



**Inventario de recursos
vulcanológicos de Fuerteventura**

Inventario de recursos vulcanológicos de Fuerteventura

Inventario de recursos vulcanológicos de Fuerteventura



Consejería de Turismo



Fuerteventura
Reserva de la Biosfera



Presidente del Cabildo de Fuerteventura
Mario Cabrera González
Consejero de Turismo del Cabildo de Fuerteventura
Blas Acosta Cabrera

Encarga: Consejería de Turismo del Cabildo de Fuerteventura

Coordinación de la edición: Arqueofuer. Estudios Patrimoniales

© Textos: Ramón Casillas Ruiz. Doctor en Ciencias Geológicas. Profesor Titular del Departamento de Edafología y Geología de la ULL.

Juan Miguel Torres Cabrera. Doctor en Ciencias Biológicas. Programa de Doctorado Suelos Volcánicos. Profesor de Biología y Geología del I.E.S. Gran Tarajal

© Fotografías: Ramón Casillas Ruiz (introducción)
Carlos de Saá (fichas descriptivas)

© Diseño y maquetación: GayriaStudio, S.L.

Depósito legal: GC.1026-2011



Índice





Introducción	9
La importancia geológica de Fuerteventura	15
Objetivos de la publicación	16
Estructura de la publicación	16
Selección de los puntos de interés vulcanológicos de uso turístico	17
Descripción de los puntos de interés vulcanológico.	17
Introducción general a la geología de Fuerteventura	18
Fuerteventura en el contexto geológico de Canarias	18
Principales formaciones geológicas de Fuerteventura y su distribución.	
Breve historia geológica de Fuerteventura.	20
Fichas descriptivas	43
Bibliografía	151



Introducción

La importancia geológica de Fuerteventura

El patrimonio geológico que atesora la isla de Fuerteventura es de tal magnitud y riqueza que el Instituto Geológico y Minero de España (García-Cortés et al., 2000) ha propuesto la inclusión de la isla de Fuerteventura y de todo el Archipiélago Canario dentro del Programa GEOSITES, auspiciado por la UNESCO y la IUGS (Unión Internacional de Ciencias Geológicas). Este programa pretende, a través de la elaboración de un inventario informatizado abierto y comprensivo, divulgar el conocimiento geológico entre el público y servir de base a posteriores actuaciones geo-conservacionistas como la declaración de lugares protegidos en base a sus méritos geológicos. Existen una serie de aspectos de la isla de Fuerteventura que han influido en esta declaración y que se presentan como únicas y singulares en el contexto geológico mundial:

- Fuerteventura es uno de los 150 lugares de interés geológico mundial definidos por la Unión Geológica Internacional.
- Es la isla más antigua del Archipiélago Canario. No es frecuente encontrar islas volcánicas tan antiguas a nivel mundial. En las islas Hawai permanecen emergidas aquellas islas con menos de 6 millones de años de antigüedad y Fuerteventura se encuentra emergida desde hace unos 22 millones de años.
- Se pueden encontrar las rocas más antiguas del Archipiélago Canario. Las lavas almohadilladas de la Corteza oceánica tienen una edad de unos 180 millones de años y los sedimentos oceánicos, que forman también parte de la Corteza oceánica, situados en la costa occidental de la Isla, tienen una edad entre 174 y 84 millones de años y se formaron poco después de la separación de África y América, cuando el océano Atlántico era mucho más estrecho.
- La última erupción volcánica de Fuerteventura se produjo hace más de 10.000 años y, seguramente, corresponde a la que formó el Volcán de la Arena en La Oliva.
- En islas oceánicas, sólo en Fuerteventura, junto a algunas Islas de Cabo Verde, es posible encontrar carbonatitas; extrañas rocas ígneas constituidas principalmente por carbonatos, en el caso de Fuerteventura, calcita, formadas por la cristalización de magmas silicatados con alto contenido en CO₂.
- Aunque en todas las islas oceánicas los grandes deslizamientos gravitacionales han sido un fenómeno

frecuente, en Fuerteventura la magnitud de los mismos ha sido sobresaliente y en la Isla afloran extensamente los materiales formados por las avalanchas rocosas producto de los deslizamientos.

- Las deformaciones tectónicas en islas oceánicas, sobre todo, en contexto de intraplaca, son poco frecuentes, sin embargo, en Fuerteventura están extensamente presentes grandes fallas y zonas de cizalla, algunas de ellas de gran importancia, producidas por la alta concentración de esfuerzos tectónicos en este sector de la placa africana, que han sido las responsables de importantes movimientos de grandes masas de roca que han producido levantamientos insulares diferenciales, entre otros, la elevación y basculamiento de la Corteza oceánica.
- En Fuerteventura contamos con un rico y completo registro geológico de los últimos 100.000 años, en forma de campos de dunas y paleosuelos, cuyo estudio proporciona un importante conocimiento de la evolución climática más reciente en este entorno del océano Atlántico.
- En islas oceánicas de origen volcánico, el registro fósil no suele ser muy rico y variado, sin embargo, en Fuerteventura, dada su prolongada historia geológica, podemos encontrar fósiles y microfósiles de organismos en el Jurásico y el Cretácico (foraminíferos y ammonites); corales, bivalvos, foraminíferos del Oligoceno, Mioceno, Plioceno y Cuaternario; y una rica muestra de gasterópodos terrestres del Cuaternario.
- Existen pocas islas oceánicas en el mundo en las que se pueda encontrar un registro rocoso relacionado con las diferentes etapas de crecimiento insular (Corteza oceánica, edificio volcánico submarino, emergencia de la Isla y sucesivos edificios volcánicos subaéreos) tan completo como el que podemos estudiar en las rocas aflorantes de la isla de Fuerteventura.

Objetivos de la publicación

Los objetivos planteados en el estudio son los siguientes:

- Divulgar los valores geológicos de la isla de Fuerteventura como medida necesaria para apreciar su importancia.
- Seleccionar un conjunto de puntos representativos de la geología de Fuerteventura que permitan dar a conocer esos valores tanto a turistas como a la población residente.
- Destacar las diferencias y semejanzas geológicas de Fuerteventura respecto a otras islas de Archipiélago Canario.

Estructura de la publicación

El presente trabajo se separa en dos bloques:

- Una introducción general a la constitución geológica de Fuerteventura en la que se destaquen aquellos aspectos que la hacen diferente al resto de las islas del Archipiélago Canario y a otras islas oceánicas.
- Una descripción de 22 lugares de interés vulcanológico para uso turístico.

Selección de los puntos de interés vulcanológicos de uso turístico

En la elección de los puntos de interés vulcanológico se han utilizado los siguientes criterios:

- **Importancia geológica.** Se ha atendido a la singularidad del recurso y a su potencial explicativo.
- **Accesibilidad.** Se ha dado preferencia a los recursos a los que se puede acceder fácilmente por carretera, especialmente aquellos cercanos a miradores o infraestructuras ya creadas.
- **Estado de conservación.** Se han seleccionado aquellos recursos menos alterados y con un grado de conservación que no dificulte la interpretación del mismo.

Descripción de los puntos de interés vulcanológico

En cada punto se ha completado una ficha con los siguientes apartados:

1. **Situación:** se indica el nombre del lugar o de la población más cercana y el término municipal al que pertenece.
2. **Coordenadas del punto de observación:** se indican generalmente las coordenadas desde dónde se sugiere observar la formación geológica a describir.
3. **Altitud:** se refiere a la altitud máxima de la formación geológica descrita o del punto de observación.
4. **Edad:** es la edad determinada y publicada en algún trabajo específico o se ha estimado a partir de otros datos estratigráficos o geomorfológicos.
5. **Descripción:** es la parte más importante de la ficha en la que se da una explicación clara y concisa de lo que se puede observar a escala del terreno y lo que representa en la historia geológica de la Isla. Generalmente va acompañada de fotos explicativas.
6. **Estado de conservación:** se han establecido cuatro categorías:
 - **Muy Bueno.** La estructura geológica se encuentra perfectamente conservada y no existe ninguna actuación humana.
 - **Bueno.** Se observa algún signo de alteración de la estructura por la intervención humana pero no afecta a la interpretación de la misma.
 - **Moderado.** La estructura geológica se encuentra con alteraciones debido a la acción humana que pueden afectar a su interpretación.
 - **Mala.** La estructura geológica está tan alterada que no puede ser explicada. Evidentemente, no existe ningún punto seleccionado en esta categoría.
7. **Accesibilidad:** indica la carretera o el camino de acceso al mismo.
8. **Calificación Territorial:** indica el grado de protección de la estructura geológica descrita. Se indica si se encuentra dentro de las siguientes figuras de conservación y protección:
 - Espacio Natural Protegido: (F-7).
 - Zona Especial de Conservación (ZEC).
 - Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA).
 - Bien de Interés Cultural (BIC).
 - Calificación territorial según el Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura vigente desde 2001.

Introducción general a la geología de Fuerteventura

Fuerteventura en el contexto geológico de Canarias

Desde el punto de vista geodinámico el Archipiélago Canario, y por tanto Fuerteventura, está situado dentro de la placa africana, en una posición tectónica de intraplaca, en ambiente oceánico y cercano al borde continental de tipo “pasivo” del noroeste africano. El espesor de la Corteza oceánica bajo Canarias varía desde los 12 km en La Palma hasta los 20 km entre Fuerteventura y Lanzarote (Bosshard & Macfarlane, 1970; Banda et al., 1980; Banda et al., 1981). La Isla de Fuerteventura se asienta sobre una Corteza de espesor anormalmente grueso para ambientes oceánicos (entre 15 y 20 km), que puede ser interpretada como oceánica engrosada o incluso como Corteza de transición. Su estructura consiste (Banda et al., 1980; Banda et al., 1981) en una primera capa de rocas volcánicas que se extiende hasta los 3 km de profundidad, y una capa de rocas ígneas plutónicas de posible composición gabroica y ultramáfica que alcanza los 15 km. Entre los 15 y 20 km aparece una zona de tránsito entre la corteza oceánica y el Manto terrestre caracterizada por una baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas P (7.4 km/s) si la comparamos con la velocidad de propagación en el Manto (8.0 km/s). Esta capa puede corresponder a un conjunto de rocas máficas y ultramáficas producidas por el magmatismo asociado a la actividad del punto caliente mantélico en el pasado (Holik et al., 1991). Esta capa de baja velocidad sísmica ha sido encontrada en otros contextos de magmatismo intraplaca (Caress et al., 1995).

En el conjunto del Archipiélago es posible reconocer la existencia de directrices o direcciones estructurales de primer orden que indican la presencia de importantes fracturas o fallas en la Corteza oceánica. Las orientaciones de estas fracturas parecen concentrarse en cuatro grandes poblaciones fundamentales o directrices (Carracedo, 1984) que han condicionado la génesis y formación del Archipiélago y están íntimamente ligadas a la evolución tectónica del océano Atlántico, al desplazamiento de la placa africana y al campo de esfuerzos local provocado por la existencia de una pluma mantélica (Anderson et al., 1992):

- N35°E (NE-SO). Dirección “Africana” (alineación de Fuerteventura y Lanzarote).
- N110°E (NO-SE). Dirección “Atlántica” (alineación entre La Palma, Tenerife y Gran Canaria).
- N60-65°E. Dirección “Atlásica” (alineación entre Tenerife, La Gomera y El Hierro).
- N-S. Orientación de la red de diques en la Palma.

La isla de Fuerteventura se localiza en la parte oriental del Archipiélago Canario, a unos 100 km de la costa del continente africano y se levanta más de 3.000 m por encima del fondo oceánico del océano Atlántico. La Isla se alarga más de 100 km en la dirección NNE-SSO y, con una superficie de 1.662 km², incluida la Isla de Lobos, es la segunda isla en extensión del Archipiélago Canario. Frente a este notable tamaño, su cota máxima no alcanza los 1.000 metros (Pico de la Zarza, 807 m), siendo exigua la superficie situada por encima de los 600 m. Es posible distinguir en Fuerteventura cinco comarcas fisiográficas claramente diferenciadas (Criado, 1991, Fig.1):

1. **El Norte.** Abarca los espacios situados al norte de la línea constituida por el barranco de Tebeto, La Oliva y Montaña Escanfraga. Se trata de un área con escasos desniveles y con una altitud que, salvo algunos puntos concretos (Montaña de Tindaya y Montaña de la Arena), no supera los 200 m. Esta parte de la Isla está constituida fundamentalmente por pequeños conos de escorias y malpaíses, producidos en erupciones recientes.
2. **El Valle Central o Llanura Central.** Al sur de Montaña Quemada se abre la llanura interior, que es una de las regiones fisiográficas más características de la Isla. Esta llanura aparece alterada por la presencia de pequeños tableros alargados de una veintena de metros de altura y algunas montañas que se levantan un centenar de metros sobre el relieve circundante, como Montaña Gairía. Hacia el sur, el Valle Central se estrecha progresivamente hasta desaparecer en el Valle del Tarajal de Sancho. Esta llanura central constituye un bloque hundido con respecto al sector más occidental, y su origen ha estado condicionado por la actividad tectónica.

3. **Los Valles y Cuchillos orientales.** Esta unidad se localiza desde Montaña Escanfraga, al norte, hasta el Istmo de Jandía, al sur. La característica esencial es la presencia de un relieve que se estructura en valles, la mayoría sin cabeceras bien desarrolladas, con vertientes cóncavas y fondo plano. Los interfluvios están constituidos por cordales que normalmente superan los 400 m (cuchillos). Estos cuchillos representan los restos de los edificios volcánicos en escudo que se formaron tras emerger la Isla.
4. **El Macizo de Betancuria.** Este macizo se localiza desde el curso medio del barranco de Los Molinos, al norte, hasta el margen occidental del barranco de Chilegua. El contacto con la Llanura Central es bastante brusco, sobre todo entre Antigua y Tuineje. Este macizo presenta, como rasgos diferenciales, acusados desniveles y una notable compartimentación del relieve. En este sector afloran los materiales del Complejo Basal.
5. **La Península de Jandía.** Separada del resto de la Isla por el Istmo de la Pared, presenta dos vertientes claramente diferentes. La vertiente de Barlovento presenta un talud cóncavo y un escarpe donde se alcanzan las mayores cotas de la Isla (Pico de la Zarza, 807 m). La vertiente de sotavento se caracteriza por la presencia de una red de barrancos estrechos y cortos, en disposición casi radial que parten del escarpe. Desde Morro Jable hacia el oeste, los barrancos terminan en una planicie costera, levantada unos 10 metros sobre el nivel del mar. Algunos sectores como el Istmo de Jandía o el Jable de Salinas, se caracterizan por la presencia de formaciones dunares de arenas organógenas movilizadas por el viento, y sobre las que se han producido importantes encostramientos.



Fig. 1.- Modelo de elevación digital del terreno con indicación de las principales comarcas fisiográficas de Fuerteventura (iluminación desde el NO). La mayor parte de estas comarcas están condicionadas por unidades geológicas bien diferenciadas, como se indica en el texto (véase Fig. 2).

Principales formaciones geológicas de Fuerteventura y su distribución. Breve historia geológica

El nacimiento y emersión de la isla de Fuerteventura y su posterior evolución se ha llevado a cabo, de forma similar a como ocurre en las otras islas, según dos ciclos fundamentales: crecimiento submarino y subaéreo, que han dado lugar a la formación de diversas rocas representadas en la Isla por cuatro grandes formaciones litológicas (Ancochea et al., 1993; Castillo et al., 2001; Casillas et al., 2008, Fig. 2):

- A. El Complejo Basal.
- B. Los restos de los grandes edificios volcánicos de tipo escudo.
- C. Los restos de los edificios volcánicos del Plioceno y el Cuaternario (con una antigüedad inferior a los 5 millones de años).
- D. Los sedimentos recientes del Plioceno y el Cuaternario.

A. El Complejo Basal

En la isla de Fuerteventura aflora fundamentalmente en el sector occidental, en el Macizo de Betancuria. Está esencialmente representado por un conjunto de materiales volcánicos submarinos apoyados sobre un fragmento de Corteza oceánica, que se encuentran intruidos por una secuencia de cuerpos plutónicos y un importante haz de diques. Forman parte del Complejo Basal las siguientes formaciones rocosas:

La Corteza oceánica

Los restos de la Corteza oceánica aparecen en dos sectores de la costa occidental de la Isla: entre la Punta de la Laja y la playa de Jarubio en la costa norte, donde se encuentra muy fracturada (Fúster et al., 1968b; Robertson & Stillman, 1979b; Roberston & Bernouilli, 1982), y entre el Puerto de la Peña y la Caleta de la Peña Vieja en Ajuy (Fúster et al., 1968b; Rothe, 1968; Robertson & Stillman, 1979a; Fúster et al., 1980; Roberston & Bernouilli, 1982; Fúster et al., 1984a; Fúster et al., 1984b; Renz et al., 1992). En este último sector, esta secuencia presenta un espesor aproximado de 1600 metros.

La secuencia se inicia con basaltos formados en la dorsal centroatlántica hace unos 184 millones de años (Fig. 3), que representan los materiales más antiguos de la Corteza oceánica en el Atlántico Central (Steiner et al., 1998). Sobre estas rocas volcánicas aparecen sedimentos depositados en el fondo oceánico desde hace unos 180 millones de años (Fig. 4) hasta hace unos 80 millones de años. Estos sedimentos provienen, fundamentalmente de la erosión de las rocas del vecino continente africano.

Las rocas volcánicas submarinas que forman el basamento de la isla (el Grupo Volcánico Submarino)

Sobre los sedimentos de la Corteza oceánica aparece un conjunto de rocas basálticas y fonolíticas submarinas que forman lavas almohadilladas (Fig. 5 y 6), brechas de fragmentos de almohadillas (Fig. 7 y 8), brechas (Fig. 9), areniscas y limolitas volcánicas (Fig. 10), que representan el edificio submarino cuya emersión dió lugar a la isla de Fuerteventura (Robertson & Stillman, 1979a; Ibarrola et al., 1989; Gutiérrez, 2000; Gutiérrez et al., 2002, Gutiérrez et al., 2006). Este volcán submarino se formó en un periodo comprendido entre los 30 y los 23 millones de años.

Las rocas volcánicas y sedimentarias que se formaron en el proceso de emersión de la isla (el Grupo Volcánico de Transición)

Sobre las rocas volcánicas submarinas aparecen un conjunto de materiales rocosos que representan la emersión

de la Isla ocurrida hace unos 23 millones de años: coladas piroclásticas, lavas y domos de composición traquítica (Fig. 11); lavas almohadillas y brechas de almohadillas extruídas en aguas someras que formaban deltas de lava; conglomerados y areniscas transportados en ambiente marino muy somero desde las playas de la parte ya emergida de la Isla y conglomerados (Fig. 12) y areniscas procedentes de la destrucción de un arrecife coralino que bordeaba a la Isla (Gutiérrez, 2000; Gutiérrez et al., 2002, Gutiérrez et al., 2006).

Las rocas volcánicas subaéreas que constituyeron una gran dorsal volcánica orientada en dirección noreste-suroeste (el Grupo Volcánico Subaéreo)

Encima de las rocas anteriores aparecen coladas de composición basáltica-traquibasáltica (Fig. 13) y escorias (Gutiérrez, 2000; Gutiérrez et al., 2002, Gutiérrez et al., 2006). Parte de estos materiales probablemente correspondan a los niveles más bajos de los Edificios subaéreos Miocenos Central y/o Septentrional Inferior definidos por Ancochea et al., (1993) y Ancochea et al., (1996), y formaban parte de una gran dorsal volcánica que se formó en la Isla en los primeros momentos de su emersión (hace unos 22 millones de años). Entre estas rocas aparecen con frecuencia aglomerados y brechas volcánicas que corresponden a niveles de avalancha de derrubios y coladas de derrubios relacionadas con procesos de deslizamientos de flanco de los edificios subaéreos más tempranos y el relleno posterior de las paleocalderas formadas.

Intrusiones plutónicas y enjambres filonianos

Las rocas de la Corteza oceánica, las rocas volcánicas submarinas que forman el basamento de la Isla, las rocas volcánicas y sedimentarias que se formaron en el proceso de emersión de la Isla y las rocas volcánicas subaéreas que constituyeron una gran dorsal volcánica orientada en dirección noreste-suroeste están profusamente atravesadas por numerosos cuerpos plutónicos y diques. Las intrusiones plutónicas forman una serie de pequeños cuerpos independientes cuyas relaciones de contacto mutuo indican tres episodios mayores de actividad ígnea (Fúster & Aguilar, 1965; Gastesi, 1969 a y b; Hernández-Pacheco, 1973; Stillman et al., 1975; Fúster et al., 1980; Fúster et al., 1984 a y b; Le Bas et al., 1986; Stillman, 1987; Sagredo et al., 1989; Hoernle & Tilton, 1991; Cantagrel et al., 1993; Balog et al., 1999):

1º). Una serie de rocas plutónicas que aparecen esporádicamente cerca de la costa occidental de la Isla, desde la playa del Águila, cerca de Tostón Cotillo al norte (Fúster et al., 1980; Barrera et al., 1986), hasta las proximidades de la desembocadura del barranco de Amanay al sur (Le Bas, 1981; Ahijado & Hernández-Pacheco, 1992; Ahijado et al., 1992; Mangas et al., 1994; Ahijado, 1999; Muñoz et al., 2005). Se trata fundamentalmente de piroxenitas, gabros anfibólicos, ijolitas-melteigitas-urtitas, sienitas, sienitas nefelínicas y carbonatitas (Fig. 14). Estas últimas aparecen en tres macizos: Esquinzo, Ajuy-Solapa (Punta de la Nao-Caleta de la Cruz) y Punta del Peñón Blanco (Barrera et al., 1986; Hernández-Pacheco, 1989; Ahijado & Hernández-Pacheco, 1990; Ahijado & Hernández-Pacheco, 1992; Ahijado et al., 1992; Mangas et al., 1992; Mangas et al., 1993; Mangas et al., 1994). Todas estas rocas están afectadas por fallas de movimiento transcurrente y fallas normales orientadas en la dirección NO-SE con buzamientos variables tanto al norte como al sur (Casillas et al., 1994; Fernández et al., 1997, Fig. 15).

2º). Una serie gabroide-piroxenítica (Fig. 16) constituida por plutones de forma alargada según la dirección NNE-SSO y NO-SE (Gastesi, 1969a; Gastesi, 1969b, Gastesi, 1973) cuya intrusión produce intensos fenómenos de metamorfismo de contacto en las rocas encajantes (Muñoz & Sagredo, 1975; Stillman et al., 1975; Muñoz & Sagredo, 1989; Muñoz & Sagredo, 1994; Hobson et al., 1998; Ahijado et al., 2005; Casillas et al., 2008b; Holloway & Bussy, 2008; Holloway et al., 2008; Casillas et al., 2011, Fig. 17). Representan los restos de las cámaras magmáticas que alimentaron a los primeros edificios volcánicos formados tras la emersión de la Isla.

3º). Una serie de intrusiones anulares de gabros y sienitas como el de Vega de Río de Palmas, que dan lugar en el terreno a la aparición de crestas circulares como la que se encuentra en el embalse de Las

Peñitas (Muñoz, 1969, Fig. 18 y 19).

Además de estas intrusiones plutónicas, atravesando a las rocas del Complejo Basal aparece una importante red de diques de extraordinaria densidad, que en muchos casos constituyen el 95% ó 99% del afloramiento rocoso (Fúster et al., 1968a; López-Ruiz, 1970; Stillman & Robertson, 1977; Stillman, 1987; Ahijado et al., 2001; Fernández et al., 2006). Suelen disponerse en posición subvertical (Fig. 20), pero también aparecen rotados e inclinados hacia el este o el oeste (Fig. 21). La dirección más corriente es NNE-SSO, aunque también aparecen algunos con dirección NE-SO y NO-SE. Su composición es variable predominando los tipos basálticos y traquibasálticos. Posiblemente representan la parte más profunda de la gran dorsal volcánica que se formó en la Isla en los primeros momentos de su evolución subaérea.

