

# Ilha do **FOGO** Island

## **GUIA** de **ESPÉCIES**

---

## **SPECIES** **GUIDE**



Aves Répteis Plantas | Birds Reptiles Plants

# Créditos | Credits

## **Edição | Edition:**

ESDIME- Agência para o Desenvolvimento local do Alentejo Sudoeste, CRL

## **Financiamento UE | EU Funding**

**Projeto | Project** - 2015/369-669 Ecoturismo na piscina natural de Salinas

## **Coordenação do projeto | Project Coordination**

DAVID MARQUES

## **Coordenação técnica e científica | Technical and scientific coordination**

HERCULANO ANDRADE DINIS

Parque Natural do Fogo, Direção Nacional do Ambiente – São Filipe, Fogo Cabo Verde.

## **Conceito e layout | Concept, and layout**

ETNOVUM–Inovação Social e Ambiente, Lda.

## **Fotografia | Photography**

FRANCISCO FRAGOSO (exceto as fotografias identificadas | Except marked photos)

## **Ilustração | Illustration**

SERGI TORNÉ

## **Geografia | Geography**

CLAUDIO J. MORENO-MEDINA;

ADRIANA RUIZ SANTANA

Departamento de Geografía. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

Department of Geography. University of Las Palmas de Gran Canaria

## **Geología | Geology**

F.J. PEREZ-TORRADO

A. RODRIGUEZ-GONZALEZ

J.C. CARRACEDO

Instituto de Estudios Ambientales y Recursos Naturales (i-UNAT), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (ULPGC), 35017 Las Palmas de Gran Canaria, Spain

R. PARIS

Clermont Université, Université Blaise Pascal, GEOLAB, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France

### **Aves | Birds**

HERCULANO ANDRADE DINIS

Parque Natural do Fogo, Direção Nacional do Ambiente – São Filipe, Fogo Cabo Verde.

JACOB GONZÁLEZ-SOLÍS

Institut de Recerca de la Biodiversitat & Departament de Biologia Evolutiva, Ecologia i Ciències Ambientals, Universitat de Barcelona, Espanha

ALINE RENDALL

Instituto Nacional de Investigação e Desenvolvimento Agrário, Santiago Cabo Verde

FRANCISCO FRAGOSO

Etnovum - Inovação social e ambiente, Lda.

HELENA BATALHA

University of East Anglia, Norwich, Reino Unido

### **Répteis | Reptiles**

RAQUEL VASCONCELOS\* 1,2

1 CIBIO/InBio, Centro de Investigação em Biodiversidade e Recursos Genéticos, Campus Agrário de Vairão, Universidade do Porto, 4485-661 Vairão, Portugal.

2 IBE, Institute of Evolutionary Biology (CSIC-UPF, Consejo Superior de Investigaciones Científicas – Universitat Pompeu Fabra), Passeig Marítim de la Barceloneta 37, 08003 Barcelona, Spain.

HERCULANO ANDRADE DINIS

Parque Natural do Fogo, Direção Nacional do Ambiente – São Filipe, Fogo Cabo Verde.

### **Plantas | Plants**

MARIA ROMEIRAS 1,2

1 Linking Landscape, Environment, Agriculture and Food (LEAF), Instituto Superior de Agronomia (ISA), Universidade de Lisboa, Portugal

2 Centre for Ecology, Evolution and Environmental Changes (cE3c), Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Portugal

HERCULANO ANDRADE DINIS

Parque Natural do Fogo, Direção Nacional do Ambiente – São Filipe, Fogo Cabo Verde.

### **Equipa de apoio | Support team**

BELICIO PINA

HENRIQUE FERNANDES

MINISTÉRIO DA AGRICULTURA E AMBIENTE - DELEGAÇÃO DA ILHA DO FOGO

ISBN - 978-972-97403-7-4

DEPÓSITO LEGAL - 429006/17

500 EXEMPLARES

\* – Esta autora escreve de acordo com a ortografia antiga.

\* – This author writes according to the old spelling.



# Geologia da Ilha do Fogo

---

## Geology of Fogo Island

Perspetiva do vulcão da Ilha do Fogo, visto de Chã das Caldeiras  
Perspective of the Fogo Island Volcano, seen from the Chã das Caldeiras.





F.J. Perez-Torrado  
R. Paris  
A. Rodriguez-Gonzalez  
J.C. Carracedo

# A geologia da Ilha do Fogo

## Geology of Fogo Island

### Enquadramento geodinâmico das ilhas de Cabo Verde

As ilhas de Cabo Verde são um conjunto de dez ilhas situadas a 450-600 km a oeste da costa africana, com latitude entre os 14° e os 18° Norte e longitude entre os 22° e os 26° Oeste (Fig. 1). Formam, juntamente com as Canárias, a Madeira e os Açores, o Arquipélago da Macaronésia, termo que deriva da expressão grega «*ilhas afortunadas*». Todas as ilhas da Macaronésia são de origem vulcânica e resultam do magmatismo gerado por plumas mantélicas ascendentes sob a placa africana, que se move gradualmente.

### Geodynamic framework of the Cape Verde Islands

The Cape Verde Islands is a group of ten islands located 450-600 km to the west of the African coast, at latitudes between 14°-18° N and longitudes between 22°-26° W (Fig. 1). They form, together with the Canaries, Madeira and the Azores, the Macaronesian archipelagos, a term derived from the Greek expression of the “The Fortunate Islands”. All the Macaronesian islands are volcanic in origin and considered to be the result of magmatism generated by ascending mantle plumes under a gradually moving african plate.

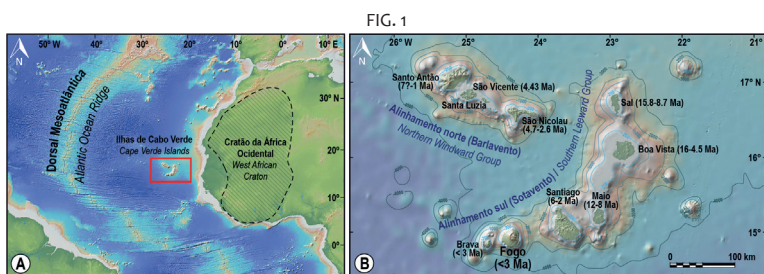


FIG. 1

Localização do arquipélago de Cabo Verde.

A) As ilhas de Cabo Verde situam-se na placa africana, perto do cratão da África Ocidental, um cenário propício a instabilidades convectivas do manto superior.

