el volumen correspondiente a cada una de las M clases de partícula considerada ($\phi_1, \phi_2, \dots, \phi_M$) según II.13, y se distribuye éste entre las N secciones empleando la expresión II.14. A continuación, se calcula la trayectoria de cada sección del filamento teniendo en cuenta la velocidad límite de caída de las partículas consideradas y el campo de velocidades de viento (V_x, V_y), asumiendo que la componente vertical del viento es

despreciable con respecto a las horizontales. La posición en superficie (x_{0j}, y_{0j}) de la sección de filamento situada inicialmente a la altura z_j es:

$$\begin{aligned} x_{0j} &= \sum_{i=j}^1 V_{xi} \Delta t_i \\ y_{0j} &= \sum_{i=j}^1 V_{yi} \Delta t_i \end{aligned} \quad (\text{II.27})$$

donde Δt_i representa el tiempo que permanecen las partículas en la capa i dado por:

$$\begin{aligned} \Delta t_i &= \frac{z_i - z_{i-1}}{v_{limi}} \\ z_0 &= 0 \end{aligned} \quad (\text{II.28})$$

Una vez que se ha determinado la posición de la sección de columna en la superficie (x_{0j}, y_{0j}) se resuelve la ecuación de difusión bidimensional:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \quad (\text{II.29})$$

para un valor de t igual al tiempo empleado por cada porción en alcanzar la superficie, es decir:

$$t_{caidaj} = \sum_{i=0}^j \Delta t_i \quad (\text{II.30})$$

La solución de la ecuación de difusión II.15 para una fuente paralelepédica de base $2a \times 2b$ centrada en (x_0, y_0) y con concentración inicial C_0 es (Carslaw y Jaeger, 1959):

$$C(x, y, t) = \frac{C_0}{4} \left[\text{erf} \left(\frac{a - (x - x_0)}{2\sqrt{K_x t}} \right) + \text{erf} \left(\frac{a + (x - x_0)}{2\sqrt{K_x t}} \right) \right] \left[\text{erf} \left(\frac{b - (y - y_0)}{2\sqrt{K_y t}} \right) + \text{erf} \left(\frac{b + (y - y_0)}{2\sqrt{K_y t}} \right) \right] \quad (\text{II.31})$$

donde erf representa la función error.

En este caso, $2a$ y $2b$ se corresponden con el discretizado horizontal (Δx), por lo que la altura de depósito correspondiente a las partículas consideradas y a la sección j de la columna ($T_{\phi j}$) en la celda centrada en (x, y) es:

$$\begin{aligned} T_{\phi j}(x, y) &= \frac{V_{\phi j}}{4 \Delta x^2} \left[\text{erf} \left(\frac{\Delta x - (x - x_{0j})}{2\sqrt{K_x t_{caidaj}}} \right) + \text{erf} \left(\frac{\Delta x + (x - x_{0j})}{2\sqrt{K_x t_{caidaj}}} \right) \right] \cdot \\ &\quad \left[\text{erf} \left(\frac{\Delta x - (y - y_{0j})}{2\sqrt{K_y t_{caidaj}}} \right) + \text{erf} \left(\frac{\Delta x + (y - y_{0j})}{2\sqrt{K_y t_{caidaj}}} \right) \right] \end{aligned} \quad (\text{II.32})$$

donde $V_{\phi j}$ representa el volumen de material de las partículas de dimensión ϕ situado inicialmente a la altura z_j .

La solución final se obtiene sumando las soluciones para todas las secciones de filamento y para todas las clases de partículas consideradas:

$$T(x, y) = \sum_{\phi=1}^{\phi=M} \sum_{j=0}^{j=N} T_{\phi j}(x, y) \quad (\text{II.33})$$

En este esquema general se ha asumido implícitamente que la base de la columna eruptiva se encuentra a la misma altura que la superficie de deposición. Si el edificio volcánico en el que se genera la pluma convectiva tiene una altura considerable, esta simplificación disminuiría el tiempo de caída total y, por tanto, la extensión del depósito. Para corregir este efecto se introduce el parámetro altura de la base de la columna, z_{vol} , de forma que el subíndice j (que representa la posición de las secciones de la columna eruptiva) de las ecuaciones II.27-28, II.30 y II.32-33 sólo varía entre vol y N . Este parámetro es equivalente a la altura de la chimenea empleado en estudios de contaminantes atmosféricos industriales.

La implementación del modelo se describe en el Apéndice, incluyendo el diagrama de flujo simplificado del programa desarrollado, así como el listado de las subrutinas y funciones principales del mismo.

II.4.5. Ejemplos de la influencia de distintos parámetros

Con el objetivo de ejemplificar la influencia de los distintos parámetros de entrada del modelo en el depósito final obtenido de la simulación numérica, se ha definido una erupción base y se ha comparado el depósito resultante con los obtenidos modificando dicha erupción en un único parámetro. Los parámetros de entrada de la erupción base se resumen en la tabla II.3.

El depósito resultante de la erupción base se muestra en la figura II.10, junto con los resultados de las simulaciones posteriores, en las que se ha variado algún parámetro. Así, en la figura II.10b se muestra el efecto de aumentar el valor del parámetro de forma de la columna (A') a 80. El aumento de A' implica desplazar a mayor altura el máximo de concentración de partículas (fig. II.10b), en mayor proporción cuanto menor sea la velocidad límite de las partículas consideradas (ecuaciones II.14-15). Al ser mayor la cantidad de material en la parte superior de la columna, se produce un desplazamiento en la dirección del viento del máximo de concentración del depósito resultante, así como un mayor espesor en las zonas más alejadas del centro de emisión.

La figura II.10c muestra el efecto que produce en el depósito el aumento del valor de la difusividad horizontal de 1000 m²/s a 3000 m²/s. Obviamente, el aumento de este parámetro se traduce en un “suavizado” de la distribución del depósito, aumentando el área de las isopacas de menos espesor

y aumentando muy ligeramente la distancia máxima al centro de emisión alcanzada por dichas isopacas.

Tabla II.3

Resumen de los parámetros de entrada empleados en la simulación de la erupción base (ver texto).

Altura de la columna (H_T)	10 km	Altura de la tropopausa (z_{trop})		12 km
Altura del volcán (z_{vol})	0 km	Campo de vientos	Dirección	270°
Parámetro de forma de la columna (A')	20		Intensidad (interpolación entre:)	2 m/s ($z = 0$) 10 m/s (z_{trop})
Tamaño medio de partícula (ϕ_m)	-1	Discretizado horizontal (Δx)		250 m
Desviación de la distribución (σ_ϕ)	1.0	Discretizado vertical (Δz)		50 m
Volumen total emitido	0.2 km ³	Discretizado de ϕ		0.25
Difusividad horizontal (K_x)	2000 m ² /s			

El efecto de los parámetros que definen la distribución granulométrica de las partículas se muestra en la figura II.10d y II.10e. En la primera de ellas se ha modificado el valor del tamaño medio de partícula (ϕ_m) de -1 a 0, es decir, a partículas más finas. Esto implica aumentar el volumen correspondiente a las partículas que permanecen más tiempo en la atmósfera, sujetas a los efectos advectivos y difusivos. El resultado es que disminuye el espesor en las zonas cercanas al centro de emisión y aumenta en las más alejadas. Asimismo, aumenta la distancia máxima alcanzada por la última isopaca considerada (1 mm). Para ilustrar mejor estos efectos, en los gráficos inferiores de la figura II.10d se muestra el depósito correspondiente a la clase de partícula más abundante en cada una de las distribuciones (es decir, $\phi = -1$ (erupción base) y $\phi = 0$). En la figura II.10e se muestra el depósito obtenido al aumentar el valor de la desviación de la distribución (σ_ϕ) a 2. El aumentar el valor de la desviación produce una distribución más suave, es decir, aumenta tanto el volumen correspondiente a las partículas de mayor tamaño como el de las de menor tamaño, lo que produce que los máximos espesores de depósito se aproximen al centro de emisión y los espesores más pequeños se alejen del mismo. Igual que en el caso anterior, al aumentar la proporción volumétrica de las partículas más finas aumenta la distancia máxima alcanzada por la última isopaca considerada (1 mm).

Por último, se ha realizado la simulación considerando que la intensidad del viento no varía con la altura y toma un valor de 6 m/s que es, aproximadamente, el valor medio de intensidad de viento de la distribución considerada en la erupción base. El resultado de la simulación (fig. II.10f) muestra una gran elongación del depósito en la dirección del viento. Esto es debido a que, a pesar de que el valor de intensidad considerado representa el valor medio de intensidad de viento, para las partículas que no caen desde la parte superior de la columna, 6 m/s es un valor superior al valor medio de intensidad de las capas que dichas partículas cruzan en su caída.

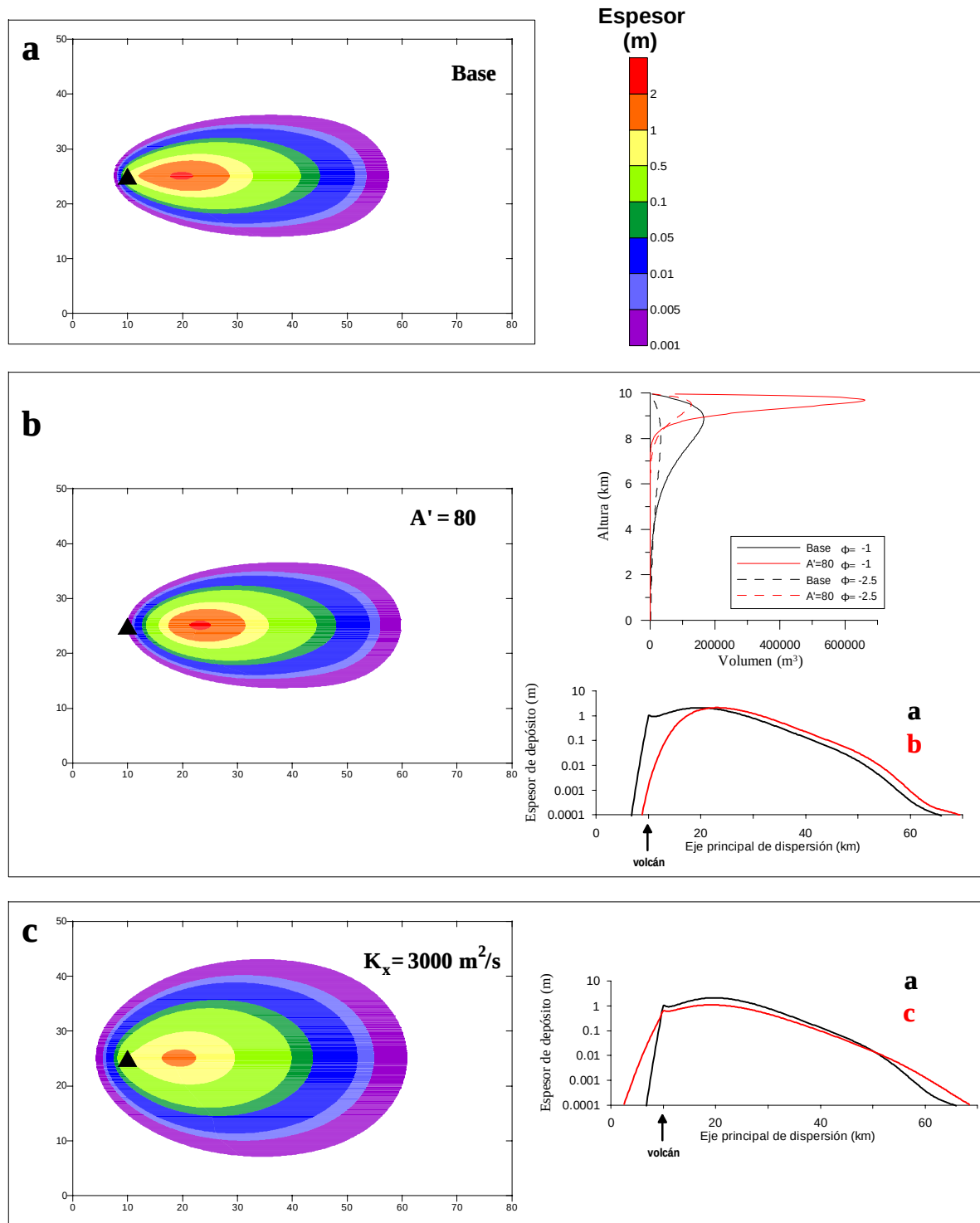


Figura II.10. Ejemplos de la influencia de distintos parámetros en el modelo propuesto para la simulación de caída de cenizas. Las coordenadas de todos los mapas están expresadas en kilómetros y la posición del centro de emisión se muestra con un triángulo negro. **(a)** Depósito de la erupción base (parámetros de entrada en la tabla II.3). **(b)** Depósito obtenido modificando el valor del parámetro de forma de la columna (A') a 80. El gráfico de la parte superior derecha muestra la distribución de volumen de material a lo largo de la columna eruptiva para dos tamaños de partículas diferentes ($\phi = -1$ -líneas continuas- y $\phi = -2.5$ -líneas discontinuas-), tanto para la erupción base (negro) como para $A' = 80$ (rojo). El gráfico de la parte inferior derecha muestra la sección del depósito a lo largo del eje principal del mismo (negro para la erupción base, rojo para $A' = 80$). **(c)** Depósito obtenido modificando el valor de difusividad horizontal (K_x) a $3000 \text{ m}^2/\text{s}$. El gráfico de la derecha muestra la sección del depósito a lo largo del eje principal del mismo (negro para la erupción base, rojo para $K_x = 3000 \text{ m}^2/\text{s}$).

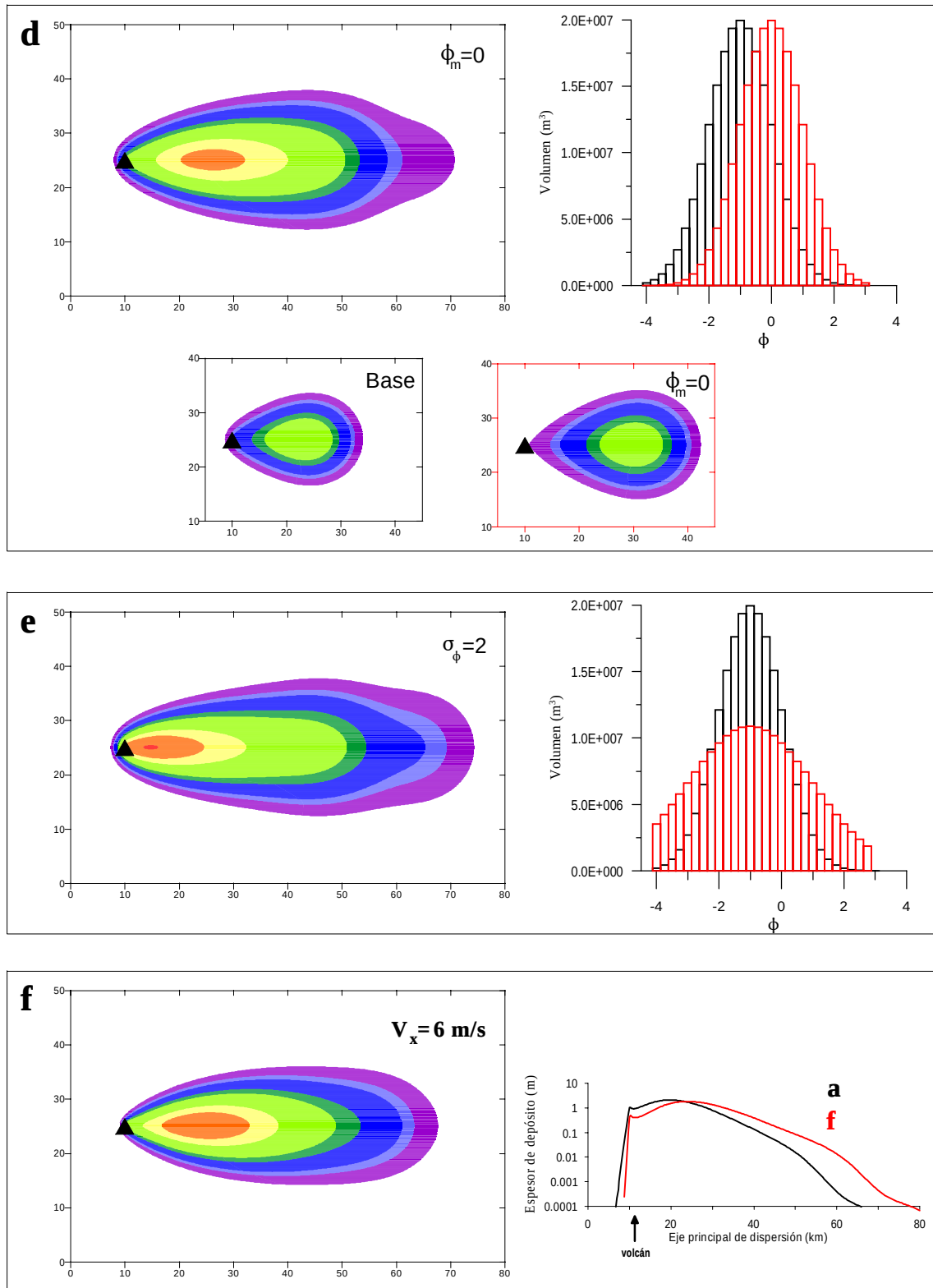


Figura II.10. (continuación) (d) Depósito obtenido modificando el valor del tamaño medio de partícula (ϕ_m) a 0. El gráfico de la derecha muestra la distribución de tamaños de partícula (negro para la erupción base, rojo para $\phi_m = 0$). Los mapas de la parte inferior muestran el depósito correspondiente a la clase de partícula más abundante en cada una de las distribuciones (izquierda, erupción base ($\phi = -1$) y derecha para $\phi_m = 0$). (e) Depósito obtenido modificando el valor de la desviación de la distribución de tamaños de partícula (σ_ϕ) a 2. El gráfico de la derecha muestra la distribución de tamaños de partícula (negro para la erupción base, rojo para $\sigma_\phi = 2$). (f) Depósito obtenido considerando intensidad de viento constante e igual a 6 m/s. El gráfico de la derecha muestra la sección del depósito a lo largo del eje principal del mismo (negro para la erupción base, rojo para viento constante).

II.4.6. Ejemplo de aplicación a la reconstrucción de una erupción: Erupción de Montaña Blanca, Tenerife

La isla de Tenerife se caracteriza por la coexistencia de varios tipos de manifestaciones volcánicas, desde escudos basálticos a estratovolcanes y volcanes basálticos monogenéticos. En la parte central de la isla se encuentra la gran depresión conocida como la caldera de Las Cañadas, sobre la que descansa el complejo Teide-Pico Viejo. Dentro de este complejo se encuentra Montaña Blanca, un complejo eruptivo adventicio situado en el flanco E del edificio Teide (figura II.11).

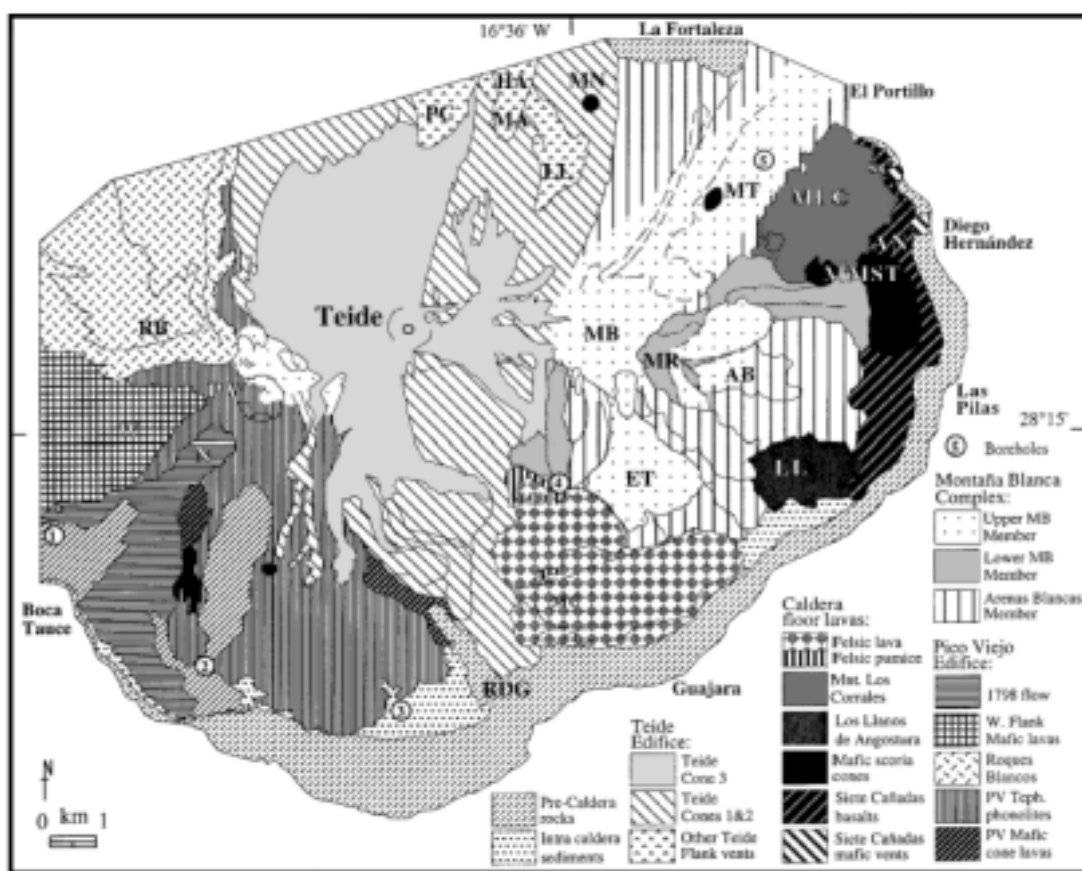


Figura II.11. Esquema geológico del complejo Teide - Pico Viejo (de Ablay y Martí, 1995).

La erupción de Montaña Blanca, ocurrida hace aproximadamente 2020 años (Ablay y Martí, 1995), es la última erupción explosiva que ha tenido lugar en el archipiélago canario. Esta erupción comenzó con la emisión de 0.026 km^3 de magma fonolítico poco evolucionado. A esta fase siguió una erupción subpliniana de magma fonolítico altamente evolucionado que dio lugar al depósito pumítico de Montaña Blanca (figura II.12). La erupción finalizó con la extrusión de un pequeño volumen de lavas. Este apartado reconstruye la erupción subpliniana que constituye la segunda fase de la erupción. Según Ablay et al. (1995), dicha erupción tuvo lugar a lo largo de una fisura. Así, los depósitos proximales son debidos a la acción de todos los centros de emisión mientras los depósitos distales se deben a una columna mayor originada en un único centro. Los mismos autores

presentan valores de estudios granulométricos donde ϕ_m varía entre -3.5 (en las muestras más cercanas a los centros de emisión) y -1.5 (en las más alejadas).

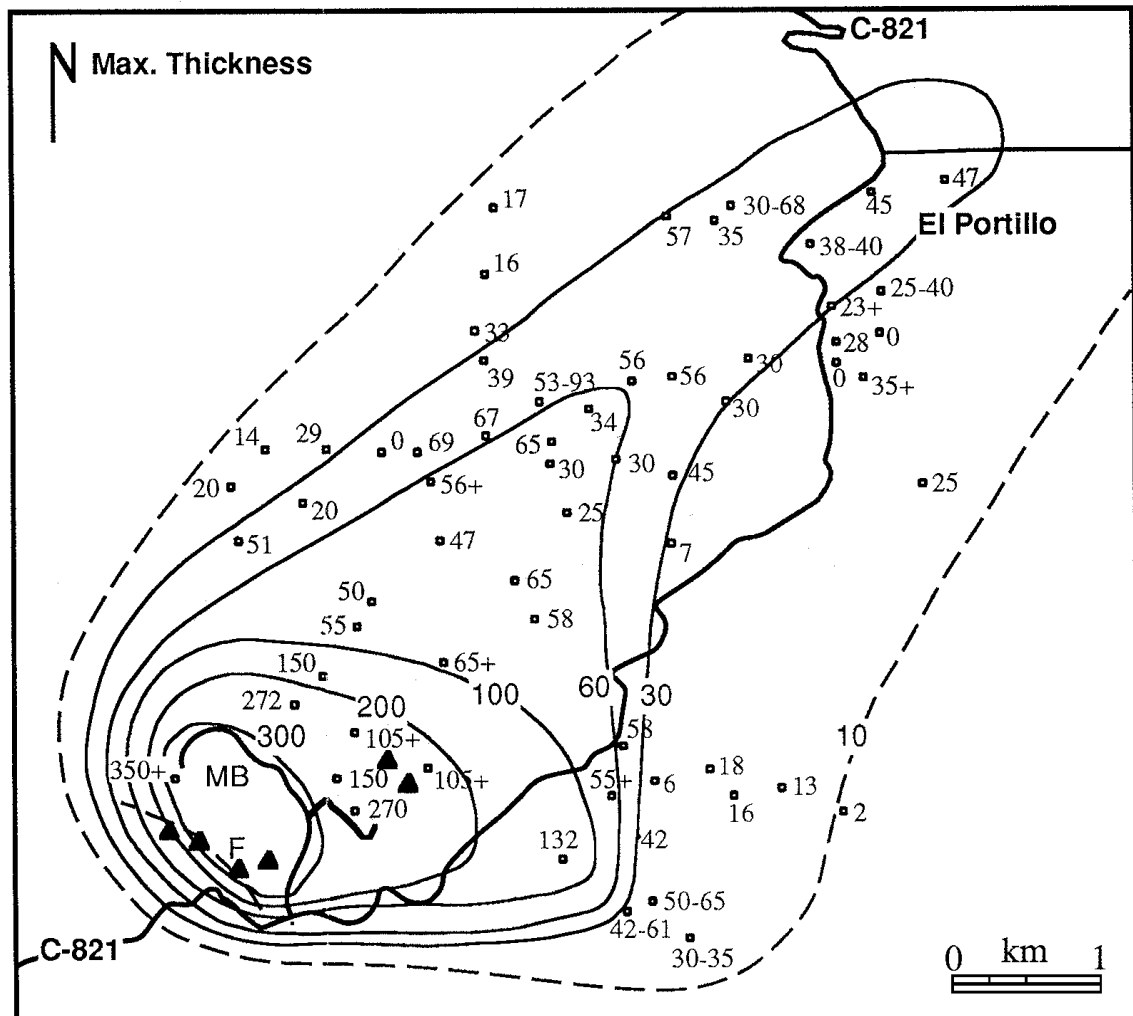


Figura II.12. Mapa de isopacas (en cm) del depósito pumítico de Montaña Blanca (de Ablay et al, 1995).

Parámetros de entrada del modelo

Muchos de los parámetros de entrada del modelo se han deducido a partir del estudio de los depósitos de Ablay et al. (1995), mientras que otros han debido ser seleccionados de forma que el resultado de la simulación sea congruente con los datos observados.

Altura de la columna

La figura II.13 representa los datos de máximo tamaño de lítico para los depósitos de la erupción de Montaña Blanca según Ablay et al. (1995). En ella se aprecia que sólo están aceptablemente definidas las isolíneas correspondientes a 1.5, 2, 3.5 y quizás 4 mm. Esta falta de datos hace inaplicable el método de esquina de columna propuesto por Sparks et al. (1992).

Asumiendo para los líticos una densidad de 2500 kg/m^3 , con la aplicación del método de Carey y Sparks (1986) se obtiene un valor de altura de columna de unos 8 km y viento máximo de entre 5 y 10 m/s (este valor máximo se alcanzaría a los 10.5 km de altura, puesto que el modelo asume una variación lineal de la intensidad del viento desde 0 m/s en superficie hasta el valor dado en la tropopausa).

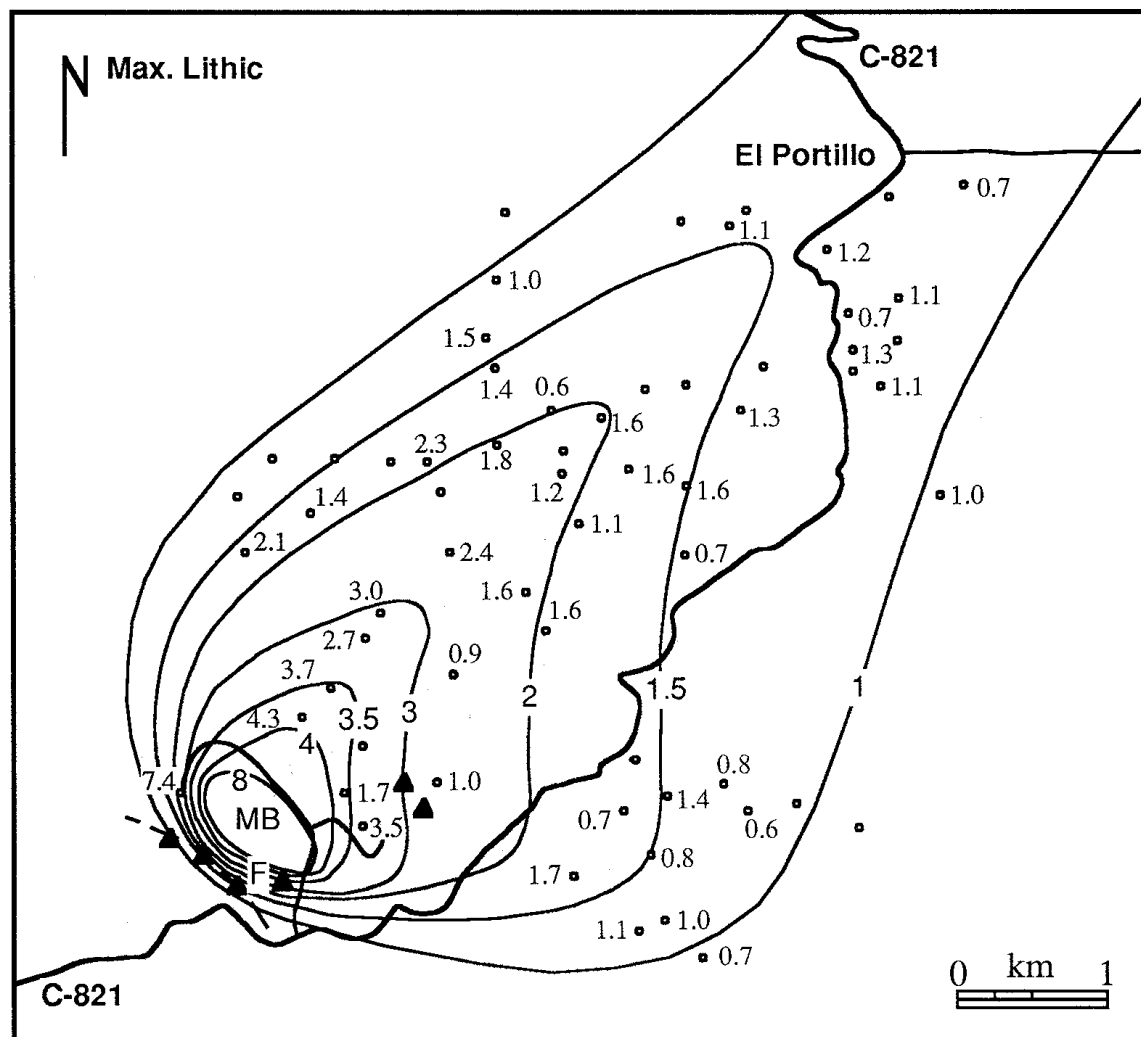


Figura II.13. Mapa de máximo tamaño de lítico (en mm) del depósito pumítico de Montaña Blanca (de Abalay et al, 1995).

También se ha aplicado el método de Pyle (1989) dado por la ecuación II.11 a los mapas de máximo tamaño de clasto de lítico (figura II.13) y pómez (figura II.14). Aunque el autor afirma que esta ecuación es válida para cualquier valor de H_b , para valores de dicho parámetro inferiores a 15 km, pequeñas variaciones en la estimación de b_c dan lugar a grandes variaciones en la H_b calculada (ver Pyle (1989), figura 8). Los resultados de altura total de la columna, aunque estimativos, son congruentes con el valor de 8 km.

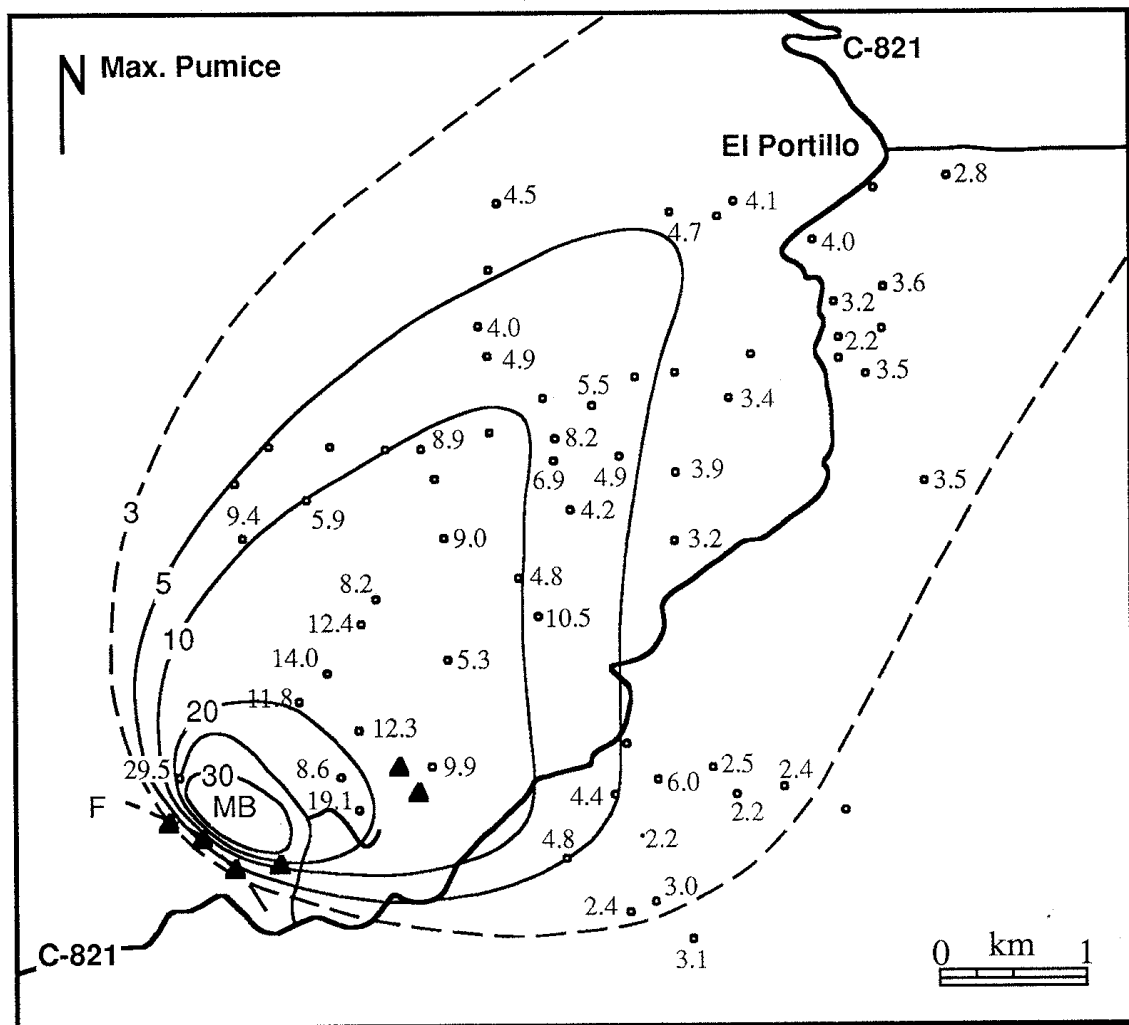


Figura II.14. Mapa de máximo tamaño de pómez (en mm) del depósito pumítico de Montaña Blanca (de Ablay et al, 1995).

Volumen total emitido

La figura II.15 muestra el gráfico $\ln T - A^{1/2}$ obtenido asumiendo las isopacas de la figura II.12. Los valores obtenidos en el ajuste son $T_0 = 6.2 \pm 0.8$ m y $k = 8.0 \cdot 10^{-4} \pm 5.0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ por lo que, según II.6, el volumen total es $V = 0.020 \pm 0.005 \text{ km}^3$. Si se calcula el volumen a partir de estimación directa del mapa de isopacas (multiplicando el valor de espesor de una isopaca por el área de dicha isopaca menos el área de la isopaca siguiente) se obtiene $V = 0.025 \text{ km}^3$ considerando que el área de la isopaca de 10cm es la que aparece en el área de la figura II.12, o $V = 0.020 \text{ km}^3$ si no se considera esta última isopaca. Esto quiere decir que prácticamente todo el volumen obtenido con los datos del ajuste del gráfico de la figura II.15 está contenido en el área limitada por la isopaca de 10 cm que aparece en el mapa.

Puesto que 10 cm es un valor demasiado alto para esperar que no exista volumen significativo de depósito más allá de dicha isopaca, puede suponerse que en el gráfico $\ln T - A^{1/2}$ faltan datos para poder determinar un segmento de pendiente inferior a la estimada para valores de espesor por

debajo de los 30 cm de espesor. Esta idea es congruente con el gráfico de la figura II.15, ya que en él se ha representado el punto correspondiente a la isopaca de 10 cm, considerando que el área correspondiente es la encerrada por dicha isopaca en el mapa de la figura II.12. Puesto que la isopaca no aparece como una curva cerrada, obviamente su área real debe ser mayor que ese valor, por lo que la posición del círculo blanco en el gráfico II.15 se desplazaría hacia valores mayores en el eje de abscisas, alejándose mucho de la pendiente dada por el ajuste realizado.

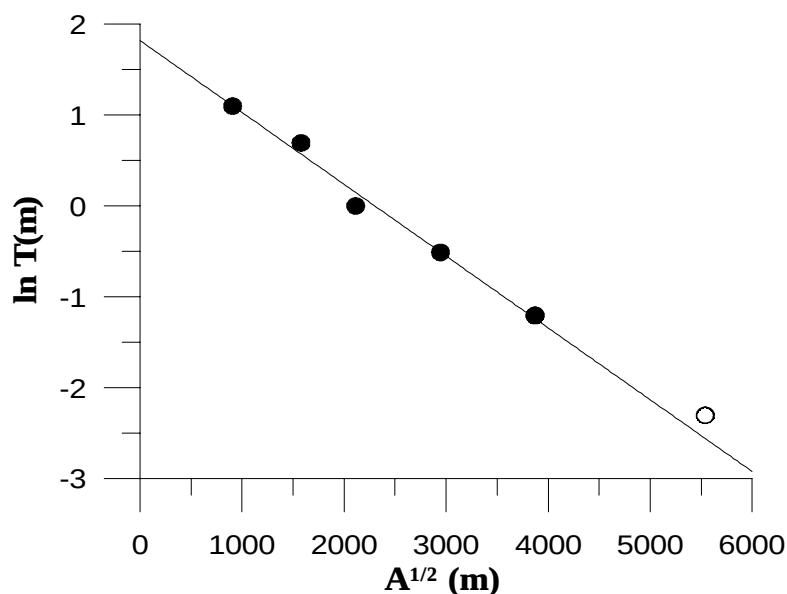


Figura II.15. Gráfico de ajuste $\ln T- A^{1/2}$ para el mapa de isopacas de la figura II.12. El ajuste se ha realizado únicamente con los datos correspondientes a los círculos negros (isopacas por encima de los 10 cm). El círculo blanco representa los valores correspondientes a la isopaca de 10 cm, considerando el área de la misma igual al área encerrada por la isopaca en el mapa de la figura II.12 (y por tanto inferior al área real de dicha isopaca).

Otra explicación al pequeño volumen obtenido podría ser debida al hecho de la existencia de varios centros de emisión, que emitieron pequeñas columnas, responsables de gran parte del espesor de los depósitos proximales. Esta superposición del efecto de una columna de mayor altura y varias pequeñas, deforma las isopacas, de tal manera que aumenta el valor del espesor cerca de los centros de emisión, y por tanto, aumenta el valor de la pendiente del ajuste, arrojando un volumen total inferior al real.

Otro motivo por el que el resultado del ajuste puede ser excesivamente bajo es por el trazado de las isopacas de la figura II.12, en el que muchas de ellas no están bien definidas. Una estimación del volumen total realizada directamente a partir de los datos de espesor con el método de *kriging* da como resultado un volumen total del orden de 0.04 km³.

Por estos motivos, se ha asumido que el volumen total emitido es 0.04 km³.

Parámetros atmosféricos

Como es lógico, no existe ningún dato sobre los vientos durante la erupción de Montaña Blanca. Sin embargo, dada la distribución de espesores de depósito, es evidente una componente principal de viento del SW. En lo referente a la intensidad, se realizaron distintos ensayos, hasta optar por un perfil lineal de intensidad desde viento nulo en superficie hasta 10 m/s a una altura de 8 km.

Dada la escala del fenómeno, los valores de la constante de difusividad deben ser relativamente bajos (menores de $1000 \text{ m}^2/\text{s}$).

Los valores de densidad y temperatura a nivel del mar empleados son $\rho_{a0} = 1.2255 \text{ kg/m}^3$ y $T_0 = 288 \text{ K}$, y la tropopausa situada a 11 km de altura. Puesto que el área muestreada del depósito de Montaña Blanca tiene una altura topográfica media de unos 2400 m, se consideró esta altura como nivel de deposición.

Centros de emisión y tamaño de partícula

Asumiendo la teoría de Ablay et al. (1995), se han considerado varios centros eruptivos:

- Cuatro de ellos representan la erupción fisural, y su posición se ha tomado como la dada por los cuatro triángulos alineados de la figura. Para estas columnas se ha obtenido que los parámetros que mejor ajustan los datos son una altura de 2 km y un coeficiente de difusividad de $400 \text{ m}^2/\text{s}$. Los valores de ϕ_m y σ_ϕ considerados son -3 y 1.5 respectivamente, correspondientes a los datos de Ablay et al. (1995) para los depósitos proximales. El parámetro de forma de la columna considerado es $A' = 20$.
- El quinto se ha situado en una posición intermedia de la línea definida por los cuatro restantes y se considera que es el centro de emisión de la columna de 8 km de altura, responsable de los depósitos más alejados. El valor de difusividad considerado es de $700 \text{ m}^2/\text{s}$. ϕ_m y σ_ϕ se han tomado como -2 y 1.5, estimados de los valores medidos en los depósitos más alejados. El parámetro de forma de la columna considerado es $A' = 80$.

Como se ha indicado anteriormente, se ha considerado un volumen total emitido de 0.04 km^3 . Esta masa se ha repartido como un 60% perteneciente a la columna principal y el resto distribuido entre los restantes centros de emisión.

La figura II.16 muestra las distribuciones granulométricas empleadas y la distribución de volumen de material a lo largo de la columna, tanto para el centro de emisión principal como para los secundarios.

Discretizados

Las simulaciones se han llevado a cabo considerando un discretizado horizontal de 25 m y un discretizado vertical de 10 m. Los límites de los tamaños de partícula considerados son $\phi = -5$ y $\phi = 2$, con un discretizado de 0.25 unidades ϕ .

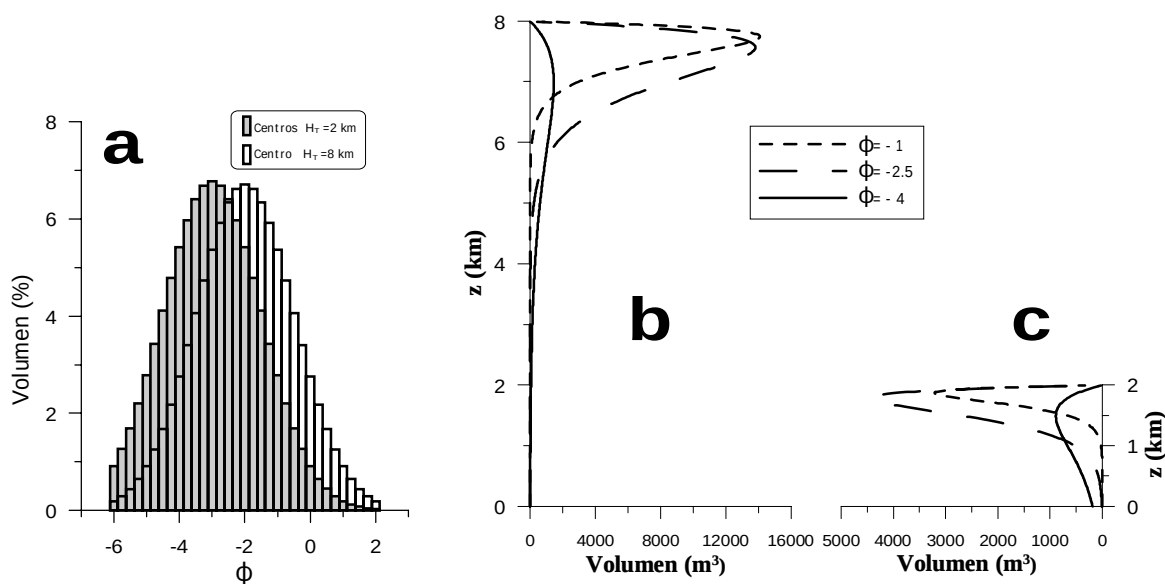


Figura II.16. (a) Distribuciones granulométricas empleadas para la simulación de la erupción de Montaña Blanca. **(b)** y **(c)** Distribución de volumen de material a lo largo de la columna, para algunos valores de ϕ , en el centro de emisión principal y centros secundarios respectivamente.

Resultados y conclusiones

La figura II.17 muestra el resultado de la simulación. En líneas generales, el resultado obtenido es congruente con los datos de espesores medidos en el campo. La mayor divergencia se observa en los puntos situados al S. El motivo puede ser que no se haya considerado algún otro posible centro de emisión, situado más al E o, quizás, que el viento a baja cota fuese de dirección W en lugar de SW, por lo que el mapa de isopacas se deformaría en la dirección E-W.

Algunas pequeñas divergencias locales con los datos de campo deben ser achacadas a inconsistencias en dichos datos, probablemente debidas a dificultades de medida. Por ejemplo, en la zona NE aparece un grupo de puntos que, estando separados apenas por 200 m, muestran valores de espesor desde 0 a 40 cm.

El volumen total del depósito obtenido a partir de la simulación del área que cubre la figura II.17 (la misma que la figura II.12) es de 0.026 km^3 , congruente con el valor estimado del mapa de isopacas real.

En líneas generales, el modelo ajusta gran parte de los datos experimentales y refuerza la teoría de Ablay et al. (1995) de que la erupción fue fisural con una columna de mayor intensidad, responsable de los depósitos más alejados.

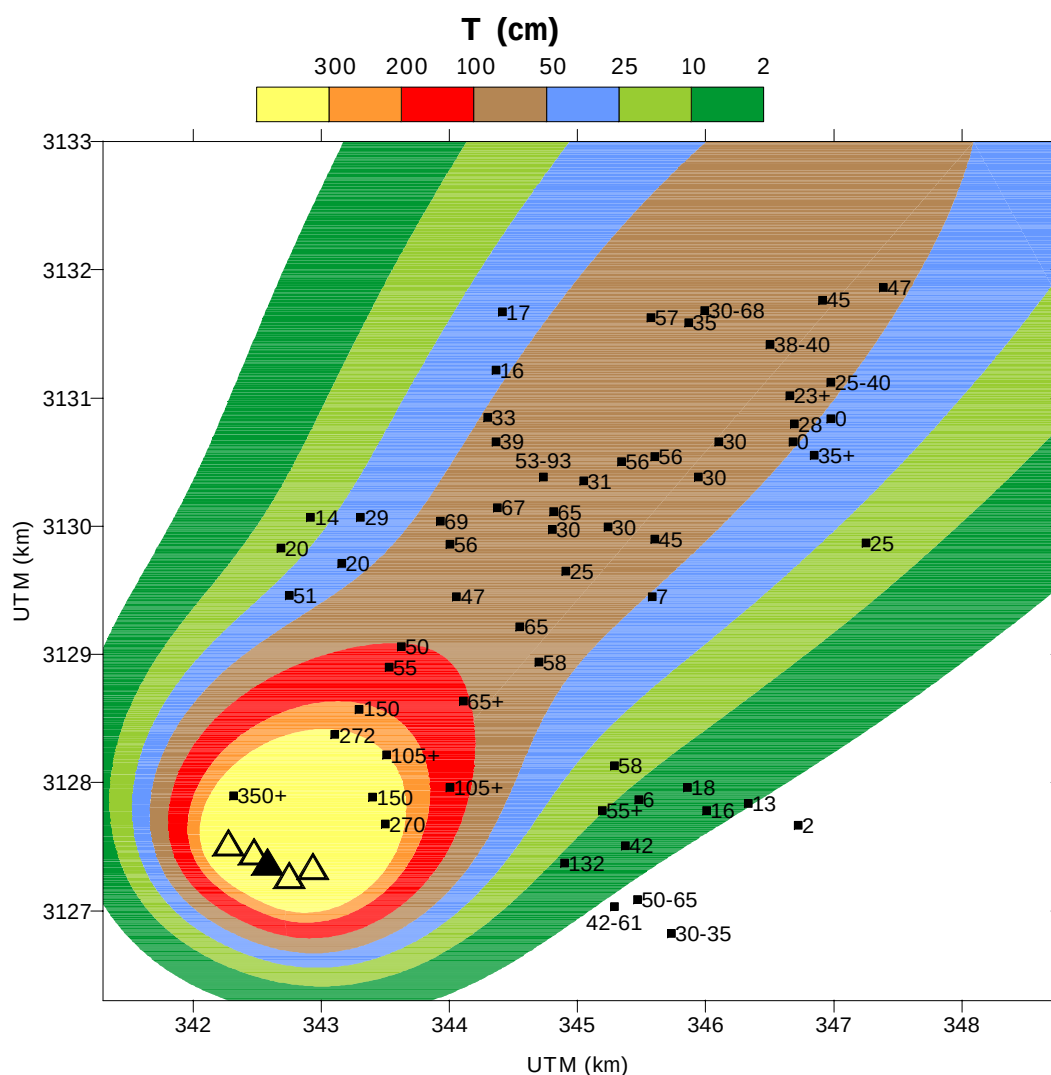


Figura II.17. Mapa de espesores de depósito obtenido de la simulación de la erupción Montaña Blanca. Los triángulos representan la posición de los centros de emisión considerados, donde el triángulo negro corresponde al centro de emisión de la columna de mayor altura (ver detalles en el texto). Los cuadrados muestran la posición de los espesores reales de depósito de la figura II.12.

II.4.7. Ejemplo de aplicación de evolución de la nube de cenizas: Erupción del Láscar, Chile, (20/7/2000)

El volcán Láscar (5452 m; 23°22'S, 67°44'W) es un estratovolcán calcoalcánico situado en los Andes Centrales, al este del Salar de Atacama (figura II.18). El edificio actual del Láscar, alargado en dirección E-W, es el resultado de distintas etapas de evolución desde hace unos 50 ka (Matthews et al., 1997).

En la historia reciente del Láscar, se han registrado eventos explosivos desde, al menos, 1848 (González-Ferrán, 1995). En 1984 se detectó la reactivación del volcán a partir de imágenes Landsat TM, que mostraron una importante anomalía térmica en el cráter activo, la cual se asoció

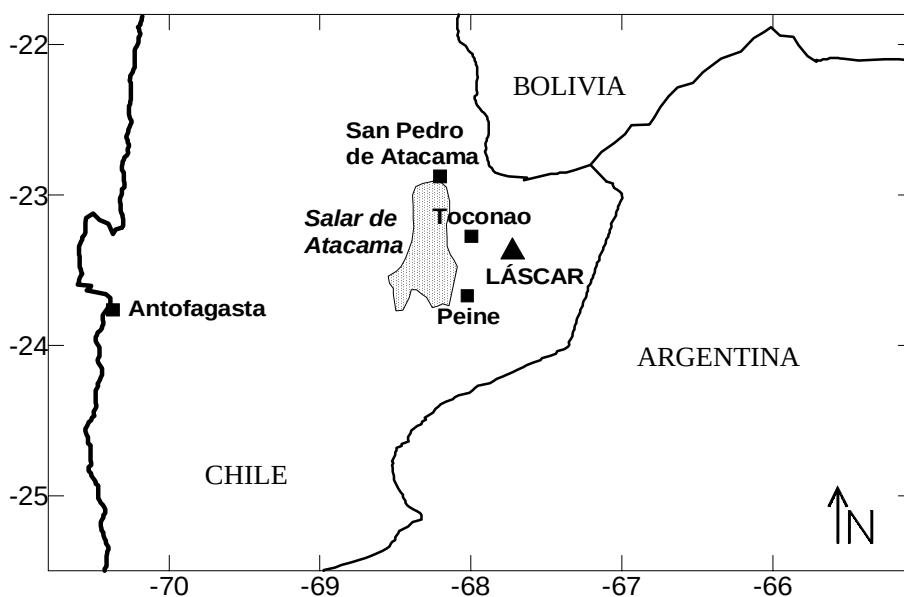


Figura II.18. Localización del volcán Láscar.

a la existencia de un domo activo. Entre 1984 y 1996 pueden distinguirse cuatro ciclos de actividad (Matthews et al., 1997), en cada uno de los cuales se produce crecimiento y subsidencia del domo y culmina con un evento explosivo. Así, el primer ciclo finalizó entre el 14 y el 16 de septiembre de 1986, con una violenta erupción explosiva que generó una columna de unos 10 km de altura sobre el cráter. Entre febrero y abril de 1989, un nuevo domo comenzó a extruir, acompañado de intensas emisiones fumarólicas y ruidos subterráneos. El 20 de febrero de 1990 tuvieron lugar tres intensas explosiones, que generaron columnas eruptivas de entre 8 y 14 km de altura sobre el cráter. Al inicio del tercer ciclo, en marzo de 1990, el domo prácticamente había desaparecido. Dos años más tarde, en marzo de 1992, se observó la presencia de un nuevo domo en el cráter activo. Tras algunas pequeñas erupciones en 1992, durante el 19 y el 20 de abril de 1993 se produjo una importante erupción que mantuvo la columna eruptiva durante los dos días, cuyas cenizas alcanzaron la ciudad de Buenos Aires (a 1500 km) y que en episodios de colapso produjo flujos piroclásticos que alcanzaron longitudes de 8.5 km. Pocos días después de esta importante erupción, pudo observarse un nuevo domo en el cráter, iniciándose el último ciclo identificado por Matthews et al. (1997), que culminó con la erupción del 17 de diciembre de 1993, que produjo una columna de 8-10 km de altura. Desde entonces hasta julio de 2000, se han registrado diversas pequeñas explosiones (por ejemplo, Smithsonian Institution, 1994; Smithsonian Institution, 1995a; Smithsonian Institution, 1995b).

El 20 de julio de 2000, a las 11:40 hora argentina, se inició una erupción explosiva en el Láscar (figura II.19a), produciendo una pluma convectiva que alcanzó aproximadamente 7 km de altura sobre el cráter (figura II.19b).

A los pocos minutos, las cenizas comenzaron a dispersarse en dirección E, y el avance de la pluma pudo ser seguido a través de imágenes de distintos satélites, como GOES 8 y SeaStar. Ejemplos de algunas de estas imágenes satélite pueden verse en las figuras II.20 y II.21.

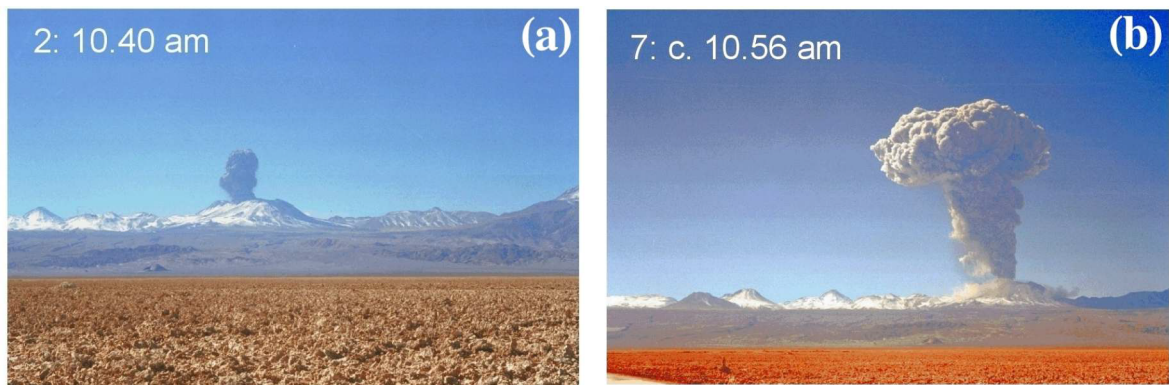


Figura II.19. Ejemplo de fotos de la erupción del 20 de Julio del 2000 de la erupción del Lásca, tomadas a unos 35 km del volcán por Dr. R.J. Pankhurst. Las horas indicadas corresponden a la hora chilena (una hora menos que la hora argentina, que es la empleada como hora de referencia en este trabajo).

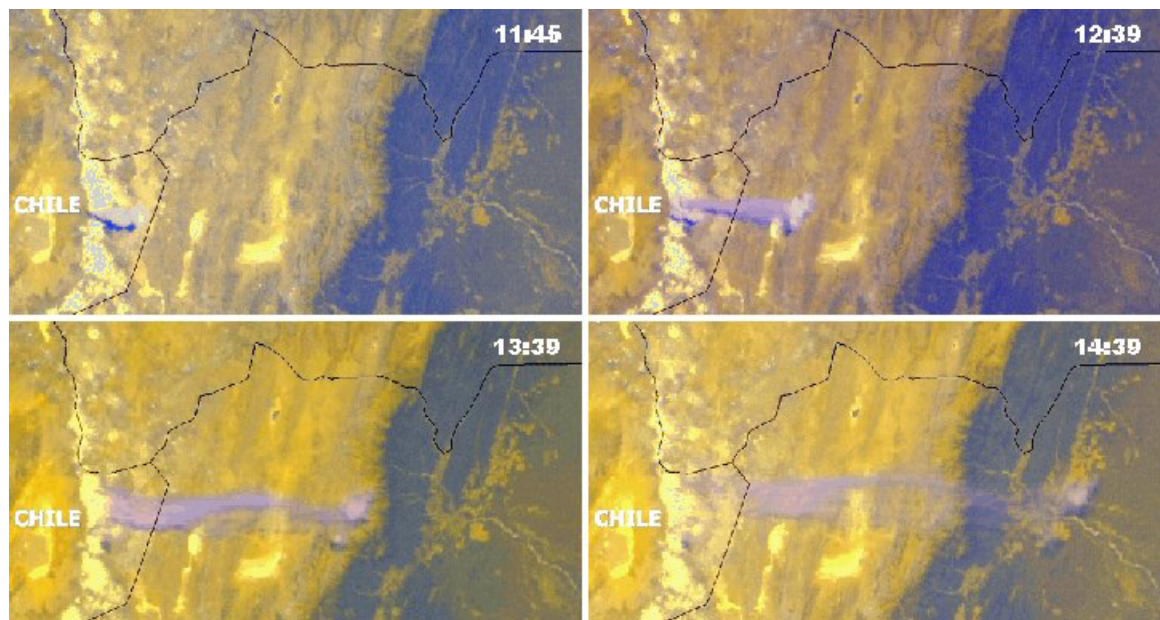


Figura II.20. Imágenes satélite GOES 8 de la pluma de la erupción del 20/07/00 del Lásca.



Figura II.21. Imagen Seawifs (combinación de las bandas 652) de las 13:00 de la erupción del Lásca.

La población de Jama, situada a unos 60 km al ENE del Láscar fue cubierta por unos pocos milímetros de ceniza, que fueron removilizados por los fuertes vientos del día siguiente. Los habitantes de San Antonio de los Cobres, a 160 km al ESE del volcán sintieron varias explosiones (Smithsonian Institution, 2000). Según datos facilitados por la CONAE (Comisión Nacional de Actividades Espaciales) argentina y la Universidad de Salta (Argentina), la nube de cenizas avanzó a una velocidad media de unos 130 km/h, penetrando en territorio paraguayo aproximadamente a las 15:40 y siendo aún visible en alguna imagen de satélite a las 18:30.

Parámetros de entrada de la simulación

Puesto que se dispone de la serie de fotografías, facilitada por Dr. R.J. Pankhurst, en las que se registra la actividad del Láscar (ver ejemplos en la figura II.19) aproximadamente cada 5 minutos desde el inicio de la erupción (11:40) hasta las 12:20, es posible reconstruir aproximadamente la evolución de la altura de la columna en ese período. Por ello, para simular la evolución de la nube de cenizas de la erupción del 20/07/00 del Láscar, se ha optado por considerar varias funciones fuente, correspondientes cada una de ellas a un intervalo temporal del que se dispone de una fotografía en la que se aprecia emisión de material.

Por tanto, aunque algunos de los parámetros de entrada de las simulaciones son iguales para todas ellas, otros (la altura de columna y el volumen emitido) deben ser calculados para cada una de las simulaciones.

Altura de la columna

Como ya se ha mencionado, la altura de la columna eruptiva para cada una de las simulaciones se ha determinado a partir de la serie de fotografías de la erupción. Dichas alturas se han calculado de forma aproximada a partir de la altura del edificio del Láscar, considerando únicamente aquellas imágenes en las que se aprecia emisión de material. La estimación de la altura de columna es aproximada porque, para que la proporción de alturas entre el edificio volcánico y la columna se mantenga, es preciso asumir que ambos se encuentran en la misma vertical. Esta suposición puede considerarse válida en las primeras fotografías pero, una vez que el hongo empieza a desarrollarse, al no disponer de datos para evaluar su extensión horizontal, la evaluación de la altura de la columna no puede ser corregida. Para evitar este problema, se ha tomado como referencia de la altura máxima alcanzada por la columna la de la fotografía en que empieza a observarse la expansión horizontal del hongo, asumiendo que ésta se mantiene, aproximadamente, en las sucesivas imágenes. La figura II.22 muestra las alturas de columna consideradas en las simulaciones, donde se aprecia que, en el período cubierto por las fotos, tuvieron lugar al menos dos explosiones.

Volumen total emitido

No se dispone de datos para evaluar el volumen de material emitido. Sin embargo, para los objetivos de esta simulación, dicho dato no es imprescindible, por lo que se ha asumido un valor arbitrario, lo que implica que los valores de espesor de depósito equivalente del material en la atmósfera no son representativos de los valores reales, y deben ser interpretados de forma relativa.

Para distribuir el volumen total de material entre los distintos instantes temporales considerados (correspondientes a las fotografías anteriormente mencionadas), se ha partido de la expresión propuesta en Wilson et al. (1978), en la que el ritmo de emisión se relaciona con la altura de la columna según:

$$\frac{d m(t)}{dt} = K H_T^4(t) \quad (\text{II.34})$$

donde m representa la masa emitida, y K es una constante, dependiente de la erupción. Asumiendo una densidad media para todo el material emitido, la ecuación anterior puede reescribirse en términos de ritmo volumétrico de emisión:

$$\frac{d V(t)}{dt} = K' H_T^4(t) \quad (\text{II.35})$$

donde K' es igual al cociente entre K y la densidad media del material emitido. El valor de K' puede evaluarse según:

$$K' = \frac{V}{\int_0^{t_{fin}} H_T^4 dt} \quad (\text{II.36})$$

donde V representa el volumen total emitido y t_{fin} la duración de la erupción.

Considerando que el valor de K' es constante para las dos explosiones consideradas, una vez calculado su valor, el volumen de material considerado en cada simulación se ha evaluado a partir de la expresión II.35. Los resultados obtenidos aparecen representados en la figura II.22.

Parámetros atmosféricos

El campo de velocidades de vientos se interpoló a partir de los datos de seis sondeos atmosféricos realizados a las 12:00 del 20 de julio del 2000 en Bolivia, Paraguay y Norte de Argentina, completados, para niveles altos (a partir de 400 mb) con datos de un sondeo realizado en Chile a una latitud próxima a la del volcán Láscar. Las interpolaciones se realizaron para los niveles de

800, 700, 500, 400, 300, 250 y 200 mb, que, según medias de los datos de los sondeos, se corresponden respectivamente con las alturas de 1500, 3100, 5700, 7400, 9500, 10500 y 12000 m; y se asumió que el viento en superficie era igual al del nivel de 800 mb (puesto que las estaciones de sondeo se encuentran a altitudes muy diferentes). La figura II.23 muestra algunos ejemplos de los campos vientos considerados.

La tropopausa se ha considerado situada a 12400 m, altura media de los valores obtenidos en los sondeos atmosféricos empleados. El valor de difusividad horizontal empleado ha sido de 2000 m²/s.

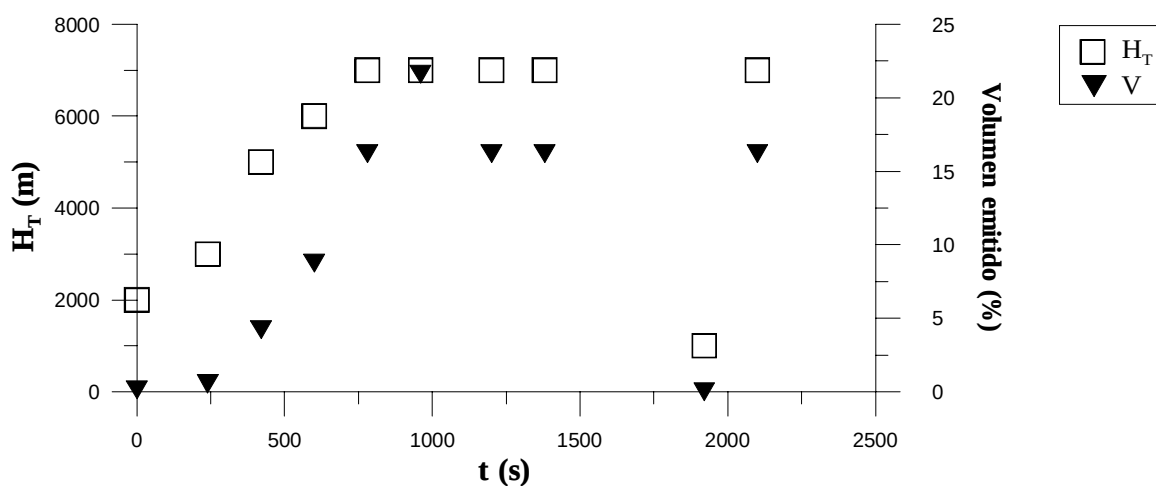


Figura II.22. Altura de la columna eruptiva (cuadrados) y correspondiente volumen emitido (triángulos), calculado según la expresión II.35, considerados para las simulaciones de la erupción del 20/07/00 del Láscar (ver texto).

Distribución de tamaño de partícula

Dado el largo tiempo de permanencia en la atmósfera de la nube de ceniza, es evidente que el material emitido debe tener una alta proporción de material muy fino. Con el valor de altura máxima de la columna estimado y asumiendo que unas 7 h después del inicio de la erupción aún había material en la atmósfera (según información facilitada por la CONAE, basada en imágenes satélite GOES 8), se ha calculado que una parte significativa del material emitido debía tener un valor de ϕ por encima de 3.4. Tras varios ensayos, se ha optado por una distribución $\phi_m = 3.4$ y $\sigma_\phi = 1.5$.

Simulación

Para simular la erupción del 20/07/00 del Láscar se han realizado 10 simulaciones independientes, correspondientes a los valores de altura no nulos del gráfico de la figura II.22, considerando para cada una de ellas el volumen emitido correspondiente. El resultado final es la suma de las diez simulaciones realizadas. La tabla II.4 resume los parámetros globales empleados en las simulaciones.

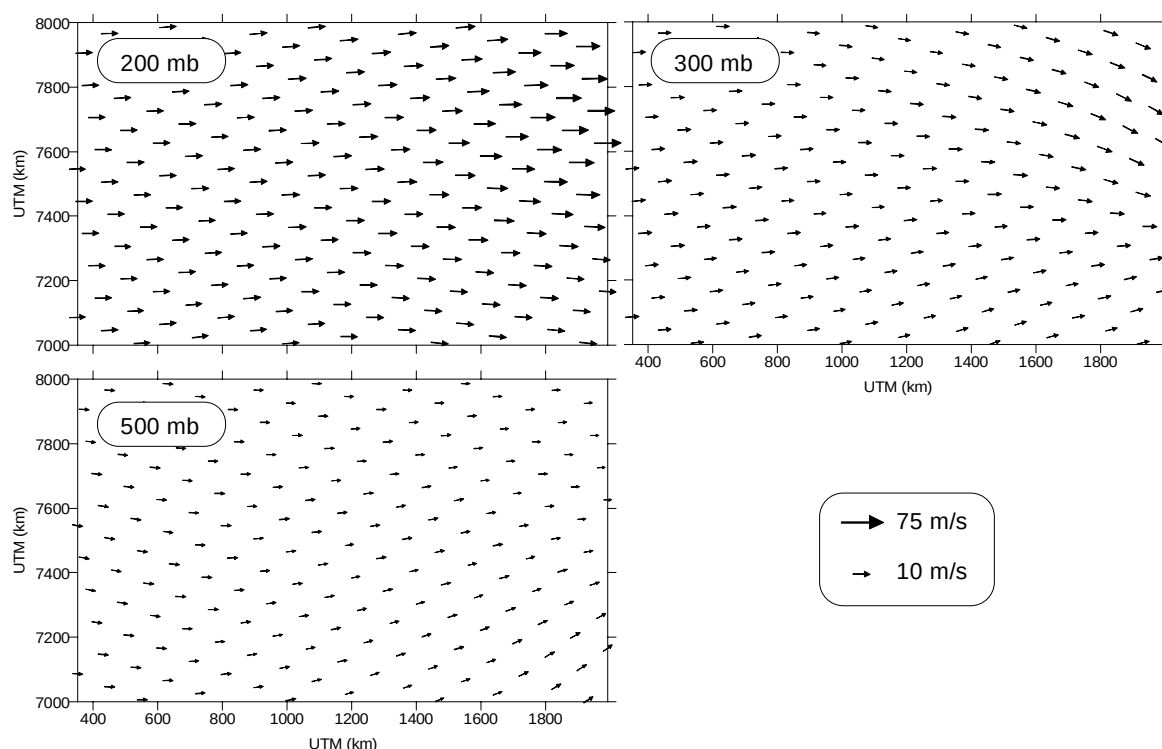


Figura II.23. Campos de vientos correspondientes a los niveles de 200, 300 y 500 mb. El tamaño de las flechas es proporcional a la intensidad, según una función lineal entre los valores de velocidad y tamaños de flecha que aparecen en el recuadro de la esquina inferior derecha.

Tabla II.4.

Resumen de los parámetros globales empleados en las simulaciones de la evolución de la nube de cenizas de la erupción del 20/07/00 del Lásar.

Parámetro de forma de la columna (A')	20	Discretizado horizontal (Δx)	500 m
Altura del volcán (z_{vol})	5542 m	Discretizado vertical (Δz)	50 m
Tamaño medio de partícula (ϕ_m)	3.4	Discretizado de ϕ	0.2
Desviación de la distribución (σ_ϕ)	1.5	Difusividad horizontal (K_x)	2000 m ² /s
Mayor tamaño de partícula considerado	0.4	Altura de la tropopausa (z_{trop})	12400 m
Menor tamaño de partícula considerado	4.6		

Para aplicar el modelo descrito en este apartado a la evolución de la nube de cenizas, es decir, para evaluar la cantidad de ceniza que permanece en la atmósfera y la que ha sido depositada en superficie después de un tiempo determinado a partir del inicio de la erupción, se ha seguido el método descrito en el Apéndice. Este método consiste en evaluar la posición del centro de difusión

para cada sección de filamento (ecuación II.27) no hasta que dicha sección alcanza la superficie ($i = 0$), sino hasta una altura tal que el tiempo total de caída (ecuación II.30) sea igual al tiempo para el que se desea calcular la evolución de la nube. Así, el resultado de la simulación son dos mallas independientes: una que refleja el espesor de depósito correspondiente al material que para el tiempo dado ha alcanzado la superficie y otra, que refleja el material que todavía permanece en la atmósfera, expresado como altura de depósito equivalente, es decir, como la altura que tendría el depósito que se produciría si en ese instante todo el material se depositase en superficie sin estar sometido a efectos advectivos ni difusivos.

La figura II.24 muestra los resultados de la simulación. En todos los tiempos seleccionados, la simulación reproduce la posición real del frente de la pluma, aunque se desvía ligeramente en la forma de ésta. La principal desviación consiste en que, en la simulación, la pluma se desplaza progresivamente del volcán, mientras que, en las imágenes satélite, aparece de forma continua desde el Láscar hasta el frente de la nube. La explicación más plausible es que, con posterioridad a las 12:20 (hora de la última fotografía disponible de la erupción), se produjeran otras pequeñas explosiones, que continuaran arrojando material a la atmósfera. También puede ocurrir que pequeñas cantidades de aerosoles volcánicos en suspensión favoreciesen la formación de nubes, que en algunas imágenes satélite pueden confundirse con la pluma.

Asimismo, es preciso recordar que no se ha tenido en cuenta el efecto de la topografía, por tanto, se ha sobreestimado el tiempo que las partículas permanecen en la atmósfera, efecto que es más importante en las zonas de mayor altura topográfica, es decir que, dadas las características del área, este efecto disminuye a medida que la nube se aleja del Láscar. Sin embargo, el material que se habría depositado en superficie en las zonas cercanas al volcán es susceptible de ser removilizado por los fuertes vientos del área, especialmente en el caso de partículas tan finas como las consideradas en esta simulación. Esta removilización podría contribuir en cierta medida a la “continuidad” de la pluma desde el volcán hasta el frente.

En la simulación se aprecia una deformación de la parte inferior de la pluma hacia el S y otra cerca del frente hacia el ENE. Estas deformaciones no parecen responder a ningún efecto apreciable en la pluma real, y deben ser debidas a las interpolaciones de vientos, que no pueden reproducir algún efecto local.