B. Los restos de los grandes edificios volcánicos de tipo escudo

Este vulcanismo subaéreo, cuya edad estaría comprendida entre los 23 y los 13 millones de años (Coello et al., 1992; Ancochea et al., 1993; Balcells et al., 1994; Ancochea et al., 1996) dio lugar en la Isla a la construcción de tres edificios volcánicos en escudo (parecidos a los que aparecen en Hawai) cuyos centros principales de emisión se situarían al oeste de la pared de Jandía (edificio Meridional o de Jandía), entre Pájara y Toto (edificio de Gran Tarajal o Central), y al este del puertito de Los Molinos (edificio de Tetir o Septentrional), respectivamente. Los restos de estos edificios se pueden observar en las laderas de los “cuchillos” que limitan los grandes valles en “U” de la parte oriental de la Isla (Fig. 22, Fig. 23). Estos grandes volcanes se formaron por acumulación de grandes volúmenes de coladas de lavas muy fluidas y material piroclástico (Ancochea et al., 1993; Ancochea et al., 1996). Entre estas rocas aparecen con frecuencia aglomerados y brechas volcánicas que corresponden a niveles de avalancha de derrubios (Fig. 24) y coladas de derrubios relacionadas con procesos de deslizamientos de flanco de los edificios subaéreos más tempranos y relleno posterior de las paleocalderas formadas.

Los materiales basálticos de estas formaciones están también profusamente atravesados por numerosos diques de diversa naturaleza y composición, y algunos pitones sálicos (p. ej. la Montaña de Tindaya, Cubas et al., 1989).

C. Los restos de los edificios volcánicos del Plioceno y el Cuaternario (con una antigüedad inferior a los 5 millones de años)

Una vez formados los edificios volcánicos en escudo y tras un intenso período erosivo, en el Plioceno, hace unos 5 millones de años, se renovó la actividad volcánica en Morro Valdés (Betancuria). Tras un largo periodo de inactividad, entre 2,9-1,7 m.a. (Coello et al., 1992), se inicia una nueva fase eruptiva con una mayor repercusión espacial en el centro-norte de la Isla. Se trata de una serie de pequeños volcanes en forma de escudo, cuyas coladas de lava basáltica fueron rellenando algunos paleo-relieves: volcán de La Ventosilla, volcán de Cercado Viejo, volcanes de Antigua, etc.

Con posterioridad, entre 0,8 y 0,4 m.a. (Coello et al., 1992), se produce un episodio volcánico concentrado en el noreste de la Isla en el que se originaron los volcanes de Villaverde, Montaña Roja, Montaña Quemada, Montaña del Dinero, etc.

Por último, se produjeron algunas pequeñas erupciones que formaron conos de piroclastos alineados a lo largo de fracturas (Cendrero, 1966) y coladas derivadas de extensión variable como el Malpaís de Bayuyo y Mascona, el Malpaís Grande, el Malpaís Chico y el Malpaís de Toneles con edades comprendidas entre los 185.000 años y los 10.000 años.

Entre las formaciones volcánicas que representan este último ciclo aparecen numerosos niveles de playas levantadas cuyo origen debe relacionarse con movimientos de elevación de bloques insulares y/o movimientos del nivel del mar (Fig. 25 y 26).

D. Sedimentos recientes del Plioceno y el Cuaternario .

Se trata principalmente de depósitos aluviales, depósitos eólicos (jables) y depósitos marinos (playas levantadas) (Meco & Stearns, 1981; Meco & Pomel, 1985; Meco & Petit-Maire, 1986; Meco et al., 1987; Rognon & Gausson, 1987; Meco, 1988; Meco et al., 1992; Meco, 1993; Zazo et al., 1997; Martín González, 1998; Meco et al., 2008).

- **Depósitos aluviales.** Glacis, conos de deyección y ramblas, constituidos por materiales arrastrados por las aguas torrenciales desde el Complejo Basal y las diferentes series volcánicas. Son materiales con edades comprendidas entre el Pleistoceno inferior y el Holoceno.
- **Depósitos eólicos (jables).** Depósitos de arenas calcáreas de origen marino, transportadas por el viento desde las costas hacia el interior del territorio, que originan sistemas dunares o delgados recubrimientos sobre el sustrato. La formación de estos depósitos arenosos se ha producido en repetidas ocasiones desde el Plioceno hasta la actualidad. Playas y arenales son frecuentes en el litoral, en el norte se encuentra el campo de dunas de El Jable y las playas de Corralejo. La costa occidental del Macizo de Betancuria está salpicada de franjas arenosas y abundantes playas fósiles, la más extensa es el Jable de Vigocho. Pero donde la impronta de los arenales es más notoria, es en Jandía. Las arenas cubren todo el istmo y se prolongan por la costa de las dos vertientes de la península formando dos grandes playas, la de Barlovento y la de Sotavento. En conjunto, el litoral de la Isla cuenta con 159 kilómetros de costa baja, mientras que el litoral con acantilado de más de 20 metros llega casi al centenar de kilómetros.
- **Depósitos marinos (playas levantadas).** En los últimos 4 millones de años, en tres ocasiones se producen depósitos marinos relacionados con la entrada del mar hacia tierra adentro. Las playas levantadas correspondientes a los dos primeros episodios contienen fósiles de faunas de invertebrados de aguas cálidas, mientras que en el último, se ha encontrado fauna similar a la que actualmente habita en el medio marino canario. A estos depósitos se les superpusieron formaciones dunares (Fig. 27, 28, 29 y 30) con aluviones y paleosuelos intercalados que han quedado parcialmente cubiertas por lavas basálticas.

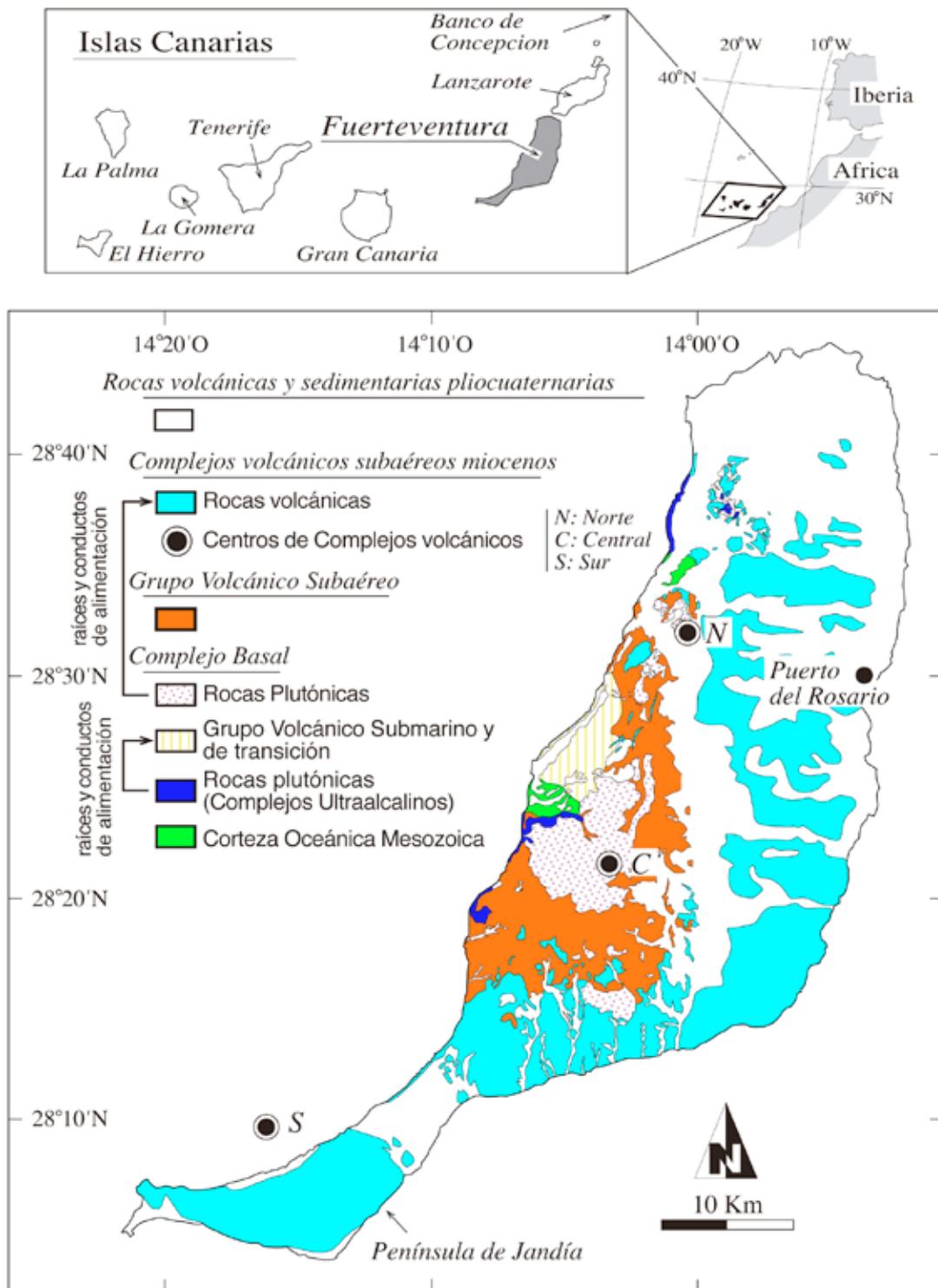


Fig. 2.- Esquema geológico de la Isla de Fuerteventura mostrando las principales unidades, la localización de los centros de los edificios volcánicos miocenos (N: Norte, C: Central, S: Sur). El principal afloramiento del Complejo Basal, en la zona centro-occidental de la isla, es el llamado Macizo de Betancuria (tomado de Casillas et al., 2008).



Fig. 3. Lavas almohadilladas basálticas de la Corteza oceánica. Barranco de la Majada de la perra. Ajuy.



Fig. 4. Sedimentos del fondo oceánico volcados desde su posición original. Puerto de la Peña, desembocadura del Barranco de Ajuy.



Fig. 5. Lavas almohadilladas basálticas submarinas del Grupo Volcánico Submarino. Playa del Valle.



Fig. 6. Detalle de las lavas almohadilladas basálticas submarinas del Grupo Volcánico Submarino. Playa del Valle.

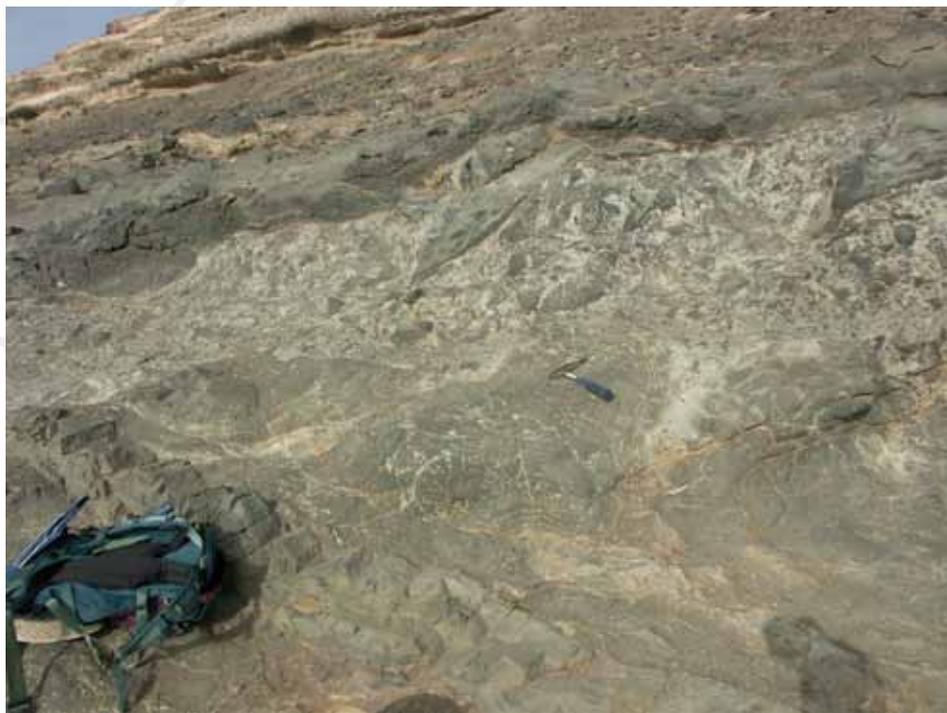


Fig. 7. Lavas almohadilladas y brechas de fragmentos de almohadillas del Grupo Volcánico Submarino. Playa del Valle.



Fig. 8. Brechas volcánicas submarinas de composición traquítica del Grupo Volcánico Submarino en la Ensenada de la Herradura.



Fig. 9. Brechas volcánicas submarinas del Grupo Volcánico Submarino. Caleta de la Peña Vieja.



Fig. 10. Areniscas y limolitas volcánicas del Grupo Volcánico Submarino. Caleta de Janey.



Fig. 11. Coladas piroclásticas traquíticas del Grupo Volcánico de Transición. Caleta del Barco.



Fig. 12. Fragmentos de corales en brechas y conglomerados procedentes de la destrucción de un arrecife coralino. Grupo Volcánico de Transición. Caleta Blanca.



Fig. 13. Coladas cordadas inclinadas hacia el Este (derecha de la fotografía) del Grupo Volcánico Subaéreo, atravesadas por diques inclinados al Oeste. Playa de Terife.



Fig. 14. Cristales de calcita y piroxeno en carbonatitas. Punta de la Nao.



Fig. 15. Zonas de cizalla dúctil de la Punta del Peñón Blanco. Obsérvese la deformación que experimentan las carbonatitas y los diques basálticos que aparecen plegados.



Fig. 16. Cristales rojos (olivino) y negros (píroxenos) en piroxenitas. Mézquez.



Fig. 17. Anatexita resultado del metamorfismo de contacto producido por las piroxenitas de Mézquez. Barranco de la Palmita.



Fig. 18. Aspecto del plutón anular de sienita del Complejo de Vega de Río Palmas. Embalse de Las Peñitas.



Fig. 19. Aspecto de los gabros del Complejo Circular de Vega de Río Palmas. Vega de Río Palmas.



Fig. 20. Complejo de diques verticales. Playa del Valle.



Fig. 21. Complejo de diques levemente inclinados hacia el Este (derecha de la fotografía) atravesando brechas volcánicas submarinas del Grupo Volcánico Submarino. Playa del jarubio.



Fig. 22. Vista aérea de los valles en “U” y cuchillos, de la parte oriental de la Isla. Se trata de los restos del edificio escudo de Gran Tarajal.



Fig. 23. Aspecto de la sucesión de coladas que formaban parte del edificio escudo de Tetir. Teñía.



Fig. 24. Aspecto de un mega-bloque en los depósitos de avalancha rocosa producidos por el deslizamiento del edificio escudo Tetir hace unos 16 millones de años. Se trata de un cono de piroclasos atravesado por diques, obsérvese la textura en "puzzle" que presentan los diques. Tindaya.



Fig. 25. Callaos de una playa levantada formada hace unos 4.8 millones de años. Agua Tres Piedras.



Fig. 26. Fósiles de gasterópodos marinos (género "*Strombus*"), en una playa levantada. Matas Blancas.



Fig. 27. Paleodunas pliocenas. Campo de Tiro de Pájara.



Fig. 28. Laminaciones cruzadas en paleodunas pliocenas. Campo de Tiro de Pájara.



Fig. 29. Paleodunas pliocenas. Agua Tres Piedras.



Fig. 30. Campo de dunas de Corralejo.

Puntos de interés vulcanológico para uso turístico

En la tabla adjunta se relacionan los 22 puntos de interés vulcanológico seleccionados en este trabajo. Son lugares que han cumplido los tres requisitos planteados: importancia geológica, accesibilidad y grado de conservación. Su descripción detallada se realiza aparte.

Nº	Nombre	Municipio	Página
1	La Isla de Lobos	La Oliva	45
2	Volcanes de Bayuyo y Mascona	La Oliva	51
3	El Quemado	La Oliva	57
4	Volcán de la Arena	La Oliva	61
5	Montaña de Tindaya	La Oliva	65
6	Montaña Quemada	Puerto del Rosario	69
7	Montaña Bermeja	Puerto del Rosario	73
8	La Ampuyenta	Puerto del Rosario	77
9	Gairía	Antigua	81
10	Pozo Negro	Antigua	85
11	La Entallada	Tuineje	91
12	Lomo Gordo-Morro de Sice	Tuineje	95
13	Los Arrabales	Tuineje	101
14	Gran Tarajal	Tuineje	107
15	Morro Velosa	Betancuria	111
16	Las Peñitas	Betancuria	117
17	Atalaya de la Vieja (Montaña de la Teta)	Betancuria	121
18	Ajuy	Pájara	125
19	Melindraga	Pájara	131
20	La Pared	Pájara	135
21	El Cuchillo del Palo	Pájara	141
22	Agua Cabras	Pájara	145

La temática tratada en cada uno de los puntos de interés vulcanológico figura en la tabla siguiente.

Nº	Nombre	Título	Tema tratado
1	La Isla de Lobos	“La isla modelada por el agua”	La interacción del agua con el volcán
2	Volcanes de Bayuyo y Mascona	“Los volcanes alineados”	Las erupciones volcánicas y los planos de debilidad de la Corteza
3	El Quemado	“Las cenizas del volcán cubren las dunas”	Campos de dunas cubiertos por materiales volcánicos
4	Volcán de la Arena	“Negro sobre blanco”	Coladas basálticas recubren relieves antiguos
5	Montaña de Tindaya	“La pirámide mágica grabada por los Majos”	Domo volcánico y las características de la traquita
6	Montaña Quemada	“Donde el sabio se abstrae con el volcán”	Los tipos de erupciones volcánicas
7	Montaña Bermeja	“Un tono de color en la Llanura Central”	La coloración de los materiales geológicos
8	La Ampuyenta	“Los restos del desmoronamiento de la Isla”	Grandes deslizamientos en edificios volcánicos
9	Gairía	“El cráter que se desbordó”	Procesos volcánicos y la utilización de sus materiales
10	Pozo Negro	“El valle rellenado por coladas volcánicas”	Los cambios en el relieve por las nuevas erupciones volcánicas
11	La Entallada	“El abismo a nuestros pies”	La erosión marina de los grandes edificios volcánicos
12	Lomo Gordo-Sice	“Edificios volcánicos transformados en llanuras”	La erosión de los grandes edificios volcánicos
13	Los Arrabales	“Volcanes recientes rellenan llanuras antiguas”	El rejuvenecimiento del relieve por el vulcanismo reciente
14	Gran Tarajal	“Los restos del volcán en escudo”	La erosión de los grandes edificios volcánicos
15	Morro Velosa	“Un repaso visual a la historia de la Isla”	Las etapas de formación de la Isla
16	Las Peñitas	“El “Yosemite” majorero”	El relieve formado por rocas plutónicas
17	Montaña de la Teta	Si la cima es una colada, ¿dónde está el volcán?	La erosión de potentes coladas que ocupaban paleorelieves
18	Ajuy	“El antiguo fondo del océano a la vista”	Las rocas más antiguas de Canarias
19	La Montaña de Melindraga	“La princesa sobre la cebra”	Volcanes antiguos sobre la red de diques

20	La Pared	“Donde el negro volcánico contrasta con el blanco de las dunas”	Dunas fósiles y grandes deslizamientos
21	El Cuchillo del Palo	“La raíz del volcán”	Estructura interna de un domo volcánico
22	Agua Cabras	“Rocas claras sobre rocas oscuras”	Traquitas en un paisaje basáltico



Fichas descriptivas

Lobos

La isla modelada por el agua



Situación

Islote situado al noreste de Fuerteventura, a 3 km del muelle de Corralejo (T.M. de La Oliva).

Coordenadas del punto de observación

28° 44' 12" N, 13° 49' 19" O para el Puertito de Lobos.

Altitud

Entre el nivel del mar y la cota máxima de 122 m de La Caldera de Lobos.

Edad

135.000 años.

Descripción

La isla de Lobos se formó durante el mismo periodo eruptivo en que se amplió la isla de Fuerteventura hacia al norte con los volcanes de Mascona y Bayuyo, hace unos 135.000 años.

Con sus 15 km², la Isla presenta un cono en su extremo noroeste de 122 metros de altitud y una superficie casi llana en la que sobresalen montañas de baja altitud conocidas como “hornitos”. Los hornitos son pequeños puntos de emisión de gases y piroclastos desde el interior de las coladas volcánicas. La abundancia de hornitos en la isla de Lobos se asocia al contacto entre el material volcánico caliente y el agua del mar lo que originó una gran cantidad de vapor de agua. Este contacto con agua del mar pudo ser debida a que las coladas emitidas por el volcán discurrieron por marismas y lagunas costeras en zonas de poca profundidad semejantes a lo que ahora son Las Lagunillas situadas en el este de la Isla, las cuales son la parte más antigua de la misma.



Por otra parte, el cono volcánico mas elevado de la Isla, La Caldera, ha perdido su mitad norte debida a la acción erosiva del mar y ha originado una playa en lo que anteriormente era en centro del volcán.



Las coladas basálticas suelen estar cubiertas, especialmente en su mitad norte, por arenas eólicas de origen marino de color claro depositadas por la acción del viento que llega a formar pequeñas dunas. La acumulación de estas arenas calcáreas de origen marino en la línea de costa da lugar a la formación de playas como la de La Concha, en el sur de la Isla.

Tanto en su origen, con la de formación de los hornitos que salpican la Isla, como en su evolución posterior con la acción erosiva del mar, la isla de Lobos tiene grabada en sus estructuras volcánicas la acción del agua.





Estado de conservación

Bueno. Es una isla poco poblada en la actualidad y en el pasado, por lo que el impacto de las actividades humanas es bajo. Caminos y algunas construcciones son las evidencias más claras de la intervención humana en su paisaje.

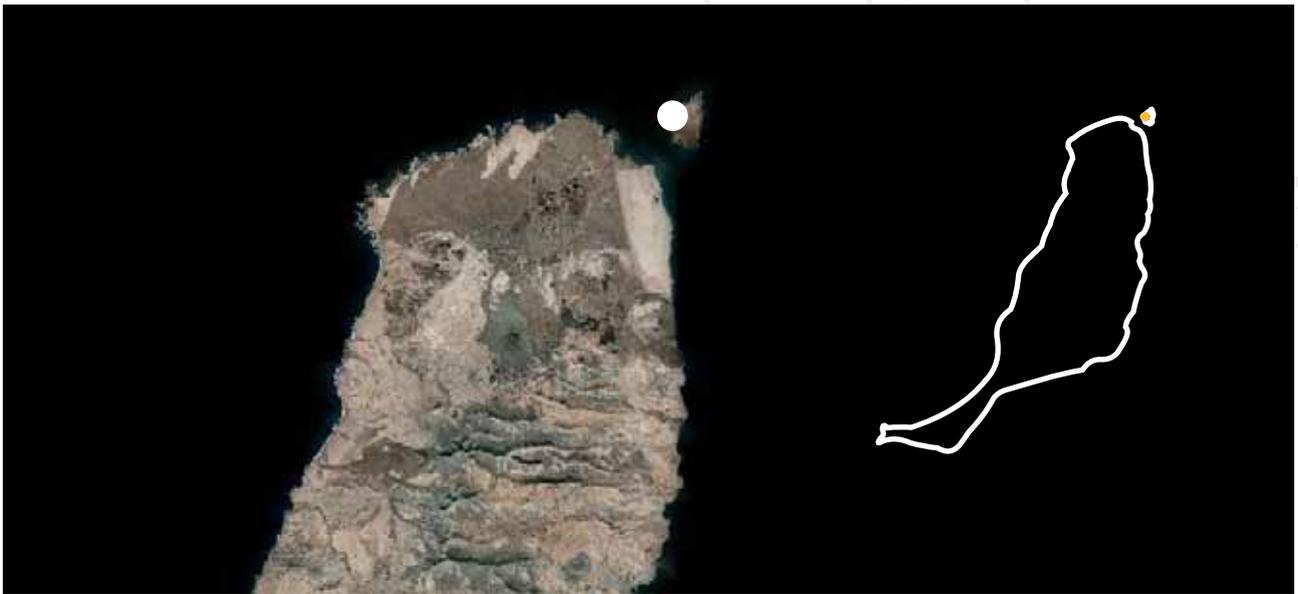
Accesibilidad

Desde el puerto de Corralejo en barco. Duración del trayecto: 15-20 minutos.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: Parque Natural Islote de Lobos (F-1).
- Zona Especial de Conservación(ZEC): Islote de Lobos (18_FV).
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Dunas de Corralejo e Isla de Lobos (ES0000042).
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico con mayor valor natural.