B) As ilhas de Cabo Verde formam dois alinhamentos distintos com aparente progressão de idade das ilhas do leste (ilhas mais antigas) para o oeste (ilhas mais jovens). Os mapas foram construídos através da aplicação GeoMapApp ([www.geomapp.org](http://www.geomapp.org)).

Location of the Cape Verde Archipelago.

A) The Cape Verde Islands lie in the African Plate, close to the West African Craton, a plausible scenario for edge-driven convection.

B) The Cape Verde Islands form two distinct lineaments with apparent age progression of the islands from east (older islands) to west (younger islands). The maps were created using GeoMapApp ([www.geomapp.org](http://www.geomapp.org)).

O arquipélago de Cabo Verde assenta na crosta oceânica intraplaca do período Cretácico (120-140 Ma), entre as anomalias magnéticas Mo-M16 (por exemplo, Hayes & Rabinowitz, 1975; Muller *et al.*, 2008). Encontra-se sobre uma ampla anomalia batimétrica, o domo topográfico cabo-verdiano, com mais de 2000 m acima da profundidade esperada para a idade da crosta oceânica local, constituindo-se assim como a maior anomalia batimétrica oceânica a nível mundial (por exemplo, McNutt, 1988; Ramalho, 2011). Por outro lado, o arquipélago de Cabo Verde apresenta importantes anomalias gravimétricas, de geóide e térmicas, normalmente associadas às plumas mantélicas (por exemplo, Dash *et al.*, 1976; Courtney & White, 1986; McNutt, 1988; Lodge & Helffrich, 2006; Pim *et al.*, 2008). As imagens tomográficas de frequência finita e baixa velocidade das ondas confirmam a existência das plumas mantélicas de Cabo Verde, com uma extensão de 2.800 km (Montelli *et al.*, 2006).

As ilhas de Cabo Verde estão dispostas em dois alinhamentos que se assemelham a uma ferradura virada para oeste (ver Fig. 1): o alinhamento norte (barlavento) e o alinhamento sul (sotavento). Ambos os alinhamentos mostram uma aparente progressão em idade de leste (ilhas mais antigas) para oeste (ilhas mais jovens). A explicação para esta disposição está relacionada com a baixa velocidade de deslocação da placa africana, com possíveis interações com fracturas profundas e com a proximidade ao cratão da África Ocidental. King & Ritsema (2000) e King (2007) indicaram a formação de instabilidades convectivas no manto superior sob o cratão africano como um modelo mais plausível, apontado também para as ilhas Canárias (Carracedo *et al.*, 1998; Carracedo & Troll, 2016).

A construção vulcânica das ilhas de Cabo

The Cape Verdes stand on oceanic mid-plate crust of lower Cretaceous age (120-140 Ma), between magnetic anomalies Mo-M16 (e.g., Hayes & Rabinowitz, 1975; Muller *et al.*, 2008). The archipelago lies on a broad bathymetric anomaly, the Cape Verde Rise, in excess of 2.000 m above the expected depth for the age of the local oceanic crust, and so forms the largest bathymetric anomaly in the world's oceans (e.g. McNutt, 1988; Ramalho, 2011). The Cape Verde archipelago nevertheless shows significant gravimetric, geoid and thermal anomalies, which are characteristic of a mantle plume (e.g., Dash *et al.*, 1976; Courtney & White, 1986; McNutt, 1988; Lodge & Helffrich, 2006; Pim *et al.*, 2008). Finite-frequency tomographic images of low S-wave velocity confirm the existence of the Cape Verdes mantle plume, extending down to 2.800 km (Montelli *et al.*, 2006).

The Cape Verde islands are arranged in a double lineament disposed as a west-facing horseshoe (see Fig. 1): the northern (windward) chain and the southern (leeward) chain. Both chains show an apparent age progression of the islands from east (older islands) to west (younger islands). Explanations for this double lineament are related to the low velocity of the African plate, possible interactions with deep fractures and proximity to the West African craton. King & Ritsema (2000) and King (2007) suggested the formation of edge-driven convections beneath the African craton as a more plausible model, also indicated for the Canary Islands (Carracedo *et al.*, 1998; Carracedo & Troll, 2016).

The volcanic construction of the Cape Verde Islands probably began in the Oligocene/Miocene (e.g., Holm *et al.*, 2008; Dyhr & Holm, 2010; Ramalho, 2011).

The volcanic activity was not continuous along the archipelago, with a vigorous Miocene/Pliocene period and volcanic



Verde ter-se-á provavelmente iniciado no período Oligoceno/Mioceno (por exemplo, Holm et al., 2008; Dyhr & Holm, 2010; Ramalho, 2011). A actividade vulcânica não foi uniforme em todo o arquipélago: no Mioceno/Plioceno houve um período muito activo nas várias ilhas, e no Holoceno apenas na ilha mais ocidental. As erupções históricas que conhecemos (isto é, desde a descoberta do arquipélago por marinheiros portugueses em 1.460 d.C.) restringem-se à ilha do Fogo (por exemplo, Ribeiro, 1954; Torres et al., 1997; Carracedo et al., 2015). A composição dos magmas de Cabo Verde, semelhante à de outras ilhas vulcânicas do Atlântico, situa-se no grupo dos magmas alcalinos. Os magmas basálticos alcalinos são os mais comuns, e os seus produtos (tefrite, fonólitos, traquito, etc.) têm uma representação volumetricamente residual (Kogarko, 2008). Uma das características distintivas do magmatismo de Cabo Verde é a presença de carbonatitos intrusivos e extrusivos em, pelo menos, cinco ilhas (por exemplo, Mourão et al., 2010).

activity in the Holocene only in the westernmost island. Historic eruptions (i.e., since the discovery of the archipelago by Portuguese sailors in 1460 AD) are restricted to Fogo island (e.g., Ribeiro, 1954; Torres et al., 1997; Carracedo et al., 2015).

Composition of Cape Verde magmas, similar to other intraplate Atlantic volcanic islands, set into the field of the alkali series. Alkali basalts are the dominant composition and their differentiated products (tephrites, phonolites, trachytes, etc.) have volumetrically minor representation (Kogarko, 2008). A differential characteristic of the Cape Verde magmatism is the presence of intrusive and extrusive carbonatites in, at least, five islands (e.g., Mourão et al., 2010).

## História geológica da Ilha do Fogo

O Fogo é a mais recente e também a única ilha vulcânica activa do arquipélago de Cabo Verde, situada perto da extremidade ocidental do conjunto sul de ilhas. Apenas a ilha Brava está localizada a oeste, mas os elementos vulcânicos expostos são visivelmente mais antigos que os do Fogo (Madeira et al., 2010) (ver Fig. 1B).