Aunque, como ya se ha señalado, no se ha tenido en cuenta el efecto de la topografía, la figura II.25 muestra el depósito que se obtendría en la superficie de altura topográfica 0 para los tres últimos tiempos de la figura II.24 (al no considerar el efecto de la topografía real, a las 12:39 ninguna partícula habría alcanzado la superficie). Es preciso recordar que los valores de espesor sólo tienen sentido de forma relativa, puesto que el valor del volumen total emitido ha sido asignado de forma arbitraria. La proporción de volumen de material depositado y volumen de material en la atmósfera varía desde 0% a las 12:39 hasta casi un 25% a las 14:39. Las partículas depositadas en superficie son las de mayor tamaño, de forma que la nube de ceniza, a medida que avanza, contiene una mayor proporción de material fino.

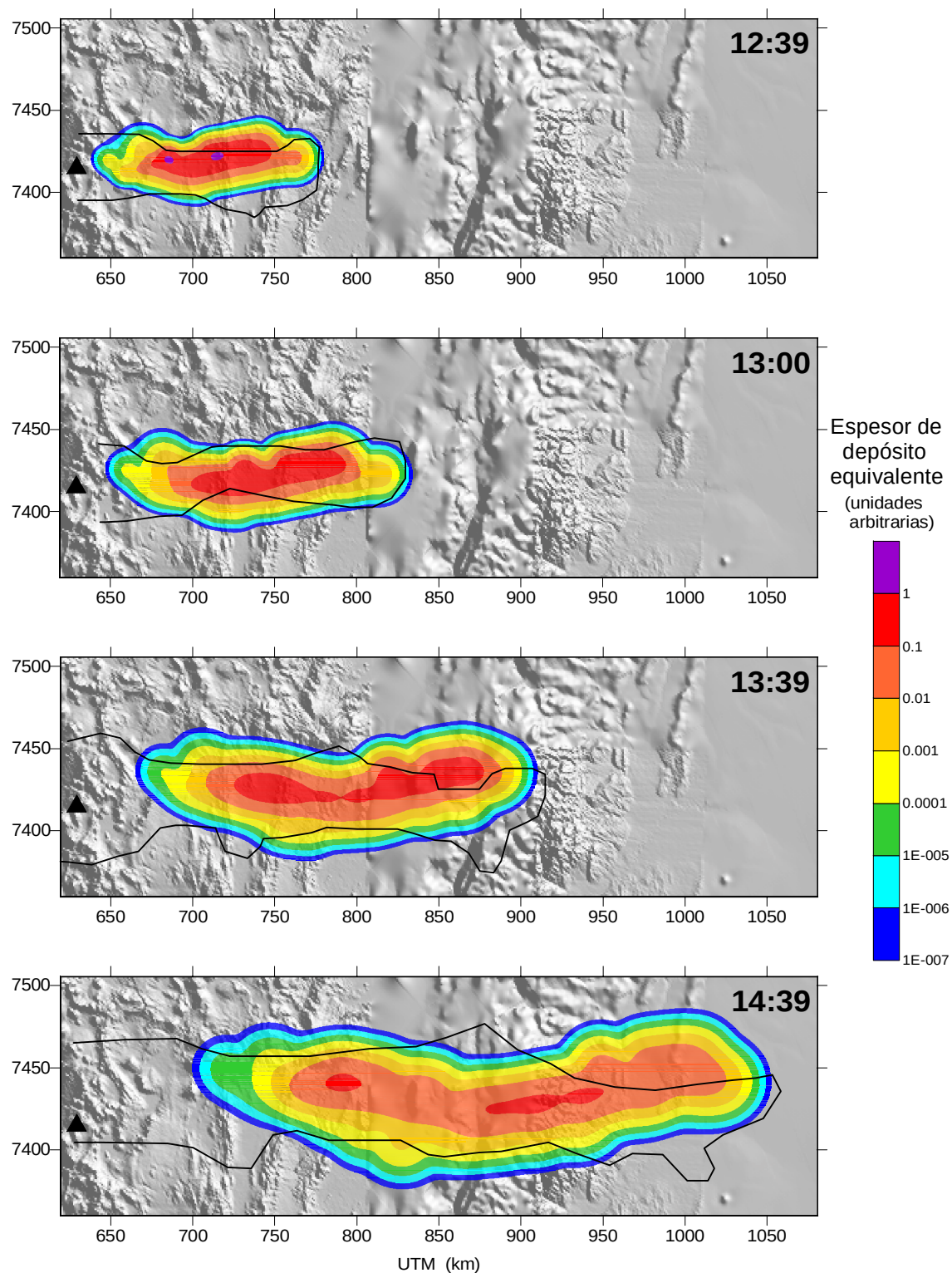


Figura II.24. Material en la atmósfera obtenido en la simulación de la evolución de la nube de cenizas del Láscar (triángulo negro) para los tiempos indicados en cada mapa. La línea negra muestra el contorno aproximado de la nube de ceniza real obtenido de las imágenes satélite GOES 8 (12:39, 13:39 y 14:39) y Seawif (13:00) de las figuras II.20 y II.21. La imagen de fondo corresponde a la topografía del área (no considerada en la simulación), iluminada artificialmente desde el NE.

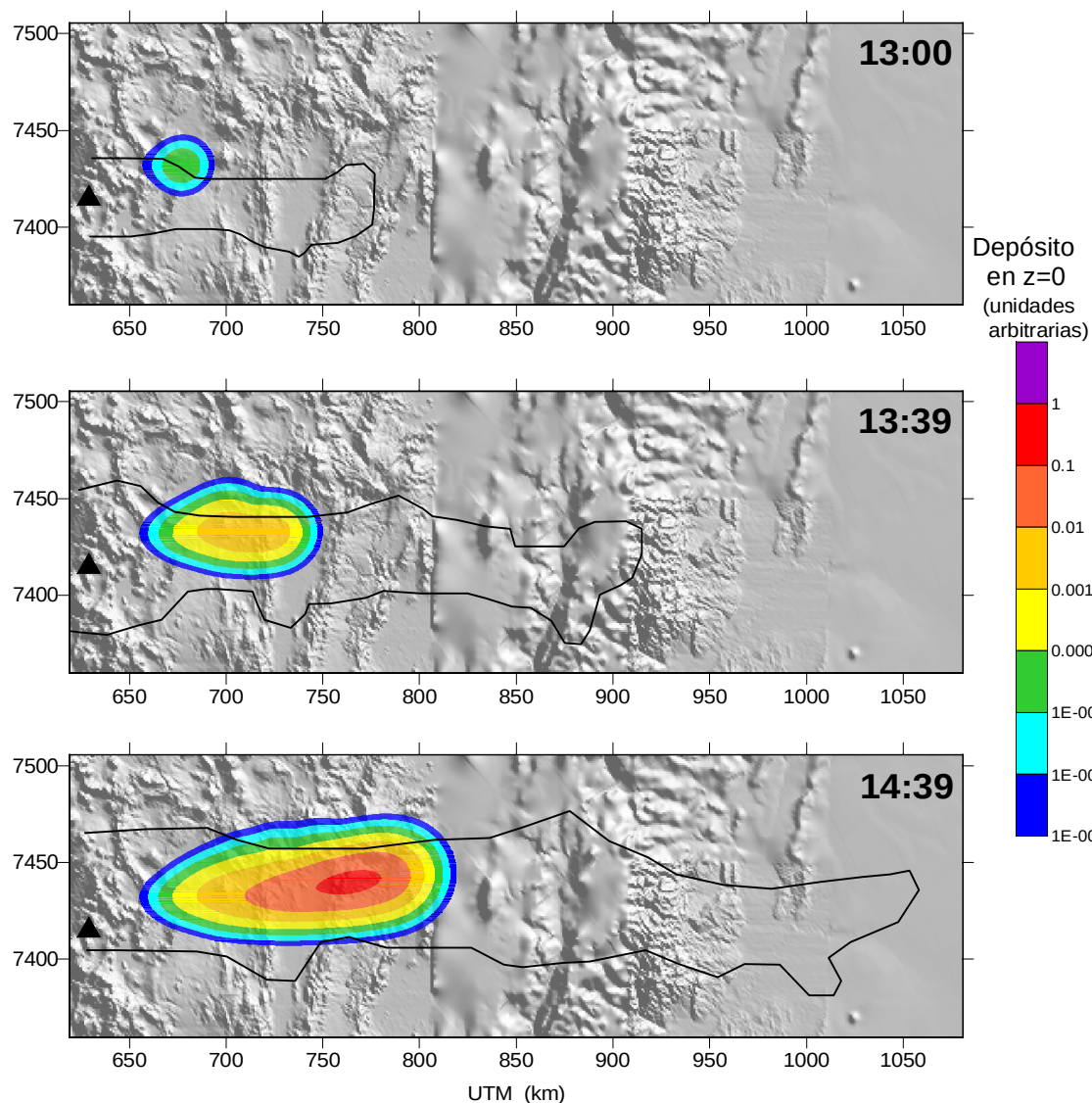


Figura II.25. Material depositado en $z=0$ obtenido en la simulación de la evolución de la nube de cenizas del Lascar (triángulo negro) para los tiempos indicados en cada mapa. La línea negra muestra el contorno aproximado de la nube de ceniza real obtenido de las imágenes satélite GOES 8 (13:39 y 14:39) y Seawif (13:00) de las figuras II.20 y II.21. La imagen de fondo corresponde a la topografía del área, iluminada artificialmente desde el NE.

Conclusiones

Los resultados de la simulación de la evolución de la nube de cenizas del Lascar muestran la potencialidad del modelo propuesto para su empleo como herramienta para la alerta temprana en caso de una erupción explosiva. Aunque para este tipo de alertas es muy difícil definir alguno de los parámetros de entrada del modelo, se ha mostrado cómo alguno de ellos, como el volumen total emitido, no son imprescindibles para realizar pronósticos de la posición del frente de la pluma. Otros parámetros que sí condicionan mucho el resultado de la simulación, tales como la distribución de tamaños de partícula, deben ser estimados en función del conocimiento de la historia eruptiva del volcán, o bien realizar las simulaciones suponiendo el caso más “desfavorable”, es decir, en el caso del tamaño de partículas, considerar el tamaño más pequeño esperable. En el caso de la altura de la columna eruptiva, si se dispone de vigilancia visual del volcán, ésta puede ser estimada

en el inicio de la erupción. En otro caso, debería ser acotada a partir de la historia eruptiva del volcán y de los datos disponibles acerca de su estado actual, o bien, una vez iniciada la erupción, a partir de información de imágenes satélite.

El papel de la información de satélite cobra cada vez más importancia en el seguimiento de la actividad volcánica (ver, por ejemplo, Wright et al., 2000; Pergola et al., 2001), por lo que este tipo de datos también deben ser tenidos en cuenta en la gestión de alertas y emergencias. La figura II.26 muestra el diagrama para gestión de emergencias y desastres volcánicos propuesto por la Universidad de Salta (Argentina), el CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas) argentino y la CONAE, donde se muestra la relación entre los distintos organismos que intervienen en dicha gestión y el papel que juegan los modelos de simulación numérica.

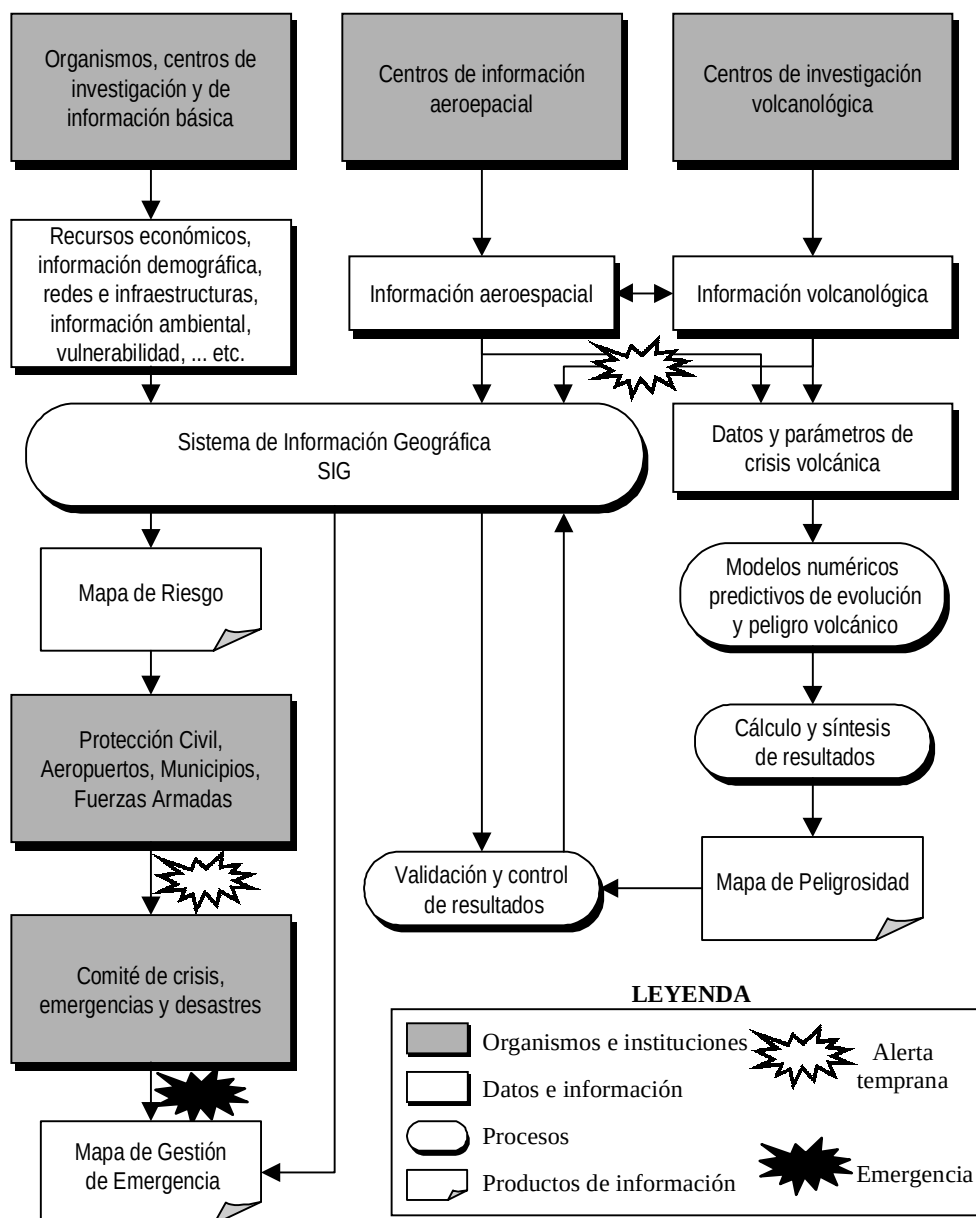


Figura II.26. Diagrama de gestión de emergencias y desastres volcánicos propuesto por la Universidad de Salta, CONICET y CONAE.

Para que modelos de este tipo resulten realmente prácticos para alertas tempranas, es preciso disponer de un acceso en tiempo real a los datos meteorológicos, bien de los últimos sondeos realizados, bien de los mapas de pronóstico de vientos a corto plazo.

CAPÍTULO III
MODELIZACIÓN DE LAVAS

CAPÍTULO III

MODELIZACIÓN DE LAVAS

III.1. INTRODUCCIÓN

El que una erupción sea efusiva o explosiva depende fundamentalmente de las características del magma. Así, bajas proporciones de gases disueltos en el magma y bajo contenido en sílice del mismo son los parámetros básicos que condicionan un bajo nivel de fragmentación del magma y, por tanto, que la erupción sea efusiva (ver, por ejemplo, Araña y Ortiz, 1984).

Una erupción efusiva consiste en la emisión de lava a partir de uno o varios centros eruptivos. El flujo de lava irá avanzando, en general, siguiendo las pendientes más pronunciadas, y su velocidad de avance está condicionada por múltiples factores, por lo que puede variar desde pocos kilómetros por hora metros por día. Entre estos factores se encuentran, en primer lugar, las características físicas de la lava, sobre todo la viscosidad, que a su vez depende básicamente de la composición de la lava y de la temperatura. También muestra dependencia con el ritmo de efusión, que generalmente no es constante, sino que puede presentar fuertes fluctuaciones. Además, la velocidad de avance está muy influenciada por la topografía de la zona por la que discurre el flujo.

Los diferentes regímenes de flujo dan lugar a diferentes morfologías una vez que la colada se ha enfriado, como son *lavas pahoehoe*, *lavas aa* o *lavas en bloques*. El término *pahoehoe* se refiere

a las coladas que presentan una superficie prácticamente lisa, frente a las aa (término equivalente al canario "malpaís"), que se refiere a aquéllas cuya superficie es muy irregular y fracturada. Cuando esta fracturación es tal que la colada parece estar compuesta por una amalgama de enormes bloques, se denomina lava en bloques.

Muchos de los fenómenos que tienen lugar durante el avance y el enfriamiento de las coladas de lava han sido descritos de forma cualitativa hace varias décadas. Sin embargo, la descripción cuantitativa de estos procesos, así como su modelización física, sólo se han iniciado hace unos veinte años, cubriendo aspectos tales como el comportamiento no newtoniano del fluido, la pérdida de calor por radiación, transiciones entre diferentes regímenes de flujo (pahoehoe, aa,..), solidificación de la parte superior del flujo y formación de labios y túneles, cambios en la topografía original durante el flujo, ... etc.

Hoy en día no existe un modelo que englobe todos estos aspectos; las soluciones propuestas hasta el momento describen sólo parte de estos fenómenos observables. Estos modelos son de muy diversa índole según el modo de aproximación al problema. Así existen desde modelos en los que se resuelven las ecuaciones de transporte a probabilísticos; desde analíticos a empíricos.

En este capítulo se describen los aspectos físicos básicos que controlan el avance de las coladas de lava y los principales modelos publicados para simular el comportamiento de las mismas. En el último apartado se proponen dos modelos de muy distinta índole para la simulación numérica de los flujos de lava.

III.2. MODELIZACIÓN DE DISTINTOS PARÁMETROS FÍSICOS DE LAS LAVAS

III.2.1. Fluidos Bingham

Los primeros esfuerzos en el campo de la modelización de lavas se centraron en el estudio de las características físicas de las mismas, especialmente en el estudio de la viscosidad, por ser éste uno de los parámetros más importantes en el movimiento de la lava. Así, pronto se puso de manifiesto que considerar la lava como un fluido viscoso newtoniano no explicaba muchos de los fenómenos que se observaban en coladas reales tales como la altura del frente de lava, el hecho de que las coladas no se extendieran horizontalmente tanto como sería esperable en un fluido newtoniano, ... etc. Hulme (1974) fue el primero en hacer un estudio completo de la morfología de las lavas considerando éstas como un fluido Bingham. Este tipo de fluidos viscosos se caracterizan por el hecho de que, cuando son sometidos a esfuerzos de cizalla inferiores a un determinado valor, denominado cizalla umbral, no se produce deformación. Es decir, suponiendo el fluido entre dos placas paralelas, desplazándose una de ellas a velocidad constante (figura III.1a), la variación de velocidad en la dirección vertical es:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial V_x}{\partial z} &= \frac{\tau_{zx} - \tau_0}{\mu} & \text{si } |\tau_{zx}| > \tau_0 \\
 \frac{\partial V_x}{\partial z} &= 0 & \text{si } |\tau_{zx}| \leq \tau_0
 \end{aligned}
 \tag{III.1}$$

donde τ_{zx} representa el máximo esfuerzo, τ_0 es la cizalla umbral y μ es la viscosidad plástica (pendiente de la línea correspondiente al fluido Bingham de la figura III.1b).

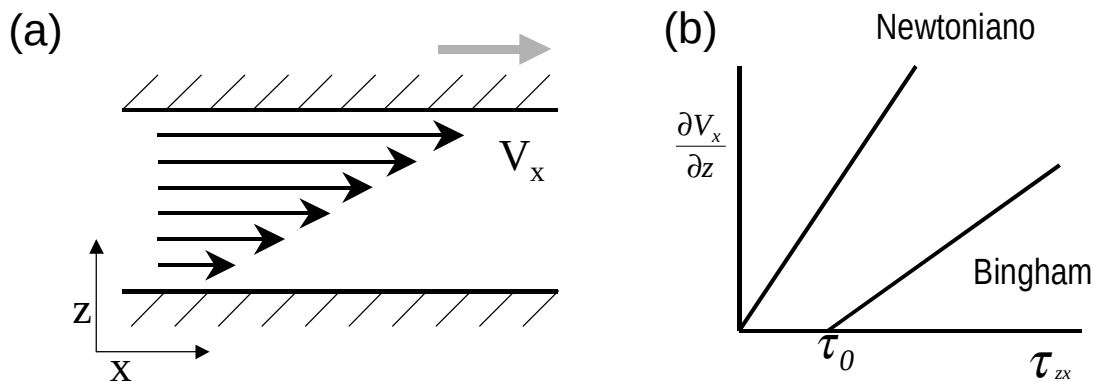


Figura III.1. (a) Fluido viscoso entre dos placas paralelas, la inferior fija y la superior desplazándose con velocidad constante. (b) Relación entre el máximo esfuerzo y la variación vertical de velocidad para fluidos newtonianos viscosos y fluidos Bingham.

De la ecuación III.1 pueden deducirse interesantes conclusiones, como es que, considerando el movimiento de un fluido Bingham de ancho infinito sobre un plano de pendiente α (figura III.2), existe un valor de altura del flujo, denominado altura crítica (H_c), tal que, si la altura del flujo es menor que ese valor, no es posible el movimiento. El valor de la altura crítica viene dado por (Hulme, 1974):

$$H_c = \frac{\tau_0}{g \rho \sin \alpha}
 \tag{III.2}$$

donde g representa la gravedad y ρ la densidad del fluido.

En un flujo Bingham, puede haber regiones en las que el esfuerzo de cizalla sea menor que la cizalla umbral. Si estas regiones están en contacto con el suelo, no se moverán, lo que ocurre en los laterales de un flujo de lava, formando lo que se denominan labios laterales. Hulme (1974) mostró que un flujo de lava se expande horizontalmente hasta alcanzar un determinado ancho, y que éste se mantiene mientras no cambien las condiciones del flujo. Igualmente, permanece constante la anchura de los labios (a_l) que puede calcularse según:

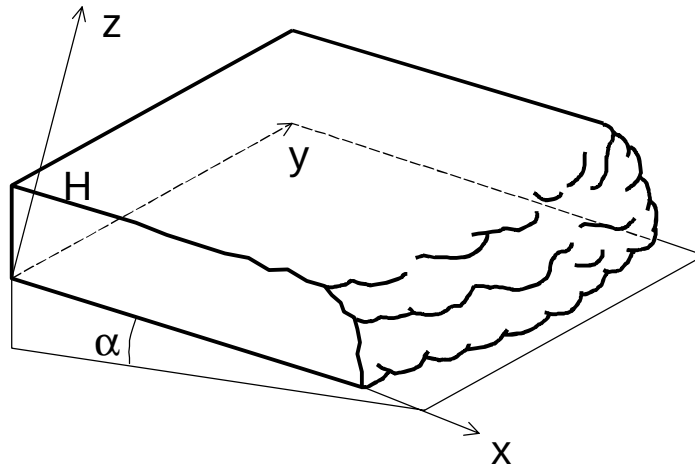


Figura III.2. Esquema de flujo de un fluido Bingham de dimensión horizontal infinita y altura constante H.

$$a_l = \frac{g \rho H_c}{2\tau_0^2} \quad (\text{III.3})$$

Retomando el ejemplo de la figura III.2 y asumiendo que flujo en el caso de las coladas de lava es generalmente laminar (ver discusión en Dragoni et al., 1986), se considera la componente x de la ecuación de Navier-Stokes:

$$\mu \frac{d^2 v}{dz^2} + \rho g \sin \alpha = 0 \quad (\text{III.4})$$

donde v es la velocidad del flujo en la dirección x .

Imponiendo como condición de contorno velocidad nula en la base del flujo se obtiene que la variación de la velocidad en el perfil vertical del flujo es (Dragoni et al., 1986):

$$v(z) = \frac{1}{\mu} \left[\frac{\rho g \sin \alpha}{2} z (2H - z) - \tau_0 z \right] \quad \text{si } 0 < z \leq (H - H_c) \quad (\text{III.5})$$

$$v(z) = \frac{H^2 \tau_0}{2\mu H_c} \left(1 - \frac{H_c}{H} \right)^2 \quad \text{si } (H - H_c) < z \leq H$$

de donde se deduce que existe una parte del flujo de espesor H_c , situada entre las alturas $H - H_c$ y H , que puede denominarse tapón (en inglés *plug*), donde la velocidad es constante y alcanza el valor máximo (figura III.3).

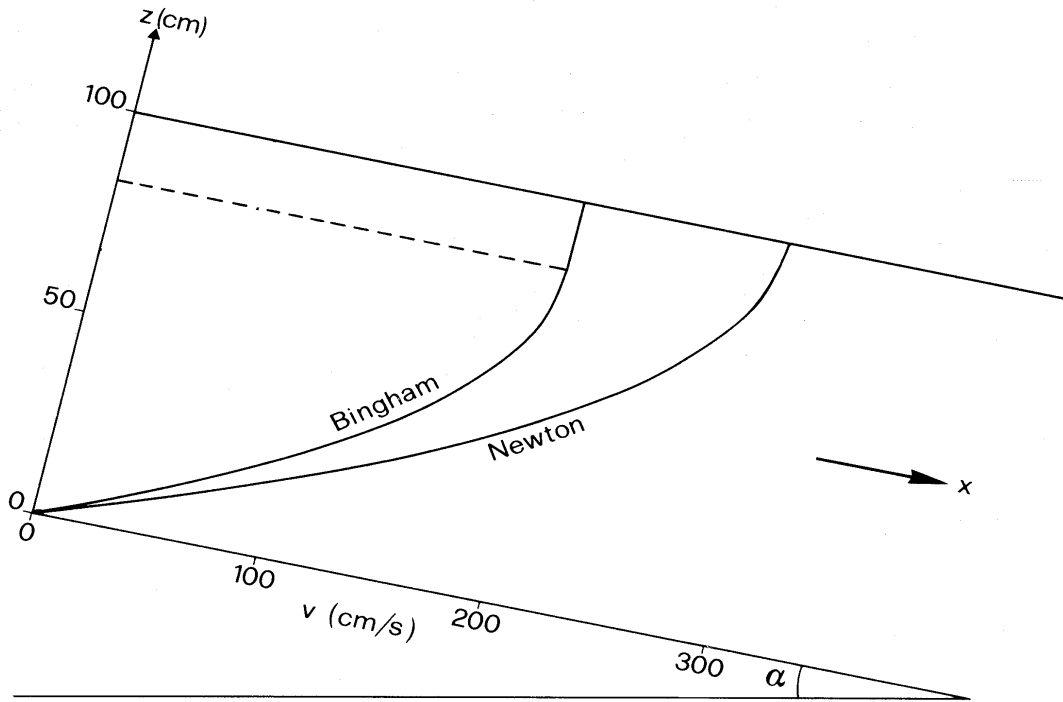


Figura III.3. Comparación entre los perfiles verticales de velocidad en un flujo de dimensión horizontal infinita (fig. III.2) para un fluido Bingham y un fluido newtoniano viscoso, para $\alpha = 0.2$ rad, $\rho = 3$ g/cm³, $\mu = 10^4$ P, $\tau_0 = 10^4$ din/cm² y $H = 1$ m. La línea discontinua representa la base de la *plug* (de Dragoni et al., 1986).

Partiendo de la expresión III.5, se obtiene que el flujo por unidad de ancho de flujo (q) es:

$$q = \rho \int_0^H v(z) dz = \frac{\rho \tau_0 H_c^2}{3\mu} \left[\left(\frac{H}{H_c} \right)^3 - \frac{3}{2} \left(\frac{H}{H_c} \right)^2 + \frac{1}{2} \right] \quad (\text{III.6})$$

Si en lugar de asumir que la altura del flujo es constante se considera que ésta puede variar en la dirección x , en la ecuación III.4 es preciso introducir el efecto del gradiente de presión debido a esta variación de altura, por lo que, tras ciertas simplificaciones (Miyamoto y Sasaki, 1997), la ecuación resultante es:

$$\mu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + \rho g \sin \alpha - \frac{\partial H}{\partial x} \rho g \cos \alpha = 0 \quad (\text{III.7})$$

Una vez integrada la ecuación, el resultado obtenido es idéntico al expresado en la ecuación III.6 pero con la altura crítica calculada según:

$$H_c = \frac{\tau_0}{g \rho \sin \alpha - \frac{\partial H}{\partial x} \rho g \cos \alpha} \quad (\text{III.8})$$

De todo lo expuesto anteriormente se deduce la importancia de la evaluación de los valores de la viscosidad y la cizalla umbral a la hora de determinar velocidades y ritmos de flujo. Los factores que controlan estos parámetros son de muy diversa índole, y algunos de ellos pueden variar a lo largo del flujo.

Así, la composición química de la lava condiciona el valor de la viscosidad, de forma que según modelos como el propuesto por Shaw (1969), a partir de análisis químicos de una muestra, puede evaluarse de forma aproximada el valor de la viscosidad a una determinada temperatura. El factor principal dentro de la composición química de la lava a la hora de evaluar su viscosidad es el contenido en sílice. Para una determinada temperatura y esfuerzo de cizalla, las lavas ácidas tienen una viscosidad mucho mayor que las lavas básicas, y la diferencia puede ser de hasta cinco órdenes de magnitud (McBirney y Murase, 1984). Hulme (1974) mostró con datos experimentales que el contenido en sílice también aumentaba considerablemente el valor de la cizalla umbral aunque, puesto que los valores de cizalla umbral fueron determinados a partir de la morfología de diversos flujos de lava, no es posible separar el efecto del contenido en sílice de los de la temperatura o cristalización (Dragoni, 1993).

El contenido en agua disuelta reduce la viscosidad de una lava, y este efecto es mayor cuanto mayor sea el contenido en sílice de la misma y menor la temperatura (ver, por ejemplo, discusión en Dragoni, 1993).

Otros factores, como el contenido en cristales (si éste supera el 25%), la desgasificación o la polimerización, también influyen en los valores de viscosidad y cizalla umbral (ver discusión en Dragoni, 1993).

Pero el factor fundamental que afecta a la viscosidad y la cizalla umbral es la temperatura, que va disminuyendo a medida que el flujo se aleja del centro de emisión. La temperatura de *liquidus* (T_l) es la temperatura a la cual se completa la fusión en un proceso de calentamiento, mientras que la temperatura de *solidus* (T_s) es la temperatura a la cual se completa la solidificación en un proceso de enfriamiento. A una presión constante, ambas temperaturas dependen de la composición química de la lava. Puesto que las lavas son emitidas a la superficie a temperaturas próximas a la temperatura de *liquidus* y se enfrían durante su proceso de emplazamiento, el rango de temperaturas de un flujo de lava generalmente se encuentra entre ambos valores.

La variación de la viscosidad con la temperatura se considera de tipo exponencial (Shaw, 1969; Spera et al., 1982; Dragoni, 1989):

$$\mu(T) = \mu_l e^{a(T_l - T)} \quad \text{(III.9)}$$

donde T_l representa la temperatura de *liquidus*, μ_l es la viscosidad a dicha temperatura y a es un parámetro experimental.

Existen pocos datos experimentales acerca de la variación de la cizalla umbral con la temperatura, aunque, generalmente, se asume una relación similar a la III.9 (Dragoni, 1989):

$$\tau_0(T) = \tau_{0l} e^{b(T_l - T)} \quad \text{(III.10)}$$

donde τ_{0l} es la viscosidad a la temperatura de *liquidus* y b es un parámetro experimental.

III.2.2. Variación de la temperatura

Los posibles procesos de pérdida de calor en las superficies que limitan la colada son:

a) **Conducción.** La conducción a la atmósfera es despreciable, así como la conducción al suelo, efecto que, aunque ha podido ser observado, generalmente no es significativo en el enfriamiento del flujo, puesto que la longitud que tendría que tener el flujo para que lo fuera es muy superior a la de las coladas reales.

b) **Radiación.** Es el efecto fundamental que controla la pérdida de calor y, por tanto, la disminución de temperatura del flujo. Varios estudios numéricos han mostrado que esta contribución puede ser bastante inferior a la de radiación de cuerpo negro, estando los valores típicos de emisividad de las lavas entre 0.6 y 0.95 (por ejemplo, Dragoni, 1989; Crisp y Baloga, 1990).

b) **Convección.** La pérdida de calor de una colada de lava a la atmósfera por convección se ha considerado tradicionalmente como despreciable frente a la radiación (Danes, 1972; Park y Iversen, 1984; Dragoni et al., 1992). Sin embargo, estudios numéricos más recientes apuntan que la importancia del efecto convectivo es mayor. Así, Keszthelyi y Denlinger (1996) modelizaron el efecto del viento (convección forzada) en el enfriamiento del frente de coladas pahoehoe, mostrando su importancia en los primeros minutos de enfriamiento. Neri (1998) planteó un modelo térmico de doble capa en el que muestra que el enfriamiento por convección (tanto natural como forzada por el viento) puede tener gran importancia si la superficie de la lava es rugosa mientras que, para superficies lisas, la pérdida de calor por convección es del orden del 10% de la pérdida total.

Otros efectos tales como el calor latente de cristalización (Keszthelyi y Denlinger, 1996) y la pérdida de calor hacia el suelo por disipación viscosa (Dragoni, 1989) suelen considerarse despreciables en el balance energético total del flujo.

En general, la mayoría de los modelos que estudian el movimiento de la lava, por sencillez, consideran que el único factor de pérdida de calor es la radiación. Aun así, a la hora de estimar esta pérdida de calor por radiación, existen aproximaciones muy diferentes. La más sencilla consiste en considerar que en cada perfil vertical del flujo la temperatura permanece constante (Park y Iversen, 1984). Sin embargo, la mayoría de los autores considera que sobre la capa inferior de temperatura constante existen una o dos capas en las que la temperatura disminuye, de forma que la temperatura efectiva de radiación es inferior a la temperatura interna de la lava. Dragoni y Pondrelli (1991)

consideraron que el perfil de temperatura es constante desde la base del flujo hasta el inicio de la capa superior (*plug*), de altura H_c , donde se inicia un descenso lineal de la temperatura hasta alcanzar el valor de la temperatura en superficie (figura III.4), que es el valor considerado para calcular la pérdida de calor por radiación.

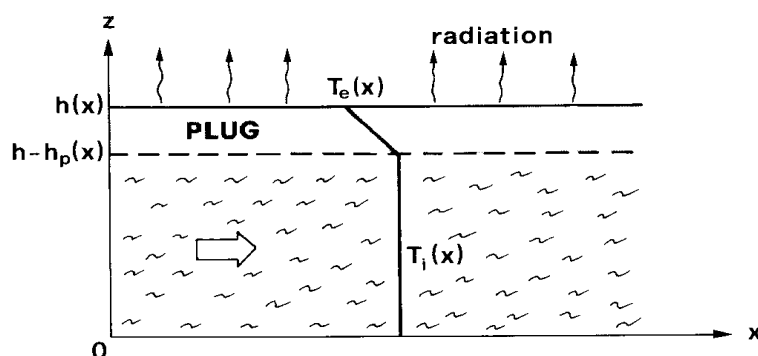


Figura III.4. Esquema del modelo térmico propuesto por Dragoni y Pondrelli (1991). h_p representa la altura crítica (notada en el texto como H_c), T_i es la temperatura interna de la lava y T_e la temperatura efectiva de radiación.

Una aproximación similar es la de Crisp y Baloga (1990), donde la capa en la que la temperatura disminuye es la costra (en inglés, *crust*), es decir, aquella delimitada inferiormente por la isoterma de la temperatura de *solidus*.

Neri (1998) realiza un estudio más complejo en el que, partiendo de un semiespacio infinito de lava a una temperatura inicial, estudia su enfriamiento considerando que en una primera fase se crea una capa (*mushy region*) en la que la temperatura disminuye desde la temperatura del semiespacio hasta la temperatura de la superficie. Cuando esta temperatura de superficie alcanza el valor de la temperatura de *solidus*, se pasa a la segunda fase, en la que sobre la *mushy region* se crea una nueva capa (*crust*) donde la temperatura disminuye desde el valor de *solidus* al valor de la temperatura en superficie. La disminución de temperatura con la profundidad en ambas capas se considera cuadrática.

La formación de esta costra sólida sobre la lava puede dar lugar, si el flujo de lava está confinado en un canal, a la formación de túneles lávicos. Tal como se ha descrito, una lava que avanza por una superficie aproximadamente plana tiende a expandirse de forma que su altura en cada punto corresponda a la altura crítica. Si el flujo de lava se confina en un valle estrecho o entre dos coladas previas, la lava no puede expandirse horizontalmente, por lo que su altura puede aumentar rápidamente superando la altura crítica (Ortiz, 2000a). También puede ocurrir que el ritmo de emisión sea tan alto que la lava no pueda expandirse suficientemente rápido, por lo que la altura del flujo será muy superior a la altura crítica. En estos casos, la formación de la costra, que empieza por los laterales del canal, puede llegar a formar un conducto cerrado. Se considera que se ha formado el túnel cuando el espesor de la costra es tal que soporta el esfuerzo de cizalla de la lava subyacente (Dobran, 1994). Entonces, esta costra limita enormemente la pérdida de calor, manteniéndose la lava de su interior a altas temperaturas y, por tanto, avanzando muy rápidamente. Al cesar la emisión de lava en el cráter, ésta sigue fluyendo por el interior del conducto al ser su altura superior a la altura crítica, por lo que el túnel queda vacío.

III.3. MODELIZACIÓN DE RECORRIDO DE LAVAS

La modelización de la dinámica y el recorrido de coladas de lava es un problema complejo debido, tal como se ha visto el apartado anterior, al comportamiento no-newtoniano del fluido, el enfriamiento de la misma, que produce importantes cambios en las propiedades físicas del fluido, la formación de labios y túneles, transiciones entre diferentes regímenes de flujo, cambios en la topografía original, ... etc. Los modelos físicos propuestos hasta el momento no describen globalmente todos estos fenómenos observables, sino sólo algunos de ellos.

En general, los modelos de coladas pueden dividirse en tres grupos básicos (Macedonio, 1998): modelos basados en la resolución de las ecuaciones de transporte, modelos probabilísticos y modelos basados en correlaciones empíricas de datos de pasadas erupciones.

Los primeros resultan satisfactorios, en general, para la modelización de flujos a pequeña escala, mientras que los segundos reflejan mejor los efectos topográficos en detrimento de una descripción dinámica detallada del flujo. Estos modelos probabilísticos son los más apropiados en caso de crisis volcánica, puesto que no requieren muchos parámetros físicos (que generalmente no pueden ser determinados en una situación de emergencia). Los modelos basados en correlaciones empíricas de datos de erupciones pasadas sólo pueden ser aplicados en el volcán para el que fueron desarrollados y, en general, se emplean para proporcionar información adicional a los otros dos tipos de modelos, por lo que no se describen en este apartado.

III.3.1. Modelos basados en la teoría de transporte

De acuerdo con esta teoría, un flujo se representa por un conjunto de ecuaciones diferenciales que describen la conservación de masa y el balance de momento y energía. Para solucionar este conjunto de ecuaciones, se precisa además una ecuación constitutiva (que relaciona esfuerzos y sus derivadas temporales con deformaciones y sus derivadas temporales) apropiada y condiciones iniciales y de frontera para la velocidad y temperatura. La complejidad de resolución de estas ecuaciones en el caso de las coladas de lava radica en el comportamiento no-newtoniano de la lava, las condiciones de frontera no-lineales de la ecuación energética (debido a la pérdida de calor por radiación) y la presencia de una superficie libre. Estas dificultades en la resolución de las ecuaciones de transporte (incluso por métodos numéricos) hacen que los modelos existentes introduzcan diversas simplificaciones. Así, se han propuesto soluciones analíticas de estas ecuaciones para flujos sobre planos inclinados, tanto en regímenes estacionarios (Park y Iversen, 1984; Dragoni et al., 1986; Dragoni, 1989) como transitorios (Baloga y Pieri, 1986), y canales de geometría sencilla.

Sin embargo, estos modelos y otros similares en los que se asumen topografías enormemente simplificadas, no son directamente aplicables a la generación de mapas de peligrosidad volcánica,

aunque proporcionan resultados que pueden ser aplicados a la generación de modelos simplificados, diseñados para describir el comportamiento de una colada sobre la topografía real de un área volcánica activa.

Un modelo que sí puede aplicarse para la generación de mapas de peligrosidad volcánica es el propuesto por Ishihara et al. (1990). En él se resuelven de forma numérica las ecuaciones de transporte simplificadas. Su modelo asume que la lava es un fluido Bingham, con viscosidad y cizalla umbral dependientes de la temperatura. Considerando el área de cálculo dividida en celdas cuadradas, la altura de lava en cada celda en cada iteración temporal se calcula como la suma de la lava emitida (si la celda es un centro de emisión) y los flujos de masas a través de los lados de la misma. El flujo de lava entre dos celdas, para cada intervalo temporal, se estima según los resultados analíticos de Dragoni et al. (1986) para flujo estacionario sobre un plano inclinado (ecuación III.6), considerando que la inclinación de dicho plano es la pendiente entre ambas celdas. Puesto que se asume reología Bingham, el flujo sólo es posible si la altura de la lava en la celda origen es mayor que la altura crítica correspondiente a la pendiente considerada. En lo referente a balance energético, sólo considera la pérdida de calor por radiación, asumiendo temperatura constante en cada perfil vertical o bien, en el caso de que la lava empiece a solidificarse en la capa superior, una temperatura efectiva de radiación equivalente a la temperatura anterior menos una cantidad constante. Los autores simularon con este modelo las coladas producidas por la erupción de Miyakejima (Japón) de 1983, mostrando un buen ajuste con los datos observados (fig. III.5).

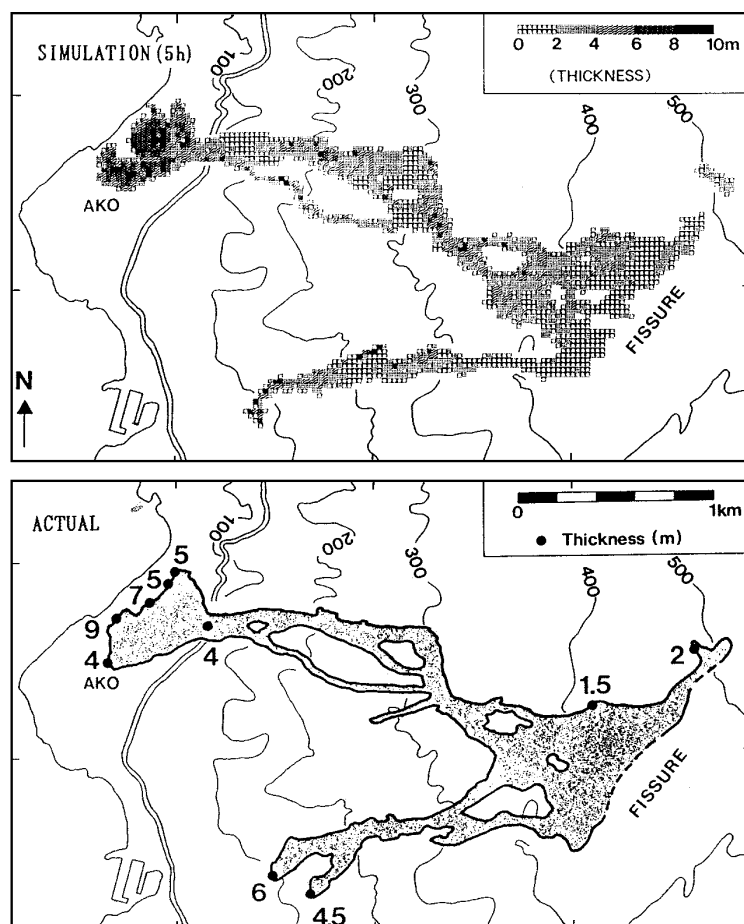


Figura III.5. Simulación de las coladas de la erupción del Miyakejima de Octubre de 1983 (mapa superior) comparadas con el flujo real (mapa inferior) (de Ishihara et al., 1990).

Una de las mayores dificultades en la aplicación de este modelo consiste en la elección del intervalo temporal y del tamaño de celda. El segundo va a estar condicionado, en general, por la calidad y precisión de los datos de topografía disponibles pero, indudablemente, el tamaño de celda debe ser menor que el ancho del flujo más estrecho que se desee simular. En la elección del intervalo temporal es preciso tener en cuenta que los cálculos de altura crítica y flujo se realizan con los valores de altura de lava al inicio de cada iteración, y se asume que estos valores son constantes en cada intervalo temporal. Por tanto, el volumen de lava que fluye hacia las celdas vecinas debería ser muy pequeño comparado con el volumen de lava de la celda, lo que puede requerir un intervalo temporal muy pequeño (los ejemplos presentados por los autores emplean generalmente intervalos inferiores a 1 s).

Basándose en este modelo, Miyamoto y Sasaki (1997) proponen un planteamiento similar con dos diferencias fundamentales. La primera es considerar que la altura crítica entre dos celdas no depende sólo de la diferencia en altura topográfica entre ambas, sino también del espesor de lava, es decir, que también tienen en cuenta el gradiente de presión por lo que, en lugar de emplear la expresión III.2, emplean la III.8. La segunda consiste en eliminar la dependencia del modelo de la orientación de la red de celdas. Para ello, en cada iteración temporal, además de calcular el flujo hacia las celdas norte, este, sur y oeste, aplican un algoritmo de MonteCarlo para estimar si también se puede producir flujo hacia las celdas nordeste, sureste, suroeste y noroeste, según probabilidades estimadas previamente de forma analítica.

III.3.2. Modelos probabilísticos

Los modelos basados en la solución de ecuaciones de transporte simplificadas, describen la dinámica del flujo de lava a pequeña escala. Sin embargo, a medida que el flujo avanza, las ecuaciones simplificadas no son capaces de describir de forma apropiada el avance de las coladas. En estos casos, las aproximaciones de tipo probabilístico son más efectivas, puesto que asumen que el flujo está controlado básicamente por la topografía e introducen ciertos efectos que permiten al flujo no propagarse únicamente en la dirección de máxima pendiente (Macedonio, 1998).

Los modelos probabilísticos tales como los de Macedonio (1996), Felpeto et al. (1996) y Felpeto et al. (2001) asumen que la topografía juega el papel principal en la determinación del camino seguido por la colada. Estos modelos parten de una digitalización de la topografía (generalmente con unidades cuadradas o triangulares). Seleccionando un punto como emisor del flujo, se considera que éste puede dirigirse a una de las unidades circundantes (cuyo número varía según la geometría de las unidades). La probabilidad de que el flujo se desplace a una unidad determinada es proporcional a la diferencia de alturas entre la unidad considerada (corregida según un parámetro denominado “corrección de altura”) y aquella donde se encuentra el flujo, teniendo en cuenta que, si esa diferencia es negativa, la probabilidad será cero (es decir, el flujo no puede propagarse contra pendiente). Aplicando un algoritmo de MonteCarlo se calcula un posible camino de la colada. Este proceso se repite iterativamente un gran número de veces y, finalmente, se hace un recuento de

cuántas veces ha sido atravesada por un flujo cada unidad. Aquellas que han sido atravesadas muchas veces serán las que tienen una mayor probabilidad de ser invadidas por la colada, mientras que las que han sido atravesadas un menor número de veces tienen una probabilidad menor.

El resultado, pues, de este tipo de modelos es un mapa en el que se representa la probabilidad de cada celda de ser invadida por un flujo de lava. Por tanto, si una única celda es el centro de emisión, el resultado del modelo multiplicado por la probabilidad de que ocurra una erupción constituye un mapa de peligrosidad. Modelos de este tipo se han aplicado tanto a la generación de mapas de peligrosidad para el Etna, basándose en la distribución espacial de cráteres de erupciones históricas, como durante la erupción de este mismo volcán durante 1991-93 (Barberi et al., 1993). Asimismo, se han empleado para la generación de mapas de peligrosidad para la islas canarias de Lanzarote (Felpeto et al., 2001) y Tenerife (Araña et al., 2000), como se verá más extensamente en el capítulo IV.

Estos modelos suelen ser denominados en la bibliografía como modelos probabilísticos de máxima pendiente (en inglés, *probabilistic maximum slope models*), aunque dicha denominación puede resultar confusa al inducir a pensar que el flujo siempre sigue el camino de máxima pendiente. En una terminología más coloquial, pueden denominarse como modelos de “la marcha del borracho”, al igual que el tipo de algoritmo de MonteCarlo empleado se conoce en inglés como *the drunken man algorithm*.

Otra aproximación es la presentada por Young y Wadge (1990) y Wadge et al. (1994). Este modelo, denominado FLOWFRONT, destaca por su rapidez de cálculo, basada en simular únicamente el frente de lava asumiendo implícitamente la llegada de la lava al mismo. Así, existen tres situaciones posibles para cada celda: RELLENABLE: no contiene lava pero puede contenerla; ACTIVA: contiene un volumen de lava mayor que V_{min} (el mínimo volumen para distribuir) y este volumen es superior a V_{crit} (valor mínimo para fluir), y distribuye su exceso de lava entre las vecinas; LAVA: contiene un volumen de lava igual a V_{crit} y por tanto ya no puede ser activa. V_{min} es el mínimo volumen de lava que puede existir en una celda al final de cada iteración. Su valor se calcula al principio de cada iteración en función de la pendiente media de las celdas activas (que representan el frente de la colada), la pendiente media del área que puede ser potencialmente invadida por el flujo, ϕ , y unos valores considerados como parámetros de entrada del modelo que definen este volumen mínimo para diversos valores de pendiente, $V_{min}(\phi)$:

$$V_{min} = V_{min}(\phi) \frac{\overline{ACTIVAS-pendiente}}{\phi} \quad (III.11)$$

Así, si la pendiente en el frente de la colada disminuye, V_{min} también disminuye, y el flujo tiende a expandirse horizontalmente.

V_{crit} es el mínimo volumen de lava que debe tener una celda para que la lava pueda fluir, y también el volumen que permanece en la celda cuando ésta pasa al estado de LAVA al avanzar el frente de lava. Su valor se calcula para cada celda ACTIVA, de coordenadas (x,y) , en función de la pendiente entre dicha celda y sus vecinas, $pendiente(x,y)$, ϕ , y nuevamente unos valores de parámetros de

entrada que definen el volumen crítico para diversos valores de pendiente, $V_{crit}(\phi)$:

$$V_{crit} = V_{crit}(\phi) \frac{\phi}{pendiente(x,y)} \quad (III.12)$$

De este modo, en cada iteración las celdas ACTIVAS distribuyen su exceso de volumen (volumen por encima de V_{crit}) entre sus vecinas, preferentemente a aquéllas con las que la pendiente sea más fuerte. Si no hay ninguna vecina de altura topográfica inferior, el modelo permite que el flujo se desplace contra pendiente si el exceso de volumen de lava en la celda es suficientemente grande (ver detalles en Young y Wadge, 1990). Las funciones de distribución y repartición están definidas de modo que cada celda que recibe lava, al final de la iteración, debe tener un volumen superior a V_{min} , y que cada celda que pasa de ACTIVA a LAVA debe tener un volumen igual a V_{crit} .

El modelo fue aplicado a la simulación de la erupción de 1988-89 del Lonquimay aunque, como apuntan los autores, la aplicación de este modelo de forma determinística puede plantear problemas. Más interesante es la aplicación a flujos de lava del Etna (Wadge et al., 1994), donde los parámetros de entrada del modelo varían según un algoritmo de MonteCarlo basándose en probabilidades calculadas previamente según un análisis multivariante de flujos de lava históricos entre 1763 y 1989.

Otros autores proponen aproximaciones basadas en técnicas de autómatas celulares. El modelo descrito en Barca et al. (1993) y Barca et al. (1994) considera el espacio de cálculo dividido en celdas cuadradas, cada una de las cuales está caracterizada por una serie de parámetros: altura topográfica, altura de lava, temperatura de lava y cuatro flujos hacia las celdas vecinas (norte, este, sur y oeste). Estos parámetros pueden variar bien por interacción con las celdas vecinas, bien por una condición global que afecta por igual a todas las celdas. La variación de temperatura en cada celda para cada intervalo temporal se calcula primero como la mezcla de la lava existente en la celda y los flujos entrantes (asumiendo mezcla perfecta) y la pérdida de calor por radiación. Este modelo tiene en cuenta los cambios de topografía que pueden producirse durante la erupción mediante un parámetro global que es la temperatura de solidificación. Cuando en una celda la temperatura alcanza dicho valor, la altura topográfica se incrementa con la altura de lava y el valor de la altura de lava se reinicializa a cero. El flujo entre celdas es debido al gradiente de presión hidrostática, por lo que en cada iteración temporal se minimiza la diferencia en altura total (altura topográfica más altura de lava) entre cada celda y sus cuatro vecinas. Para incluir un efecto semejante a la altura crítica, es decir, una altura mínima de lava para que exista flujo, los autores introducen un parámetro denominado “parámetro de adherencia” que representa la altura de lava mínima para que se permita el flujo. Este parámetro de adherencia varía con la temperatura de forma exponencial según dos parámetros que deben ser determinados de forma experimental, y, a diferencia de la altura crítica, no depende de la pendiente local. Así, si en una celda la altura de la lava excede el valor del parámetro de adherencia para su temperatura en una cantidad la , esta cantidad se repartirá entre las vecinas calculando la altura media según:

$$altura-media = \frac{\left(la + \sum_{i=0}^5 z(i) \right)}{5} \quad \text{(III.13)}$$

donde $z(i)$ es la altura de lava más la altura topográfica para las celdas vecinas ($i = 1, 2, 3, 4$) y la altura topográfica más el parámetro de adherencia para la celda fuente ($i = 0$). Si el valor de $z(i)$ de alguna de las celdas vecinas es mayor que $altura-media$, el valor de $altura-media$ vuelve a calcularse según III.13 pero sin incluir dicha celda en el sumatorio. Este proceso se repite hasta que no se elimine ninguna celda, momento en que se distribuye la lava de forma que el valor de la suma de la altura topográfica y de lava de las celdas restantes (incluida la celda origen) sea idéntico.

Este modelo se ha aplicado a diversos flujos de lava del Etna, mostrando un buen ajuste con los datos reales.

Una aproximación similar es la propuesta por Quental (1999) para la simulación de la erupción de 1995 de Fogo (Cabo Verde). La mayor diferencia de este modelo con el anterior es la forma de calcular el flujo de lava hacia las celdas vecinas (en este caso las ocho circundantes), puesto que en cada iteración la lava de cada celda sólo fluye a una de las vecinas, seleccionada siguiendo el procedimiento descrito para los modelos de máxima pendiente. Además, en este modelo no se tiene en cuenta el enfriamiento de la lava.

Considerando la aplicación de estos modelos a la generación de mapas de peligrosidad para una zona volcánica activa específica, bien a plazo medio o largo, o bien para el seguimiento en tiempo real de una crisis volcánica, es preciso tener en cuenta varias limitaciones. En el primer caso, en la mayoría de las áreas volcánicas activas, es muy difícil determinar *a priori* la mayor parte de los parámetros de entrada necesarios para el modelo: ritmo de descarga, características físicas de las lavas, ... etc., e incluso la localización exacta de el/los centro/s de emisión. Únicamente, basándose en el conocimiento mayor o menor de la actividad anterior del volcán pueden acotarse mejor o peor alguno de estos parámetros aunque, especialmente en los modelos que resuelven las ecuaciones de Navier-Stokes, muchos de ellos deben ser extrapolados o inferidos a partir de los escasos datos disponibles.

En el caso del seguimiento del desarrollo de una crisis, esta limitación es mucho mayor, al ser muy difícil determinar alguno de los parámetros mencionados en tiempo real. Además, se añade la limitación del tiempo de cálculo requerido, que puede ser demasiado grande para dar una pronta respuesta.

Por estos motivos, los modelos más empleados en riesgo volcánico son los probabilísticos, que hoy en día representan una potente herramienta tanto para la generación de mapas de riesgo y peligrosidad como para el seguimiento y actuación en caso de erupción (Barberi et al., 1993), mientras que los modelos de tipo determinista suelen emplearse para la simulación precisa de coladas de pequeño recorrido que resulten importantes en términos de riesgo o para la simulación del efecto de medidas de defensa activa tales como barreras de contención.

III.4. MODELOS PROPUESTOS

En este apartado se describirán dos modelos desarrollados para la simulación de coladas de lavas. El primero de ellos, de carácter determinista, se basa en considerar la lava como un fluido Bingham cuyas características físicas varían con la temperatura, la cual disminuye a lo largo del tiempo únicamente por pérdida de calor por radiación. El segundo representa una aproximación completamente distinta ya que se trata de un modelo probabilístico de los denominados de máxima pendiente (o la “marcha del borracho”), en el que se considera que la topografía es el principal factor que determina el camino que seguirá una lava.

III.4.1. Modelo determinista

Este modelo sigue un esquema de autómatas celulares, en el que cada celda está caracterizada por su altura topográfica (h_{ij}), altura de lava (H_{ij}) y temperatura (T_{ij}). Las reglas de propagación se basan en la solución de las ecuaciones de transporte simplificadas, considerando la lava como un fluido Bingham con viscosidad y cizalla umbral dependientes de la temperatura, y la variación de ésta debida a la pérdida de calor por radiación y al resultado de la mezcla con los flujos entrantes. El resultado del modelo es la descripción, en términos de altura de lava y de temperatura, de la colada para cada iteración temporal.

Flujo entre celdas

Se considera la topografía del área de estudio como un modelo digital de elevación (MDE) compuesto por $M \times N$ celdas cuadradas de lado Δx , cada una de ellas con un valor de altura topográfica h_{ij} ($i = 1, 2, \dots, M$ $j = 1, 2, \dots, N$). Una o varias de estas celdas constituirán el/los centros de emisión a partir de los cuales se alimentará el flujo de lava. En cada iteración temporal, Δt , el cambio de volumen de lava en cada celda, ΔV_{ij} , será (Ishihara et al., 1990):

$$\Delta V_{ij} = (-q_{ij} + q'_{ij} + q_0) \Delta t \quad (\text{III.14})$$

donde q_{ij} representa el flujo volumétrico de lava de la celda ij hacia las cuatro celdas vecinas, q'_{ij} es el flujo volumétrico entrante procedente de celdas vecinas y q_0 es el flujo emitido, que únicamente es distinto de cero para aquellas celdas que son centro de emisión.

Por tanto, el incremento de altura de lava en la celda ij en cada iteración temporal será:

$$H_{ij}(t + \Delta t) = H_{ij}(t) + \frac{\Delta V_{ij}}{\Delta x^2} \quad (\text{III.15})$$

Asumiendo que la lava se comporta como un fluido viscoso no-newtoniano tipo Bingham, el flujo por unidad de ancho de flujo en una colada de altura H que se desplaza sobre un plano de pendiente α , viene dado por la ecuación III.6. Considerando que el flujo entre dos celdas vecinas es equivalente al flujo dado por dicha ecuación sobre una pendiente igual a la pendiente entre los centros de dichas celdas, el flujo entre la celda ij y una de sus cuatro vecinas, notada con el subíndice relativo k (que puede tomar valores del 1 al 4 para notar las celdas situadas al N, E, S y W), será:

$$q_{ij,k} = \frac{\tau_{0ij} H_{cij,k}^2 \Delta x}{3\mu_{ij}} \left[\left(\frac{H_{ij}}{H_{cij,k}} \right)^3 - \frac{3}{2} \left(\frac{H_{ij}}{H_{cij,k}} \right)^2 + \frac{1}{2} \right] \quad H_{ij} > H_{cij,k} \quad (\text{III.16})$$

$$q_{ij,k} = 0 \quad H_{ij} \leq H_{cij,k}$$

donde $H_{cij,k}$ viene dado, según la ecuación III.8, por:

$$H_{cij,k} = \frac{\tau_{0ij} \sqrt{(h_{ij} - h_k)^2 + \Delta x^2}}{\rho g (h_{ij} - h_k - H_{ij} + H_k)} \quad (\text{III.17})$$

Por tanto, en cada iteración temporal, el flujo saliente de una celda será:

$$q_{ij} = \sum_{k=1}^4 q_{ij,k} \quad (\text{III.18})$$

mientras que el flujo entrante viene dado por:

$$q'_{ij} = \sum_{k=1}^4 q_{k,ij} \quad \begin{array}{l} k=1 \Rightarrow i=i, j=j-1 \\ k=2 \Rightarrow i=i-1, j=j \\ k=3 \Rightarrow i=i, j=j+1 \\ k=4 \Rightarrow i=i+1, j=j \end{array} \quad (\text{III.19})$$

lo que garantiza la conservación de masa.

Temperatura de la lava

En cada iteración temporal, la temperatura de la lava varía debido a la mezcla con lava proveniente de otras celdas y a la pérdida de calor por radiación.

Asumiendo mezcla térmica perfecta entre la lava existente en la celda y los flujos que se incorporan a la misma, bien procedentes de celdas vecinas, bien por emisión, la temperatura de mezcla en cada celda T_{mij} es:

$$T_{mij}(t+\Delta t) = \frac{Q_{ij}(t) + \Delta Q_{mij}}{c \rho H_{ij}(t+\Delta t) \Delta x^2} \quad (\text{III.20})$$

donde c es la capacidad calorífica de la lava y $Q_{ij}(t)$ y ΔQ_{mij} vienen dados por:

$$\Delta Q_{mij} = c \rho \Delta t \left(-q_{ij} T_{ij} + \sum_{k=1}^4 q_{k,ij} T_k + q_{0ij} T_0 \right) \quad (\text{III.21})$$

$$Q_{ij}(t) = c \rho H_{ij}(t) \Delta x^2 T_{ij}(t) \quad (\text{III.22})$$

donde en la ecuación III.21 el primer término del paréntesis representa la pérdida de calor por el flujo saliente, el segundo, la contribución de los flujos entrantes (donde los valores del subíndice k son los mismos que en la ecuación III.19) y el tercero, la contribución de la lava emitida, que únicamente es no nula en las celdas consideradas centro de emisión en la correspondiente iteración (T_0 es la temperatura de emisión de la lava).

El flujo de calor de la superficie de la lava (q_{rad}), considerando la atmósfera como un cuerpo negro y despreciando la aportación de la irradiación solar es (Neri, 1998):

$$q_{rad} = \varepsilon \sigma (T_e^4 - T_{atm}^4) \quad (\text{III.23})$$

donde ε es la emisividad efectiva (que depende, según Neri (1998), no sólo de la emisividad de la lava, sino también de la rugosidad de la superficie de la misma), T_e la temperatura efectiva de radiación (la temperatura de la superficie de la lava) y T_{atm} es la temperatura de la atmósfera. Despreciando efectos laterales, se considera que el área radiante viene dada por la superficie de la celda que constituye el MDE ($\Delta x \times \Delta x$). Por tanto, la pérdida de calor por radiación de la celda ij ($\Delta Q_{rad\ ij}$) es:

$$\Delta Q_{rad\ ij} = \varepsilon \sigma (T_{e\ ij}^4 - T_{atm}^4) \Delta t \Delta x^2 \quad (\text{III.24})$$

La evaluación del valor de la temperatura efectiva es un tema complejo, tal como se ha descrito en el apartado III.2.2. En general, en los modelos de recorrido de lavas en los que se tiene en cuenta el enfriamiento de la lava por radiación, se asume que la temperatura efectiva es igual a la temperatura de la lava (Barca et al., 1994; Miyamoto y Sasaki, 1997). Únicamente Ishihara et al. (1990) considera el efecto de que la temperatura efectiva puede ser menor que la del interior de la

lava, considerando que, si se inicia la solidificación de la superficie, la temperatura efectiva es inferior en un valor constante de 300 K al valor de la temperatura interior. Sin embargo, diversos estudios muestran que la diferencia entre la temperatura interior y la de la superficie es variable, aumentando muy rápidamente para temperaturas altas (en el inicio de la erupción) hasta alcanzar un valor casi constante más adelante (figura III.6).

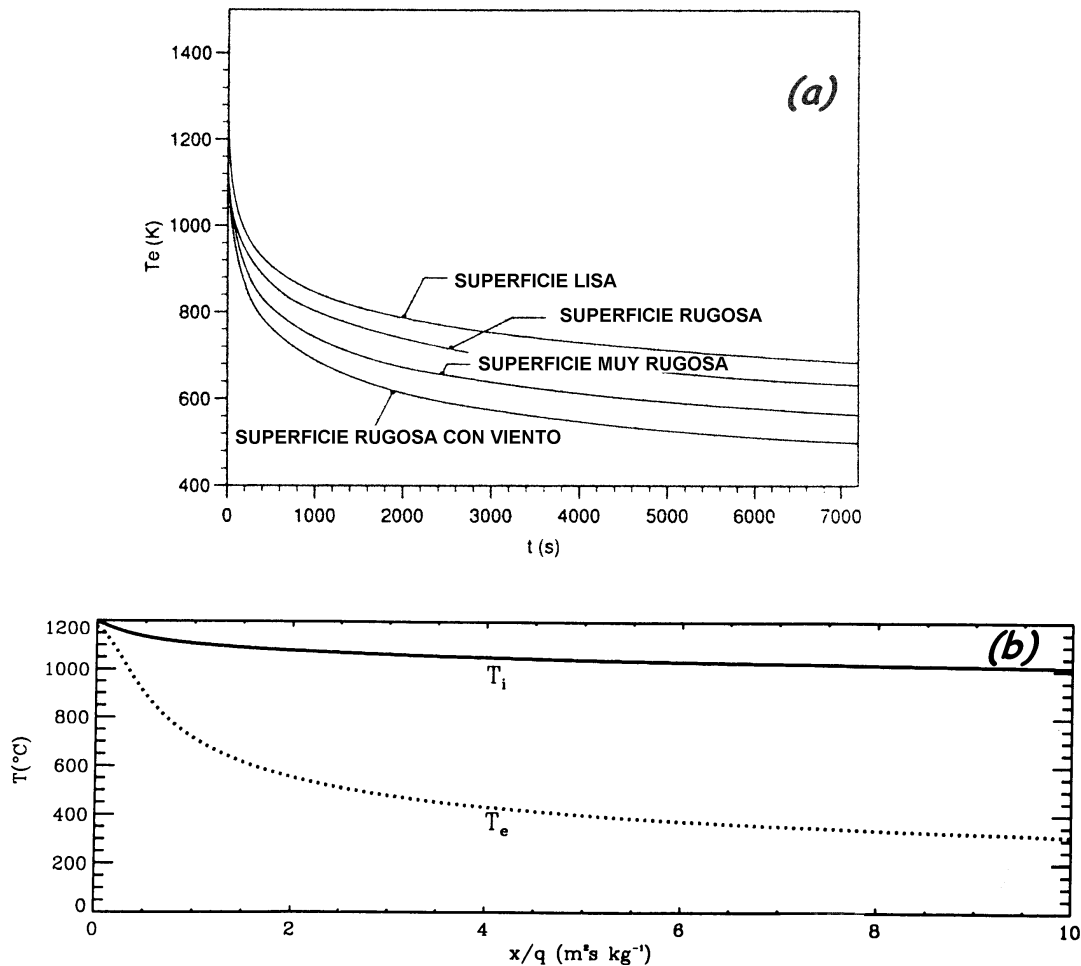


Figura III.6. Variación de la temperatura efectiva según dos modelos distintos: **(a)** Modelo de Neri (1998): semiespacio infinito de lava enfriándose en la atmósfera según un modelo de dos capas (ver más detalles en el texto, apartado II.2.2). El gráfico representa la variación de la temperatura efectiva con el tiempo para cuatro casos diferentes: superficie lisa, equivalente a considerar la emisividad efectiva igual a emisividad de la lava; superficie rugosa, con dos niveles distintos de rugosidad y superficie rugosa con viento, donde se introduce el efecto de convección forzada por el viento. **(b)** Modelo de Dragonì y Tallarico (1994): fluido Bingham de ancho infinito fluyendo en la dirección x con perfil de temperatura constante T_i excepto en la *plug*, donde disminuye de forma lineal hasta alcanzar la temperatura efectiva T_e . El gráfico representa un ejemplo de variación de ambas temperaturas con respecto al cociente entre x (distancia al centro de emisión) y q (flujo por unidad de ancho de flujo).

En este modelo, se ha optado por considerar que la temperatura efectiva es función de la temperatura interna y que la diferencia entre ambas es constante e igual a ΔT_{ec} a partir de un determinado valor de temperatura, T_{ec} , y que varía de forma lineal entre la temperatura de emisión de la lava, T_0 , y T_{ec} . Por tanto, la temperatura efectiva en cada celda se evalúa según:

$$T_{e\ ij} = T_{m\ ij} - \frac{\Delta T_{ec}}{T_0 - T_{ec}} (T_0 - T_{m\ ij}) \quad T_{m\ ij} \geq T_{ec} \quad (\text{III.25})$$

$$T_{e\ ij} = T_{m\ ij} - \Delta T_{ec} \quad T_{m\ ij} < T_{ec}$$

Por tanto, el valor de la temperatura para la celda ij en cada iteración temporal es:

$$T_{ij}(t + \Delta t) = T_{m\ ij} - \frac{\Delta Q_{r\ ij}}{c \rho H_{ij}(t + \Delta t) \Delta x^2} \quad (\text{III.26})$$

Para incluir en el modelo los cambios topográficos que puedan tener lugar durante el desarrollo de la erupción debidos al enfriamiento de la lava, se considera que, cuando la temperatura de la lava en una celda alcanza un determinado valor de la temperatura (T_{sol}), la lava no puede fluir. Por tanto, en la iteración temporal en que el valor de temperatura de una celda es menor o igual a dicho valor, la altura topográfica original de la celda se verá aumentada en un valor igual al de la altura de la lava:

$$\Delta h_{ij} = H_{ij} \quad si \quad T_{ij} \leq T_{sol} \quad (\text{III.27})$$

y la altura de la lava se igualará a cero.

Viscosidad y cizalla umbral

La cizalla umbral y la viscosidad de cada celda se calculan en función de la temperatura de la lava en la misma, siguiendo las expresiones III.9 y III.10:

$$\mu_{ij} = \mu_l e^{a(T_l - T_{ij})} \quad (\text{III.28})$$

$$\tau_{0ij} = \tau_{0l} e^{b(T_l - T_{ij})} \quad (\text{III.29})$$

Las ecuaciones III.14 a III.29 constituyen la formulación del modelo. La implementación del mismo está descrita en el Apéndice, incluyendo el diagrama de flujo simplificado del programa y las subrutinas y funciones más significativas. Dentro de esta implementación, es importante destacar la importancia de la elección del intervalo temporal y el método empleado para eliminar la dependencia con la orientación de la malla de celdas. Estos dos aspectos se describen a continuación.

Elección del intervalo temporal

La elección del intervalo temporal Δt adecuado es crucial para que el resultado de la simulación responda a la dinámica de la colada. La ecuación III.16 se emplea para calcular el flujo entre dos celdas durante Δt , asumiendo implícitamente que este flujo es suficientemente pequeño como para que el cambio en la altura del flujo no sea significativo y, por tanto, el valor de H_c pueda considerarse constante durante todo el intervalo temporal. Si Δt es demasiado grande, la altura del flujo en la celda puede disminuir de tal manera que no sólo la cantidad de lava transferida a las celdas vecinas no sea representativa, sino que incluso puede dar lugar a valores negativos de altura de lava. Para evitar este efecto, se ha incluido un parámetro $\%h$ que representa el porcentaje de altura de lava que puede fluir hacia una celda vecina para el Δt considerado. El valor mínimo de este parámetro para evitar alturas de lava negativas es 25%, puesto que la lava en cada celda puede fluir, en principio, hacia sus cuatro vecinas.

Si el flujo hacia una celda vecina supera el valor de $\%h$, el modelo disminuye el intervalo temporal en un 10%, sucesivamente hasta que la lava transferida no supere el valor umbral de $\%h$.

La introducción de este parámetro implica, pues, que Δt puede variar a lo largo de la simulación.

Dependencia de la orientación del MDE

Los métodos de autómatas celulares presentan un conocido problema de dependencia con la geometría de la red empleada (ver, por ejemplo, Markus y Hess, 1990). Miyamoto y Sasaki (1997) apuntaron las consecuencias de este problema en el modelo de Ishihara et al. (1990), mostrando que un flujo de aproximadamente 600 m sobre un plano inclinado 5° , puede incrementar su longitud en un 30% si la dirección del flujo coincide con una de las direcciones principales del MDE. La solución propuesta por estos autores consiste en variar localmente la dirección del MDE, considerando en unas iteraciones que el flujo se desplaza hacia las celdas vecinas (celdas notadas como B en la figura III.7) y en otras hacia las celdas que serían vecinas rotando el MDE 45° (celdas notadas como A en la figura III.7).

Considerando que el punto que representa a cada celda toma una posición aleatoria dentro de la celda, y que el radio de influencia de cada celda es igual a Δx , si las coordenadas del punto representativo de la celda central son (a,b) , puede calcularse el área de intersección entre el círculo de radio Δx centrado en (a,b) y cada una de las 8 celdas circundantes (figura III.7). La media de las áreas de intersección para cada celda circundante y los círculos correspondientes a cualquier posición de (a,b) , es proporcional a la probabilidad de cada una de esas celdas.

Así, la probabilidad para la región A, P_A , se calcula como:

$$P_A = \frac{1}{\Delta x^2} \int_{b=0}^{\Delta x} \int_{a=0}^{\sqrt{\Delta x^2 - b^2}} \int_{x=-\sqrt{\Delta x^2 - b^2} + a}^0 \left(\sqrt{\Delta x^2 - (x-a)^2} - b \right) dx da db \quad (\text{III.30})$$

y es igual a $1/8\Delta x^2$; mientras que la probabilidad para la región B (P_B) es :

$$P_B = \frac{1}{\Delta x^2} \int_{b=0}^{\Delta x} \int_{a=0}^d \int_{x=-\sqrt{\Delta x^2 - b^2} + a}^{\sqrt{\Delta x^2 - b^2} + a} \left(\sqrt{\Delta x^2 - (x-a)^2} - b \right) dx da db - 2P_A \quad (\text{III.31})$$

que es igual a $5/12\Delta x^2$.