Volcanes de Bayuyo y Mascona

Los volcanes alineados



Situación

Lajares – Corralejo (T. M. de la Oliva).

Coordenadas del punto de observación

28° 42' 04" N, 13° 55' 09" O para El Calderón Hondo.

Altitud

Entre 100 y 260 metros.

Edad

135.000 años.

Descripción

Hace unos 135.000 se produce una intensa actividad volcánica en el extremo norte de la isla de Fuerteventura. Una serie de centros de emisión de material volcánico ampliaron la superficie de la Isla hacia el norte en 112 km² y formaron la Isla de Lobos.

En algo más de 4,5 km se presentan 7 centros de emisión, con una altura entre 200 y 270 metros, que forman los volcanes de Bayuyo y Mascona. En el extremo de la alineación se presenta la Caldera de Lobos. En los 10 km aproximadamente que existen entre La Caldera de Lobos y Montaña Colorada la cadena de volcanes tiene una clara alineación con dirección noreste - suroeste. Un poco más al norte, los volcanes de Montaña de la Mancha y Montaña de Lomo Blanco, también presentan esta misma disposición.

Se trata de la alineación de conos volcánicos más clara y definida de la isla de Fuerteventura y refleja la existencia de fracturas o líneas de debilidad de la Corteza por las que el ascenso de magma se produce más fácilmente.







Estado de conservación

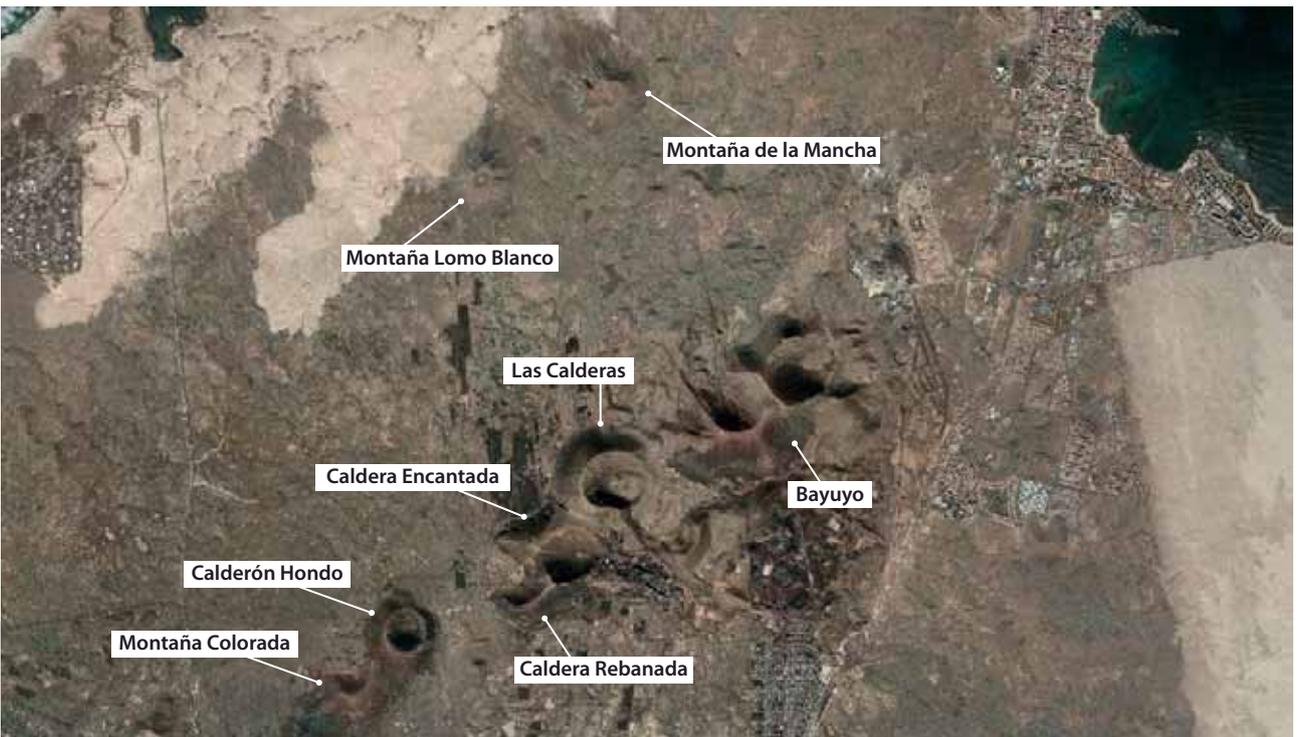
Bueno. La afección mas importante son las canteras para la extracción de picón. Tres de los siete conos volcánicos que forman la alineación principal presentan canteras con alto impacto visual.

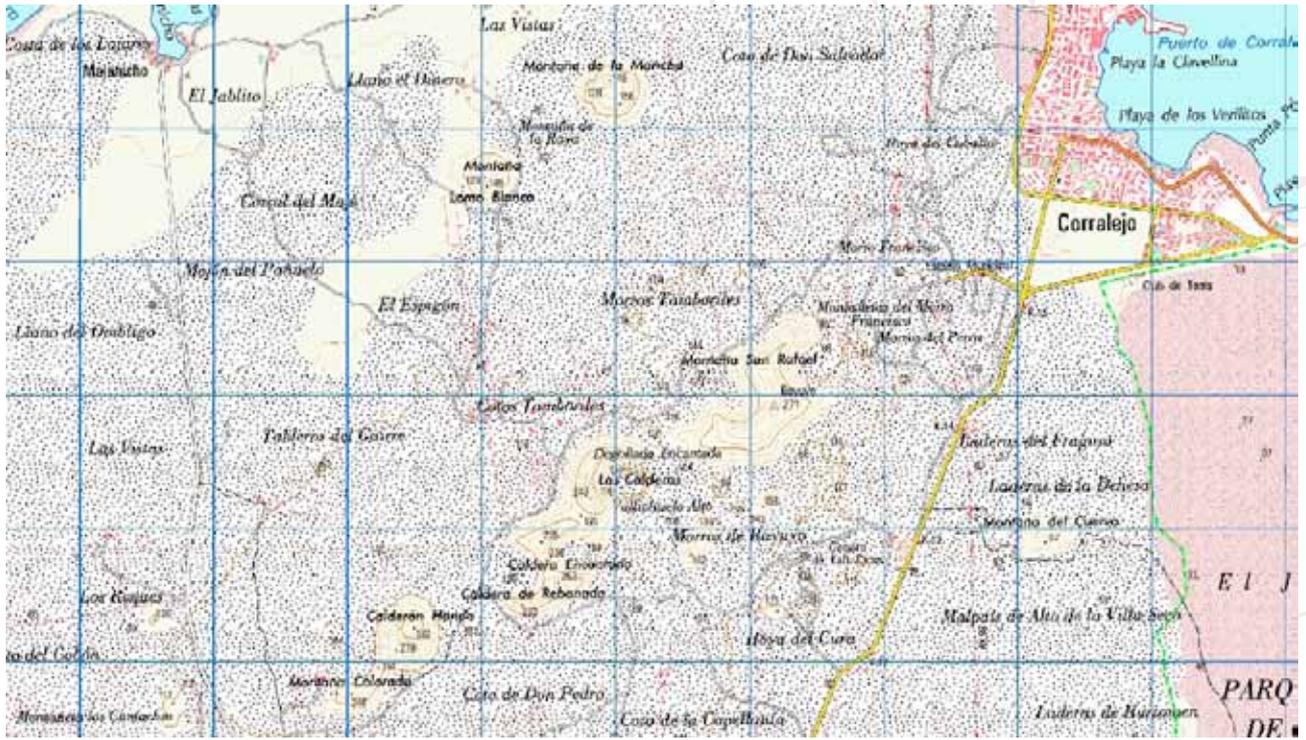
Accesibilidad

Desde Corralejo o desde Lajares a través del camino de acceso a uno de los conos volcánicos de la alineación: el Calderón Hondo.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: no.
- Zona Especial de Conservación(ZEC): no.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): no.
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico de mayor valor natural (los conos volcánicos) y Suelo rústico con valor natural dominante (las coladas).





El Quemado

Las cenizas del volcán cubren las dunas



Situación

Carretera Lajares – FV-101 (T.M. de La Oliva).

Coordenadas del punto de observación

28° 40' 30" N, 13° 55' 19" O.

Altitud

84 metros.

Edad

135.000 años.

Descripción

Hace más de 135.000 años una playa se extendía por la zona norte de Fuerteventura en la línea que une Cutillo-Lajares-Huriame. En ese momento, la arena depositada en su orilla era transportada por el viento hacia el interior de la isla formando jables como el de Lajares, Rosa Negra o los depósitos arenosos de Huriame.

La erupción de los volcanes de Mascona y Bayuyo, hace unos 135.000 años, desplaza la línea de costa de la Isla más hacia el norte dejando estos depósitos arenosos sin conexión con el mar. Los materiales enviados por el volcán a la atmósfera en su actividad explosiva (piroclastos) fueron arrastrados entre 2 y 3 kilómetros hacia el sur por un viento de componente norte, semejante al actual. Este material volcánico se depositó y cubrió las dunas, especialmente en la zona de El Quemado.



La posterior acción erosiva del agua y del viento ha dejado al descubierto estos depósitos en los que se observa una capa oscura de material volcánico sobre un depósito claro formado por un antiguo campo de dunas (jable).

El Quemado es el único lugar de Canarias donde puede observarse esta superposición de material volcánico arrastrado por el viento con material arenoso de origen marino también arrastrado y depositado por el viento.



Estado de conservación

Moderado. Parte de la formación geológica está afectada por pistas, extracciones de arena, por escombros y basuras.

Los cortes de las extracciones de arena ya existentes, pueden ser rehabilitados y utilizados para complementar la explicación de esta formación geológica.

Accesibilidad

En el punto kilométrico 3 de la carretera FV-109 en las cercanías de Lajares.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: no.
- Zona Especial de Conservación(ZEC): no.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): no.
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico de aptitud productiva.

Montaña de la Arena

Negro sobre blanco



Situación

Lajares – Villaverde-La Oliva (T. M. de la Oliva).

Coordenadas del punto de observación

28° 33' 23,17" N, 13° 56' 30,71" O para el punto de observación en la carretera de la Oliva a Lajares.

Altitud

422 metros.

Edad

185.000 años.

Descripción

El cono de piroclastos basálticos de la Montaña de la Arena preside el paisaje de esta parte norte de la Isla. Los piroclastos que forman el cono, lapilli o picón, escorias, bombas volcánicas y bloques, se encuentran finamente estratificados. Las dimensiones del mismo son sobresalientes en este tipo de edificio volcánico en Fuerteventura: 840 a 700 metros de diámetro de la base, y unos 120 metros de altura. En su cúspide aparece un cráter circular de unos 120 metros de altura que se comunica con otro cono lateral de menor dimensión y un salidero de lava en la parte inferior del flanco nororiental.



Alrededor del cono aparece un amplio malpaís de coladas escoriáceas de tipo “aa” y en menor medida, de coladas cordadas ampliamente cubiertas por líquenes de variados colores. El carácter lajeado de estas coladas cordadas en el extremo norte del malpaís da nombre al pueblo de Lajares. En diversos puntos del malpaís se pueden encontrar algunos tubos volcánicos gracias a la presencia de numerosos “jameos”. Las coladas partieron de fisuras radiales desde la base del cono y también desde el lado occidental del cráter principal a lo largo de varios canales de lava.

Las coladas del malpaís cubren en sus extremos arenas eólicas y depósitos de caliche de color blanco lo que confiere al paisaje un fuerte contraste entre el blanco de estos mencionados depósitos y el negro de la lava.



Estado de conservación

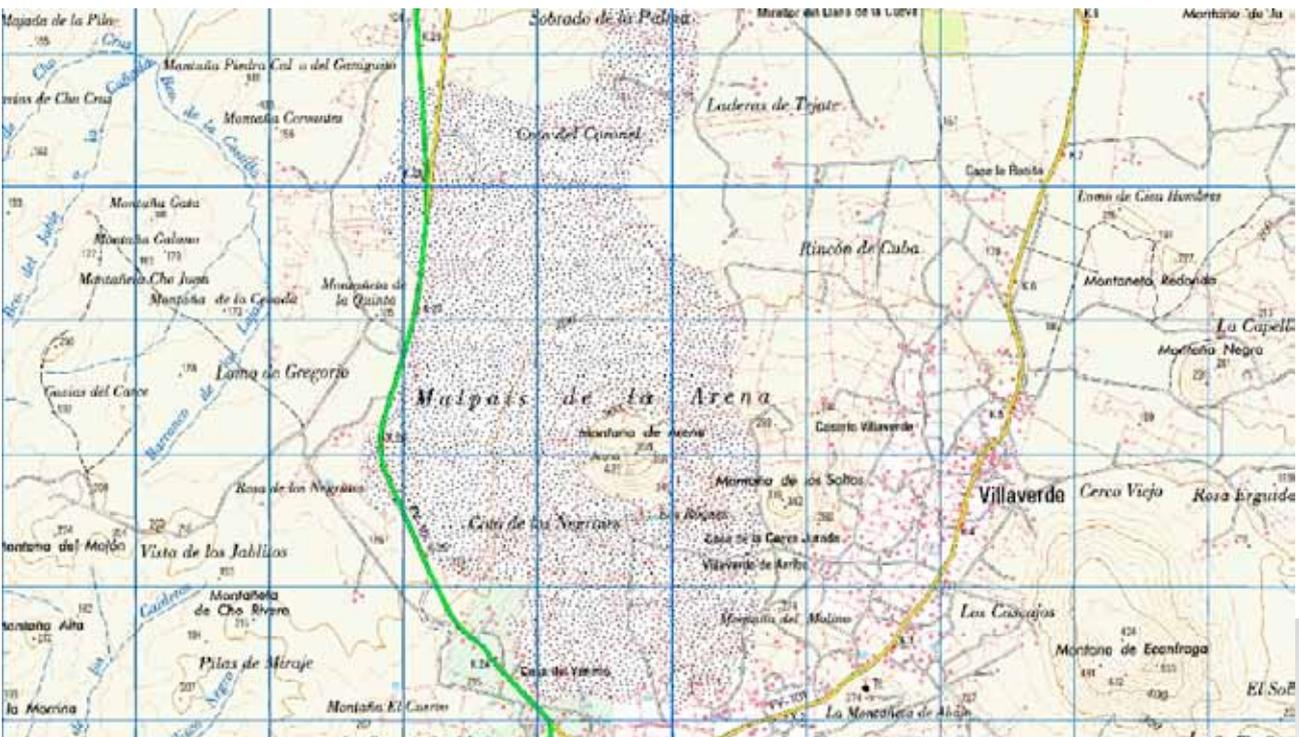
El estado de conservación de los afloramientos es moderado. La afección más importante son las canteras para la extracción de picón y la construcción de numerosas edificaciones sobre el malpaís. La delimitación como espacio natural protegido no corresponde en su extremo norte con el valor geológico de la formación. Quedan fuera del espacio importantes manifestaciones volcánicas de la circulación las coladas sobre un campo de dunas y lomas encalichadas.

Accesibilidad

En diversos puntos de la carretera entre La Oliva a Lajares se pueden tener buenas panorámicas del conjunto.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: Monumento Natural Malpaís de la Arena (F-5)
- Zona Especial de Conservación (ZEC): Malpaís de la Arena (20_FV) afecta al cono volcánico y la mayor parte del Malpaís.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): una parte del malpaís se encuentra en dentro de la ZEPA Lajares, Esquinzo y costa de Jarubio (ES0000101).
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico de mayor valor natural.



Tindaya

La pirámide mágica grabada por los Majos



Situación

Tindaya (T. M. de La Oliva).

Coordenadas del punto de observación

28° 35' 49,18" N, 13° 58' 31,68" O.

Altitud

399 metros.

Edad

18.7 millones de años.

Descripción

Esta pirámide de piedra destaca por su magnificencia en los llanos de Esquinzo. En realidad se trata de un pitón de composición cuarzo-traquítica que formó un domo, es decir, una acumulación de lava muy viscosa, relacionada con una erupción acaecida hace unos 18,7 millones de años en los primeros momentos de formación del gran edificio escudo de Tetir.

Su presencia se debe a un típico fenómeno de erosión diferencial: las rocas basálticas que formaban parte del edificio escudo desaparecieron como consecuencia de la intensa erosión sufrida a lo largo de millones de años, sin embargo, la resistente roca cuarzo-traquítica resistió los embates erosivos y terminó destacando en la amplia llanura.



La base de la pirámide rocosa se encuentra salpicada de pequeñas canteras de extracción de roca, hoy inactivas. Merece la pena acercarse a alguna de ellas para apreciar mejor la belleza de la misma. Lo primero que nos llama la atención es la presencia de “lajas” o “escamas”, separadas por planos curvos, por lo general paralelos a la superficie del pitón. Este curioso lajeado se debe, tanto a la disminución de volumen o retracción experimentado por la roca en su enfriamiento al consolidarse desde la lava en momentos posteriores a la erupción volcánica, como al efecto de la descompresión sufrida por la roca debida a la descarga continúa de las masas de rocas más superficiales por el efecto de la erosión.

La roca extraída de las canteras, con alto valor ornamental, tiene un típico color rosado y se encuentra adornada por formas acintadas y concéntricas de tonos rojos, ocre y negro. Estas curiosas formas se denominan anillos o círculos de Liesegang. Su formación se debe a fenómenos de difusión de ciertos elementos químicos, hierro y manganeso principalmente, desde nódulos que se encuentran dispersos en la roca ricos en estos elementos. Son como los “cercos” que se forman en una cortina llena de polvo que hubieramos sumergido en agua y luego secada. Este fenómeno de difusión está íntimamente ligado a fenómenos de meteorización de la roca y las estructuras desaparecen a algunos metros de profundidad donde la roca no se ve afectada por este proceso de meteorización.

En la parte alta de la montaña aparece un importante yacimiento de grabados fundamentalmente de podomorfos realizados por los antiguos habitantes de la Isla, los Majos, que consideraban la montaña como un elemento mágico.



Estado de conservación

El estado de conservación de los afloramientos es bueno. La afección más importante son las canteras para la extracción de roca que flanquean la montaña.

La cantera situada en las inmediaciones del campo de fútbol podría acondicionarse para facilitar la observación de la estructura interna de la roca que forma la montaña. Esta cantera aporta mucha información sobre las características de este tipo de domos volcánicos y de las curiosas estructuras de meteorización que le dan su peculiar belleza.

Accesibilidad

Desde el caserío de Tindaya se puede acceder por numerosos caminos a la base de la montaña. Existe un itinerario señalizado para subir a su cumbre, previo permiso concedido por la Consejería de Medio Ambiente del Cabildo de Fuerteventura.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: Monumento Natural Montaña de Tindaya (F-6).
- Zona Especial de Conservación (ZEC): no.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): no.
- Bien de Interés Cultural (BIC): Declarada de oficio BIC de conformidad con el Art. 40.2 de la Ley 16/1985, de 25 de junio, del Patrimonio Histórico Español, aunque en la actualidad no figura inscrita en el Registro de BIC.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo de mayor valor natural.

Montaña Quemada

Donde el sabio se abstrae con el volcán



Situación

Tindaya-La Matilla (T. M. de Puerto del Rosario).

Coordenadas del punto de observación

Punto de observación 1: 28° 34' 53,83" N, 13° 58' 19,32" O.

Punto de observación 2: 28° 33' 33,10" N, 14° 01' 32,13" O.

Punto de observación 3: 28° 33' 58,56" N, 13° 58' 35,56" O.

Altitud

366 metros.

Edad

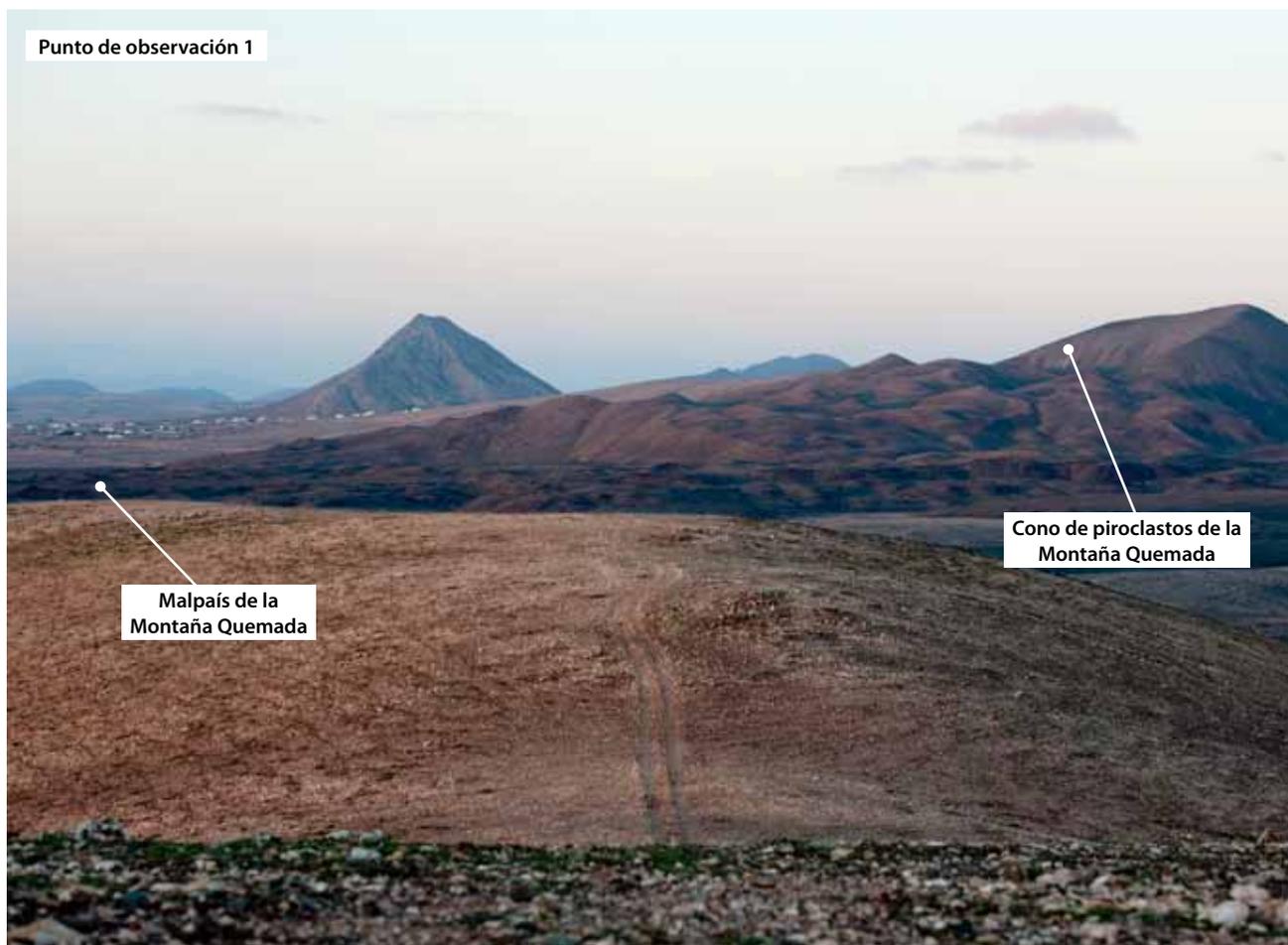
0.46 millones de años.