A Ilha do Fogo eleva-se cerca de 6 km acima do fundo oceânico e atinge os 2.829 m acima do nível do mar no Pico do Fogo, o ponto mais alto da ilha.

## Geological history of Fogo Island

Fogo is the youngest and also the only volcanically active island of the Cape Verde archipelago, lying near the western end of the southern island chain. Only the island of Brava is located further west, but the exposed volcanics are notably older than those on Fogo (Madeira et al., 2010) (see Fig. 1B).

Fogo Island rises nearly 6 km from the sea floor to 2.829 m above sea level at Pico do Fogo, the highest elevation on the island. Fogo, 27 km in diameter, is a spectacular example of a single shield

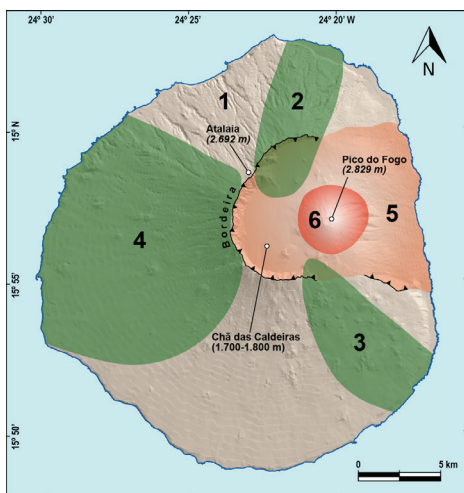
Com 27 km de diâmetro, é um exemplo espectacular de uma ilha oceânica em escudo único, contrariamente à maioria deste tipo de vulcões, que geralmente se formam a partir de vários escudos coalescentes (por exemplo, Tenerife, Havai).

A figura 2 ilustra os principais elementos vulcanológicos e geomorfológicos da Ilha do Fogo. Trata-se de um vulcão-escudo basáltico a transitar para fonolítico (Monte Amarelo), de forma quase circular, com uma cúpula de colapso que forma uma caldeira de deslizamento de 9 km de largura (Chã das Caldeiras), parcialmente preenchida com vulcanismo intra-caldeira formando um estratovulcão basáltico central (Pico do Fogo) cercado por fissuras eruptivas basálticas periféricas. O nome «Chã das Caldeiras» refere-se aos numerosos cones de escória dentro da caldeira.

oceanic island, contrary to the majority of this type of volcanoes that generally form from several coalescent shields (e.g. Tenerife, Hawaii).

The main volcanological and geomorphological elements of Fogo Island are outlined in figure 2. A near circular shaped basaltic to phonolitic shield volcano (Monte Amarelo), with the summit decapitated to form a 9-km-wide landslide caldera (Chã das Caldeiras), partially filled with nested volcanism forming a central basaltic stratocone (Pico do Fogo) that is encircled by peripheral basaltic eruptive vents. The name “Chã das Caldeiras” refers to the numerous scoria cones inside the caldera.

FIG. 2



- Principais elementos vulcanológicos e geomorfológicos da Ilha do Fogo. 1) Vulcão-escudo Monte Amarelo; 2) Zona de rifte NNE; 3) Zona de rifte SSE; 4) Zona de rifte ONO, ampla e difusa; 5) Cicatriz da caldeira, parcialmente preenchida, e depressão causada pelos deslizamentos de terra; 6) Estratovulcão Pico do Fogo.

- Main volcanological and geomorphological elements of the Fogo Island. 1) Monte Amarelo shield volcano; 2) NNE rift zone; 3) SSE rift zone; 4) Broad and diffuse WNW rift zone; 5) Caldera scar and partially filled landslide depression; 6) Nested Pico do Fogo stratovolcano.

As rochas mais antigas do Fogo são compostas por carbonatitos e basaltos alcalinos que afloram no flanco SO da ilha (Day et al., 1999). A datação U-Th/He de minerais nos carbonatitos aponta para cerca de 4,5 Ma (Foeken et al., 2007). A insuficiente exposição desta sequência e a escassez de dados não permitem explicações adicionais, mas sequências semelhantes de rochas parecem ser comuns a quase todas as ilhas de Cabo Verde, o que estará provavelmente relacionado com uma fase inicial de monte submarino (Stillman et al., 1982; Day et al., 1999). Embora a presença de um monte submarino esteja normalmente associada a uma subida muito significativa da ilha, não existem muitos indícios de uma subsequente elevação ou subsidência durante o crescimento subaéreo. Não se observam deltas de lava costeira ao longo da ilha (Ramalho, 2011). Os anéis costeiros de tufo, como o cone surtseiano da Fajãzinha, em Mosteiros, localizam-se em altitudes próximas à do nível actual do mar (Foeken et al., 2009, Ramalho, 2011).

As primeiras lavas subaéreas sobrepõem-se de forma inconformada ao monte submarino inicial, mas não possuem informações absolutas de idade. Seguiu-se um período de vulcanismo intenso que deu origem a um vulcão central basáltico, a transitar para fonolítico, de forma quase circular (Monte Amarelo). Esta construção representa a maior parte dos 476 km<sup>2</sup> da Ilha do Fogo e tem uma altura de cerca de 3500 m (Fig. 3A).