Por tanto, la relación entre ambas probabilidades implica que debe calcularse el flujo hacia la región A 3 veces por cada 10 veces que se calcule el flujo hacia la región B.

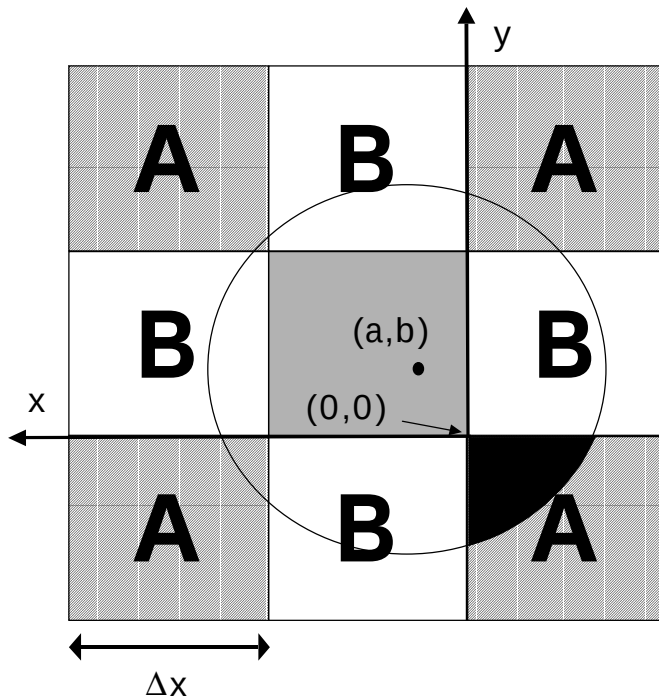


Figura III.7. Esquema para el cálculo de la probabilidad analítica de las celdas que rodean a una celda fuente. La celda fuente es la celda central y sus vecinas se dividen en dos regiones distintas, notadas como A y B. La celda fuente está representada por el punto (a,b) y su radio de influencia es Δx . El área de intersección de su círculo de influencia con la celda situada al SE aparece en negro (modificado de Miyamoto y Sasaki, 1997)

La solución propuesta por Miyamoto y Sasaki (1997) consiste en calcular en cada iteración temporal el flujo hacia la región B y, a continuación, generar un número aleatorio entre 0 y 1. Si este número es mayor que 0.7, se calcula el flujo hacia la región A y, en caso contrario, no se calcula.

En el modelo propuesto, por simplicidad, se ha optado por calcular el flujo alternativamente hacia la región B y A según la secuencia 3,1,3,1,4,1; es decir, en las tres primeras iteraciones temporales se calcula el flujo hacia B, en la siguiente hacia A, en las tres siguientes a B, ... etc.

III.4.2. Modelo probabilístico

Este modelo asume que la topografía juega el papel fundamental a la hora de determinar el camino que seguirá una colada. El esquema general del modelo es el de máxima pendiente, es decir, considerando la topografía representada por un Modelo Digital de Elevación, la probabilidad de que el flujo se desplace de una celda a una de las ocho circundantes es proporcional a la pendiente y, en el caso de que ésta sea negativa, la probabilidad es nula (i.e. el flujo no puede desplazarse contra pendiente). En este esquema es preciso señalar que en el cálculo de la pendiente se introduce un factor correctivo en la altura de la celda en la que se encuentra el flujo, denominado corrección de altura (h_c) (fig. III.8), que simula el efecto de la altura de la lava en la celda o efectos de rugosidad del terreno (Macedonio, 1998).

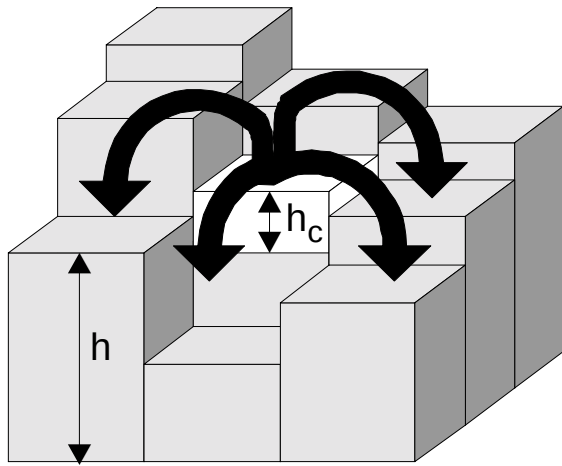


Figura III.8. Esquema del modelo de máxima pendiente

El modelo asume, pues, que la topografía del área de estudio está representada por una retícula de celdas cuadradas, cada una de ellas caracterizada por su altura topográfica. Considerando que el flujo se encuentra en una determinada celda, la probabilidad de que el flujo se desplace a una de sus ocho vecinas es proporcional a la pendiente entre dicha celda y la vecina. Es decir, notando con subíndice 0 la celda en la que se encuentra el flujo y con 1, 2, ..., 8 las que la rodean, la probabilidad P_i de que el flujo se desplace a la celda i es:

$$P_i = \frac{\Delta h_i}{\sum_{i=1}^8 \Delta h_i} \quad i=1,2,..8 \quad (\text{III.32})$$

donde Δh_i viene dada por:

$$\begin{aligned} \Delta h_i &= h_0 - h_i & \text{si } (h_0 + h_c - h_i) \geq 0 \\ \Delta h_i &= 0 & \text{si } (h_0 + h_c - h_i) < 0 \end{aligned} \quad (\text{III.33})$$

donde se aprecia que si la altura topográfica de la celda i es mayor que la altura corregida de la celda en la que se encuentra el flujo, Δh_i es nula, y por tanto también es nula la probabilidad de que el flujo se desplace hacia la celda i .

La elección de la celda a la que finalmente se desplazará el flujo se realiza mediante un algoritmo de MonteCarlo. Para ello se genera un número aleatorio n_{al} comprendido en el intervalo (0,1). El flujo se desplazará a la celda i si se verifica:

$$S_{i-1} \leq n_{al} < S_i \quad i=1,2,\dots,8 \quad (\text{III.34})$$

donde S_i se calcula como:

$$S_i = \sum_{j=1}^i P_j \quad i=1,2,\dots,8 \quad (\text{III.35})$$

$$S_0 = 0$$

Siguiendo este procedimiento, para calcular un posible camino para el flujo de lava se considera el flujo situado en la celda fuente y se calcula sucesivamente a qué celda se desplaza siguiendo las expresiones III.32-35. En estas condiciones, el flujo podría desplazarse hasta alcanzar los límites del área de cálculo. Además, si entra en una zona plana o con pendientes muy pequeñas, podría quedar retenido en ella de forma indefinida. Para evitar estos dos efectos se introduce un parámetro denominado longitud máxima del flujo (l_{max}). La función de este parámetro es detener el flujo cuando éste ha recorrido una determinada distancia.

Este proceso de simulación de un posible camino se repite un gran número de veces. Finalizado el proceso, se efectúa un recuento del número de veces que cada celda ha sido atravesada por un flujo, estimando la probabilidad de cada celda de ser invadida por la lava, Pr_i , según:

$$Pr_i = \frac{N_i}{N_{it}} \quad (\text{III.36})$$

donde N_i es el número de flujos que han cruzado la celda i y N_{it} es el número total de iteraciones llevadas a cabo. Obviamente, el valor de probabilidad será menor o igual a 1 en todas las celdas afectadas por el flujo, excepto en la celda fuente en la que siempre tendrá el valor 1.

Es necesario notar que la expresión III.34 puede no verificarse para ningún valor de i , situación que se produce cuando el flujo llega a una celda tal que su altura (corregida con h_c) es inferior la alturas topográficas de las ocho circundantes, y por tanto el flujo se detiene. Podría decirse que dichas celdas actúan como "sumideros". El problema es que en el caso de un flujo de lava real, este tipo de sumideros no representan un obstáculo para el avance de la colada, que se limitaría a rellenarlos. Por otra parte, en los MDE, gran parte de estas situaciones son debidas a los algoritmos numéricos de interpolación empleados para su generación y no representan un rasgo topográfico real. La solución que se ha adoptado para este tipo de situaciones es realizar el análisis descrito por las expresiones III.32-35 para las dieciséis celdas que rodean las ocho evaluadas en el primer análisis. Si el flujo puede seguir discurriendo por alguna de dichas celdas, el flujo continúa, mientras que si tampoco ninguna de ellas es accesible, se considera que el flujo ha llegado realmente a un sumidero y se detiene (fig. III.9).

La implementación del modelo probabilístico está descrita en el Apéndice, donde se describen las dos aplicaciones desarrolladas, una de ellas considerando una única celda como celda fuente, y otra que permite realizar simulaciones con fuentes extensas. En dicho apéndice se incluyen los

diagramas de flujo simplificados de ambas aplicaciones, así como los listados de las principales subrutinas y funciones.

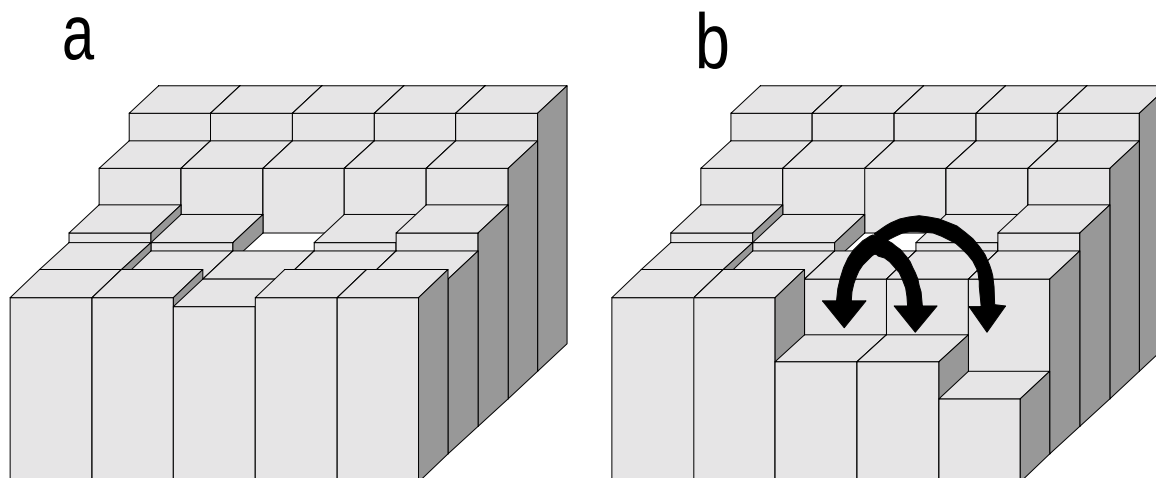


Figura III.9. Ejemplo de las dos posibles situaciones en un sumidero para el modelo probabilístico: en **(a)** el flujo queda retenido en la celda central, mientras que en **(b)** existen tres caminos posibles para el flujo, señalados por las flechas

Número de iteraciones

Una cuestión fundamental que es preciso plantearse al aplicar este modelo es cuántas iteraciones son necesarias para que el resultado sea significativo, es decir, que la diferencia entre los resultados de dos simulaciones con los mismos parámetros de entrada sea despreciable con respecto a la precisión requerida. Lógicamente, el número de iteraciones requerido será menor cuanto más “determinista” sea el caso, es decir, cuantas menos opciones tenga el flujo para avanzar en cada celda. Por ejemplo, considerando una única celda fuente y una longitud máxima equivalente al ancho de una celda, el caso puramente determinista sería aquél en el que sólo una de las celdas que rodean a la fuente fuera accesible. En esta situación, con cualquier número de iteraciones se obtendría el mismo resultado. El caso opuesto sería aquél en que todas las celdas circundantes son accesibles y tienen la misma altura. El resultado que debería obtenerse es, obviamente, la misma probabilidad para las ocho celdas, es decir, 0.125. Para obtener ese valor con un error menor del 5% es preciso realizar del orden de 500 iteraciones.

Para estimar el valor idóneo del número de iteraciones se han realizado distintos ensayos, cuyos parámetros de entrada se resumen en la tabla III.1.

En todos los tests, se generaron 10 simulaciones para cada uno de los siguientes valores del número de iteraciones: 2000, 4000, ..., 30000. En todos los casos, para los valores de iteraciones más bajos, se observan diferencias apreciables entre las 10 simulaciones, mientras que para los valores más altos estas diferencias son mucho menores. Para evaluar cuantitativamente estas diferencias se han realizado los siguientes análisis:

Tabla III.1.

Parámetros de entrada de los tests realizados para estimar el número de iteraciones necesario en el modelo de máxima pendiente.

TEST	Topografía	l_{max}	Dimensiones resolución	celdas fuente
1	Cónica pendiente 0.8°	4,6,8,10 km	150 x 150 100 m	1
2	Valles sintéticos pendiente valles 5.7° pendiente laterales 1.2°	8 km	150 x 150 100 m	1
3	Valles sintéticos pendiente valles 5.7° pendiente laterales 2.9°	8 km	150 x 150 100 m	1
4	Valles sintéticos pendiente valles 5.7° pendiente laterales 4.6°	8 km	150 x 150 100 m	1
5	Lanzarote	indefinida (los flujos se detienen al llegar a la costa)	150 x 200 50 m	1
6	Lanzarote	indefinida (los flujos se detienen al llegar a la costa)	150 x 200 50 m	9

a) Cálculo, en cada celda, de la desviación estándar de las 10 simulaciones, expresada como porcentaje del valor medio.

b) Cálculo del valor medio de dichos porcentajes, ponderado según el valor medio de cada celda, contabilizando únicamente aquellas celdas que fueron alcanzadas por los flujos en alguna de las 10 simulaciones.

c) Cálculo de la suma de las probabilidades del conjunto de celdas con una desviación estándar inferior al 5%, expresada como porcentaje de la probabilidad total.

d) Puesto que las 150 simulaciones son completamente independientes, a partir de ellas puede obtenerse un nuevo juego de 10 simulaciones, cada una de ellas de 240000 iteraciones, y aplicar nuevamente los cálculos (a), (b) y (c) a dicho juego de simulaciones.

En el test 1, sobre una topografía cónica sintética de pendiente 0.8°, con la celda fuente situada en el punto más alto, se realizaron las 150 simulaciones descritas, para distintos valores de l_{max} (4, 6, 8 y 10 km) y se llevó a cabo el análisis especificado. Los ejemplos que aparecen en la figura III.10 muestran que, aunque en los mapas de probabilidad no es fácil apreciar diferencias entre dos simulaciones con el mismo número de iteraciones, al calcular la desviación estándar del conjunto de 10 simulaciones para distintos valores del número de iteraciones, es evidente cómo las diferencias disminuyen al aumentar el número de iteraciones.

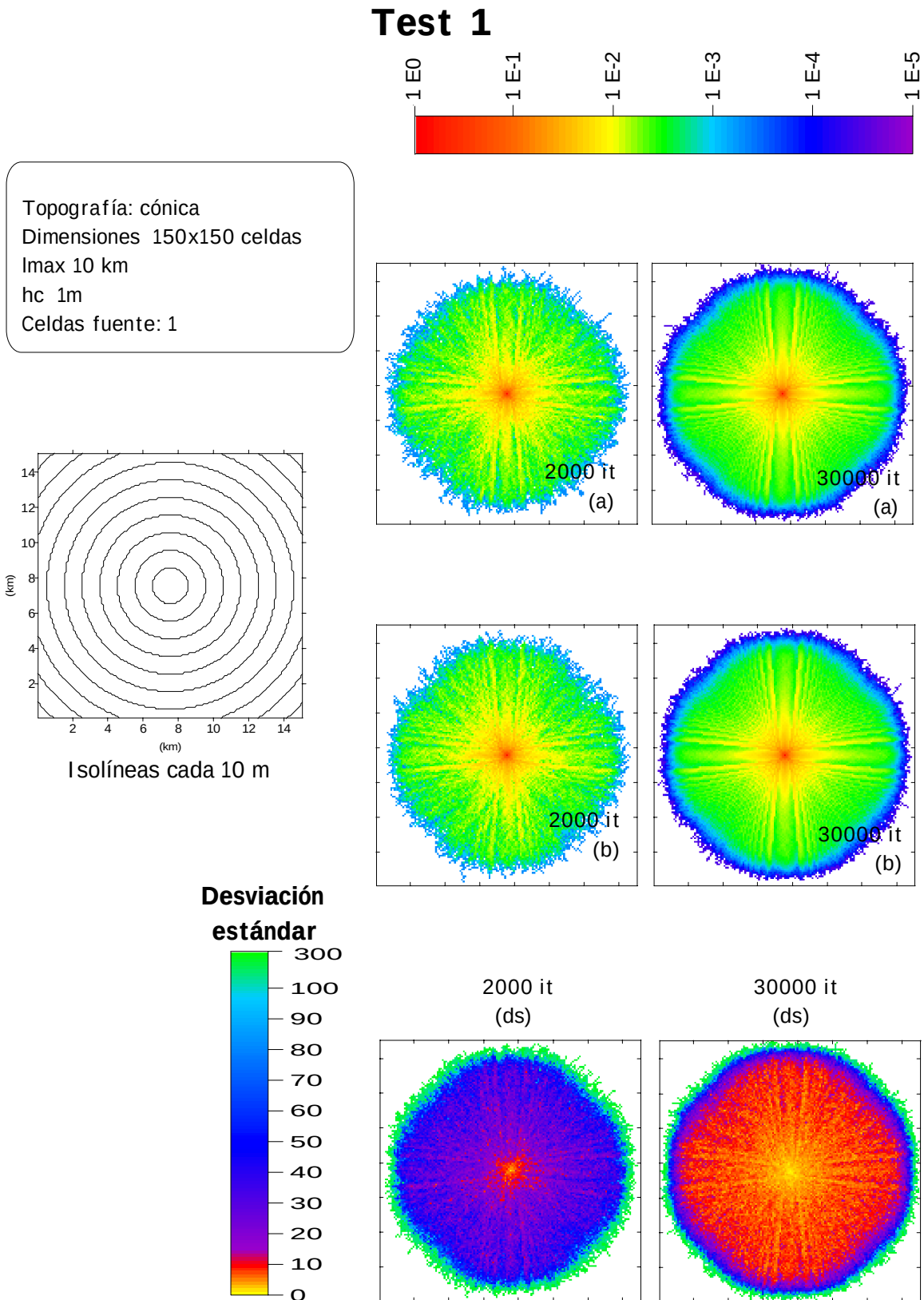


Figura III.10. Test 1: ejemplos para $l_{max} = 10$ km. El gráfico de la izquierda muestra la topografía. Los gráficos rotulados como 2000(a) y 2000(b) son dos ejemplos (de las diez simulaciones calculadas) de mapas de probabilidad obtenidos con 2000 iteraciones mientras que 30000(a) y 30000(b) son dos ejemplos correspondientes a 30000 iteraciones. Los cuatro mapas corresponden a la misma escala de color, situada en la parte superior de la figura. Los dos gráficos inferiores representan la desviación estándar del conjunto de las diez simulaciones, expresada como porcentaje del valor medio, para el conjunto de simulaciones con 2000 y 30000 iteraciones (2000(ds) y (30000(ds))

El resultado de los cálculos (b), (c) y (d) muestra que la diferencia entre las distintas simulaciones es considerable para números de iteraciones por debajo de 10000 y que, a partir de valores del orden de 25000, es preciso aumentar enormemente el número de iteraciones para conseguir disminuir el valor medio ponderado de las desviaciones estándar (figura III.11). También se aprecia que, como era esperable, el aumento de la longitud máxima hace aumentar la diferencia entre simulaciones.

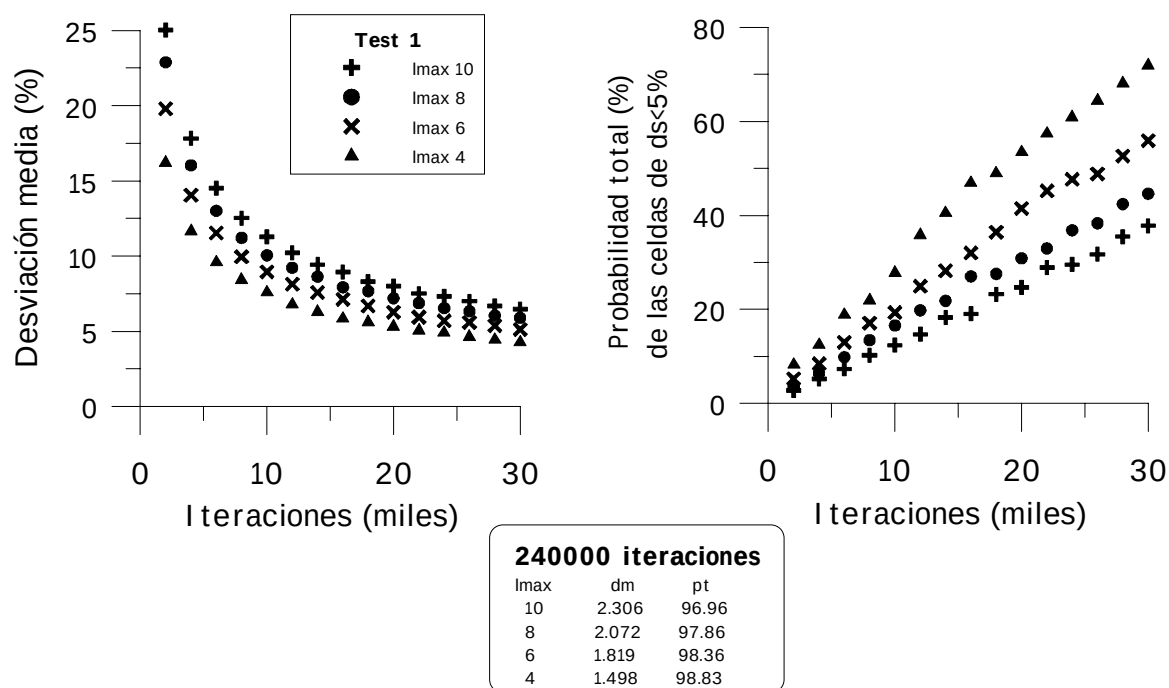


Figura III.11. Resultados del test 1. El gráfico de la izquierda muestra la media, ponderada según el valor medio de probabilidad, de la desviación estándar en cada celda para distintos valores de l_{max} . El gráfico de la derecha muestra la probabilidad (expresada como porcentaje de la probabilidad total) del conjunto de celdas cuya desviación estándar es inferior al 5%. El recuadro inferior muestra los cálculos de desviación media (dm) y de probabilidad de las celdas de desviación estándar inferior al 5% (pt) para el conjunto de simulaciones de 240000 iteraciones (ver texto).

Para estimar mejor el efecto de la pendiente, en los tests 2, 3 y 4 se ha repetido el proceso anterior, para un único valor de l_{max} , sobre topografías sintéticas con la misma morfología. Esta morfología puede describirse como cuatro valles que parten del centro del área de cálculo hacia las cuatro direcciones principales, separados por crestas en direcciones NE, SE, NW y SW que son inaccesibles para el flujo. La pendiente de la base de los cuatro valles es idéntica y mayor que la pendiente relativa de los laterales de cada valle. En los tres tests la pendiente de la base de los valles es idéntica (tabla III.1), variando únicamente la pendiente relativa de los laterales (figs. III.12-14).

El resultado obtenido (figuras III.12-15) arroja valores de desviación media muy inferiores a los obtenidos en los test 1, y valores de porcentaje de probabilidad para las celdas de desviación menor al 5% muy superiores; resultado esperable puesto que en estas topografías, en cada celda el flujo sólo tiene tres posibles opciones de avance en cada celda en lugar de entre cinco y seis como ocurría en el test 1. Asimismo, se observa que aumentar la pendiente de los laterales de los valles hace que los flujos se “canalicen” más hacia las bases de los mismos, obteniendo resultados significativos con menor número de iteraciones que en el caso de pendientes más suaves.

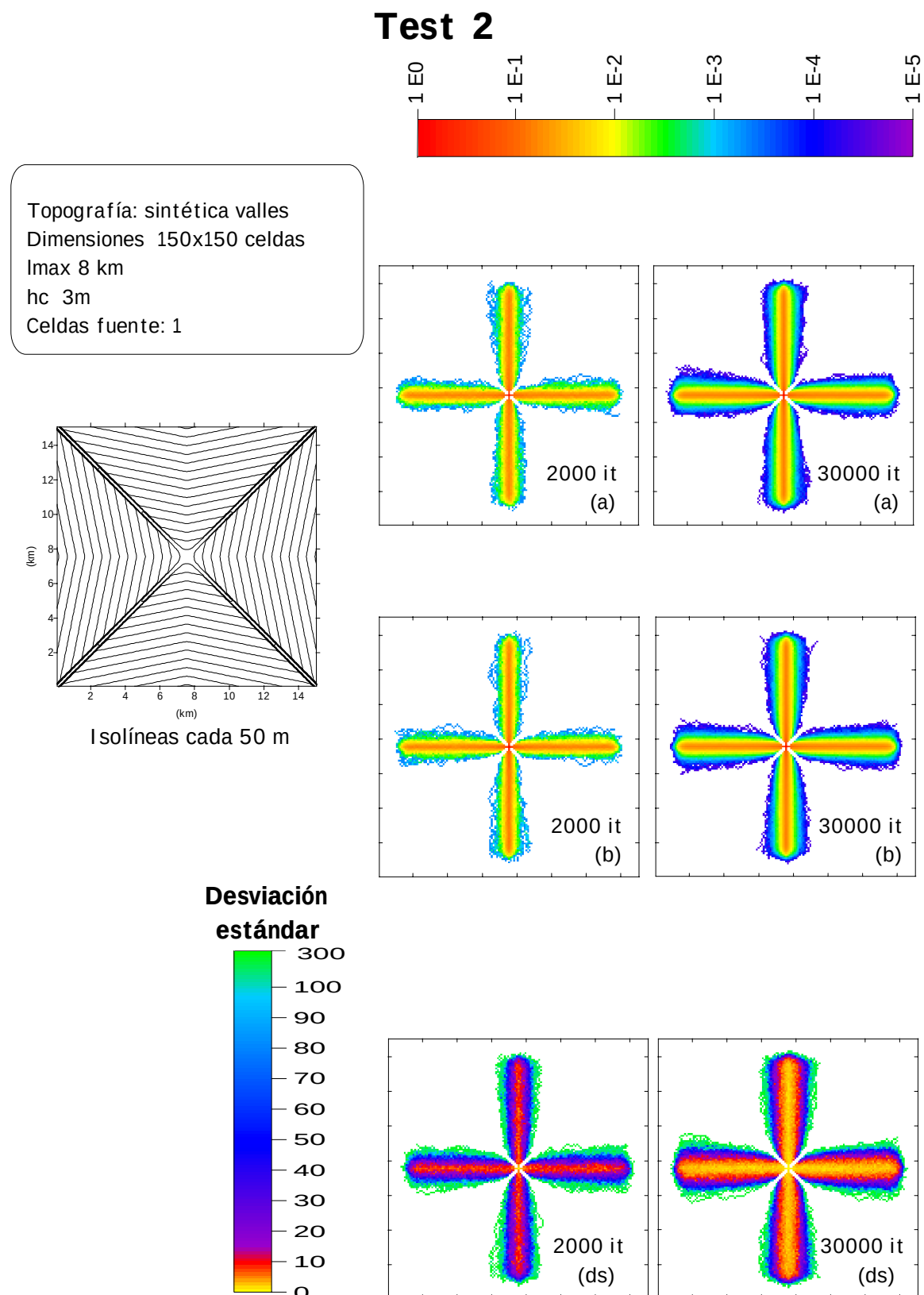


Figura III.12. Test 2: ejemplos. La distribución de gráficos es idéntica a la de la figura III.10.

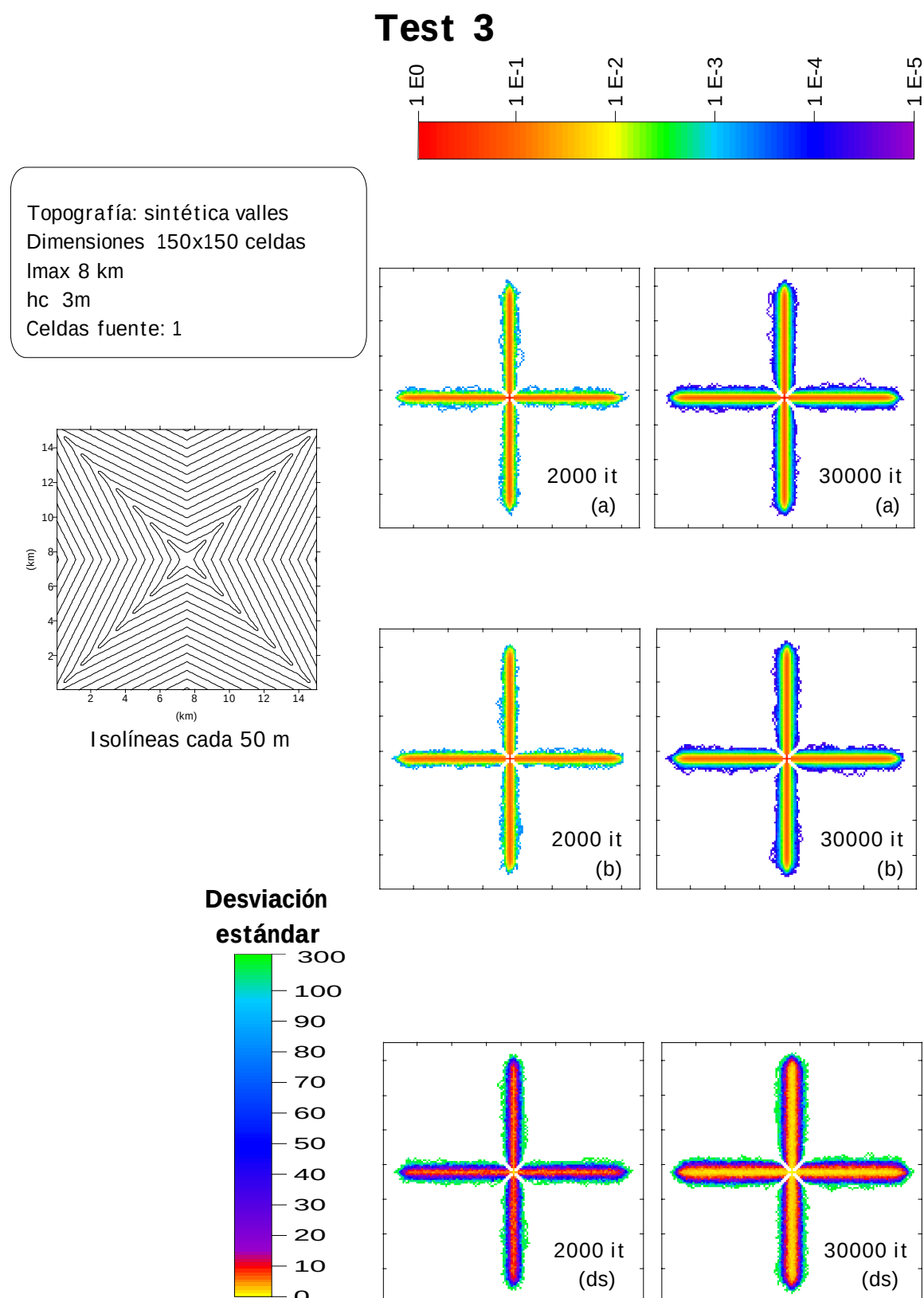
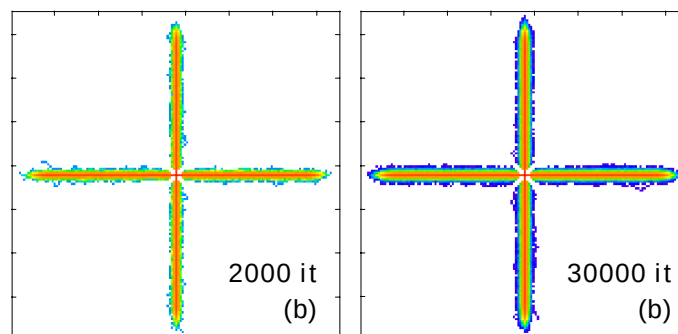
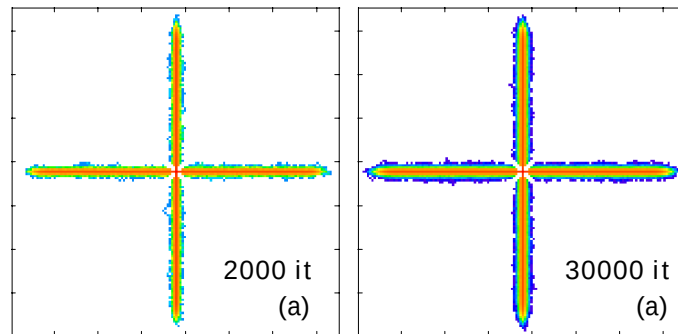
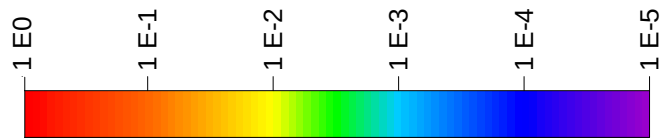
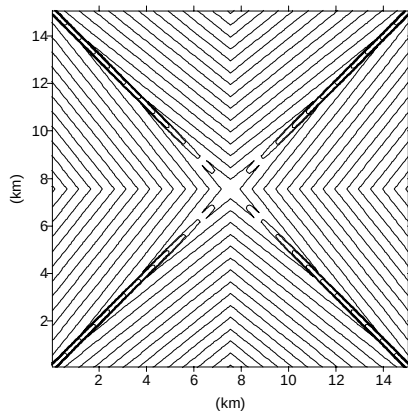


Figura III.13. Test 3: ejemplos. La distribución de gráficos es idéntica a la de la figura III.10.

Test 4

Topografía: sintética valles
Dimensiones 150x150 celdas
lmax 8 km
hc 3m
Celdas fuente: 1



Desviación
estándar

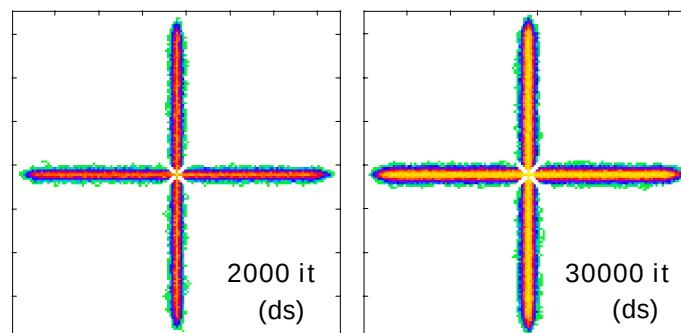
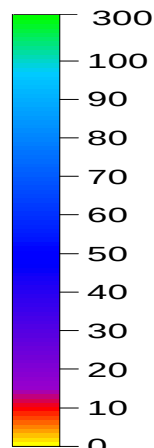


Figura III.14. Test 4: ejemplos. La distribución de gráficos es idéntica a la de la figura III.10.

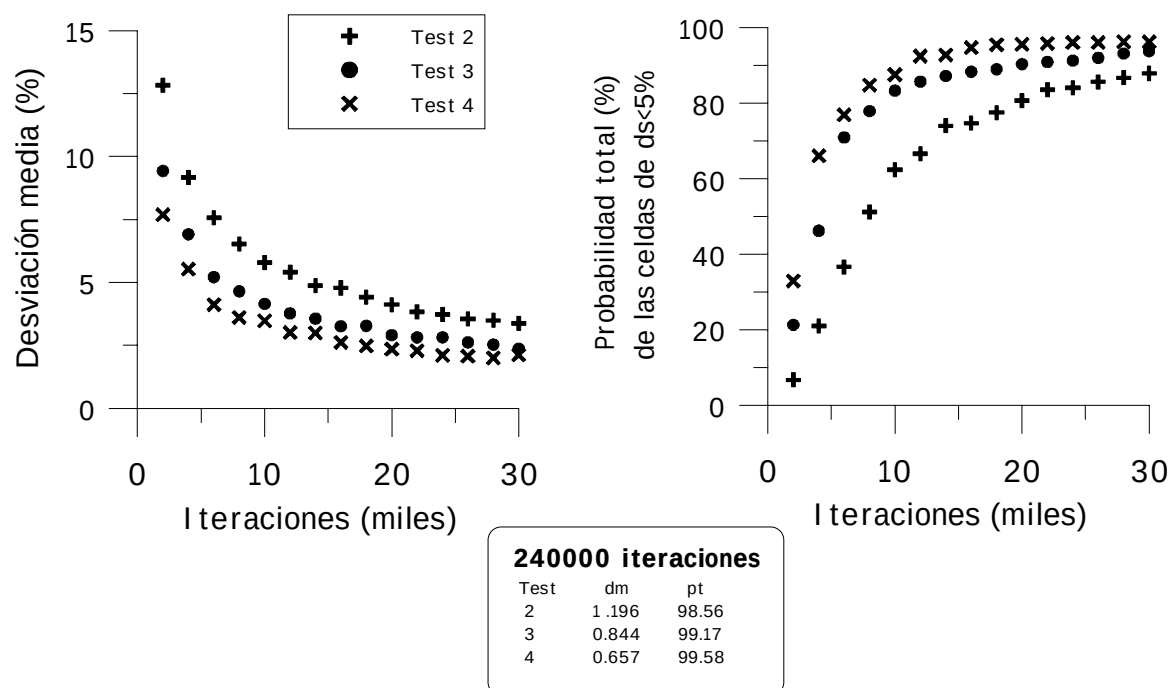


Figura III.15. Resultados de los tests 2, 3 y 4. La distribución de gráficos es igual a la de la figura III.11.

El test 5 se ha realizado sobre una topografía real, el MDE de la isla de Lanzarote de tamaño de celda 50 m. Para ello se ha seleccionado una ventana de dimensiones similares a las de los tests anteriores y se ha repetido el mismo análisis. En este caso, en la figura III.16 se aprecia claramente como las simulaciones realizadas con 2000 iteraciones no muestran varios caminos que sí aparecen en las realizadas con 30000 iteraciones. Esto implica que si se genera el mapa de peligrosidad basándose en los resultados de una simulación de 2000 iteraciones, algunas zonas que realmente pueden ser alcanzadas por el flujo aparecerían como seguras.

Sin embargo, en la aplicación del modelo a casos reales, es raro que pueda definirse con tanta precisión el centro de emisión como para que éste esté representado por una única celda. Así que, en general, se emplearán “áreas de emisión” en lugar de una única celda fuente. Para ilustrar cómo afecta al número de iteraciones necesario el considerar diversas celdas adyacentes como celdas fuente, en el test 6 se han repetido las simulaciones en las mismas condiciones que el del test 5 pero considerando como área fuente la celda fuente del test 6 y las ocho que la rodean (fig. III.17).

Los cálculos efectuados para los tests 5 y 6 (fig. III.18) muestran que los resultados son ostensiblemente mejores que en las topografías sintéticas analizadas anteriormente. Además, también se aprecia claramente que el considerar áreas extensas mejora considerablemente el resultado. Esto es debido a que, en general, los flujos originados en dos celdas adyacentes tenderán a seguir caminos similares, y, por tanto, realizar un número determinado de iteraciones en ambas celdas fuente es casi equivalente a realizar el doble en una sola de ellas.

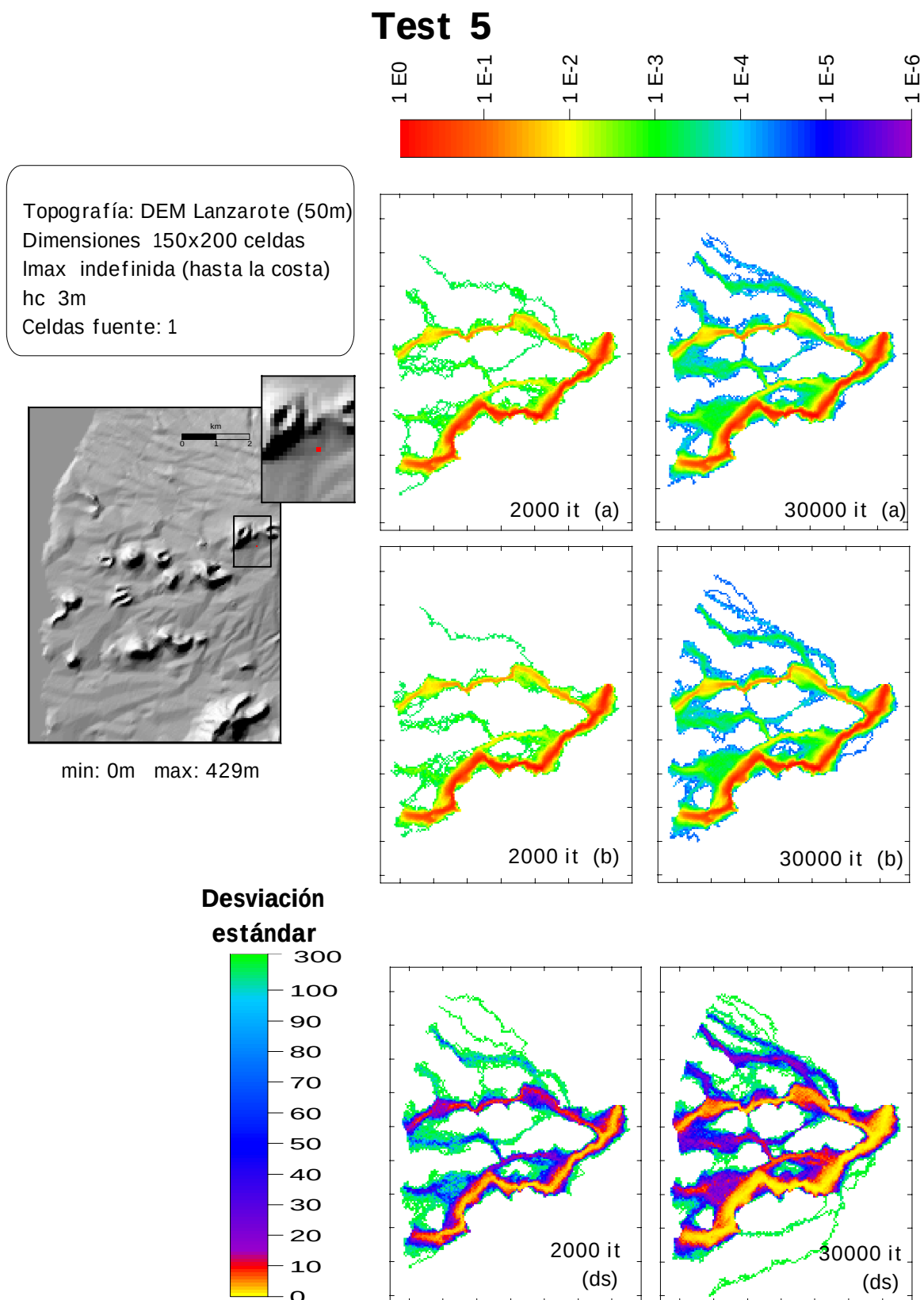


Figura III.16. Test 5: ejemplos. La distribución de gráficos es idéntica a la de la figura III.10.

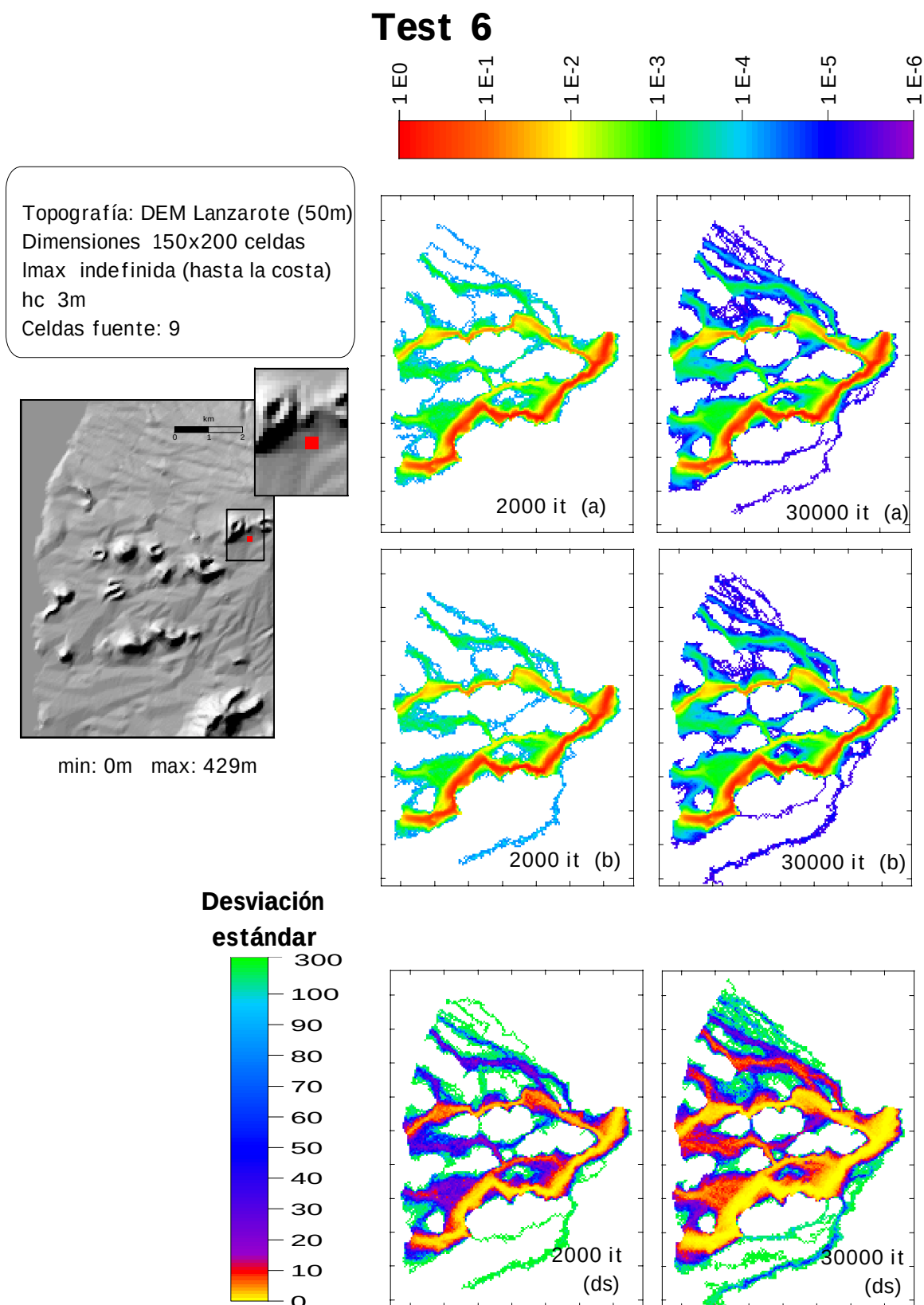


Figura III.17. Test 6: ejemplos. La distribución de gráficos es idéntica a la de la figura III.10.

Este efecto de “acople” será tanto mayor cuanto más suave sea la topografía y mayor sea el área fuente (siempre que ésta no incluya cambios bruscos de dirección de pendiente). Asimismo, para la misma área fuente, si se trabaja sobre MDEs de distinto tamaño de celda, el número de iteraciones necesario para cada celda será menor para tamaños de celda menores (no sólo por el efecto de “acople” sino también porque el área fuente estará representada por un mayor número de celdas). Un ejemplo a gran escala de la estabilidad de la solución para áreas fuente extensas (más de 50000 celdas fuente) aparece en el capítulo IV (fig. IV.26), donde se evalúa el mapa de peligrosidad para la isla de Tenerife.

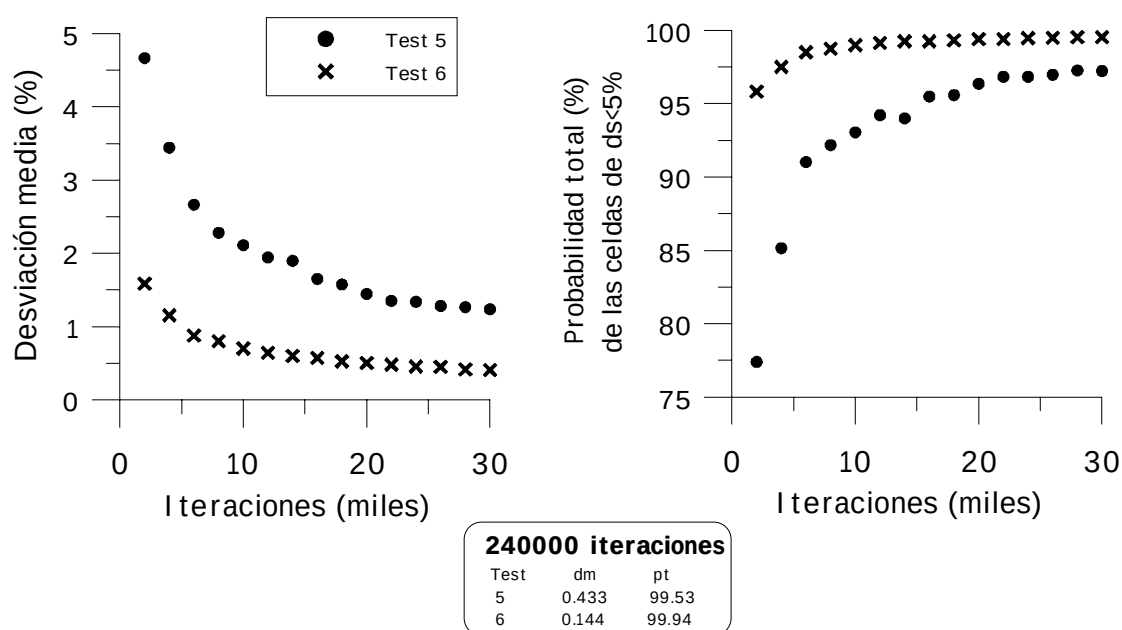


Figura III.18. Resultados de los tests 5 y 6. La distribución de gráficos es igual a la de la figura III.11.

Como conclusión general, el número de iteraciones necesario para obtener un resultado significativo será mayor cuanto más suave sea la topografía y mayor sea la longitud máxima del flujo (entendiendo ésta como longitud expresada en número de celdas, es decir, que una misma longitud en kilómetros es “mayor” cuanto más pequeño sea el tamaño de celda del MDE). Sin embargo, este valor disminuye ostensiblemente al considerar fuentes extensas. Por todo lo expuesto anteriormente, no es posible dar un valor límite del número de iteraciones necesario para obtener un resultado significativo en cada caso de aplicación. Sin embargo, en general puede decirse que, sobre topografías volcánicas reales (generalmente abruptas) y considerando fuentes extensas de más de 100 celdas, suele ser suficiente emplear valores por debajo de las 3000 iteraciones, aunque se recomienda ensayar tests semejantes a los expuestos para determinar si el valor escogido es suficiente.

III.4.3. Comparación entre los modelos determinista y probabilístico

Una de las primeras preguntas que se plantean a la hora de elaborar un mapa de peligrosidad para flujos de lava es qué modelo numérico emplear para la simulación del recorrido del flujo. La respuesta a esta pregunta depende de dos puntos fundamentales: los datos disponibles y la información que se desea obtener. Los datos mínimos necesarios son un MDE de la precisión requerida e información acerca de los posibles centros o áreas de emisión. Si se desea aplicar un modelo de tipo determinista como el propuesto en el apartado III.4.1, es preciso contar, además, con mucha información acerca de las características físicas de las lavas del área de estudio. La información que se desea obtener del resultado de la simulación condiciona la elección del modelo, puesto que el modelo probabilístico propuesto sólo proporciona datos acerca de las áreas que pueden ser cubiertas por el flujo, pero no aporta ningún tipo de información temporal acerca de la evolución de la colada, información que puede ser de gran importancia si se desencadena una crisis.

Para comparar la utilidad de ambos modelos, se han aplicado a la simulación de una pequeña colada real, bien documentada, que tuvo lugar en la erupción de 1991-93 del Monte Etna, en Portella Calanna.

Erupción de 1991-93 del Monte Etna

El 14 de diciembre de 1991 se inició una erupción en el Monte Etna (Barberi et al., 1993), originándose dos fracturas de direcciones N-S y SSE-NNW en la base del cráter SE, a unos 3000 m de altitud (figura III.19). Durante varias horas, se expulsaron a la atmósfera ceniza, lapilli y fragmentos de lava, mientras la fractura SSE se propagaba unos 1300 m a lo largo del sistema de fracturas abierto en esa misma zona en 1989. La noche del 14 al 15 de diciembre, la lava comenzó a salir del extremo de la fractura, a unos 2200 m de altitud, comenzando a cubrir el Valle del Bove. El 24 de diciembre, ya había alcanzado el Salto della Guimenta y comenzó a acumularse en el Valle Calanna (Dobran y Macedonio, 1992).

El 1 de enero de 1992 se inició la construcción de una barrera de 21 m de altura y 234 m de longitud en Portella Calanna (figura III.20). El 9 de Enero, el frente se detuvo y no continuó avanzando hasta el 10 de marzo. Durante ese período, la lava se fue acumulando en el Valle del Bove y Valle Calanna, desarrollando diversos túneles y bocas secundarias. El 10 de marzo, el frente de lava reanudó su avance, alcanzando la barrera el 14 de marzo. El nivel de la lava en las proximidades de la barrera fue aumentando por acumulación de varios flujos hasta que el 10 de abril, varias lenguas de lava sobrepasaron la barrera uniéndose en un único flujo, que comenzó a descender hacia la población de Zafferana Etnea. Ante el riesgo de que dicha colada alcanzase la localidad mencionada, se construyeron otras tres pequeñas barreras a lo largo del valle y perpendicularmente al mismo, con el objetivo de ralentizar el avance del flujo. La colada se detuvo el 12 de abril después de haber recorrido 1.4 km (figura III.20).

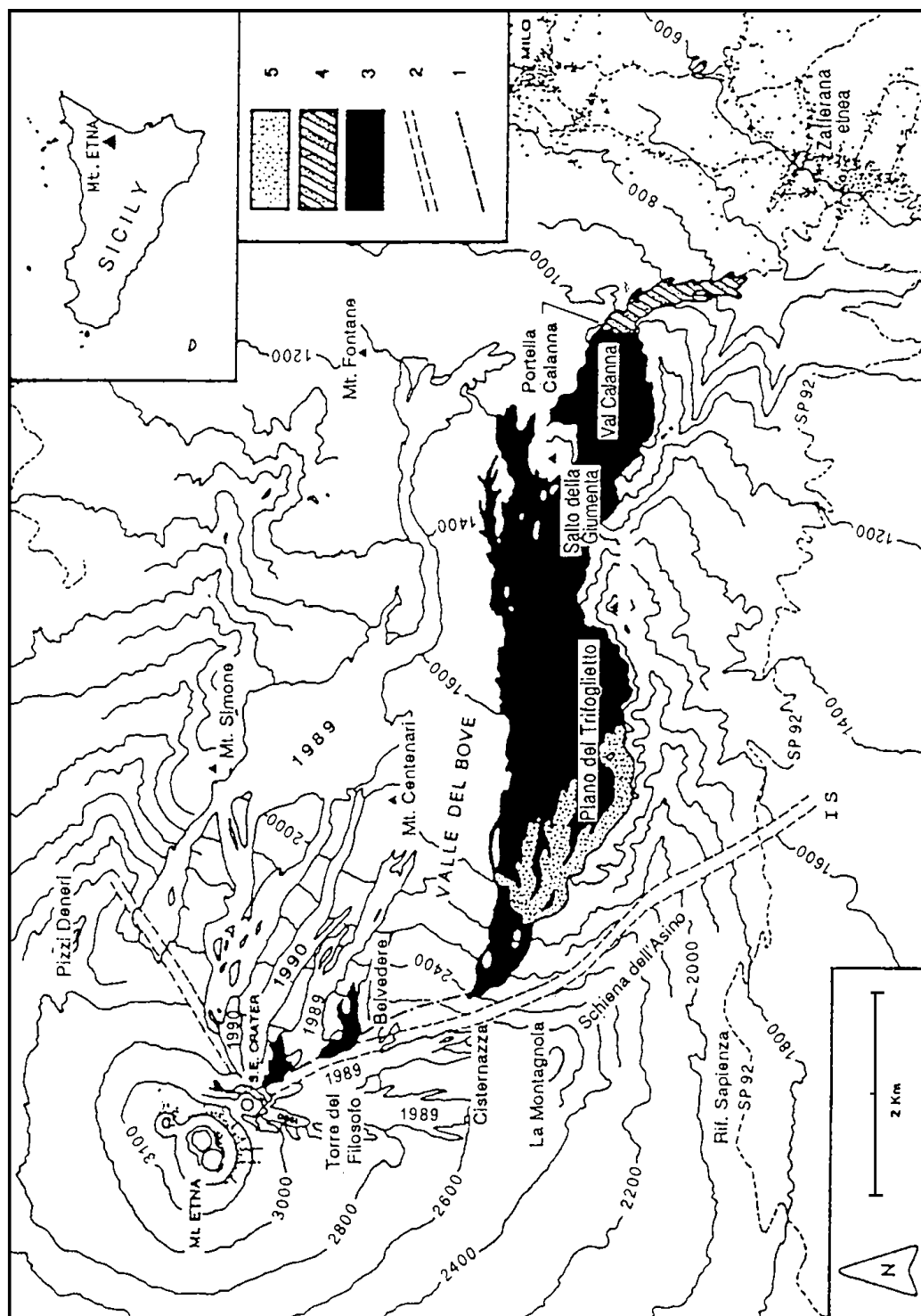


Figura III.19. Mapa de la erupción de 1991-93 del Etna hasta el 15 de junio de 1992 (de Barberi et al., 1993). **(1)** fractura abierta entre el 14 y el 15 de diciembre de 1991. **(2)** sistema de fracturas de 1989. **(3)** campo de lava producido por la erupción hasta Portella Calanna. **(4)** lava que desbordó la barrera de Portella Calanna. **(5)** campo de lavas (hasta el 15 de junio de 1992) producido por las intervenciones realizadas entre el 22 y el 27 de mayo de 1992.

Este último flujo (el producido al sobrepasar la lava la barrera construida en Portella Calanna) es el que se modeliza en este trabajo. Su elección ha estado motivada porque, debido al lugar y momento en que se produjo, existen bastantes datos acerca de su avance y algunas de las características físicas de la lava.

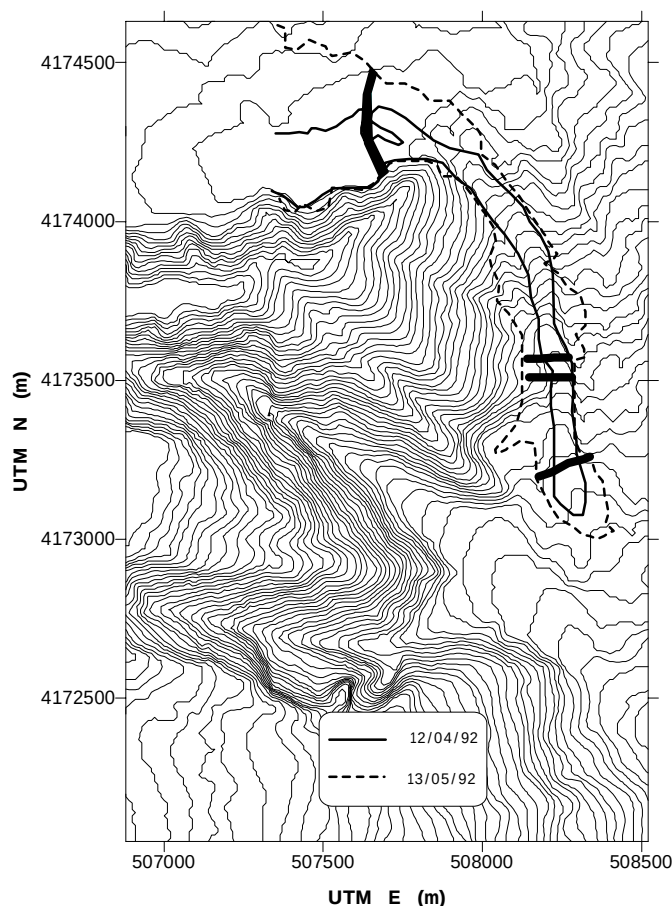


Figura III.20. Área cubierta por la colada de Portella Calanna el 12/04/92 según Barca et al. (1994) (línea continua) y el área definitiva según Barberi et al. (1993). Las cuatro líneas gruesas muestran la posición de las barreras construidas para retener la lava. Isolíneas de topografía cada 10 m.

Durante el mes siguiente, diversos flujos fueron recubriendo y ensanchando esta colada pero sin sobrepasar su frente, hasta que el 12 de mayo, se abrió una pequeña boca en la parte baja de la colada, a 820 m de altitud, y la lava rebasó en unos 150 m el frente anterior, deteniéndose definitivamente el 13 de mayo (Barca et al., 1994).

Además de la construcción de las barreras descritas, se llevaron a cabo otras intervenciones en los flujos del Valle del Bove (Barberi et al., 1993), consistentes en intentar bloquear túneles de lava con bloques de cemento y estructuras de acero y desviar el flujo de lava hacia canales artificiales con la ayuda de explosivos.

La erupción finalizó el 31 de marzo de 1993, con un volumen total de lava emitido entre 0.205 y 0.3 km³ (ver discusión en Tanguy et al. (1996)).

Simulaciones de la colada de Portella Calanna

Modelo determinista

Los parámetros de entrada elegidos para la aplicación del modelo determinista aparecen en la tabla III.2. La elección de la mayoría de ellos está basada en datos publicados acerca de dicha erupción, mientras que otros fueron ajustados a partir de datos generales para magmas basálticos.

La temperatura de emisión de la lava se ha considerado de 1060° C, temperatura medida en Portella Calanna según Barberi et al. (1993). La densidad de la lava es el valor dado por los mismos autores para las lavas de esta erupción, 2635 kg/m³.

Tabla III.2.

Parámetros de entrada de la simulación con el modelo determinista de la colada de Portella Calanna.

Temperatura de emisión (T_0)	1060 °C
Ritmo efusión	3 m ³ /s
Duración de la erupción	48 h
Densidad (ρ)	2635 kg/m ³
Emisividad (ϵ)	0.6
Capacidad calorífica (c)	837 J kg ⁻¹ K ⁻¹
Límite para considerar constante la disminución de temperatura efectiva (T_{ec})	1000 °C
Disminución de temperatura efectiva (ΔT_{ec})	500 °C
Temperatura de solidificación (T_{sol})	800 °C
Temperatura de <i>liquidus</i> (T_l)	1120 °C
Viscosidad a la temperatura de <i>liquidus</i> (μ_l)	122 Pa s
Parámetro para la variación de la viscosidad con la temperatura (a)	0.043 K ⁻¹
Cizalla umbral a la temperatura de <i>liquidus</i> (τ_{0l})	14 Pa
Parámetro para la variación de la cizalla umbral con la temperatura (b)	0.04 K ⁻¹
Δt inicial	2 s
Porcentaje de lava que puede fluir sin disminuir el intervalo temporal (%h)	20%

Los valores de emisividad, 0.6, capacidad calorífica, 837 J kg⁻¹ K⁻¹, y temperatura de solidificación, 800° C, son los empleados normalmente para lavas (Park y Iversen, 1984; Dragoni et al., 1992; Barca et al., 1993). Los valores asumidos para ΔT_{ec} y T_{ec} son respectivamente 500 y 1000 °C, que son congruentes con los mostrados en la figura III.6, y muestran un alto grado de ajuste de la simulación con los datos reales.

Más difícil resultó la elección de los parámetros que relacionan la viscosidad y la cizalla umbral con la temperatura. El único valor disponible de esta erupción es el calculado por Barberi et al. (1993) según un método empírico, a partir de análisis de diversas muestras, obteniendo un valor entre 447 y 624 Pa s para 1080 °C. Un estudio más exhaustivo es el realizado por Pinkerton y Norton (1995) con lavas de la erupción de 1983 del Monte Etna. El estudio mostró que a partir de 1120° C, el comportamiento de las lavas era newtoniano, por lo que se ha adoptado este valor como el de temperatura de *liquidus*. Lamentablemente, el rango de temperaturas del estudio es muy pequeño (1156 a 1078 °C), por lo que es arriesgado deducir la dependencia de la viscosidad y la cizalla umbral con la temperatura únicamente a partir de dichos datos. Por ello, se han comparado estos datos experimentales con la aproximación empleada por Ishihara et al. (1990) y con los valores propuestos por Dragoni et al. (1992) para los parámetros de variación de viscosidad y cizalla umbral con la temperatura, según las lavas fuesen ácidas o básicas, basándose en estudios de diversos autores.

La figura III.21 compara las aproximaciones para la variación de viscosidad de Dragoni et al. (1992) y la empleada por Ishihara et al. (1990) para la simulación de las lavas del Izu-Oshima de 1951, junto con los datos experimentales antes mencionados. Como puede observarse, los datos de viscosidad de Pinkerton y Norton (1995) para muestras de baja cristalización son congruentes con la aproximación de Dragoni et al. (1992) para lavas básicas, asumiendo como temperatura de *liquidus* 1120°C (las lavas del Etna pueden considerarse básicas, puesto que su contenido en sílice es del orden del 50% -ver, por ejemplo, Tanguy et al. (1997)-). La línea de ajuste de estos datos también es congruente con el dato de Barberi et al. (1993), por lo que se ha considerado representativa para la simulación.

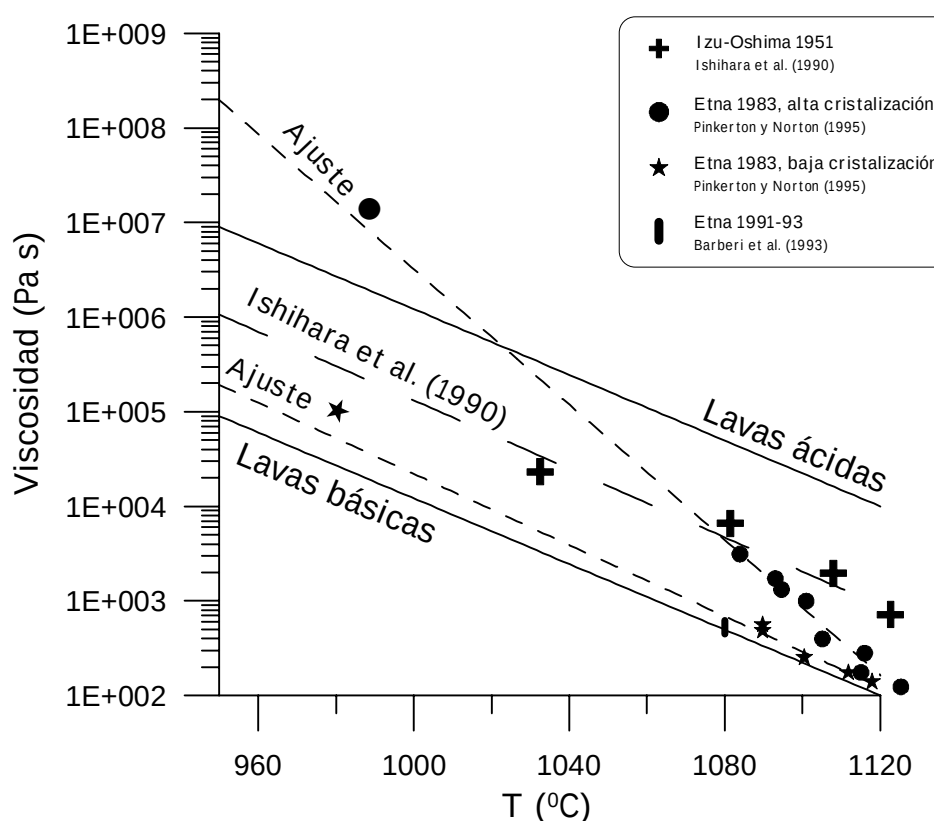


Figura III.21. Variación de la viscosidad con la temperatura. Los símbolos representan los datos experimentales expresados en la leyenda (la línea vertical representa el rango de variación de viscosidad de las lavas correspondientes a la erupción del Etna simulada en este trabajo dada por Barberi et al. (1993). Las líneas continuas representan la aproximación de Dragoni et al. (1992) para lavas ácidas o básicas considerando $T_l = 1120^\circ \text{C}$. La línea discontinua de trazo largo es la aproximación empírica (no correspondiente a la aproximación empleada en el modelo determinista) de Ishihara et al. (1990) para el flujo de lava de Izu-Oshima, 1951. Las líneas discontinuas de trazo corto son los ajustes según el modelo de Dragoni et al. (1992) para los datos de Pinkerton y Norton (1995) de lavas del Etna, agrupados según su nivel de cristalización. La relación asumida en este trabajo es la correspondiente al ajuste de las muestras de baja cristalización.

El problema de la cizalla umbral es más complejo. La figura III.22 representa las aproximaciones de Dragoni et al. (1992) e Ishihara et al. (1990) junto con los datos de Pinkerton y Norton (1995). Es preciso hacer notar que, tal como apuntan los autores, la medida en laboratorio de la cizalla umbral, según la técnica empleada, muestra dependencia con el tiempo, por lo que para un mismo

valor de temperatura y la misma muestra, se obtienen distintos valores de cizalla umbral. A diferencia del caso de la viscosidad, los datos experimentales no son congruentes con la aproximación de Dragoni et al. (1992) para lavas básicas si se considera la temperatura de *liquidus* igual a 1120°C (fig. III.22), aproximándose más a la curva para $T_l = 1200^{\circ}\text{C}$ (según Dragoni et al. (1992), temperatura de *liquidus* típica para lavas básicas). Por congruencia con el ajuste anterior, se ha optado por mantener el valor de T_l de 1120°C , ajustando los valores de τ_{0l} y b con los datos de Pinkerton y Norton (1995), ignorando las medidas nulas de cizalla umbral. El resultado del ajuste (fig. III.22) muestra una pendiente más próxima a la aproximación experimental de Ishihara et al. (1990) que a los valores propuestos por Dragoni et al. (1992), valores con los que los resultados de la simulación diferían mucho de la colada real, puesto que apenas era capaz de superar la segunda barrera secundaria.

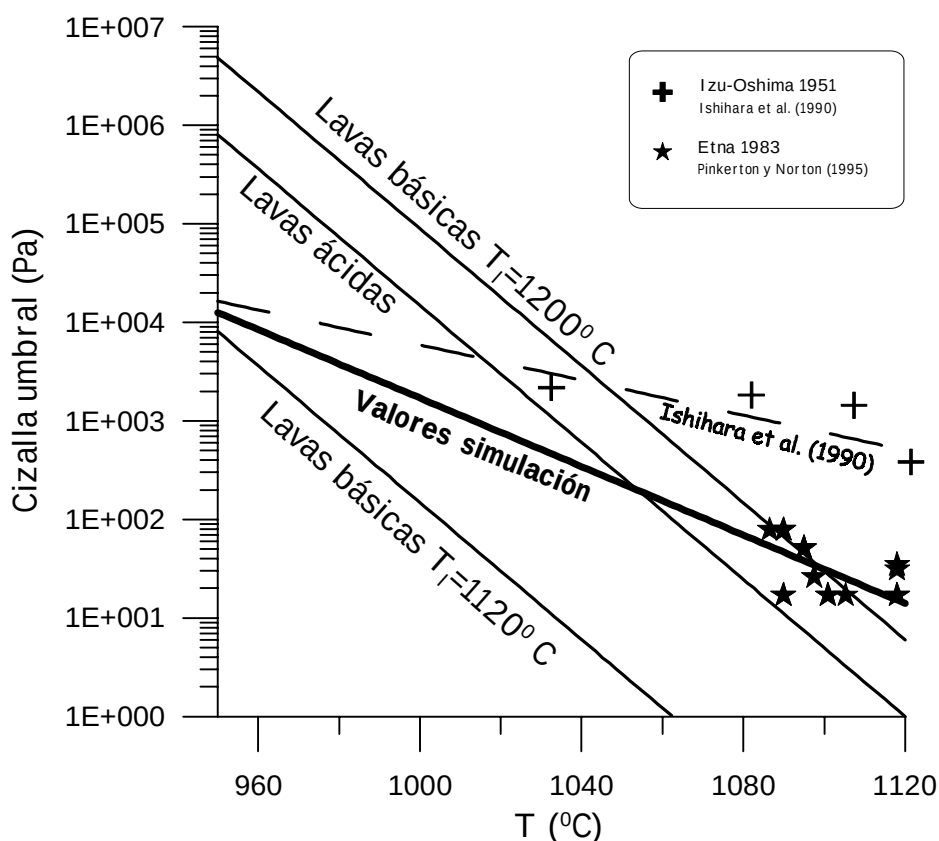


Figura III.22. Variación de la cizalla umbral con la temperatura. Los símbolos representan los datos experimentales expresados en la leyenda. Las líneas continuas finas representan la aproximación de Dragoni et al. (1992) para lavas ácidas ($T_l = 1120^{\circ}\text{C}$) o básicas ($T_l = 1120^{\circ}\text{C}$ y $T_l = 1200^{\circ}\text{C}$). La línea discontinua de trazo largo es la aproximación empírica (no correspondiente a la aproximación empleada en el modelo determinista) de Ishihara et al. (1990) para el flujo de lava de Izu-Oshima, 1951. La línea gruesa es la variación asumida en este trabajo.

El ritmo de efusión es otro parámetro de difícil estimación en tiempo real y su cálculo, una vez finalizada la erupción, sólo puede aportar un valor medio, estimado dividiendo el volumen total emitido (fácilmente calculable si existe un buen modelo topográfico previo a la erupción) entre la duración total de la erupción. Sin embargo, el ritmo de efusión puede variar enormemente durante

la erupción (ver, por ejemplo, Wadge, 1981). La estimación de ritmos de efusión en tiempo real por métodos topográficos está muy condicionada por la accesibilidad a la zona de la erupción, por lo que recientemente se plantea el uso de satélites, especialmente datos Landsat TM (Harris et al., 1998), o vuelos de infrarrojos (Rothery et al., 1995), para lo que se precisa una buena modelización de la estructura térmica del flujo.