Descripción

A pocos kilómetros al sur de la Montaña de Tindaya aparece el cono de piroclastos basálticos de la Montaña Quemada. El citado cono y el malpaís que se prolonga hacia el oeste, son elementos característicos que rompen la monotonía paisajística de la Llanura Central de la Isla. El cono de piroclastos se encuentra en buen estado de conservación, dada su corta edad geológica (0.46 millones de años) y tiene una dimensión moderada, con un diámetro de la base de entre 1100 y 480 metros. El cráter que lo culmina se encuentra abierto hacia occidente, lugar por el que partieron las coladas de lava formadas en la erupción volcánica. Estas coladas, que forman un tortuoso malpaís, se extienden hacia el oeste unos 6 kilómetros hasta casi alcanzar la costa occidental a la altura de la playa del Jarubio.

En el cono son abundantes el lapilli, los bloques, las escorias y raras bombas volcánicas. Montaña Quemada representa una típica erupción estromboliana con emisión de materiales de proyección aérea y coladas. En dirección norte se diferencian dos edificios volcánicos correspondientes a erupciones de diferente naturaleza: La Ventosilla y Tindaya.

El volcán con forma de escudo de La Ventosilla, situado a continuación Montaña Quemada, se ha formado en una erupción de magma muy desgasificado. Este tipo de erupciones se caracterizan por una escasa emisión de materiales de proyección aérea, por lo cual no se forma un cono de piroclastos, y por la emisión de abundantes coladas muy fluidas que, en este caso, alcanzaron el mar en las cercanías de El Cotillo.





Estado de conservación

El estado de conservación del cono y los malpaíses es bueno. El cono de piroclastos está afectado por las excavaciones y, sobre todo, por el camino de acceso al curioso monumento erigido a la memoria de D. Miguel de Unamuno que recuerda la estancia de este escritor desterrado en la Isla en 1924.

De una forma contradictoria, la ubicación del monumento da la espalda al relieve que tanto le llamó la atención al escritor. Además, desde la carretera el visitante no lo identifica como un monumento y mucho menos con Miguel de Unamuno. Por tanto, se sugiere que el monumento sea trasladado a un mirador cerca de la carretera (punto de observación número 3), se oriente hacia Montaña Quemada y se rehabilite paisajísticamente el impacto producido en la montaña.

Accesibilidad

Desde Tindaya parte una pista de tierra hacia el sur que, tras unos 2 kilómetros llega al citado monumento.

Calificación Territorial

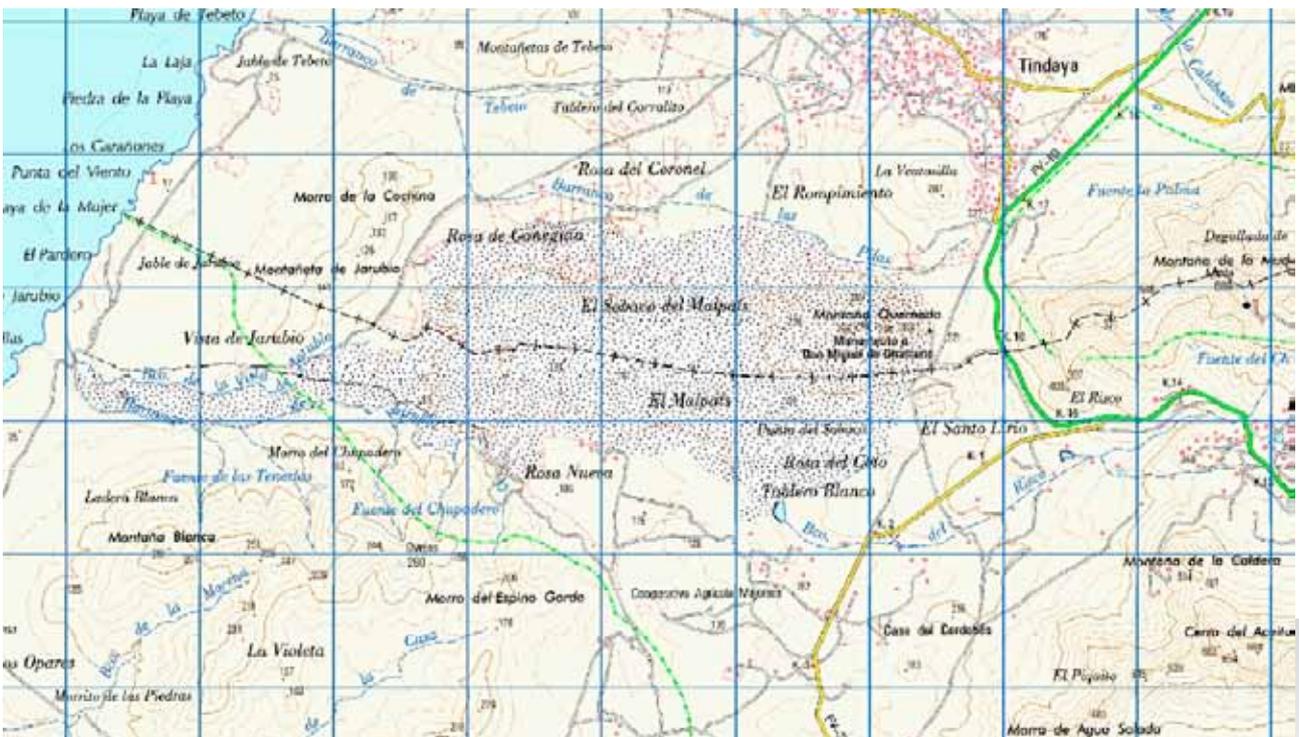
Espacio Natural Protegido: no.

Zona Especial de Conservación(ZEC): no.

Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): no.

Bien de Interés Cultural (BIC): no.

Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico de aptitud productiva.



Montaña Bermeja

Un tono de color en la Llanura Central



Situación

Al Sur de Tefía (T. M. de Puerto del Rosario).

Coordenadas del punto de observación

28° 30' 09, 23" N, 14° 00' 19, 98" O.

Altitud

180 metros.

Edad

2.7 millones de años.

Descripción

Montaña Bermeja es el cono de piroclastos formado por una erupción estromboliana que ocurrió aproximadamente hace 2,7 millones de años. De este cono parten coladas que se extienden hacia el norte y noroeste, cubriendo parte de la Llanura Central, hasta llegar a alcanzar la costa occidental de la Isla al norte del Puertito de Los Molinos.

Lo más destacado de este cono de piroclastos, de 130 metros de altura y con un diámetro de su base de entre 1300 y 500 metros, es su coloración rojiza. Esta coloración es debida a una mayor riqueza en óxidos de hierro originada por procesos de meteorización, al ponerse en contacto el material piroclástico con agua. Este tipo de materiales en Fuerteventura son escasos ya que dominan los piroclastos (picón) de color negro, pues proceden de erupciones más recientes, no habiendo transcurrido el tiempo suficiente de exposición a la atmósfera para que los procesos de meteorización hayan oxidado los piroclastos. Además, los piroclastos de Montaña Bermeja no se encuentran sueltos, como es normal en otros volcanes de la Isla, sino soldados lo que le confiere una consistencia de roca con valor ornamental. Este tipo de roca ha sido utilizada en la construcción de viviendas tradicionales como las que se encuentran en el Ecomuseo de La Alcogida situado en el cercano pueblo de Tefía.



Sin embargo, la mayor parte del cono volcánico presenta una coloración clara debido a que los piroclastos se encuentran recubiertos por una capa de carbonato cálcico conocida como caliche. Lo mismo le ocurre a las coladas de basaltos olivínicos que parten del cono que en la actualidad están parcialmente encalichados.

Este carbonato cálcico que pigmenta de color claro la parte mas externa de las rocas volcánicas de Fuerteventura procede de la disolución de las arenas calcáreas de origen marino. Estas arenas en el pasado cubrieron esta parte de la Isla, como en la actualidad lo hacen los jables. La disolución de estas arenas formadas por fragmentos de conchas y caparazones de organismos marinos produjo que sus componentes se fijaran a las rocas subyacentes formando los encostramientos de carbonato cálcico o caliche.



Estado de conservación

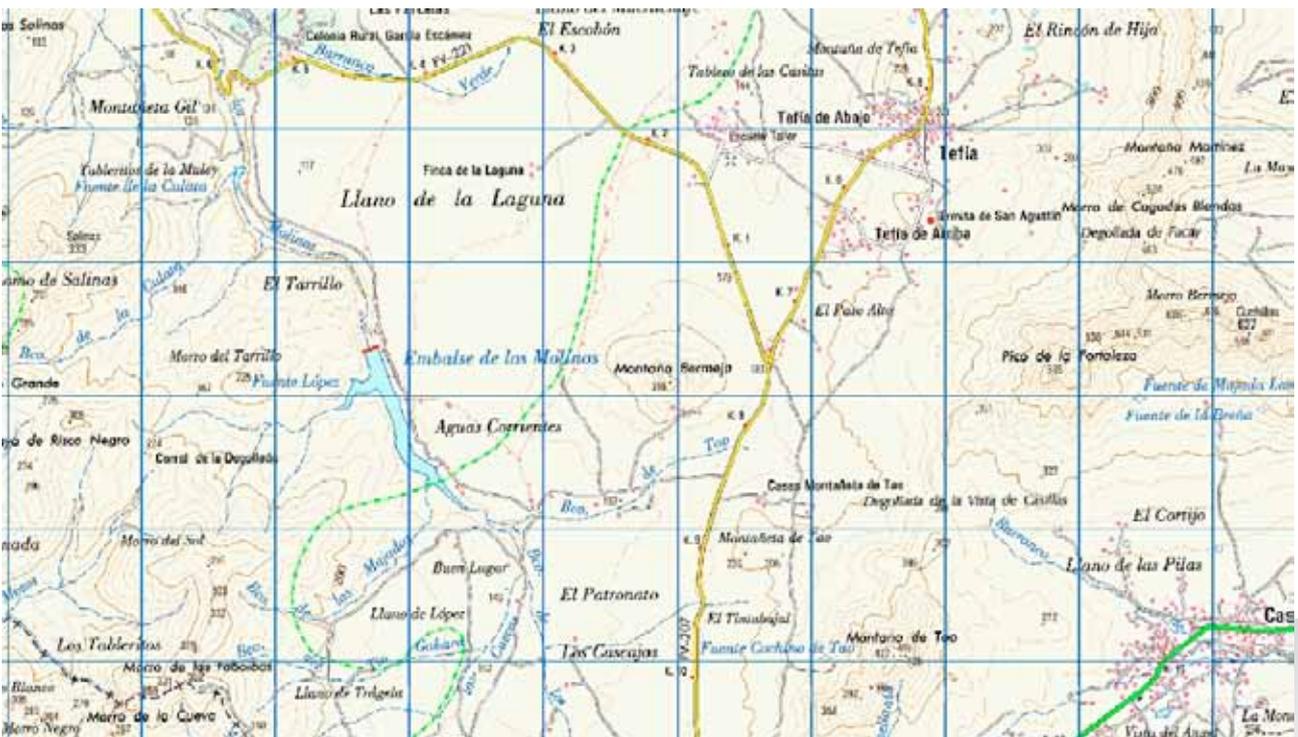
El estado de conservación de los afloramientos es bueno. La afección más importante son las canteras para la extracción de la tosca de color rojo que se utiliza como piedra ornamental.

Accesibilidad

Desde la carretera FV-207 en las cercanías de Tefía.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: no.
- Zona Especial de Conservación(ZEC): no.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Betancuria (ES0000097).
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico de aptitud productiva.



La Ampuyenta

Los restos del desmoronamiento de la Isla



Situación

Entre Montaña del Campo y Montaña de los Rinconcillos. Carretera FV-20 de Casillas del Ángel a La Ampuyenta (T. M. de Puerto del Rosario).

Coordenadas del punto de observación

Punto de observación 1: 28° 28' 50,07" N, 13° 59' 10,15" O.

Punto de observación 2: 28° 28' 41,42" N, 13° 59' 12,32" O.

Altitud

Entre 295 y 313 metros.

Edad

16 Millones de años.

Descripción

En las laderas occidentales de Montaña del Campo, cuchillo situado al noreste de la localidad de La Ampuyenta, y en las trincheras de la carretera de Casillas del Ángel a La Ampuyenta podemos observar los restos del desmoronamiento de una parte de la Isla. Se trata de megabloques, aglomerados y brechas volcánicas formadas por un gran deslizamiento gravitacional que afectó hace unos 16 Millones de años el flanco occidental del edificio escudo septentrional o de Tetir.

En las trincheras de la carretera podemos ver megabloques de centenares de metros de tamaño constituidos por una sucesión de coladas y piroclastos basálticos atravesados por diques basálticos. Los diques mantienen su morfología tabular original pero se encuentran disgregados en numerosos fragmentos que recuerdan las piezas de un rompecabezas (textura en “puzzle”). Este aspecto se debe al propio proceso de fracturación de la roca en el comienzo del deslizamiento y al continuo choque de los megabloques en movimiento. En las mismas trincheras podemos observar los aglomerados y brechas volcánicas que rodean a los megabloques. Se trata de un material rocoso constituido por numerosos fragmentos de rocas volcánicas y diques (basaltos, traquibasaltos, traquitas) de muy diverso tamaño, desde polvo arcilloso hasta bloques de 2 o 3 metros de tamaño, pasando por arena, grava y canto. Los fragmentos son muy angulosos y el depósito carece de ordenamiento interno alguno ni ningún tipo de laminación o estratificación.



Todos estos depósitos de avalancha rocosa son una mínima parte de la gigantesca “escombrera” formada en el deslizamiento (Stillman, 1999), ya que la mayor parte de este material reposa tapizando varias decenas de kilómetros del fondo del océano al oeste de la Isla. Hace pocos años (Acosta et al., 2003) se descubrió en este fondo oceánico frente a la costa occidental del norte de Fuerteventura un gigantesco bloque de varios kilómetros de tamaño que forma parte de la descomunal “escombrera” que reposa en el fondo del océano procedente del deslizamiento de un edificio volcánico de más de 2000 metros de altura situado en la zona norte de la Isla, acaecido hace unos 16 millones de años.



Estado de conservación

El estado de conservación de los afloramientos es bueno, aunque la proliferación de pequeñas edificaciones en el entorno acaecida en los últimos años está ocultando alguno de los afloramientos en las laderas occidentales del cuchillo.

Accesibilidad

Desde la carretera de Casillas del Ángel a Ampuyenta (FV-20) entre los puntos kilométricos 13 y 14.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: no.
- Zona Especial de Conservación(ZEC): no.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): no.
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico de valor natural dominante.

Gairía

El cráter volcánica que se desbordó



Situación

Tiscamanita (T. M. de Tuineje).

Coordenadas del punto de observación

28° 21' 11" N, 14° 02' 07" O en el Centro de interpretación de Los Molinos de la Red de Museos o bien desde la FV-20.

Altitud

461 metros.

Edad

No hay datos de datación absoluta, pero Criado (1991) utilizando criterios geomorfológicos y geológicos estima la edad de la erupción entre 51.000 y 25.000 años BP. Criado (1991) también señala su similitud con los volcanes de Mascona y Bayuyo y, dado lo reciente de estas erupciones, la Caldera de Gairía podría tener una edad superior a los 100.000 años.

Descripción

La Caldera de Gairía se alza en el extremo occidental de la llanura central de la isla de Fuerteventura. Hace algo más de 100.000 años entró en erupción el volcán que hoy se conoce como Caldera de Gairía. Parece ser algo más antiguo que los volcanes de La Laguna, Liria y los Arrabales, situados algo más al sur, y además no se encuentra alineada con estos por lo que podría tratarse de episodios eruptivos diferentes.

La erupción presentó una actividad explosiva que dio lugar a un cono de 220 m de altura, contada desde su base, con un cráter de 360 m de diámetro. El cono de piroclastos de la Caldera está fundamentalmente constituido por lapilli y algunas bombas. Las lavas emitidas por el volcán ocuparon una superficie de 10 km² conocida como Malpaís Chico. Las coladas son de tipo “aa” y en ellas aparecen numerosos hornitos.



En la parte más elevada del cráter se observan acumulaciones de lavas que indican la posible formación de un lago de magma. El desbordamiento de esa lava pudo ser la causa que originó la apertura del cráter hacia el sureste, visible desde el punto de observación.

La actividad explosiva cubrió de piroclastos las lomas circundantes formadas por rocas muy antiguas de edad superior a 22 millones de años. El color oscuro de estos piroclastos contrasta con el color claro de las lomas formadas por suelos ricos en carbonato cálcico.

Estos depósitos de piroclastos han sido utilizados para la construcción de arenados, un sistema de cultivo tradicional de Canarias, y, sobre todo, como material de construcción. En la actualidad este uso no está permitido pero décadas de actividad extractiva ha dejado un paisaje muy alterado. Como resultado de esta actividad se pueden observar varios huecos en las laderas del volcán visibles desde Tiscamanita que son los hundimientos originados por la extracción de picón en túneles. Se trata del único lugar de Canarias dónde pueden observarse estos procesos de hundimiento o subsidencia.

En las pequeñas depresiones que aparecen entre los frentes de coladas se acumulan depósitos sedimentarios de color intensamente rojizo constituidos esencialmente por arcillas.



Estado de conservación

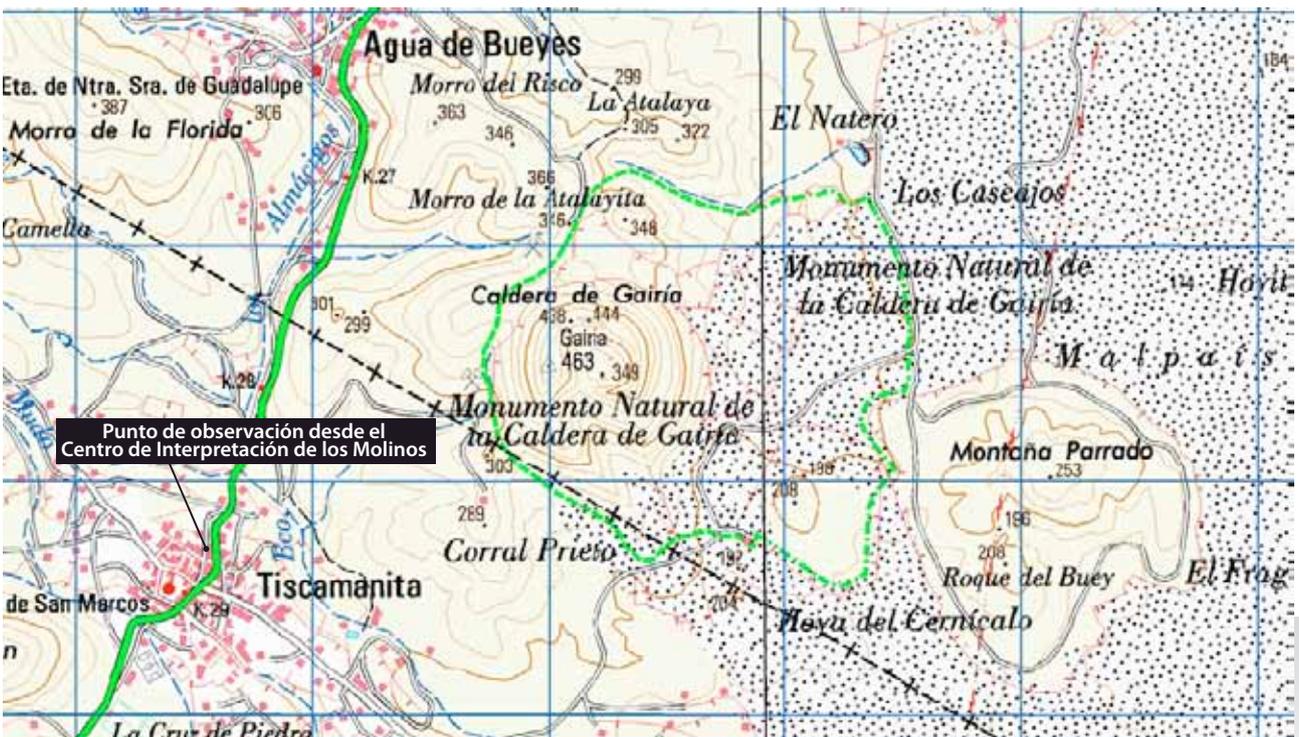
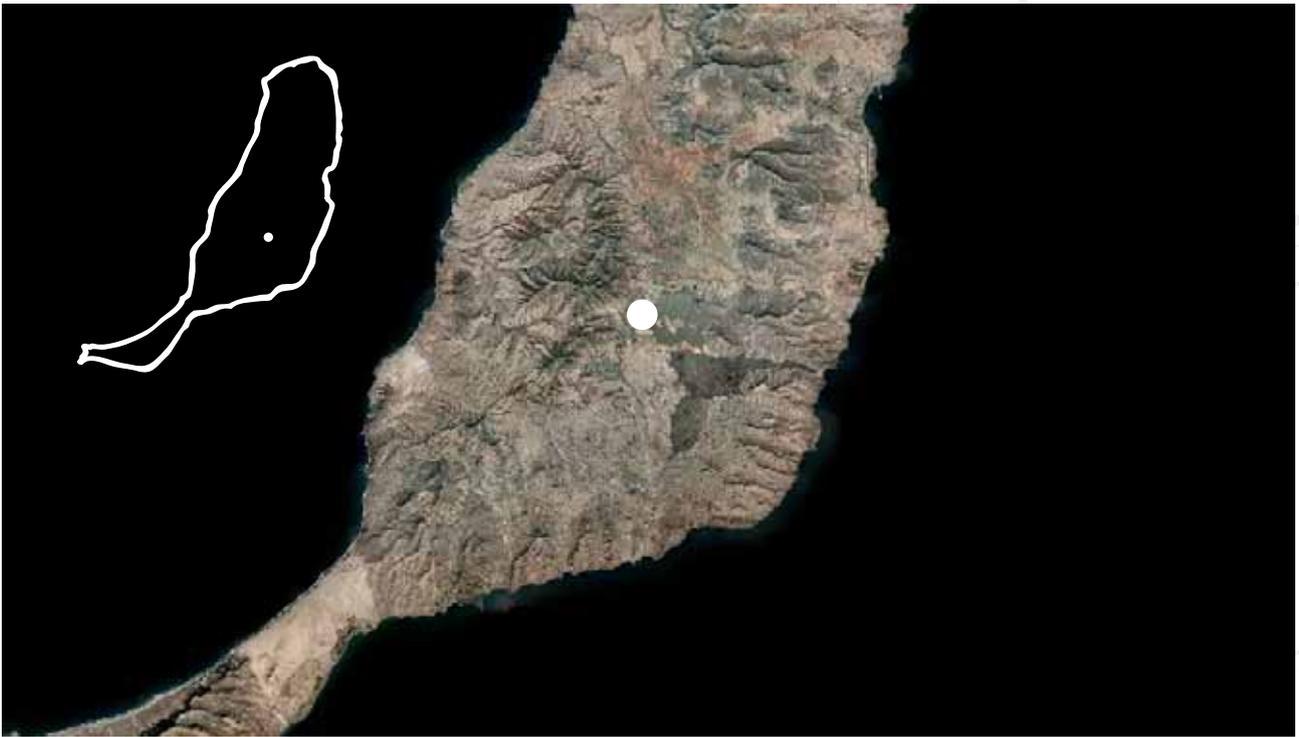
Moderado. Presenta el terreno muy removido en el entorno del volcán por extracciones de picón. La mayor parte de la zona alterada se encuentra fuera del Monumento Natural de la Caldera de Gairía pero su estado afecta a la calidad ambiental del mismo. Por ello es necesaria una rehabilitación paisajística de la zona. Por otra parte, los huecos de la ladera del volcán son difícilmente recuperables y deben ser conservadas como los únicos ejemplos de este tipo de subsidencia de Canarias.