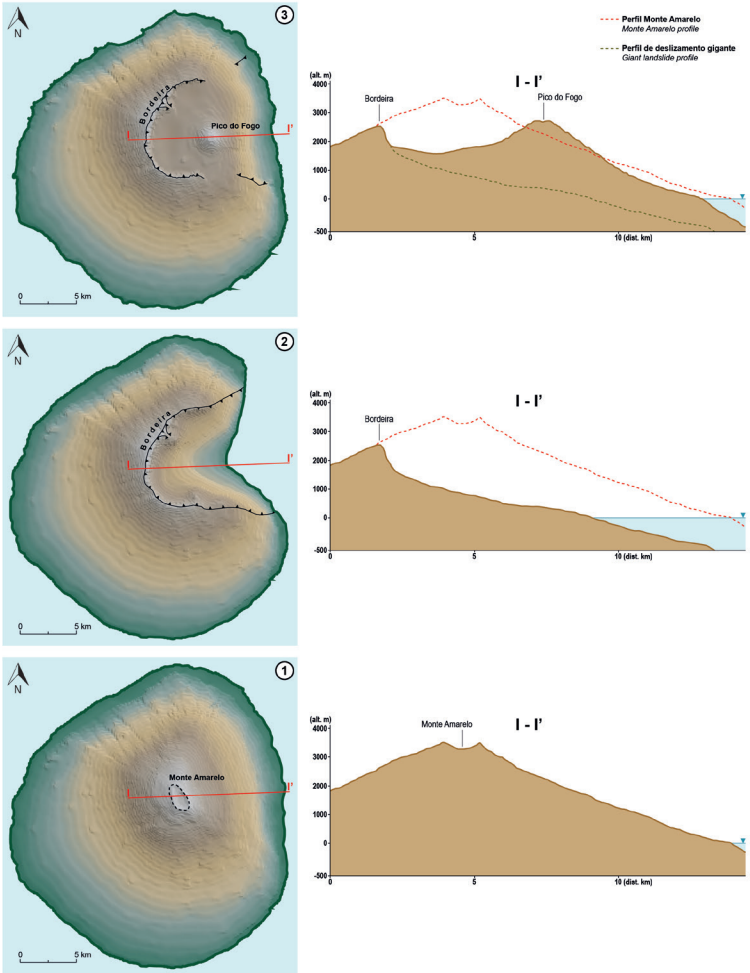
O Monte Amarelo é constituído principalmente por lavas altamente alcalinas, basálticas a transitar para andesíticas (nefelina, basanita, tefrite), por numerosos cones de escória e de emplastos, por brechas epiclásticas e por ignimbritos fonolíticos (Paris, com. pess.).

The oldest rocks exposed at Fogo are composed of carbonatites and alkaline basalts outcropping in the SW flank of the island (Day et al., 1999). U-Th/He dating of minerals in the carbonatites yield ages about 4.5 Ma (Foeken et al., 2007). The poor exposition of this sequence and the paucity of data do not allow further explanations, but similar sequence of rocks appear to be common in almost all the Cape Verde Islands probably related to an uplifted initial sea-mount stage (Stillman et al., 1982; Day et al., 1999). Although a sea-mount sequence implies a very significant uplift of the island, there is little evidence for subsequent uplift or subsidence during the sub-aerial growth. There are no uplifted littoral lava deltas along the island (Ramalho, 2011). Coastal tuff rings such as the Fajãzinha surtseyan cone at Mosteiros are located at altitudes close to present-day sea level (Foeken et al., 2009, Ramalho, 2011).

The first sub-aerial lavas unconformably overlie the sea-mount sequence, but lack absolute age constraints. This was followed by a period of intense volcanism that developed a near circular basaltic to phonolitic central volcano (Monte Amarelo). This edifice represents most of the 476 km<sup>2</sup>, almost circular Fogo Island and reached an elevation of about 3500 m (Fig. 3A). It consists mainly of highly alkaline basic to intermediate lavas (nephelinite, basanite, tephrite), numerous scoria and spatter cones, epiclastic breccias and phonolitic ignimbrites (Paris, pers. comm.).



FIG. 3



Visão em planta e perfis O-E dos principais marcos da evolução subaérea da Ilha do Fogo.

- 1) Vulcão-escudo Monte Amarelo;
- 2) Deslizamento de terras;
- 3) Enchimento parcial da depressão causada pelo deslizamento de terras e estratovulcão Pico do Fogo.

Plant views and W-E profiles of the main milestones of the sub-aerial evolution of the Fogo island.

- 1) Monte Amarelo shield volcano;
- 2) Giant landslide;
- 3) Partial filling of the landslide depression and Pico do Fogo stratovolcano.

A distribuição de diques no penhasco da Bordeira, na sua maioria verticais (embora na parte central sejam frequentes as soleiras), e as depressões periclinais dos fluxos de lava, depósitos piroclásticos e epiclásticos provenientes do vulcão Monte Amarelo deram origem à reconstrução de um único, relativamente pequeno (< 2 km de diâmetro) complexo central emissor e a três zonas de rifte (a NNE, SSE e uma mais ampla a OSO) a aproximadamente 120° umas das outras, numa visão em planta (Day et al., 1999) (ver Fig. 2).

Depois de atingir a altura crítica de cerca de 3.500 m, o vulcão-escudo Monte Amarelo foi decapitado por um gigantesco deslizamento de terra que formou uma caldeira em forma de ferradura (Chã das Caldeiras), que se abre de leste para o mar (Day et al., 1999) (FIG. 3B). A cicatriz da caldeira, extremamente íngreme (com ângulos de inclinação de 60-90°) e com 800-100 m de altura, forma uma escarpa contínua e curvada com mais de 20 km de comprimento, conhecida localmente como Bordeira (ver FIG. 2), confinada entre as zonas de rifte NNE e SSE. Esta geometria pode reflectir o efeito de contraforte da injeção contínua de diques ao longo das zonas de rifte, como acontece noutras ilhas de vulcanismo intraplaca, como as ilhas canárias (Carracedo, 1996).

Os depósitos submarinos de detritos provenientes do gigantesco deslizamento de terra foram encontrados por estudos batimétricos multifeixe a leste da ilha, ao longo de 45 km, cobrindo uma área de cerca de 650 km<sup>2</sup> (FIG. 4) num volume estimado de 130-160 km<sup>3</sup> (Masson et al., 2008). A idade deste gigante deslizamento de terra está limitada entre os 123 ka e os 65 ka, a partir das idades do fluxo de lava pré-colapso datado por <sup>3</sup>He (Foeken et al., 2009), dos fluxos de lava pós-colapso e das idades dos depósitos de tsunami

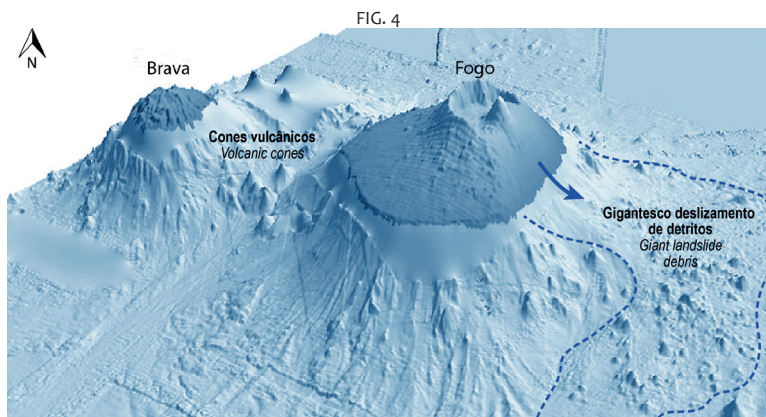
Distribution of dykes at Bordeira cliff, most of them vertical (but sills are frequent in the central part), and periclinal dips of lava flows, pyroclastic and epiclastic deposits related to Monte Amarelo volcano inferred the reconstruction of a single, relatively small (< 2 km in diameter) central vent complex and three volcanic rift zones (NNE, SSE and a broad WSW) at approximately 120° to one another in plan view (Day et al., 1999) (see Fig. 2).