En el caso de la erupción de 1991-93 del Etna, Tanguy et al. (1996) recopilaron los diferentes valores aportados por diferentes observadores para distintos períodos de la erupción, que varían entre 1 y 30 m³/s, apuntando diversas incongruencias entre los datos debidas, probablemente, a los métodos empleados para hacer las estimaciones. Según Barberi et al. (1993), las estimaciones locales más fiables fueron las realizadas al desviar flujos de lava a canales artificiales: 30 m³/s el 27 de mayo de 1992 y 15 m³/s el 1 de junio de 1992.

Sin embargo, para los objetivos de este trabajo, el valor de ritmo de efusión no es el valor representativo de toda la erupción, sino únicamente el de la lava que desbordó la barrera de Portella Calanna. Barca et al. (1994) emplea un valor de 3 m³/s para este flujo, que es el valor asumido en esta simulación.

El MDE empleado para la simulación es un modelo de alta resolución (tamaño de celda 10 m) facilitado por el Volcanic Simulation Group de la Universidad de Pisa. Este modelo ha sido modificado para incluir las cuatro barreras construidas para retener o retardar el flujo (fig. III.23). La localización, longitud y altura de las barreras es la dada por Barberi et al. (1993). El criterio adoptado para la inclusión de las tres barreras menores en el MDE es que la altura de la barrera en el punto más bajo de la topografía original sea la dada en Barberi et al. (1993). En la barrera principal, simplemente se añadió la altura de la barrera (21 m) a las celdas correspondientes, puesto que su morfología no influye en el flujo, al considerar que éste se inicia en la base de la barrera.

El área de emisión se ha considerado compuesta por las nueve celdas correspondientes a la sección S de la base de la barrera de Portella Calanna (donde según la fotografía de Barberi et al. (1993) se rebasó la barrera) considerando el flujo de 3 m³/s distribuido uniformemente entre las 9 celdas que constituyen el área de emisión (figura III.23).

El resultado de la simulación, para diversos tiempos, se muestra en la figura III.24, donde se aprecia que éste ajusta en gran medida la forma general de la colada real. Las mayores discrepancias se observan en el la zona N del primer cuarto del recorrido de la colada y en la zona E del final de la misma, situaciones en las que la simulación pronostica que la colada alcanza zonas que, en realidad, no fueron cubiertas por la misma.

Asimismo, la simulación infraestima el ancho de la colada en la primera mitad de su recorrido y lo sobreestima ligeramente en la segunda mitad. Estos pequeños desajustes pueden ser debidos a inexactitudes en el modelo topográfico o a que el modelo no considera los efectos laterales de enfriamiento, que pueden variar la dinámica de la colada, especialmente en el frente de la misma (Felpeto y Ortiz, 1999).

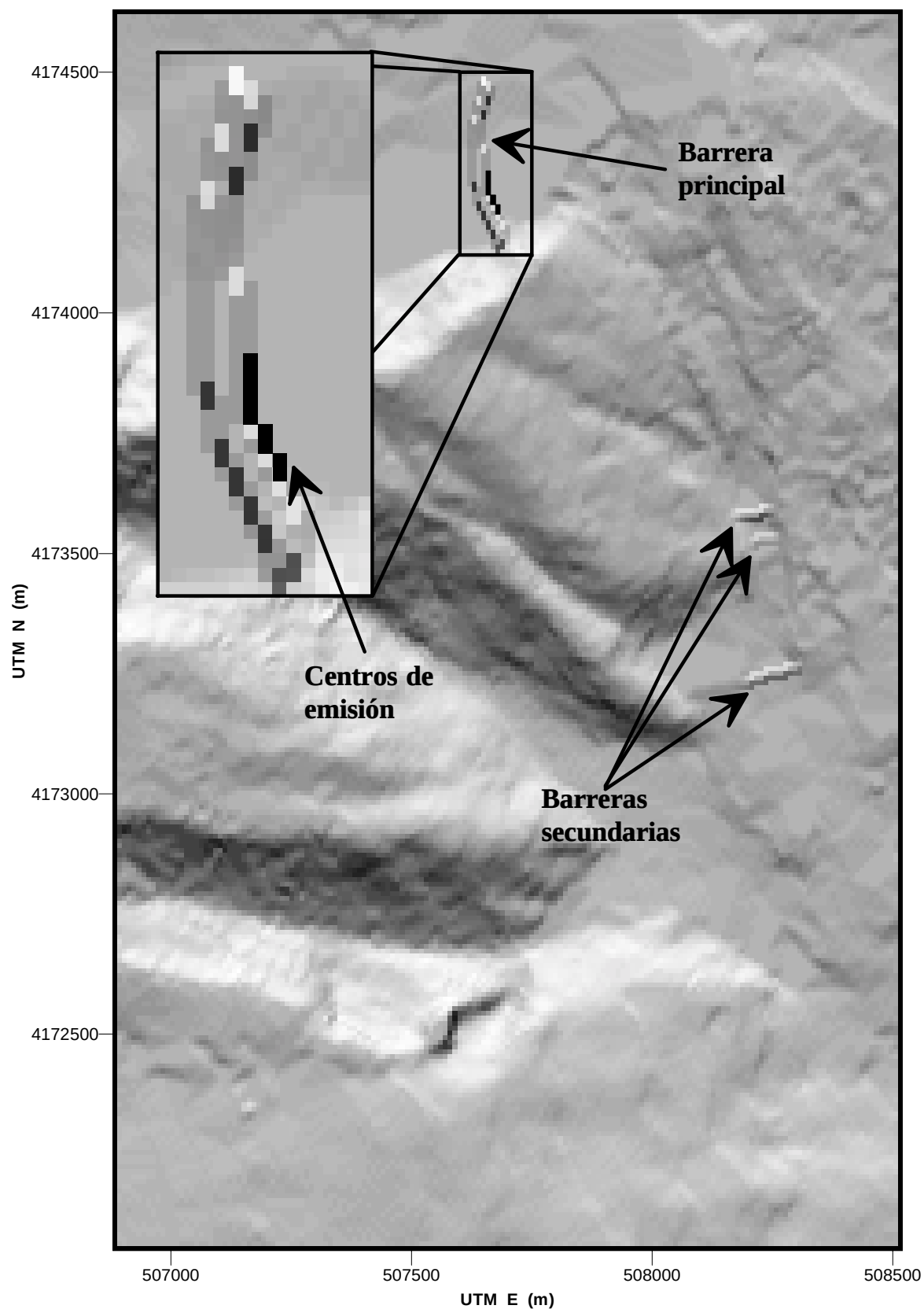


Figura III.23. Topografía modificada del área de la simulación de la colada de Portella Calanna iluminada artificialmente desde el N. Las nueve celdas consideradas como centros de emisión aparecen en negro en la base de la barrera principal, señaladas con una flecha en la zona aumentada. Las flechas restantes apuntan las cuatro barreras incluidas en los datos topográficos originales.

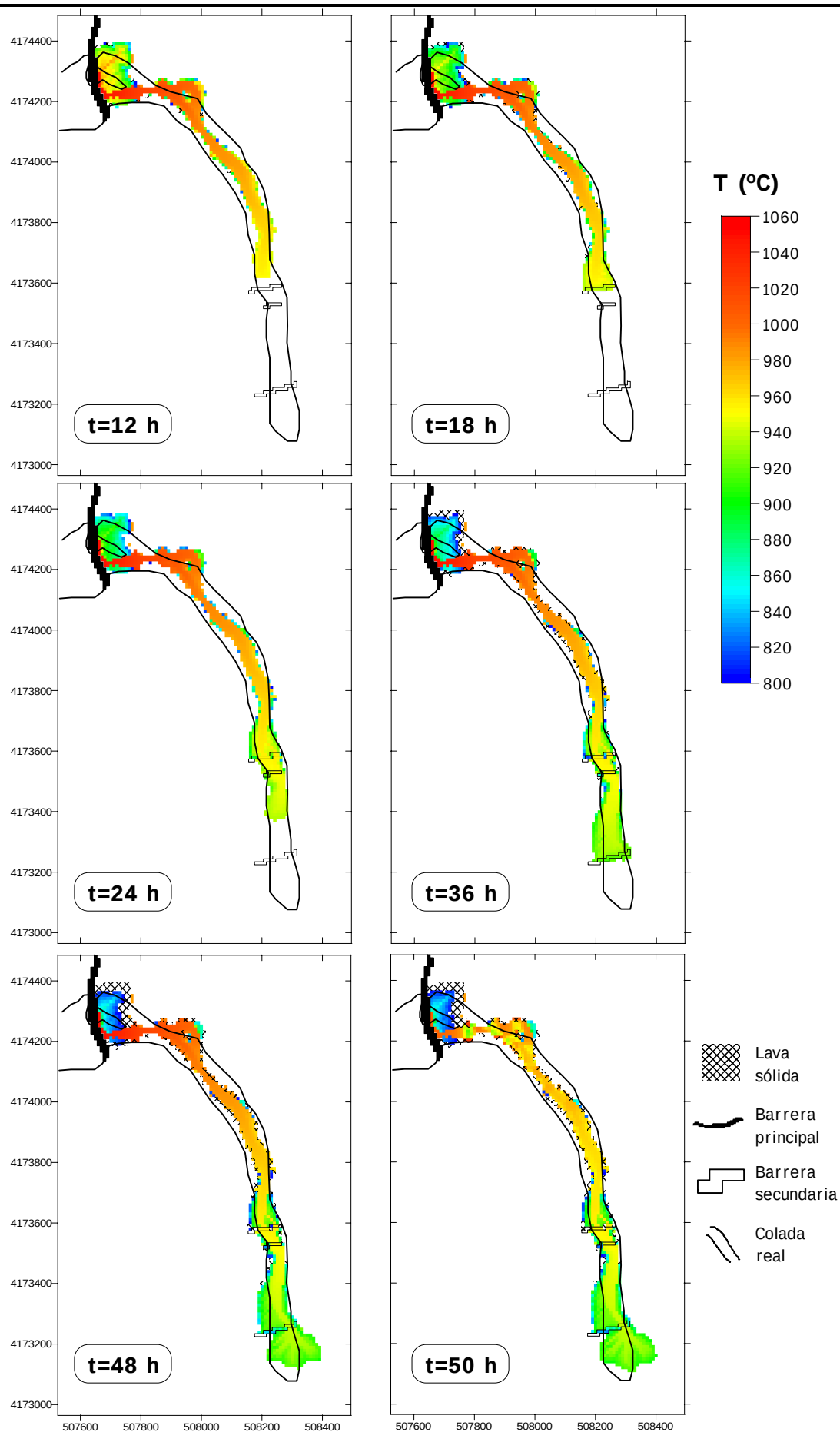


Figura III.24. Resultados de la simulación de la colada de Portella Calanna con el modelo determinista utilizando los parámetros de la tabla III.2.

Para evaluar la eficacia de las barreras secundarias, se repitió la simulación con los mismos parámetros, pero considerando la topografía original, sin incluir dichas barreras. El resultado se muestra en la figura III.25, donde se aprecia que, según los resultados de ambas simulaciones, prácticamente no habría habido diferencia en el alcance de la colada en ambos casos (el frente de la colada en la simulación sin barreras se detiene unos 50 m más al S y apenas 20 m más al E).

Las diferencias entre ambas simulaciones se muestran en la figura III.26 en la que, sin tener en cuenta la lava solidificada antes de que la colada se detuviese, muestran las celdas cubiertas de lava por cada una de las simulaciones (fig. III.26c) y la diferencia en altura y temperatura entre ambas (figuras III.26a y III.26b).

Como es lógico, las mayores diferencias en temperatura aparecen en las celdas que no son afectadas por la lava en ambas simulaciones. En el resto de la colada, aparecen valores del orden de 20 °C, debidos a que en la simulación sin barreras la colada tardó más de dos horas más en detenerse que en la simulación con barreras. En la diferencia de alturas, aparte de las áreas no comunes a ambas simulaciones, se aprecian altos valores positivos (es decir, alturas mayores en la simulación con barreras) en las áreas inmediatamente anteriores a las barreras secundarias, debidas al efecto de acumulación de lava que se pretendía obtener con su construcción.

Aunque las diferencias de área afectada por la lava entre ambas simulaciones no es muy significativa, la influencia de las barreras en la evolución temporal del frente de lava es mucho más importante. La tabla III.3 muestra los tiempos de rebase de las barreras (o de su posición equivalente en el caso de la simulación sin barreras) para ambas simulaciones. En ella se observa cómo la primera barrera retuvo la colada 4.5 horas, la combinación de la primera y segunda, 5.4 horas y la combinación de las tres, 10.7 horas. Asimismo, el efecto de acumulación de lava tras las tres barreras favoreció que la lava se fuera enfriando en cotas superiores, de forma que el frente de la colada se detiene 2 h después de que finalice la emisión, mientras que sin barreras, el frente se detiene algo más de 4 h después del fin de la emisión.

Tabla III.3.

Tiempos de rebase de la posición de las tres barreras secundarias y del fin del movimiento de lava para las simulaciones de la colada de Portella Calanna con y sin barreras.

	Barrera 1	Barrera 2	Barrera 3	Fin movimiento
Con barreras	18.0 h	20.5 h	35.2 h	50.0 h
Sin barreras	13.5 h	15.1 h	24.5 h	52.1 h

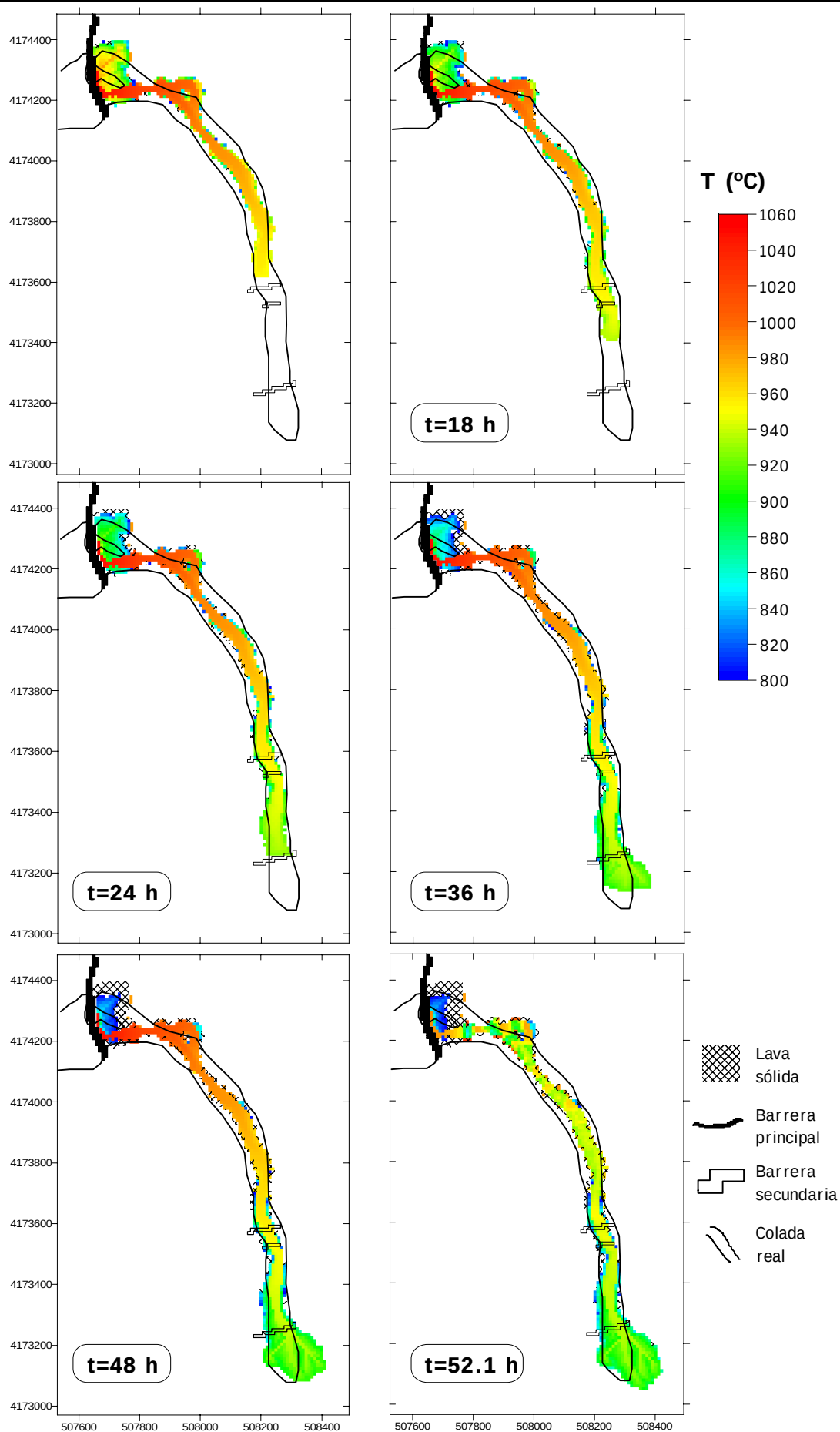


Figura III.25. Igual que la figura III.24 pero sobre la topografía original, sin considerar las barreras secundarias.

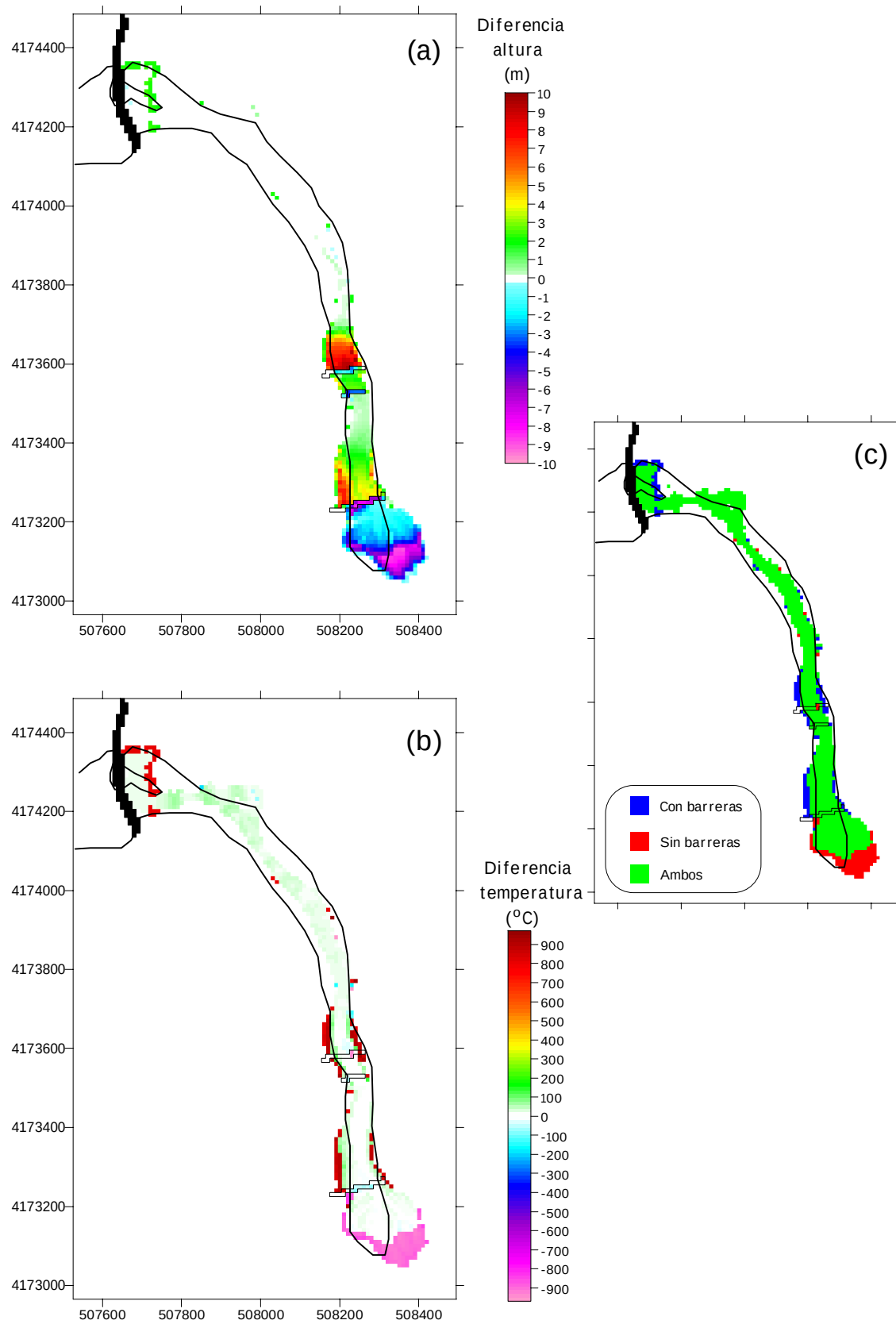


Figura III.26. Diferencias entre las simulaciones con y sin barreras. Sin considerar la lava solidificada antes de que las coladas se detuviesen, **(a)** diferencia en la altura de lava; **(b)** diferencia en la temperatura de la lava y **(c)** celdas cubiertas por la lava en ambas simulaciones (verde), sólo en la simulación con barreras secundarias (azul) y sólo en la simulación sin barreras secundarias (rojo).

Modelo probabilístico

Para realizar la simulación empleando el modelo probabilístico se ha empleado el mismo MDE que en la simulación anterior, pero sin incluir las barreras secundarias puesto que, tal como se ha descrito, este modelo no permite rellenar cuencas, por lo que dichas barreras constituirían un obstáculo infranqueable. Por congruencia con las simulaciones anteriores, los centros de emisión son las nueve celdas de la figura III.23.

Tras varios ensayos, se estimó que 60000 iteraciones por centro (más de medio millón de posibles caminos en total) era un valor suficiente para obtener un resultado significativo.

La figura III.27 muestra el resultado de las simulaciones para tres conjuntos de parámetros. En el caso (a), la longitud máxima de flujo es 1.5 km (longitud aproximada de la colada real) y la corrección de altura 1 m. Como se aprecia en la figura, ningún camino alcanza la longitud máxima. Esto es debido a la zona extremadamente plana, compuesta por unas 415 celdas de altura 990 m, situada al E de Portella Calanna, en la que los flujos avanzan de forma errática, hasta alcanzar alguna celda de altura topográfica inferior. Por tanto, para poder evaluar la probabilidad de caminos más largos, la simulación (b) se realizó con la misma corrección de altura pero con una longitud máxima de 3 km. Como se observa en la figura III.27b, el resultado es mucho más congruente con la colada real. La simulación (c) se realizó con una longitud máxima de flujo de 3 km y una corrección de altura de 2m.

En general, en los casos (b) y (c), la simulación reproduce en gran medida la forma de la colada de lava real. La mayor desviación se encuentra en las proximidades de la barrera, en la zona plana antes mencionada. Sin embargo, posteriores coladas de lava cubrieron totalmente esta zona, tal y como se observa en la figura III.20, mostrando que ese área, que muestra una alta probabilidad en la simulación, realmente era susceptible de ser invadida por las lavas.

Sin considerar este área, los resultados de la simulación (b) con valores de probabilidad por encima de 0.001 muestran un gran ajuste con la colada real. Las mayores desviaciones aparecen en el tramo final de la colada y en el tramo central, donde el modelo muestra unos caminos que se desvían hacia el W del curso real, reincorporándose a éste unos 300m más adelante. Sin embargo, estas desviaciones presentan probabilidades muy bajas, generalmente inferiores a 10^{-4} .

Los resultados de la simulación (c) no difieren mucho de los de la simulación (b) salvo que en la primera, el área afectada por los flujos al E de la barrera principal es mayor y , además, los caminos apenas sobrepasan la posición del frente real de la colada.

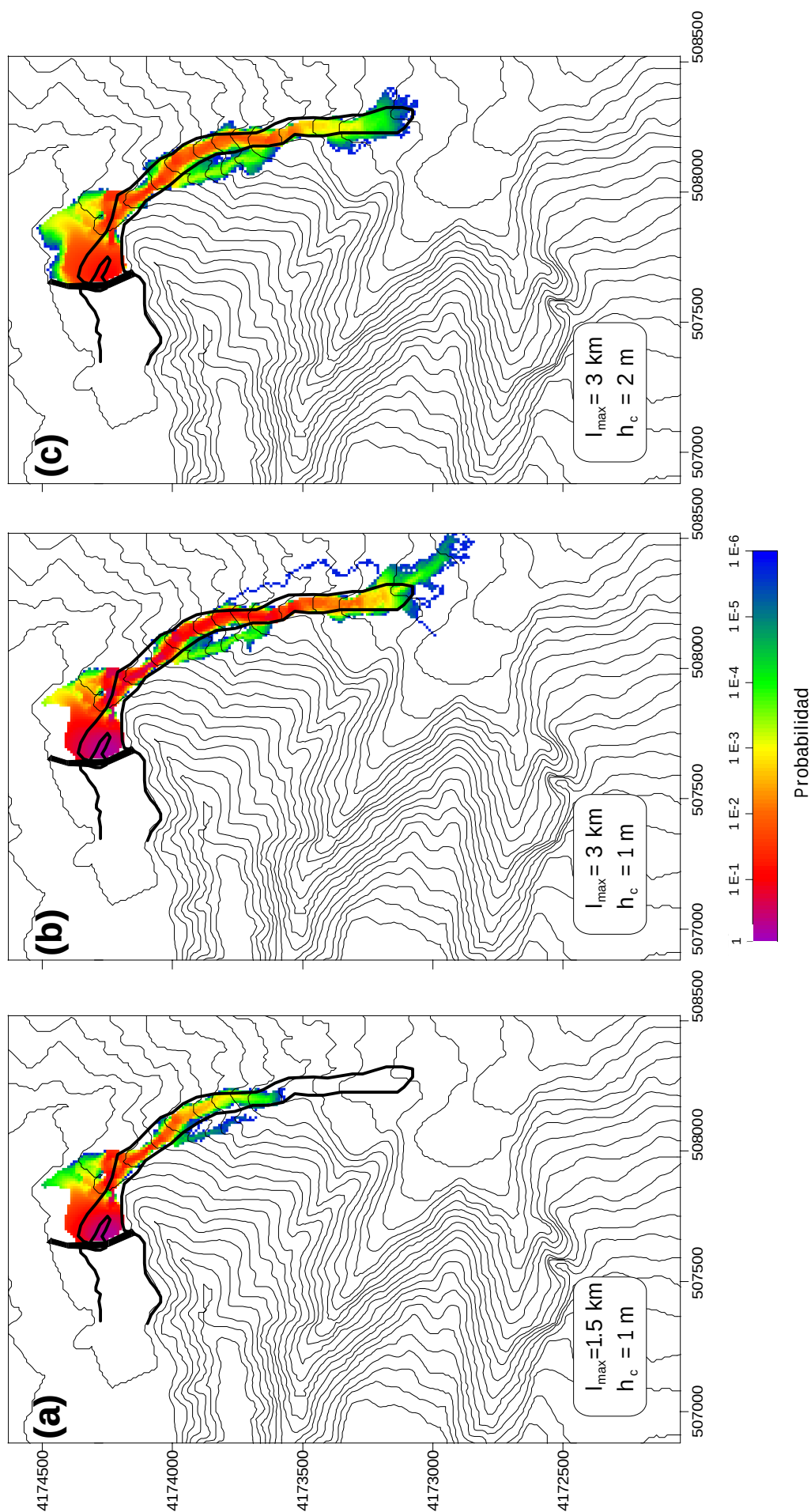


Figura III.27. Resultado de las simulaciones de la colada de Portella Calanna con el modelo probabilístico. La línea negra muestra el contorno de la colada real. En cada una de las simulaciones se han calculado 540000 caminos, con los parámetros mostrados en el recuadro de cada figura.

Discusión y conclusiones

El ejemplo de las simulaciones de la colada de Portella Calanna muestra muchas de las ventajas e inconvenientes de cada uno de los modelos propuestos. Estas ventajas e inconvenientes son las que determinan qué modelo elegir para cada caso concreto.

El modelo probabilístico presenta como ventaja el limitado número de parámetros de entrada y su rapidez de cálculo, lo que le confiere una gran versatilidad en distintos análisis de peligrosidad y permite que sea aplicable en prácticamente cualquier área volcánica. Sus principales inconvenientes son la falta de información temporal y su incapacidad para “rellenar” cuencas, lo que, en determinadas topografías, puede reducir el área susceptible de ser invadida por la lava.

Otra característica importante de este modelo es que el área que según la simulación puede ser cubierta por la lava es generalmente más amplia que la que en realidad cubren las coladas. Este aparente inconveniente puede ser en realidad una ventaja: puesto que los modelos deterministas describen un único camino para la colada, pequeños errores debidos tanto a inexactitudes en los parámetros de entrada como a las simplificaciones asumidas en el diseño de los modelos, pueden hacer que, en algunas situaciones, el camino seguido por la colada real difiera mucho del pronosticado por la simulación. Los resultados del modelo probabilístico pueden ayudar a detectar tales situaciones, especialmente analizando los caminos que presentan bajas probabilidades.

Por otro lado, la mayor ventaja del modelo determinista es que aporta información acerca de la evolución temporal de la colada en términos de altura y temperatura de la lava en cada punto; información que es fundamental a la hora de diseñar estrategias de intervención o evacuación. Además, el hecho de que el modelo tenga en cuenta los cambios en la topografía que pueden ocurrir durante el desarrollo de la erupción, permite incluir en la simulación los efectos de dichos cambios. El mayor inconveniente del modelo es el de requerir un gran número de parámetros de entrada que, en la mayor parte de las áreas volcánicas activas, pueden ser de muy difícil estimación previa. Esta dificultad en la determinación de los parámetros de entrada, junto con la lentitud de cálculo, hacen que su aplicación en áreas muy extensas sea bastante compleja.

En lo referente al uso de ambos modelos para simular el efecto de barreras para desviar o retener el flujo, ambos modelos pueden ser aplicados con la salvedad de que, en el caso del modelo probabilístico, los resultados sólo son válidos si detrás de la barrera existe espacio suficiente para acumular la lava sin que la altura de ésta rebase la altura de la barrera.

Dadas las características de ambos modelos, puede decirse que, en general, el ámbito de aplicación del modelo determinista es la simulación de coladas específicas, bien sea en situación de crisis o bien para estudiar casos muy concretos como, por ejemplo, coladas generadas cerca de núcleos de población importantes. El modelo probabilístico presenta menos restricciones para su aplicación, en detrimento de una descripción detallada de la colada.

Así, para la generación de mapas de peligrosidad para lavas a medio o largo plazo, el modelo probabilístico es la herramienta idónea, mientras que en situación de crisis, en el que la información

temporal cobra una gran importancia, el análisis conjunto de los resultados aportados por ambos modelos es la mejor opción.

Es preciso señalar que ninguno de los dos modelos tiene en cuenta específicamente la posible formación de túneles volcánicos. Cuando se genera un túnel volcánico, la lava se enfría mucho más lentamente y, por tanto, avanza a mayor velocidad y puede alcanzar distancias mayores. Una forma aproximada de simular este efecto sería, en el modelo determinista, aumentar enormemente el valor de ΔT_{ec} , lo que disminuiría el ritmo de enfriamiento y aumentaría la velocidad, aunque no podría simular el efecto de canalización del flujo que ocurre en los túneles. En el modelo probabilístico, el efecto de los túneles volcánicos se traduciría en un aumento de la longitud máxima de flujo.

CAPÍTULO IV

***METODOLOGÍA PARA LA GENERACIÓN DE MAPAS
DE PELIGROSIDAD VOLCÁNICA. APLICACIÓN A LAS
ISLAS DE LANZAROTE Y TENERIFE***

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA PARA LA GENERACIÓN DE MAPAS DE PELIGROSIDAD VOLCÁNICA. APLICACIÓN A LAS ISLAS DE LANZAROTE Y TENERIFE

IV.1. INTRODUCCIÓN

Los mapas de peligrosidad volcánica constituyen el punto de partida fundamental tanto para la elaboración de mapas de riesgo volcánico como para el diseño de estrategias mitigadoras del riesgo, tales como ordenación territorial o ensayos de planes de evacuación. Sin embargo, bajo la denominación de mapas de peligrosidad o mapas de peligros se engloba una amplia variedad de tipos de mapas que contienen información de muy diversa índole. Así, se han publicado mapas de peligrosidad volcánica que simplemente reflejan la distribución espacial de los productos de pasadas erupciones; otros en los que la probabilidad de cada punto de ser afectado por un determinado peligro se estima, bien de forma numérica, bien de forma cualitativa, basándose en dicha distribución, y unos pocos en los que la peligrosidad se evalúa a partir de simulaciones numéricas del peligro seleccionado. Considerando que las definiciones dadas en el primer capítulo sobre riesgo y peligrosidad son ampliamente aceptadas por la comunidad científica internacional, en muchos casos resulta difícil considerar como tales mapas publicados bajo la denominación de mapas de peligrosidad.

A lo largo de este capítulo se discuten distintas aproximaciones para la elaboración de mapas de peligrosidad volcánica y se propone una metodología para su elaboración. Esta metodología se

aplica a las islas canarias de Lanzarote y Tenerife, obteniendo los mapas de peligrosidad para invasión por coladas de lava para ambas islas y para caída de cenizas volcánicas en la isla de Tenerife.

IV.2. METODOLOGÍA PARA LA GENERACIÓN DE MAPAS DE PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

IV.2.1. Revisión de algunas metodologías para la elaboración de mapas de peligrosidad volcánica

El objetivo final de un mapa de peligrosidad es siempre la mitigación del riesgo volcánico, pero su uso es muy distinto si se elabora a medio/largo plazo o en una situación de crisis. En el primer caso, la información aportada por el mapa de peligrosidad representa el punto de partida para estudios de riesgo y para el ensayo de estrategias mitigadoras del mismo, tanto asociadas a la ordenación del territorio y distribución de infraestructuras, como a la simulación de situaciones de crisis. En caso de crisis, el papel del mapa de peligrosidad es el de herramienta de ayuda en la toma de decisiones acerca de alertas, evacuaciones o acciones de intervención directa sobre la erupción.

De acuerdo con la definición de peligrosidad dada en el primer capítulo de esta memoria, un mapa de peligrosidad *stricto sensu* es aquél que, para un intervalo temporal determinado, Δt , muestra la probabilidad de cada punto de ser afectado por el peligro volcánico considerado. Por tanto, la metodología seguida para la elaboración de mapas de peligrosidad a medio/largo plazo o en situación de crisis puede ser la misma, ya que el caso de crisis puede considerarse como un caso genérico con Δt muy pequeño.

De acuerdo con las recomendaciones de la IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior), un mapa de peligrosidad volcánica debe incluir (Barberi et al., 1990a):

- a) Base topográfica, preferiblemente a escala 1:50.000, incluyendo puesta al día de núcleos urbanos, escuelas y hospitales.
- b) Peligros volcánicos directos, incluyendo descripción detallada de cada uno de ellos, especialmente alcances, velocidades y su impacto en el hombre y el medio.
- c) Peligros volcánicos secundarios o inducidos.
- d) Áreas afectadas para cada evento aislado y combinación de eventos.

e) Bases del mapa: fuente de los datos, hipótesis, condiciones de validez, fecha de preparación y período de aplicación.

Estos requisitos son lo suficientemente amplios como para que mapas de muy diversa índole puedan ser calificados como mapas de peligrosidad. Ortiz (2000b) clasificó los mapas de peligros, teniendo en cuenta su objetivo final, como:

1.- *Mapa de peligros ocurridos*: refleja todo lo que ha ocurrido en el volcán y, en cierta forma, se diferencia muy poco de un mapa geológico.

2.- *Mapa de peligro específico*: refleja sólo un peligro, por ejemplo, el camino que seguirán los lahares.

3.- *Mapa de erupción esperada*: construido basándose en el conocimiento del estado actual del volcán, refleja los efectos de una futura erupción. Este es el mapa de peligros volcánicos que se realiza habitualmente para la cuantificación del riesgo volcánico. Hay que tener en cuenta que en muchos casos vamos a tener varios tipos de erupciones posibles y deberemos construir un mapa para cada una de ellas, considerando el árbol de probabilidades correspondiente.

4.- *Mapa del máximo evento posible*: se considera la mayor erupción que pueda ocurrir en ese volcán, independientemente de cuando se vaya a producir. Puede desbordar las posibilidades de gestión inmediata. La probabilidad de que ocurra es extremadamente baja.

5.- *Mapa del mayor evento abordable*: considera la máxima erupción esperada que pueda ocurrir en un plazo razonable y que pueda gestionarse con los medios disponibles.

El primer caso, como el mismo autor indica, no es muy diferente de un mapa geológico del área volcánica. La información que aporta es fundamental para la realización de los otros tipos de mapas aunque de escasa utilidad en caso de una crisis volcánica. Los casos 2, 4 y 5 pueden identificarse con el concepto de escenario de riesgo volcánico (Felpeto et al., 1996), mapa que se realiza para un determinado evento eruptivo, mediante simulación numérica o simplemente trasladando al momento actual una erupción pasada (teniendo en cuenta que en el caso 2 sólo se considera un único peligro, mientras que en los casos 4 y 5 pueden concurrir diversos peligros). El caso 3 es el más congruente con la definición de peligrosidad anteriormente mencionada.

Para ilustrar los distintos tipos de mapas de peligrosidad que pueden elaborarse, se describen a continuación algunos ejemplos de mapas de peligrosidad para distintos volcanes.

Prácticamente de cualquier volcán activo que haya sido estudiado hay publicado, con mayor o menor detalle, un mapa que refleja la distribución espacial de los productos de erupciones pasadas. El considerar un mapa de este tipo como un mapa de peligrosidad implica asumir que los productos

de los flujos piroclásticos históricos y dividiendo el área en tres zonas: (1) alta peligrosidad para flujos piroclásticos y lahares en los valles, (2) baja peligrosidad para flujos piroclásticos y (3) alta peligrosidad para lahares (esta zona corresponde al cauce de un río). Todos los resultados se basan en el estudio de los productos de pasadas erupciones, y no definen los criterios seguidos para la evaluación de “alta” y “baja” peligrosidad ni la metodología seguida para la definición de las áreas cubiertas por cenizas o por lavas.

Otra aproximación es la propuesta por Hurtado y Cortés (1997) para el mapa de peligrosidad del volcán Galeras (Colombia). En este trabajo se parte de cuatro mapas, denominados de peligrosidad por los autores, para los cuatro peligros volcánicos esperables en este volcán: flujos piroclásticos, caída de cenizas, flujos de lava y lahares. Estos mapas están basados en la distribución de los productos eruptivos, la geomorfología de la zona y la climatología (aunque los autores no especifican la metodología seguida para la elaboración de dichos mapas) y muestran únicamente el área afectada, sin gradación de peligrosidad (excepto en el de caída de cenizas en el que muestran dos zonas: de alta y de baja peligrosidad). A continuación calculan la probabilidad de ocurrencia de cada tipo de evento considerando los 45 eventos de la columna estratigráfica. A cada evento se le adjudica un nivel de severidad del 1 al 5, según los daños que producen a personas y estructuras. Multiplicando la severidad por la probabilidad de ocurrencia de cada evento, sumando los cuatro

mapas y normalizando, obtienen un mapa que denominan de zonación probabilística. De este mapa se obtiene el denominado mapa de peligrosidad potencial (figura IV.2) en el que sólo proponen tres niveles de peligrosidad, basados en los valores del mapa anterior: alto (> 20), medio ($10-20$) y bajo (< 10). El mapa se complementa con dos mapas más: el primero es un mapa de peligrosidad para ondas de choque, elaborado a partir de un modelo físico. El segundo es un mapa de peligrosidad para fragmentos de proyección balística, elaborado a partir de datos de muestreo intensivo de campo de las erupciones ocurridas desde 1988, que muestra tres zonas circulares clasificadas como peligrosidad alta (probabilidad 78%), media (20%) y baja (2%).

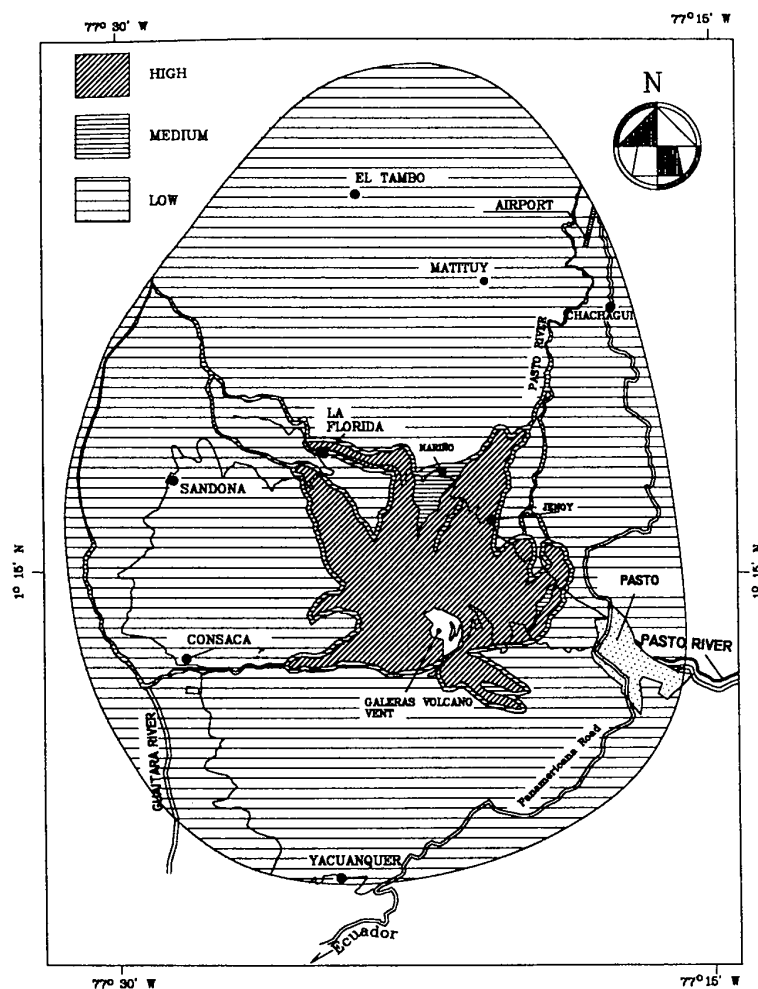


Figura IV.2. Mapa de peligrosidad volcánica potencial del volcán Galeras, con tres zonas de peligrosidad: alta, media y baja (de Hurtado et al., 1997)

Lirer y Vitelli (1998) evaluaron el riesgo asociado a flujos de lava en el área vesubiana según un esquema congruente con las definiciones de riesgo y peligrosidad dadas en el primer capítulo de esta memoria. Así, el mapa de peligrosidad es un mapa que contiene valores de probabilidad de cada punto de ser cubierto por lavas, calculado según el número de flujos históricos que han alcanzado dicho punto entre el número total de eventos considerados. A partir de este mapa y del mapa que, incluyendo datos acerca de usos de suelo y población, muestra las posibles pérdidas expresadas en liras/km², obtienen un mapa de zonificación de riesgo dividido en cinco niveles de riesgo, según una tabulación numérica incluida en el trabajo.

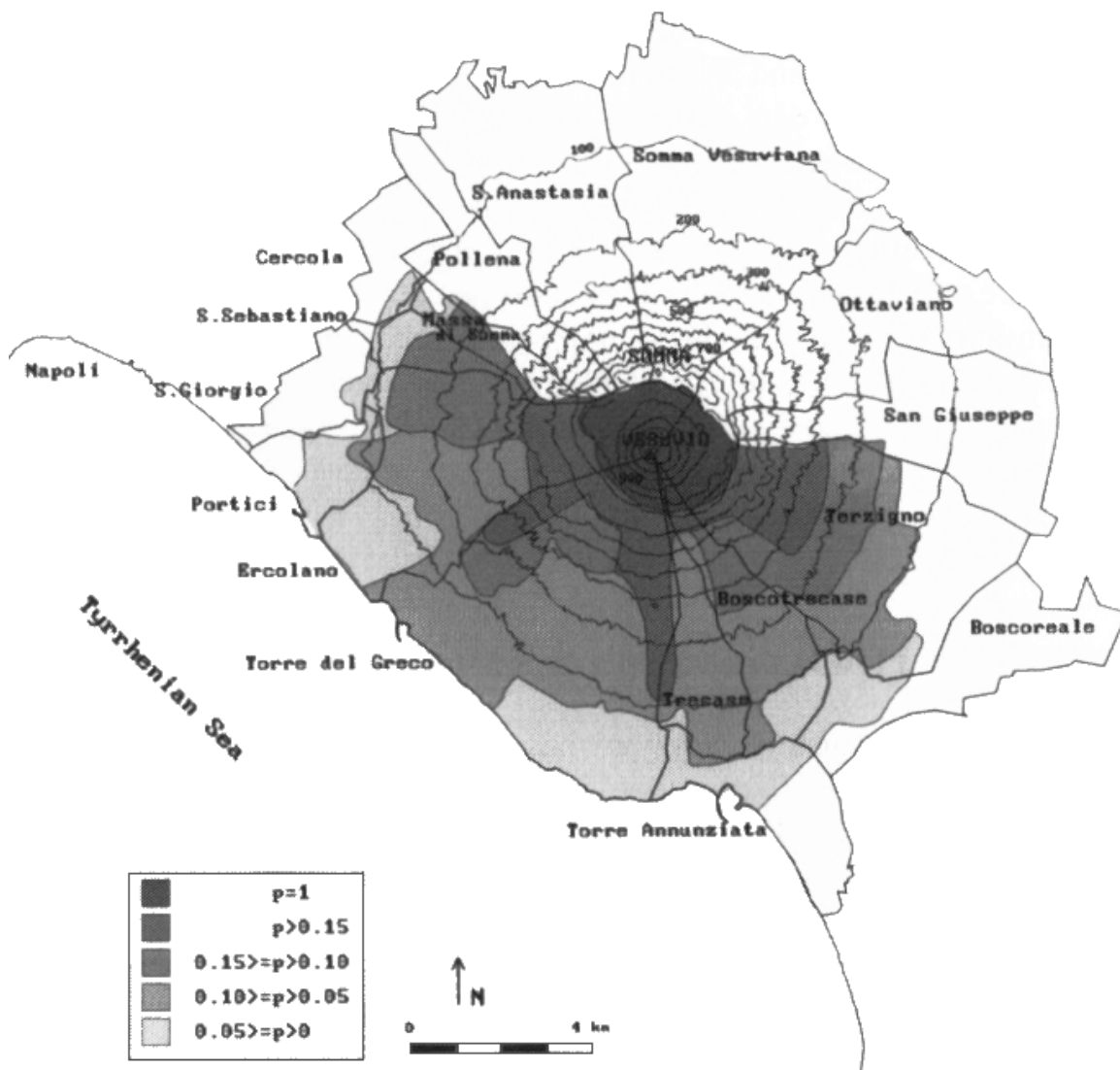


Figura IV.3. Mapa de peligrosidad para flujos de lava en el área vesubiana, calculado a partir de la actividad efusiva del Vesuvio entre 1631 y 1944. p = probabilidad relativa de ocurrencia de invasión por flujos de lava (de Lirer et al., 1998).

Trusdell (1995) evaluó la peligrosidad por invasión de lavas en el volcán Mauna Loa (Hawaii) dividiendo la isla en cuatro zonas de diferente grado de peligrosidad basándose en cuatro criterios: (1) proximidad a las zonas de rifts y cráteres, (2) recubrimiento por lavas desde 1800, (3) recubrimiento por lavas en los últimos 750 años y (4) pendiente topográfica del área. El autor especifica únicamente los valores numéricos adoptados para los criterios (2) y (3).

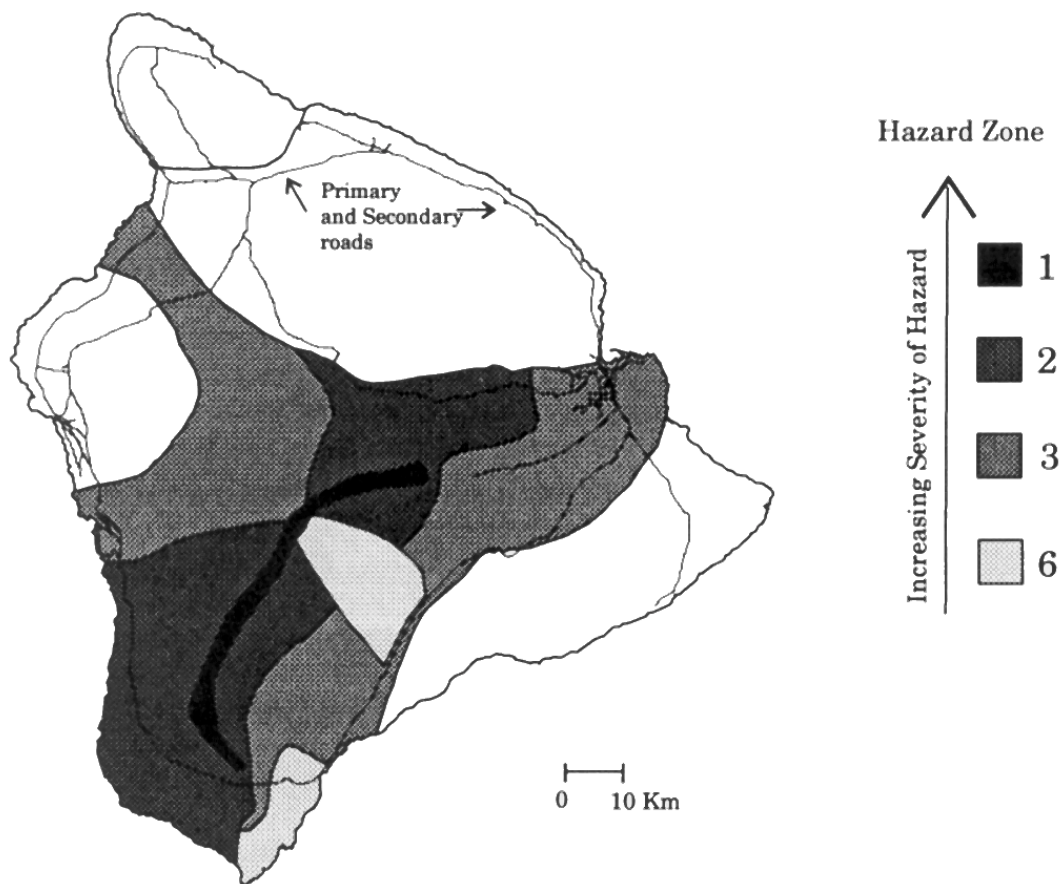


Figura IV.4. Mapa de zonas de peligrosidad del entorno del Mauna Loa basado en los criterios que aparecen en el texto (de Trusdell, 1995).

IV.2.2. Metodología propuesta

El apartado anterior ha ofrecido una muestra de distintos planteamientos para diseñar mapas de peligrosidad volcánica. Al iniciar este trabajo se abordó la tarea de diseñar una metodología que cumpliera los siguientes requisitos:

- válida para cualquier área volcánica
- válida para cualquier peligro volcánico
- válida para medio y largo plazo y casos de crisis

Obviamente, una metodología que cumpla estos requisitos debe ser suficientemente flexible para poder adaptarse a los datos y condiciones específicos de cada caso.

Asimismo, se asumió que la distribución de los productos de la erupción debe ser calculada con herramientas de simulación numérica.

Otra de las condiciones que debería cumplir la metodología es la de permitir un alto grado de automatización en la elaboración del mapa. Es decir, que, en la medida de lo posible, se puedan incluir, en el caso de mapas a medio y largo plazo, datos aportados por nuevos trabajos de investigación o, en el caso de una crisis, todos los cambios que se produzcan sobre las hipótesis iniciales a lo largo de la misma (en general, datos aportados por observaciones *in situ* y por los sistemas de vigilancia). Esto implica cambiar el concepto de mapa de peligrosidad “estático” a mapas de peligrosidad “dinámicos”, que son actualizados continuamente (Felpeto, 1999). El marco necesario para esta automatización son los SIGs, por lo que el diseño de la metodología debe ser tal que pueda ser incluido en dichos sistemas.

Una vez definida el área de estudio y el intervalo para el que se va a elaborar el mapa, Δt , la metodología propuesta en este trabajo consiste en los seis pasos siguientes:

- (a) Definición de los peligros esperables
- (b) Probabilidad de ocurrencia de cada peligro
- (c) Acotación del área fuente
- (d) Caracterización de la erupción esperable
- (e) Simulación numérica de los peligros esperables
- (f) Elaboración del mapa de peligrosidad

A continuación se describe de forma más detallada en qué consiste cada uno de los pasos, distinguiendo, en alguno de ellos, distintas aproximaciones para los casos de mapas de peligrosidad a medio y largo plazo y situaciones de crisis.

Peligros esperables

La definición de los peligros esperables en una zona volcánica activa se basa fundamentalmente en el conocimiento acerca de las erupciones ocurridas en dicha área. Sin embargo, los datos provenientes de otras zonas volcánicas de características similares pueden ser de utilidad para inferir el posible comportamiento futuro del volcán; por ejemplo, el amplio conocimiento acerca de la formación de calderas de colapso en estratovolcanes puede ser aplicable a estratovolcanes en cuya historia no haya tenido lugar dicho colapso.

Los peligros esperables en una zona volcánica activa pueden variar en función del intervalo temporal Δt para el que se está elaborando el mapa. Evidentemente es muy distinto un mapa a muy largo plazo, como por ejemplo 200 años, que un mapa que puede generarse en situación de crisis, por ejemplo para 2 meses, puesto que puede ocurrir que algunos de los peligros que puedan ser esperables a largo plazo, no lo sean para Δt mucho más pequeños, o que su probabilidad sea tan baja que no deban ser tenidos en cuenta.

La fiabilidad de la definición de los peligros esperables es función de la cantidad (y calidad) de la información disponible acerca del comportamiento del volcán a lo largo de su historia eruptiva y

de su estado actual y, en caso de crisis, también de la experiencia instrumental en el seguimiento de crisis pasadas, experiencia existente en un pequeño porcentaje de los volcanes activos.

Probabilidad de ocurrencia de cada peligro

La estimación de la probabilidad de ocurrencia de cada peligro se realiza, al igual que en el punto anterior, basándose en el conocimiento de la historia eruptiva del volcán.

En el caso de mapas a medio/largo plazo, esta probabilidad se calcula a partir de los períodos de recurrencia para cada peligro esperable y del estado actual del volcán. El cálculo de los períodos de recurrencia, tal como se ha descrito en el apartado I.3.1 de esta memoria, sólo será significativo si se dispone de un conjunto de dataciones de suficiente precisión que sea suficientemente amplio.

En caso de crisis, la estimación de períodos de recurrencia carece de sentido, y las probabilidades pueden estimarse de forma diferente según cuál sea el desarrollo de la crisis. Así, por ejemplo, los científicos a cargo de la crisis de Montserrat (Caribe, Reino Unido) iniciada en 1995, desarrollaron el árbol de probabilidades de la figura IV.5, en el que, a partir del elemento que desencadena la alarma, se construyen todas las situaciones posibles, adjudicando a cada una de ellas su probabilidad relativa, de forma que la probabilidad de cada situación se puede evaluar multiplicando su probabilidad relativa por las probabilidades relativas de cada uno de los cuadros que llevan a dicha situación (Tomblin, 1996).

Si la erupción ya se ha iniciado, algunos peligros tendrán probabilidad 1, mientras que para otros que puedan desencadenarse será preciso estimar su probabilidad de ocurrencia. Por ejemplo, una vez iniciada una erupción efusiva, la probabilidad para coladas de lava es evidentemente 1, pero si esa erupción se ha iniciado en una zona de glaciares, será preciso estimar la probabilidad de ocurrencia de un lahar.

Acotación del área fuente

El método para definir el área que puede contener futuros centros eruptivos depende enormemente de las características del área de estudio. Así, en algunos volcanes, el área fuente puede estar limitada a uno o unos pocos cráteres, mientras que en otras, el área susceptible de contener futuros centros de emisión puede ser mucho más extensa.

Además de acotar el área donde pueden localizarse los futuros centros eruptivos, si ésta es muy extensa, puede ser necesario determinar la probabilidad de cada punto de contener futuros centros eruptivos. La evaluación de esta probabilidad puede hacerse según distintos métodos, fundamentados, bien en argumentos estructurales, o bien en distintas técnicas numéricas basadas

en la distribución espacial y temporal de los centros eruptivos pasados.

En el caso de una situación de crisis, la acotación del área fuente se realizará basándose fundamentalmente en los datos aportados por la red de vigilancia y, en general, será menos extensa que en el caso de mapas a medio o largo plazo.

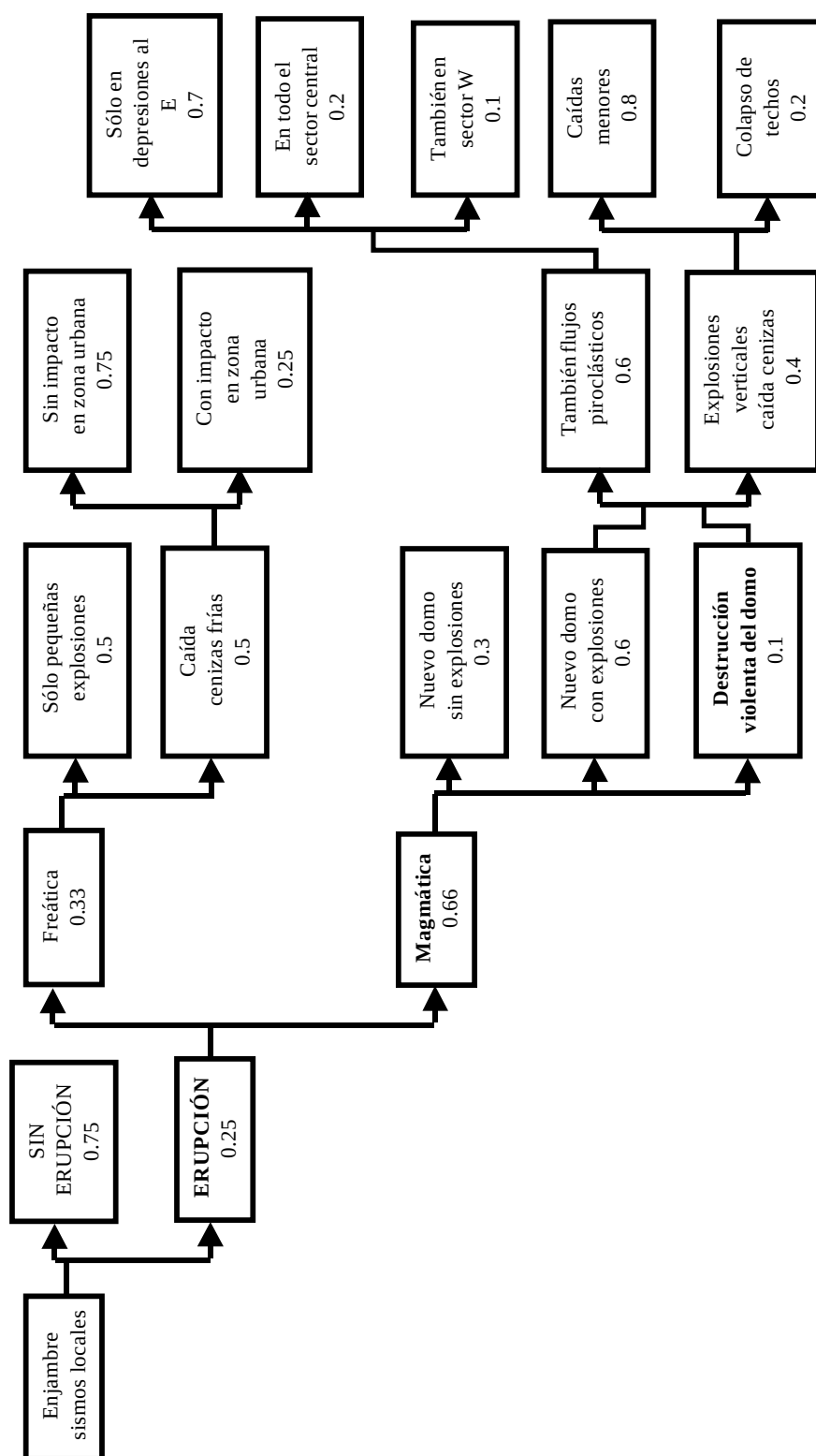


Figura IV.5. Árbol de probabilidades para la crisis de Montserrat, iniciada en 1995 (de Tomblin, 1996). A partir de la alarma iniciada por el registro de un enjambre de sismos volcánicos, se construye el árbol de los eventos que pueden tener lugar, adjudicando a cada uno de ellos su probabilidad relativa correspondiente, en función del conocimiento del área volcánica.

Caracterización de la erupción esperable

La caracterización de la erupción esperable consiste en determinar, o, al menos, acotar una serie de parámetros de la misma que serán los parámetros de entrada del modelo de simulación numérica. Por tanto, a pesar de la estructura lineal de la metodología, este punto y el siguiente están íntimamente relacionados, puesto que los datos disponibles limitarán la elección del modelo que se empleará en la simulación numérica, y el modelo elegido determinará qué parámetros son necesarios para caracterizar la erupción esperable.

En muchos casos, la erupción esperable puede definirse tomando como modelo una erupción ya ocurrida que haya sido bien estudiada y que responda a la erupción esperable en el área.

Simulación numérica de los peligros esperables

Para cada peligro volcánico esperable se elegirá un modelo numérico que simule los efectos de la erupción esperable. La elección de dicho modelo estará condicionada no sólo por el tipo de información que se desea obtener sino, como ya se ha apuntado, por los datos disponibles. Es importante analizar si las características del área de estudio se enmarcan en las condiciones de aplicabilidad del modelo escogido, puesto que, por ejemplo, un modelo diseñado para describir el comportamiento de flujos piroclásticos en zonas de escasa pendiente puede ser completamente inútil si se está trabajando en áreas muy abruptas, ya que se pueden producir fenómenos no contemplados por el modelo.

Obviamente, en caso de crisis estos modelos deben estar ya desarrollados, probados e implementados en el SIG para poder dar una pronta respuesta.

Elaboración del mapa de peligrosidad

Una vez realizadas las simulaciones numéricas pertinentes, los resultados obtenidos se procesan del modo apropiado para obtener un mapa que refleje la probabilidad de afección de cada punto para la erupción esperable. El producto de este mapa por la probabilidad de que se produzca dicha erupción será el mapa de peligrosidad, en el que el valor de cada punto representa la probabilidad de que dicho punto se vea afectado por el peligro considerado durante el intervalo Δt para el que se realiza el mapa.

Los mapas obtenidos según esta metodología responden a la definición de peligrosidad dada en el primer capítulo de esta memoria. En los dos siguientes apartados, se aplica dicha metodología a la elaboración de mapas de peligrosidad volcánica a medio plazo para las islas canarias de Lanzarote y Tenerife.

IV.3. MAPAS DE PELIGROSIDAD DE LA ISLA DE LANZAROTE

Lanzarote, la más oriental de las Islas Canarias, presenta la peculiaridad de haber tenido, en tiempos históricos, una de las mayores erupciones basálticas conocidas por el hombre: la erupción de Timanfaya. Desde 1730 y durante seis años, en diferentes fases eruptivas se generaron más de 30 conos volcánicos que arrojaron un volumen de lava del orden de 1 km^3 que cubrió la cuarta parte de la isla. La mayor parte de los campos de lavas de esta erupción se encuentran muy bien conservados por constituir el Parque Nacional de Timanfaya, permitiendo imaginar a simple vista la magnitud de dicha erupción.

En este apartado se elabora un mapa de peligrosidad a medio plazo para invasión por flujo de lavas, siguiendo la metodología descrita en el apartado anterior.

IV.3.1. Marco geológico

El archipiélago canario

La mayor parte del Archipiélago Canario se encuentra situada en la zona de calma magnética del margen pasivo africano, por lo que la edad de la corteza oceánica bajo las islas no puede determinarse con exactitud. Asimismo, tampoco se conoce con precisión el espesor de la corteza en todo el archipiélago, aunque parece que éste varía entre unos 10 km en el límite occidental del mismo y más de 20 km en el oriental (Araña, 1995). La idea más generalizada es que la corteza del archipiélago sea corteza oceánica generada en el proto-Atlántico.

Tanto el basamento de las islas como los edificios insulares están afectados por un importante sistema de fracturas (Coello, 1989) (figura IV.6). En él pueden distinguirse dos grupos principales: el primero relacionado con la apertura del Atlántico, de dirección WNW-ESE, y el segundo relacionado con la tectónica del Atlas en el continente africano, de dirección ENE-WSW y NNE-SSW (p.ej. Mezcua et al., 1992; Araña y Ortiz, 1991).

El origen del volcanismo canario es un tema muy controvertido. Recientemente, Anguita y Hernán (2000) han discutido las distintas hipótesis y propuesto un “modelo unificador”, integrando elementos de todas ellas.

Sin embargo, parece evidente que los efectos que las fases sucesivas de apertura del Atlántico han tenido en la evolución geodinámica de la zona constituyen la base para establecer la relación entre la tectónica del área y la génesis y erupción de magmas. Araña y Ortiz (1986) señalan tres etapas claves en el desarrollo de aspectos significativos del marco geodinámico canario:

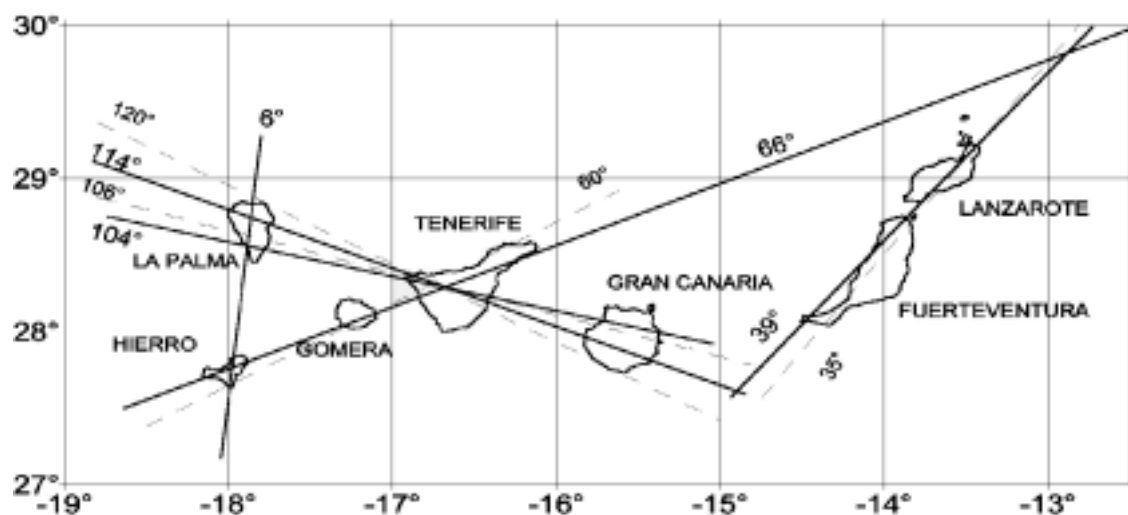


Figura IV.6. Directrices volcano-tectónicas principales del archipiélago canario (líneas discontinuas) y de algunas de las islas (líneas continuas) (adaptado de Coello y Bravo 1989).

- 1) La primera etapa, correspondiente a la formación de un proto-Atlántico, iniciada en el límite Triásico-Jurásico y que culminó hace unos 150 Ma. A finales de esta etapa se formó la corteza sobre la que se asienta el Archipiélago.
- 2) La segunda etapa abarca prácticamente la totalidad del Cretácico y se caracteriza por la deriva hacia el E del continente africano, provocada por la definitiva apertura del Atlántico (que alcanza su valor máximo de expansión en este período). En el NW de África, los esfuerzos derivados de la subsidencia y colmatación de sus cuencas marginales producen una deformación de su basamento, especialmente en el borde oceánico, donde una flexión pudo levantar una cresta paralela a la costa en la zona que posteriormente ocuparon las Canarias orientales.
- 3) La tercera etapa, coincidente con el Terciario, se caracteriza por un descenso en la velocidad de apertura del Atlántico, y un contexto geodinámico fuertemente compresivo en el NW africano que afecta a la franja localizada entre Canarias, Cabo Verde y tierra firme.

Esta compresión generalizada induce el levantamiento de bloques litosféricos, previamente individualizados por la conjunción de los sistemas de fracturas dominantes, proceso que pudo comenzar en el Paleoceno. Este levantamiento provoca, bajo los bloques, una despresurización, que puede producir una fusión parcial en el manto. Asimismo, esta fusión parcial también puede ser provocada por el desequilibrio isostático regional producido por la elevación de los bloques. Cuando esporádicamente se invierte o atenúa esta situación compresiva, debido a alteraciones en la expansión oceánica, se desencadenan fases distensivas a favor de los principales sistemas de fracturas. La erupción de grandes volúmenes de magmas en Canarias se realizó en conexión con estas fases, y las islas se fueron construyendo sobre los bloques litosféricos elevados o en proceso de elevamiento.

El volcanismo de las Islas Canarias (ver descripciones generales en Schminke, 1982; Araña y Ortiz, 1991; Araña, 1995) comenzó en el fondo oceánico en las islas orientales (Lanzarote y Fuerteventura), en el límite entre el Eoceno y el Oligoceno (Grunan et al., 1975; Sánchez y Abad, 1986). En la evolución del volcanismo canario pueden distinguirse tres etapas fundamentales, correspondientes a episodios magmáticos mayores, que se denominan genéricamente como: Complejos Basales (Pre-Mioceno), Series Basálticas Antiguas (mayoritariamente del Mioceno) y Series Recientes (Post-Mioceno) (Araña, 2000).

Los Complejos Basales afloran únicamente en tres de las islas: La Palma, Gomera y, especialmente, Fuerteventura. En esta última isla aparecen sedimentos cretácicos y lavas submarinas intruidas por rocas plutónicas básicas y ultrabásicas.

Las Series Basálticas Antiguas formaron escudos y plataformas cuyos episodios subaéreos iniciales tienen una edad que se remonta al menos a los valores que se indican a continuación (ver discusión en Cantagrel (1988)): Fuerteventura, 24 Ma; Lanzarote 16 Ma; Gran Canaria, 14 Ma; Tenerife, 12 Ma; Gomera, 10 Ma; La Palma, 3.5 Ma y Hierro, 0.5 Ma. En estas series, las rocas basálticas predominan claramente sobre los productos sálicos más evolucionados.

Las erupciones basálticas no se han interrumpido en ninguna isla, tras los distintos episodios que configuran las Series Antiguas y que se caracterizan por la emisión de grandes volúmenes de magma en pulsos relativamente cortos (0.1-0.2 Ma). Sólo en Gran Canaria y Tenerife se formaron grandes edificios centrales con abundantes manifestaciones sálicas, violentamente explosivas, que culminaron en la generación de calderas (la de las Cañadas en Tenerife y la de Tejeda en Gran Canaria).

Las Series Basálticas Recientes están asociadas a volcanes monogenéticos que suelen alinearse siguiendo los grandes ejes volcánico-tectónicos regionales o locales (figura IV.6), constituyendo cordilleras dorsales en islas como La Palma, Hierro y Tenerife. Paralelamente a las erupciones basálticas dispersas de esta Serie, en Tenerife se reanudó la actividad de su edificio central, formándose el gran estratovolcán Teide-Pico Viejo. La erupción de Montaña Blanca, en las faldas del Teide, que tuvo lugar hace aproximadamente 2000 años, es la última erupción explosiva del archipiélago.

Al ciclo magmático Reciente pertenecen las erupciones históricas (entre ~1500 y 1971) del archipiélago (ver Romero (1991a)). Estas erupciones han tenido lugar en las islas de Lanzarote, Tenerife y La Palma, aunque otras erupciones prehistóricas o muy recientes han tenido lugar también en Hierro, Gran Canaria y Fuerteventura por lo que todo el archipiélago, excepto la isla de La Gomera, puede considerarse activo. Actualmente, las únicas manifestaciones superficiales de procesos magmáticos son las anomalías térmicas asociadas a los volcanes de Timanfaya (Lanzarote), Teneguía (La Palma) y Teide (Tenerife), siendo éste último el único con un campo fumaroliano estable, aunque débil.

Lanzarote

La isla de Lanzarote se inicia, al igual que las del resto del Archipiélago, con voluminosas erupciones que, a lo largo del Mioceno, construyeron grandes escudos formados por apilamientos subhorizontales de coladas, entre las que se intercalan piroclastos y paleosuelos. Los restos de estas Series Basálticas Antiguas constituyen los macizos de Famara, al Norte (con tres períodos de máxima actividad en torno a los 10-8 Ma, 6 Ma y 4 Ma) y los Ajaches, al Sur, formados entre 12.5 y 15.5 Ma (figura IV.7). El siguiente período efusivo, que se corresponde con las Series Basálticas Recientes, se inicia en el Pleistoceno y puede decirse que continúa hasta la actualidad, con erupciones dispersas, algunas de ellas de gran envergadura (Araña, 1997).

El estudio tectónico de la isla realizado por Marinoni y Pasquare (1994) articula la compleja evolución estructural de la isla en distintas fases, destacando la penúltima, en la que se produce un hundimiento del sector NW de la misma, y la última, en cuyo marco distensivo se generan las fracturas ENE-WSW por las que más tarde ascenderían los magmas de las erupciones históricas.

El registro histórico de erupciones de Lanzarote sólo contiene dos erupciones: la de Timanfaya (1730-36) y la de 1824. La erupción de 1730-36 formó un complejo sistema volcánico fisural. Durante un período de seis años, se formaron múltiples conos volcánicos en, al menos, cinco fases eruptivas bien definidas (Carracedo et al., 1992). La cuarta parte de la superficie de la isla fue cubierta por, aproximadamente, 1 km³ de lava. Existe abundante documentación histórica acerca de esta erupción (ver Romero, 1991a), destacando el famoso diario del cura de Yaiza, en el que se aportan interesantes datos acerca de la cronología eruptiva, el carácter de las manifestaciones eruptivas y la ubicación espacial de las distintas fases.