Accesibilidad

Desde la FV-20 en cualquier dirección.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: Monumento Natural de la Caldera de Gairía (F-7).
- Zona Especial de Conservación(ZEC): no.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): no.
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico con mayor valor natural.



Pozo Negro

El valle relleno por coladas basálticas



Situación

Pozo Negro (T. M. de Antigua).

Coordenadas del punto de observación

Punto de observación nº 1: entrada pueblo de Pozo Negro, 28° 19' 27" N, 13° 53' 44" O.

Punto de observación nº 2: entrada al poblado de la Atalayita, 28° 19' 54" N, 13° 53' 44" O.

Altitud

Desde el nivel del mar hasta 70 metros.

Edad

Las rocas que aparecen en las laderas de las montañas que rodean el valle tienen una edad de entre 20 y 13 millones de años. De las coladas más recientes no existen dataciones absolutas pero Criado (1991) utilizando criterios geomorfológicos y geológicos estima su edad entre 51.000 y 25.000 años BP. Criado (1991) también señala su similitud con los volcanes de Mascona y Bayuyo y, dada la edad reciente de éstos, las coladas de Pozo Negro podrían tener una edad superior a 100.000 años.

Descripción

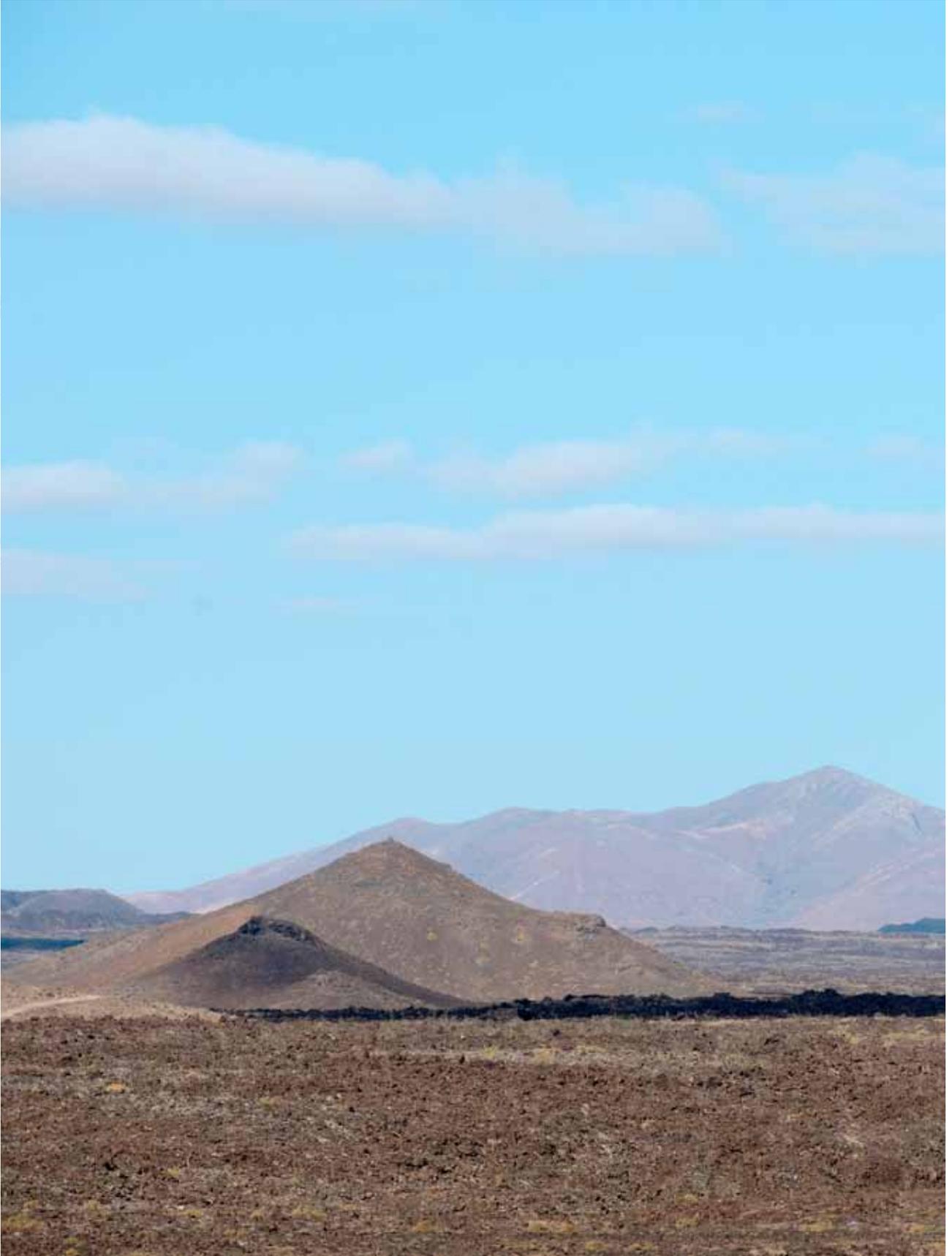
Las coladas emitidas por los volcanes tienden a discurrir hacia los lugares de menor pendiente aprovechando las redes de drenaje creadas por el agua en el relieve anterior a la erupción. Ese fue el recorrido de las coladas emitidas por los centros volcánicos de La Laguna y Liria, situados en las inmediaciones de Tuineje, que discurrieron cubriendo el fondo del valle de Pozo Negro hasta alcanzar el mar. El color oscuro y el aspecto rugoso de las coladas recientes de algo más de 100.000 años de edad contrasta con el material más claro de las laderas circundantes en las que afloran rocas que tienen una edad superior a los 13 millones de años. Ambos materiales son coladas basálticas, las más antiguas están recubiertas por suelos ricos en carbonato cálcico lo que le confiere un color más claro, en cambio las coladas más recientes no han tenido tiempo para que se formen suelos que cubran el color oscuro de los basaltos.

El valle de Pozo Negro está excavado por el agua en el edificio escudo Central o de Gran Tarajal formado en el largo periodo de tiempo comprendido entre 22 y 13 millones de años. Tras millones de años de actividad erosiva, hace más de 100.000 años las erupciones de los volcanes de La Laguna y Liria formaron el Malpaís Grande y parte de esa lava emitida discurrió por el fondo del valle hasta alcanzar el mar.

Un nuevo barranco se ha abierto al norte de la colada y, en la parte más cercana al mar, la colada ha sido cubierta por arenas calcáreas de origen marino.

Pozo Negro es el único valle de Fuerteventura y de Canarias cuyo fondo está totalmente cubierto por coladas volcánicas recientes, poco alteradas y bien conservadas.







Estado de conservación

Bueno. No está afectado por el trazado de pistas, salvo la de acceso al poblado de La Atalayita, ni existen edificaciones que alteren el volcán. El mayor impacto corresponde a unos invernaderos abandonados. Por otra parte, las viviendas de reciente construcción junto a la playa de Pozo Negro se han realizado sobre la colada.

Accesibilidad

El conjunto es visible desde la carretera FV-420 junto a la entrada del poblado de La Atalayita hasta la playa de Pozo Negro.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: las coladas del fondo del barranco pertenecen al Paisaje Protegido Malpaís Grande (F-11) y el relieve montañoso de la parte sur del valle pertenecen al Monumento Natural Cuchillos de Vigán (F-8).
- Zona Especial de Conservación(ZEC): Pozo Negro 15_FV.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Pozo Negro (ES0000096).
- Bien de Interés Cultural (BIC): Zona arqueológica del Poblado de la Atalayita. Afecta a una pequeña parte del malpaís de Pozo Negro.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001):
 1. Fondo de valle y vertiente sur: suelo rústico con mayor valor natural y suelo rústico con valor natural dominante respectivamente.
 2. Vertiente norte del valle: áreas residenciales y/o turísticas.



La Entallada

El abismo a nuestros pies



Situación

Cuchillo de la Entallada, (T. M. de Tuineje).

Coordenadas del punto de observación

Faro de la Entallada 28° 13' 49,62" N, 13° 56' 55,28" O.

Altitud

Entre 0 y 180 metros.

Edad

20 millones de años.

Descripción

Los acantilados de la Entallada son los más altos de la Isla, llegando a alcanzar los 200 metros de altura. Estos enormes farallones son el resultado de la erosión marina sobre del edificio volcánico escudo Central o de Gran Tarajal formado hace 20 millones de años. La sucesión de coladas con marcada disyunción columnar vertical de basaltos y traquibasaltos atravesados por diques basálticos verticales ha quedado al descubierto por la acción erosiva del mar.

Por otra parte, la acción erosiva de las aguas torrenciales ha originado el barranco de El Roque y el barranco de Majadas Prietas lo que también está produciendo el desmantelamiento de este antiguo volcán en escudo.





Estado de conservación

El estado de conservación del macizo rocoso en torno al faro y al acantilado es muy bueno.

Accesibilidad

Desde Gran Tarajal hacia Las Playitas por carretera, desde allí se accede al faro por una estrecha carretera.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: Monumento Natural Cuchillos de Vigán (F-8).
- Zona Especial de Conservación(ZEC): Pozo Negro 15_FV.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Pozo Negro (ES0000096).
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico con mayor valor natural.



Lomo Gordo-Morro Sice

Edificios volcánicos transformados en llanuras



Situación

Lomo Gordo (T. M. de Tuineje).

Coordenadas del punto de observación

Punto de observación nº 1: Lomo Gordo 28° 17' 32" N, 14° 01' 25" O.

Punto de observación nº 2: Morro Sice 28° 20' 11" N, 14° 03' 40" O.

Altitud

Punto de observación nº 1: 112 metros.

Punto de observación nº 2: 300 metros.

Edad

20-13 millones de años.

Descripción

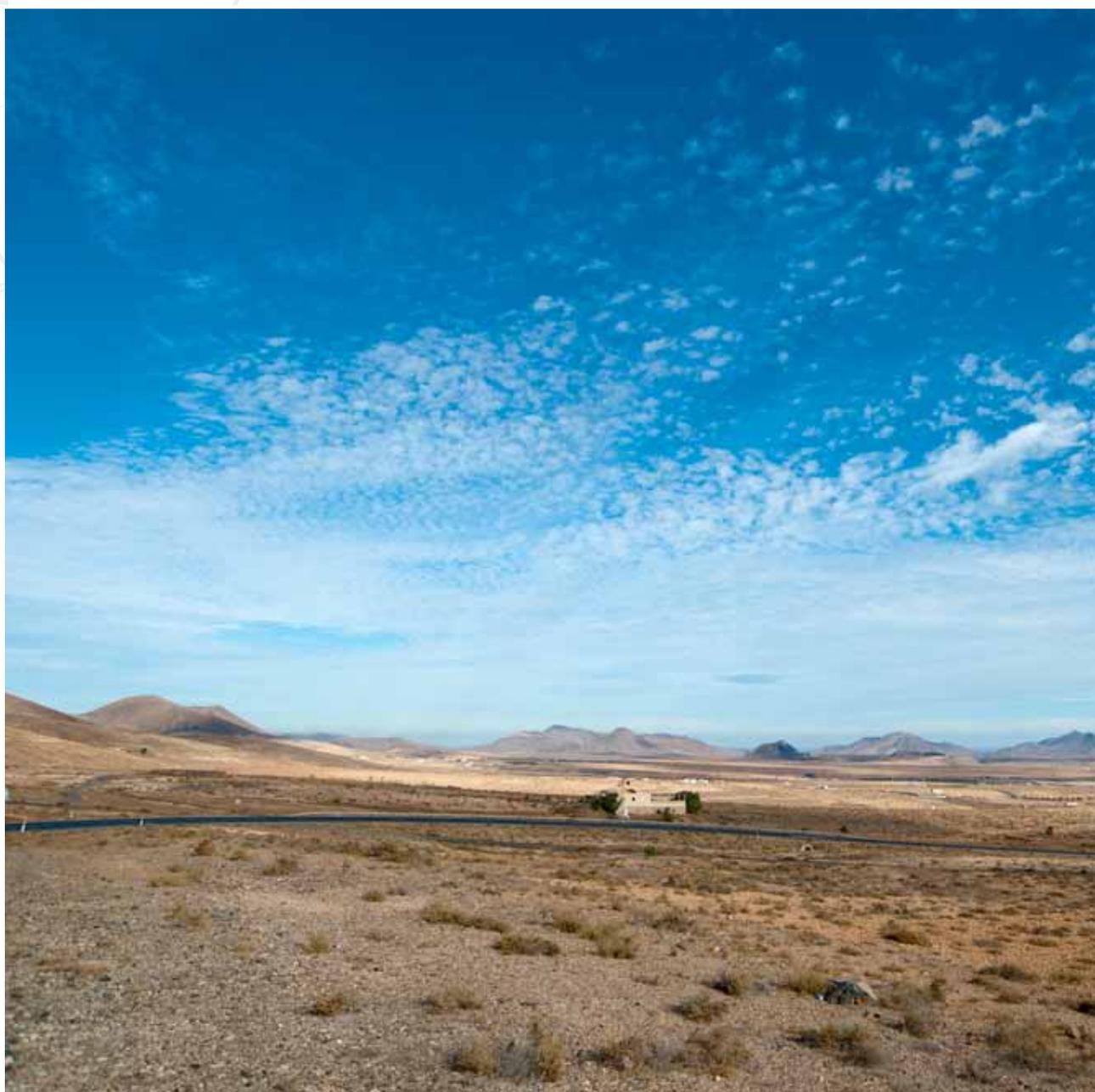
El centro de las islas volcánicas generalmente está coronado por un edificio volcánico que representa su altitud máxima. Sin embargo, la parte central de Fuerteventura está ocupado por una llanura delimitada al oeste por el relieve alomado del macizo de Betancuria, con materiales rocosos generalmente de edad superior a los 20 millones de años que forman el Complejo Basal de la Isla, y al este y sur por los cuchillos, de edad inferior a 20 millones de años.

Este relieve llano en la parte central de la isla es el resultado de la erosión de sucesivos edificios volcánicos (una dorsal y dos volcanes en escudo) formados en el pasado en la Isla de Fuerteventura. Alguno de estos edificios se estima que pudo alcanzar los 3000 metros de altura. Las partes occidentales de estos edificios se deslizaron hacia el mar dejando al descubierto sus raíces (rocas plutónicas y diques) y que en la actualidad forman parte del relieve alomado del macizo de Betancuria.



La parte oriental de los edificios que permanecieron sin deslizar fue erosionada y los sedimentos resultantes salieron hacia el mar por los numerosos valles que existen entre Pozo Negro y Cardón. La mayor parte de estos valles quedaron con sus cabeceras colgadas, mientras que los barrancos de Gran Tarajal, Giniginamar y Tarajalejo captaron las aguas de la mayor parte de lo que en la actualidad es la Llanura Central.

Puede considerarse que esta Llanura Central es el resultado de millones de años de erosión de edificios volcánicos de gran tamaño y es previsible que el resto de las Islas Canarias presentará una evolución semejante, salvo que nuevas erupciones volcánicas modifiquen esa tendencia. Esto fue lo que ocurrió en esta parte de la Llanura Central de Fuerteventura en la que después de casi 13 millones de años de calma volcánica nuevas erupciones rejuvenecieron el paisaje. Los volcanes de Gairía, La Laguna, Liria y Los Arrabales, observables por el norte y el este, son los testigos de un nuevo periodo de actividad volcánica que no ha conseguido cambiar un paisaje dominado por la erosión de la antigua dorsal y los edificios en escudo.







Estado de conservación

Bueno. Las canteras de extracción de picón en los conos volcánicos son el mayor impacto paisajístico observable.

Accesibilidad

Punto de observación nº1 (Lomo Gordo): desde la carretera FV-20, punto kilométrico 37”

Punto de observación nº 2 (Sice): margen izquierdo de la carretera FV-30 en dirección Pájara, punto kilométrico 36,5.

Calificación Territorial

Espacio Natural Protegido: no.

Zona Especial de Conservación(ZEC): no.

Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): no.

Bien de Interés Cultural (BIC): no.

Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico de aptitud productiva y suelo rústico con edificación dispersa.

Caldera de los Arrabales

Volcanes recientes rellenan llanuras antiguas



Situación

Entre Teguital y Tenicosquey (T. M. de Tuineje).

Coordenadas del punto de observación

28° 17' 56" N, 13° 59' 23" O desde el mirador de la carretera.

Altitud

245 metros de altitud máxima en la parte sur del cono volcánico.

Edad

Entre 26.000 y 10.000 años.

Descripción

La Caldera de Los Arrabales representa una erupción volcánica reciente en medio de una llanura formada por la erosión de materiales volcánicos muy antiguos.



Es un volcán de planta circular con su altitud máxima en el extremo sur debido a que parte los materiales expulsados al aire durante su actividad explosiva (materiales piroclásticos) fueron arrastrados por el viento y depositados preferentemente en el lado sur de la caldera. Este desnivel en la deposición de los piroclastos facilitó que las coladas volcánicas fueran emitidas fundamentalmente en dirección norte y este. Desde el mirador situado junto a la carretera puede observarse la parte más baja de la caldera por donde se produjo la salida de las coladas que derramaron en dirección norte para formar, junto a otros volcanes, el Malpaís Grande y en dirección sur, aprovechando un antiguo barranco, para formar el Malpaís de la Pierna.

Este es el último edificio volcánico de una alineación de cuatro volcanes que de norte a sur son: La Laguna, Liria (casi desaparecida por las extracciones de material para la construcción), La Calderilla y Los Arrabales. Casi 13 millones de años después de que se terminaran las erupciones volcánicas que formaron los relieves montañosos situados al este y al sur de la Caldera de Los Arrabales, estos volcanes han venido a rejuvenecer el relieve llano formado por la erosión de antiguos edificios volcánicos. La mayor parte del rejuvenecimiento de la isla de Fuerteventura por nuevos volcanes se ha producido principalmente en la zona. Esto hace de la Caldera de los Arrabales el volcán reciente situado más al sur de la Isla. Desde aquí hasta la Punta de Jandía no ha vuelto a producirse una erupción volcánica en los últimos 13 millones de años.





Estado de conservación

Bueno. El mayor impacto paisajístico son diversas excavaciones realizadas para la extracción de áridos (picón y roca) y recientes caminos que atraviesan su malpaís. El impacto paisajístico de las extracciones de áridos en Liria, también visible del mirador junto a la carretera, es alto.

Accesibilidad

Desde el mirador situado en la FV-2, punto kilométrico 32,5, accesible en dirección Jandía, mientras que en dirección Puerto del Rosario es necesario dar la vuelta para llegar a él.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: Paisaje Protegido del Malpaís Grande (F-11).
- Zona Especial de Conservación(ZEC): Pozo Negro (ZEC 15_FV).
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Pozo Negro (ES0000096).
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico con mayor valor natural.





Gran Tarajal

Los restos del volcán en escudo



Situación

Gran Tarajal (T. M. de Tuineje).

Coordenadas del punto de observación

28° 12' 34" N, 14° 01' 22" O en la rotonda del muelle de Gran Tarajal.

Altitud

Nivel del mar.

Edad

22-13 millones de años.

Descripción

En el corte del acantilado costero del cuchillo de Gran Tarajal puede observarse el apilamiento de las coladas que originaron el volcán en escudo que ocupaba la parte central de la Isla. Las coladas de coloración oscura se encuentran separadas por estrechas franjas de color más rojizo denominadas almagres. Los almagres son suelos formados por la alteración de las rocas volcánicas debido a la acción del agua, el aire y los seres vivos y que posteriormente fueron recalentados por coladas que discurren encima de los mismos tomando una coloración rojiza. La secuencia de hasta cuatro almagres indica que la actividad volcánica para la formación de este volcán en escudo fue intermitente y dilatada en el tiempo. Su formación se dilató a lo largo de 9 millones de años, periodo comprendido entre los 13 millones de años de la roca más joven datada en el mismo y los 22 millones de años de la roca más antigua.

La inclinación de las coladas como las observadas en el cuchillo de Gran Tarajal ha permitido estimar que este volcán en escudo alcanzó en su parte central 2000 metros de altitud, semejante a la que tienen islas como Gran Canaria o La Palma. Sin embargo, la mayor parte del edificio volcánico ha desaparecido, ha reducido su altura por la erosión y sus bordes han sido recortados por la acción del mar. El barranco de Gran Tarajal presenta en la actualidad la mayor cuenca hidrográfica de todos los barrancos formados en los restos de este edificio volcánico. Es muy probable que en el pasado haya ejercido un papel semejante al que el barranco de Las Angustias hace en la actualidad en la Caldera de Taburiente (La Palma): vía de salida al mar de los materiales erosionados por el agua.

Por otra parte, la inclinación de las coladas observadas en el acantilado costero del cuchillo de Gran Tarajal indica un retroceso importante de la línea de costa por la acción erosiva del mar. Estas coladas en el momento de su emisión debieron estar en equilibrio con el nivel del mar. La proyección de la inclinación de las mismas permite estimar que este retroceso pudo haber sido de varios centenares de metros.





Estado de conservación

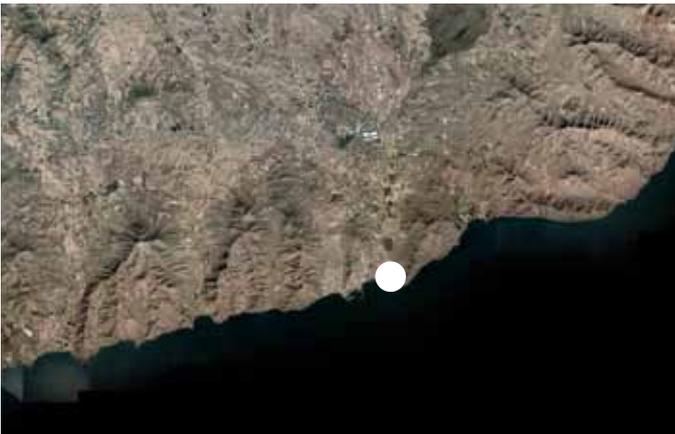
Bueno. El cuchillo de Gran Tarajal está bien conservado y poco ocupado por edificaciones. Dos instalaciones de antenas y una carretera de acceso alteran su estructura sin impedir distinguir el apilamiento de coladas que lo caracteriza.

Accesibilidad

Desde cualquier punto de la avenida de Gran Tarajal puede tenerse una buena perspectiva para entender la descripción de la estructura del edificio volcánico.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: no.
- Zona Especial de Conservación(ZEC): no.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): no.
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico común y suelo rústico con valor natural dominante.