After attaining the critical elevation of about 3.500 m, the Monte Amarelo shield volcano was decapitated by a giant landslide that formed a horseshoe caldera-like depression (Chã das Caldeiras) eastward opening to the sea (Day et al., 1999) (FIG. 3B). The caldera scar, extremely steep (slope angles 60-90°), and with 800-100 m high, forms a continuous curved scarp over 20 km long known locally as Bordeira (see FIG. 2), constrained between the NNE and SSE rift zones. This geometry can reflect the buttress effect of the continuous injection of dykes along the rift zones, as pointed in other intraplate volcanic islands as Canary Islands (Carracedo, 1996).

The submarine landslide debris deposits related to the giant landslide were found by multibeam bathymetric studies East of the island along a distance of 45 km, covering an area of about 650 km<sup>2</sup> (FIG. 4) for an estimated volume of 130-160 km<sup>3</sup> (Masson et al., 2008). The age of this giant landslide is constrained between 123 ka and 65 ka, from ages of the pre-collapse lava flow dated by <sup>3</sup>He (Foeken et al., 2009), post-collapse lava flows and ages of tsunami deposits observed on the island of Santiago related to this giant landslide (U/Th and K-Ar ages: Paris et al., 2011). Following the lateral collapse, volcanism occurred extra and intra caldera. Extracaldera activity continued on the rift branches, especially on the western one during

observados na Ilha de Santiago, também relacionados com este deslizamento (datação U/Th e K-Ar: Paris et al., 2011).

Late Pleistocene (62-11 ka, Foeken et al., 2009), and on the southern branch during the Holocene (Paris et al., in prep.) Note that these rift-zones are poorly-defined in terms of morphology and density of eruptive centres.



Modelo topográfico e batimétrico 3D das ilhas do Fogo e Brava. A este do Fogo são claramente visíveis os depósitos submarinos das avalanches de detritos provenientes do gigantesco deslizamento de terra do vulcão-escudo Monte Amarelo (modificado de Masson et al., 2008).

Topographic and bathymetric 3D model of Fogo and Brava islands. East of Fogo, the submarine debris avalanche deposits related to the giant landslide of Monte Amarelo shield volcano is clearly visible (modified from Masson et al., 2008).

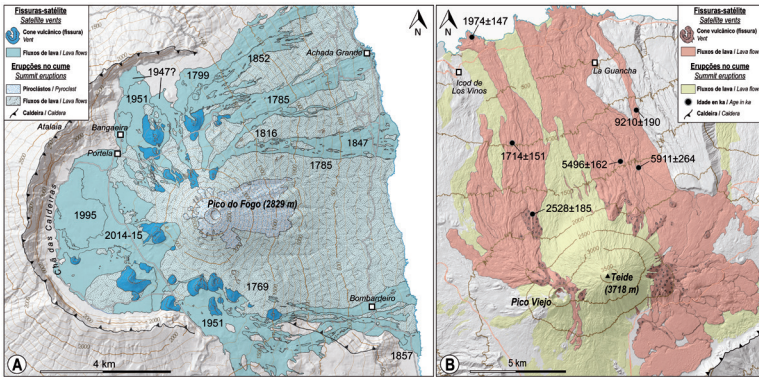
Após o colapso lateral, existiu ainda actividade vulcânica intra e extra-caldeira. A actividade extra-caldeira prosseguiu nas fissuras secundárias, especialmente na ocidental, durante o Pleistoceno tardio (62-11 ka: Foeken et al., 2009), e na fissura sul durante o Holoceno (Paris et al., em prep.). Há que salientar que estas fissuras estão pouco estudadas em termos de morfologia e densidade dos seus centros eruptivos. A actividade vulcânica intra-caldeira deu origem ao enchimento parcial da caldeira (isto é, à cicatriz do colapso) e ao crescimento do estratovulcão Pico do Fogo (FIG. 3C). Uma característica notável dentro da caldeira são os fluxos de lava horizontais confinados entre o Pico do Fogo e a parede vertical da

Intracaldera volcanic activity promoted the partial filling of the caldera (i.e., the collapse scar) and the growth of the Pico do Fogo stratovolcano (Fig. 3C). A notable feature inside the landslide caldera is the horizontal lava flows confined between Pico do Fogo and the ~1.000 m high vertical caldera wall (the Bordeira), forming a ~1.500 m-thick pile of dominantly semi-horizontal lava flows on Chã das Caldeiras (Day et al., 1999).



caldeira (a Bordeira), com cerca de 1000 m, que formam uma pilha de fluxos de lava predominantemente semi-horizontais com 1.500 m de espessura em Chã das Caldeiras (Day et al., 1999).

FIG. 5



Comparação entre as principais características do Pico do Fogo (A) e do Teide (B). O aumento progressivo em altura dos estratovulcões Pico do Fogo e Pico de Teide ditou o fim das erupções no cume que, em ambos os casos, transitaram para as fissuras-satélite no complexo basal das construções vulcânicas, na história geológica recente de ambos. No Pico do Fogo existiam apenas magmas densos (máficos) e, por esse motivo, as erupções pelas fissuras-satélite eram também máficas. No complexo vulcânico do Teide, o vulcão evoluiu quando atingiu a sua altura crítica, e as erupções basálticas do cume foram substituídas por magmas de fonólito menos densos. A última fase do crescimento do Teide impôs a formação de fissuras-satélite basais em torno do estratovulcão (modificado de Carracedo et al., 2015).

Comparison between main features of Pico do Fogo (A) and Teide (B). The progressive increase in height of Pico do Fogo and Pico de Teide stratovolcanoes finally put an end to summit eruptions which in both cases changed to satellite vents at the basal perimeter of the volcanic edifices in recent geological history. Only dense (mafic) magmas were available at Pico do Fogo, and consistently, the satellite eruptions were also mafic. In the Teide volcanic complex, when the volcano reached a critical height evolved and less dense phonolite magmas replaced the basaltic summit eruptions. The latest phase of Teide's growth forced the formation of basal satellite vents around Teide stratovolcano (modified from Carracedo et al., 2015).

## O estratovulcão Pico do Fogo

Com o estratovulcão Pico do Fogo, a estrutura mais proeminente do Fogo, a ilha ergue-se 2829 m acima do nível do mar, e perto de 6500 m acima do fundo oceânico. Os parâmetros morfométricos médios do Pico do Fogo estão indicados na Tabela 1.