En las últimas erupciones de la isla (1824), se abrieron sucesivamente tres bocas (Chinero, Tao y Tinguatón) sobre una fractura de orientación ENE-WSW (Romero, 1991b). La erupción fue de una magnitud muy inferior a la de Timanfaya.

IV.3.2. Peligros esperables

Dadas las características descritas de la isla, es obvio que el principal peligro volcánico esperable es el producido por erupciones basálticas fundamentalmente efusivas: las coladas de lava.

Sin embargo, si asciende hacia la superficie un magma de características tales que la erupción esperable fuera efusiva, y este magma interactúa con agua, se produce una erupción en cierto grado explosiva. A los procesos volcánicos explosivos en los que se produce interacción entre agua, ya sea superficial o subterránea, y magma, se los denomina hidromagmáticos. La explosividad de este

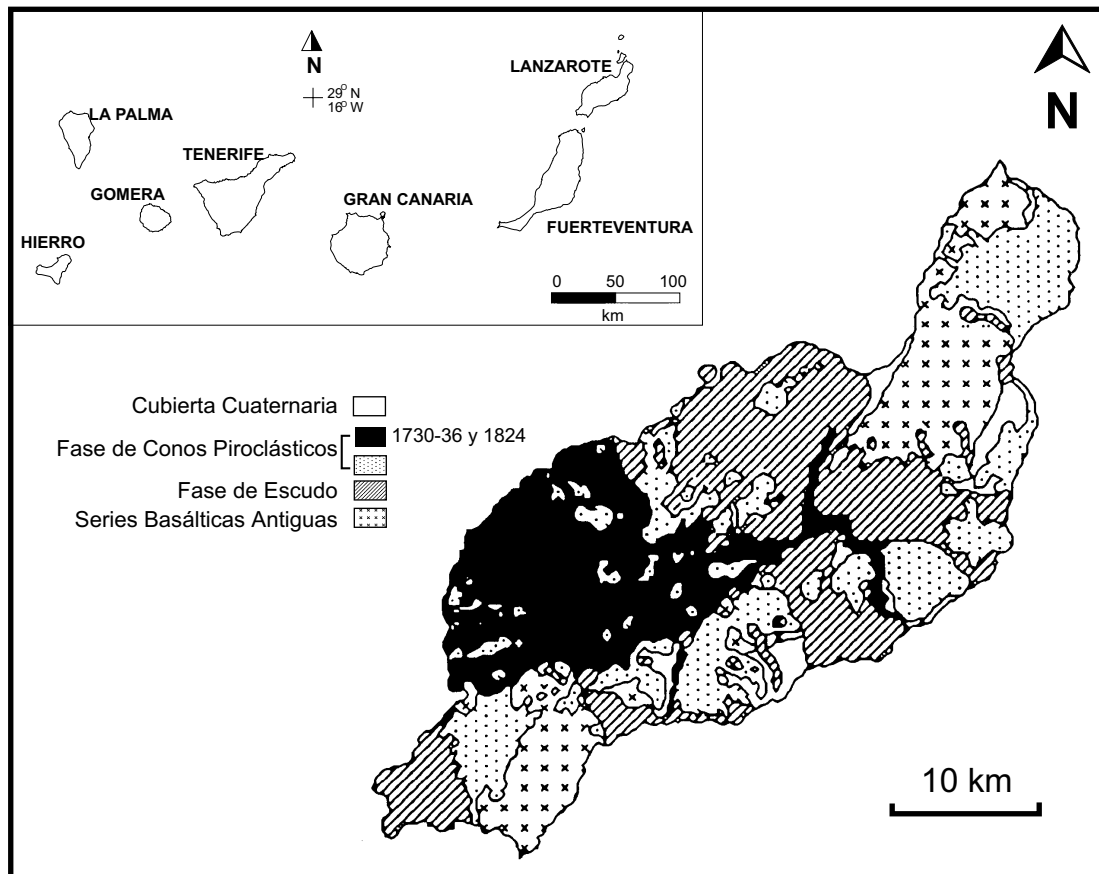


Figura IV.7. Esquema geológico de la isla de Lanzarote (de Marinoni y Pasquaré, 1994).

tipo de erupciones depende de la relación de masas entre el agua y el magma, la presión de confinamiento, el nivel de mezcla entre agua y magma, la geometría de la superficie de contacto entre ambos fluidos y la diferencia de temperatura entre ellos. En Lanzarote existen diversas manifestaciones hidromagmáticas (García-Cacho y Romero, 2000), desde edificios puramente hidromagmáticos a edificios estrombolianos que en alguna fase presentan explosiones casi puramente freáticas (ver figura IV.8).

Así, los edificios puramente hidromagmáticos, situados generalmente en la costa, son originados por erupciones explosivas con rápida e intensa fragmentación del magma, que se proyecta en forma de oleadas piroclásticas. Otros edificios, generalmente algo más alejados del mar, presentan una fase inicial de construcción hidromagmática pero, al alcanzar una determinada altura, se convierten en estrombolianos al prácticamente desaparecer la interacción agua-magma.

Puesto que en Lanzarote no existen acuíferos importantes, las erupciones puramente hidromagmáticas (que son las que pueden dar lugar a importantes oleadas piroclásticas) son esperables fundamentalmente en la costa. En Lanzarote sólo existen dos edificios de estas características: el Golfo (Martí y Colombo, 1990) y la Caldera del Cuchillo (Aparicio et al., 1994), de ninguno de los cuales se dispone de datación (únicamente se sabe que el edificio de El Cuchillo es anterior a 30 ka). Basándose en las características de estas dos erupciones, sólo es esperable que las oleadas piroclásticas afecten áreas situadas a escasamente 2 ó 3 km de la costa. Por tanto, y dado que el área fuente seleccionada, como se verá en el apartado IV.3.4, contiene menos de 4 km de

costa, el efecto del hidromagmatismo en el mapa de peligrosidad consistiría únicamente en orlar esa porción de costa con una banda de un ancho máximo de 3 km.

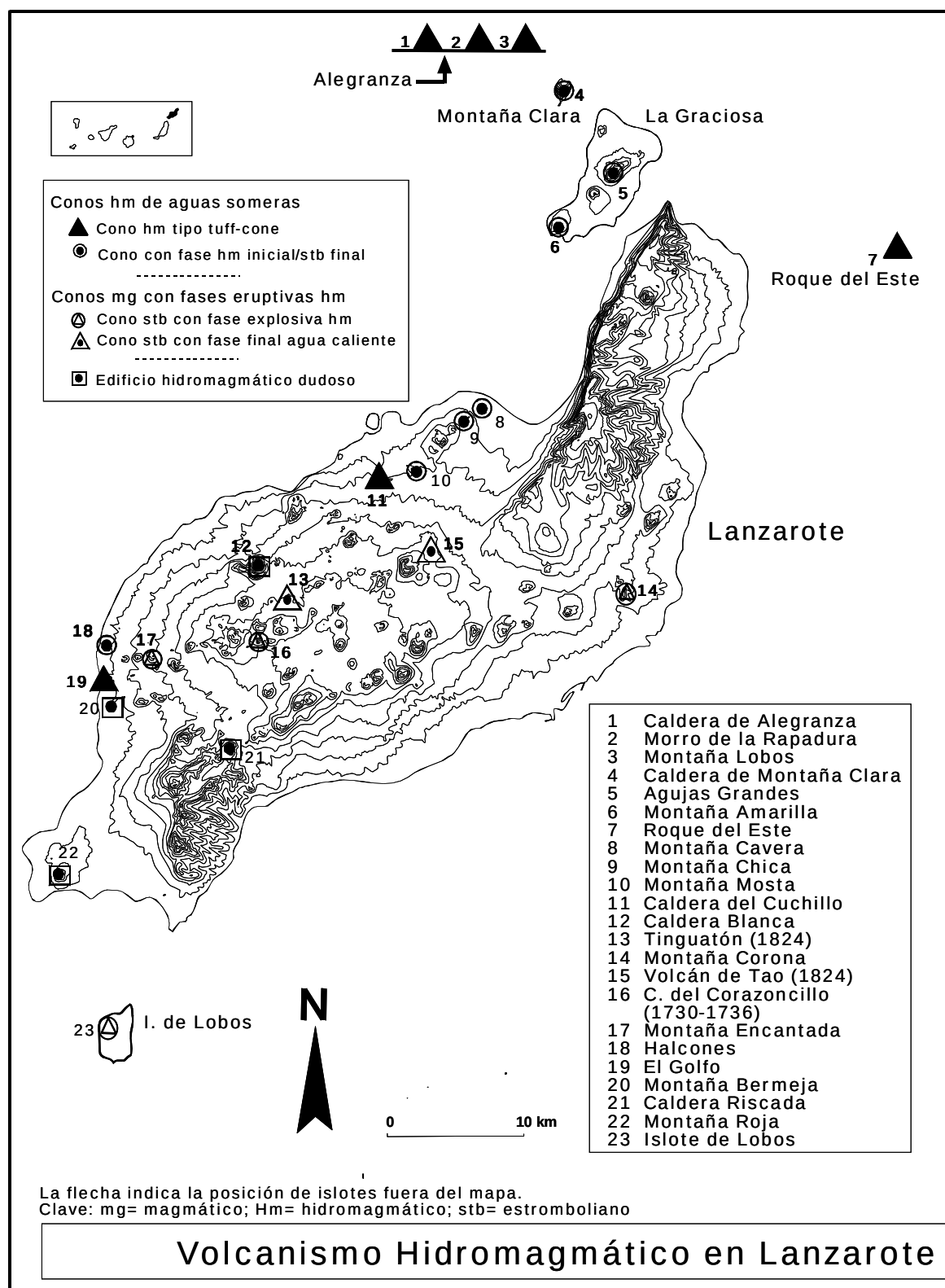


Figura IV.8. Volcanismo hidromagmático en Lanzarote (de García-Cacho y Romero, 2000).

IV.3.3. Probabilidad de ocurrencia

El período histórico documental en las Islas Canarias abarca apenas unos 500 años, comenzando con la ocupación de las islas por la corona de Castilla entre 1402 y 1496 (Romero, 2000). El número total de erupciones datadas en el archipiélago es, según Simkin y Siebert (1994), 19, que se resumen en la tabla IV.1.

Tabla IV.1.
Erupciones históricas de las Islas Canarias (Simkin y Siebert, 1994).

Fecha inicio	Fecha fin	Lugar	VEI
1341		Pico del Teide (Tenerife)	
1396		Pico del Teide (Tenerife)	
1430		Valle de la Orotava (Tenerife)	
1435		Tacande. Montaña Quemada (La Palma)	2
1444		Pico del Teide (Tenerife)	2
24-8-1492		Flanco NW Teide Pico Viejo (Tenerife)	
19-5-1585	10-8-1585	Tahuya (La Palma)	2
2-10-1646	21-12-1646	San Martín. Tigalete (La Palma)	2
17-11-1677	21-1-1678	San Antonio. Fuencaliente (La Palma)	2
31-12-1704	27-3-1705	Siete Fuentes, Fasnia. Güimar (Tenerife)	2
5-5-1706	13-6-1706	Garachico (Tenerife)	2
9-10-1712	3-12-1712	El Charco (La Palma)	2
1-9-1730	16-4-1736	Montañas del Fuego (Lanzarote)	3
1793		Volcán de Lomo Negro (Hiero)	
9-6-1798	14-9-1798	Chahorra (Tenerife)	3
31-7-1824	24-10-1824	Tao, Nuevo del Fuego, Tinguatón (Lanzarote)	2
18-11-1909	27-11-1909	Chinyero (Tenerife)	2
24-6-1949	30-7-1949	San Juan, Llano del Banco, Hoyo Negro (La Palma)	2
26-10-1971	18-11-1971	Teneguía (La Palma)	2

Asumiendo estas dataciones, y aplicando la metodología descrita en De la Cruz Reyna (1993b), puede calcularse el período de recurrencia para todo el archipiélago (Astiz et al., 2000), obteniéndose, para un nivel de confianza del 95%, un valor entre 26 y 41 años (figura IV.9).

Sin embargo, en Lanzarote, durante este período sólo han tenido lugar dos erupciones, ambas efusivas: la de 1730-36 y la de 1824. Obviamente, con sólo dos datos la estimación de períodos de recurrencia no es posible. Según Tiedemann (1992), asumiendo una distribución de Fisher, (distribución comúnmente empleada para muestras dispersas), y considerando dos observaciones en una muestra de 500 años, el período de recurrencia se sitúa entre 15 y 835 años. Este rango tan

amplio implica que no es posible determinar un valor fiable para la probabilidad de ocurrencia de una erupción efusiva en Lanzarote.

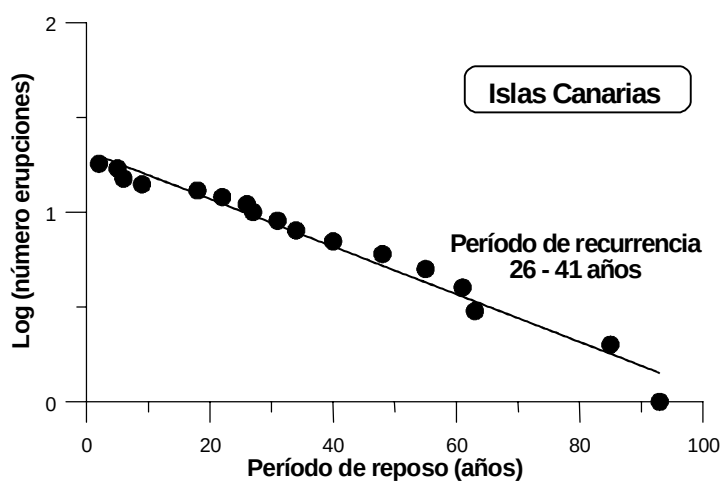


Figura IV.9. Ajuste del período de recurrencia para las Islas Canarias, según los datos de la tabla IV.1. Abscisas: tiempo de reposo entre erupciones; ordenadas: logaritmo del número de erupciones con tiempo de reposo mayor o igual que el valor de la abscisa (de Astiz et al., 2000).

A pesar de que los cálculos descritos sólo tienen un valor meramente indicativo, es preciso señalar que en ellos se ha considerado que los conjuntos de datos eran homogéneos. Sin embargo, es evidente que, por ejemplo en Lanzarote, la erupción de 1730-36 de Timanfaya, y la de 1824 no son comparables en tamaño. Además, estas dos erupciones se han considerado como dos únicos eventos, aunque cada una de ellas puede subdividirse en distintos episodios. Cálculos más precisos de períodos de recurrencia deberían establecer criterios bien definidos para asegurar la homogeneidad de los datos de partida.

IV.3.4. Área fuente

La actividad eruptiva histórica de la isla ha estado centrada en una estrecha banda de orientación ENE-WSW en la zona occidental de la misma (ver figura IV.10). Si se tienen en cuenta la distribución espacial de los centros de emisión pertenecientes a las series más recientes (III y IV) de Fúster et al. (1968b), de la zona occidental, se observa que las máximas concentraciones muestran una dirección similar (figura IV.11).

Esta marcada tendencia permite definir una banda de 25 km x 3 km (Felpeto et al., 2001), que contiene prácticamente todos los centros eruptivos históricos, como la zona más probable para la ocurrencia de una futura erupción efusiva en Lanzarote (figura IV.12a). Además, esta zona contiene importantes anomalías térmicas (según Araña (1984), hasta 600 °C a 13 m de profundidad) y centra la actividad sísmica de la isla, posiblemente relacionada con el campo geotérmico de Timanfaya (Del Rey et al., 1994).

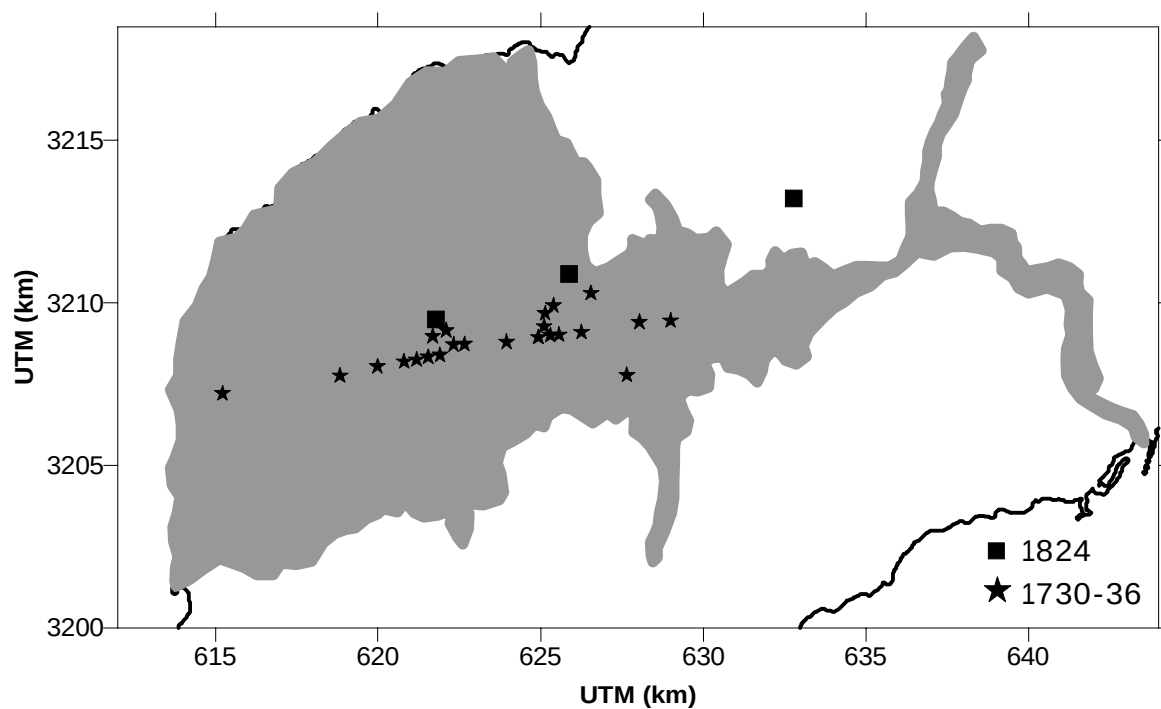


Figura IV.10. Centros eruptivos de las erupciones históricas de Lanzarote. Las estrellas representan los centros eruptivos principales de la erupción de 1730-36 según Carracedo et al. (1992) y los cuadrados los centros correspondientes a la erupción de 1824. El área gris representa el área afectada por la erupción de 1730-36 (Romero, 2000).

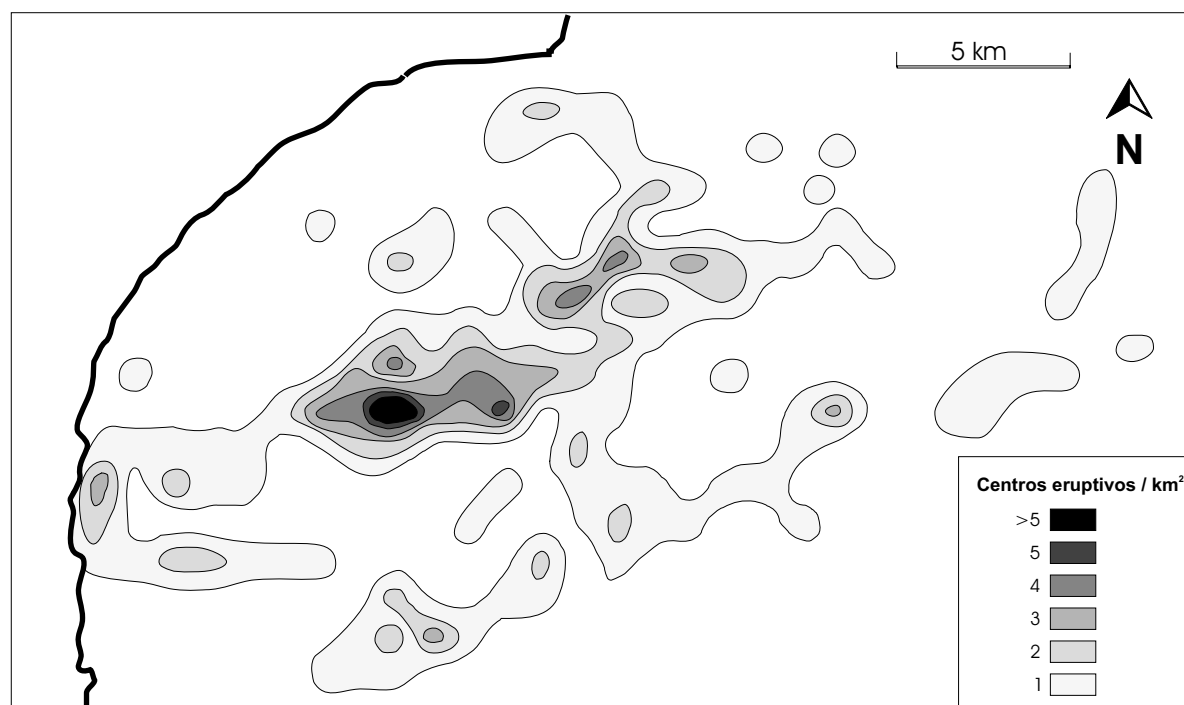


Figura IV.11. Densidad de centros eruptivos recientes (Series III y IV de Fúster et al. (1968)) en el área occidental de Lanzarote (Carracedo et al., 1992).

Dentro de esta zona, parece lógico suponer que la probabilidad de contener un futuro centro de erupción disminuya del eje principal hacia los bordes exteriores. Esta disminución se ha estimado según la expresión:

$$P(x) = e^{-\frac{x^2}{\lambda^2}} \quad (\text{IV.1})$$

donde $P(x)$ es la probabilidad de que un punto situado a una distancia x del eje principal de la banda de la figura IV.12a contenga un futuro centro de emisión, y λ es una constante, a la que se le ha adjudicado un valor de 0.7 km (la cuarta parte del ancho de la banda). De este modo, la probabilidad relativa de un punto situado en el límite de la banda es 100 veces inferior a la probabilidad de un punto situado en el eje principal. La distribución de probabilidad obtenida se muestra en la figura IV.12b.

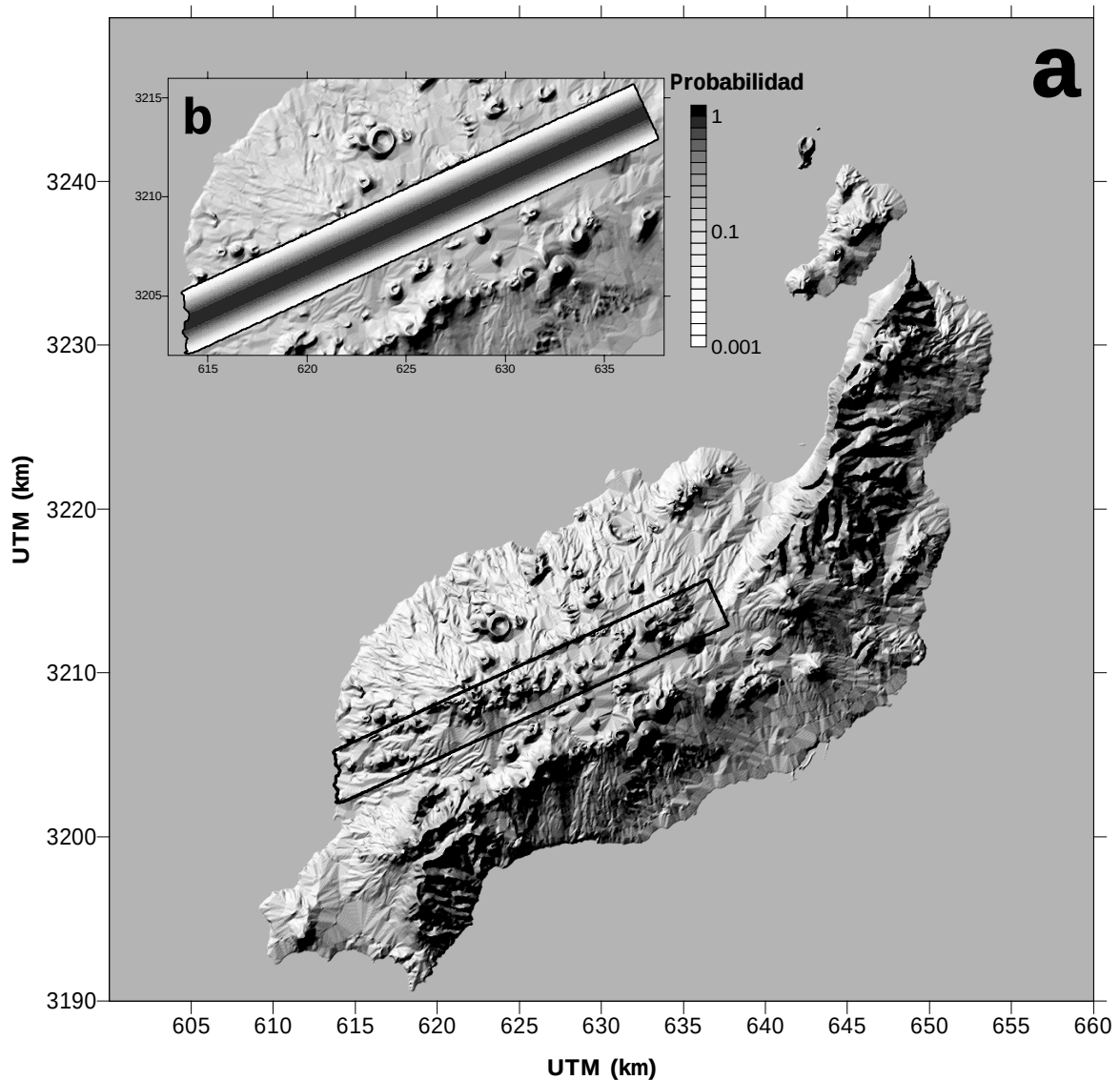


Figura IV.12. Área fuente para una erupción efusiva en Lanzarote. (a) sobre el MDE de tamaño de celda 50 m iluminado artificialmente, el trazo negro representa el área fuente; (b) distribución de probabilidad dentro del área fuente según la ecuación IV.1.

IV.3.5. Caracterización de la erupción esperable

Dada la extensión del área fuente considerada y la práctica total carencia de datos acerca de las propiedades físicas de las lavas en Lanzarote, se ha escogido para la simulación numérica el modelo probabilístico propuesto en el apartado III.4.2. Por tanto, la caracterización de la erupción esperable debe hacerse únicamente en términos de corrección de altura y longitud máxima de flujo.

Como erupción representativa de las erupciones históricas puede considerarse la erupción del Monte Chinero (o Volcán Nuevo del Fuego), formado en 1824, cuyas lavas, muy fluidas, recorrieron los aproximadamente 13 km que separan al volcán de la costa en tan solo cuatro días (Romero, 1991b).

IV.3.6. Simulación numérica

Las simulaciones se han llevado a cabo sobre el MDE de resolución 50 m del Servicio Geográfico del Ejército Español (el modelo, iluminado artificialmente aparece como fondo en la figura IV.12). La corrección de altura se ha considerado de 3 m, valor apropiado dadas las características de las lavas históricas de Lanzarote y las de la topografía del área. La longitud máxima de flujo se ha considerado de 40 km, con el objeto de permitir a las coladas su máximo recorrido, es decir, que alcancen el mar. Como centros de emisión se han considerado 9221 celdas (el 20% de la superficie total del área fuente), distribuidas aleatoriamente dentro de la superficie del área fuente. Tras varios ensayos se comprobó que 1000 iteraciones por centro era un valor suficiente para obtener resultados significativos (Felpeto et al., 2001), por lo que, en cada simulación, se han calculado más de 9 millones de posibles caminos.

Se realizaron dos simulaciones diferentes. En la primera se consideró que todos los puntos del área fuente eran equiprobables, mientras que en la segunda se asumió que su probabilidad era la de la figura IV.12b (la dada por la expresión IV.1). Los resultados de ambas simulaciones se muestran en la figura IV.13.

En los resultados de las simulaciones anteriores, tienen especial importancia, en términos de riesgo, los caminos notados como **A** en la figura IV.13a, puesto que, a pesar de su baja probabilidad, se dirigen directamente hacia el área de Arrecife, donde se concentra gran parte de la población de la isla y muchas de sus infraestructuras. Por ello se realizó una tercera simulación, con el objetivo de refinar los resultados obtenidos para estos posibles flujos. Así, sobre el MDE de tamaño de celda 25 m, se realizó una nueva simulación, considerando como celdas fuente las contenidas en la línea discontinua de la figura IV.13a, seleccionada de forma que todos los caminos que alcanzasen el área de Arrecife tuviesen que cruzarla. La corrección de altura y longitud máxima de flujo son iguales a las empleadas en las simulaciones anteriores (3 m y 40 km respectivamente), mientras que el número de iteraciones tuvo que elevarse a 30000 por centro para obtener un resultado significativo, calculándose más de cinco millones de caminos.

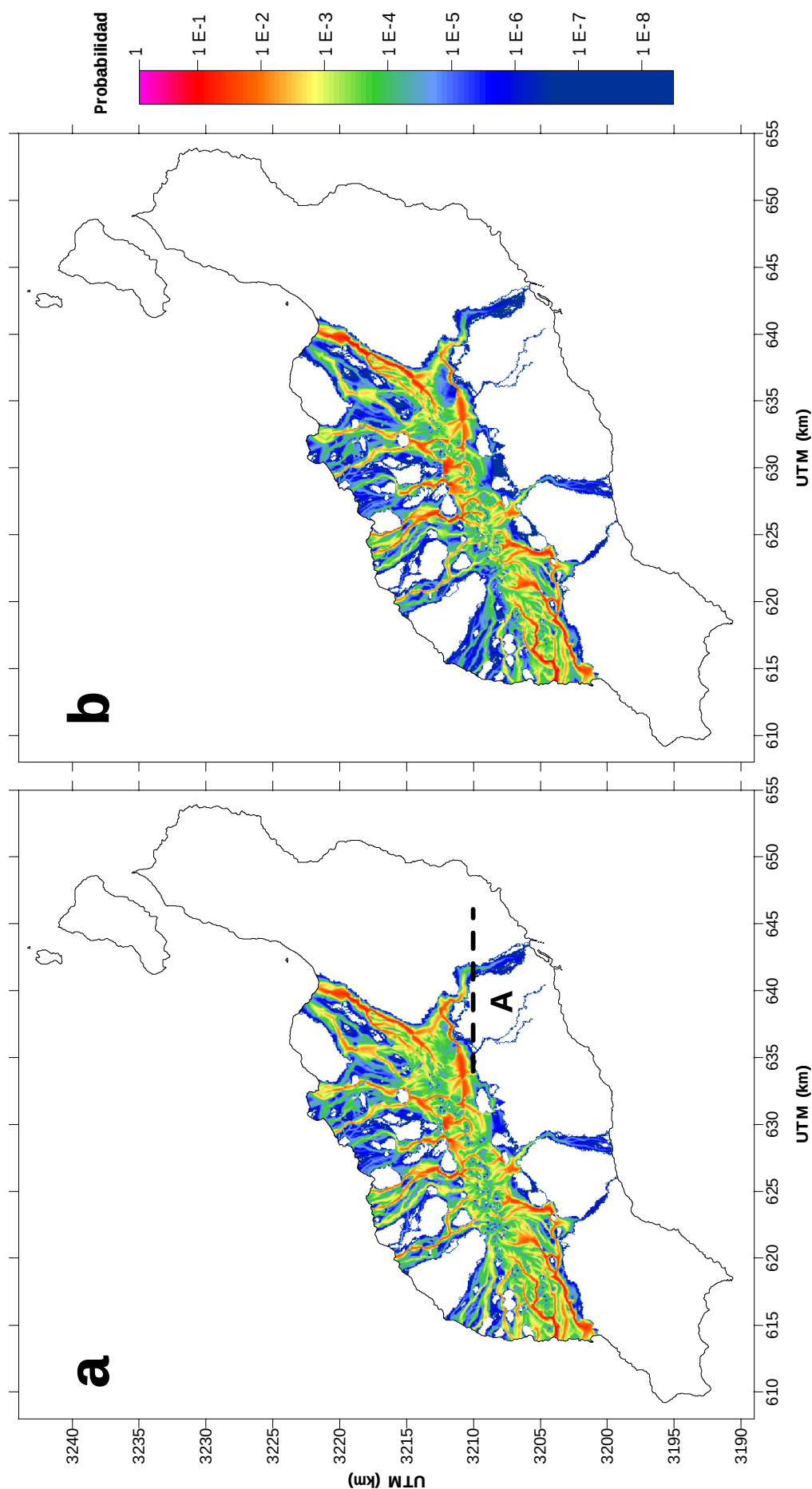


Figura IV.13. Mapas de probabilidad de invasión por flujos de lavas de la isla de Lanzarote, considerando como área fuente la señalada en la figura IV.12a. **(a)** resultado considerando que todas las celdas del área fuente son equiprobables y **(b)** la probabilidad de cada punto del área fuente es la dada por la expresión IV.1 (y mostrada en la figura IV.12b). El rótulo **A** señala la posición de los caminos que se dirigen al entorno de Arrecife, capital de la isla. La línea discontinua señala la posición de las celdas fuentes empleadas en la simulación refinada para el área de Arrecife.

El resultado de esta tercera simulación (figura IV.14) es, pues, equivalente a realizar la primera simulación (centros equiprobables) sobre el MDE de tamaño de celda 25 m, pero considerando únicamente aquellos centros que pueden alcanzar la zona de Arrecife. Por este motivo, la escala de probabilidad de la figura IV.14 no es comparable con la de las simulaciones anteriores, puesto que representa la probabilidad de cada punto de ser invadido por la lava considerando que los flujos cruzan la línea discontinua de la figura IV.13a.

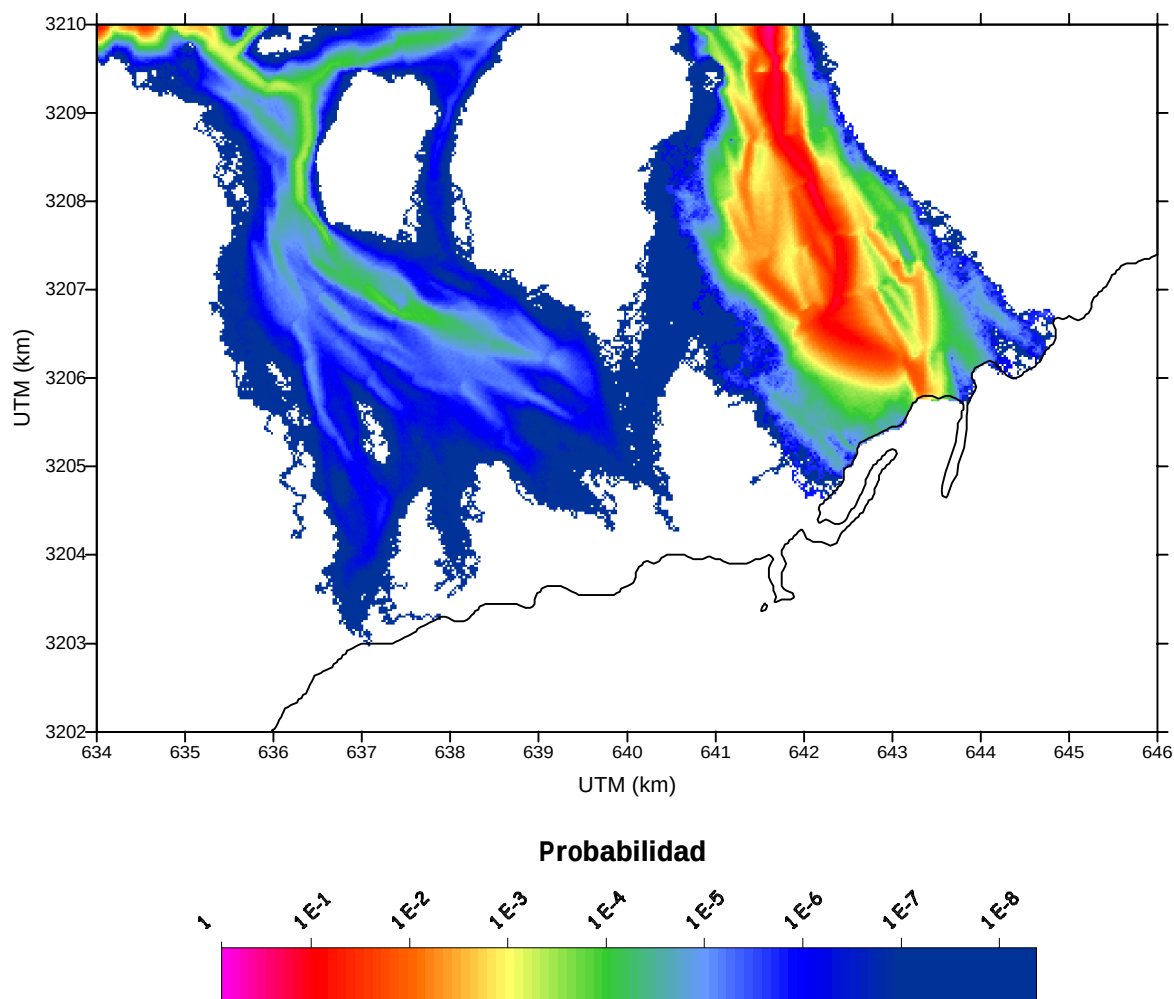


Figura IV.14. Mapa de probabilidad de invasión por flujos de lavas en el entorno de Arrecife, obtenido con una simulación numérica sobre el MDE de tamaño de celda 25 m, considerando como área fuente las celdas situadas en la línea discontinua de la figura IV.13a (ver detalles en el texto).

IV.3.7. Mapa de peligrosidad

Si fuese posible calcular, para un Δt determinado, la probabilidad de una erupción efusiva en Lanzarote, los mapas de peligrosidad para invasión por flujos de lava para dicho Δt se calcularían simplemente multiplicando los mapas mostrados en las figuras IV.13y IV.14 por dicha probabilidad. Puesto que, tal como se ha discutido en el apartado IV.3.3, no es posible calcular el período de

recurrencia para erupciones efusivas en Lanzarote, no es posible calcular la probabilidad de que tenga lugar una erupción de ese tipo para un Δt determinado y, consecuentemente, tampoco se puede elaborar un mapa de peligrosidad *stricto sensu*. Por tanto, los mapas de las figuras IV.13 y IV.14 pueden considerarse mapas de peligrosidad, a falta de un factor de escala (la probabilidad de ocurrencia de una erupción efusiva) o bien para un Δt tal que la probabilidad de ocurrencia de una erupción efusiva sea prácticamente la unidad.

Los mapas de peligrosidad de la figura IV.13a y IV.13b, que corresponden a la misma área fuente pero con distinta distribución de probabilidad, aunque a primera vista parecen muy similares, en realidad, muestran probabilidades significativamente diferentes en varias áreas. La figura IV.15 muestra claramente estas diferencias, puesto que representa, celda a celda, el valor absoluto de la diferencia de probabilidad entre ambas simulaciones expresada como porcentaje del valor mayor. Si el valor de la diferencia en un área determinada es muy alto, puede decirse que los centros que han originado los caminos que cruzan dicha área deben estar situados cerca de los límites del área fuente, puesto que es allí donde la diferencia en probabilidad de contener futuros centros de emisión es mayor entre las dos aproximaciones empleadas. Esto permite detectar aquellas áreas que son afectadas fundamentalmente por los centros situados en las zonas próximas al límite del área fuente.

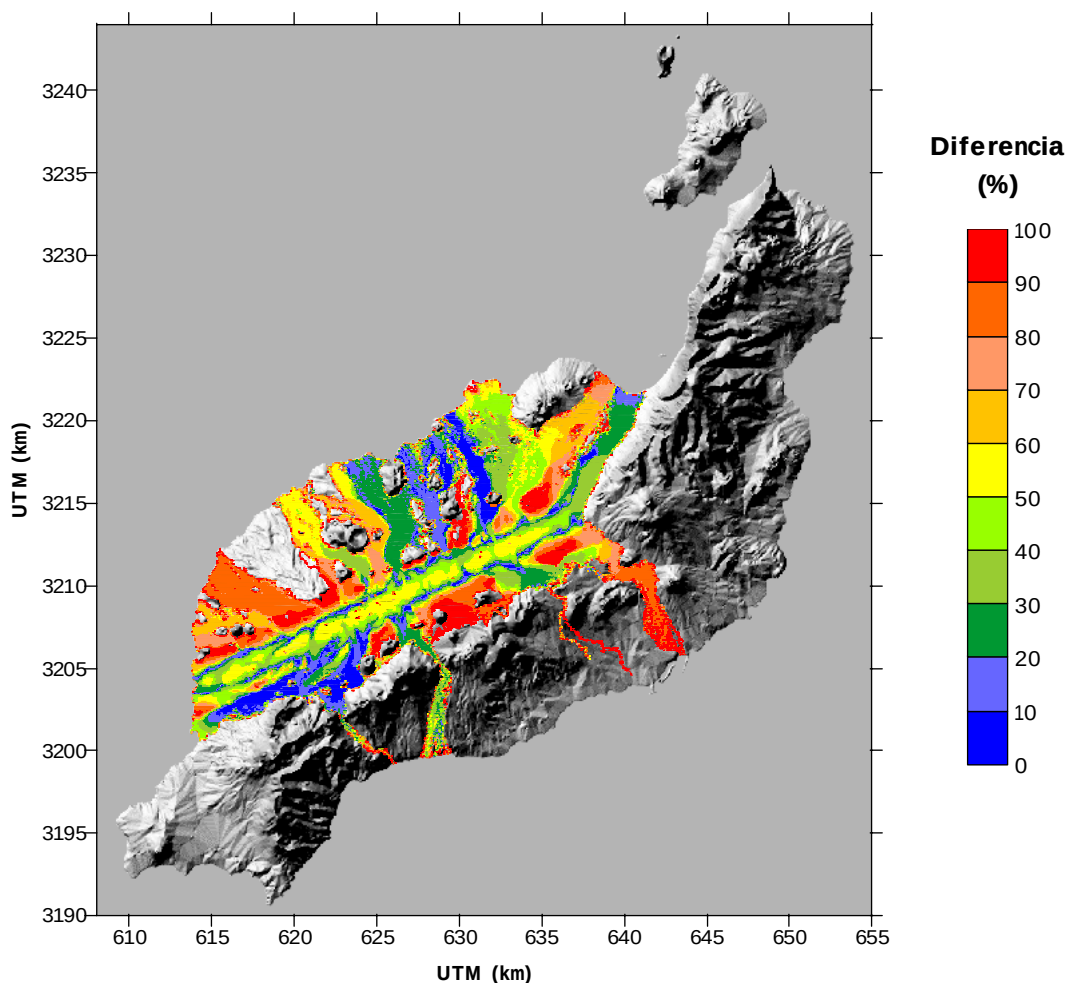


Figura IV.15. Valor absoluto de la diferencia entre los mapas IV.13a y IV.13b, expresada como porcentaje del valor máximo (ver texto).

A pesar de estas diferencias, el patrón general de probabilidades es muy semejante en ambos mapas. El primer hecho destacable es que la mitad S de la isla está muy protegida topográficamente, de forma que apenas aparecen cuatro flujos hacia el S. Estos flujos presentan, en general, probabilidades muy bajas, aunque su importancia en términos de riesgo es relevante, puesto que los dos flujos más anchos se dirigen directamente hacia las poblaciones de Arrecife, la capital de la isla, y Puerto del Carmen, importante localidad turística. Si se compara el área afectada en la simulación con el área cubierta por la erupción de 1730-36 (figura IV.16) se observa que en esta erupción también aparecen los dos flujos antes mencionados y que se “insinúa” el flujo más occidental.

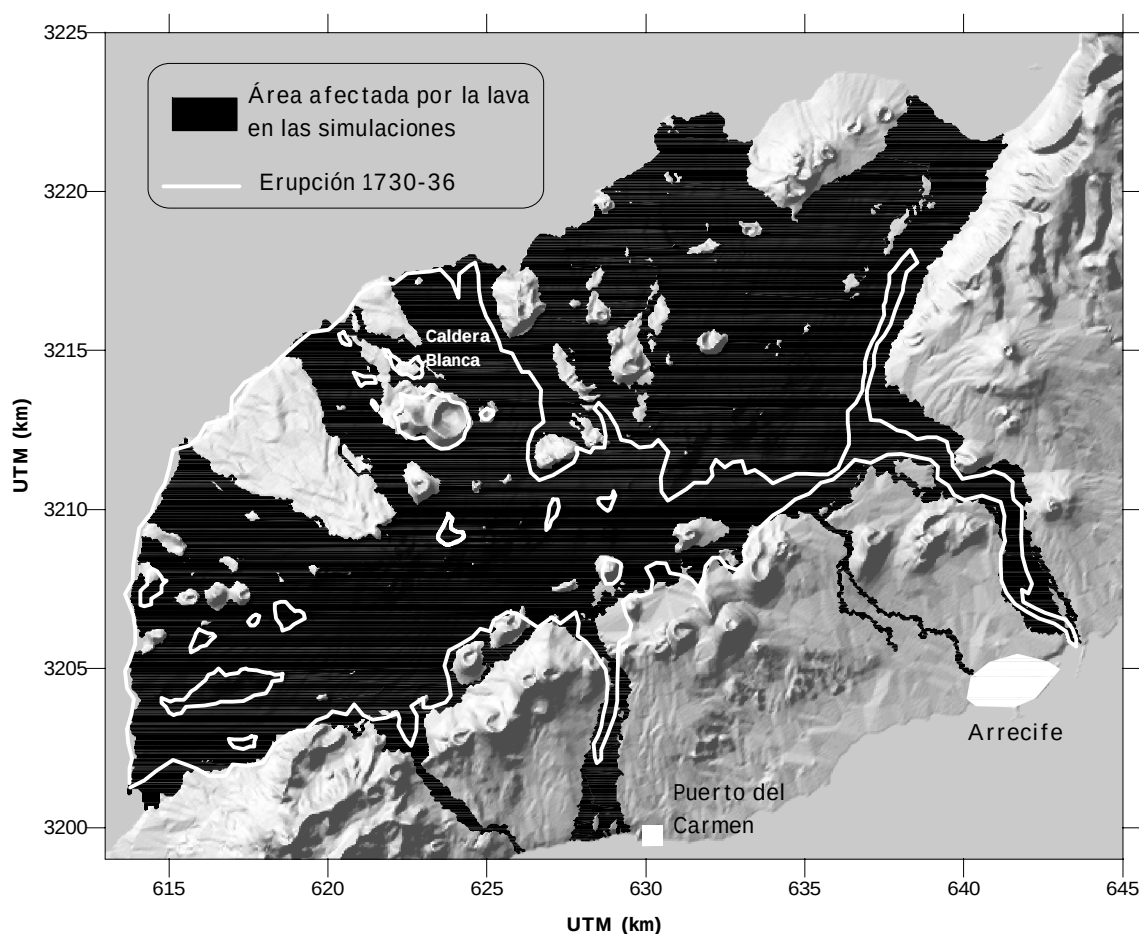


Figura IV.16. Área afectada por la lava en las simulaciones numéricas de Lanzarote (negro) y área afectada por las lavas en la erupción de 1730-36 (línea blanca).

Puesto que el área fuente considerada en las simulaciones engloba prácticamente todos los centros de la erupción de 1730-36, es esperable que el área alcanzable por las lavas según los resultados de la simulación englobe toda el área afectada por la erupción de Timanfaya. Así ocurre en líneas generales, excepto en una extensa área situada al NW. Esta zona fue cubierta por coladas de lava en las dos primeras fases de la erupción (según la reconstrucción de Carracedo et al. (1992)), sin ser afectada por los flujos en las fases siguientes. Probablemente es el cambio topográfico producido por dichas coladas el que ocasiona que en la simulación ese área no se vea afectada por la lava.

Tanto en la erupción como en los resultados de la simulación, aparecen algunos “islotos” no

afectados por la lava, rodeados de zonas cubiertas. Generalmente esos “islotes” son edificios volcánicos anteriores a la erupción (real en el caso de Timanfaya y teórica en la simulación), que por su altura no pueden ser cubiertos por las coladas. Un ejemplo claro de estos “islotes” es Caldera Blanca, que en ambos casos aparece claramente rodeada de lavas, pero por su altura (aproximadamente 200 m) no se ve afectada por ellas.

Es en el área E donde la diferencia entre la erupción de Timanfaya y los resultados de la simulación es más importante. Obviamente esto es debido a que el área fuente empleada para la simulación se extiende mucho más al E que los centros de la erupción de 1730-36. Esta prolongación al E, debida a la situación del volcán de Tao (el más oriental de la erupción de 1824) produce que en la simulación la zona N de la parte central de la isla se vea afectada por las lavas mientras que en la erupción de Timanfaya sólo un flujo se dirige hacia esa zona (flujo que coincide con las caminos más probables en ese área en los resultados de la simulación).

Como ya se ha mencionado anteriormente, el flujo que se dirige a Arrecife tiene especial importancia en términos de riesgo. Los resultados de la simulación refinada sobre el MDE de tamaño de celda 25 m muestran que, aunque no todo el casco urbano se ve afectado, la ciudad puede quedar incomunicada por tierra con el resto de la isla (figura IV.17). Además de interrumpir importantes vías de comunicación terrestre, las coladas podrían afectar otras instalaciones de importancia, situadas en las cercanías de Arrecife, como son el aeropuerto, el puerto, una planta potabilizadora, la central eléctrica y varios depósitos de combustible.

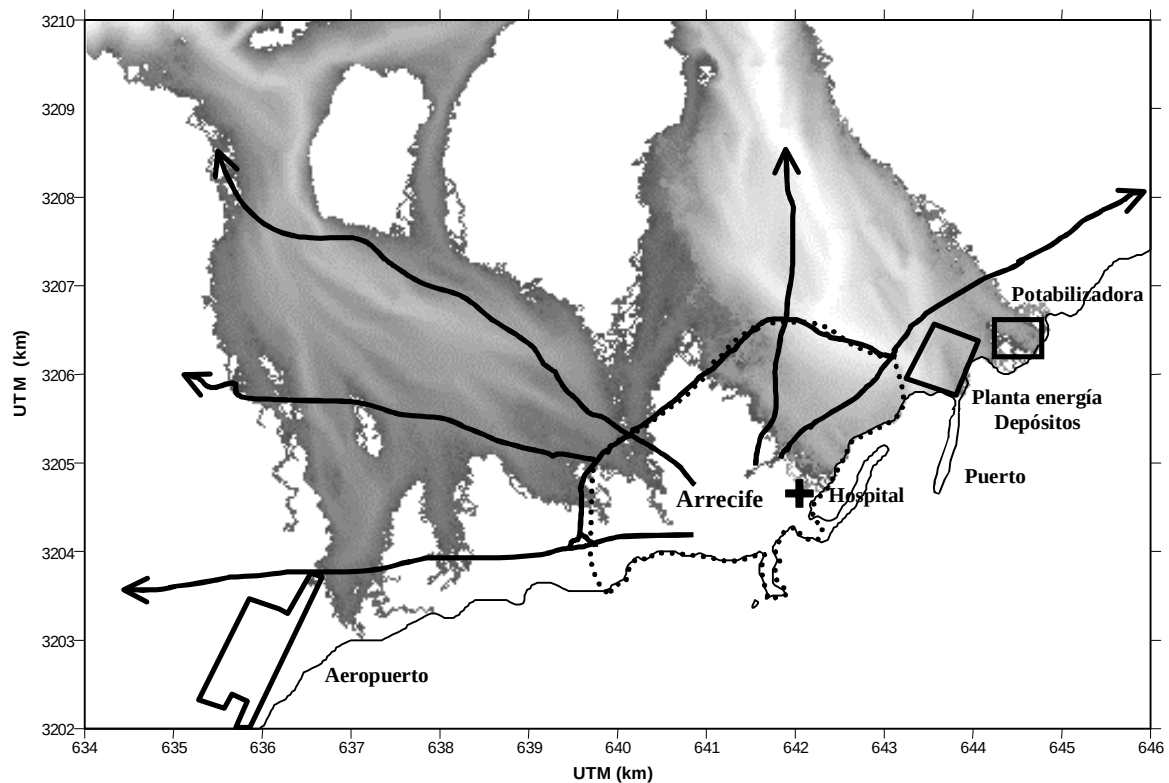


Figura IV.17. Contorno aproximado del casco urbano de Arrecife (línea de puntos), principales infraestructuras del área y principales vías de comunicación (líneas negras terminadas en flecha). La imagen de fondo es el mapa de la figura IV.14. en escala de grises, donde los tonos más claros corresponden a las probabilidades mayores

IV.4. MAPAS DE PELIGROSIDAD DE LA ISLA DE TENERIFE

Tenerife es la isla de mayor tamaño del archipiélago canario y pertenece al grupo de islas occidentales del mismo. Los episodios volcánicos más recientes se han desarrollado en la zona central de la isla, donde sucesivos colapsos dieron lugar a la caldera de Las Cañadas, en cuyo interior tuvo lugar posteriormente la construcción del edificio Teide-Pico Viejo (p. ej. Martí et al., 1995). El Teide, con una altura máxima de 3718 m, es el mayor estratovolcán del archipiélago canario. Desde 1311, en Tenerife han tenido lugar unas 9 erupciones (si se consideran fiables las dataciones anteriores a 1700), siendo por tanto la isla canaria con mayor número de erupciones históricas. La última, la erupción del Chinyero, tuvo lugar en 1909.

Una de las primeras publicaciones que aborda el estudio de la peligrosidad en la isla de Tenerife es la de Booth (1979). En ella se presenta un mapa de peligrosidad de recubrimiento por más de 1 m de ceniza, basado en aplicar un modelo de Poisson a los datos de 27 erupciones plinianas ocurridas en Tenerife. Otro mapa muestra la localización de posibles futuros caminos para flujos piroclásticos, aunque el autor no explica los criterios seguidos para su determinación. Posteriormente, Araña (1988b) presentó una evaluación no cuantitativa de la probabilidad de una futura erupción y la peligrosidad de la misma en el área de Santiago del Teide.

La complejidad e interés del volcanismo de Tenerife, especialmente en el entorno del complejo Teide-Pico Viejo, hicieron que el Teide fuera seleccionado en 1992 como uno de los seis Volcanes Laboratorio Europeos (junto con Etna, en Italia; Santorini, en Grecia; Furnas, en Azores, Portugal; Piton de la Fournaise, en Reunion, Francia y Krafla, en Islandia). El objetivo general de estos proyectos era conocer la estructura interna y comprender los mecanismos eruptivos, para así establecer los mapas de peligrosidad y definir los parámetros geofísicos y geoquímicos adecuados para la vigilancia de cada volcán. En concreto, la finalidad del Proyecto Teide Volcán Laboratorio (1993-1995) consistió en integrar las investigaciones previas y profundizar en los aspectos menos conocidos del volcán, incluyendo materias en el ámbito de la geología, geofísica, geodesia, geología marina y riesgo volcánico. En el marco de este proyecto fue donde se iniciaron diversos trabajos de peligrosidad (Felpeto, 1999; Felpeto y Ortiz, 1999; Araña et al., 2000) y riesgo (Gómez, 1996; Gómez, 1997; Gómez-Fernández, 2000) de la isla de Tenerife.

Así, Gómez (1997) desarrolló una metodología para el análisis del riesgo volcánico en el entorno de un SIG, aplicándola a la isla de Tenerife. Los ejemplos de mapas de riesgo se realizan basándose en mapas de peligrosidad para invasión de lavas obtenidos con el modelo probabilístico presentado en el capítulo III de esta memoria, considerando un único centro eruptivo, es decir, construyendo un escenario de riesgo.

Este apartado aborda la elaboración de los mapas de peligrosidad volcánica para isla a medio plazo, siguiendo la metodología propuesta en este capítulo, considerando como peligros esperables la caída de cenizas y las coladas de lava.

IV.4.1. Marco geológico

La construcción subaérea de Tenerife se inicia con erupciones fisurales, que tuvieron lugar entre 12 Ma y 3.3 Ma, constituyendo la Serie Basáltica Antigua (Fúster et al., 1968a; Ancochea et al., 1990; Martí et al., 1995). Estas formaciones afloran en las áreas de Anaga, Teno y Roque del Conde (figura IV.18) como potentes apilamientos de coladas, atravesados por numerosos diques.

Después de esta fase de escudo, se desarrollan dos estilos eruptivos diferentes, que continúan presentes en la actualidad. Por una parte, erupciones basálticas efusivas, especialmente localizadas en las dorsales; y, por otra, erupciones explosivas, asociadas al edificio central (Araña et al., 2000). Sin embargo, no todos los centros eruptivos pueden ser incluidos en estos dos grupos, puesto que existen numerosos conos basálticos en la zona Sur de la isla y en las zonas que rodean las dorsales y el edificio central, así como un foco sálico en el Sur de la isla.

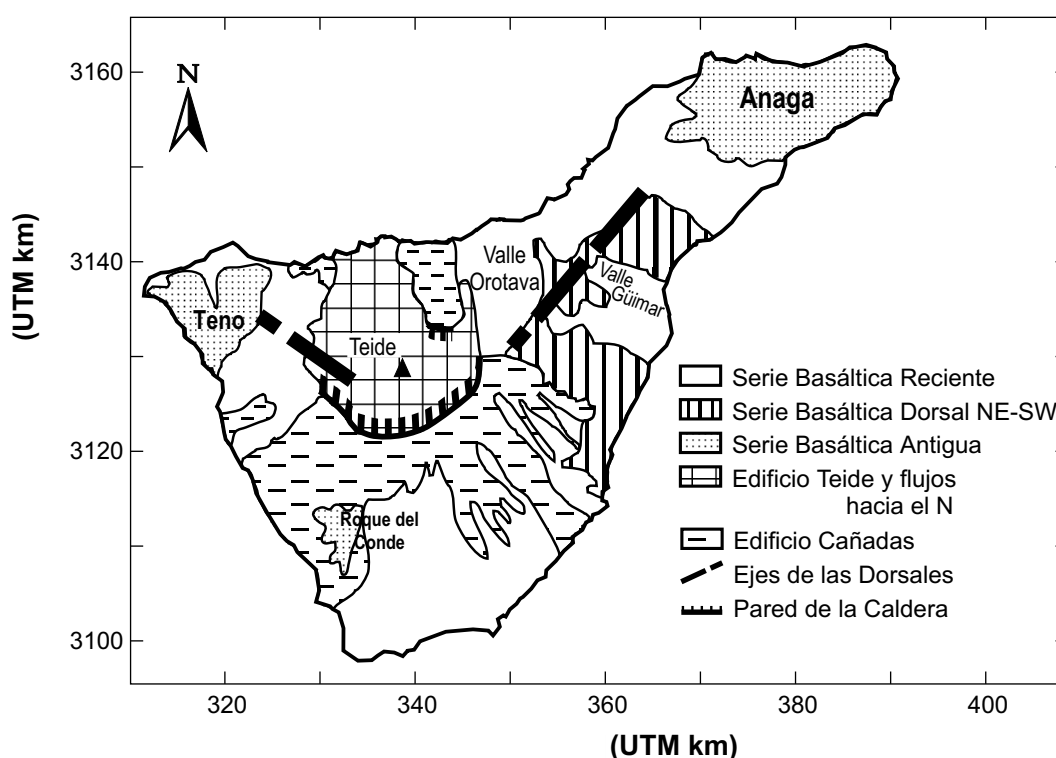


Figura IV.18. Esquema volcanológico de Tenerife (adaptado de Ancochea et al., 1990).

Dorsales

Una vez finalizada la fase de escudo, la emisión de lavas basálticas se concentró preferentemente en dos ejes volcano-tectónicos de direcciones NE-SW y NW-SE. Estos ejes coinciden con dos dorsales que prácticamente unen los macizos de Teno y Anaga con la parte central de la isla. Según Ancochea et al. (1990), el período de máxima actividad en las dorsales tuvo lugar hace unos 0.8 Ma, aunque las crestas actuales de estas dorsales están formadas por conos mucho más jóvenes, los

más recientes de los cuales (según Ancochea et al. (1995), menos de 0.17 Ma) están incluidos en la Serie Basáltica IV propuesta por Fúster et al. (1968a), mientras que los más antiguos pertenecen a la Serie III (Fúster et al., 1968a). Los centros eruptivos de las erupciones históricas bien localizadas (1704-5, 1706, 1798 y 1909) se sitúan en estos dos ejes.

Edificio Central

La posición de los ejes volcano-tectónicos NE-SW y NW-SE define, en el centro de la isla, el área de mayor actividad desde el fin del volcanismo que construyó los macizos antiguos. Bajo este área debieron existir condiciones favorable para el emplazamiento de cámaras magmáticas, donde los magmas basálticos evolucionan a traquíticos y fonolíticos. En este gran volcán central puede distinguirse su parte basal, conocida como Edificio Cañadas. Este edificio culmina en una gran depresión elíptica: la Caldera de Las Cañadas. Esta caldera tiene unas dimensiones de 16x9 km, con su base situada a unos 2000 m sobre el nivel del mar.

La construcción del Edificio Central ha tenido lugar durante varios ciclos magmáticos, separados por largos períodos de inactividad. Cada ciclo constructivo-destructivo está compuesto de una secuencia de eventos similar (Martí et al., 1995): 1) ascenso continuo de magmas basálticos de origen mantélico; 2) formación de una cámara magmática somera, con predominio de erupciones fonolíticas y una zona de sombra para erupciones basálticas en la parte central de la isla; 3) evento de formación de caldera, implicando la destrucción del edificio volcánico y la total o parcial destrucción o enfriamiento de la cámara magmática; 4) erupción de magmas basálticos en la parte central de la isla; 5) emplazamiento de una nueva cámara magmática, en una localización diferente y migración de la actividad fonolítica a otros sectores de la parte central de Tenerife. Martí et al. (1994b) identificaron tres ciclos entre 1.57 y 0.179 millones de años. La duración de cada ciclo varía entre 300 y 100 ka, separados por períodos de calma entre 120 y 250 ka.

La fase más reciente del volcanismo central de Tenerife dio lugar, en la parte N de la Caldera de Las Cañadas y durante los últimos 0.15 Ma, a un doble estratovolcán: el complejo Teide-Pico Viejo (Abay y Martí, 2000; Martí et al., 1994b), que incluye algunos domos con actividad explosiva. La actividad actual está prácticamente limitada a fumarolas en la cumbre del Teide (Albert et al., 1990) y una débil actividad sísmica (Almendros et al., 2000).

IV.4.2. Peligros esperables

Dadas las características descritas de la isla de Tenerife, sólo son esperables, a medio plazo dos tipos de erupciones: una erupción sálica explosiva, asociada al complejo central de la isla o una erupción basáltica que, en principio, puede tener lugar en cualquier punto de la isla.

El peligro esperable para una erupción basáltica es, fundamentalmente, las coladas de lava. Otros peligros asociados a este tipo de erupciones pueden ser emanaciones gaseosas o piroclastos de

proyección balística, pero, dado que éstos generalmente sólo tienen importancia en las cercanías de los centros de emisión, no se han considerado en este trabajo.

Al igual que se discutió en el caso de Lanzarote, si en una erupción de este tipo interviene una cantidad importante de agua, puede generarse una erupción hidromagmática explosiva que genere oleadas piroclásticas. Según Gómez (1997), en Tenerife, dada la distribución espacial de mecanismos eruptivos y la susceptibilidad de intervención de agua, sólo son esperables erupciones hidromagmáticas en la zona costera, por lo que el área susceptible de ser afectada por oleadas piroclásticas sólo representaría una estrecha franja paralela a la costa.

En lo referente a una erupción explosiva asociada al complejo central de la isla, podrían producirse dos peligros diferentes, según la evolución de la columna eruptiva: caída de cenizas, si se genera una columna convectiva o flujos piroclásticos si se produce un colapso de la misma. Aunque en ciclos anteriores del complejo central, los flujos piroclásticos tienen gran importancia (Martí et al., 1994b), en el ciclo actual (Teide-Pico Viejo) no ha tenido lugar ninguna erupción que los genere. Por el contrario, la erupción de Montaña Blanca ocurrida hace unos 2000 años, (descrita con detalle en el capítulo II) desarrolló una columna convectiva que generó depósitos de pómez en su entorno. Por tanto, se ha considerado que, a medio plazo, el peligro principal asociado a una erupción explosiva en el entorno de Las Cañadas es la caída de cenizas.

IV.4.3. Probabilidad de ocurrencia

Tal y como se ha comentado en apartados anteriores, el cálculo de períodos de recurrencia es más significativo cuanto mayor sea el período abarcado por el registro y mayor el número de eventos datados. En el caso de Tenerife, el registro histórico es muy escaso, y las dataciones radiométricas disponibles para los últimos 200 ka años son escasas e imprecisas (Martí et al., 1994a). Sin embargo, de la información disponible pueden extraerse algunas conclusiones acerca de los peligros esperables descritos en el apartado anterior.

Caída de cenizas

La caída de cenizas es un peligro asociado a erupciones explosivas, y, en la isla de Tenerife, éstas aparecen asociadas al Edificio Central. Tal como se ha descrito en el apartado IV.4.1, la construcción del Edificio Central ha tenido lugar durante varios ciclos magmáticos, separados por largos períodos de inactividad. El complejo Teide-Pico Viejo, cuya construcción comenzó después del último colapso de caldera, corresponde al ciclo actual en el cual, después de la emisión de un gran volumen de basaltos, podría haber entrado en una fase inicial de erupciones fonolíticas, concentradas en los flancos del complejo Teide-Pico Viejo. Teniendo en cuenta los episodios sálicos más importantes (Coladas Negras, Roques Blancos y Montaña Blanca-Montaña Rajada -Ablay y

Martí, 2000), puede decirse que la magnitud y explosividad han disminuido con respecto a los ciclos anteriores.

No es posible establecer una cronología detallada de las erupciones sálicas del ciclo del Teide, aunque su cadencia parece ser de miles o incluso decenas de miles de años (Araña et al., 2000). Esta falta de datos hace imposible estimar la probabilidad de ocurrencia de una erupción explosiva, aunque es lógico suponer que, dada la situación actual dentro del ciclo Teide-Pico Viejo, para un Δt del orden de decenas de años pueda tener lugar alguna erupción de este tipo. El último evento explosivo en Tenerife, como ya se ha mencionado, tuvo lugar hace unos 2000 años (Ablay et al., 1995): la erupción de Montaña Blanca, que se ha considerado como el punto de partida para el estudio de la caída de cenizas.

Coladas de lava

A partir del registro geológico no es posible discernir patrones claros en el volcanismo basáltico de Tenerife. En general, puede asumirse que dicha actividad puede tener lugar en cualquier momento, con períodos de reposo (Araña et al., 2000).

En las erupciones históricas del archipiélago que aparecen en la tabla IV.1, se observa que la isla de Tenerife es la que ha generado un mayor número de ellas: nueve. Sin embargo, algunas de estas dataciones y localizaciones deben considerarse dudosas (Romero, 2000). Así por ejemplo, los datos de la erupción de 1396 provienen de referencias de marinos vizcaínos, la de 1430 de narraciones de los pueblos aborígenes y la de 1492 de escritos de Colón en su viaje hacia América.

Considerando válidas todas las dataciones y aplicando la metodología descrita en De la Cruz Reyna (1993b), para un nivel de confianza del 95% se obtiene un período de recurrencia entre 44 y 83 años (figura IV.19). Si se aumenta el nivel de confianza hasta un 99.5%, los límites apenas varían: 42-83 años (Astiz et al., 2000; Araña et al., 2000).

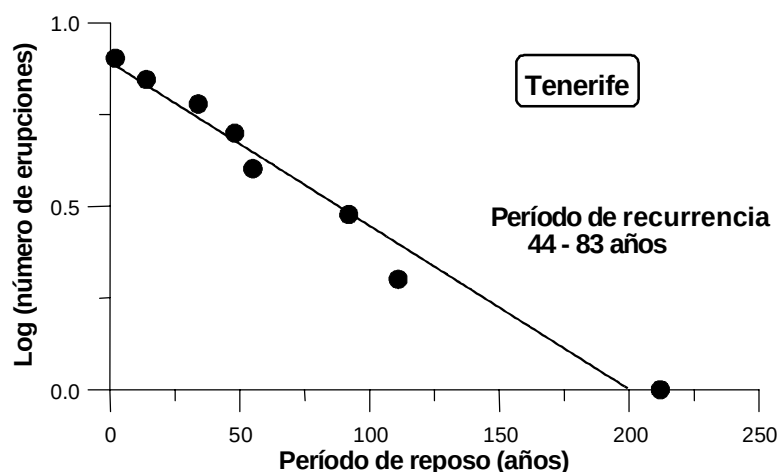


Figura IV.19. Ajuste del período de recurrencia para Tenerife, según los datos de la tabla IV.1. Abscisas: tiempo de reposo entre erupciones; ordenadas: logaritmo del número de erupciones con tiempo de reposo mayor o igual que el valor de la abscisa (de Astiz et al., 2000).

Lógicamente, estos resultados tienen un valor meramente aproximativo, pues nueve erupciones es una muestra demasiado pequeña para obtener un resultado significativo. Así, incluso si se considera el valor superior de los límites obtenidos, debería haber tenido lugar alguna erupción en Tenerife desde la última ocurrida, la del Chinyero en 1909.

IV.4.4. Área fuente

La distribución espacial de centros eruptivos pasados puede aportar mucha información para definir el área susceptible de contener futuros centros de emisión. En este trabajo, se han considerado los centros eruptivos incluidos en las series III y IV de Fúster et al. (1968a), agrupados en históricos (considerando los más antiguos como los correspondientes a la erupción de Siete Fuentes - Fasnía - Arenas, ocurrida entre 1704 y 1705), serie IV (sin incluir los históricos) y serie III. La localización espacial de estos centros fue recopilada por Gómez (1997) a partir de la cartografía MAGNA y una imagen satélite Landsat 5 TM. La figura IV.20 muestra estos tres conjuntos de datos, donde se distinguen claramente las alineaciones correspondientes a las dorsales NW-SE y SW-NE. En la zona Sur de la isla, aunque algunos autores (Carracedo, 1994) apuntan la existencia de un tercer eje, se aprecia que la dispersión de los centros (correspondientes en su mayoría a la Serie III, exceptuando la pequeña concentración de centros de la Serie IV) es mucho mayor.

Caída de cenizas

Dada la situación volcanológica actual de la isla de Tenerife, sólo es esperable una erupción explosiva que genere una columna convectiva asociada al sistema Teide-Pico Viejo. Por tanto, se ha considerado que el área fuente más probable para este tipo de erupciones es un círculo, centrado en el pico Teide, con un radio de 5 km, radio que engloba las erupciones sálicas de las series III y IV de Fúster et al. (1968a)

Coladas de lava

En la definición del área fuente para coladas de lava se han considerado tres aproximaciones distintas. La primera aproximación, que se denominará aproximación estructural, representa de forma simple las principales estructuras de la isla en las que es esperable una futura erupción. Las dos restantes son de tipo numérico y están basadas en diferentes análisis acerca de la distribución espacial de pasados centros eruptivos, agrupados en los tres conjuntos de datos ya mencionados. En la primera de ellas se analiza la distribución de cada uno de estos conjuntos de centros según un análisis bivalente de Cox, por lo que se denominará aproximación de Cox. La otra, que se denominará aproximación fractal, está basada en analizar la distribución espacial de los centros eruptivos considerados asumiendo que ésta es fractal.

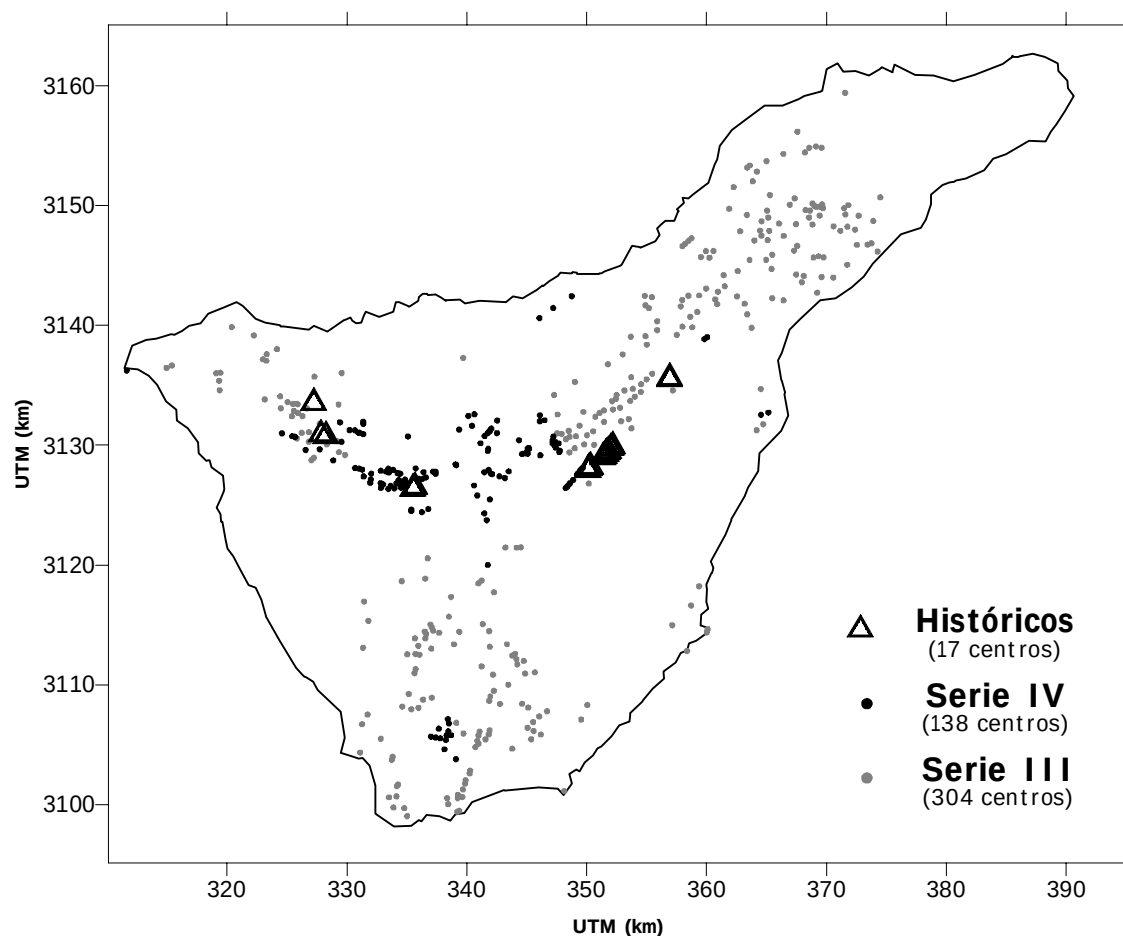


Figura IV.20. Centros eruptivos de la Isla de Tenerife considerados para la estimación del área fuente, agrupados en históricos, Serie IV y Serie III (ver texto).