Morro Velosa

Un repaso visual a la historia de la Isla



Situación

Betancuria-Valle de Santa Inés (T. M. de Betancuria).

Coordenadas del punto de observación

Punto de observación 1: 28° 26' 19,17" N, 14° 03' 00,51" O.

Punto de observación 2: 28° 26' 27,05" N, 14° 03' 21,52" O.

Altitud

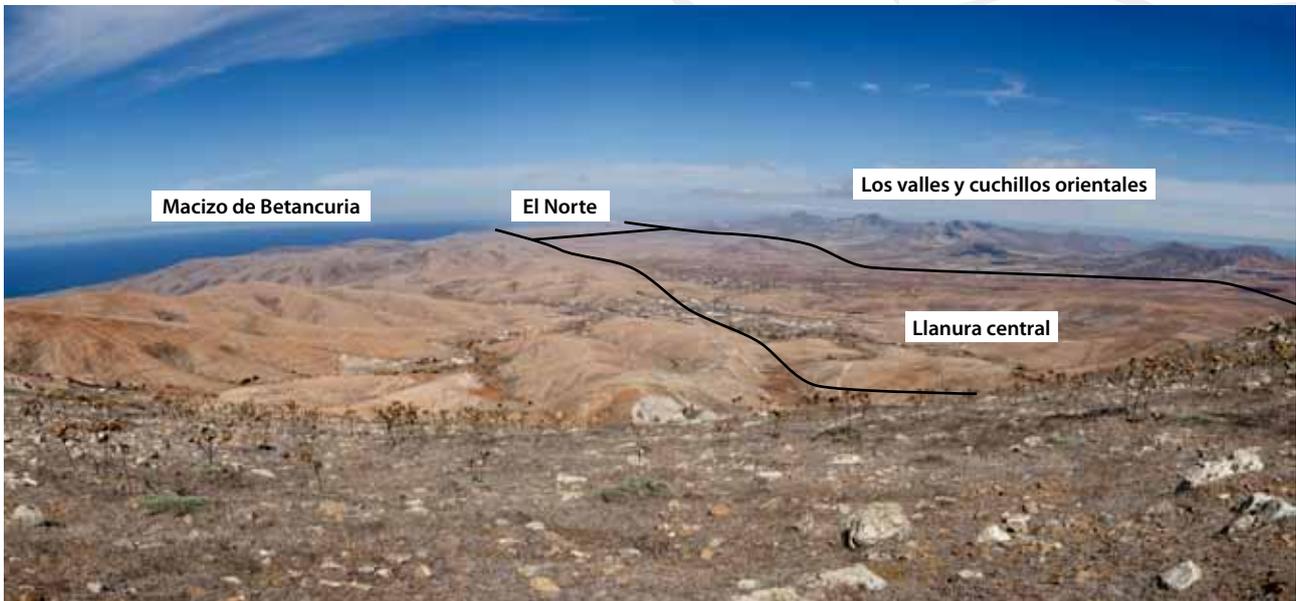
666 y 591 metros, respectivamente.

Edad

Desde hace 174 millones de años hasta hace pocos miles de años.

Descripción

Desde este impresionante mirador, podemos vislumbrar las unidades geomorfológicas más importantes del centro y norte de la Isla que representan diferentes unidades geológicas:



1. El Norte. Este sector se caracteriza por la presencia de escasos desniveles y está constituido esencialmente por pequeños conos de escorias y malpaíses producidos por erupciones volcánicas durante el Plioceno y el Cuaternario (Montaña de la Arena, Montaña Quemada, Malpaís del Bayuyo, etc). Más hacia el Oeste aparecen afloramientos del Complejo Basal (sedimentos del fondo oceánico de la Corteza oceánica, rocas volcánicas submarinas, rocas plutónicas: gabros, piroxenitas, ijolitas-melteijitas, sientitas y carbonatitas).



2. La Llanura Central. Desde este punto de observación podemos contemplar el extremo septentrional de la gran Llanura Central que recorre el interior de la Isla de norte a sur. La llanura aparece alterada por la presencia de pequeños tableros de pequeña altura y algunas montañas (conos volcánicos y pitones) que se levantan un centenar de metros sobre el conjunto (Montaña Quemada, Montaña Bermeja). Este sector forma un bloque hundido con respecto al sector más occidental, y su origen ha estado condicionado por la actividad tectónica y los grandes deslizamientos gravitacionales que afectaron a este sector de la Isla en el pasado.

3. Los Valles y Cuchillos orientales. En esta zona el relieve se estructura en valles, la mayoría sin cabeceras bien desarrolladas, con vertientes cóncavas y fondo plano. Los interfluvios, denominados cuchillos, normalmente superan los 400 m de altura. Estos relieves representan los restos orientales del gran volcán en escudo Septentrional o de Tetir. Los grandes deslizamientos gravitacionales hicieron desaparecer su flanco occidental y la prolongada erosión sufrida dió lugar a la formación de los cuchillos y valles.



4. El Macizo de Betancuria. Este macizo presenta acusados desniveles y una notable compartimentación del relieve y en él afloran los materiales del Complejo Basal (los restos de la Corteza oceánica, las rocas volcánicas submarinas y las rocas plutónicas, todas ellas atravesadas por una tupida red de diques).



Estado de conservación

El estado de conservación de los afloramientos es bastante bueno, aunque la proliferación de pequeñas edificaciones dispersas está deteriorando el paisaje.

Accesibilidad

Se puede acceder al mirador por la carretera FV-30 que discurre entre Betancuria y el Valle de Santa Inés.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido:
 - Macizo de Betancuria: Parque Rural Betancuria (F-4).
 - Cuchillo de La Muda: Paisaje Protegido Vallebrón (F-12).
 - Tindaya: Monumento Natural Montaña de Tindaya (F-6).
 - Resto: No es espacio protegido.
- Zona Especial de Conservación(ZEC): Betancuria (13_FV) en el punto de observación. El resto del relieve observado no es zona ZEC.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Betancuria (ES0000097) y Llanos y Cuchillos de Antigua (ES0000310). El resto no es zona ZEPA.
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): muy variada: Suelo rústico de de mayor valor natural, suelo rústico de valor natural dominante, suelo rústico de edificación dispersa, etc.



Las Peñitas

El "Yosemite" majorero



Situación

Entre Malpaso y Vega de Río de Palmas (T. M. de Betancuria).

Coordenadas del punto de observación

Punto de observación 1: 28° 23' 10,56" N, 14° 06' 37,26" O.

Punto de observación 2: 28° 23' 10,28" N, 14° 06' 23,05" O.

Punto de observación 3: 28° 23' 19,66" N, 14° 05' 53,69" O.

Punto de observación 4: 28° 23' 13,14" N, 14° 05' 32,53" O.

Altitud

Entre 128 y 335 metros.

Edad

Entre 21,4 y 18,7 millones de años.

Descripción

Cuando el magma alcanza la superficie de la Tierra da lugar a erupciones volcánicas en las que se forman diversos tipos de rocas volcánicas, como basaltos, muy frecuentes en la Isla, o traquitas, con una distribución más limitada. Sin embargo, cuando el magma se enfría en el interior de los edificios volcánicos, a varios miles de metros de profundidad, se forman plutones constituidos por rocas plutónicas, formadas por un agregado de cristales visibles a simple vista y, generalmente, más densas. Este es el caso las sienitas que forman el plutón de Las Peñitas que han quedado al descubierto por la erosión del edificio volcánico que las cubría.

En Fuerteventura las sienitas de Las Peñitas forman una estructura geológica que contrasta fuertemente con el paisaje circundante.

La morfología externa de estas sienitas está caracterizada por la presencia de grandes “lajas” o “escamas” más propia de macizos graníticos como los de la Pedriza de Manzanares en Madrid o el Yosemite en California y hacen de este afloramiento una rareza en las Islas Canarias. El anillo de sienitas está cortado y erosionado por el barranco de Vega de Río Palmas dando lugar a un estrecho desfiladero conocido como el Malpaso.

La intrusión sienítica de Las Peñitas es volumétricamente la más importante de toda la serie de intrusiones de carácter sienítico-traquítico que constituyen el conjunto circular de Vega de Río Palmas. Tiene una disposición semicircular marcada, mostrando un espesor máximo de unos 800 metros en el extremo norte, adelgazándose progresivamente hacia el sur (unos 400 m).





Estado de conservación

El estado de conservación de los afloramientos es muy bueno, aunque existen algunas canteras en el extremo occidental del anillo de sienitas, hoy inactivas.

Accesibilidad

Desde Betancuria a Vega de Río Palmas y desde allí al mirador de la Degollada de Los Granadillos. Para atravesar el anillo de sienitas por el fondo del barranco se puede transitar un sendero que parte (FV-30, punto kilométrico 23) desde el Malpaso, localidad a la que se llega a través de una estrecha carretera (FV-627) que parte de la carretera (FV-627) que conduce de Pájara a Ajuy; y llega a Vega de Río Palmas.

Calificación Territorial

Espacio Natural Protegido: Parque Rural Betancuria (F-4).

Zona Especial de Conservación(ZEC): el desfiladero y la parte sur forman parte de la ZEC Vega de Río Palmas (19_FV).

Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Betancuria (ES0000097).

Bien de Interés Cultural (BIC): no.

Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico con mayor valor natural.



Atalayeja de la Vieja

Si la cima es una colada, ¿dónde está el volcán?



Situación

Margen derecha barranco de Ajuy (T. M. de Betancuria).

Coordenadas del punto de observación

28° 23' 08 N, 14° 07' 19 O.

Altitud

Del punto de observación: 138 metros.

Edad

Entre 5 y 4 millones de años.

Descripción

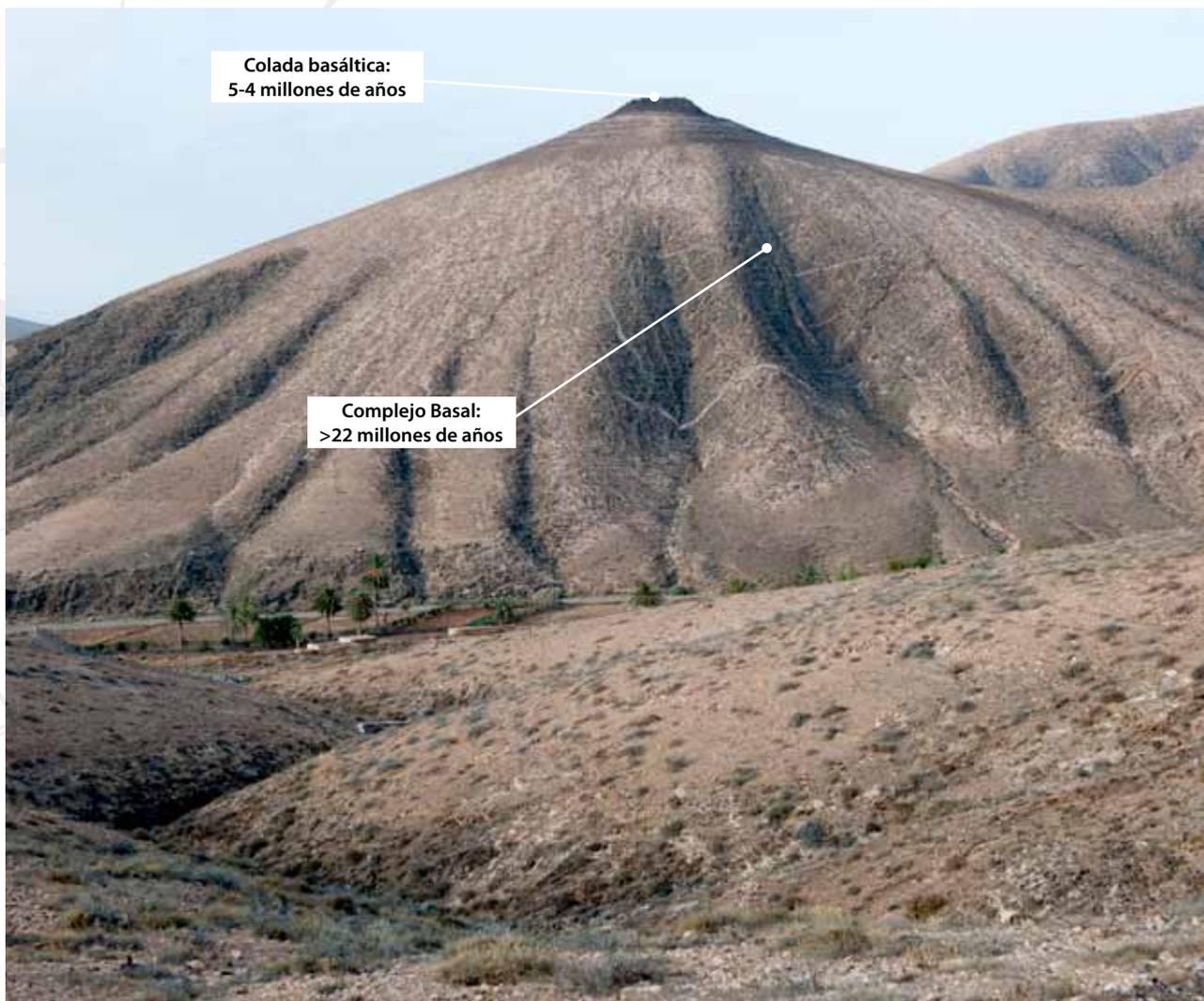
La Atalayeja de la Vieja es un relieve que destaca por su peculiar morfología que responde a su naturaleza geológica diferenciada. La cima corresponde a un resto de una colada basáltica procedente de la erupción del Morro Valdés, cuyo punto de emisión se situó en las proximidades de Betancuria, acaecida entre hace 5 y 4 millones de años.

Esta colada reposa sobre unos conglomerados que contienen grandes bloques redondeados de gabros y diques del Complejo Basal suprayacente. En este sector, el Complejo Basal está constituido por las piroxenitas y los gabros del plutón de Pájara que producen un fuerte metamorfismo de contacto sobre las rocas encajantes, dando lugar a la aparición de anatexitas. Todo este conjunto de rocas plutónicas y metamórficas está profusamente atravesado por diques basálticos (coloración mas oscura) y traquíticos (coloración clara).

Y ahora, ¿dónde está el volcán?. Ya apenas quedan restos de las coladas basálticas que procedentes de la erupción del Morro Valdés, punto eruptivo situado en las proximidades de Betancuria, cubrieron los profundos barrancos y las lomas que aparecían en todo este sector occidental de la Isla hace unos 4.5 millones de años.

Estas mismas coladas son hoy visibles en la costa, en el entorno del Puerto de la Peña. En esta zona, los flujos lávicos descansan sobre una antigua playa, hoy levantada, y llegan a formar espectaculares lavas almohadilladas e hialoclastitas.





Estado de conservación

Muy bueno.

Accesibilidad

Desde la carretera (FV-621) que va de Pájara hasta Ajuy.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: Parque Rural Betancuria (F-4).
- Zona Especial de Conservación(ZEC): Betancuria (13_FV) en el punto de observación. El resto del relieve observado no es zona ZEC.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Betancuria (ES0000097).
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico de valor natural dominante.

Ajuy

El antiguo fondo del océano a la vista



Situación

Ajuy-Puerto de la Peña (T. M. de Pájara).

Coordenadas del punto de observación

Punto de observación 1: 28° 23' 59,84" N, 14° 09' 25,24" O.

Punto de observación 2: 28° 23' 46,96" N, 14° 09' 19" O.

Altitud

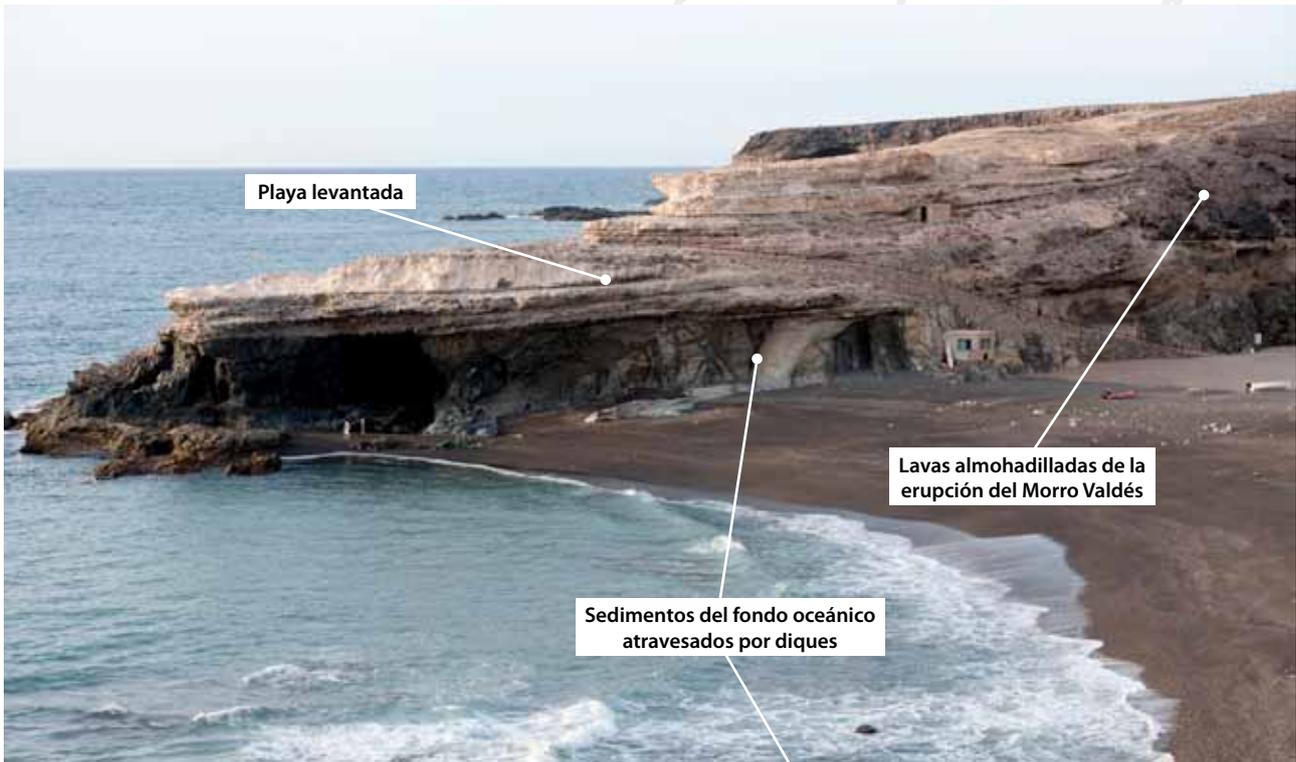
Entre 0 y 20 metros.

Edad

Entre 180 y 4.8 Millones de años.

Descripción

En la margen derecha de la desembocadura del barranco de Ajuy, en el Puerto de la Peña, nos sorprende la presencia de unas rocas que presentan un fuerte bandeado casi vertical. Se trata de lutitas, limolitas y areniscas en capas alternantes que representan los sedimentos depositados en el fondo del océano hace unos 170 millones de años. Estos estratos se encuentran hoy trastocados desde su posición horizontal en el fondo del océano y se presentan en planos casi verticales volcados desde su posición original. Estos materiales están afectados por una densa red de fracturas y por abundantes fallas de desplazamiento centimétrico a decimétrico. Toda esta unidad se halla atravesada por diques basálticos y traquíticos, estos últimos más tardíos.



Sobre estos sedimentos se puede observar una rasa marina que se encuentra a unos 14 metros por encima del nivel del mar actual. Sobre la rasa descansa unos depósitos conglomeráticos originados en una playa hace unos 4.8 millones de años. Hacia tierra adentro se observa una colada basáltica procedente de la erupción del volcán de Morro Valdés situado en las inmediaciones de Betancuria. Sus coladas recorrieron 9 km hasta alcanzar la costa en las proximidades de la línea actual de playa y presentan en su frente numerosas lavas almohadilladas e hialoclastitas formadas cuando la colada penetró en el mar sobre la antigua playa de arena y callaos. La playa continuó formándose tras la irrupción de la colada ya que en los cantos de la misma se distinguen algunos de composición basáltica erosionados de la propia colada.



Por encima de la antigua playa y remontando la propia colada aparecen niveles de paleodunas de arenas calcáreas de origen marino formadas por fragmentos de esqueletos de organismos marinos alternantes con sedimentos aluviales (conglomerados y gravas). Los sedimentos aluviales proceden del interior de la Isla y fueron depositadas por efímeros cursos de agua; en cambio las arenas de las paleodunas proceden de los depósitos arenosos marinos dejados al descubierto cuando el mar se retiró dejando inactiva la antigua playa y fueron depositadas por el viento.



La posición de la antigua playa, elevada actualmente 14 metros por encima del nivel del mar actual, nos indica que el nivel del mar ha descendido en los últimos millones de años, o que la Isla se ha levantado, o que ambos procesos han actuado simultáneamente.

A pocos metros al sur de Ajuy se encuentra la Playa de los Muertos donde podemos observar las rocas volcánicas que forman parte de la capa 2 de la Corteza oceánica en este sector del Atlántico. Se trata de una serie de lavas almohadilladas basálticas que se encuentran muy deformados. Estas rocas se formaron hace unos 180 millones de años en la dorsal centroatlántica cuando el océano Atlántico empezó a abrirse y América del Sur y África se encontraban mucho más cercanas. Se trata de las rocas más antiguas que aparecen aflorantes en superficie en las Islas Canarias.

Sedimentos del fondo oceánico y lavas almohadilladas de la Corteza oceánica fueron levantados por gigantescos movimientos de rocas hasta aparecer hoy día por encima del nivel del mar.





Estado de conservación

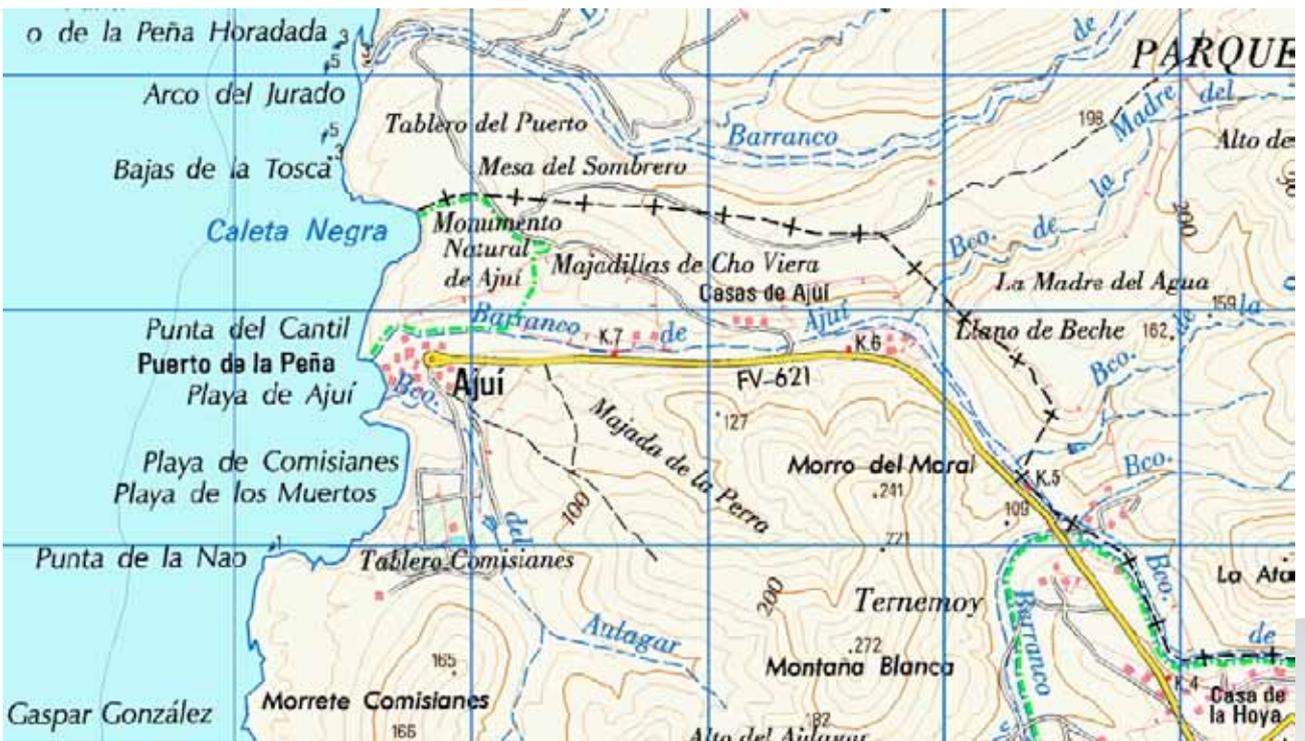
El estado de conservación de todos estos afloramientos es muy bueno, aunque cabría la posibilidad de reducir y acotar el camino de acceso a las cuevas del Puerto de La Peña para limitar el impacto del tránsito de personas sobre las rocas.