O estratovulcão Pico do Fogo, aninhado na depressão de Chã das Caldeiras, é formado por camadas de lapilli basáltico que se acumularam após erupções quase contínuas que decorreram, pelo menos, entre 1500 e 1785. Desde 1785, a duração média das erupções é de cerca de dois meses, e a periodicidade média é de cerca de 20 anos (Worsley, 2015).

A taxa de acumulação contínua, com cerca de 30 erupções desde 1500 d.C. (Hildner et al., 2011), foi interrompida e o crescimento do vulcão cessou após 1785, provavelmente porque o mesmo atingiu a sua altura crítica, impedindo a erupção, pelo cume, de lavas basálticas densas. Desde 1785, a emissão de lava deu-se apenas nos flancos inferiores do vulcão, incluindo no último episódio eruptivo de 2014-2015, formando um conjunto de fissuras eruptivas periféricas (Carracedo et al., 2015). Assim, pode dizer-se que o estilo eruptivo recente do Pico do Fogo é estromboliano, caracterizado pela erupção explosiva de cinzas, lapilli e bombas através do cone principal, e pela emissão de fluxos de lava pelas fissuras eruptivas basais. Os principais elementos estruturais do Fogo são extraordinariamente semelhantes aos do último ciclo de actividade eruptiva de Tenerife (Canárias), no qual se deu o colapso lateral do flanco norte do vulcão Las Cañadas, e o episódio de vulcanismo pós-colapso na caldeira de Las Cañadas, que originou o estratovulcão Teide (Fig. 5).

## Pico do Fogo stratovulcano

With the Pico do Fogo stratovolcano, the most prominent structure of Fogo, the island edifice rises to 2829 m above sea level, near 6.500 m above the ocean floor. The mean morphometric parameters of Pico do Fogo are indicated in Table 1.

The Pico de Fogo stratovolcano, nested in in the Chã das Caldeiras depression, consists of layers of basaltic lapilli that accumulated from almost continued eruptions from at least 1500 to 1785. Since 1785, the eruptions usually average duration of about two months, with a mean recurrence frequency of about 20 years (Worsley, 2015).

Notably, the continued accumulation rate, with about 30 eruptions since 1500 AD (Hildner et al., 2011), was interrupted and the growth of the volcano halted after 1785, likely because the volcano reached a critical height for the summit eruption of dense basaltic lavas. Since 1785 AD lavas only were emitted from the lower flanks of the volcano, forming a cluster of peripheral eruptive vents, including the latest 2014-2015 eruptive event (Carracedo et al., 2015). Thus, the recent eruptive style of Pico de Fogo is Strombolian, characterised by summit eruption of ash, lapilli and bombs, and lava flows from the basal eruptive vents. The main structural elements of Fogo are remarkably similar to the last cycle of eruptive activity of Tenerife (Canary Islands), that includes the lateral collapse of the northern flank of Las Cañadas volcano and the post-collapse volcanism nested in Las Cañadas caldera, that formed the Teide stratovolcano (Fig. 5).

TABELA | TABLE 1

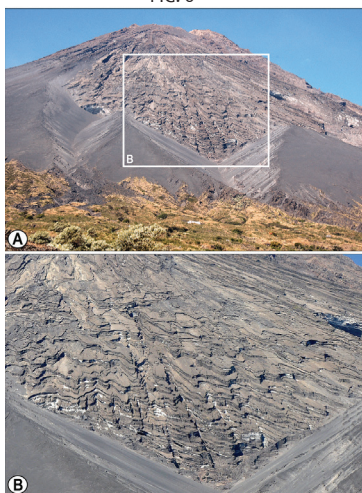
Parâmetros Morfométricos Morphometric Parameters	Unidade Units	Pico do Fogo
Elevação máxima do bordo da cratera / Crater rim maximum elevation	m	2829
Eixo maior do bordo da cratera / Crater rim major axis	m	501
Eixo menor do bordo da cratera / Crater rim minor axis	m	499
Excentricidade do bordo da cratera / Crater rim eccentricity		0,1
Azimute do maior eixo da cratera / Crater mayor axis azimuth	graus / degrees	179
Profundidade da cratera / Crater depth	m	138
Eixo principal do cone / Cone major axis	m	5383
Eixo menor do cone / Cone minor axis	m	4402
Excentricidade do cone / Cone eccentricity		0,6
Azimute do maior eixo do cone / Cone major axis azimuth	graus / degrees	90
Área do cone / Cone area	m <sup>2</sup>	17406240
Altura do cone / Cone height	m	1296
Inclinação do cone / Cone slope	graus / degrees	
Mediana / Median	graus / degrees	30
Média / Mean	graus / degrees	27
Mínima / Minimum	graus / degrees	0
Máxima / Maximum	graus / degrees	68
Desvio padrão / Standard deviation	graus / degrees	11

No entanto, juntamente com estas semelhanças, existem também algumas diferenças dignas de nota. As lavas que enchem a depressão em Chã das Caldeiras são relativamente finas (1-3 m) e de composição máfica. Contrariamente, os fluxos de lava dentro da caldeira de Las Cañadas são habitualmente muito mais

However, along with these similarities, there are also some notable differences. The lavas filling the Chã das Caldeiras depression are relatively thin (1-3 m) and mafic in composition. In contrast, lava flows inside the Las Cañadas caldera are frequently much thicker, up to 80 m thick, and of phonolitic composition.

esessos, com até 80 m de espessura, e de composição fonolítica. Além deste aspecto, o cone vulcânico do Pico do Fogo, com 1.000 m de altura, parece inteiramente feito de escória basáltica (FIG. 6), enquanto o estratocone de Teide, com 3.718 m de altura, é composto por fluxos de lava basáltica, na sua parte inferior, que com o tempo foram progredindo para lavas evoluídas (fonólitos), incluindo na última erupção pelo cume, ainda durante a Idade Média, na qual foram expelidas lavas fonolíticas de obsidiana. Ambas as características contrastantes parecem ter uma explicação plausível, fundamentada pela significativa diferença de idade entre ambas as ilhas – de pelo menos 8 milhões de anos – que provavelmente explicará a existência, na cicatriz de colapso da caldeira de Las Cañadas, de uma sequência de fluxos de lava diferenciados, ignimbritos e depósitos de pedra-pomes expelidos por um vulcão central félsico, o Vulcão de Las Cañadas, que se formou no topo do Escudo Central do Mioceno de Tenerife, após um longo período de quiescência eruptiva.