APROXIMACIÓN ESTRUCTURAL

Esta aproximación se basa en asumir que, dada la situación volcanológica actual de la isla de Tenerife, las áreas que presentan una mayor probabilidad de contener futuros centros eruptivos efusivos son las dorsales y el complejo Teide-Pico Viejo. El área que representa al complejo Teide-Pico Viejo es la misma que la considerada como área fuente para erupciones explosivas. Las dorsales han sido representadas por dos rectángulos, cuya dirección principal se ha estimado por regresión lineal de los centros de la figura IV.20 y su ancho es el correspondiente a la banda de predicción del ajuste del 80%. El área fuente está compuesta, pues, por estos tres elementos, tal como muestra la figura IV.21. Dentro de esta área se han distinguido dos zonas de distinta probabilidad. La de menor probabilidad es, aproximadamente, la mitad oriental de la dorsal NE-SW. El adjudicar a este sector un valor de probabilidad inferior al resto es debido a que la inmensa mayoría de los centros eruptivos que contiene son los más antiguos considerados en este trabajo (Serie III), conteniendo sólo dos centros de la Serie IV y uno histórico. El valor numérico de probabilidad adjudicado a este sector es de $1/5$, proporción entre la densidad de centros históricos en esta zona y el resto del área fuente. Probablemente, este valor es el mayor que puede adjudicarse a esta zona, puesto que la proporción de centros de la serie IV es aún inferior (del orden de $1/10$).

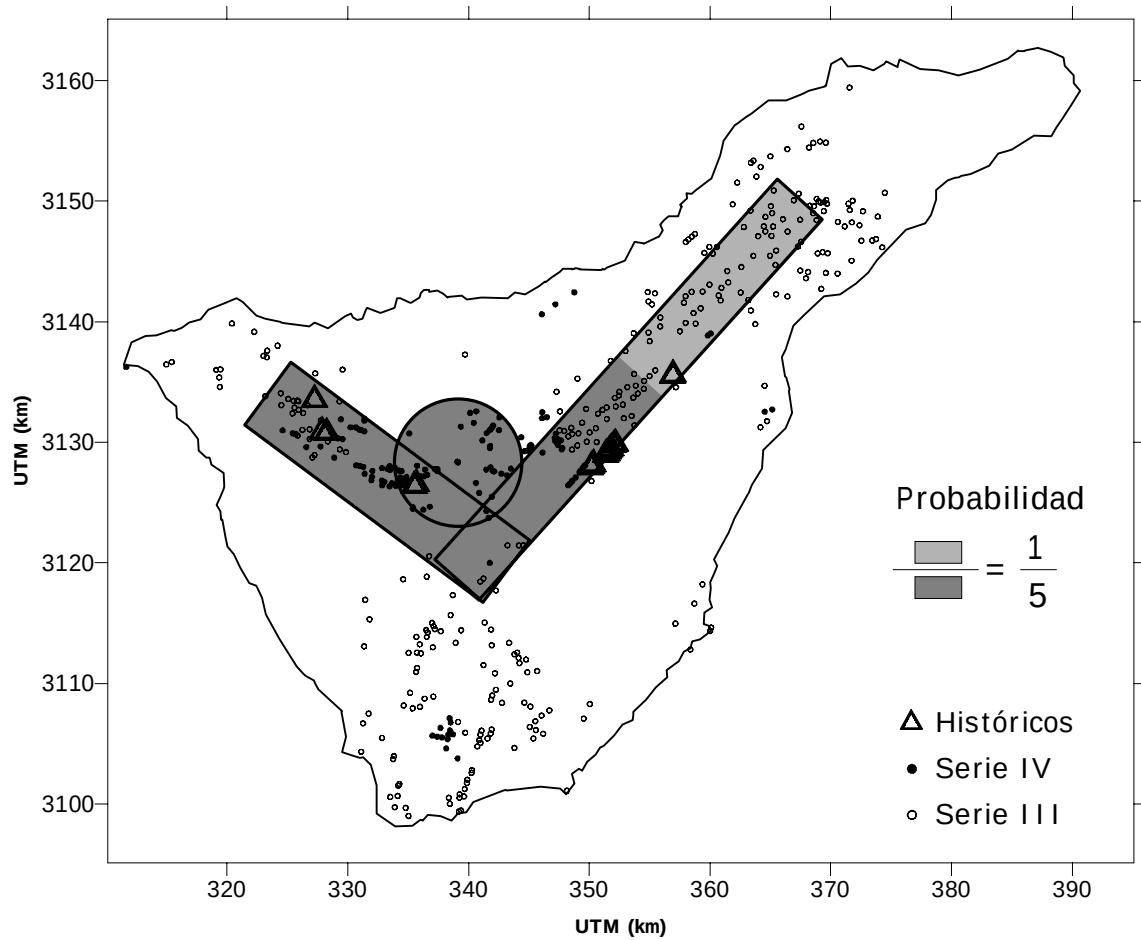


Figura IV.21. El círculo representa el área fuente considerada para una erupción explosiva en Tenerife. Los rectángulos y el círculo representan el área fuente considerada para una erupción efusiva en Tenerife en la aproximación estructural. Las celdas de las áreas gris oscuro tienen una probabilidad 5 veces mayor que las celdas del área gris claro. Los triángulos y los puntos llenos y vacíos corresponden a los centros eruptivos representados en la figura IV.20.

APROXIMACIÓN DE COX

Wadge et al. (1994) propusieron el uso del análisis bivalente de Cox para estimar la localización de futuros centros eruptivos en el área del Etna. Este método está basado en asumir que la probabilidad, P , de que x sea un futuro centro de emisión es función de su distancia a los centros conocidos (y_i , $i = 1, \dots, N$) dentro de su radio de influencia (r) según la expresión:

$$P(\bar{x}, r) = r^2 \sum_{i=1}^N G\left(\frac{|\bar{x} - \bar{y}_i|}{r}\right) \quad (\text{IV.2})$$

donde G representa el núcleo truncado dado por:

$$G(z) = \begin{cases} \frac{\pi}{2} e^{-0.5z} & z \leq 1 \\ 0 & z > 1 \end{cases} \quad (\text{IV.3})$$

Es decir, que la probabilidad de cualquier punto de contener un futuro centro eruptivo está determinada únicamente por los centros pasados contenidos en un círculo de radio r centrado en dicho punto, y de forma que esta probabilidad será mayor cuanto más cerca del punto estén los centros.

Una aproximación simplificada de este análisis fue aplicada a la isla de Tenerife por Gómez (1997), calculando el número de centros eruptivos pasados contenidos en un círculo de radio igual a la distancia media intercentros, sin ponderar por distancia. La autora asume que la probabilidad de un punto de contener futuros centros eruptivos es proporcional a dicho conteo de centros.

En este trabajo se ha optado por aplicar el método descrito en las ecuaciones IV.2 y IV.3 a los tres conjuntos de centros, considerando, en cada caso, como radio de influencia la mitad de la distancia media intercentros de cada conjunto de datos (figura IV.22a-c). Para obtener el mapa de probabilidad final, se realizó una suma ponderada de los tres mapas obtenidos, adjudicando un peso distinto a cada conjunto de datos, de forma que cada grupo tuviese un peso doble al inmediatamente inferior en edad, es decir: 1 para los centros históricos, 1/2 para los centros de la serie IV y 1/4 para los centros de la serie III. El resultado se muestra en la figura IV.22d, donde se aprecia que sólo una pequeña zona, situada en el macizo de Anaga presenta una probabilidad prácticamente nula. También se observa claramente como los mayores valores de probabilidad (tonos anaranjados y rojos) se sitúan en el entorno del edificio Teide-Pico Viejo, la dorsal NW-SE y el sector W de la dorsal SW-NE, y en algunos núcleos dispersos en la zona S de la isla.

APROXIMACIÓN FRACTAL

Las estructuras autosimilares son conjuntos fractales característicos, en los que cada porción de la estructura es una versión a pequeña escala del conjunto total. La dimensión fractal de un objeto es la medida de su tendencia a rellenar el espacio. En los últimos años, diversos autores han estudiado los sistemas de fracturas como estructuras autosimilares y evaluado su dimensión fractal. Asumiendo que la distribución espacial de los centros eruptivos está ligada al sistema de fracturas y al campo de esfuerzos asociado del área, su estudio, en términos de distribución fractal (Mazzarini y Armienti, 2001), puede permitir evaluar la probabilidad de cada punto de contener un futuro centro eruptivo.

El proceso seguido en esta aproximación para el cálculo de la probabilidad de cada punto de contener un futuro centro eruptivo, está basado en el método de conteo de celdas. Este método consiste en una malla de celdas cuadradas que recubre el objeto, con diferentes tamaños de celda. La dimensión fractal del objeto se obtiene como el límite del cociente entre el número de celdas no vacías y la dimensión de la celda (ver, por ejemplo, Barnsley, 1988; Mazzarini y Armienti, 2001).

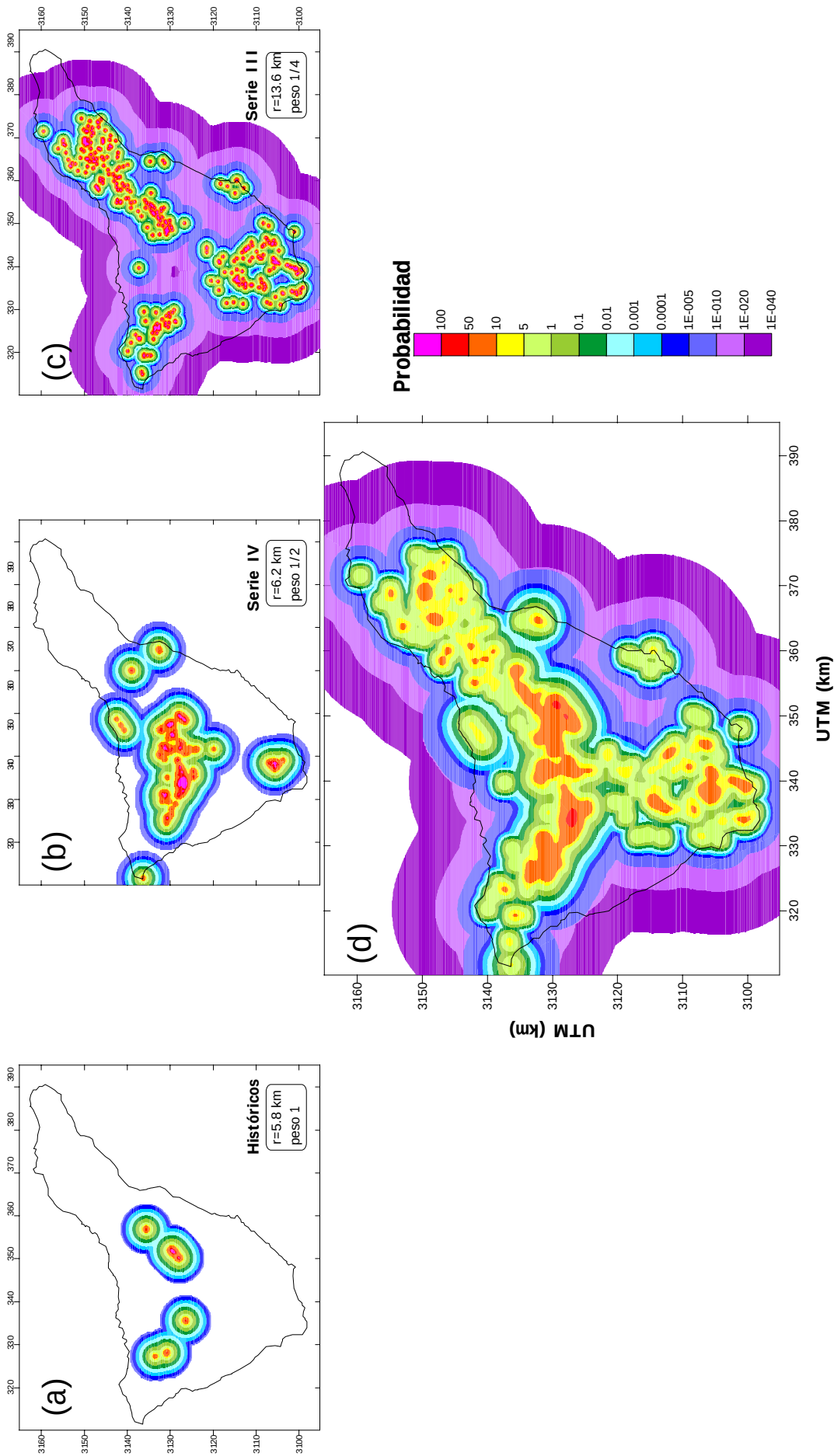


Figura IV.22. Distribución de probabilidad en el área fuente para coladas de lava de la isla de Tenerife según la aproximación de Cox. **(a)**, **(b)** y **(c)** son el resultado del análisis de Cox para los tres conjuntos de centros considerados, con el radio de influencia notado en cada mapa. **(d)** Probabilidad final, construida sumando **(a)**, **(b)** y **(c)** con los pesos notados en cada mapa.

La aplicación a la isla de Tenerife se ha realizado partiendo de un mapa de 512x512 celdas, con la isla de Tenerife centrada en él (de forma que la distancia mínima de la línea de costa de la isla de Tenerife a los bordes del mapa en la dirección E-W y N-S es idéntica dos a dos). La elección de un tamaño de área que sea una potencia de 2 simplifica enormemente los cálculos. Partiendo de este cuadrado inicial, se divide en cuatro cuadrados idénticos, sumando uno a los puntos de los cuadrados que contuviesen algún centro. La división de cada cuadrado en cuatro se repitió sucesivamente hasta un tamaño de celda de 0.8 km, valor que puede considerarse representativo para cada centro eruptivo considerado. El proceso, aplicado a cada conjunto de datos se muestra en la figura IV.23a-c.

Puesto que cada uno de estos mapas individuales muestra una variación de probabilidad muy pequeña, para calcular el mapa de probabilidad final, los pesos adjudicados a cada mapa varían según un factor 10, de forma que los centros históricos tienen un peso 100, los de la serie IV, 10, y los de la serie III, 1. El mapa de probabilidad final obtenido (figura IV.23d) es la suma, ponderada según los pesos mencionados, de los mapas correspondientes a cada conjunto de datos. En él, puede distinguirse la estructura de las dorsales y también el entorno del edificio Teide-Pico Viejo, aunque la probabilidad de la parte N es bastante inferior a la de la parte S. Es curioso el efecto ocurrido en el cuadrante SE, en el que el valor de probabilidad obtenido en los mapas correspondientes a los centros históricos y de la Serie IV, es nulo. Este valor no sería nulo si la esquina superior de dicho cuadrante se desplazase unos 2 km hacia el N o el W. Este efecto, que podría denominarse efecto esquina, no tiene demasiada influencia en el mapa de peligrosidad de Tenerife que se obtendrá más adelante, pero puede ser importante en otras áreas de características distintas.

Es preciso notar que las escalas de las figuras IV.22 y IV.23 no son comparables, puesto que, al realizar las simulaciones numéricas, el valor considerado es de probabilidad relativa de unas celdas a otras y no su valor absoluto.

En general, cualquier distribución de probabilidad de contener un futuro centro eruptivo basada en la distribución espacial de centros pasados tiene el inconveniente de asumir que lo que se observa en superficie es representativo. Es decir, que en el análisis no se tienen en cuenta aquellos centros pasados que no estén catalogados por haber sido recubiertos por materiales más recientes.

Con respecto a las tres aproximaciones presentadas, puede decirse que las mayores ventajas de las aproximaciones numéricas (Cox y fractal) frente a la estructural son una mayor objetividad y la facilidad para incluir nuevos datos, mientras que su principal inconveniente es que no incluye ningún tipo de información además de la distribución espacial de centros pasados. Por otra parte, la aproximación fractal da menos énfasis a las zonas con gran densidad de centros eruptivos que la de Cox. El principal inconveniente de la aproximación fractal es que, dependiendo de la forma del área de estudio, puede presentar algún efecto esquina en la distribución de probabilidad final.

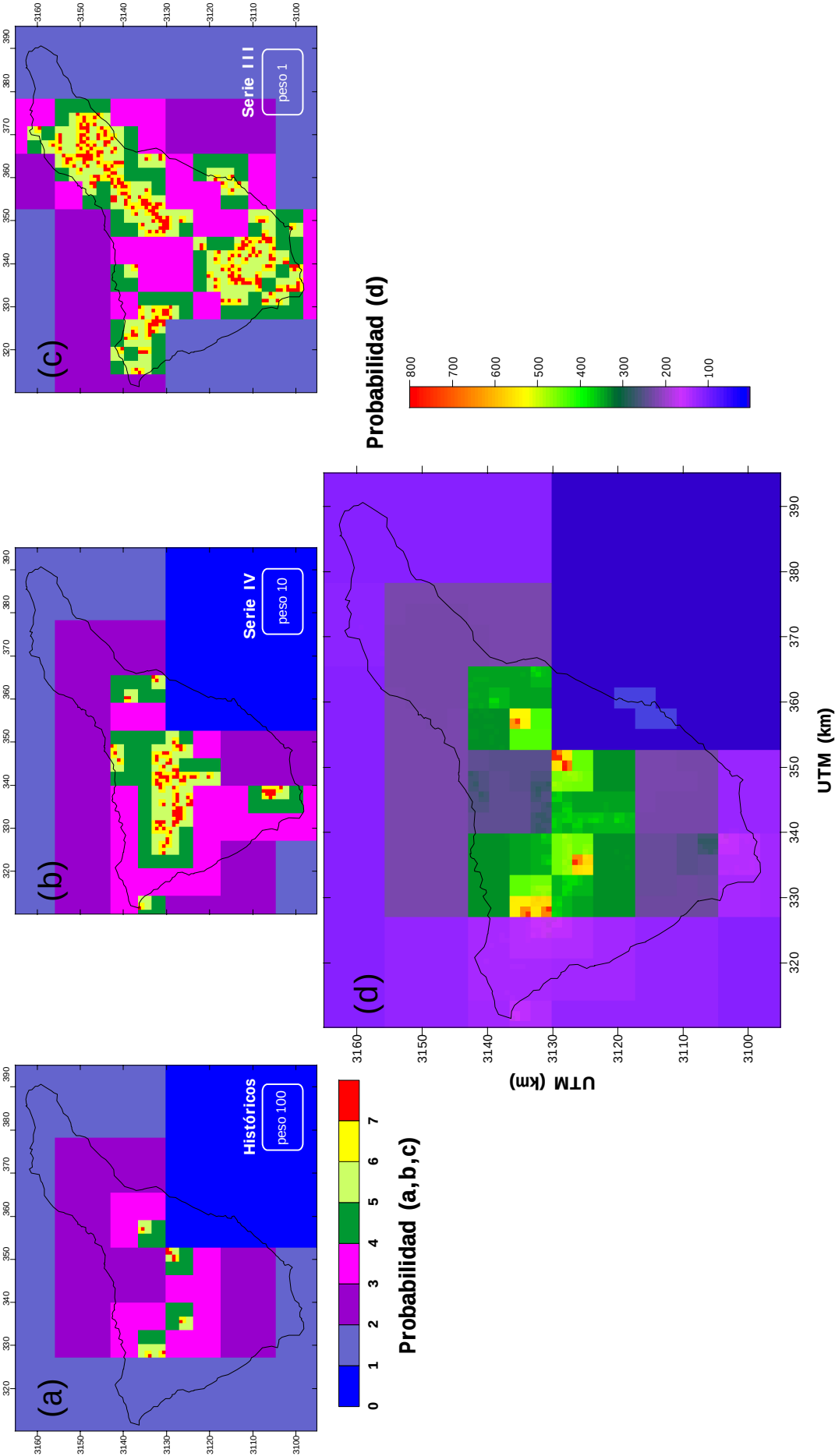


Figura IV.23. Distribución de probabilidad en el área fuente para coladas de lava de la isla de Tenerife según la aproximación fractal. **(a)**, **(b)** y **(c)** son el resultado de los cálculos para los tres conjuntos de centros considerados. **(d)** Probabilidad final, construida sumando (a), (b) y (c) con los pesos notados en cada mapa.

IV.4.5. Caracterización de la erupción esperable

Caída de cenizas

La caracterización de la erupción explosiva esperable, se ha basado en los resultados de la modelización de la erupción de Montaña Blanca realizada en el capítulo II. Así, las características de la erupción esperable se resumen en la tabla IV.2.

Tabla IV.2.

Parámetros de entrada para la simulación de caída de cenizas en Tenerife.

Altura de la columna	8.0 km
Volumen total emitido	0.04 km ³
Parámetro de forma de la columna (A')	80
Tamaño medio de partícula (ϕ_m)	-2
Dispersión de la distribución (σ_ϕ)	1.5
Difusividad horizontal (K_x)	700 m ² /s

Coladas de lava

La última erupción ocurrida en Tenerife tuvo lugar en 1909, por lo que, evidentemente, no se dispone de datos de observación instrumental de ninguna erupción en la isla. Prácticamente tampoco existen datos de laboratorio acerca de la variación de la viscosidad y la cizalla umbral con la temperatura en las lavas tinerfeñas, apenas el reciente trabajo de Giordano et al. (2000) sobre la variación de la viscosidad en las lavas fonolíticas de la erupción de Montaña Blanca. Esta carencia de datos, junto con la gran extensión de las áreas fuente consideradas, hace que se haya optado por aplicar el modelo probabilístico descrito en el capítulo III. Para emplear este modelo sólo es preciso caracterizar la erupción esperable en términos de corrección de altura y longitud máxima de flujo. La primera se ha considerado de 3 m, valor por encima de la altura del frente de lava en la mayoría de las coladas de Tenerife, y apropiado dado lo abrupto de la topografía tinerfeña. Para la longitud máxima de flujo se ha considerado, para las aproximaciones de Cox y fractal, un valor de 7 km, valor representativo de la longitud de las coladas históricas de la isla (Solana, 1998), aunque este valor está fuertemente influenciado por el ritmo de emisión y la pendiente de las zonas por las que discurrieron las lavas. Para la aproximación estructural, dado lo limitado de la extensión del área fuente considerada, se ha considerado que era preciso optar por un valor mucho mayor, que permitiese a las coladas alcanzar la costa.

IV.4.6. Simulación numérica

Caída de cenizas

Para llevar a cabo las simulaciones numéricas de caída de cenizas, se ha contado con seis años de registro de vientos facilitados por el Observatorio Meteorológico de Santa Cruz de Tenerife, con datos a 4 niveles diferentes: 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa y 500 hPa (aunque en este último nivel sólo se dispone de datos de intensidad). Agrupando los datos en las 8 direcciones principales (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW) y realizando un análisis estadístico, se obtiene que la distribución de dirección de vientos en los distintos niveles es la mostrada en la figura IV.24, donde también se indica la velocidad media en cada nivel.

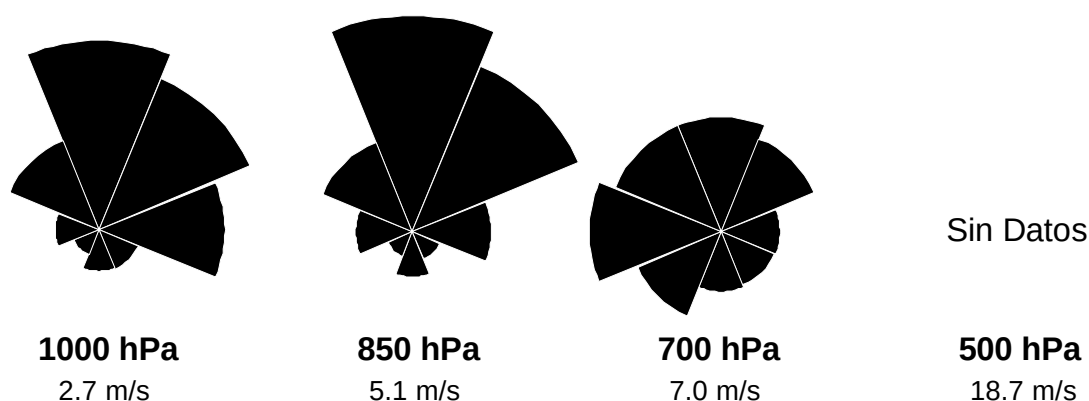


Figura IV.24. Distribución de vientos para un registro de seis años de datos medidos en el observatorio de Santa Cruz de Tenerife. Para cada nivel se indica, debajo, la intensidad media, y, en el gráfico superior (excepto para 500 hPa) la distribución de direcciones.

Puesto que el modelo de simulación descrito en el capítulo II no tiene en cuenta el efecto de la topografía, y dado que la menor altura topográfica del área considerada como área fuente es aproximadamente 1500 m, no se han tenido en cuenta los datos de viento correspondientes a 1000 hPa (equivalente al nivel del mar). Las simulaciones se han realizado considerando que desde el nivel base (equivalente a 1500 m) hasta 1.5 km por encima, la dirección e intensidad del viento son las correspondientes al nivel de 850 hPa. De dicha altura hasta los 4.5 km, la dirección e intensidad son las correspondientes al nivel de 700 hPa. Desde esa cota hasta la máxima altura alcanzada por la columna, la intensidad es la correspondiente al nivel de 500 hPa, manteniendo la dirección del nivel anterior. Por tanto, se realizó una simulación para cada posible combinación de datos de viento, es decir, 64 simulaciones, con los parámetros de entrada de la tabla IV.2.

Coladas de lava

Las simulaciones de las coladas de lava se han realizado con el modelo probabilístico descrito en el capítulo III, sobre el MDE de la Isla de Tenerife del Instituto Geográfico Nacional de tamaño de celda 200 m. El valor de corrección de altura empleado en todas las simulaciones es 3 m. El valor

de longitud máxima de flujo es 7 km para las áreas fuente correspondientes a las aproximaciones Cox y fractal y 40 km para la aproximación estructural. Como ya se ha comentado en el apartado anterior, en la aproximación estructural, dado lo limitado de la extensión del área fuente, emplear el valor de l_{max} considerado como característico para las erupciones históricas daría como resultado que el área afectada por las coladas se quedase reducido a la parte central de la isla.

Pretendiendo que las coladas pudiesen alcanzar la costa y que, en principio, cualquier punto de la costa pudiese ser alcanzado por las coladas, se han calculado las distancias (en línea recta) del área de emisión a la costa y de la costa al área de emisión. Los resultados obtenidos se muestran en la figura IV.25, siendo el valor máximo de la distancia del área de emisión a la costa de 18.8 km, y de la costa al área de emisión de 24.4 km. Puesto que estas distancias están calculadas en línea recta, y, tal como se discutió en el capítulo III, para caminos largos que puedan atravesar zonas de pendientes suaves, el valor de l_{max} debe ser superior al valor real de longitud de la colada, se ha optado por un valor de 40 km.

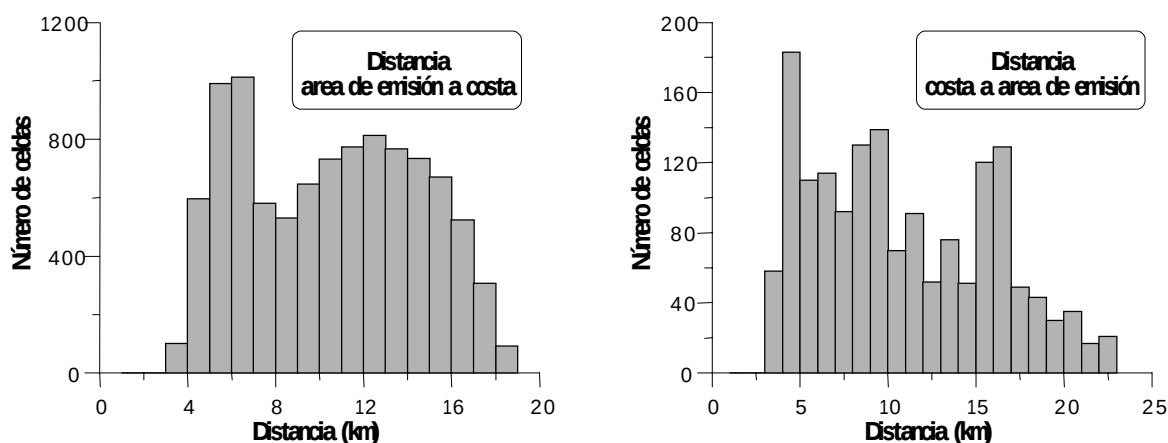


Figura IV.25. Histogramas de la distancia mínima de cada celda del área de emisión, para la aproximación estructural, a la costa de Tenerife (gráfico a la izquierda) y de cada celda de la costa (celdas del MDE de valor 0 contiguas a celdas de valor no nulo) al área de emisión (gráfico a la derecha).

Tras varios ensayos se llegó a la conclusión de que 2000 caminos por centro era un valor suficientemente alto para obtener valores de probabilidad representativos. Para ilustrar que este valor es más que suficiente se realizaron dos simulaciones considerando que el área fuente estaba constituida por todas las celdas del MDE (50740 celdas) y que todas ellas eran equiprobables. En la primera de ellas se calcularon 2000 caminos por centro de emisión y en la segunda, 10000. Para comparar ambos resultados, se evaluó en cada celda el valor absoluto de la diferencia en probabilidad entre ambas simulaciones, expresada como porcentaje del valor de la simulación de 10000 caminos por centro (figura IV.26). El valor máximo obtenido para la diferencia es 7.2%, pero la mayoría de los valores se encuentra por debajo del 2%. Así, más del 85% de las celdas arrojan un valor de diferencia por debajo del 1% y el 98% de las celdas están por debajo del 2%. Por tanto, todas las simulaciones se han realizado con 2000 iteraciones por centro.

Los mapas de probabilidad obtenidos como resultado de las simulaciones para las tres áreas fuente consideradas se muestran en las figuras IV.27-29.

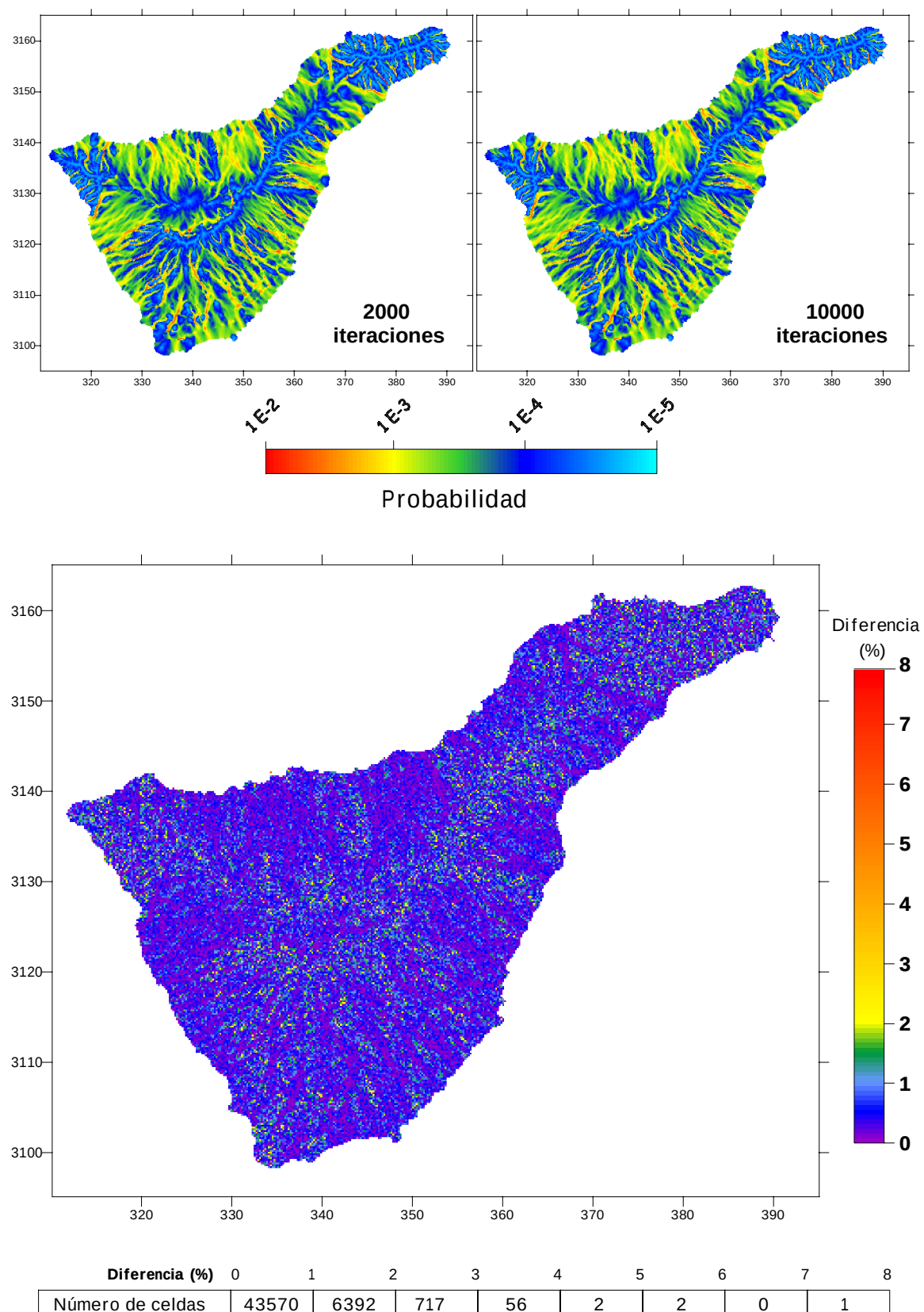


Figura IV.26. Resultado de la estimación del número de iteraciones necesario para la aplicación del modelo probabilístico de simulación de lavas en Tenerife. Los mapas de la parte superior son los mapas de probabilidad obtenidos con 2000 y 10000 iteraciones por centro (considerando todas las celdas del MDE equiprobables). El mapa de la parte inferior muestra el valor absoluto de la diferencia entre los dos mapas anteriores, expresada como porcentaje del valor de probabilidad obtenido en la simulación con 10000 iteraciones por centro. La tabla representa el histograma del mapa de diferencia.

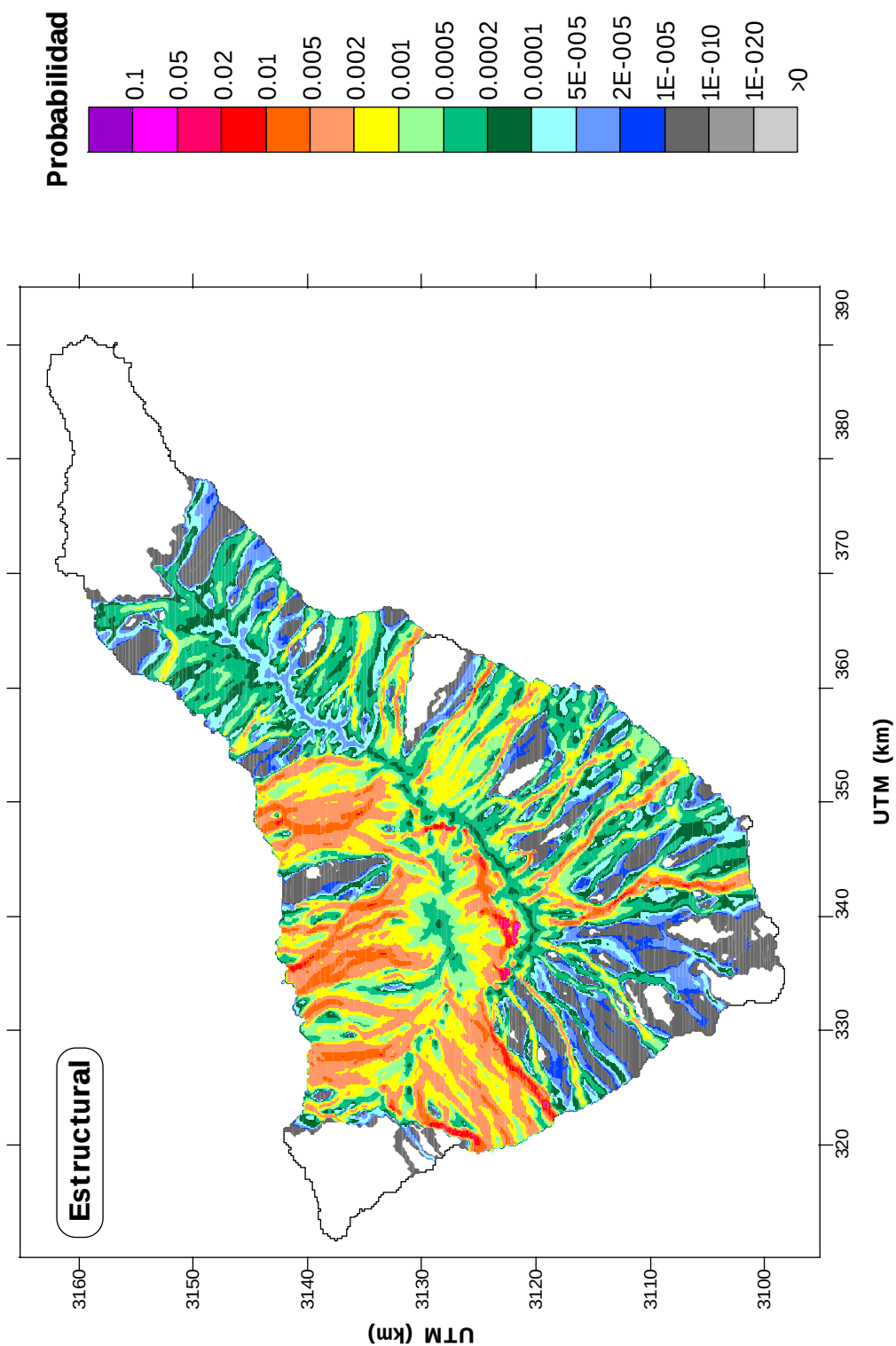


Figura IV.27. Mapa de probabilidad de invasión de lavas de la isla de Tenerife para el área fuente correspondiente a la aproximación estructural (fig. IV.21) .

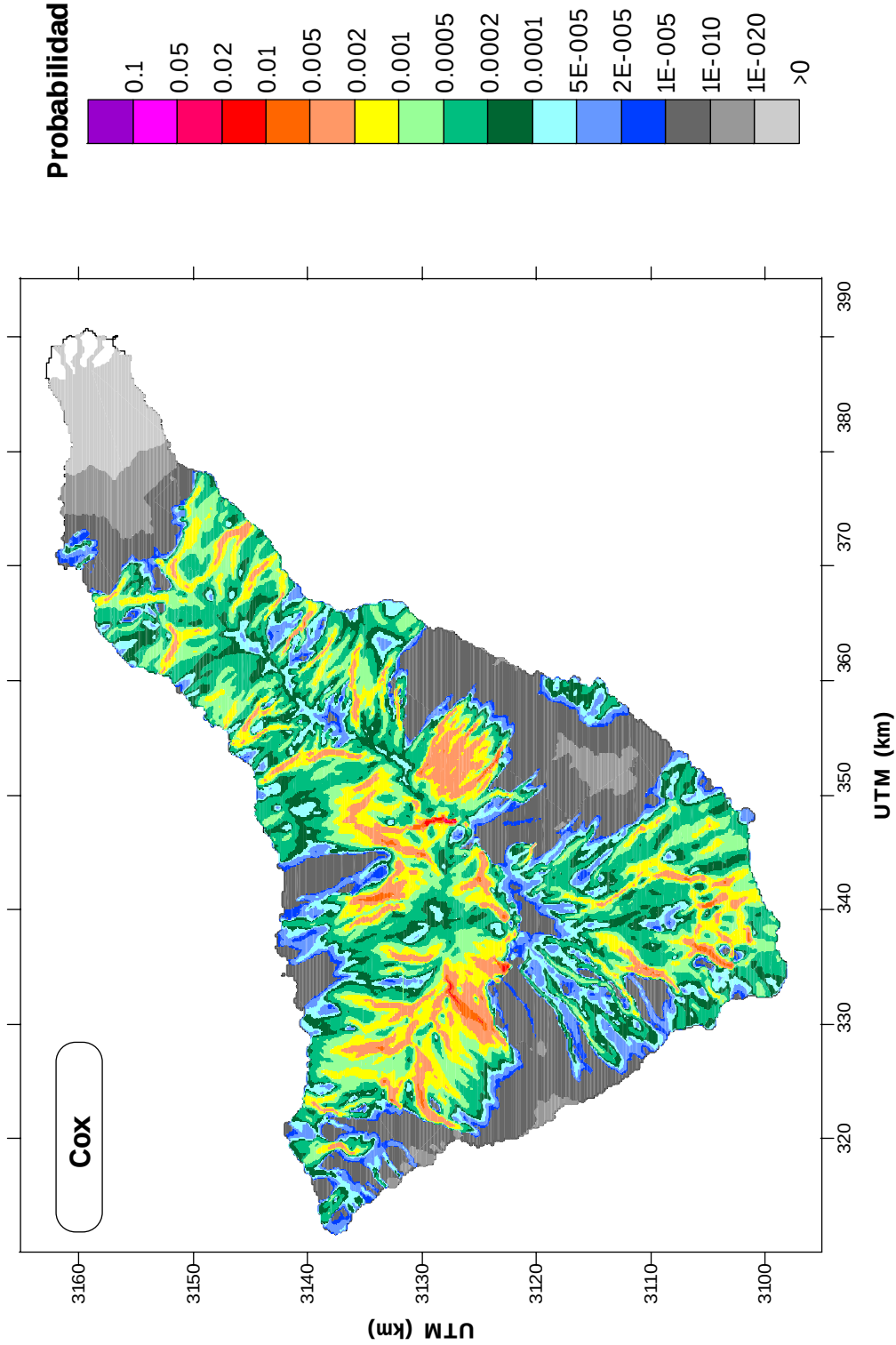


Figura IV.28. Mapa de probabilidad de invasión de lavas de la isla de Tenerife para el área fuente correspondiente a la aproximación de Cox (fig. IV.22) .

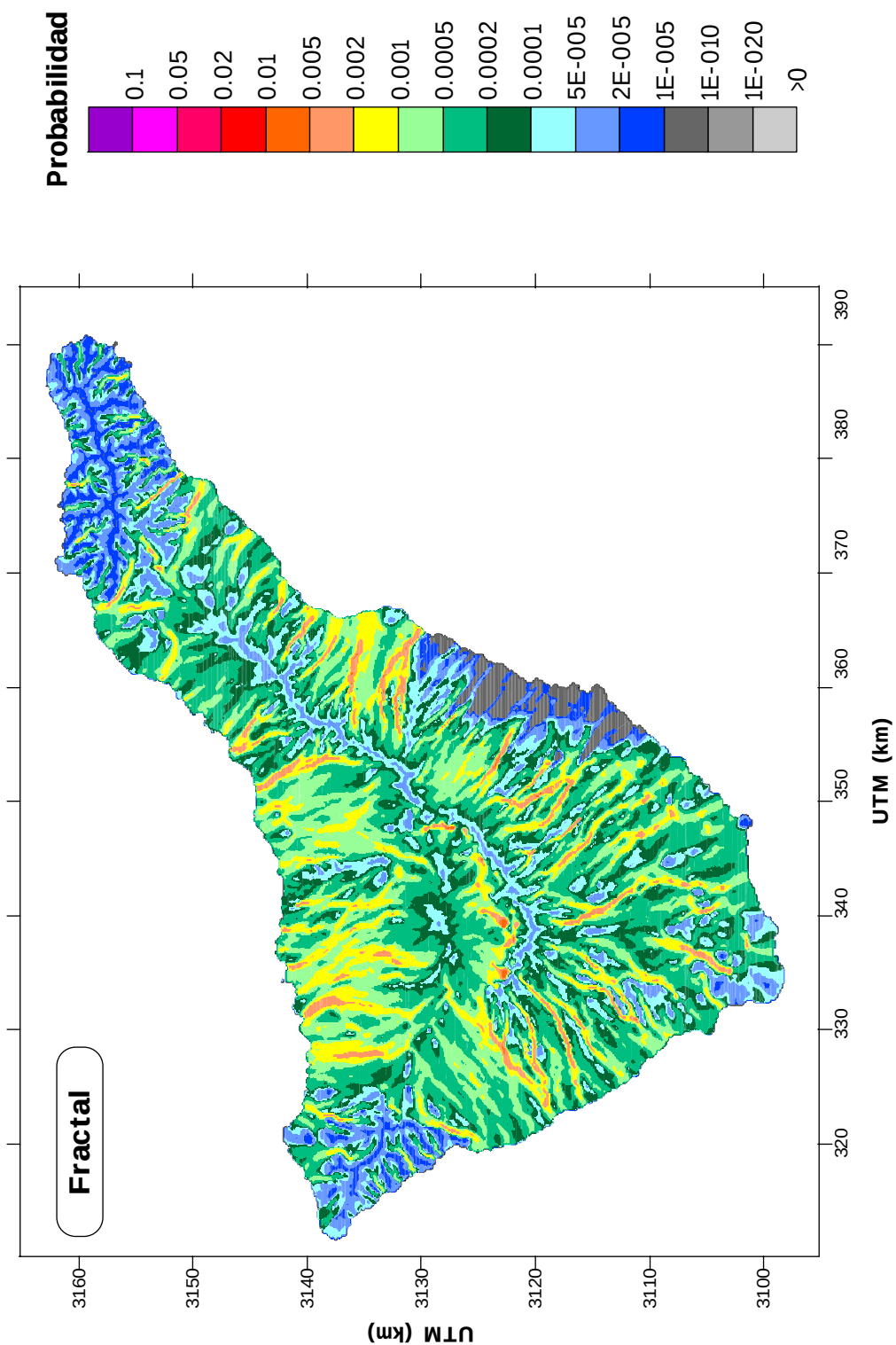


Figura IV.29. Mapa de probabilidad de invasión de lavas de la isla de Tenerife para el área fuente correspondiente a la aproximación fractal (fig. IV.23) .

IV.4.7. Mapas de peligrosidad

Tal y como se ha discutido en el apartado IV.4.3, el cálculo de períodos de recurrencia fiables, tanto para erupciones explosivas como para erupciones efusivas, no es posible en Tenerife. Por tanto, especialmente en el caso de las erupciones explosivas, no es posible calcular su probabilidad de ocurrencia para un Δt del orden de decenas de años. Así pues, los mapas de probabilidad obtenidos, para lavas en el apartado anterior y para caída de cenizas en este apartado, pueden considerarse mapas de peligrosidad a falta de un factor de escala.

Caída de cenizas

Una vez realizadas las simulaciones correspondientes a todas las combinaciones posibles de vientos, para la elaboración de los mapas de peligrosidad se han considerado dos niveles de peligro diferentes: que el espesor de cenizas sea mayor o igual que 5 cm, o mayor o igual que 10 cm. Para cada uno de estos casos y para cada una de las posibles situaciones de viento, se calculó, en su simulación correspondiente, el área cubierta por el nivel de ceniza considerado. A continuación se consideró que el centro de emisión podía estar situado en cualquier punto del área de emisión para erupciones explosivas (el círculo de la figura IV.21), calculando la probabilidad de cada punto de resultar cubierto por el nivel de ceniza considerado. La figura IV.30 muestra el resultado de estos cálculos para las cuatro combinaciones de viento más frecuentes.

Para evaluar la probabilidad de cada combinación de vientos se realizó un recuento del número de sondeos en los que aparece cada una de las combinaciones. El resultado, expresado en porcentaje, aparece en la tabla IV.3. A continuación, para cada nivel de peligro considerado, se sumaron, los 64 mapas obtenidos anteriormente, multiplicado cada uno por la probabilidad de su combinación de vientos.

Tabla IV.3.

Probabilidad de cada combinación de vientos (expresada en porcentaje) en Tenerife. Primera Fila: direcciones de la capa inferior y su probabilidad. Primera columna: direcciones de la capa superior y su probabilidad.

Capa inferior Capa superior		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
		29.68	24.62	10.81	4.03	6.19	3.62	7.78	13.27
N	15.84	9.14	3.54	0.23	0.03	0.05	0.03	0.08	2.75
NE	13.76	5.75	6.93	0.67	0.05	0.00	0.00	0.00	0.36
E	8.14	1.00	3.47	3.13	0.28	0.08	0.03	0.03	0.13
SE	7.93	0.82	1.64	3.03	1.34	0.77	0.10	0.05	0.18
S	8.24	0.85	1.49	1.36	1.05	2.26	0.54	0.33	0.36
SW	12.40	2.16	2.26	1.26	0.80	2.03	1.31	1.21	1.39
W	18.00	4.03	2.62	0.67	0.36	0.87	1.39	4.39	3.67
NW	15.69	5.93	2.67	0.46	0.13	0.13	0.23	1.69	4.44

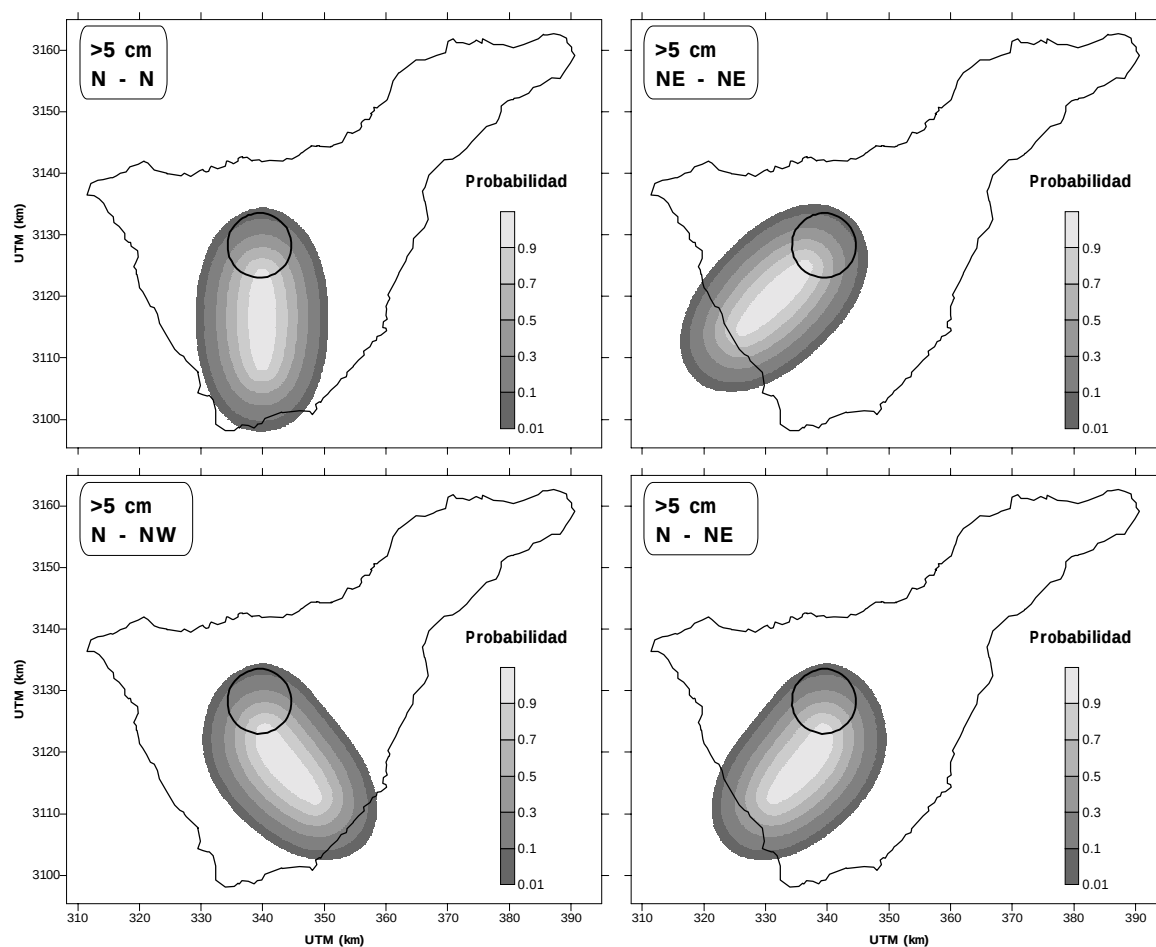


Figura IV.30. Mapas de probabilidad de recubrimiento por más de 5 cm de cenizas para las cuatro combinaciones de vientos más frecuentes en Tenerife, considerando que el centro de emisión puede estar situado en cualquier punto del círculo considerado como área fuente. La combinación de direcciones está notada como dirección de la capa inferior - dirección de la capa superior.

El resultado se muestra en los mapas de la figura IV.31, que representan la probabilidad de cada punto de ser cubierto por más de 10 cm de ceniza y más de 5 cm de ceniza, que constituyen mapas de peligrosidad a falta de un factor de escala. Ambos mapas muestran una distribución de aspecto circular, con su centro claramente desplazado hacia el S con respecto al del centro del área fuente considerada y deformada en esta misma dirección. Este aspecto concéntrico es debido, por una parte, a considerar el área fuente como un círculo y, por otra, a la relativamente suave distribución de combinaciones de vientos mostrada en la tabla IV.3 (la mitad de los valores se sitúan entre 2.2% y 0.1%). El desplazamiento del centro aproximado de las isóneas hacia el S y la deformación de las mismas hacia dicha dirección es debida a las altas probabilidades de las combinaciones de vientos con dirección N en el nivel inferior, sobre todo a las combinaciones N-N, N-NE y N-NW (con probabilidades de 9.1%, 5.8% y 5.9% respectivamente). El patrón octogonal que se aprecia en las menores probabilidades es debido a la geometría de ocho direcciones empleada para clasificar los vientos.

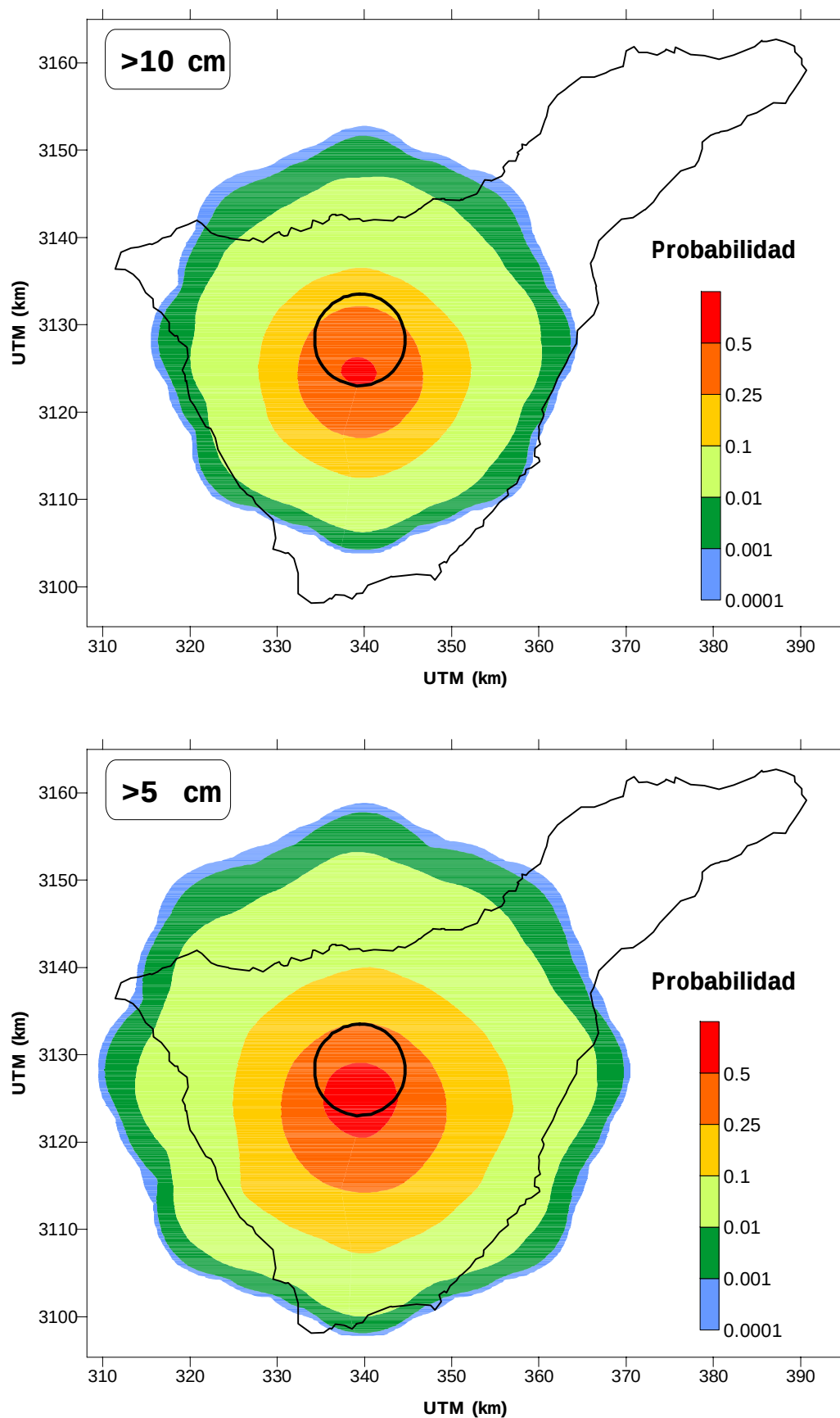


Figura IV.31. Mapas de peligrosidad de caída de más de 10 cm de ceniza (mapa superior) o más de 5 cm de ceniza (mapa inferior) en la Isla de Tenerife (ver detalles en el texto).

Las zonas de mayor probabilidad en ambos mapas se centran, como es lógico, en el entorno del complejo Teide-Pico Viejo. La zona menos afectada de la isla, es la península de Anaga, en la que el espesor de ceniza, para la distribución de vientos considerada, es siempre inferior a 5 cm.

La utilidad de estos mapas peligrosidad a medio plazo, a la hora de establecer estrategias mitigadoras del riesgo asociado a la caída de cenizas, es limitada. Su principal aportación consiste en dar una idea aproximada de la probabilidad de que un área, a una determinada distancia del centro de emisión, se vea cubierta por los espesores de cenizas considerados. Tal como se ha discutido en el capítulo II, la mayor utilidad de este tipo de modelos de caída de cenizas es su uso para la elaboración de mapas de peligrosidad en situación de crisis, es decir, a muy corto plazo. En esta situación, obviamente no se emplearían datos medios de vientos, sino los pronósticos a corto plazo aportados por el Servicio Meteorológico. Una vez declarada la situación de emergencia, a partir de los pronósticos de vientos se elaborarían los mapas de peligrosidad para los días siguientes. Estos mapas serían actualizados diariamente o cuando se produjesen cambios significativos del campo de vientos, de forma que el pronóstico de la probabilidad de ser cubierto por un determinado espesor de cenizas pudiera adaptarse a los cambios en la situación meteorológica.

Coladas de lava

Los tres mapas de peligrosidad obtenidos muestran varias características comunes, pero también varias diferencias según la aproximación empleada para seleccionar el área fuente.

APROXIMACIÓN ESTRUCTURAL

Dadas las características del área fuente, el mapa de probabilidad (figura IV.27) muestra diversas zonas como inaccesibles para los flujos. Estas zonas son los macizos de Teno y Anaga, el valle de Güimar, parte de área de Fasnía y algunas pequeñas zonas en el S de la isla. Estas zonas están protegidas topográficamente si la erupción se inicia en el área fuente de la figura IV.20.

Las áreas de mayor probabilidad se centran en la base de la pared de la Caldera de las Cañadas, en ambas vertientes de la dorsal occidental, en la vertiente N del complejo Teide-Pico Viejo y la vertiente N del sector SW de la dorsal oriental. En la mitad S prácticamente sólo aparecen dos caminos de alta probabilidad, muy bien definidos. A pesar del alto valor del cociente entre los dos valores de probabilidad empleados en el área fuente (1/5), el cambio de probabilidad se aprecia claramente en el límite entre ambas zonas en la dorsal oriental.

APROXIMACIÓN DE COX

Este es el mapa que presenta mayores contrastes en los valores de probabilidad (figura IV.28). Las áreas de probabilidad muy baja ($< 10^{-5}$) son bastante extensas, abarcando el macizo de Anaga, parte

del de Teno, el valle de Güimar y, a diferencia del mapa correspondiente a la aproximación estructural, amplias zonas situadas al W y al E de la mitad S de la isla. Los caminos de mayor probabilidad se sitúan aproximadamente en las mismas áreas que en el mapa anterior, pero su longitud es menor (debido a la diferencia en el valor de l_{max} empleado en ambos mapas). Es destacable la alta concentración de caminos de alta probabilidad situada en la vertiente SE de la mitad inferior de la dorsal oriental, debida a la alta probabilidad en el área fuente (fig. IV.21) de la zona correspondiente a los centros históricos de la erupción de Siete Fuentes-Arenas-Fasnia (figura IV.20).

APROXIMACIÓN FRACTAL

Este mapa es el que muestra una distribución de probabilidad más suave (figura IV.29). Apenas aparecen valores de probabilidad por debajo de 10^{-5} , únicamente en las cercanías de la zona central de la costa E. Se aprecian muy claramente las altas topografías, especialmente en los macizos de Teno y Anaga, la cresta de la dorsal oriental, la parte superior de la pared de Las Cañadas y la parte superior del edificio Teide-Pico Viejo, zonas en que la probabilidad toma valores entre 10^{-5} y 10^{-4} . Los caminos de mayor probabilidad aparecen menos concentrados que en los mapas anteriores, aunque también se aprecia una mayor concentración en la base de la pared de Las Cañadas, y en ambas vertientes de la dorsal occidental.

Estas características distintas de los tres mapas de peligrosidad presentados reflejan el efecto de las distintas distribuciones de probabilidad consideradas para el área fuente. Sin embargo, el análisis conjunto de los tres mapas de peligrosidad obtenidos puede aportar información acerca de qué caminos son los más probables, independientemente de la aproximación empleada.

Para realizar este análisis se ha evaluado, para cada mapa, cuales son los caminos más probables, cuya probabilidad total es el 50% de la probabilidad total del mapa. El resultado se muestra en la figura IV.32. En esta misma figura se indica el porcentaje de la superficie total afectada en la simulación que representan dichos caminos. Este porcentaje da una idea de la “concentración” de las altas probabilidades, mostrando que es muy similar para las aproximaciones estructural y de Cox y más alta para la aproximación fractal. También se han representado, en un único mapa, todos estos caminos más probables, identificando aquellos en los que coinciden dos o tres aproximaciones. Los caminos en que coinciden las tres aproximaciones representan 1/7 de la totalidad, y aparecen en la base de la pared de Las Cañadas y canalizados en el fondo de valles o barrancos en ambas vertientes de la dorsal occidental, la vertiente N de la dorsal oriental y, en la zona S de la isla aparece un único camino preferente, en dirección prácticamente N-S. Si se observan los caminos que sólo pertenecen a una de las aproximaciones, es evidente que la aproximación fractal es la que presenta mayor número, distribuidos por toda la isla. Esto es debido a la suavidad de la distribución de la figura IV.23. Los caminos que sólo pertenecen a la aproximación de Cox aparecen en la dorsal occidental en las cercanías de las zonas en que coinciden las tres aproximaciones y agrupadas, fundamentalmente, en la vertiente S del tramo S de la dorsal oriental. Este último agrupamiento debe ser debido al alto número de centros eruptivos históricos identificados en el grupo Siete Fuentes-Fasnia-Arenas. La aproximación que menos caminos únicos presenta es la

estructural, y, además, la mayor parte de ellos se encuentra muy cerca de caminos en los que coinciden dicha aproximación y la fractal.

Este mismo análisis se ha repetido evaluando cuáles son los caminos mas probables cuya superficie total es un 20% de la superficie total afectada en cada simulación. La figura IV.32 muestra el resultado de estos cálculos. Obviamente, los caminos seleccionados son más que en el caso anterior, en el que la superficie total variaba entre 8.4% y 13.2% para las distintas aproximaciones. En este caso, la probabilidad total del conjunto de caminos seleccionados varía entre el 75% de la aproximación estructural y el 61% de la aproximación fractal, pasando por el 73% de la aproximación de Cox, nuevamente muy próximo a la aproximación estructural.

El patrón del mapa conjunto es muy similar al de la figura IV.31, puesto que los nuevos caminos incorporados prácticamente hacen más anchos los de la figura anterior. En este caso, los caminos en los que coinciden las tres aproximaciones representan 1/6 de los caminos seleccionados.

Cualquiera de estos dos análisis permite identificar los caminos más probables independientemente de la aproximación empleada para escoger el área fuente. Estos cálculos representan un complemento a los mapas de peligrosidad presentados, que puede ser de gran importancia a la hora de diseñar estrategias mitigadoras del riesgo volcánico.

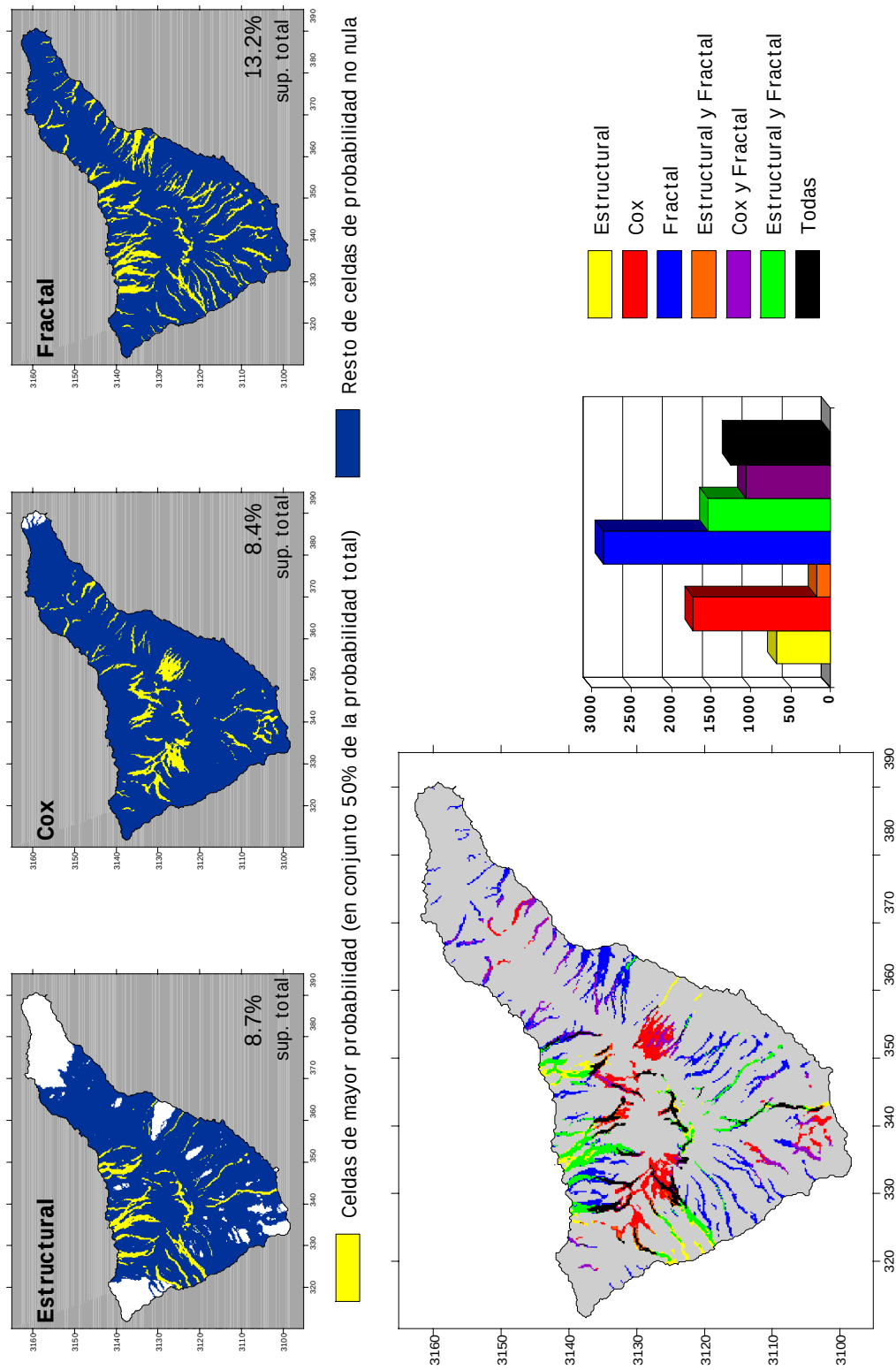


Figura IV.32. Comparación entre los mapas de peligrosidad para flujos de lava en Tenerife. Los mapas de la parte superior muestran los caminos más probables que suman en total el 50% de la probabilidad total, para cada una de las áreas fuente consideradas. El mapa inferior muestra cuáles de estos caminos aparecen en una, dos o las tres aproximaciones, mientras que el histograma correspondiente muestra el número de celdas correspondiente a cada clase del mapa.

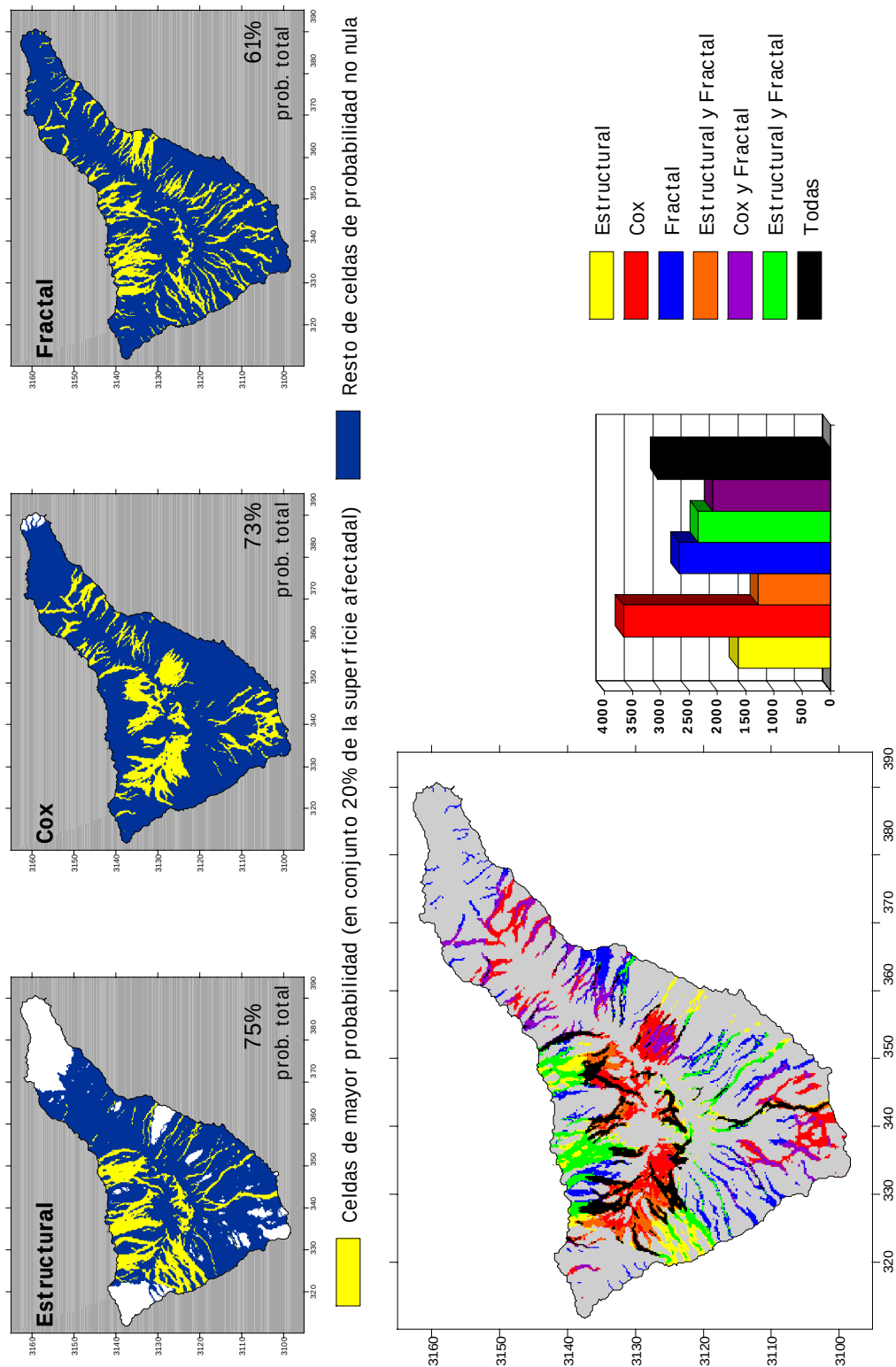


Figura IV.33. Comparación entre los mapas de peligrosidad para flujos de lava en Tenerife. Los mapas de la parte superior muestran los caminos más probables que suman en total el 20% de la superficie afectada por la lava, para cada una de las áreas fuente consideradas. El mapa inferior muestra cuáles de estos caminos aparecen en una, dos o las tres aproximaciones, mientras que el histograma correspondiente muestra el número de celdas correspondiente a cada clase del mapa.

CAPÍTULO V
RESUMEN Y CONCLUSIONES

CAPÍTULO V

RESUMEN Y CONCLUSIONES

V.1. INTRODUCCIÓN

Este capítulo presenta un resumen final de los resultados de este trabajo y sus conclusiones principales. Por una parte, se discuten las ventajas e inconvenientes de los modelos propuestos y su ámbito de aplicación. Por otra, se describen las características más sobresalientes de la metodología propuesta y se discuten los resultados principales de su aplicación a las islas de Lanzarote y Tenerife. Finalmente, se hace una breve reflexión final acerca de la “durabilidad” de las aportaciones de este trabajo.