Accesibilidad

Desde Pájara se llega por carretera (FV-621) a Ajuy. Desde la playa de Ajuy se accede a pie a la Playa de Los Muertos por un camino que parte hacia el sur.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido:
 - punto de observación nº 1: Monumento Natural Ajuy (F-10).
 - punto de observación nº 2: Parque Rural Betancuria (F-4).
- Zona Especial de Conservación(ZEC): no.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Betancuria (ES0000097).
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico de edificación dispersa y suelo rústico de mayor valor natural.



La Montaña de Melindruga

La princesa sobre la cebra



Situación

La Degollada de Las Maretas, entre Huertas de Chilegua y Fayagua (T. M. de Pájara).

Coordenadas del punto de observación

28° 17' 20" 95" N, 14° 09' 44" 97" O.

Altitud

Del punto de observación: 407 metros.

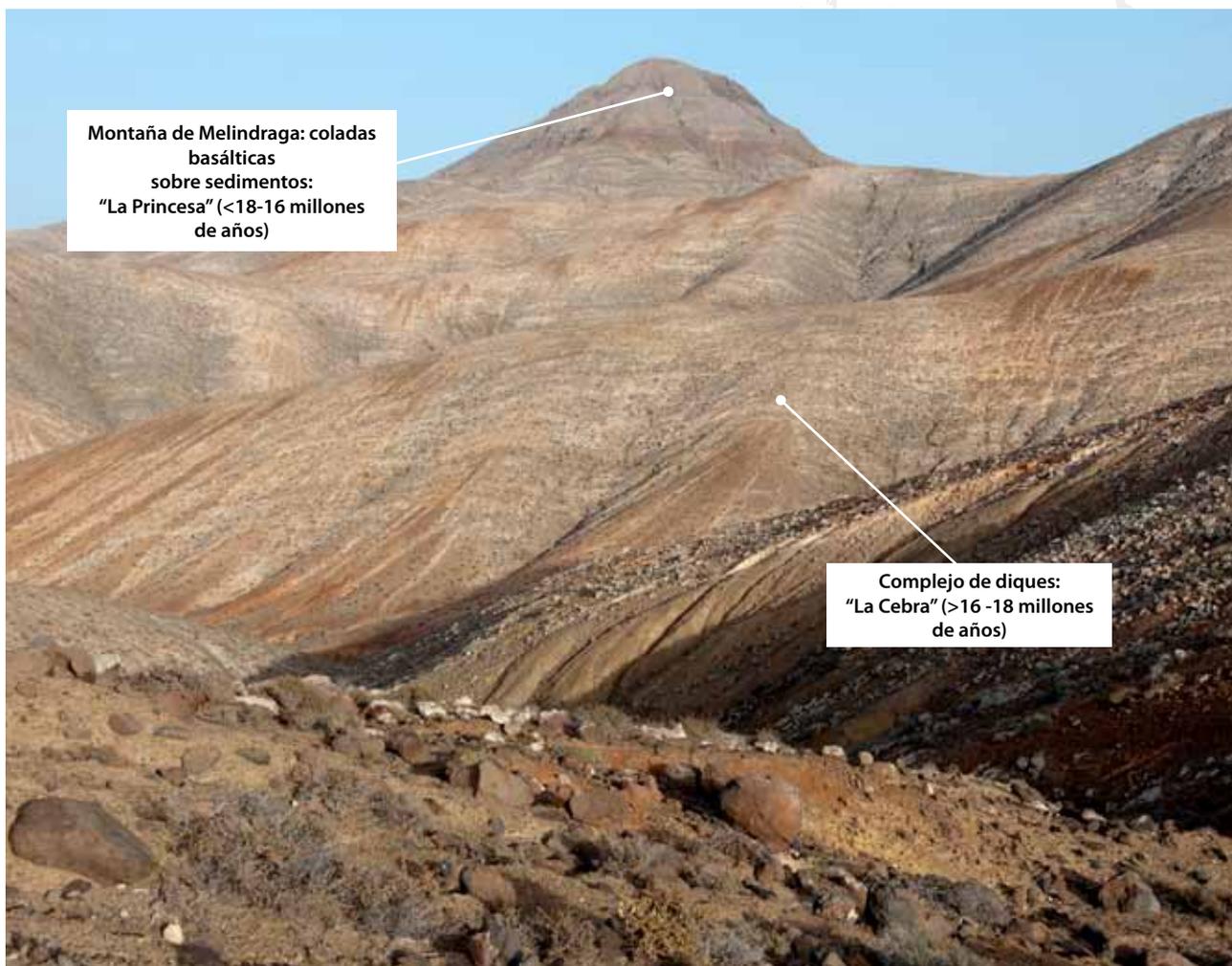
Edad

Desde hace 22 millones de años hasta unos 16-18 millones de años.

Descripción

El paisaje de este sector de la Isla se caracteriza por la presencia de suaves relieves alomados con una densa red de drenaje. Una pátina de color blanco cubre todas las rocas desnudas de vegetación. Se trata del llamado “caliche”, en realidad, una costra formada por carbonato cálcico procedente de la actuación de procesos edáficos sobre las arenas calcáreas formadas por fragmentos de esqueletos de organismos marinos que en el pasado llegaron a cubrir gran parte de la Isla.

El rasgo más destacado de este paisaje es el dibujo lineal que aparece en las lomas, se trata de miles de diques paralelos muy inclinados de composición basáltica y traquibasáltica que atraviesan coladas y piroclastos basálticos y que en algunos lugares suponen el 100% del afloramiento rocoso. Este conjunto de diques representa las raíces de la parte más interna y central de la gran dorsal volcánica que dio origen a la emersión de la Isla y que hoy se encuentra muy erosionada.



Al fondo aparece la Montaña de Melindraga constituida por coladas de basaltos y traquibasaltos que se asientan sobre niveles sedimentarios discordantes sobre el Complejo de diques. Estas coladas se formaron hace unos 18 - 16 millones de años en el edificio escudo Central o de Gran Tarajal y parecen descansar sobre el fondo de una gran caldera formada por el deslizamiento gravitacional del flanco occidental de la dorsal volcánica.



Estado de conservación

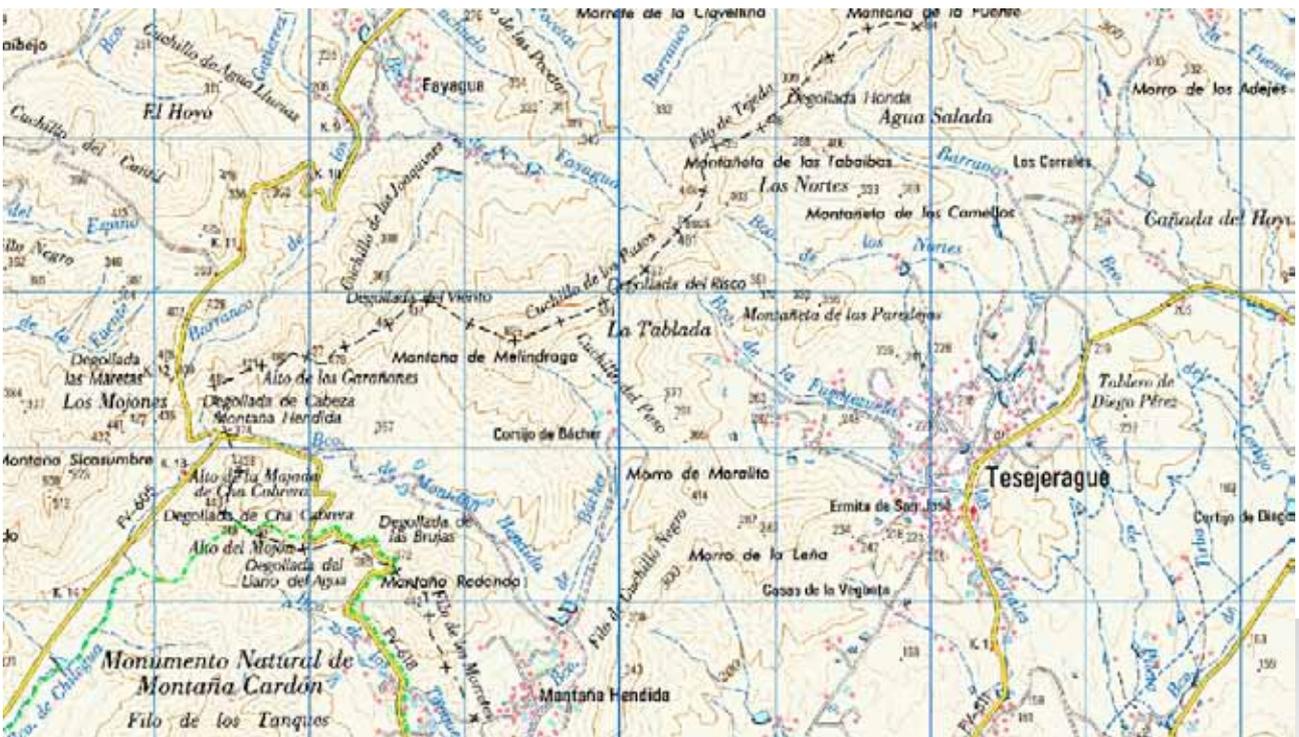
El estado de conservación de los afloramientos es muy bueno, no existiendo afección alguna.

Accesibilidad

Desde Pájara se toma la carretera (FV-605) hacia La Pared. Tras pasar el caserío de Fayagua se alcanza la degollada de las Maretas, poco antes de la desviación existente al Cardón (FV-618).

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: no.
- Zona Especial de Conservación(ZEC): no.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): no.
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico con valor natural dominante.



La Pared

Donde el negro volcánico contrasta con el blanco de las dunas



Situación

Desembocadura del Barranco de La Pared. Punta Guadalupe (T. M. de Pájara).

Coordenadas del punto de observación

Punto de observación 1: 28° 13' 11,43" N, 14° 13' 1,30" O.

Punto de observación 2: 28° 13' 06,95" N, 14° 13' 15,01" O.

Altitud

Entre 1 y 14 metros.

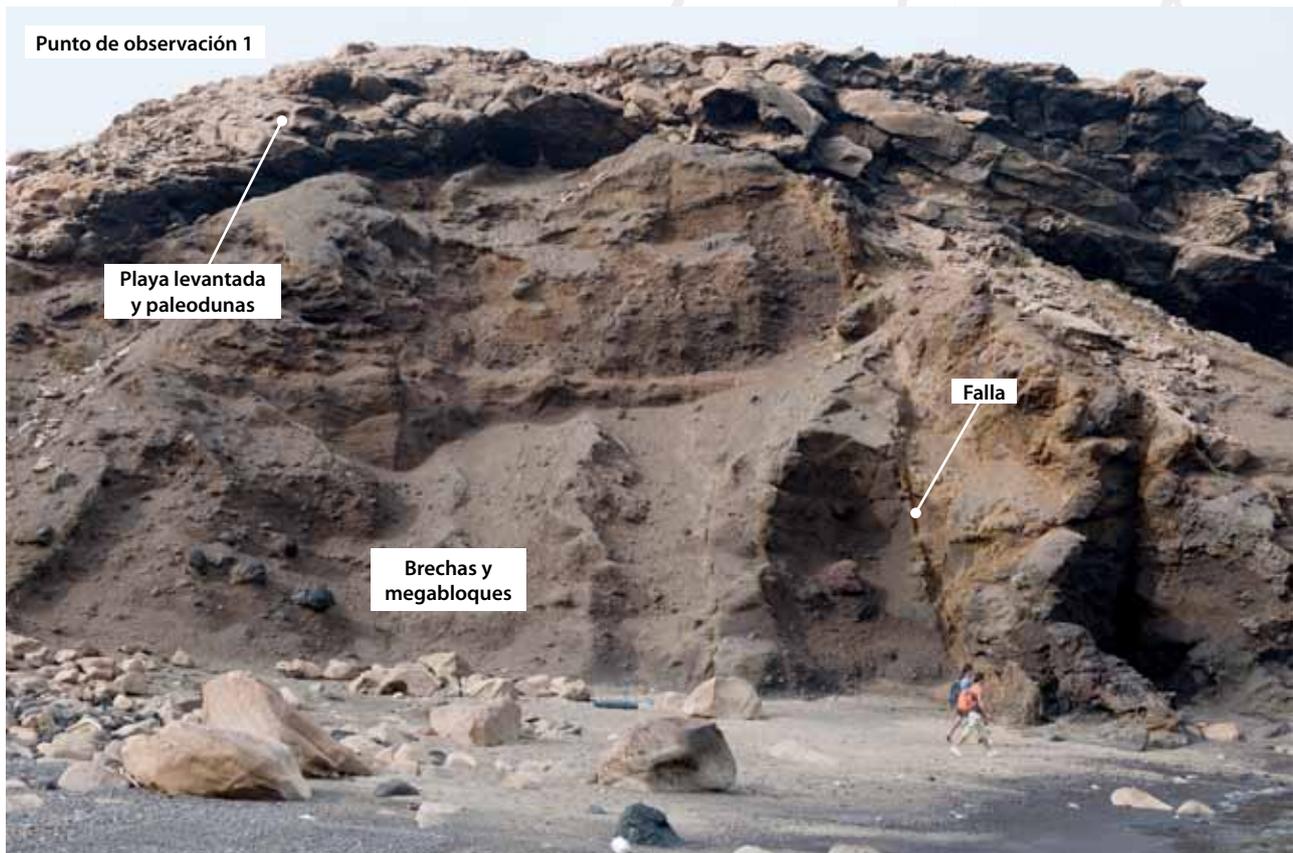
Edad

Desde los 18 millones de años hasta los 4.8 millones de años.

Descripción

En ambos lados de la desembocadura del Barranco de La Pared aparece un pequeño acantilado en el que nos llama la atención el contraste del color de la roca entre su parte inferior (negro) y la superior (blanco).

La parte inferior del acantilado está constituido por brechas volcánicas y megabloques que forman un depósito de avalancha rocosa relacionada con al menos dos deslizamientos del flanco suroccidental del gran edificio escudo Central o de Gran Tarajal acaecidos hace unos 18 millones de años. Todos estos materiales se encuentran atravesados por numerosos diques basálticos y afectados por diversas fallas.



A media altura en el acantilado (unos 14 metros), en fuerte discordancia, aparece una superficie plana, levemente inclinada hacia el mar (una antigua rasa marina) sobre la cual se sitúa un nivel conglomerático-arenoso de color blanco que representa una playa levantada formada hace unos 4.8 Millones de años. Por encima de ésta, podemos contemplar diversos niveles de paleodunas eólicas fuertemente erosionadas formadas por arenas organógenos de color blanco con numerosas laminaciones cruzadas. Se trata de los vestigios de un amplio campo de dunas que cubrió gran parte de la Isla hace millones de años. En la actualidad la arena que forman estas paleodunas está cementada formando una capa de arenisca endurecida sobre los materiales resultantes de los deslizamientos del edificio en escudo Central.

A partir de este barranco, hacia el sur, los colores negros y rojos de las rocas del Complejo Basal y del edificio escudo central, dan paso a los colores claros deslumbrantes de las arenas eólicas organógenos no cementadas que forman el campo dunar del Istmo de La Pared.

Punto de observación 2

Brechas y
megabloquesPlaya levantada
y paleodunas



Estado de conservación

Muy bueno. La afección más importante es el camino de acceso a Punta Guadalupe. Debería acotarse y limitarse mejor el sendero para que el público sólo transitara por el mismo sin afectar a las rocas del entorno.

Accesibilidad

Desde la carretera (FV-605) que da acceso a las urbanizaciones de La Pared, por una pequeña carretera que sale hacia la derecha y alcanza un restaurante que se sitúa en la margen derecha del barranco cerca de su desembocadura y de Punta Guadalupe.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: no.
- Zona Especial de Conservación(ZEC): no.
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): no.
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico con mayor valor natural.



El Cuchillo del Palo

La raíz del volcán



Situación

Valle de los Escobones (T. M. de Pájara).

Coordenadas del punto de observación

28° 03' 56" N, 14° 24' 29" O. Situado a unos 7 kilómetros de Morro Jable por la pista que lleva a la Punta de Jandía.

Altitud

Del punto de observación: 65 metros.
De la estructura volcánica: 503 metros.

Edad

14 -15 millones de años.

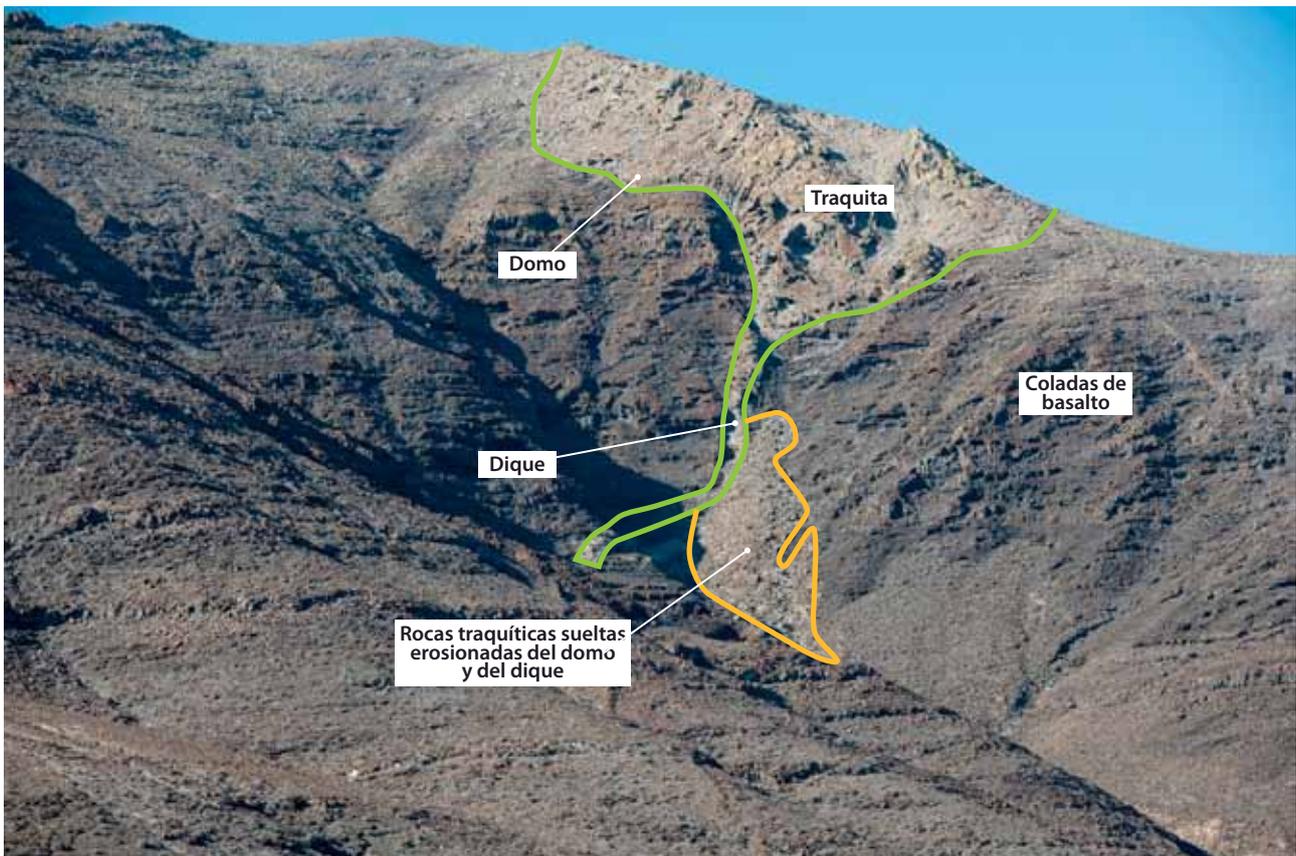
Descripción

No es fácil observar al mismo tiempo las partes externas e internas de los edificios volcánicos. Las partes externas ocultan generalmente a las partes más profundas y cuando estas pueden ser observadas las partes más superficiales han desaparecido por erosión.

Sin embargo, en el Cuchillo del Palo se da la circunstancia que puede observarse la parte más superficial y la más profunda de una estructura volcánica. Ello es debido a dos circunstancias: un corte de unos 200 metros de espesor originado por la erosión y una coloración diferente de las rocas que lo forman. En el corte se observan coladas de basalto, rocas más oscuras que forman el edificio escudo volcánico de Jandía, y traquitas, rocas más claras que se han formado por la solidificación del magma traquítico que atravesó a las rocas basálticas en el interior del edificio volcánico.

Hace unos 14-15 millones de años el edificio volcánico de Jandía, constituido fundamentalmente por la acumulación de basaltos, estaba ya casi formado. En sus etapas finales se produjeron fracturas por las que ascendió nuevo magma de composición diferente que daría lugar a traquitas. Al consolidarse el magma traquítico en estas fracturas se formaron los diques de coloración más clara como los que se observan en el Cuchillo del Palo. El magma que ascendió por esta fractura no se derramó por la superficie del terreno sino que, dada su alta viscosidad, se acumuló cerca de ella formando una estructura de varias decenas de metros de espesor denominada domo.

Posteriormente, la acción erosiva ha dejado al descubierto la estructura profunda del edificio de Jandía a través de sus barrancos. En el Cuchillo del Palo el efecto de la erosión permite observar un dique por el que ascendió el magma que alimentó al domo de la parte superior.





Estado de conservación

Muy bueno. No existe ninguna alteración de origen humano que impida la observación de la estructura geológica.

Accesibilidad

Desde la pista de acceso de Morro Jable a la Punta de Jandía.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: Parque Natural Jandía (F-3).
- Zona Especial de Conservación(ZEC): Jandía (17_FV).
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Jandía (ES0000039).
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico de mayor valor natural (SREP).



Agua Cabras

Rocas claras sobre rocas oscuras



Situación

Entre Agua Cabras y Montaña Azufrá (T. M. de Pájara).

Coordenadas del punto de observación

28° 05' 39" N, 14° 27' 53" O. Observable desde la pista de Morro Jable a la Punta de Jandía a 1 kilómetro aproximadamente del Puertito.

Altitud

132 metros.