FIG. 6



In contrast, lava flows inside the Las Cañadas caldera are frequently much thicker, up to 80 m thick, and of phonolitic composition. Besides, the 1.000-m-high Pico do Fogo volcanic cone seems to be entirely made of basaltic cinder (FIG. 6), whereas the 3.718-m-high Teide stratocone is made of basaltic lava flows in its lower part that progressively changed to evolved lavas (phonolites) with time, including a latest medieval summit eruption that emitted obsidianic phonolite lavas.

Both contrasting features may have a likely explanation in relation to the important differences in the age of both islands, at least 8 million years, which probably accounts for the existence in Las Cañadas caldera scar of a sequence of differentiated lava flows, ignimbrites and pumice deposits from a central felsic volcano, the Las Cañadas Volcano, that formed on top of the Miocene Central Shield of Tenerife after a prolonged period of eruptive quiescence.

Vista do flanco oriental do estratocone do Pico do Fogo. A parte superior do cone, cuja altura é de 1000 m, parece ser feita de camadas de piroclastos basálticos. B. Vista detalhada das camadas piroclásticas do Pico do Fogo.

View of the eastern flank of Pico do Fogo stratocone. The upper part of the ~1.000-m-high cone seems to be made of layers of basaltic pyroclasts. B. Close-up view of Pico do Fogo's pyroclastic layers.



Provavelmente devido a um período evolutivo comparativamente mais curto, a cicatriz de colapso da caldeira do Fogo (a Bordeira) expõe 1.000 m de lavas máficas do período Quaternário associadas ao vulcão-escudo (Monte Amarelo) e uma ausência de vulcanismo félsico que também está presente ao longo da construção do Pico do Fogo. À medida que ambos os estratovulcões foram crescendo, o magma precisou de uma sobrepessão que excedesse a pressão litosférica para originar uma erupção (Davidson & de Silva, 1999). Os cones vulcânicos atingem uma altura crítica acima da qual será fisicamente improvável expelir mais lava através do cume. No entanto, este limite difere de acordo com a densidade do magma.

Assim, quando uma construção vulcânica atinge esta altura crítica para a erupção de magmas basálticos densos através da cratera do cume, existe ainda a possibilidade de entrar em erupção a partir deste ponto se a densidade da lava diminuir, isto é, se a composição do magma se alterar de máfica e densa para félsica e leve (Carracedo & Troll, 2013, 2016). Este «filtro de densidade» imposto pela gravidade parece explicar a evolução magmática durante as fases posteriores de actividade do Teide, e provavelmente também desempenha um papel importante na construção do estratocone do Pico do Fogo, fornecendo uma explicação provável para o facto de este ser inteiramente composto por piroclastos basálticos (Carracedo et al., 2015). O vulcanismo no Fogo é alimentado a partir de magma previamente armazenado no manto superior, entre os 17 e os 22 km de profundidade, e através de um aprisionamento de curta duração do magma, durante a erupção, dentro da crosta inferior, a 8-13 km de profundidade. O Pico do Fogo tem, portanto, um cone com uma altura crítica muito inferior à do Teide, cuja profundidade da câmara

Likely because of the comparatively much shorter period of evolution, the collapse scar in Fogo (the Bordeira), exposes 1.000 m of mafic Quaternary lavas associated with the early (Monte Amarelo) shield volcano, an absence of felsic volcanism that is also present along the construction of the Pico do Fogo volcano. As both stratovolcanoes grew higher the magma needed an overpressure that exceeded the lithospheric pressure to drive an eruption (Davidson & de Silva, 1999). Eventually, the volcanic cones reach a critical height above which it will be physically unlikely that further lava can be erupted from the summit. However, this limit differs according to the density of magma.

Thus, once a volcanic edifice has attained this critical height for summit eruption of dense, basaltic magmas, it can still erupt from the summit crater if the density of the lava decreases, e.g. if the magma composition changes from mafic-dense to felsic-light (Carracedo & Troll, 2013, 2016). This “density filter” imposed by gravity seems to explain the magmatic evolution during the later stages of the activity at Teide, and probably also plays a major role in the construction of Pico do Fogo stratocone, likely explaining why it is constructed entirely of basaltic pyroclasts (Carracedo et al., 2015).

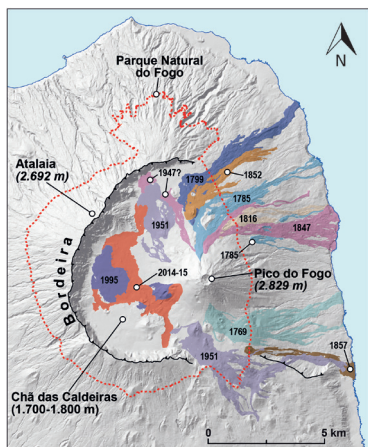
Volcanism at Fogo is fed from magma previously stored in the uppermost mantle between 17 and 22 km depth and through syn-eruptive short-term magma stalling within the lower crust at 8–13 km depth. Pico do Fogo consequently has a much lower critical cone height than Teide, whose magma chamber depth is estimated at 3–4 km. Besides, Teide Volcano is fed by a stratified magma source, with evolved magma forming the late stage of activity, thus allowing Teide to surpass the critical density limit for dense mafic magmas to erupt felsic magmas from the summit crater.

magmática é estimada em 3-4 km. Além disso, o vulcão Teide é alimentado por uma fonte de magma estratificada, cujo estágio final de actividade é formado por magma evoluído, permitindo assim que o Teide ultrapasse o limite de densidade crítica para a emissão de magmas máficos densos, conseguindo expelir magmas félsicos pela cratera do cume.

O período mais recente de evolução de ambos os vulcões caracteriza-se pela abertura de fissuras-satélite em torno do complexo basal dos edifícios vulcânicos, um meio alternativo para compensar as restrições impostas pela densidade do magma e pela gravidade.

The most recent period of evolution of both volcanic complexes is characterised by the opening of satellite vents around the basal perimeter of the volcanic edifices, an alternative means to compensate for the constraints imposed by magma density and gravity.

FIG. 7



Erupções históricas da Ilha do Fogo concentradas no interior do complexo de colapso do Amarelo (modificado de Paris et al., em prep.).

Historical eruptions of the Fogo Island concentrated inside the Amarelo collapse embayment (modified from Paris et al. in prep.).

## Vulcanismo histórico

Desde a chegada dos primeiros colonos portugueses, em 1460, e até 1785 (Day et al., 1999) há relatos de erupções na cratera do cume do Pico do Fogo. A natureza (efusiva ou explosiva) dessas erupções centrais não está claramente documentada.