V.2. MODELOS PROPUESTOS

Como se ha descrito en el primer capítulo, son muchos los peligros volcánicos y muy variables sus características en términos de velocidad de propagación, área afectada, ... etc. Por tanto, muchos son los modelos que es preciso desarrollar para cubrir el amplio espectro de procesos que pueden tener lugar en el fenómeno volcánico. Este trabajo se ha centrado en dos de los principales peligros

volcánicos: la caída de cenizas y las coladas de lava, desarrollando modelos físicos que permitan realizar simulaciones numéricas útiles para la generación de mapas de peligrosidad volcánica. Esta utilidad final de los modelos propuestos ha condicionado su diseño e implementación, así como los datos disponibles y la escala de trabajo condicionan la aplicabilidad de los modelos.

V.2.1. Modelo de caída de cenizas

En el capítulo II se propone un modelo para la simulación numérica de la expansión de la nube de cenizas originada por una erupción pliniana y la caída de las partículas volcánicas a la superficie terrestre. Este modelo asume que la expansión de la nube de cenizas está controlada por la difusión y la advección debida al viento, mientras que la caída de las partículas está controlada por su velocidad límite de caída. El modelo considera constante la difusividad atmosférica horizontal y despreciable la difusividad vertical, así como la componente vertical del viento, permitiendo incluir vientos variables, tanto en altura como en cada uno de los planos horizontales considerados.

Como ya se ha discutido en el segundo capítulo, las condiciones de validez del modelo son que en cada sección transversal de la pluma, la variación horizontal del viento sea despreciable en el ancho de la nube de cenizas, y que no existan variaciones significativas del campo de vientos en el tiempo que tardan las partículas en alcanzar la superficie.

La aplicabilidad del modelo se ha mostrado en dos casos de muy distinta índole. El primero es la reconstrucción de la erupción de Montaña Blanca (Tenerife), mostrando una gran congruencia con los datos de espesor de depósito reales. El segundo es la simulación de la evolución de la pluma generada en el volcán Láscar (Chile) el 20/06/00. En este caso, los datos de partida para el cálculo de los parámetros de entrada del modelo son una serie de fotografías de la erupción, y datos de viento a distintas alturas obtenidos de diversos sondeos atmosféricos. Los resultados de la simulación para diversos tiempos desde el inicio de la erupción aproximan en gran medida la situación del frente de la nube de cenizas reflejada por diversas imágenes satélite. Esta simulación ejemplifica la utilidad del modelo como herramienta para el pronóstico de la evolución de una nube de ceniza volcánica en situación de crisis.

Todos los ejemplos presentados en el capítulo II, muestran la gran importancia de los parámetros atmosféricos, especialmente del viento, en los mapas finales de depósitos obtenidos y en la evolución temporal de la nube de cenizas. Por tanto, dada la gran variabilidad temporal de la dirección e intensidad del viento, la mayor utilidad del modelo propuesto radica en su aplicación para la generación de mapas de peligrosidad a corto plazo en situaciones de crisis. En dichas situaciones, los datos de viento serían los proporcionados por los servicios meteorológicos a corto plazo, es decir, que cada día se generarían los mapas de peligrosidad para los siguientes horas o días, y estos mapas se actualizarían frecuentemente en función de la evolución de la crisis y de los cambios en el campo de vientos.

V.2.2. Modelos de coladas de lavas

En el capítulo III se proponen dos modelos para la simulación del recorrido de coladas de lava, de características muy distintas. Uno de ellos, de tipo determinista, describe la evolución del flujo de lava en términos de altura y temperatura de la misma, para cada celda del área de cálculo en cada iteración temporal. El otro, de carácter probabilístico, asume que el factor principal que determina el camino que seguirá una colada es la topografía, y únicamente evalúa la probabilidad de cada celda del área de cálculo de ser invadida por la lava.

Las ventajas e inconvenientes de ambos modelos han sido mostradas en el ejemplo de aplicación de ambos modelos a la simulación de una pequeña colada de la erupción de 1991-93 del volcán Etna (Italia). Así, el modelo determinista presenta como principales ventajas el aportar información temporal acerca del desarrollo de la colada, así como una descripción precisa de su alcance y área afectada. Sus mayores inconvenientes son el requerir múltiples parámetros de entrada, algunos de ellos de difícil evaluación y la lentitud de cálculo. El modelo probabilístico, por el contrario, requiere muy pocos parámetros de entrada y su proceso de cálculo es mucho más rápido. Sus principales desventajas son que no aporta información temporal y que puede sobreestimar el área afectada por los flujos.

En cada caso concreto de aplicación, la elección de uno u otro modelo (o modelos similares) está condicionada por los datos disponibles, la escala de trabajo, y el objetivo de la simulación. En general, según la escala de trabajo, el ámbito de aplicación de los modelos de tipo probabilístico es el de estudios de peligrosidad a escala regional, mientras que el de los modelos deterministas es el de estudios de detalle en zonas reducidas. Si la simulación numérica se emplea en situación de crisis como herramienta para la toma de decisiones de evacuación o intervención, la información temporal puede ser fundamental, por lo que los modelos idóneos serían los de tipo determinista. Sin embargo, precisamente en situaciones de crisis puede ser muy difícil determinar algunos de los parámetros de entrada requeridos por estos modelos, por lo que sería preciso realizar múltiples simulaciones variando aquéllos parámetros que no pueden determinarse con precisión, o bien optar por modelos de tipo probabilístico, que requieren muchos menos parámetros de entrada.

En cualquier caso, siempre que se puedan determinar todos los parámetros de entrada requeridos, la interpretación conjunta de los resultados de la aplicación de ambos tipos de modelos aportará más información que la aportada por un único modelo.

Es preciso notar que, puesto que ambos modelos requieren información topográfica como parámetro de entrada, las características de estos datos puede influir mucho en el resultado final. En primer lugar, debe tenerse en cuenta el tamaño de celda del MDE disponible, puesto que la aplicación de los modelos de tipo determinista requiere tamaños de celda muy pequeños, como máximo del orden de 15 metros. Los modelos de tipo probabilístico pueden ser aplicados con cualquier tamaño de celda, aunque la interpretación de los resultados de la simulación debe tener en cuenta este factor. Si el tamaño de celda es muy grande, pueden aparecer como invadidas por la lava algunas pequeñas áreas que en la realidad están protegidas topográficamente frente a las coladas. Si el tamaño de

celda es muy pequeño, puede reflejar pequeñas depresiones constituidas por unas cuantas celdas, de las que los caminos calculados por el modelo no pueden “salir”, cuando un flujo de lava real se limitaría a rellenarlos. En cualquier caso, debe verificarse la calidad de los MDEs, puesto que, según el método empleado en su generación, pueden contener múltiples errores, que pueden falsear el resultado final. En general, los MDEs más fiables son los generados directamente a partir de la restitución digital de fotografías aérea, mientras que los obtenidos a partir de la rasterización de las curvas de nivel y posterior interpolación numérica (método incluido entre las herramientas de la mayoría de los SIGs) suelen presentar problemas en su empleo en simulaciones numéricas.

V.3. METODOLOGÍA PROPUESTA

A pesar de que las definiciones de riesgo y peligrosidad dadas en el primer capítulo son ampliamente aceptadas por la comunidad científica internacional, gran parte de los mapas publicados como “mapas de peligrosidad” no responden a dicha definición, tal como reflejan algunos de los ejemplos descritos en el capítulo IV. La metodología propuesta en este trabajo para la generación de mapas de peligrosidad volcánica, garantiza que los mapas obtenidos respondan a la definición de peligrosidad, es decir, el valor de cada punto del mapa representa la probabilidad de que, durante un intervalo temporal Δt , éste se vea afectado por el peligro volcánico considerado.

La metodología propuesta responde a las premisas básicas que se decidieron para su diseño, es decir, es válida para cualquier peligro volcánico, cualquier área y cualquier intervalo temporal. Asimismo, su aplicación a las islas de Lanzarote y Tenerife ha mostrado su versatilidad para adaptarse a áreas donde la determinación de algunos de sus puntos básicos es compleja o imposible.

Obviamente, cuanto mayor sea el número de peligros esperables en el área de trabajo, más complejo será el proceso de elaboración de los mapas de peligrosidad, puesto que cada uno de los cinco pasos restantes de la metodología debe ser aplicado a cada uno de los peligros esperables.

Tal como se ha comentado a lo largo de esta memoria, cuanto más exhaustivo sea el conocimiento del área volcánica de estudio, más realistas serán los resultados de cada uno de los pasos de la metodología, y más fiables serán los mapas de peligrosidad obtenidos.

La implementación de esta metodología dentro de un SIG es sencilla, aunque requiere la definición precisa de los criterios a seguir para la determinación de cada uno de sus pasos, definición que estará condicionada por las características y el nivel de conocimiento del área volcánica activa de estudio. Esta implementación permitiría automatizar en gran medida la generación de mapas de peligrosidad volcánica, y, por tanto, automatizar también la actualización de los mapas de riesgo basados en los mapas de peligrosidad. De este modo, los mapas obtenidos con la metodología propuesta constituirían realmente una herramienta útil en el diseño y ensayo de estrategias mitigadoras del riesgo volcánico.

V.4. MAPAS DE PELIGROSIDAD DE LANZAROTE Y TENERIFE

La metodología propuesta se ha aplicado para generar los mapas de peligrosidad volcánica a medio plazo de las islas canarias de Lanzarote y Tenerife. En ambos casos, dada la escasez de erupciones históricas, no es posible determinar de forma fiable los períodos de recurrencia y, por tanto, tampoco la probabilidad de ocurrencia de una futura erupción, por lo que la interpretación de los valores de probabilidad de los mapas finales obtenidos debe hacerse de forma relativa y no absoluta. Para obtener mapas de peligrosidad *stricto sensu* únicamente habría que multiplicar dichos mapas por un factor de escala igual a la probabilidad de ocurrencia, para un Δt determinado, de una erupción del tipo correspondiente.

La determinación de los peligros volcánicos esperables a medio plazo en ambas islas se ha llevado a cabo en función de la historia eruptiva reciente de ambas áreas. Así, las coladas de lava representan el peligro esperable principal en las dos islas, mientras que en Tenerife también es esperable una erupción explosiva de tipo subpliniano asociada al complejo central de la isla. En ambos casos se ha discutido la posibilidad de la interacción agua-magma que daría lugar a erupciones hidromagmáticas que podrían producir oleadas piroclásticas. Puesto que las zonas en las que puede ser esperable este tipo de interacción son fundamentalmente las costeras, el efecto esperable en el mapa de peligrosidad se limitaría a una banda de escasos kilómetros de ancho orlando la línea de costa que forma parte de las área fuente consideradas.

La selección de las áreas fuente para cada peligro se ha realizado, fundamentalmente, en función de la distribución de centros eruptivos pasados. En el caso del peligro de coladas de lava en Tenerife, se han considera tres distribuciones distintas de probabilidad de contener un futuro centro eruptivo.

Las simulaciones numéricas se han llevado a cabo con los modelos propuestos en esta memoria, optando, para la simulación de lavas, por el modelo probabilístico, dado el carácter regional de los estudios.

Los mapas de peligrosidad para invasión de lavas obtenidos para Lanzarote (figura IV.13) muestran un área potencialmente afectada similar a la cubierta por las lavas en la erupción de 1730-36, resultado lógico, puesto que el área fuente considerada engloba los centros eruptivos de dicha erupción. En los mapas se observa que la zona E de la isla y la mayor parte de la zona S de la misma están protegidas topográficamente frente a las lavas. Sin embargo, de los pocos posibles caminos que alcanzan la zona S de la isla, un grupo de ellos resulta especialmente importante en términos de riesgo, ya que se afectan a los alrededores de Arrecife, el mayor núcleo de población de la isla y que aglutina gran parte de las infraestructuras de la misma. Por ello se ha llevado a cabo una simulación refinada, sobre un MDE de menor tamaño de celda, de dichos posibles caminos. El mapa de peligrosidad obtenido (figura IV.14) muestra que, aunque los flujos no afectarían a la totalidad del casco urbano, podrían dejar la ciudad prácticamente aislada y dejar inoperativos elementos tales como la planta potabilizadora, planta de energía, depósitos de combustible, puerto, aeropuerto, ... etc.

Los mapas de peligrosidad para invasión de lavas obtenidos para Tenerife (figuras IV.27-29) para las tres distribuciones de probabilidad de contener un futuro centro eruptivo consideradas muestran aspectos muy diferentes. Sin embargo, el análisis conjunto de los tres mapas (figuras IV.32-33) ha permitido identificar los caminos de mayor probabilidad, independientemente de la aproximación empleada.

Los mapas de peligrosidad para caída de cenizas obtenidos para Tenerife (figura IV.30), muestran la probabilidad de recubrimiento por dos valores de espesor de cenizas, teniendo en cuenta estadísticas de distribución de vientos en la isla y considerando una erupción similar a la de Montaña Blanca, en la que todo el volumen fuese emitido en una única columna de altura máxima igual a la altura máxima alcanzada en dicha erupción. Tal como se ha discutido en el capítulo IV y este capítulo, la mayor utilidad de los modelos de dispersión de cenizas volcánicas no es la elaboración de mapas de peligrosidad a medio y largo plazo, sino la generación de mapas de peligrosidad a muy corto plazo (del orden de días u horas) en situaciones de crisis, considerando como parámetros de entrada los mapas de pronóstico de vientos.

Todos los mapas de peligrosidad obtenidos en este trabajo muestran la gran utilidad de los modelos propuestos como herramientas para la generación de mapas de peligrosidad volcánica, así como la validez de la metodología propuesta para dicho fin. Mapas como los presentados en esta memoria pueden ser el punto de partida para análisis de riesgo volcánico en ambas islas. Futuros análisis de detalle en áreas específicas deberían ser un apoyo en la toma de decisiones acerca de la localización de futuras infraestructuras o en el diseño de estrategias para la mitigación del riesgo volcánico en las áreas estudiadas.

CONCLUSIONES

El objetivo fundamental de este trabajo es el desarrollo de una herramienta para la generación de mapas de peligrosidad volcánica basada en modelos de procesos eruptivos. Los principales resultados obtenidos son:

- Una metodología para la generación de mapas de peligrosidad volcánica, válida para cualquier peligro volcánico, cualquier área y cualquier intervalo temporal. Se ha discutido la problemática de cada uno de los seis pasos en que consiste la metodología, especialmente en lo referente al análisis de la distribución espacial de probabilidad de contener un futuro centro eruptivo y su influencia en los mapas de peligrosidad obtenidos.
- Un modelo para la simulación de la evolución de la nube de cenizas originada por una erupción pliniana y de los depósitos resultantes. La validez de dicho modelo se ha mostrado en su aplicación a la simulación de los depósitos originados por la erupción de Montaña Blanca (Tenerife), ocurrida hace aproximadamente 2000 años, y la simulación de la evolución de la pluma volcánica de la erupción del 20/07/00 del volcán Láscar (Chile). La principal aplicación del modelo en el ámbito de la peligrosidad volcánica es la generación de mapas de peligrosidad de caída de cenizas a corto plazo.
- Dos modelos para la simulación de coladas de lava. El primero de ellos, de carácter determinista, describe la evolución del flujo en términos de altura y temperatura de la lava, para cada celda del área de cálculo en cada iteración temporal. El segundo, de carácter probabilístico y basado en un algoritmo de MonteCarlo, evalúa la probabilidad de cada celda de ser invadida por la lava. Ambos modelos se han aplicado a la simulación de una pequeña colada originada en la erupción de 1991-93 del volcán Etna (Italia). El ámbito principal de aplicación del modelo determinista es el de los estudios a pequeña escala, especialmente en áreas de alto riesgo para la evaluación de estrategias mitigadoras del mismo, mientras que el del modelo probabilístico es el de los estudios de carácter regional a medio o largo plazo, o de pronta respuesta en situación de crisis.
- Mapas de peligrosidad para flujos de lava en Lanzarote, tanto a escala regional, como para el área de Arrecife.
- Mapas de peligrosidad para flujos de lava y caída de cenizas en Tenerife, a escala regional.

Por tanto, se ha alcanzado el objetivo descrito para los peligros de coladas de lava y caída de cenizas. La fiabilidad de los mapas de peligrosidad obtenidos con la metodología y los modelos propuestos depende fundamentalmente del nivel de conocimiento del volcanismo del área de estudio, que permitirá definir las hipótesis de partida acerca de cómo, dónde y cuándo tendrá lugar la próxima erupción.

REFLEXIÓN FINAL

Tal como se ha comentado, los conceptos actuales de mapas de riesgo y peligrosidad han pasado de mapas “estáticos”, sobre papel, a mapas “dinámicos”, en continua elaboración. La necesidad de esta continua elaboración es evidente en el ámbito del riesgo, en el que los rápidos cambios sociales y económicos hacen imprescindible una continua actualización de las bases de datos de población, infraestructuras, usos de suelo, ... etc. y, consecuentemente, de los mapas de riesgo.

También en el ámbito de la peligrosidad pueden tener lugar cambios que deben ser tenidos en cuenta en los mapas generados. Por ejemplo, todo modelo físico es mejorable, pudiendo refinarse alguno de sus aspectos. Además, los datos, cada vez más frecuentes, del seguimiento instrumental de erupciones o de ensayos de laboratorio, pueden poner de manifiesto la importancia de algún proceso físico que no haya sido tenido en cuenta en los diseños originales de los modelos.

Por tanto, no debe olvidarse que un modelo no deja de ser una aproximación simplificada de la realidad, que siempre puede acercarse más a la misma, intentando reproducir de forma más realista su complejidad.

Pero los cambios que más pueden afectar a un mapa de peligrosidad volcánica vienen dados por nuevos avances en el conocimiento de la estructura del área volcánica, estudios más detallados de erupciones pasadas, o incluso datos procedentes del seguimiento instrumental de la actividad volcánica. Estos nuevos datos pueden cambiar alguna de las hipótesis de partida empleadas en la elaboración del mapa de peligrosidad como, por ejemplo, la determinación del área fuente, la probabilidad de una futura erupción, o las características de la erupción esperable, modificando los parámetros de entrada seleccionados para las simulaciones numéricas.

Por ello, cualquier mapa de peligrosidad (y, por tanto, también los presentados en esta memoria) debe ser considerado como un resultado global de la metodología empleada en su generación y de los conocimientos y la información disponible en el momento de su elaboración, y no como un resultado definitivo y permanente.

APÉNDICE
IMPLEMENTACIÓN DE LOS MODELOS

APÉNDICE

IMPLEMENTACIÓN DE LOS MODELOS

A.1. GENERALIDADES

A la hora de implementar los modelos descritos en los capítulos anteriores, se plantearon dos criterios fundamentales: primero, la versatilidad del código generado, es decir, que el código fuente pudiera emplearse en distintas plataformas o sistemas operativos con las mínimas modificaciones y segundo, la conexión con el Sistema de Información Geográfica.

El primer criterio condiciona fundamentalmente la elección del lenguaje de programación y la estructura de la programación, mientras que el segundo afecta, fundamentalmente, al formato de los datos de entrada y salida.

A.1.1. Lenguaje de programación

Basándose en el criterio de la versatilidad se optó por el lenguaje C++ intentando emplear, en la medida de lo posible, el estándar ANSI C, para permitir que el código generado pueda compilarse en cualquier sistema operativo.

En general, se ha buscado la eficiencia del código en función del tiempo de cálculo, en detrimento de una programación compactada, especialmente en aquellos bloques que se repiten un gran número de veces. La mayoría de los programas listados en este apéndice han sido desarrollados en el entorno Borland C + + Builder 4.0. Únicamente el programa GRAVIT (implementación del modelo probabilístico para la simulación de lavas) fue desarrollado en Borland C + + 4.5.

A.1.2. Formato de entrada de datos

Aunque en los primeros desarrollos se optó por entrada de datos interactiva (teclado y ratón), en la mayoría de los programas definitivos la entrada de datos se realiza prácticamente siempre a través de un fichero ASCII. Este fichero contiene en cada línea algún(os) parámetro(s) de entrada y un comentario explicativo acerca de lo que representa(n) dicho(s) parámetro(s). El nombre de este fichero, al que a partir de ahora se denominará **fichero de configuración**, es igual al del programa que hace uso de él, con extensión *.cfg*. A continuación se lista el fichero GRAVIT.CFG con los parámetros de entrada de el modelo probabilístico de lavas:

0	*1 salida pantalla, 0 salida ficheros*
c:\mapas\lanza	*Path del fichero de topografía*
lanza50	*Fichero de topografía*
200,200	*Celdas(x,y) del area de calculo (9999,9999) toda la topografía*
* _____	DATOS PARA SALIDA POR PANTALLA _____ *
c:\mapas\lanza	*Path de el/los fichero/s de referencia*
costa 15	*Fichero de referencia (espacio) color*
* _____	DATOS PARA SALIDA SOLO A FICHEROS _____ *
613.9,3204.6	*Coord. esquina sup. izq. del area de calculo (km)*
14000	*Numero de iteraciones*
620.9,3207.6	*Coordenadas del centro de emision (km)*
25.3	*Longitud maxima de flujo (km)*
3.2	*Corrección de altura(m)*

Como se verá más adelante a lo largo de este apéndice, este fichero de configuración es uno de los más sencillos. Esto quiere decir que en la mayoría casos, el número de parámetros de entrada es superior a 20, por lo que la posibilidad de un error en la entrada de datos por teclado o ratón es muy alta.

Pero la ventaja fundamental de esta configuración es la de poder emplear ficheros de procesamiento por lotes (en inglés *batch*) para ejecutar varias veces el programa de forma automática. Así, con un fichero de configuración para cada simulación que se quiera realizar, y escribiendo un sencillo fichero *batch* que secuencialmente renombre el fichero de configuración con el nombre requerido por el programa, llame al programa, y renombre los ficheros de salida y el propio fichero de configuración, puede realizarse un gran número de simulaciones sin necesidad de la atención del operador.

Asimismo, muchos Sistemas de Información Geográfica disponen de un lenguaje de macros o metalenguaje que permite llamadas a aplicaciones externas, por tanto, pueden diseñarse macros o pequeños programas que hagan uso de los modelos de simulación y de las herramientas propias del SIG. Por ejemplo, puede elaborarse una macro que ejecute la simulación de un modelo de lavas y a continuación, genere de forma automática, empleando herramientas de análisis espacial del SIG, un mapa carreteras afectadas o un informe de superficie total afectada, kilómetros de carreteras inutilizadas, ... etc.

A.1.3. Formato de datos matriciales

En los modelos de simulación, gran parte de los datos de entrada y prácticamente la totalidad de los datos de salida constituyen mallas o retículas regulares (imágenes *raster* en terminología de SIG). El formato por el que se ha optado para este tipo de datos es el del SIG IDRISI en binario. Este formato consiste en dos ficheros con el mismo nombre y extensiones distintas: .img y .doc. El primer fichero (xxxx.img) contiene los datos propiamente dichos, almacenados consecutivamente de izquierda a derecha y de arriba a abajo en binario. El segundo fichero (xxxx.doc) es un fichero ASCII que contiene toda la información complementaria, como es número de filas y columnas de la imagen, tipo de datos (real, entero, byte), máximos y mínimos de las coordenadas geográficas, sistema de referencia, ... etc. (descripción detallada en Eastman, 1997).

Así, la malla siguiente:

(305,4103)		(309, 4103)	
35	46	58	64
47	59	48	62
49	54	60	61
(305, 4100)		(309, 4100)	

se representaría como el par de ficheros fichero.img y fichero.doc:

fichero.img

35 46 58 64 47 59 48 62 49 54 60 61 (en binario)

fichero.doc

```
file title      : Ejemplo de imagen raster
data type      : integer
file type      : binary
columns        : 4
rows           : 3
```

```

ref. system : utm-28n
ref. units  : km
unit dist.  : 1
min. X      : 305.0
max. X      : 309.0
min. Y      : 4100.0
max. Y      : 4103.0
pos'n error : 0.001
resolution  : 1.0
min. value  : 35
max. value  : 64
value units : m
value error : unknown
flag value  : none
flag def'n  : none
legend cats : 0

```

La elección de este formato satisface dos objetivos principales. Por una parte, el almacenamiento binario permite, a la hora de programar, un rápido y cómodo acceso al dato de la posición deseada del fichero y, por otra, este formato es compatible con la mayoría de los SIG.

A.2. IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO PARA LA SIMULACIÓN DE CAÍDA DE CENIZAS (DISPER)

Disper.exe calcula la altura, en cada punto del área de cálculo, del depósito de ceniza según el modelo propuesto en el capítulo II. También puede calcular, para un tiempo dado a partir del inicio de la erupción, el depósito en superficie y el depósito equivalente correspondiente al material que no ha alcanzado la superficie. Permite trabajar con vientos constantes para cada altura o bien vientos variables en horizontal.

Los ficheros de entrada requeridos son: el fichero de configuración (disper.cfg), que contiene los parámetros de entrada para la simulación y, si se consideran vientos variables en horizontal, los ficheros (en el formato descrito en el apartado A.1.3.) de dirección e intensidad de viento a cada altura considerada.

El programa genera los ficheros dep.img y dep.doc, que contienen el valor del depósito en cada punto del área de cálculo y, si se está evaluando la evolución de la nube de ceniza para un tiempo determinado, genera además los ficheros air.img y air.doc, que contienen la altura de depósito equivalente correspondiente al material que no ha alcanzado la superficie.

A.2.1. Fichero de configuración

El fichero de configuración, disper.cfg, tiene la siguiente estructura:

7.0	*Altura de la columna (en km) (medida desde el crater)*
0.3	*Volumen total emitido (en km3)*
6.0	*Parametro de forma de la columna*
659.5,7420.2	*Coordenadas del centro de emision (km, km)*
2.45	*Altura del volcan (en Km)*
700.0,7400.0	*Coordenadas del origen del area de calculo (km,km)*
* _____ PARTICULAS _____ *	
1.5	*Fi media*
2.0	*Dispersion de fi*
-3.0	*Fi minima*
5.0	*Fi maxima (no es aconsejable más de 5)*
800	*Densidad(kg/m3) para fi<1*
1200	*Densidad(kg/m3) para 1<=fi<=3*
2000	*Densidad(kg/m3) para fi>3*
3.4	*Parametro de frenado*
* _____ DISCRETIZADO _____ *	
0.01	*Paso vertical(en Km)*
0.025	*Paso horizontal(en Km)*
2000,1600	*Numero de celdas eje X,eje Y*
1.0	*Incremento de fi (generalmente 1 o 0.5)*
* _____ ATMOSFERA _____ *	
1000.0	*Coeficiente horizontal de difusividad(m2/s)*
10.8	*altura tropopausa (km)*
1.2255	*densidad aire nivel del mar (kg/m3)*
288	*temperatura del aire nivel del mar (K)*
2	*1 viento constante en cada capa, 2 variable en horizontal*
* _____ EVOLUCION DE LA NUBE _____ *	
1	*1 para que salga evolución, 0 no evolucion*
60.0	*Tiempo (min) del fichero*
=====VIENTO CONSTANTE=====	
(El primer dato corresponde a la capa entre 0.0 y la altura dada)	
(El ultimo dato debe tener una altura superior a la altura absoluta alcanzada por la columna)	
(El viento es constante en cada capa desde la altura dada hasta la siguiente)	
2	*Numero de datos de viento*
5.0,270.0,11.4	*Altura(km),direccion(grados),intensidad(m/s)*
12.000,237.0,24.3	*Altura(km),direccion(grados),intensidad(m/s)*
=====VIENTO VARIABLE=====	
(Las mismas reglas que para viento constante)	
3	*Numero de ficheros de viento*
3.0	*Altura(km) del fichero v0dir y v0int*

7.0	*Altura(km) del fichero v1dir y v1int*
12.0	*Altura(km) del fichero v2dir y v2int*

- Línea 1. Altura total de la columna eruptiva, expresada en km (H_T en el capítulo II).
- Línea 2. Volumen total de material emitido, expresado en km^3 (V en el capítulo II).
- Línea 3. Parámetro de forma de la columna (A' en el capítulo II).
- Línea 4. Coordenadas del centro de emisión, expresadas en km.
- Línea 5. Altura del centro de emisión, expresada en km.
- Línea 6. Coordenadas del origen del área de cálculo.
- Línea 7. Encabezado.
- Línea 8. Tamaño medio de las partículas, expresado en unidades ϕ (ϕ_m en el capítulo II).
- Línea 9. Dispersión estándar de la distribución de tamaños de partícula (σ_ϕ en el capítulo II).
- Línea 10. Valor mínimo de ϕ considerado.
- Línea 11. Valor máximo de ϕ considerado.
- Línea 12. Densidad, expresada en kg/m^3 de las partículas de mayor tamaño ($\phi < 1$) (ρ_p en el capítulo II).
- Línea 13. Densidad, expresada en kg/m^3 de las partículas de tamaño intermedio ($1 \leq \phi \leq 3$) (ρ_p en el capítulo II).
- Línea 14. Densidad, expresada en kg/m^3 de las partículas finas ($\phi > 3$) (ρ_p en el capítulo II).
- Línea 15. Parámetro de frenado para las partículas que caen con número de Reynolds altos (D en el capítulo II).
- Línea 16. Encabezado.
- Línea 17. Discretizado vertical, expresado en km (Δx en el capítulo II).
- Línea 18. Discretizado horizontal, expresado en km (Δx en el capítulo II).
- Línea 19. Número de columnas y filas del área de cálculo.
- Línea 20. Discretizado de tamaño de partícula.
- Línea 21. Encabezado.
- Línea 22. Coeficiente horizontal de difusividad, expresado en m^2/s (K_x y K_y en el capítulo II).
- Línea 23. Altura de la tropopausa, expresada en km (z_{trop} en el capítulo II).
- Línea 24. Densidad del aire a nivel del mar, expresada en kg/m^3 (ρ_{a0} en el capítulo II).
- Línea 25. Temperatura del aire a nivel del mar, expresada en K (T_0 en el capítulo II).
- Línea 26. Parámetro que determina si el viento es constante en dirección e intensidad para cada altura (= 1) o bien puede variar según la posición horizontal (= 2).
- Línea 27. Encabezado.
- Línea 28. Parámetro que determina si se quiere calcular únicamente el depósito, una vez que se ha depositado todo el material (= 0) o si se quiere evaluar el material depositado y el material aún en la atmósfera para un tiempo determinado (dado en la siguiente línea) a partir del inicio de la erupción (= 0).
- Línea 29. Tiempo, expresado en minutos, para el que se quiere evaluar tanto el material depositado como el no depositado.
- Línea 30. Encabezado.
- Líneas 31-33. Comentarios.
- Línea 34. Número de datos de viento, si se está empleando la aproximación de viento constante a

cada altura (variable num_datos_viento en este apéndice).

Línea 35. Altura, expresada en km, dirección, en grados e intensidad, en m/s del viento en la capa desde el nivel del mar a la altura dada.

Línea 36-36 + (num_datos_viento - 2). Altura, expresada en km, dirección, en grados e intensidad, en m/s del viento. El último valor de altura debe ser superior a la suma de la altura total de la columna y la altura del centro de emisión.

Línea 38 (la numeración a partir de esta línea depende del número de datos de viento). Encabezado.

Línea 39. Comentario.

Línea 40. Número de datos de viento, si se está empleando la aproximación de viento variable en horizontal (variable num_datos_viento en este apéndice).

Línea 41 y siguientes. Altura, expresada en km, de cada nivel para el que se dispone de datos de viento. La primera línea corresponde a los ficheros v0dir e v0int, la segunda a v1dir e v1int, ... etc.

A.2.2. Diagrama funcional

La figura A.1 muestra el diagrama funcional simplificado del programa.

A.2.3. Listados

A continuación se lista el bloque principal del programa y alguna de las funciones principales del mismo.

```
#pragma hdrstop
#include <condefs.h>
#include <stdio.h>
#include <conio.h>
#include <math.h>
#include <stdlib.h>
#include <string.h>
#include <alloc.h>
```

```
const float pi=3.141592654;
const float g=9.81;
const float mu0=1.8325e-5;
const float T0visc=296.16;
const float a=0.0065;
const float R=29.2745;
```

```
short int puntosx,puntosy;
```

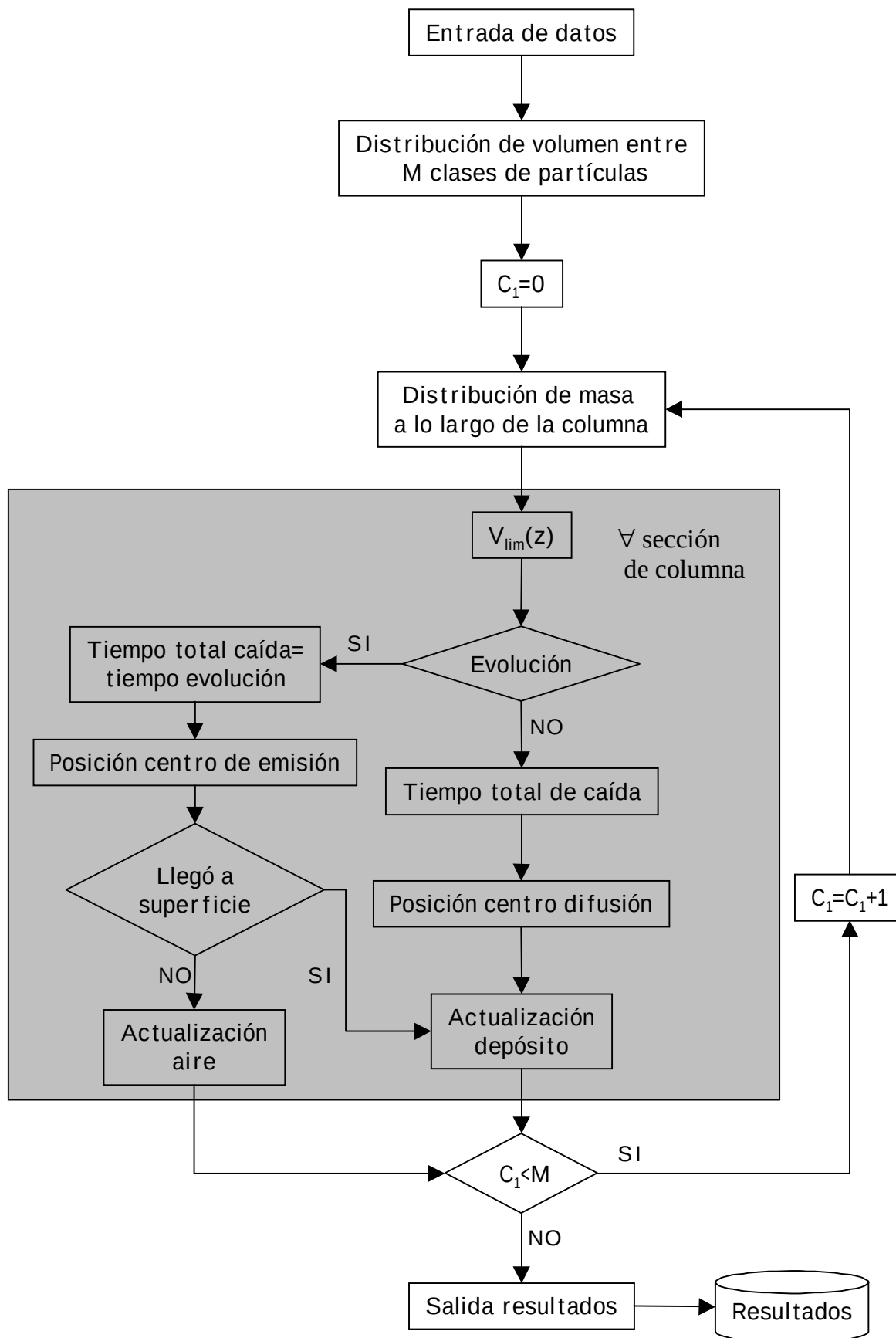


Figura A.1. Diagrama funcional simplificado de disper.exe.

```

float fimin,fimax, fiincr, fimedia, fidisp, denspart1, denspart2, denspart3, Dfrenado, kdisp, dens_aire0, resolucion;

float x0,y0,deltaz,T0, xvol,yvol,volumen, hcol, hvol, htrop,A;
int num_datos_viento,numevolucion,vientoconst=0,evolucion=20, ficont=0, c1, c2, colcont, zcol0,zcol,ztrop;;
char fileviento[256];
char *numerofich=" ";
float xdif, ydif, tiempocaida, hcaida,maxdeposito, t_evolucion;
int rodajas,colsviento,rowsviento,alcanzosuperficie=2;
float minxviento,maxxviento,minyviento,maxyviento,denstrop,Ttrop,visctrop;

void leedatos(void);
void leerotulo(FILE *data);
void viento(void);
void inicializa_deposito (void);
void inicializa_tiempos (void);
void particulas (void);
void columna(void);
void tiempos(void);
void caida(void);
void dispersion(void) ;
double erf(float numero);
int guarda_memoria(void);
void testviento(void);
float vxvariable(float ,float,float);
float vyvariable(float,float);
void salida(void);
void termina(void);
float denspart(float fii);
void ver_limite_modos_caida(void);
float vlim (float fii, int zaltura);

typedef float TIPOFLOAT;
typedef TIPOFLOAT *MATRIZFLOAT;
MATRIZFLOAT *en_aire_deposito;
MATRIZFLOAT *deposito;
float *alt_viento,*dir_viento,*int_viento,*fi,*volumenfi;
float *vlim0, *volumencol,*vx, *vy, *tiempocapa,*limitemodo;

//-----
#pragma argsused
int main(int argc, char* argv[])
{
    clrscr();
    printf ("          DISPERSION DE PIROCLASTOS\n\n");

```

```

leedatos();
guarda_memoria();
ver_limite_modos_caida();
if(vientoconst==1)viento();
if(vientoconst==2)testviento();
inicializa_deposito();
particulas();
inicializa_tiempos();
for (c1=0; c1<=ficont-1; c1++)
{
    columna ();
    tiempos ();
    for (c2=zcol0; c2<zcol; c2++)
    {
        caida()
        dispersion();
    }
    inicializa_tiempos();
}
salida();
termina();
return 0;
}

```

leedatos() lee los datos del fichero disper.cfg.

guarda_memoria() reserva memoria para diversas matrices de cálculo y para la matriz de resultado (deposito) y, si se quiere calcular la evolución de la nube de ceniza, también para la matriz en_aire.

ver_limite_modos_caida() calcula, para cada altura, el valor de tamaño de partícula a partir del cual para el que la velocidad limite se evalúa con la expresión II.20 en lugar de la II.21.

viento () calcula V_x e V_y para cada altura (sólo cuando el viento es constante en cada capa).

testviento() comprueba que los ficheros de viento cubren la misma área y con la misma resolución (sólo cuando el viento es variable en horizontal).

inicializa_deposito() inicializa a cero las matrices de resultado.

particulas() calcula el volumen de material correspondiente a cada clase de partículas y su velocidad límite de caída a nivel del mar (listada a continuación).

inicializa_tiempos() inicializa a cero la matriz que contiene el tiempo que cada tipo de partículas permanece en cada capa de aire.

columna () calcula el volumen de material correspondiente a cada altura de la columna para la clase de partículas dada por c1.

tiempos () calcula el tiempo de permanencia en cada capa para la clase de partículas dada por c1.

caida() para la sección de columna dada por c2, evalúa el tiempo total de caída y la posición del centro de difusión (listada a continuación).

dispersion() para la misma sección de columna, calcula el valor del depósito (o de material todavía en aire si se está evaluando la evolución de la nube de ceniza) en todos los puntos de la

matriz de resultado (listada a continuación).

salida() escribe los ficheros de resultado.

termina() libera la memoria reservada.

```
void particulas(void)
{
    float acumulavolumen=0;
    int i;
    float cons;

    cons=(1/(sqrt(2*pi)*fidisp));
    for(i=0;i<ficont;i++)fi[i]=fimin+i*fiincr;
    for(i=0;i<ficont;i++)
    {
        volumenfi[i]=cons*exp(-pow((fi[i]-fimedia),2)/(2*pow(fidisp,2)));
        acumulavolumen+=volumenfi[i];
    }
    for(i=0;i<ficont;i++)
    {
        volumenfi[i]=volumenfi[i]/acumulavolumen*1000*1000*1000*volumen;//en m3
    }
    for(i=0;i<ficont;i++)vlim0[i]=vlim(fi[i],0);
}

float vlim (float fii, int zaltura)
{
    float velocidadlimite,hh,T,dens,visc,d,r;

    hh=zaltura*deltaz*1000;//hh es la altura real en m
    if(zaltura<=ztrop)
    {
        T=T0-(a*hh);
        dens=dens_aire0*pow((1-a/T0*hh),1/a/R-1);
        visc=mu0*((T0visc+120)/(T+120))*pow(T/T0visc,1.5);
    }
    else
    {
        visc=visctrop;
        dens=denstrop/exp(1/R/Ttrop*(hh-htrop*1000));
    }
    d=pow(2,-fii)/1000.0;
    r=d/2.0;
```

```

if(fii>=limitemodo[zaltura])velocidadlimite=2*denspart(fii)*r*r*g/9.0/visc;
else velocidadlimite=sqrt(8*denspart(fii)*r*g/3/dens/Dfrenado);
return (velocidadlimite);
}

```

denspart (fii) devuelve el valor de densidad de partícula para el tamaño fii.

```

void caida(void)
{
    int i;
    float altura=0;
    xdif=xvol;
    ydif=yvol;
    tiempocaida=0;
    alcanzosuperficie=1;

    if(vientoconst==1)
    {
        for(i=c2; i>=0; i--)
        {
            xdif+=vx[i]*tiempocapa[i]/1000;
            ydif+=vy[i]*tiempocapa[i]/1000;
            tiempocaida+=tiempocapa[i];
            if(evolucion==1)
            {
                if(tiempocaida>=(t_evolucion*60))
                {
                    i=-20;
                    alcanzosuperficie=0;
                }
            }
        }
    }
    else
    {
        for(i=c2; i>=0; i--)
        {
            altura=i*deltaz;
            xdif+=vxvariable(xdif,ydif,altura)*tiempocapa[i]/1000;/*salen en Km*/
            ydif+=vyvariable(xdif,ydif)*tiempocapa[i]/1000;/*salen en Km*/
            tiempocaida+=tiempocapa[i];
            if(evolucion==1)
            {

```



```

        if(tiempocaida>=(t_evolucion*60))
        {
            i=-20;
            alcanzosuperficie=0;
        }
    }
}
}

```

vxvariable(xdif,ydif,altura) devuelve el valor de la componente x del viento para la posición dada por (xdif, ydif) a la altura z.

vyvariable(xdif,ydif) igual a la anterior, pero para la componente y.

```

void dispersion (void)
{
    int i, j;
    float x,y, cons, res2,dato;
    double erf1,erf2,erf3,erf4;
    cons=2*sqrt(kdisp*tiempocaida);
    res2=resolucion/2;
    if(alcanzosuperficie==1)
    {
        for (i=0; i<puntosx; i++)
        {
            for (j=0; j<puntosy; j++)
            {
                x=resolucion*i+x0-xdif;
                y=resolucion*j+y0-ydif;
                erf1=erf(1000*(res2-x)/cons);
                erf2=erf(1000*(res2+x)/cons);
                erf3=erf(1000*(res2-y)/cons);
                erf4=erf(1000*(res2+y)/cons);
                erf4=(erf1+erf2)*(erf4+erf3);
                erf4=volumencol[c2-zcol0]/4.0/pow(resolucion*1000,2)*erf4;
                dato=(float)erf4;
                deposito[i][j]=deposito[i][j]+dato;
            }
        }
    }
    else
    {
        for (i=0; i<puntosx; i++)

```

```

{
    for (j=0; j<puntosy; j++)
    {
        x=resolucion*i+x0-xdif;
        y=resolucion*j+y0-ydif;
        erf1=erf(1000*(res2-x)/cons);
        erf2=erf(1000*(res2+x)/cons);
        erf3=erf(1000*(res2-y)/cons);
        erf4=erf(1000*(res2+y)/cons);
        erf4=(erf1+erf2)*(erf3+erf4);
        erf4=volumencol[c2-zcol0]/4.0/pow(resolucion*1000,2)*erf4;
        dato=(float)erf4;
        en_aire_deposito[i][j]=en_aire_deposito[i][j]+dato;
    }
}
}
}

```

erf(x) devuelve el valor de la función error para x.

A.3. IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO DETERMINISTA PARA LA SIMULACIÓN DE LAVAS (LAVA)

Lava.exe calcula, en cada punto del área de cálculo y en los tiempos seleccionados, la altura de lava, su temperatura y el posible cambio en la topografía original, según el modelo determinista para la simulación de lavas propuesto apartado III.4.1.

Los ficheros de entrada requeridos son: el fichero de configuración (lava.cfg), que contiene los parámetros de entrada para la simulación; los ficheros de topografía y los ficheros de ritmos de emisión. Si se quiere obtener un resultado continuación de otro obtenido previamente, son precisos, además de los ficheros mencionados, los ficheros correspondientes a la altura y temperatura de la lava que se emplearán como punto de partida.

El programa genera los ficheros lava.img, lava.doc, temp.img y temp.doc, y, si ha habido cambio en la topografía original, toponew.img y toponew.doc cuando el flujo se ha detenido, correspondientes, por pares, a la altura de la lava, la temperatura de la misma y la topografía modificada. Además, para cada tiempo especificado en el fichero de configuración, genera el conjunto de 6 ficheros correspondiente a dicho tiempo, numerados correlativamente empezando por 1 para el primer tiempo especificado, 2 para el segundo, ... etc.

A.3.1. Fichero de configuración

El fichero de configuración, lava.cfg, tiene la siguiente estructura:

```

c:\mapas\etna      *Path del fichero de topografía*
rtopo9             *Fichero de topografía*
1060               *Temperatura de emisión de lava (escala centígrada)*
0.6                *Emisividad de la lava*
837                *Calor específico (J/(kg K))*
2650               *densidad (kg/m³)*
1120               *Temperatura de liquidus (grados centígrados)*
800                *Temperatura a la que se considera lava sólida (grados centígrados)*
1000               *Temp. a partir de la que la disminución para temp.efectiva es const.(centígrados)*
500                *Disminución de temperatura para temperatura efectiva de radiación*
25                 *Temperatura ambiente (grados centígrados)*
122                *viscosidad a la T liquidus(P)*
0.043              *parametro a de viscosidad (1/K)*
14                 *cizalla umbral a la T liquidus (Pa)*
0.04               *parametro b de cizalla umbral (1/K)*
2                  *Intervalo temporal inicial (s)*
* _____PARAMETROS_VARIOS_____ *
0.25               *disminución de altura de una celda en flujo a una vecina sin disminuir  $\Delta t$ *
10                 *numero de celdas de aumento de área de cálculo*
0.01               *altura total de variación (m) para considerar fin de movimiento*
* _____RITMO_EMITION_maximo_20_____ *
14400.0            *t final correspondiente al fichero r1.img (s)*
172800.0           *t final correspondiente al fichero r1.img (s)*
* _____SALIDA_A_FICHEROS_____ *
3600               *t(s)*
7200               *t(s)*
14400              *t(s)*
* _____CONTINUACION_____ *
0                  *1 es continuación, 0 es iniciar*
r9                 *fichero de alturas*
rt9                *fichero temperatura*
64800.324          *tiempo transcurrido*
4                  *k10 transcurrido*
*NOTA: ningún fichero de entrada puede llamarse 1, 2, 3, 4, ..etc ni t1,t2,t3,..etc,ni ni toponew,
toponew1,toponew2..etc r1,r2,r3... ni result ni temp*
```

Línea 1. Directorio que contiene el par de ficheros de la topografía.

Línea 2. Nombre (sin extensión) del par de ficheros de la topografía

Línea 3. Temperatura, en grados centígrados, de emisión de la lava (T_0 en el capítulo III).

- Línea 4. Emisividad de la lava (ϵ en el capítulo III).
- Línea 5. Capacidad calorífica, en $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$, de la lava (c en el capítulo III).
- Línea 6. Densidad, en kg/m^3 , de la lava (ρ en el capítulo III)..
- Línea 7. Temperatura, en grados centígrados, de *liquidus* de la lava (T_l en el capítulo III).
- Línea 8. Temperatura, en grados centígrados, de solidificación de la lava (T_{sol} en el capítulo III).
- Línea 9. Temperatura, en grados centígrados, a partir de cual la disminución para el cálculo de la temperatura efectiva de radiación es constante (T_{ec} en el capítulo III).
- Línea 10. Disminución de temperatura para el cálculo de la temperatura efectiva de radiación (ΔT_{ec} en el capítulo III).
- Línea 11. Temperatura ambiente en grados centígrados (T_{am} en el capítulo III).
- Línea 12. Viscosidad, en Pa s, a la temperatura de *liquidus* de la lava (μ_l en el capítulo III).
- Línea 13. Parámetro a de viscosidad de la lava, en K^{-1} .
- Línea 14. Cizalla umbral, en Pa, a la temperatura de *liquidus* de la lava (τ_{0l} en el capítulo III).
- Línea 15. Parámetro b de cizalla umbral de la lava, en K^{-1} .
- Línea 16. Intervalo temporal, en segundos, inicial (Δt en el capítulo III).
- Línea 17. Encabezado.
- Línea 18. Factor de disminución de altura de una celda en su flujo a una vecina sin disminuir Δt ($\%h/100$ en el capítulo III).
- Línea 19. Parámetro que determina el número de celdas de aumento del área de cálculo cuando la colada alcanza los límites de dicha área.
- Línea 20. Parámetro que, multiplicado por la superficie de la celda, establece el volumen total de lava desplazada que se considera suficientemente pequeño como para considerar que el movimiento de la colada ha finalizado.
- Línea 21. Encabezado.
- Línea 22 y siguientes. Tiempo, en segundos, hasta el que es válido el par de ficheros de ritmo de emisión r1.img y r1.doc. Las siguientes líneas pueden contener los tiempos hasta los que son válidos los ficheros r2.img y r2.doc, r3.img y r3.doc, ... etc.
- Línea 23 (numeración dependiente del número de ficheros de ritmo de emisión). Encabezado
- Línea 24 y siguientes. Tiempo, en segundos, para obtener el conjunto de 6 ficheros de resultados.
- Línea 27 (numeración dependiente del número de ficheros de resultados intermedios). Encabezado.
- Línea 28. Parámetro que determina si la simulación se inicia sin lava en ninguna celda ($= 0$) o bien a partir de un resultado anterior ($= 1$).
- Línea 29. Nombre del par de ficheros, sin extensión, que contienen la altura de la lava en cada celda.
- Línea 30. Nombre del par de ficheros, sin extensión, que contienen la temperatura de la lava en cada celda.
- Línea 31. Tiempo, en segundos, correspondiente al tiempo transcurrido para los ficheros anteriores (este tiempo se encuentra almacenado para cada simulación en una línea de comentario en el fichero de documentación correspondiente a la altura de lava).
- Línea 31. Tiempo, en segundos, correspondiente al tiempo transcurrido para los ficheros anteriores (este tiempo se encuentra almacenado, para cada simulación, en una línea de comentario en el fichero de documentación correspondiente a la altura de lava).
- Línea 32. Valor del parámetro k10 para los ficheros anteriores (este valor se encuentra almacenado, para cada simulación, en una línea de comentario en el fichero de documentación

correspondiente a la altura de lava).
 Línea 33. Comentario.

A.3.2. Diagrama funcional

La figura A.2 muestra el diagrama funcional simplificado del programa.

A.3.3. Listados

A continuación se lista el bloque principal del programa y alguna de las funciones principales del mismo.

```
#pragma hdrstop
#include <condefs.h>
#include <stdio.h>
#include <conio.h>
#include <dos.h>
#include <math.h>
#include <stdlib.h>
#include <dir.h>
#include <string.h>
#include <time.h>
#include <alloc.h>
#include <time.h>

typedef float TIPOFLOAT;
typedef TIPOFLOAT *MATRIZFLOAT;
MATRIZFLOAT *topo,*todo_topo,*temp,*h,*ritmoemision,*hnew,*tempnew,*paso;
FILE *logo;
const float sigma=5.67e-8; /*constante de Stefan-Boltzman J/(s m2 K4)*/
const float grav=9.81; /*gravedad m s-2*/
float deltat,deltat0,temp0,emi, capcal, dens, tliquidus, ambiente4, tdf, tsolidus;
float visc1, visc2, ciz1, ciz2,disminuciontefectiva,disminucionmaxima;
float maxx,minx,maxy,miny,res,maxz=0,minz=9999;
int cols,rows,numberfich,numberritmoemision,kritmoemision=0, erupcion=1,continuacion;
double emisigma_denscapcal;
int aumentodearea,primi,primj,ulti,ultj,puntosx,puntosy,puntosxx,puntosyy,k10=0,kcontinuacion;
int maxficherossalida=50,cambiotopoenestefichero=0;
char currentpath[256],pathtopo[256],filetopo[256],altcontinuacion[256],tempcontinuacion[256];
double tritmoemision[21], tcontinuacion;
```

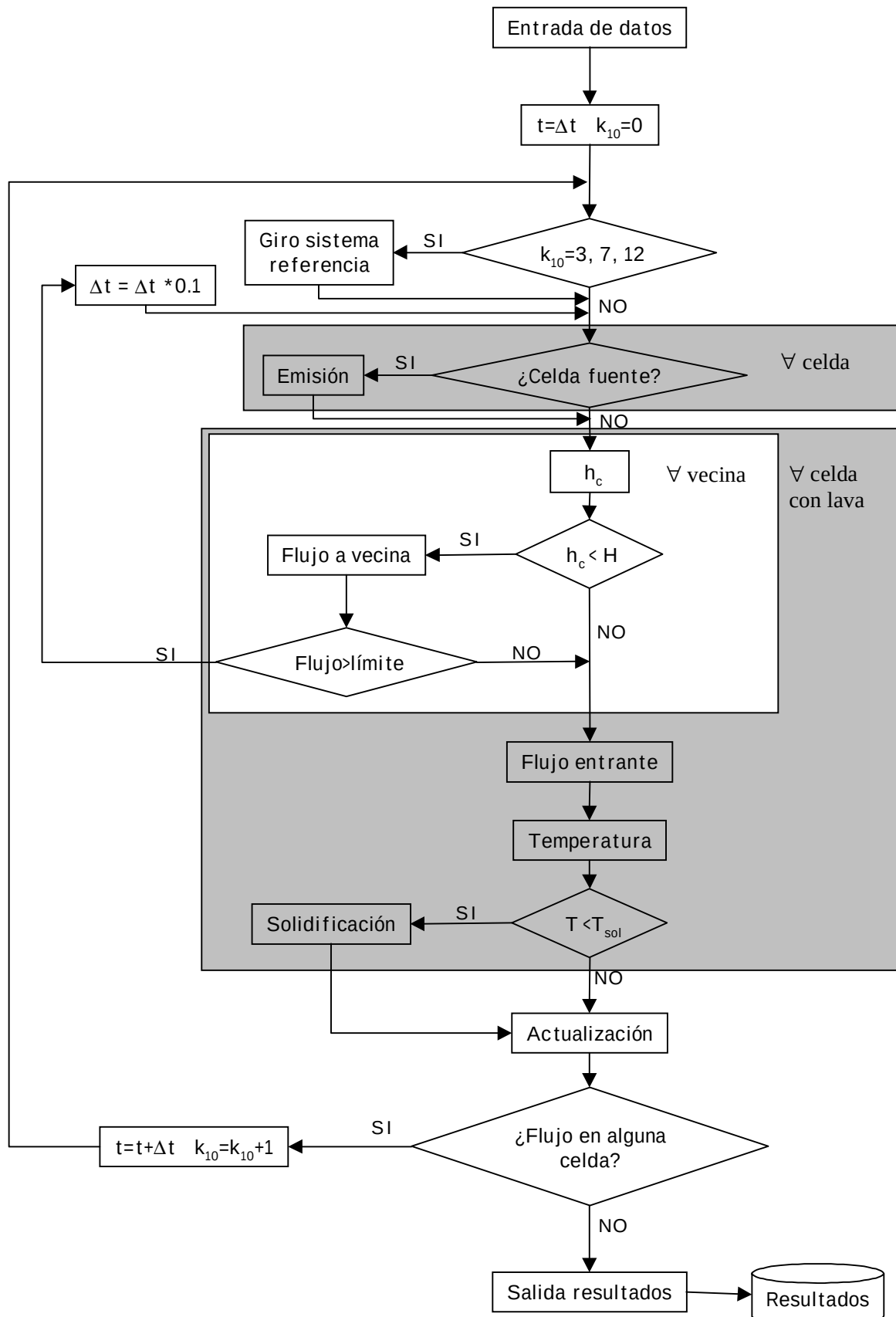


Figura A.2. Diagrama funcional simplificado de lava.exe.

```

void leedatos(void);
void lee_datos_topo(void);
void leerotulo(FILE *p);
int define_array_topo(void);
void cargatopo(void);
void leecentros1(void);
int define_arrays(void);
double ciz(int i, int j);
double visc(int i, int j);
void actualiza(void);
void aumenta_area (int enprimi,int enulti, int enprimj, int enultj);
void cargatopo2(void);
void guardaficheros(int z);
void termina(void);
void guardatoponew (void);
void inicianew(void);
int flujos(void);
void temperatura(int i, int j);
int calculaflujo(int i,int j,int ii,int jj);
void disminuye_deltat(void);
void leecontinuacion(void);
void emision(double t);
void vernuevatopo(void);
void verfinmovimiento(void);
//-----
#pragma argsused
int main(int argc, char **argv)
{
    int z=0,vabienmain;
    leedatos();
    printf("\nDatos del CFG leidos\n");
    lee_datos_topo();
    printf("\nDatos topografia leidos\n");
    define_array_topo();
    printf("\nArray de topografia definido\n");
    cargatopo();
    printf("\nTopografia cargada\n");
    if(continuacion==0)
    {
        leecentros1();
        define_arrays();
        tinicio=deltat;
    }
    else leecontinuacion();
    for (t=tinicio; t<=tfich[numberfich-1]; t+=deltat)

```

```

{
    inicianew();
    emision(t);
    vabienmain=flujos();
    if(vabienmain==-1) disminuye_deltat();
    actualiza();
    if(t>=tfich[z])
    {
        z++;
        guardaficheros(z);
        deltat=deltat0;
    }
}
guardaficheros(0);
termina();
return 0;
}

```

leedatos() lee todos los datos de entrada del fichero lava.cfg.

lee_datos_topo() lee los datos necesarios del fichero de documentacion de la topografía.

define_array_topo() reserva memoria para las matrices de topografía, altura, temperatura y matrices de paso.

cargatopo() lee y almacena en memoria la topografía.

leecentros1() lee los centros de emisión iniciales y su ritmo de emisión.

define_arrays() guarda memoria para las matrices.

leecontinuacion() si es una simulación continuación de una anterior, lee los datos de altura de lava, temperatura y centros y ritmos de emisión iniciales.

inicianew() pone a cero las matrices de paso.

emision(t) aumenta la altura de la lava en las celdas origen según los datos de fichero de emisión correspondiente al tiempo t.

flujos() calcula el flujo para cada iteración temporal (aparece listado a continuación).

disminuye_deltat() disminuye el intervalo temporal en un 10%.

actualiza() actualiza los valores de altura, temperatura y, si es preciso, de topografía (aparece listado más adelante).

guardaficheros(z) guarda los ficheros de altura, temperatura y, si es preciso, topografía.

termina() libera la memoria reservada.

```

int flujos(void)
{
    int i,j,ii,jj,vabien,giro=0;

    if(k10==3 || k10==7 || k10==12)giro=1;
    if(giro==0)

```



```

{
    for(j=0;j<puntosy-1;j++)
    {
        for(i=0;i<puntosx-1;i++)
        {
            if(h[i][j]>0 || h[i+1][j]>0 || h[i][j+1]>0)
            {
                ii=0;jj=1;vabien=calculaflujo(i,j,ii,jj);
                if(vabien==-1)return(-1);
                ii=1;jj=0;vabien=calculaflujo(i,j,ii,jj);
                if(vabien==-1)return(-1);
            }
        }
    }
}
else
{
    for(j=1;j<puntosy-1;j++)
    {
        for(i=0;i<puntosx-1;i++)
        {
            if(h[i][j]>0 || h[i+1][j+1]>0 || h[i+1][j-1]>0)
            {
                ii=+1;jj=-1;vabien=calculaflujo(i,j,ii,jj);
                if(vabien==-1)return(-1);
                ii=+1;jj=+1;vabien=calculaflujo(i,j,ii,jj);
                if(vabien==-1)return(-1);
            }
        }
    }
}
k10++;
if(k10==13)k10=0;
return 1;
}

```

```

int calculaflujo (int i, int j, int ii, int jj)
{
    double hc,hcc;
    double a,flujo=0.0,absflujo=0.0;

    hcc=(double)(topo[i+ii][j+jj]+h[i+ii][j+jj]-topo[i][j]-h[i][j]);
    if(hcc==0)return 1 ;
    else

```

```

{
    hc=-sqrt((topo[i][j]-topo[i+ii][j+jj])*(topo[i][j]-topo[i+ii][j+jj])+res*res)/hcc/(double)dens/(double)grav;
    if(hcc>0)hc=hc*ciz(i+ii,j+jj);
    else hc=hc*ciz(i,j);
}
if(hc>0)
{
    if(h[i][j]>hc)
    {
        a=h[i][j]/hc;
        flujo=ciz(i,j)*hc*hc*(a*a*a-1.5*a*a+0.5)/(3.0*visc(i,j));
    }
}
else
{
    if(h[i+ii][j+jj]>-hc)
    {
        a=-h[i+ii][j+jj]/hc;
        flujo=-ciz(i+ii,j+jj)*hc*hc*(a*a*a-1.5*a*a+0.5)/(3.0*visc(i+ii,j+jj));
    }
}
flujo= flujo/res*deltat;
absflujo=fabs(flujo);
if(absflujo>0.0)
{
    if(hc>0)
    {
        if(absflujo>h[i][j]*disminucionmaxima)return (-1);
        tempnew[i][j]=(float)(absflujo*temp[i][j]);
        tempnew[i+ii][j+jj]+=(float)(absflujo*temp[i][j]);
    }
    else
    {
        if(absflujo>h[i+ii][j+jj]*disminucionmaxima)return (-1);
        tempnew[i][j]+=(float)(absflujo*temp[i+ii][j+jj]);
        tempnew[i+ii][j+jj]-(float)(absflujo*temp[i+ii][j+jj]);
    }
    hnew[i][j]=(float)flujo;
    hnew[i+ii][j+jj]+=(float)flujo;
}
return 1;
}

```

visc(i,j) calcula y devuelve la viscosidad de la celda (i,j) según la temperatura de la misma.

ciz(i,j) calcula y devuelve la cizalla umbral de la celda (i,j) según la temperatura de la misma.

```
void actualiza(void)
{
    int i,j;
    int enprimi=0,enprimj=0,enultj=0,enulti=0,todo=0;

    for(j=0;j<puntosy;j++)
    {
        for(i=0;i<puntosx;i++)
        {
            if(hnew[i][j]!=0 || h[i][j]!=0)
            {
                temperatura(i,j);
                h[i][j]+=hnew[i][j];
            }
        }
    }
    j=1;
    for(i=0;i<puntosx;i++)
    {
        if(h[i][j]>0)
        {
            enprimj=1;
            i=puntosx;
        }
    }
    j=puntosy-2;
    for(i=0;i<puntosx;i++)
    {
        if(h[i][j]>0)
        {
            enultj=1;
            i=puntosx;
        }
    }
    i=1;
    for(j=0;j<puntosy;j++)
    {
        if(h[i][j]>0)
        {
            enprimi=1;
            j=puntosy;
        }
    }
    i=puntosx-2;
```

```

for(j=0;j<puntosy;j++)
{
    if(h[i][j]>0)
    {
        enulti=1;
        j=puntosy;
    }
}
todo=enprimi+enprimj+enulti+enultj;
if(todo>0) aumenta_area(enprimi,enulti,enprimj,enultj);
vernuevatopo();
if(erupcion==0)verfinmovimiento();
}

```

temperatura(i,j) calcula la temperatura de mezcla y la pérdida de calor por radiación (listada a continuación).

aumenta_area (enprimi,enulti,enprimj,enultj) aumenta el área de cálculo en las direcciones necesarias según los valores de los parámetros de la función.

vernuevatopo() comprueba si alguna de las celdas ha alcanzado la temperatura de solidificación y si es así, aumenta su altura topográfica en un valor igual al de su altura de lava, igualando posteriormente ésta a cero.

verfinmovimiento() comprueba que ha habido flujo entre algún par de celdas. Si no es así, guarda los resultados en ficheros y finaliza el programa.

```

void temperatura(int i, int j)
{
    double hreal,de, radiacion=0;

    hreal=h[i][j]+hnew[i][j];
    temp[i][j]=(tempnew[i][j]+temp[i][j]*h[i][j])/hreal;
    if(hreal>=hlim)
    {
        if(temp[i][j]>tdf)de=dis_temp0_tdf*(temp0-temp[i][j]);
        else de=disminuciontefectiva;
        radiacion=emisigma_denscapcal*deltat*(pow(temp[i][j]-de,4.0)-tambiente4)/hreal;
    }
    temp[i][j]-=(float)radiacion;
}

```

A.4. IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO PROBABILÍSTICO PARA LA SIMULACIÓN DE LAVAS (GRAVIT)

Gravit.exe calcula la probabilidad cada celda del área de cálculo de ser alcanzada por una colada de lava según el modelo probabilístico descrito en el capítulo III. Esta aplicación es la única de las descritas en este apéndice que permite entrada de datos interactiva y salida gráfica por pantalla. Su implementación se llevó a cabo en Borland C++ 4.5, empleando las librerías para manejo de grandes matrices de Quinn-Curtis IPC-TC-030 v 2.0 (Quinn-Curtis, 1992).

Los ficheros de entrada requeridos son: el fichero de configuración (gravit.cfg), que contiene los parámetros de entrada para la simulación y los ficheros de topografía. Además, si se ha optado por salida gráfica, precisa uno o varios ficheros vectores de referencia como ayuda para la selección del área de cálculo y el centro de emisión.

El programa genera los ficheros grav.img y grav.doc, que representan la probabilidad de cada celda de ser cubierta por la lava.

A.4.1. Fichero de configuración

El fichero de configuración, gravit.cfg, tiene la siguiente estructura:

```

0                *1 salida pantalla, 0 salida ficheros*
c:\mapas\lanza  *Path del fichero de topografía*
lanza50          *Fichero de topografía*
200,200          *Tamaño en puntos (x,y) del area de calculo (9999,9999) toda la topografía*
* _____ DATOS PARA SALIDA POR PANTALLA _____ *
c:\mapas\lanza  *Path de el/los fichero/s de referencia*
costa 15         *Fichero de referencia (espacio) color*
* _____ DATOS PARA SALIDA SOLO A FICHEROS _____ *
613.9,3204.6    *Coord. esquina sup. izq. del area de calculo (km)*
14000           *Numero de iteraciones (max 30000)*
620.9,3207.6    *Coordenadas del centro de emision (km)*
25.3            *Longitud maxima de flujo (km)*
3.2             *Corrección de altura(m)*

```

Línea 1. Según el valor del parámetro permite trabajar en modo gráfico (= 1) o únicamente a partir del fichero de configuración (= 0). En modo gráfico, la entrada de la mayoría de datos se realiza por teclado o ratón y se visualiza en pantalla el cálculo y el resultado final (que puede ser almacenado en ficheros). Si el valor del parámetro es 1, todos los datos se leen del fichero de configuración y finalizado el cálculo, el resultado se guarda en ficheros.

Línea 2. Directorio de los ficheros de topografía.

Línea 3. Nombre de los ficheros de topografía sin extensión.

Línea 4. Permite fijar el tamaño del área de cálculo o emplear toda la topografía (= 9999, 999). La limitación del tamaño del área de cálculo es aconsejable cuando se trabaja con grandes ficheros de topografía, pero el área de estudio es mucho más pequeña, situación en la que fijar dicho tamaño puede reducir enormemente el tiempo de cálculo.

Línea 5. Encabezado de los datos necesarios para salida gráfica.

Línea 6. Directorio de el/los ficheros de referencia.

Línea 7. Contiene el nombre del fichero de referencia (fichero vector en formato IDRISI) y el código del color que se mostrará en pantalla. El objetivo de estos ficheros es representar objetos geográficos que puedan ayudar a la localización de los centros de emisión, tales como línea de costa, carreteras, ... etc. Pueden incluirse tantos pares fichero-color como se desee en las siguientes líneas.

Línea 8 (la numeración depende del número de pares fichero-color). Encabezado de los datos necesarios para la salida sólo a ficheros.

Línea 9. Coordenadas de la esquina superior izquierda del área de cálculo expresadas en kilómetros (sólo es necesario si se ha fijado el tamaño del área de cálculo).

Línea 10. Número de iteraciones (N_{it} en el capítulo III).

Línea 11. Coordenadas del centro de emisión expresadas en kilómetros.

Línea 12. Longitud máxima del flujo en kilómetros (l_{max} en el capítulo III).

Línea 13. Corrección de altura en metros (h_c en el capítulo III).

A.4.2. Diagrama funcional

La figura A.3 muestra el diagrama funcional simplificado de gravit.exe. Un aspecto destacable es la necesidad de introducir una matriz de paso para determinar el camino seguido en cada iteración. Esta matriz es booleana y toma valor 1 en los puntos por los que haya pasado el flujo y 0 en los no recorridos. Si en lugar de usar esta matriz se suma 1 directamente al resultado cada vez que el flujo pasa por una celda, podría ocurrir que en una iteración, el flujo recorriese dos o más veces una misma celda, pudiendo dar lugar a probabilidades mayores que uno.

A.4.3. Listados

A continuación se lista el bloque principal del programa y alguna de las funciones principales del mismo.