## Historical volcanism

Eruptions from the summit crater of Pico do Fogo have been reported since the arrival of the first Portuguese settlers in 1460 and until 1785 (Day et al., 1999). The nature (effusive or explosive) of these central eruptions is not clearly documented.

Alguns depoimentos parecem indicar explosões e precipitação de cinzas (Day et al., 2000). Aparentemente, a actividade eruptiva na cratera central cessou desde o século XVII, transitando depois para as fissuras basálticas na base do estratocône.

Dez dessas erupções efusivas foram observadas desde o século XVIII, o que parece indicar a frequência de uma erupção a cada 25 anos. Ribeiro (1997) compilou todas as descrições disponíveis sobre a actividade vulcânica desde o século XV. Todas as fissuras eruptivas documentadas estão localizadas dentro da cicatriz de colapso, em altitudes que variam entre os 750 m e os 2.120 m acima do nível do mar, com uma clara tendência de alinhamento norte-sul (Ribeiro, 1997, Paris et al., em prep.).

Três das erupções históricas ocorreram no flanco meridional do Pico (1769, 1857 e 1951), cinco no seu flanco norte (1785, 1799, 1816, 1847 e 1852) e as duas últimas no flanco ocidental (1995 e 2014-2015). Paris et al. (em prep.) reviu recentemente as descrições originais compiladas por Ribeiro (1997) e propôs um novo mapa de fluxos de lava históricos e pré-históricos, com base em imagens de alta resolução captadas por satélite (FIG. 7).

Os bordos norte e sul da caldeira estão hoje praticamente soterrados por lavas pós-colapso e houve duas erupções históricas (1799 e 1951) que os cobriram quase por completo.

Todas as erupções históricas produziram lavas máficas (por norma basanitos com clinopiroxena e olivina como fenocristais dominantes) resultantes da mistura de isótopos das componentes HIMU (moderado) e EM1 na pluma mantélica (Escrig et al., 2005). Há muito poucas eras possíveis para erupções pré-históricas (Foeken et al., 2009), mas podemos observar fluxos não datados de lava relativamente fresca nos flancos leste e sul da ilha (Paris et al., em prep.).

Some testimonies might indicate explosions and ash fallout (Day et al., 2000). Eruptive activity in the central crater apparently ceased since the 17<sup>th</sup> century and then shifted to fissure-fed basaltic vents at the base of the stratocone. Ten of these effusive eruptions were observed since the 18<sup>th</sup> century, resulting in a frequency of one eruption each 25 years. Ribeiro (1997) compiled all available observations of volcanic activity since the 15<sup>th</sup> century.

All the historical eruptive vents are located inside the collapse scar at altitudes ranging between 750 and 2.120 m a.s.l., with a clear north-south trend of alignment (Ribeiro, 1997; Torres et al., 1997; Paris et al., in prep.). Three historical eruptions occurred on the southern flank of the Pico (1769, 1857 and 1951), five on its northern flank (1785, 1799, 1816, 1847, and 1852), and the two last ones on its western flank (1995 and 2014-2015). Paris et al. (in prep.) recently reviewed the original observations compiled in Ribeiro (1997) and proposed a new map of historical and prehistorical lava flows based on high-resolution satellite images (FIG 7). The northern and southern rims of the caldera are now almost buried by post-collapse lavas and two historical eruptions (1799 and 1951) partly ran over them. All historical eruptions produced mafic lavas (typically basanites with clinopyroxene and olivine as dominant phenocrysts) resulting from the mixture of a moderate HIMU and an EM1-like end-members (Escrig et al., 2005). There are very few ages available for prehistorical eruptions (Foeken et al., 2009), but very fresh undated lava flows can be seen on the eastern and southern flanks of the island (Paris et al., in prep.). The last volcanic eruption of Fogo (from the 23<sup>rd</sup> of November 2014 to the 8<sup>th</sup> of February 2015) took place at the western slope of Pico de Fogo, almost in the same place of the

A última erupção vulcânica no Fogo (23 de novembro de 2014 a 8 de fevereiro de 2015) ocorreu na encosta ocidental do Pico do Fogo, quase no mesmo local da erupção de 1995. Esta erupção deu origem a um novo cone com mais de 100m de altura a partir do qual se formaram três campos de lava orientados para S, NNO e O. A velocidade das frentes de lava atingiu os 40 m/h e as distâncias máximas percorridas foram de 2,7 km (Fluxo S), 4,7 km (fluxo O) e 6,7 km (fluxo NNO). As lavas apresentaram inicialmente morfologias aa, mas os fluxos secundários posteriores formaram morfologias pahoehoe (Worsley, 2015). Em menos de um mês, a área total coberta pelas lavas foi de cerca de 5 km<sup>2</sup>, devastando as principais infraestruturas e habitações de Chã das Caldeiras (FIG. 8).

1995 eruption. It built a new cone of more than 100 m height from which three lava fields were formed oriented towards S, NNW and W. The velocity of advance of the lava fronts reached 40 m/h and the maximum distances traveled were 2.7 km (the S flow), 4.7 km (the W flow) and 6.7 km (the NNW flow). The lavas initially presented aa morphologies, but later secondary flows formed pahoehoe morphologies (Worsley, 2015). In less than 1 month, the total area covered by the lavas was about 5 km<sup>2</sup>, devastating the main infrastructures and houses in Chã das Caldeiras (FIG. 8).

FIG. 8



FIG-8. A última erupção na Ilha do Fogo, em 2014-15.  
 A) Vista panorâmica dos campos de lava originados pela erupção de 2014-15.  
 (1) Fissura da erupção de 1995.  
 (2) Fissura da erupção de 2014-15.  
 B) Pormenor da atividade vulcânica de tipo estromboliano nos primeiros dias da erupção.  
 C) Destruição da sede do Parque Natural do Fogo (Dezembro de 2014).  
 D) A aldeia de Bangaeira, destruída pelos fluxos de lava NNO (Dezembro de 2014).

FIG-8. The last eruption of 2014-15 on the Fogo Island.  
 A) Panoramic view of the lava fields of 2014-15 eruption.  
 (1) Vent of 1995 eruption.  
 (2) Vent of 2014-15 eruption.  
 B) Detail of the strombolian type volcanic activity on the first days of the eruption.  
 C) Destruction of the Fogo Natural Park headquarter (Dec. 2014).  
 D) The village of Bangaeira destroyed by the NNW lava flows (Dec. 2014).