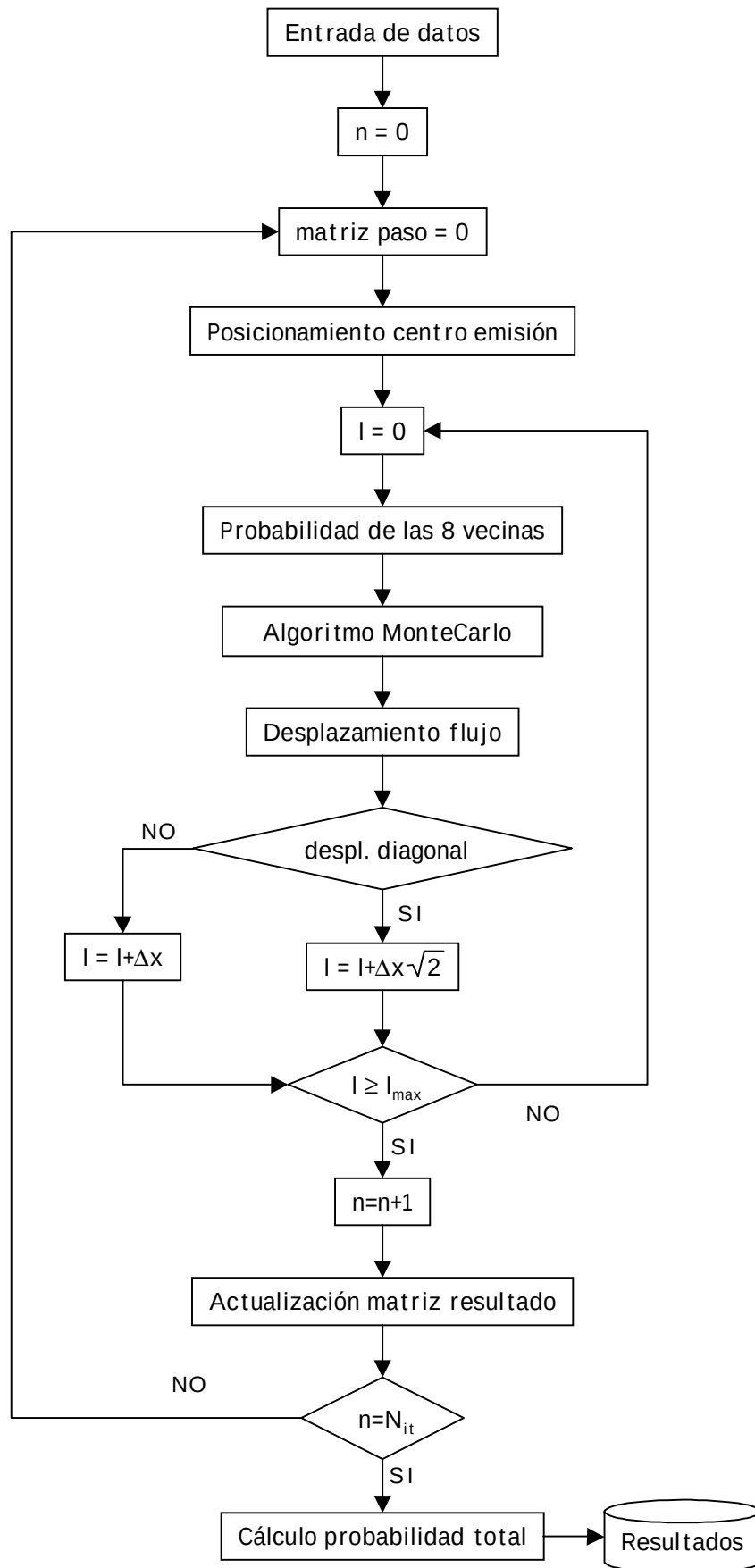


Figura A.3. Diagrama funcional simplificado de gravit.exe.

```

#include <dos.h>
#include <math.h>
#include <conio.h>
#include <stdio.h>
#include <stdlib.h>
#include <graphics.h>
#include <dir.h>
#include <string.h>
#include <time.h>
#include <alloc.h>
#include "harprot.h"

#define NUMDIM 2
#define TRUE 1
#define FALSE 0
#define callMDD int86(0x33, &inreg, &outreg)

ARRDESC *principio_topo;
ARRDESC *principio_result;
ARRDESC *paso;
char currentpath[40], pathtopo[40], filetopo[9], pathrefe[40], char refsyst[20], *refunits="", unitdist[20];
int salidagrafica, puntosx, puntosy, numerorefe=0;
float escalagrafica=0, lmax, hc, x0, y0, xcalc0, ycalc0, maxx, minx, maxy, miny, res;
unsigned int num_iteraciones, minresultado=9999, maxresultado=0;
int cols, rows, x0col, y0row, maxz=0, minz=9999, dist_isolin, m_km=2;
int xviewmin=215, xviewmax=640, yviewmin=0, yviewmax=425, xvt, yvt, control1=0, control2=0;
int fisural=0, numerocentros=0, mitad=0, todotopo=0, error;
union REGS inreg, outreg;
typedef struct {
    int exists,
    nButtons;
} resetRec;
typedef struct {
    int buttonStatus,
    opCount,
    column, row;
} locRec;
locRec *mouses;

void iniciagrafico(void);
void leedatos(void);
void lee_datos_topo(void);
void iniciarResultado(void);
void leerotulo(FILE *p);
void cargatopo(void);

```



```
referencia(int z);
void datos_simulacion1(void);
datos_simulacion2(void);
void ventana_grafica(int x);
void isolineas(void);
void flujos(void);
void datos_simulacion_3(void);
void salida_resultado_pantalla(void);
void salida_ficheros(void);
void ficheros_IDRISI(void);
continuar(void);
void guardacentros(void);
float xpanreal(int x);
float ypanreal(int y);
int xrealwin(float x);
int yrealwin(float y);
int xarraywin (float x);
int yarraywin (float y);
int xpanarray (int x);
int ypanarray (int y);
locRec *mPos(void);
resetRec *mReset(void);
void mShow(void);
void mHide(void);
void mMoveto(int, int);
int topo (int i, int j);
void escribe_topo(int i, int j, int dato);
unsigned int result (int i, int j);
void escribe_result (int i, int j, unsigned int dato);
void escribe_paso (int i, int j, char dato);
int define_arrays(void);
void cogecentro(void);
void salida(void);
void suma1flujo(void);

void main(void)
{
    int fin;
    leedatos();
    lee_datos_topo();
    define_arrays();
    if(salidagrafica==1)
    {
        iniciagrafico();
        referencia(0);
    }
}
```

```

    cargatopo();
    ventana_grafica(0);
    clearviewport();
    isolineas();
    do
    {
        datos_simulacion_3();
        flujos();
        salida_resultado_pantalla();
        salida_ficheros();
        fin=continuar();
        mitad=0;
    }while(fin!=1);
    remove("gravit.tmp");
    closegraph();
}
if(salidagrafica==0)
{
    cargatopo();
    cogecentro();
    flujos();
    ficheros_IDRISI();
}
}

```

leedatos() lee los datos del fichero de configuración.

lee_datos_topo() lee los datos del fichero de documentación de la topografía.

define_arrays() reserva memoria para las matrices de topografía, resultado y de paso.

iniciagrafico() si se ha seleccionado salida gráfica, inicia la pantalla gráfica.

referencia(0) muestra los ficheros de referencia para seleccionar la posición del área de cálculo.

cargatopo() guarda en memoria la topografía del área de cálculo.

ventana_grafica(0) crea una nueva ventana gráfica en la que se muestra únicamente el área de cálculo.

isolineas() pinta las isolíneas de la topografía para ayudar a la selección del centro de emisión.

datos_simulacion_3() solicita al operador los parámetros de entrada, bien por teclado, bien con el ratón.

flujos() calcula tantos posibles caminos como número de iteraciones (listada a continuación).

salida_resultado_pantalla() saca por pantalla la probabilidad de cada celda de ser cubierta por la lava.

salida_ficheros() da opción a guardar en ficheros los resultados de la simulación.

continuar() da opción a realizar una nueva simulación.

closegraph() cierra la ventana gráfica.

cogecentro() posiciona el centro de emisión.

ficheros_IDRISI() guarda el resultado en ficheros.

```

void flujos(void)
{
    int cont2,diag=0,i,j,h0,h[8],sum,s[8],color=4,hsale=0,hbujero,isale,jsale,k,ipaso,jpaso;
    float pr=1,length,lengthmax,raizdedos=(float)sqrt((double)2.0);
    unsigned int cont1;
    unsigned char done=FALSE;
    time_t t;
    long tamarray[NUMDIM];

    tamarray[0]=puntosx;
    tamarray[1]=puntosy;
    if(fisural==1)
    {
        if((num_iteraciones*numeroacentros)>(long)60000l)
        {
            gotoxy(1,25);
            printf("El numero de iteraciones puede ser demasiado grande para la superposicion");
            salida();
        }
    }
    lengthmax=lmax/res;
    srand((unsigned) time(&t));
    for(cont1=1; cont1<=num_iteraciones; cont1++)
    {
        done=FALSE;
        if(salidagrafica==1)
        {
            gotoxy(13,10);
            printf("%u (%u)",cont1,num_iteraciones);
        }
        i=x0col; j=y0row;
        length=0;
        color++;
        if(color==16) color=2;
        if(salidagrafica==1)
        {
            setcolor(color);
            moveto(i*escalagrafica,j*escalagrafica);
        }
        paso=HArrDef(tamarray, NUMDIM,CHAR);
        if(paso==NULL)
        {
            printf("\nProblemas creando arrays. Pulse una tecla");
            getch();
            exit(1);
        }
    }
}

```

```

}
do
{
    diag=0;
    h0=topo(i,j)+hc;
    h[0]=h0-topo(i,j-1);
    h[1]=h0-topo(i,j+1);
    h[2]=h0-topo(i+1,j);
    h[3]=h0-topo(i-1,j);
    h[4]=h0-topo(i+1,j+1);
    h[5]=h0-topo(i+1,j-1);
    h[6]=h0-topo(i-1,j-1);
    h[7]=h0-topo(i-1,j+1);
    sum=0;
    if(salidagrafica==1)gotoxy(1,17);
    for(cont2=0;cont2<8;cont2++)
    {
        if(h[cont2]<0) h[cont2]=0;
        sum=sum+h[cont2];
        s[cont2]=sum;
    }
    pr=(float)s[7]*(((float)random(10001))/10000.0);
    if(s[7]==0)
    {
        j-=2;
        for(k=-2;k<=2;k++)
        {
            hbujero=h0-topo(i+k,j);
            if(hbujero>0)
            {
                if(hsale<hbujero)
                {
                    hsale=hbujero;
                    isale=i+k;
                    jsale=j;
                }
            }
        }
        j+=4;
        for(k=-2;k<=2;k++)
        {
            hbujero=h0-topo(i+k,j);
            if(hbujero>0)
            {
                if(hsale<hbujero)

```

```

        {
            hsale=hbujero;
            isale=i+k;
            jsale=j;
        }
    }
}
j-=2;
i-=2;
for(k=-2;k<=2;k++)
{
    hbujero=h0-topo(i,j+k);
    if(hbujero>0)
    {
        if(hsale<hbujero)
        {
            hsale=hbujero;
            isale=i;
            jsale=j+k;
        }
    }
}
i+=4;
for(k=-2;k<=2;k++)
{
    hbujero=h0-topo(i,j+k);
    if(hbujero>0)
    {
        if(hsale<hbujero)
        {
            hsale=hbujero;
            isale=i;
            jsale=j+k;
        }
    }
}
i-=2;
if(hsale>0)
{
    if((isale+2)==i)ipaso=i-1;
    else
    {
        if((isale-2)==i)ipaso=i+1;
        else ipaso=i;
    }
}

```



```

    }
    length++;
    if(diag==1)length+=(raizdedos-1);
    if(salidagrafica==1)lineto(i*escalagrafica,j*escalagrafica);
    escribe_paso(i,j,1);
    if(j==0||i==0||j==(puntosy-1)||i==(puntosx-1)||length>=lengthmax||topo(i,j)==0) done=TRUE;
}while(!done);
escribe_paso(x0col,y0row,1);
suma1flujo();
HArrFree(paso);
}
}

```

HarrDef (tamarray, NUMDIM,CHAR) función de la librería de Quinn-Curtis para crear una matriz booleana.

topo (i,j) devuelve la altura topográfica de la celda *ij*.

escribepaso (i,j,valor) asigna *valor* a la celda *ij* de la matriz de paso.

suma1flujo() suma a la matriz de resultado la matriz booleana de paso.

HarrFree(paso) función de la librería de Quinn-Curtis para destruir la matriz de paso.

A.4.4. GRAPEL

Puesto que generalmente el modelo probabilístico para la simulación de flujos de lava no emplea una, sino varias celdas fuente, se ha desarrollado una implementación, *grapel.exe*, basada en *gravit.exe*, pero sin salida gráfica, para trabajar con fuentes extensas de forma más cómoda. El programa permite incluir valores distintos de corrección de altura, longitud máxima y probabilidad de contener un futuro centro de emisión para cada celda fuente.

El fichero de configuración, *grapel.cfg*, tiene la siguiente estructura:

```

c:\z      *Path del fichero de topografia*
lanza25   *Fichero de topografia*
10        *Numero de iteraciones*
20.0      *Longitud maxima de flujo (km) (si es 9999 de fichero)*
3.0       *Corrección de altura (m) (si es 9999 de fichero)*
1000      *Cada cuantas simulaciones se guarda el fichero*
9999      *1 todos los centros, 9999 desde fichero*
1         *1 todos los centros =prob., 9999 desde fichero*
* _____ DATOS_COMPLEMENTARIOS _____ *
lm        *Fichero de longitud maxima (solo si 9999)*
hc        *Fichero de correccion de altura (solo si 9999)*

```

aemicent *Fichero de centros (solo si 9999)*
 ap07 *Fichero de ponderacion de centros (solo si 9999)*

Línea 1. Directorio de los ficheros de topografía.

Línea 2. Nombre, sin extensión, de los ficheros de topografía.

Línea 3. Número de iteraciones por cada centro de emisión (N_{it} en el capítulo III).

Línea 4. Longitud máxima del flujo en kilómetros (l_{max} en el capítulo III). Si el valor es 9999, el valor de l_{max} se obtiene, para cada centro de emisión, de los ficheros de la línea 10.

Línea 5. Corrección de altura en metros (h_c en el capítulo III). Si el valor es 9999, el valor de h_c se obtiene, para cada centro de emisión, de los ficheros de la línea 11.

Línea 6. Puesto que el proceso de cálculo para fuentes extensas puede ser muy largo, para prevenir posibles fallos del sistema puede ser conveniente guardar resultados intermedios. Este parámetro indica cada cuantos centros de emisión se guarda un resultado parcial.

Línea 7. Este parámetro indica si todas las celdas de la topografía pueden ser centros de emisión (= 1) o si los centros de emisión se obtendrán de los ficheros de la línea 12 (= 9999).

Línea 8. Este parámetro indica que todos los centros de emisión son equiprobables (= 1) o bien que la probabilidad de cada centro se obtendrá del fichero de la línea 13 (= 9999).

Línea 9. Encabezado.

Línea 10. Nombre, sin extensión, de los ficheros de longitud máxima (sólo se emplea si en la línea 4 aparece 9999).

Línea 11. Nombre, sin extensión, de los ficheros de corrección de altura (sólo se emplea si en la línea 5 aparece 9999).

Línea 12. Nombre, sin extensión, de los ficheros de que contienen la posición de los centros de emisión (sólo se emplea si en la línea 7 aparece 9999).

Línea 13. Nombre, sin extensión, de los ficheros que contienen la probabilidad de contener un futuro centro de emisión (sólo se emplea si en la línea 8 aparece 9999).

La figura A.4 muestra el diagrama funcional simplificado del programa.

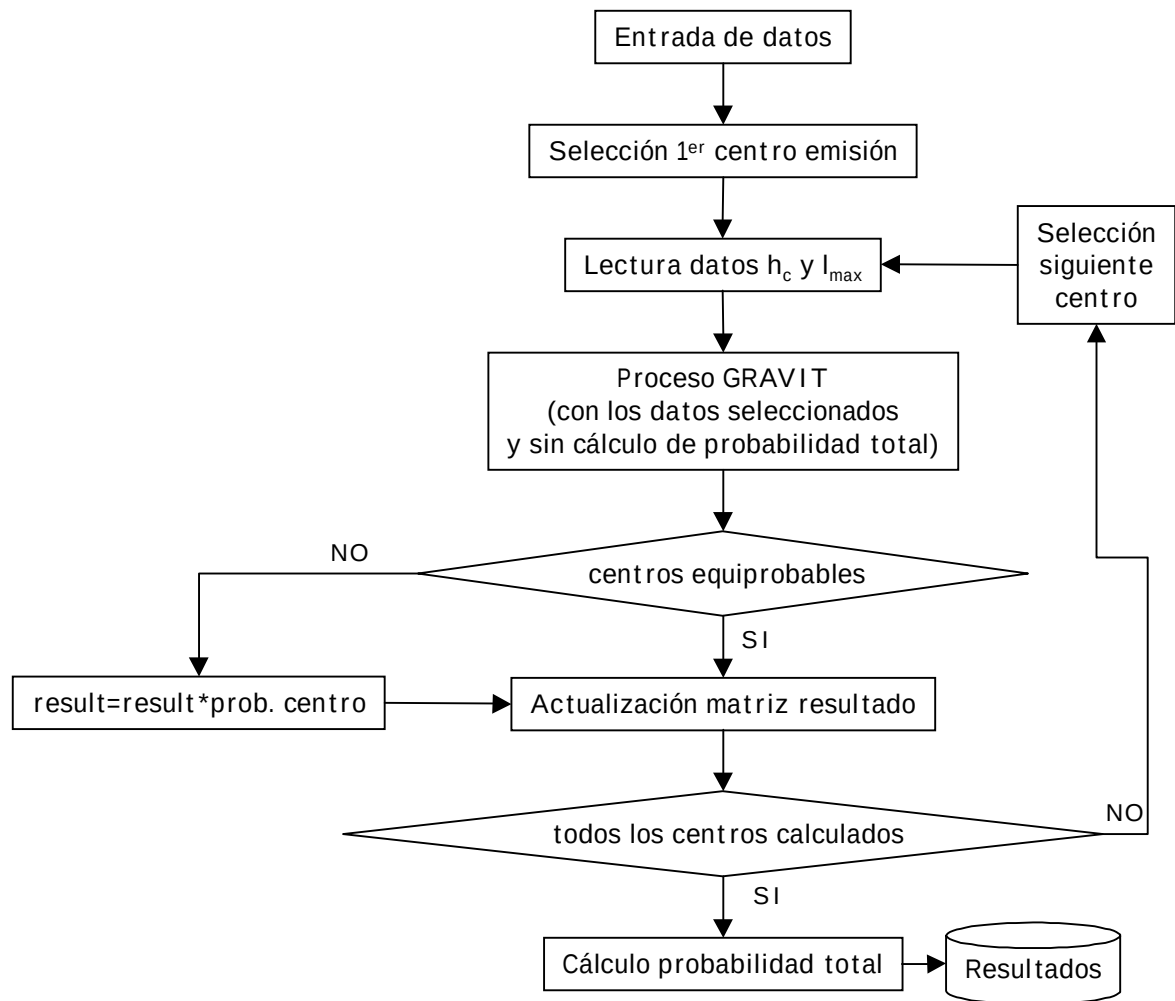


Figura A.4. Diagrama funcional simplificado de grapel.exe.

LISTA DE FIGURAS

Figura I.1. Modelo de cadena de Markov para la actividad del Vesuvio (Santacroce, 1995).	13
Figura I.2. Esquema de la integración de los modelos numéricos para la simulación de procesos eruptivos en un SIG.	19
Figura I.3. Metodología para la elaboración de mapas de peligrosidad y riesgo volcánicos (de Ortiz, 1995).	20
Figura II.1. Clasificación de los distintos tipos de erupciones explosivas en función del índice de fragmentación F y del índice de dispersión D según Walker (1973).	27
Figura II.2. Esquema de una columna pliniana (modificado de Sparks, 1986).	28
Figura II.3. Mapa de isopacas de la erupción del Mount St. Helens del 18 de Mayo de 1980 (de Carey y Sigurdsson, 1982).	31
Figura II.4. Depósitos teóricos obtenidos con el modelo de Suzuki (1983) para tres valores del parámetro β .	32
Figura II.5. Probabilidad (en porcentaje) de ser cubierto por más de 100 kg/m ² (A) o más de 200 kg/m ² de cenizas (B) para el máximo evento esperado en el área vesubiana (Barberi et al., 1990).	34
Figura II.6. Modelo generalizado para la variación de espesor de ceniza en depósitos de caída según Bonadonna et al. (1998).	37
Figura II.7. Superficies de soporte para partículas de líticas de densidad 2500 kg/m ³ y de diámetro entre 0.4 y 25.6 cm, considerando la altura total de la columna de 21 km y el nivel superior de la región convectiva situado a 15 km (de Carey y Sparks, 1986).	38
Figura II.8. Ejemplo para la estimación de altura de columna (entre 6.8 km y 43.0 km) e intensidad de viento (entre 0 y 30 m/s) a partir de los datos de la isolínea de máximo tamaño de clasto correspondiente a 3.2 cm de diámetro y 2500 kg/m ³ de densidad (de Carey y Sparks, 1986).	39
Figura II.9. Velocidad límite para partículas de densidad 750 kg/m ³ . La línea continua representa la aproximación empleada en este trabajo y la discontinua la de Bonadonna et al. (1998). Los valores de densidad y viscosidad del aire son evaluados a partir de las expresiones II.22-25 para $\rho_{a0} = 1.2255 \text{ kg/m}^3$, $T_0 = 288 \text{ K}$ y $z_{trop} = 11 \text{ km}$.	45
Figura II.10. Ejemplos de la influencia de distintos parámetros en el modelo propuesto para la simulación de caída de cenizas. Las coordenadas de todos los mapas están expresadas en kilómetros y la posición del centro de emisión se muestra con un triángulo negro. (a) Depósito de la erupción base (parámetros de entrada en la tabla II.3). (b) Depósito obtenido modificando el valor del parámetro de forma de la columna (A') a 80. El gráfico de la parte superior derecha muestra la distribución de volumen de material a lo largo de la columna eruptiva para dos tamaños de partículas diferentes ($\phi = -1$ -líneas continuas- y $\phi = -2.5$ -líneas discontinuas-), tanto para la erupción base (negro) como para $A' = 80$ (rojo). El gráfico de la parte inferior derecha muestra la sección del depósito a lo largo del eje principal del mismo (negro para la erupción base, rojo para $A' = 80$). (c) Depósito obtenido modificando el valor de difusividad horizontal (K_x) a 3000 m ² /s. El gráfico de la derecha muestra la sección del depósito a lo largo del eje principal del mismo (negro para la erupción base, rojo para $K_x = 3000 \text{ m}^2/\text{s}$). (d) Depósito obtenido modificando el valor del tamaño medio de partícula (ϕ_m) a 0. El gráfico de la derecha muestra la distribución de tamaños de partícula (negro para la erupción base, rojo para $\phi_m = 0$). Los mapas de la parte inferior muestran el depósito correspondiente a la clase de partícula más	

abundante en cada una de las distribuciones (izquierda, erupción base ($\phi = -1$) y derecha para $\phi_m = 0$). (e) Depósito obtenido modificando el valor de la desviación de la distribución de tamaños de partícula (σ_ϕ) a 2. El gráfico de la derecha muestra la distribución de tamaños de partícula (negro para la erupción base, rojo para $\sigma_\phi = 2$). (f) Depósito obtenido considerando intensidad de viento constante e igual a 6 m/s. El gráfico de la derecha muestra la sección del depósito a lo largo del eje principal del mismo (negro para la erupción base, rojo para viento constante).	50-51
Figura II.11. Esquema geológico del complejo Teide - Pico Viejo (de Ablay y Martí, 1995).	52
Figura II.12. Mapa de isopacas (en cm) del depósito pumítico de Montaña Blanca (de Ablay et al, 1995).	53
Figura II.13. Mapa de máximo tamaño de lítico (en mm) del depósito pumítico de Montaña Blanca (de Ablay et al, 1995).	54
Figura II.14. Mapa de máximo tamaño de pómez (en mm) del depósito pumítico de Montaña Blanca (de Ablay et al, 1995).	55
Figura II.15. Gráfico de ajuste $\ln T - A^{1/2}$ para el mapa de isopacas de la figura II.12. El ajuste se ha realizado únicamente con los datos correspondientes a los círculos negros (isopacas por encima de los 10 cm). El círculo blanco representa los valores correspondientes a la isopaca de 10 cm, considerando el área de la misma igual al área encerrada por la isopaca en el mapa de la figura II.12 (y por tanto inferior al área real de dicha isopaca).	56
Figura II.16. (a) Distribuciones granulométricas empleadas para la simulación de la erupción de Montaña Blanca. (b) y (c) Distribución de volumen de material a lo largo de la columna, para algunos valores de ϕ , en el centro de emisión principal y centros secundarios respectivamente.	58
Figura II.17. Mapa de espesores de depósito obtenido de la simulación de la erupción Montaña Blanca. Los triángulos representan la posición de los centros de emisión considerados, donde el triángulo negro corresponde al centro de emisión de la columna de mayor altura (ver detalles en el texto). Los cuadrados muestran la posición de los espesores reales de depósito de la figura II.12.	59
Figura II.18. Localización del volcán Láscar.	60
Figura II.19. Ejemplo de fotos de la erupción del 20 de Julio del 2000 de la erupción del Láscar, tomadas a unos 35 km del volcán por Dr. R.J. Pankhurst. Las horas indicadas corresponden a la hora chilena (una hora menos que la hora argentina, que es la empleada como hora de referencia en este trabajo).	61
Figura II.20. Imágenes satélite GOES 8 de la pluma de la erupción del 20/07/00 del Láscar.	61
Figura II.21. Imagen Seawifs (combinación de las bandas 652) de las 13:00 de la erupción del Láscar.	61
Figura II.22. Altura de la columna eruptiva (cuadrados) y correspondiente volumen emitido (triángulos), calculado según la expresión II.35, considerados para las simulaciones de la erupción del 20/07/00 del Láscar (ver texto).	64
Figura II.23. Campos de vientos correspondientes a los niveles de 200, 300 y 500 mb. El tamaño de las flechas es proporcional a la intensidad, según una función lineal entre los valores de velocidad y tamaños de flecha que aparecen en el recuadro de la esquina inferior derecha.	65
Figura II.24. Material en la atmósfera obtenido en la simulación de la evolución de la nube de cenizas del Láscar (triángulo negro) para los tiempos indicados en cada mapa. La línea negra muestra el contorno aproximado de la nube de ceniza real obtenido de las imágenes satélite GOES 8 (12:39, 13:39 y 14:39) y Seawif (13:00) de las figuras II.20 y II.21. La imagen de fondo corresponde a la topografía del área (no considerada en la simulación), iluminada artificialmente desde el NE.	67
Figura II.25. Material depositado en $z = 0$ obtenido en la simulación de la evolución de la nube de cenizas del Láscar (triángulo negro) para los tiempos indicados en cada mapa. La línea negra muestra el contorno aproximado de la nube de ceniza real obtenido de las imágenes satélite GOES 8 (13:39 y 14:39) y Seawif (13:00) de las figuras II.20 y II.21. La imagen de fondo corresponde a la topografía del área, iluminada artificialmente desde el NE.	68

Figura II.26. Diagrama de gestión de emergencias y desastres volcánicos propuesto por la Universidad de Salta, CONICET y CONAE.	69
Figura III.1. (a) Fluido viscoso entre dos placas paralelas, la inferior fija y la superior desplazándose con velocidad constante. (b) Relación entre el máximo esfuerzo y la variación vertical de velocidad para fluidos newtonianos viscosos y fluidos Bingham.	75
Figura III.2. Esquema de flujo de un fluido Bingham de dimensión horizontal infinita y altura constante H .	76
Figura III.3. Comparación entre los perfiles verticales de velocidad en un flujo de dimensión horizontal infinita (fig. III.2) para un fluido Bingham y un fluido newtoniano viscoso, para $\alpha = 0.2$ rad, $\rho = 3$ g/cm ³ , $\mu = 10^4$ P, $\tau_0 = 10^4$ din/cm ² y $H = 1$ m. La línea discontinua representa la base de la <i>plug</i> (de Dragoni et al., 1986).	77
Figura III.4. Esquema del modelo térmico propuesto por Dragoni y Pondrelli (1991). h_p representa la altura crítica (notada en el texto como H_c), T_i es la temperatura interna de la lava y T_e la temperatura efectiva de radiación.	80
Figura III.5. Simulación de las coladas de la erupción del Miyakejima de Octubre de 1983 (mapa superior) comparadas con el flujo real (mapa inferior) (de Ishihara et al., 1990).	82
Figura III.6. Variación de la temperatura efectiva según dos modelos distintos: (a) Modelo de Neri (1998): semiespacio infinito de lava enfriándose en la atmósfera según un modelo de dos capas (ver más detalles en el texto, apartado II.2.2). El gráfico representa la variación de la temperatura efectiva con el tiempo para cuatro casos diferentes: superficie lisa, equivalente a considerar la emisividad efectiva igual a emisividad de la lava; superficie rugosa, con dos niveles distintos de rugosidad y superficie rugosa con viento, donde se introduce el efecto de convección forzada por el viento. (b) Modelo de Dragoni y Tallarico (1994): fluido Bingham de ancho infinito fluyendo en la dirección x con perfil de temperatura constante T_i excepto en la <i>plug</i> , donde disminuye de forma lineal hasta alcanzar la temperatura efectiva T_e . El gráfico representa un ejemplo de variación de ambas temperaturas con respecto al cociente entre x (distancia al centro de emisión) y q (flujo por unidad de ancho de flujo).	90
Figura III.7. Esquema para el cálculo de la probabilidad analítica de las celdas que rodean a una celda fuente. La celda fuente es la celda central y sus vecinas se dividen en dos regiones distintas, notadas como A y B. La celda fuente está representada por el punto (a,b) y su radio de influencia es Δx . El área de intersección de su círculo de influencia con la celda situada al SE aparece en negro (modificado de Miyamoto y Sasaki, 1997).	93
Figura III.8. Esquema del modelo de máxima pendiente.	94
Figura III.9. Ejemplo de las dos posibles situaciones en un sumidero para el modelo probabilístico: en (a) el flujo queda retenido en la celda central, mientras que en (b) existen tres caminos posibles para el flujo, señalados por las flechas	96
Figura III.10. Test 1: ejemplos para $l_{max} = 10$ km. El gráfico de la izquierda muestra la topografía. Los gráficos rotulados como 2000(a) y 2000(b) son dos ejemplos (de las diez simulaciones calculadas) de mapas de probabilidad obtenidos con 2000 iteraciones mientras que 30000(a) y 30000(b) son dos ejemplos correspondientes a 30000 iteraciones. Los cuatro mapas corresponden a la misma escala de color, situada en la parte superior de la figura. Los dos gráficos inferiores representan la desviación estándar del conjunto de las diez simulaciones, expresada como porcentaje del valor medio, para el conjunto de simulaciones con 2000 y 30000 iteraciones (2000(ds) y (30000(ds))	98
Figura III.11. Resultados del test 1. El gráfico de la izquierda muestra la media, ponderada según el valor medio de probabilidad, de la desviación estándar en cada celda para distintos valores de l_{max} . El gráfico de la derecha muestra la probabilidad (expresada como porcentaje de la probabilidad total) del conjunto de celdas cuya desviación estándar es inferior al 5%. El recuadro inferior muestra los cálculos de desviación media (dm) y de probabilidad de las celdas de desviación estándar inferior al 5% (pt) para el conjunto de simulaciones de 240000 iteraciones (ver texto).	99
Figura III.12. Test 2: ejemplos. La distribución de gráficos es idéntica a la de la figura III.10.	100
Figura III.13. Test 3: ejemplos. La distribución de gráficos es idéntica a la de la figura III.10.	101

Figura III.14. Test 4: ejemplos. La distribución de gráficos es idéntica a la de la figura III.10.	102
Figura III.15. Resultados de los tests 2, 3 y 4. La distribución de gráficos es igual a la de la figura III.11.	103
Figura III.16. Test 5: ejemplos. La distribución de gráficos es idéntica a la de la figura III.10.	104
Figura III.17. Test 6: ejemplos. La distribución de gráficos es idéntica a la de la figura III.10.	105
Figura III.18. Resultados de los tests 5 y 6. La distribución de gráficos es igual a la de la figura III.11.	106
Figura III.19. Mapa de la erupción de 1991-93 del Etna hasta el 15 de junio de 1992 (de Barberi et al., 1993). (1) fractura abierta entre el 14 y el 15 de diciembre de 1991. (2) sistema de fracturas de 1989. (3) campo de lava producido por la erupción hasta Portella Calanna. (4) lava que desbordó la barrera de Portella Calanna. (5) campo de lavas (hasta el 15 de junio de 1992) producido por las intervenciones realizadas entre el 22 y el 27 de mayo de 1992.	108
Figura III.20. Área cubierta por la colada de Portella Calanna el 12/04/92 según Barca et al. (1994) (línea continua) y el área definitiva según Barberi et al.(1993). Las cuatro líneas gruesas muestran la posición de las barreras construidas para retener la lava. Isolíneas de topografía cada 10 m.	109
Figura III.21. Variación de la viscosidad con la temperatura. Los símbolos representan los datos experimentales expresados en la leyenda (la línea vertical representa el rango de variación de viscosidad de las lavas correspondientes a la erupción del Etna simulada en este trabajo dada por Barberi et al. (1993). Las líneas continuas representan la aproximación de Dragoni et al. (1992) para lavas ácidas o básicas considerando $T_i = 1120^{\circ}$ C. La línea discontinua de trazo largo es la aproximación empírica (no correspondiente a la aproximación empleada en el modelo determinista) de Ishihara et al. (1990) para el flujo de lava de Izu-Oshima, 1951. Las líneas discontinuas de trazo corto son los ajustes según el modelo de Dragoni et al. (1992) para los datos de Pinkerton y Norton (1995) de lavas del Etna, agrupados según su nivel de cristalización. La relación asumida en este trabajo es la correspondiente al ajuste de las muestras de baja cristalización.	111
Figura III.22. Variación de la cizalla umbral con la temperatura. Los símbolos representan los datos experimentales expresados en la leyenda. Las líneas continuas finas representan la aproximación de Dragoni et al. (1992) para lavas ácidas ($T_i = 1120^{\circ}$ C) o básicas ($T_i = 1120^{\circ}$ C y $T_i = 1200^{\circ}$ C). La línea discontinua de trazo largo es la aproximación empírica (no correspondiente a la aproximación empleada en el modelo determinista) de Ishihara et al. (1990) para el flujo de lava de Izu-Oshima, 1951. La línea gruesa es la variación asumida en este trabajo.	112
Figura III.23. Topografía modificada del área de la simulación de la colada de Portella Calanna iluminada artificialmente desde el N. Las nueve celdas consideradas como centros de emisión aparecen en negro en la base de la barrera principal, señaladas con una flecha en la zona aumentada. Las flechas restantes apuntan las cuatro barreras incluidas en los datos topográficos originales.	114
Figura III.24. Resultados de la simulación de la colada de Portella Calanna con el modelo determinista utilizando los parámetros de la tabla III.2.	115
Figura III.25. Igual que la figura III.24 pero sobre la topografía original, sin considerar las barreras secundarias.	117
Figura III.26. Diferencias entre las simulaciones con y sin barreras. Sin considerar la lava solidificada antes de que las coladas se detuviesen, (a) diferencia en la altura de lava; (b) diferencia en la temperatura de la lava y (c) celdas cubiertas por la lava en ambas simulaciones (verde), sólo en la simulación con barreras secundarias (azul) y sólo en la simulación sin barreras secundarias (rojo).	118
Figura III.27. Resultado de las simulaciones de la colada de Portella Calanna con el modelo probabilístico. La línea negra muestra el contorno de la colada real. En cada una de las simulaciones se han calculado 540000 caminos, con los parámetros mostrados en el recuadro de cada figura.	120

- Figura IV.1.** Mapa de peligrosidad para flujos piroclásticos y lahares en el volcán Tungurahua. Las flechas muestran los caminos principales seguidos por flujos piroclásticos históricos. 1 = alta peligrosidad para flujos piroclásticos en toda el área y lahares en los valles; 2 = peligrosidad baja para flujos piroclásticos; 3 = alta peligrosidad para lahares en la parte baja del valle Pastaza (de Hall et al., 1999). 128
- Figura IV.2.** Mapa de peligrosidad volcánica potencial del volcán Galeras, con tres zonas de peligrosidad: alta, media y baja (de Hurtado et al., 1997). 129
- Figura IV.3.** Mapa de peligrosidad para flujos de lava en el área vesubiana, calculado a partir de la actividad efusiva del Vesubio entre 1631 y 1944. p = probabilidad relativa de ocurrencia de invasión por flujos de lava (de Lirer et al., 1998). 130
- Figura IV.4.** Mapa de zonas de peligrosidad del entorno del Mauna Loa basado en los criterios que aparecen en el texto (de Trusdell, 1995). 131
- Figura IV.5.** Árbol de probabilidades para la crisis de Montserrat, iniciada en 1995 (de Tomblin, 1996). A partir de la alarma iniciada por el registro de un enjambre de sismos volcánicos, se construye el árbol de los eventos que pueden tener lugar, adjudicando a cada uno de ellos su probabilidad relativa correspondiente, en función del conocimiento del área volcánica. 134
- Figura IV.6.** Directrices volcano-tectónicas principales del archipiélago canario (líneas discontinuas) y de algunas de las islas (líneas continuas) (adaptado de Coello y Bravo 1989). 137
- Figura IV.7.** Esquema geológico de la isla de Lanzarote (de Marinoni y Pasquaré, 1994). 140
- Figura IV.8.** Volcanismo hidromagmático en Lanzarote (de García-Cacho y Romero, 2000). 141
- Figura IV.9.** Ajuste del período de recurrencia para las Islas Canarias, según los datos de la tabla IV.1. Abscisas: tiempo de reposo entre erupciones; ordenadas: logaritmo del número de erupciones con tiempo de reposo mayor o igual que el valor de la abscisa (de Astiz et al., 2000). 143
- Figura IV.10.** Centros eruptivos de las erupciones históricas de Lanzarote. Las estrellas representan los centros eruptivos principales de la erupción de 1730-36 según Carracedo et al. (1992) y los cuadrados los centros correspondientes a la erupción de 1824. El área gris representa el área afectada por la erupción de 1730-36 (Romero, 2000). 144
- Figura IV.11.** Densidad de centros eruptivos recientes (Series III y IV de Fúster et al. (1968)) en el área occidental de Lanzarote (Carracedo et al., 1992). 144
- Figura IV.12.** Área fuente para una erupción efusiva en Lanzarote. **(a)** sobre el MDE de tamaño de celda 50 m iluminado artificialmente, el trazo negro representa el área fuente; **(b)** distribución de probabilidad dentro del área fuente según la ecuación IV.1. 145
- Figura IV.13.** Mapas de probabilidad de invasión por flujos de lavas de la isla de Lanzarote, considerando como área fuente la señalada en la figura IV.12a. **(a)** resultado considerando que todas las celdas del área fuente son equiprobables y **(b)** la probabilidad de cada punto del área fuente es la dada por la expresión IV.1 (y mostrada en la figura IV.12b). El rótulo **A** señala la posición de los caminos que se dirigen al entorno de Arrecife, capital de la isla. La línea discontinua señala la posición de las celdas fuentes empleadas en la simulación refinada para el área de Arrecife. 147
- Figura IV.14.** Mapa de probabilidad de invasión por flujos de lavas en el entorno de Arrecife, obtenido con una simulación numérica sobre el MDE de tamaño de celda 25 m, considerando como área fuente las celdas situadas en la línea discontinua de la figura IV.13a (ver detalles en el texto). 148
- Figura IV.15.** Valor absoluto de la diferencia entre los mapas IV.13a y IV.13b, expresada como porcentaje del valor máximo (ver texto). 149
- Figura IV.16.** Área afectada por la lava en las simulaciones numéricas de Lanzarote (negro) y área afectada por las lavas en la erupción de 1730-36 (línea blanca). 150
- Figura IV.17.** Contorno aproximado del casco urbano de Arrecife (línea de puntos), principales infraestructuras del área y principales vías de comunicación (líneas negras terminadas en flecha). La imagen de fondo es el mapa de la figura IV.14. en escala de grises, donde los tonos más claros corresponden a las probabilidades mayores 151

Figura IV.18. Esquema volcanológico de Tenerife (adaptado de Ancochea et al., 1990).	153
Figura IV.19. Ajuste del período de recurrencia para Tenerife, según los datos de la tabla IV.1. Abscisas: tiempo de reposo entre erupciones; ordenadas: logaritmo del número de erupciones con tiempo de reposo mayor o igual que el valor de la abscisa (de Astiz et al., 2000).	156
Figura IV.20. Centros eruptivos de la Isla de Tenerife considerados para la estimación del área fuente, agrupados en históricos, Serie IV y Serie III (ver texto).	158
Figura IV.21. El círculo representa el área fuente considerada para una erupción explosiva en Tenerife. Los rectángulos y el círculo representan el área fuente considerada para una erupción efusiva en Tenerife en la aproximación estructural. Las celdas de las áreas gris oscuro tienen una probabilidad 5 veces mayor que las celdas del área gris claro. Los triángulos y los puntos llenos y vacíos corresponden a los centros eruptivos representados en la figura IV.20.	159
Figura IV.22. Distribución de probabilidad en el área fuente para coladas de lava de la isla de Tenerife según la aproximación de Cox. (a) , (b) y (c) son el resultado del análisis de Cox para los tres conjuntos de centros considerados, con el radio de influencia notado en cada mapa. (d) Probabilidad final, construida sumando (a), (b) y (c) con los pesos notados en cada mapa.	161
Figura IV.23. Distribución de probabilidad en el área fuente para coladas de lava de la isla de Tenerife según la aproximación fractal. (a) , (b) y (c) son el resultado de los cálculos para los tres conjuntos de centros considerados. (d) Probabilidad final, construida sumando (a), (b) y (c) con los pesos notados en cada mapa.	163
Figura IV.24. Distribución de vientos para un registro de seis años de datos medidos en el observatorio de Santa Cruz de Tenerife. Para cada nivel se indica, debajo, la intensidad media, y, en el gráfico superior (excepto para 500 hPa) la distribución de direcciones.	165
Figura IV.25. Histogramas de la distancia mínima de cada celda del área de emisión, para la aproximación estructural, a la costa de Tenerife (gráfico a la izquierda) y de cada celda de la costa (celdas del MDE de valor 0 contiguas a celdas de valor no nulo) al área de emisión (gráfico a la derecha).	166
Figura IV.26. Resultado de la estimación del número de iteraciones necesario para la aplicación del modelo probabilístico de simulación de lavas en Tenerife. Los mapas de la parte superior son los mapas de probabilidad obtenidos con 2000 y 10000 iteraciones por centro (considerando todas las celdas del MDE equiprobables). El mapa de la parte inferior muestra el valor absoluto de la diferencia entre los dos mapas anteriores, expresada como porcentaje del valor de probabilidad obtenido en la simulación con 10000 iteraciones por centro. La tabla representa el histograma del mapa de diferencia.	167
Figura IV.27. Mapa de probabilidad de invasión de lavas de la isla de Tenerife para el área fuente correspondiente a la aproximación estructural (fig. IV.21) .	168
Figura IV.28. Mapa de probabilidad de invasión de lavas de la isla de Tenerife para el área fuente correspondiente a la aproximación de Cox (fig. IV.22) .	169
Figura IV.29. Mapa de probabilidad de invasión de lavas de la isla de Tenerife para el área fuente correspondiente a la aproximación fractal (fig. IV.23) .	170
Figura IV.30. Mapas de probabilidad de recubrimiento por más de 5 cm de cenizas para las cuatro combinaciones de vientos más frecuentes en Tenerife, considerando que el centro de emisión puede estar situado en cualquier punto del círculo considerado como área fuente. La combinación de direcciones está notada como dirección de la capa inferior -dirección de la capa superior.	172
Figura IV.31. Mapas de peligrosidad de caída de más de 10 cm de ceniza (mapa superior) o más de 5 cm de ceniza (mapa inferior) en la Isla de Tenerife (ver detalles en el texto).	173
Figura IV.32. Comparación entre los mapas de peligrosidad para flujos de lava en Tenerife. Los mapas de la parte superior muestran los caminos más probables que suman en total el 50% de la probabilidad total, para cada una de las áreas fuente consideradas. El mapa inferior muestra cuáles de estos caminos aparecen en una, dos o las tres aproximaciones, mientras que el histograma correspondiente muestra el número de celdas correspondiente a cada clase del mapa.	177

Figura IV.33. Comparación entre los mapas de peligrosidad para flujos de lava en Tenerife. Los mapas de la parte superior muestran los caminos más probables que suman en total el 20% de la superficie afectada por la lava, para cada una de las áreas fuente consideradas. El mapa inferior muestra cuáles de estos caminos aparecen en una, dos o las tres aproximaciones, mientras que el histograma correspondiente muestra el número de celdas correspondiente a cada clase del mapa.	178
Figura A.1. Diagrama funcional simplificado de disper.exe.	198
Figura A.2. Diagrama funcional simplificado de lava.exe.	208
Figura A.3. Diagrama funcional simplificado de gravit.exe.	217
Figura A.4. Diagrama funcional simplificado de grapel.exe.	227

LISTA DE TABLAS

Tabla I.1. Peligros volcánicos (basado en Araña y Ortiz, 1993).	8-9
Tabla I.2. Información requerida sobre cada peligro volcánico (National Land Agency of Japan, 1992).	10
Tabla I.3. Índice de Explosividad Volcánica VEI (Simkin y Siebert (1994), basado en Newhall y Self, 1982).	12
Tabla II.1. Daños en la agricultura provocados por la caída de cenizas (basado en Blong, 1984).	29
Tabla II.3. Resumen de los parámetros de entrada empleados en la simulación de la erupción base (ver texto).	49
Tabla II.4. Resumen de los parámetros globales empleados en las simulaciones de la evolución de la nube de cenizas de la erupción del 20/07/00 del Lásar.	65
Tabla III.1. Parámetros de entrada de los tests realizados para estimar el número de iteraciones necesario en el modelo de máxima pendiente.	97
Tabla III.2. Parámetros de entrada de la simulación con el modelo determinista de la colada de Portella Calanna.	110
Tabla III.3. Tiempos de rebase de la posición de las tres barreras secundarias y del fin del movimiento de lava para las simulaciones de la colada de Portella Calanna con y sin barreras.	116
Tabla IV.1. Erupciones históricas de las Islas Canarias (Simkin y Siebert, 1994).	142
Tabla IV.2. Parámetros de entrada para la simulación de caída de cenizas en Tenerife.	164
Tabla IV.3. Probabilidad de cada combinación de vientos (expresada en porcentaje) en Tenerife. Primera Fila: direcciones de la capa inferior y su probabilidad. Primera columna: direcciones de la capa superior y su probabilidad.	171

REFERENCIAS

- Ablay, G.J. y Martí, J., (1995). Stratigraphy and structure of the Teide-Pico Viejo volcanic complex. En: J. Martí y J. Mitjavila (Ed.) A field guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands). Serie Casa de los Volcanes, 4. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, 47-80.
- Ablay, G.J. y Martí, J., (2000). Stratigraphy, structure and volcanic evolution of the Pico Teide-Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. J. Volcanol. Geotherm. Res., 103: 175-208.
- Ablay, G.J.; Ernst, G.G.J.; Marti, J. y Sparks, R.S.J., (1995). The ~2ka subplinian eruption of Montaña Blanca, Tenerife. Bull. Volcanol., 57: 337-355.
- Albert, J.; Araña, V.; Díez, J.L. y Valentín, A., (1990). Physical-chemical conditions of the Teide volcanic system (Tenerife, Canary Islands). J. Volcanol. Geotherm. Res., 43: 321-332.
- Alexander, D., (1993). Natural Disasters. UCL Press, London, 632 pp.
- Almendros, J.; Ibáñez, J.M.; Alguacil, G.; Morales, J.; Del Pezzo, E.; La Rocca, M.; Ortiz, R.; Araña, V. y Blanco, M.J., (2000). A double seismic antenna experiment at Teide volcano: existence of local seismicity and lack of evidences of volcanic tremor. J. Volcanol. Geotherm. Res., 103: 439-462.
- Ancochea, E.; Brandle, J.L. y Huertas, M.J., (1995). Alineaciones de centros volcánicos en Tenerife. Geogaceta, 17: 56-59.
- Ancochea, E.; Fuster, J.M.; Ibarrola, E.; Cendrero, A.; Coello, J.; Hernán, J.; Cantagrel, J.M. y Jamond, C., (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of the new K/Ar data. J. Volcanol. Geotherm. Res., 44: 231-249.
- Anguita, F. y Hernán, F., (2000). The Canary Islands origin: a unifying model. J. Volcanol. Geotherm. Res., 103: 1-26.

- Aparicio, A.; Araña, V. y Díez-Gil, J.L., (1994). Una erupción hidromagmática en la Isla de Lanzarote: La Caldera del Cuchillo. En: A. García y A. Felpeto (Ed.) *In Memoriam Dr. José Luis Díez Gil*. Serie Casa de los Volcanes, 3. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, 109-120.
- Araña, V., (1984). Convection of Geothermal Fluids in the Timanfaya Volcanic Area (Lanzarote, Canary Islands). *Bull. Volcanol.*, 47: 668-677.
- Araña, V., (1988a). Geología y Volcanismo. Riesgos geológicos. ITGE, Madrid, 45-82.
- Araña, V., (1988b). Riesgo volcánico en el área de Santiago del Teide. Memoria Geológica de la hoja 1110-IV, Santiago del Teide(1:25.000). IGME, Madrid.
- Araña, V., (1995). Notes on Canarian Volcanism. En: J. Martí y J. Mitjavila (Ed.) *A field guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands)*. Serie Casa de los Volcanes, 4. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, 3-17.
- Araña, V., (1997). Guía de Lanzarote. Casa de los Volcanes, 6. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, 128 pp.
- Araña, V., (2000). Volcanismo de las Islas Canarias. En: M. Astiz y A. García (Ed.) *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica*. Serie Casa de los Volcanes, 7. Cabildo Insular de Lanzarote, 105-114.
- Araña, V. y Ortiz, R., (1984). Volcanología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Editorial Rueda, Madrid, 510 pp.
- Araña, V. y Ortiz, R., (1986). Marco geodinámico del volcanismo canario. *Anales de Física*, B82: 202-231.
- Araña, V. y Ortiz, R., (1991). The Canary Islands: Tectonics, Magmatism and Geodynamic Framework. En: A.B. Kampuzo y R.T. Lubala (Ed.) *Magmatism in Extensional Structural Settings: the Phanerozoic African Plate*. Springer, Berlin, 209-249.
- Araña, V. y Ortiz, R., (1993). Riesgo Volcánico. En: J. Martí y V. Araña (Ed.) *La Volcanología actual*. Serie Nuevas Tendencias. CSIC, Madrid, 277-385.
- Araña, V.; Felpeto, A.; Astiz, M.; García, A.; Ortiz, R. y Abella, R., (2000). Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife, Canary Islands. A proposal for a surveillance network. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 377-391.
- Armienti, P.; Macedonio, G. y Pareschi, M.T., (1988). A numerical model for simulation of tephra transport and deposition: applications to May18, 1980, Mount St. Helens eruption. *J. Geophys. Res.*, 93(B6): 6463-6476.

- Astiz, M. y García, A. (Ed.), (2000). Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica, Edición 2000. Serie Casa de los Volcanes, 7. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, 458 pp.
- Astiz, M.; Tárraga, M. y Sánchez, N., (2000). Modelos estadísticos en Volcanología. En: M. Astiz y A. García (Ed.) Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Serie Casa de los Volcanes, 7. Cabildo Insular de Lanzarote, 401-410.
- Baloga, S. y Pieri, D., (1986). Time-dependent profiles of lava flows. *J. Geophys. Res.*, 91(B9): 9543-9552.
- Barberi, F.; Blong, R.; de la Cruz, S.; Hall, M.; Kamo, K.; Mothes, P.; Newhall, C.; Peterson, D.; Punongbayan, R.; Sigvaldason, G. y Zana, N., (1990a). Reducing Volcanic Disasters in the 1990's. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 35(1): 80-95.
- Barberi, F.; Macedonio, G. y Pareschi, M.T., (1990b). Mapping the tephra fallout risk: an example from Vesuvius, Italy. *Nature*, 344: 142-144.
- Barberi, F.; Ghigliotti, M.; Macedonio, G.; Orellana, H.; Pareschi, M.T. y Rosi, M., (1992). Volcanic hazard assesment of Guagua Pichincha (Ecuador) based on past behaviour and numerical models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 49: 53-68.
- Barberi, F.; Carapezza, M.L.; Valenza, M. y Villari, L., (1993). The control of lava flow during the 1991-1992 eruption of Mt. Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56: 1-34.
- Barberi, F.; Carapezza, M.L.; Macedonio, G. y Massone, S., (1995). Hazard Map of Mount Etna based on past activity and numerical simulation. *Per. Mineral*, 64: 87-88.
- Barca, D.; Crisci, G.M.; Di Gregorio, S. y Nicoletta, F., (1993). Cellular automata methods for modelling lava flows: simulation of the 1986-1987 eruption, Mount Etna, Sicily. En: C.R.J. Kilburn y G. Luongo (Ed.) *Active lavas*. UCL Press Limited, London, 291-309.
- Barca, D.; Crisci, G.M.; Di Gregorio, S. y Nicoletta, F., (1994). Cellular automata methods for simulating lava flows: a method and examples of the Etnean eruptions. *Transport Theory and Statistical Physics*, 23(1-3): 195-232.
- Barnsley, M., (1988). *Fractals Everywhere*. Academic Press Inc., San Diego, 394 pp.
- Blong, R.J., (1984). *Volcanic Hazards: a source book on the effects of eruptions*. Academic Press, 424 pp.
- Bonadonna, C.; Ernst, G.G.J. y Sparks, R.S.J., (1998). Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 81: 173-187.

- Booth, B., (1979). Assessing volcanic risk. *Jl geol. Soc. Lond.*, 136: 331-340.
- Bursik, M.I. y Woods, A.W., (1996). The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bull. Volcanol.*, 58: 175-193.
- Bursik, M.I.; Sparks, R.S.J.; Gilbert, J.S. y Carey, S.N., (1992). Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I. Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores). *Bull. Volcanol.*, 54: 329-344.
- Cantagrel, J.M., (1988). Quel age ont les iles Canaries? Le magmatisme Mesozoique Actual de La Plaque Afrique. *CIFEG*, 62-71.
- Carey, S., (1996). Modeling of tephra fallout from explosive eruptions. En: Scarpa y Tilling (Ed.) *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazard*. Springer-Verlag, Berlin, 429-461.
- Carey, S. y Sigurdsson, H., (1982). Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens volcano. *J. Geophys. Res.*, 87(B8): 7061-7072.
- Carey, S. y Sparks, R.S.J., (1986). Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.*, 48: 109-125.
- Carracedo, J.C., (1994). The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60: 225-241.
- Carracedo, J.C.; Badiola, E.R. y Soler, V., (1992). The 1730-1736 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high-magnitude basaltic fissure eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53: 239-250.
- Carrasco-Nuñez, G. y Galicia, C., (1995). Volcanic hazard assesment of the Orizaba area, Eastern Mexico. *Per. Mineral*, 64: 117-118.
- Carslaw, H.S. y Jaeger, J.C., (1959). *Conduction of heat in solids*. Clarendon Press, Oxford, 510 pp.
- Coello, J., (1989). Marco geológico regional del Teide y Las Cañadas. En: V. Araña y J. Coello (Ed.) *Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*. ICONA, 45-63.
- Coello, J. y Bravo, T., (1989). Lineamientos volcano-tectónicos en la región central de Tenerife. En: V. Araña y J. Coello (Ed.) *Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*. ICONA, 127-135.

- Crisp, J. y Baloga, S., (1990). A model for lava flows with two thermal components. *J. Geophys. Res.*, 95: 1255-1270.
- Danes, Z.F., (1972). Dynamics of Lava Flows. *J. Geophys. Res.*, 77(8): 1430-1432.
- De la Cruz Reyna, S., (1993a). Long-Term Probabilistic Analysis of Future Explosive Eruptions. En: Scarpa y Tilling (Ed.) *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 599-628.
- De la Cruz Reyna, S., (1993b). Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima Volcano, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 55: 51-68.
- Del Negro, C.; Cristaldi, M. y Ferrucci, F., (1995). Continuous magnetic measurements: the computation of the piezomagnetic field expected at Mt. Etna (Italy). *Per. Mineral*, 64: 161-162.
- Del Rey, R.; Ortiz, R. y Fernández, J., (1994). Sismicidad en Timanfaya. Primeros estudios de su relación con la marea. En: A. García y A. Felpeto (Ed.) *In Memoriam Dr. José Luis Díez Gil*. Serie Casa de los Volcanes, 3. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, 87-100.
- Dobran, F., (1994). Magma and Lava Flow Modeling and Volcanic System Definition Aimed at Hazard Assessment at Etna. Giardini, Pisa, 178 pp.
- Dobran, F. y Macedonio, G., (1992). Lava modeling contributions of the Volcanic Simulation Group during the 1991-1992 eruption of Mt. Etna, 92-7. Volcanic Simulation Group, GNV-ING, Pisa, 28 pp.
- Dobran, F.; Neri, A. y Macedonio, G., (1993). Numerical Simulation of Collapsing Volcanic Columns. *J. Geophys. Res.*, 98(B3): 4231-4259.
- Dragoni, M., (1989). A dynamical model of lava flows cooling by radiation. *Bull. Volcanol.*, 51: 88-95.
- Dragoni, M., (1993). Modelling the rheology and cooling of lava flows. En: C.R.J. Kilburn y G. Luongo (Ed.) *Active lavas: monitoring and modelling*. UCL Press, London, 235-261.
- Dragoni, M. y Pondrelli, S., (1991). Lava flow dynamics with vertical temperature variation. *Acta Vulcanologica*, 1: 1-5.
- Dragoni, M. y Tallarico, A., (1994). The effect of crystallization on the rheology and dynamics of lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 59: 241-252.
- Dragoni, M.; Bonafede, M. y Boschi, E., (1986). Downslope flow models of a Bingham liquid: implications for lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30: 305-325.

- Dragoni, M.; Pondrelli, S. y Tallarico, A., (1992). Longitudinal deformation of a lava flow: the influence of Bingham rheology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 52: 247-254.
- Eastman, J.R., (1997). *IDRISI. User's Guide*. Clark University, Worcester, 387 pp.
- Felpeto, A. y Ortiz, R., (1999). Simulación de recorrido de lavas. Aplicación a la generación de mapas de peligrosidad volcánica. En: J.M. García y M.D. Romacho (Ed.) 1 Asamblea Hispano-portuguesa de Geodesia y Geofísica (CD). ISBN: 84-95172-10-0.
- Felpeto, A., (1999). Modelos de simulación numérica en el estudio del riesgo volcánico. Aplicación a la Isla de Tenerife. En: L. Laín (Ed.) *Los Sistemas de Información Geográfica en los Riesgos Naturales y el Medio Ambiente*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 81-93.
- Felpeto, A.; Araña, V.; Ortiz, R.; Astiz, M. y García, A., (2001). Assessment and modelling of lava flow hazard on Lanzarote (Canary Islands). *Natural Hazards*, 23: 247-257.
- Felpeto, A.; García, A. y Ortiz, R., (1996). Mapas de riesgo. Modelización. En: R. Ortiz (Ed.) *Riesgo Volcánico. Serie Casa de los Volcanes*, 5. Cabildo de Lanzarote, Lanzarote, 67-98.
- Fierstein, J. y Nathenson, M., (1992). Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bull. Volcanol.*, 54: 156-167.
- Fierstein, J. y Nathenson, M., (1993). Reply to comment by W.I. Rose. *Bull. Volcanol.*, 55: 375-378.
- Foreman, P., (1994). Warning systems and pilot actions. En: T. Casadevall (Ed.) *US Geological Survey Bulletin* 2047, 163-168.
- Fúster, J.M.; Araña, V.; Brandle, J.L.; Navarro, M.; Alonso, V. y Aparicio, A., (1968a). *Geología y Volcanología de las Islas Canarias, Tenerife*. Instituto Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 218 pp.
- Fúster, J.M.; Fernández-Santín, S. y Sagredo, J., (1968b). *Geología y Volcanología de las Islas Canarias, Lanzarote*. Instituto Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 177 pp.
- García-Cacho, L. y Romero, C., (2000). Fenómenos hidromagmáticos en Lanzarote. En: M. Astiz y A. García (Ed.) *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Serie Casa de los Volcanes*, 7. Cabildo Insular de Lanzarote, 153-162.
- Gasparini, P.; Gresta, S. y Mulargia, F., (1990). Statistical analysis and eruptive activities at Mt. Etna during 1978-1987. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 40: 317-325.

- Giordano, D.; Dingwell, D.B. y Romano, C., (2000). Viscosity of a Teide phonolite in the welding interval. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 239-245.
- Glaze, L. y Self, S., (1991). Ashfall dispersal from the 16 September 1986, eruption of Lascar, Chile, calculated by a turbulent diffusion model. *Geophys. Res. Lett.*, 18(7): 1237-1240.
- Gómez, F., (1996). Los Sistemas de Información Geográfica en la evaluación del riesgo volcánico. En: R. Ortiz (Ed.) *Riesgo Volcánico. Serie Casa de los Volcanes*, 5. Cabildo de Lanzarote, Lanzarote, 123-153.
- Gómez, F., (1997). Desarrollo de una Metodología para el análisis del Riesgo Volcánico en el marco de un Sistema de Información Geográfica. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 255 pp.
- Gómez-Fernández, F., (2000). Contribution of Geographical Information Systems to the management of Volcanic Crises. *Natural Hazards*, 21: 347-360.
- González-Ferrán, O., (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago de Chile, 640 pp.
- Grunan, H.R.; Lehner, P.; Cleintuar, M.R.; Allenbach, P. y Bakker, G., (1975). New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tomé (Gulf of Guinea). En: G. Borrachine; A.R. Ritsema; H.E. Rondael y O.J. Simon (Ed.) *Progress in Geodynamic. R. Neth. Acad. Arts Sci. North-Holland*, Amsterdam, 90-118.
- Hall, M.L.; Robin, C.; Beate, B.; Mothes, P. y Monzier, M., (1999). Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 91: 1-21.
- Harris, A.J.L.; Flynn, L.P.; Keszthelyi, L.; Mouginis-Mark, P.J.; Rowland, S.K. y Resing, J.A., (1998). Calculation of lava effusion rates from Landsat TM data. *Bull. Volcanol.*, 60: 52-71.
- Heiken, G. y Wohletz, K., (1985). *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley, 246 pp.
- Herzog, M.; Graf, H.-F.; Textor, C. y Oberhuber, J.M., (1998). The effect of phase changes of water on the development of volcanic plumes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 87: 55-74.
- Hopkins, A. y Bridgman, C., (1985). A volcanic ash transport model and analysis of Mount St. Helens ashfall. *J. Geophys. Res.*, 90: 10620-10630.
- Hulme, G., (1974). The Interpretation of Lava Flow Morphology. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 39: 361-383.

- Hurtado, A.D. y Cortés, G.P., (1997). Third version of the hazard map of Galeras Volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77: 89-100.
- Ishihara, K.; Iguchi, M. y Kamo, K., (1990). Numerical simulation of lava flows in some volcanoes in Japan. En: J.H. Fink (Ed.) *Lava Flows and Domes. Emplacement Mechanisms and Hazard Implications*. Springer-Verlag, Berlin, 174-207.
- Keszthelyi, L. y Denlinger, R., (1996). The initial cooling of pahoehoe flow lobes. *Bull. Volcanol.*, 58(5-18).
- Koyaguchi, T., (1994). Grain-size variation of tephra derived from volcanic umbrella clouds. *Bull. Volcanol.*, 56: 1-9.
- Legros, F., (2000). Minimum volume of a tephra fallout deposit estimated from a single isopach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 96: 25-32.
- Lirer, L. y Vitelli, L., (1998). Volcanic Risk Assessment and Mapping in the Vesuvian Area Using GIS. *Natural Hazards*, 17: 1-15.
- List, R.J., (1970). *Smithsonian Meteorological Tables*. Smithsonian Institution, Washington, 527 pp.
- Macedonio, G., (1996). Modeling lava flow hazard. En: R.C. F. Barberi (Ed.) *The mitigation of volcanic hazards*. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 89-95.
- Macedonio, G., (1998). Modeling of effusive eruptions, Course on "Volcanic Hazard Assessment, Monitoring and Risk Mitigation", S. Miguel Island, Açores, Portugal.
- Macedonio, G.; Pareschi, M.T. y Santacroce, R., (1990). Renewal of explosive activity at Vesuvius: models for the expected tephra fallout. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 40: 327-342.
- Marinoni, L.B. y Pasquare, G., (1994). Tectonic evolution of the emergent part of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Islands. *Tectonophysics*, 239: 111-135.
- Markus, M. y Hess, B., (1990). Isotropic cellular automaton for modelling excitable media. *Nature*, 347: 56-58.
- Martí, J. y Colombo, F., (1990). Estratigrafía, Sedimentología y mecanismos eruptivos del edificio hidromagmático de El Golfo (Lanzarote). *Boletín Geológico y Minero*, 101-4: 560-579.

- Martí, J.; Araña, V.; Ablay, G.; Bryan, S.; Mitjavila, J.; Raposo, S.; Pujadas, A. y Romero, C., (1994a). Caracterización de la actividad eruptiva en Tenerife durante los últimos 200.000 años. En: A. García y A. Felpeto (Ed.) In Memoriam Dr. José Luis Díez Gil. Serie Casa de los Volcanes, 3. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, 157-178.
- Martí, J.; Mitjavila, J. y Araña, V., (1994b). Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geological Magazine*, 131: 715-727.
- Martí, J.; Mitjavila, J. y Araña, V., (1995). The Las Cañadas edifice and caldera. En: J. Martí y J. Mitjavila (Ed.) A field guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands). Serie Casa de los Volcanes, 4. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, 19-38.
- Matthews, S.J.; Gardeweg, M.C. y Sparks, R.S.J., (1997). The 1984 to 1996 cyclic activity of Lascar volcano, northern Chile: cycles of dome growth, dome subsidence, degassing and explosive eruptions. *Bull. Volcanol.*, 59: 72-82.
- Mattioli, G.S.; Jansma, P.E.; Jaramillo, L. y Smith, A.L., (1996). A desktop image processing and photogrammetric method for rapid volcanic hazard mapping: application to air-photo interpretation of Mount Pelée, Martinique. *Bull. Volcanol.*, 58: 401-410.
- Mazzarini, E. y Armienti, P., (2001). Flank Cones at Mount Etna Volcano: Do they have a power-law distribution. *Bull. Volcanol.*, 62: 420-430.
- McBirney, A.R. y Murase, T., (1984). Rheological properties of magmas. *Annual Reviews in Earth and Planetary Science*, 12: 337-357.
- McGuire, B.; Kilburn, C.R.J. y Murray, J. (Ed.), (1995). *Monitoring Active Volcanoes*. UCL Press, London, 421 pp.
- Mézcua, J.; Buforn, E.; Udías, A. y Rueda, J., (1992). Seismotectonics of the Canary Islands. *Tectonophysics*, 208: 44-452.
- Miyamoto, H. y Sasaki, S., (1997). Simulating lava flows by an improved cellular automata method. *Computers & Geosciences*, 23(3): 283-292.
- Mulargia, F., (1991). The Future of Modeling Volcanic Activity. En: F. Dobran y F. Mulargia (Ed.) *Prospects for the Simulation of Volcanic Eruptions*. Giardini, Pisa, 60.
- Mulargia, F., (1997). Retrospective validation of the time association of precursors. *Geophys. Res. Lett.*, 131: 500-504.
- Mulargia, F. y Gasparini, P., (1996). Precursor candidacy and validation. *Geophys. Res. Lett.*, 23: 1323-1326.

- National Land Agency of Japan, (1992). Guidelines for Preparing Volcanic Hazard Maps. Government of Japan, 58 pp.
- Neri, A., (1998). A local heat transfer analysis of lava cooling in the atmosphere: application to thermal diffusion-dominated lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 81: 215-243.
- Neri, A. y Dobran, F., (1994). Influence of eruption parameters on the thermofluid dynamics of collapsing volcanic columns. *J. Geophys. Res.*, 99: 11833-11857.
- Newhall, C.G. y Self, S., (1982). The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.*, 87: 1231-1238.
- Oberhuber, J.M.; Herzog, M.; Graf, H.-F. y Schwanke, K., (1998). Volcanic plume simulation on large scales. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 87: 29-53.
- Ortiz, R., (1995). Modelos matemáticos y riesgo volcánico. *Protección Civil*, 26: 25-31.
- Ortiz, R., (2000a). Introducción a la física de las lavas. En: M. Astiz y A. García (Ed.) *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Serie Casa de los Volcanes*, 7. Cabildo Insular de Lanzarote, 61-72.
- Ortiz, R., (2000b). Riesgo Volcánico. En: M. Astiz y A. García (Ed.) *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Serie Casa de los Volcanes*, 7. Cabildo Insular de Lanzarote, 371-386.
- Ortiz, R., (2000c). Seguimiento y pronóstico de erupciones. En: M. Astiz y A. García (Ed.) *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Serie Casa de los Volcanes*, 7. Cabildo Insular de Lanzarote, 215-226.
- Ortiz, R.; Alguacil, G.; Olmedillas, J.C.; García, A. y Felpeto, A., (1995). Teide Decade Volcano: development of instrumentation for volcanic monitoring. *Per. Mineral*, 64: 53-54.
- Palumbo, A., (1997). Chaos hides and generates order: An application to forecasting the next eruption of Vesuvius. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 79: 139-148.
- Papale, P. y Rosi, M., (1993). A case of no-wind plinian fallout at Pululagua caldera (Ecuador): implications for models of clast dispersal. *Bull. Volcanol.*, 55: 523-535.
- Pareschi, M.T.; Cavarra, L.; Favalli, M.; Giannini, F. y Meriggi, A., (2000). GIS and Volcanic risk Management. *Natural Hazards*, 21: 361-379.
- Park, S. y Iversen, J.D., (1984). Dynamics of lava flow: Thickness growth characteristics of steady two-dimensional flow. *Geophys. Res. Lett.*, 11(7): 641-644.

- Pasquill, F. y Smith, F.B., (1983). *Atmospheric Diffusion*. Ellis Horwood Limited, Chichester, 437 pp.
- Pergola, N.; Pietrapertosa, C.; Lacava, T. y Tramutoli, V., (2001). Robust satellite techniques for monitoring volcanic activity. *Annali di Geofisica*, 44(2): 167-177.
- Pinkerton, H. y Norton, G., (1995). Rheological properties of basaltic lavas at subliquidus temperatures: laboratory and field measurements on lavas from Mount Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 68: 307-323.
- Pyle, D.M., (1989). The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.*, 51: 1-15.
- Quental, L., (1999). Modelo para a avaliação de hazard e risco vulcanico na ilha do Fogo, Cabo Verde. Tesis Doctoral, Universidad Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 83 pp.
- Quinn-Curtis, (1992). *The Huge Virtual Array and Numerical Analysis Toolbox for Borland/Turbo C IPC-TC-030, Version 2.0*. Quinn-Curtis, Massachusetts, 262 pp.
- Riehle, J.R.; Rose, W.I.; Schneider, D.J.; Casadevall, T.J. y Langford, J.S., (1994). Unmanned Aerial Sampling of a Volcanic Ash Cloud. *Eos Transactions*, 75(12): 137-138.
- Romero, C., (1991a). La erupción de Timanfaya (Lanzarote, 1730-36). Análisis documental y Estudio geomorfológico. *Informes*, 30. Universidad de La Laguna, 136 pp.
- Romero, C., (1991b). *Las Manifestaciones Volcánicas Históricas del Archipiélago Canario*. Tomo I. Gobierno de Canarias, 695 pp.
- Romero, C., (2000). Actividad volcánica histórica en las Islas Canarias. En: M. Astiz y A. García (Ed.) *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica*. Serie Casa de los Volcanes, 7. Cabildo Insular de Lanzarote, 115-128.
- Rose, W.I., (1993). Comment on "Another look at the calculation of fallout tephra volume" by J. Fierstein and M. Nathenson. *Bull. Volcanol.*, 55: 372-374.
- Rose, W.I.; Delene, D.J.; Schneider, D.J.; Bluth, G.J.S.; Krueger, A.J.; Sprod, I.; McKee, C.; Davies, H.L. y Ernst, G.G.J., (1995). Ice in the 1994 Rabaul eruption cloud: implications for volcano hazard and atmospheric effects. *Letters to Nature*, 375: 477-479.
- Rothery, D.A.; Oppenheimer, C. y Bonneville, A., (1995). Infrared thermal monitoring. En: B. McGuire; C.R.J. Kilburn y J. Murray (Ed.) *Monitoring active Volcanoes*. UCL Press, London, 184-216.

- Sánchez, J. y Abad, J., (1986). Sondeo Geotérmico Lanzarote-1. Significado geológico y geotérmico. *Anales de Física*, B82: 102-109.
- Santacroce, R., (1995). Understanding Vesuvius. Synthesis of the knowledge for a positive model of operation. *Per. Mineral*, 64: 57-59.
- Schminke, H.U., (1982). Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. En: U.v. Rand; K. Hinz; M. Sarnthein y E. Seibold (Ed.) *Geology of the Northwest African continental margins*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 273-306.
- Shaw, H.R., (1969). Rheology of basalt in the melting range. *J. Petrol.*, 10: 510-534.
- Simkin, T. y Siebert, L., (1994). *Volcanoes of the World*. Geoscience Press, Missoula, 368 pp.
- Smithsonian Institution, (1994). *Lascar. Bull. Global Volcanism Network*, 19(7).
- Smithsonian Institution, (1995a). *Lascar. Bull. Global Volcanism Network*, 20(3).
- Smithsonian Institution, (1995b). *Lascar. Bull. Global Volcanism Network*, 20(6).
- Smithsonian Institution, (2000). *Lascar. Bull. Global Volcanism Network*, 25(6).
- Solana, C., (1998). Evaluación de la peligrosidad volcánica en Tenerife a partir de la reconstrucción de cuatro erupciones históricas. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 257 pp.
- Sparks, R.S.J., (1986). The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.*, 48: 3-15.
- Sparks, R.S.J.; Bursik, M.I.; Ablay, G.J.; Thomas, R.M.E. y Carey, S.N., (1992). Sedimentation of tephra by volcanic plumes. Part 2: controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.*, 54: 685-695.
- Spera, F.J.; Yuen, D.A. y Kirschvink, S.J., (1982). Thermal Boundary Layer Convection in Silicic Magma Chambers: Effects of Temperature-Dependent Rheology and Implications for Thermogravitational Chemical Fractionation. *J. Geophys. Res.*, 87(B10): 8755-8767.
- Suzuki, T., (1983). A theoretical model for dispersion of tephra. En: D. Shimozuru y I. Yokoyama (Ed.) *Arca Volcanism: Physics and Tectonics*. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 95-113.
- Tanguy, J.C.; Kieffer, G. y Patanè, G., (1996). Dynamics, lava volume and effusion rate during the 1991-1993 eruption of Mount Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 71: 259-265.

- Tanguy, J.C.; Condomines, M. y Kieffer, G., (1997). Evolution of the Mount Etna magma: Constraints on the present feeding system and eruptive mechanism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 75: 221-250.
- Tiedemann, H., (1992). *Earthquakes and Volcanic Eruptions: A Handbook on Risk Assessment*. Swiss Re, Zurich, 951 pp.
- Tilling, R.I., (1989). Volcanic hazards and their mitigation: progress and problems. *Reviews of Geophysics*, 27(2): 237-269.
- Tomblin, J., (1996). Enseñanzas de la crisis de Montserrat. IX Curso Internacional de Vulcanología y Geofísica Volcanica, Lanzarote, 2 pp.
- Trusdell, F.A., (1995). Lava Flow hazard and Risk Assesment on Mauna Loa Volcano, Hawaii. En: J.M. Rhodes y J.P. Lockwood (Ed.) *Mauna Loa Revealed. Structure, Composition, History and Hazards*. AGU, Wahsington.
- UNESCO, (1972). *The surveillance and prediction of volcanic activity. A review of methods and techniques*. Unesco, Paris, 166 pp.
- Wadge, G., (1981). The variation of magma discharge during basaltic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 11: 139-168.
- Wadge, G.; Young, P.A.V. y McKendrick, I.J., (1994). Mapping lava flow hazards using computer simulation. *J. Geophys. Res.*, 99(B1): 489-504.
- Walker, G.P.L., (1973). Explosive Volcanic Eruptions - a new classification scheme. *Geol. Rundsch.*, 62: 377-383.
- Walker, G.P.L., (1980). The Taupo pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8: 69-94.
- Walker, G.P.L., (1981). Plinian Eruptions and Their Products. *Bull. Volcanol.*, 44(2): 223-240.
- Walker, G.P.L.; Wilson, L. y Bowell, E.L.G., (1971). Explosive Volcanic Eruptions - I. The Rate of Fall of Pyroclasts. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22: 377-383.
- Wilson, L. y Huang, T.C., (1979). The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles. *Sarth Planet. Sci. Lett.*, 44: 311-324.
- Wilson, L. y Walker, G.P.L., (1987). Explosive volcanic eruptions - VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89: 657-679.

- Wilson, L.; Sparks, R.S.J.; Huang, T.C. y Watkins, N.D., (1978). The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, 83: 1829-1836.
- Woods, A.W. y Bursik, M.I., (1991). Particle fallout, thermal disequilibrium and volcanic plumes. *Bull. Volcanol.*, 53: 559-570.
- Wright, R.; Rothery, D.A.; Blake, S. y Pieri, D.C., (2000). Visualising active volcanism with high spatial resolution satellite data: the 1991-1993 eruption of Mount Etna. *Bull. Volcanol.*, 62: 256-265.
- Young, P. y Wadge, G., (1990). FLOWFRONT: simulation of a lava flow. *Computers & Geosciences*, 16(8): 1171-1191.