Edad

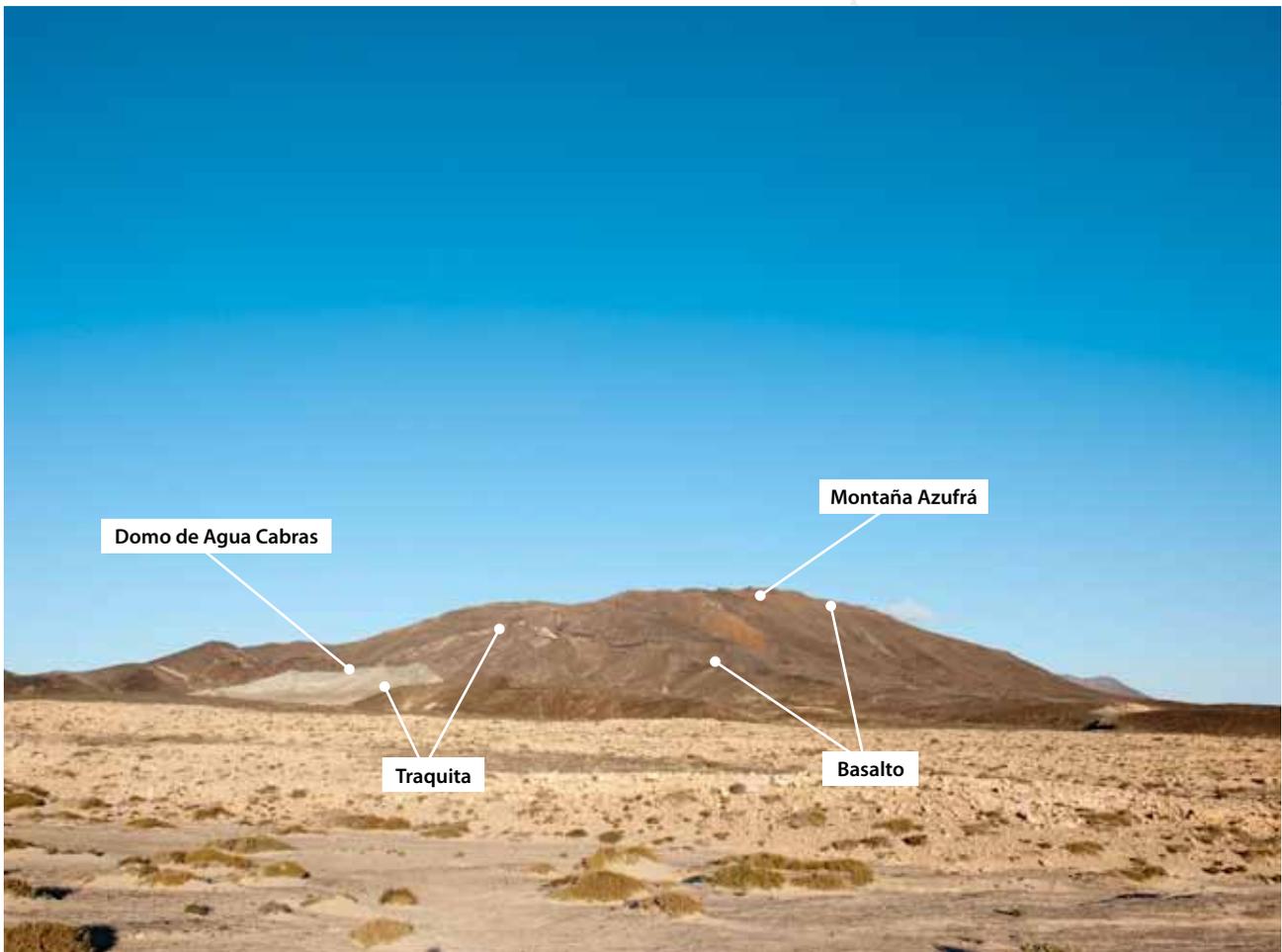
17-20 millones de años.

Descripción

Las coladas que formaron el edificio volcánico de Jandía son en su inmensa mayoría basálticas, de ahí la coloración mayoritariamente oscura de las rocas. Sin embargo, en ocasiones se emitieron coladas de otra composición química que dieron lugar a rocas traquíticas. Este es el caso del domo de Agua Cabras que contrasta en el paisaje por su coloración clara, casi verdosa, en un paisaje dominado por rocas oscuras.

En las primeras fases de formación del edificio volcánico de Jandía, hace entre 20 y 17 millones de años, se produjo la erupción de lava viscosa que originó el domo de Agua Cabras. Esta erupción debió ser explosiva ya que emitió a la atmósfera materiales traquíticos que fueron depositados en el entorno cercano. En actualidad pueden observarse como una franja blanquecina en las laderas de Montaña Azufrá.

Posteriores erupciones basálticas ocurridas entre 17 y 14 millones de años cubrieron todo el conjunto de Agua Cabras con coladas basálticas que son las que forman la parte superior de Montaña Azufrá.



La erosión producida en los últimos 14 millones de años ha eliminado los materiales más blandos y ha descubierto el domo de Agua Cabras formado por una masa rocosa más resistente a los procesos erosivos.



Estado de conservación

Muy bueno. No existe ninguna alteración de origen humano que impida la observación de la estructura geológica.

Accesibilidad

Desde la pista de acceso de Morro Jable a la Punta de Jandía.

Calificación Territorial

- Espacio Natural Protegido: Parque Natural Jandía (F-3).
- Zona Especial de Conservación(ZEC): Jandía (17_FV).
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Jandía (ES0000039).
- Bien de Interés Cultural (BIC): no.
- Plan Insular de Ordenación de Fuerteventura (2001): Suelo rústico con mayor valor natural.







Bibliografía



Acosta, J.; Uchupi, E.; Muñoz, A.; Herranz, P.; Palomo, C.; Ballesteros, M. & ZEE Working Group, (2003). Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. *Marine Geophysical Researches*, 24: 1-40.

Ahijado, A. (1999). Las intrusiones plutónicas e hipoabisales del sector meridional del Complejo Basal de Fuerteventura. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 392 pp.

Ahijado, A. & Hernández-Pacheco, A. (1990). Las rocas ultramáficas alcalinas del Jable de Salinas, Fuerteventura, Islas Canarias. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3: 275-287.

Ahijado, A. & Hernández-Pacheco, A. (1992). El complejo ultramáfico-carbonatítico del Macizo de Amanay, Fuerteventura, Islas Canarias. *Actas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca. Tomo 1: 315-318.

Ahijado, A.; Hernández-Pacheco, A. & Mata, J. (1992). Características geoquímicas de las carbonatitas de la Punta del Peñón Blanco. Fuerteventura. Canarias. *Geogaceta*, 11: 120-122.

Ahijado, A.; Casillas, R. & Hernandez-Pacheco, A. (2001). The dike swarms of the Amanay Massif, Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19: 333-345.

Ahijado, A.; Casillas, R.; Nagy, G. & Fernández, C. (2005). Sr-rich minerals in a carbonatite skarn, Fuerteventura, Canary Islands (Spain). *Mineralogy and Petrology*, 84 (1-2): 107-127.

Ancochea, E.; Brandle, J.L.; Cubas, C. R.; Hernán, F. & Huertas, M. J. (1993). La Serie I de la Isla de Fuerteventura. *Memoria de la Real Acad. de Cien. Ex. Fís. y Nat. Serie de Ciencias Naturales*, 27. 151 pp.

- Ancochea, E.; Brändle, J.L.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Huertas, M.J. (1996). Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands : the Miocene activity of the island of Fuerteventura. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70: 183-204.
- Anderson, D. L.; Tanimoto, T. & Zhang, Y. (1992). Plate tectonics and hotspots: the third dimension. *Science*, 256: 1645-1651.
- Balcells, R.; Barrera, J.L.; Gómez, J.A.; Cueto, L.A.; Ancochea, E.; Huertas, M. J.; Ibarrola, E. & Snelling, N. (1994). Edades radiométricas en la Serie Miocena de Fuerteventura. (Islas Canarias). *Bol. Geol. Min.*, 35: 450-470.
- Balogh, K.; Ahijado, A.; Casillas, R. & Fernández, C. (1999). Contributions to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 90: 81-102.
- Banda, E.; Surinach, E.; Udias, A.; Dañoibeitia, J.J.; Mueller, S. T.; Mexcua, J.; Boloix, M.; Ortiz, R. & Correig, A. (1980). Explosion seismology study of the Canary Islands-first results. Abstracts. 7th EGS-ESC Meeting. Budapest.
- Banda, E.; Dañoibeitia, J.J.; Surinach, E. & Ansorge, J. (1981). Features of crustal structure under the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Letters*, 55: 11-24.
- Barrera, J.L.; Fernández Santín, S.; Fúster, J.M. & Ibarrola, E. (1986). Ijolitas-Sienitas-Carbonatitas de los Macizos del Norte de Fuerteventura. *Bol. Geol. Min.*, TXCII-IV: 309-321.
- Bosshard, E. & Macfarlane, D. J., (1970). Crustal structure of the Western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. *Jour. Geophys. Res.*, 75: 4901-4918.
- Cantagrel, J.M.; Fúster, J.M.; Pin, C.; Renaud, U. & Ibarrola, E. (1993). Age Miocène inférieur des carbonatites de Fuerteventura. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316: 1147-1153.
- Caress, D. W.; Mcnutt, M. R.; Detrick, R. S. & Mutter, J. C. (1995). Seismic imaging of hotspot-related crustal underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature*, 373: 600-603.
- Carracedo, J. C. (1984). El Origen de las Islas. Capítulo V. En: *Geografía de Canarias*. Tomo I. Ed. Interinsular Canaria: 54-56.
- Casillas, R.; Ahijado, A. & Hernández-Pacheco, A. (1994). Zonas de cizalla dúctil en el complejo basal de Fuerteventura. *Geogaceta*, 15: 65-69.
- Casillas, R.; Fernández, C.; Ahijado, A., Gutiérrez, M.; García-Navarro, E. & Camacho, M. (2008a). Excursión post-congreso nº 2: Crecimiento temprano y evolución tectónica de la Isla de Fuerteventura. En: Pérez-Torrado, F. y Cabrera, M.C. (Ed). *Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias: Fuerteventura, Lanzarote, La Gomera y El Hierro*. Sociedad Geológica de España. *Geoguías*, 6: 59-86.
- Casillas, R.; Nagy, G.; Demény, A.; Ahijado, A. & Fernández, C. (2008b). Cuspidine–niocalite–baghdadite solid solutions in the metacarbonatites of the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). *Lithos* 105: 25-41.
- Casillas, R.; Démeny, A., Nagy, G.; Ahijado, A. & Fernández, C. (2011). Metacarbonatites in the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). The role of fluid/rock interactions during contact metamorphism and anatexis. *Lithos*, 125, 1-2: 503-520.
- Castillo, C.; Casillas, R.; Ahijado, A.; Gutiérrez, M. & Martín González, E. (2001). Síntesis geológica y paleontológica de la isla de Fuerteventura: itinerarios científicos de las XIV Jornadas de Paleontología. *Revista Española de Paleontología* nº extraordinario: 59-80.
- Cendrero, A. (1966). Los volcanes recientes de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 22: 201-226.
- Coello, J.; Cantagrel, J.M.; Hernán, F.; Fúster, J.M.; Ibarrola, E.; Ancochea, E.; Casquet, C.; Jamond, C.; Díaz de Teran, J. R. & Cendrero, A. (1992). Evolution of the Eastern Volcanic Ridge of the Canary Islands Based on New K-Ar Data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53: 251-274.
- Criado, C. (1991). La evolución del relieve de Fuerteventura. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura. Puerto del Rosario. 318 pp.

Cubas, C.R.; Fernandez Santín, S.; Hernán, F.; Hernández-Pacheco, A. & de la Nuez, J. (1989). Los domos sálicos de Fuerteventura. *Rev. Mat. y Proc.*, 6: 71-97.

Fernández, C.; Casillas, R.; Ahijado, A.; Perelló, V. & Hernández-Pacheco, A. (1997). Shear zones as a result of intraplate tectonics in oceanic crust : the example of the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). *Jour. Struct. Geol.*, 19 , 1: 41-57.

Fernández, C.; Casillas, R.; Navarro, E.; Gutiérrez, M.; Camacho, M. & Ahijado, A., (2006). Miocene rifting of Fuerteventura (Canary Islands). *Tectonics* 5(6): 127-140.

Fúster, J. M. & Aguilar, M. (1965). Nota previa sobre la Geología del Macizo de Betancuria. Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 21: 181-197.

Fúster, J.M.; Cendrero, A.; Gastesi, P.; Ibarrola, E. & Lopez Ruiz, J. (1968a). Geología y volcanología de las Islas Canarias-Fuerteventura. Instituto "Lucas Mallada". Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid. 239 pp.

Fúster, J. M.; Agostini, L.; Aguilar, M.; Bravo, T.; Castañón, A.; Cendrero, A.; Hernandez-Pacheco, A.; López-Ruiz, J. & Sánchez-Cela, V. (1968b). Mapa Geológico de España 1:50.000. La Oliva. Instituto Geológico y Minero de España.

Fúster, J.M.; Muñoz, M.; Sagredo, J.; Yébenes, A.; Bravo, T. & Hernández-Pacheco, A. (1980). Excursión nº 121 A + c del 26º I.G.C. a las Islas Canarias. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, XCII-II: 351-390.

Fúster, J.M.; Barrera, J.L.; Muñoz, M.; Sagredo, J. & Yébenes, A. (1984a). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja de Pájara del Mapa Geológico Nacional a escala 1:25.000, IGME.

Fúster, J.M.; Yébenes, A. Barrera, J.L.; Muñoz, M. & Sagredo, J. (1984b). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja de Betancuria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:25.000, IGME.

García-Cortés, A.; Rábano, I.; Locutura, J.; Bellido, F., Fernández-Gianotti, J.; Martín-Serrano, A.; Quesada, C., Barnolas, A. & Durán, J.J. (2000). Contextos Geológicos españoles de relevancia internacional: establecimiento, descripción y justificación según la metodología del proyecto Global Geosites de la IUGS. *Boletín Geológico y Minero*, 111 (6): 5-38.

Gastesi, P. (1969a). El Complejo básico y ultrabásico de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias): estudio petrológico. *Estudios Geológicos*, 25: 1-51.

Gastesi, P. (1969b). Petrology of the ultramafic and basic rocks of Betancuria massif, Fuerteventura Island (Canarian Archiplago). *Bull. Volc.*, 33: 1008-1038.

Gastesi, P. (1973). Is the Betancuria massif of Fuerteventura Island, Canary Islands, a uplifted piece of oceanic crust?. *Nature Physical Science*, 246 (155): 102-104.

Gutiérrez, M. (2000). Estudio petrológico, geoquímico y estructural de la serie volcánica submarina del Complejo Basal de Fuerteventura (Islas Canarias): caracterización del crecimiento submarino y de la emersión de la Isla. Tesis Doctoral Universidad de La Laguna, 533 pp.

Gutiérrez, M.; Casillas, R.; Fernández, C.; Balogh, K.; Ahijado, A. & Castillo, C. (2002). La serie volcánica submarina del Complejo Basal de Fuerteventura: crecimiento submarino y emersion de la isla. *Geogaceta*, 32: 57-60.

Gutiérrez, M.; Casillas, R.; Fernández, C.; Balogh, K.; Ahijado, A.; Castillo, C.; Colmenero, J.R. & García-Navarro, E. (2006). The submarine volcanic succession of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands: a model of submarine growth and emersion of some tectonic-volcanic Islands. *Geological Society of American Bulletin*, 118 (7/8): 785-804.

Hernández-Pacheco, A. (1973). Sobre el significado de las rocas granudas gabroides de los complejos basales de Fuerteventura, La Palma y La Gomera. *Estudios Geológicos*, 29: 549-577.

Hernández-Pacheco, A. (1989). Datos sobre la Geología y petrología del Macizo de Amanay, Fuerteventura, Canarias. *Geogaceta*, 6: 40-43.

Hobson, A.; Bussy, F. & Hernández, J., (1998). Shallow-level migmatization of gabbros in a metamorphic contact aureole, Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 39: 125-137.

Hoernle, K. & Tilton, G. R. (1991). Sr-Nd-Pb isotope data for Fuerteventura Basal Complex and subaerial volcanics: application to magma genesis. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 71: 5-21.

- Holik, J. S.; Rabinowitz, P. D. & Austin, J. A. (1991). Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust off Morocco. *Jour. Geophys. Res.*, 96-B7: 12039-12067.
- Holloway, M.I., Bussy, F., (2008). Trace element distribution among rock-forming minerals from metamorphosed to partially molten basic igneous rocks in a contact aureole (Fuerteventura, Canarias). *Lithos*, 102: 616-639.
- Holloway, M.I.; Bussy, F. & Vennemann, T.W. (2008). Low-pressure, water-assisted anatexis of basic dykes in a contact metamorphic aureole, Fuerteventura (Canary Islands): oxygen isotope evidence for a meteoric fluid origin. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 155: 111-121.
- Ibarrola, E.; Fúster, J.M. & Cantagrel, J. M. (1989). Edades K-Ar de las rocas volcánicas submarinas en el sector norte del Complejo Basal de Fuerteventura. *ESF Meeting on Canarian Volcanism. Lanzarote Nov.- Dic. 1989.* 124-128.
- Le Bas, M. J. (1981). The pyroxenite-ijolite-carbonatite intrusive igneous complexes of Fuerteventura, Canary Islands. *Jour. of the Geological Society, London*, 138: 496.
- Le Bas, M.J.; Rex, D.C. & Stillman, C.J. (1986). The early magmatic chronology of Fuerteventura. *Geol. Mag.*, 123: 287-298.
- López Ruiz, L. (1970). Estudio petrográfico y geoquímico del Complejo filoniano de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 26: 173-208.
- Mangas, J.; Perez Torrado, F.J.; Reguillón, R.M. & Cabrera, M.C. (1992). Prospección radiométrica en rocas alcalinas y carbonatitas de la serie plutónica I de Fuerteventura (Islas Canarias). Resultados preliminares e implicaciones metalogénicas. *Actas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca . Tomo 3: 389-393 .*
- Mangas, J.; Perez Torrado, F.J.; Reguillón, R.M. & Martin-Izard, A. (1993). Alkaline and carbonatitic intrusive complexes from Fuerteventura (Canary Islands): radiometric exploration, chemical composition and stable isotope. En: *Int.Conf. Rare Earth Minerals : chemistry, origin and ore deposits. London: 79-81.*
- Mangas, J.; Perez Torrado, F.J.; Reguillón, R.M. & Martin-Izard, A. (1994). Mineralizaciones de tierras raras ligadas a los complejos intrusivos alcalino-carbonatíticos de Fuerteventura (Islas Canarias). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 17 (1): 212-213.
- Martín González, E.; Castillo, C.; Gutiérrez González, M. & Aguirre, J. (1998). Modelo sedimentario, composición fosilífera y tafonomía de los depósitos litorales someros del Plioceno inferior de Fuerteventura (Islas Canarias). En: *Castillo, C. y Martín Oval, M. (Ed.). XIV Jornadas de Paleontología, La Laguna: 117-120.*
- Meco, J. (1988). The emergent littoral deposits in Fuerteventura and the evolution of the canarian marine faunas during the Quaternary. *Deserts, Past and future evolution. Fuerteventura 3-6 Jan. 1988 IGCP-252-(N. Petit Maire Ed.). Marseille: 166-178.*
- Meco, J. (1993). Testimonios paleoclimáticos en Fuerteventura. *Revista El Geólogo: 41-48.*
- Meco, J. & Stearns, Ch. E. (1981). Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands. *Quaternary Research*, 15: 199-208.
- Meco, J. & Pomel, R. S.(1985). Les formations marines et continentales intervalcaniques des Iles Canarias Orientales (Grande Canarie, Fuerteventura et Lanzarote) : stratigraphie et signification paleoclimatique. *Estudios Geológicos*, 41: 223-227.
- Meco, J. & Petit-Maire, N. (1986). El Cuaternario reciente de Canarias. *Le Quaternaire recent des Canaries. Las Palmas-Marseille. 94 pp.*
- Meco, J.; Petit-Maire, N. & Reyss, J-L. (1992). Le Courant des Canaries pendant le stade isotopique 5, d'après la composition faunistique d'un haut niveau marin a Fuerteventura (28° N). *C. R. Acad. Sci. Paris, 314- Série 2: 203-208.*
- Meco, J.; Pomel, R. S.; Aguirre, E. & Stearns, Ch. E. (1987). The recent marine Quaternary of the Canary Islands. *Trabajos Neógeno Cuaternario del CSIC*, 10: 283-305.
- Meco, J.; Betancort, J.F. & Ballester, J. (2008). El Plioceno en Fuerteventura. En: *Pérez-Torrado, F. y Cabrera, M.C. (Ed). Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias: Fuerteventura, Lanzarote, La Gomera y El Hierro. Sociedad Geológica de España. Geoguías, 4: 99-126.*

Muñoz, M. (1969). Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 25: 257-310.

Muñoz, M. & Sagredo, J. (1975). Existencia de metamorfismos superpuestos en el Complejo Basal de Fuerteventura (Canarias). I Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica: 1287-1288.

Muñoz, M. & Sagredo, J. (1989). Características del metamorfismo térmico producido por los eventos plutónicos intrusivos más recientes del Complejo Basal de Fuerteventura. *Abst. ESF Meeting on Canarian Volcanism*. Lanzarote, Nov.-Dic.

Muñoz, M. & Sagredo, J., (1994). Reajustes mineralógicos y geoquímicos producidos durante el metamorfismo de contacto de diques basálticos (Fuerteventura, Islas Canarias). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 17: 86-87.

Muñoz, M.; Sagredo, J.; de Ignacio, C., Fernández-Suárez, J. & Jeffries, T.E., (2005). New data (U-Pb, K-Ar) on the geochronology of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Lithos*, 85: 140-153.

Renz, O.; Bernoulli, D. & Hottinger, L. (1992). Cretaceous ammonites from Fuerteventura, Canary Islands. *Geol. Mag.*, 129, 6: 763-769.

Robertson, A.H.F. & Bernoulli, D. (1982). Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary Sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands). in: Von Rad, Hiaz Sarnthein and Seibold. *Geology of the Northwest African Continental Margin*: 498-525.

Robertson, A. H. F. & Stillman, C.J. (1979a). Late Mesozoic sedimentary rocks of Fuerteventura, Canary Islands. Implications for West Africa continental margin evolution. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 136: 47-60.

Robertson, A. H. F. & Stillman, C.J. (1979b). Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geol. Mag.*, 116: 203-214.

Rognon, P. & Coudé-Gaussens, G. (1987). Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pleistocène supérieur et de l'Holocène du nord de Fuerteventura (Canaries). *Z. Geomorph.N.F*, 31 (1) :1-19.

Rothe, P. (1968). Mesozoische Flysch-Ablagerungen auf der Kanaren insel Fuerteventura. *Geol. Rundschau*, 58: 314-332.

Sagredo, J.; Ancochea, E.; Brändle, J. L.; Cubas, C. R.; Fúster, J. M.; Hernandez-Pacheco, A. & Muñoz, M. (1989). Magmatismo hipoabisal-subvolcánico y vulcanismo en un ámbito geodinámico distensivo (Fuerteventura, Islas Canarias). *Abst. Esf. Meeting on Canarian volcanism*. Lanzarote, Nov.-Dic.

Steiner, C., Hobson, A., Favre, P., Stampfli, G.M. & Hernandez, J. (1998). Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic, the Jurassic sequence of Fuerteventura (Canary Islands). *Geological Society of American Bulletin*, 110: 1304-1317.

Stillman, C.J.; Fuster, J.M.; Bennell-Baker, M.J.; Muñoz, M.; Smewing, J.D. & Sagredo, J. (1975). Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands) is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities. *Nature*, 257: 469-471.

Stillman, C. J. & Robertson, A. H. F. (1977). The dyke swarm of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Abstr. Geol. Soc. Lond. Newsletter*, 6-8.

Stillman, C. J. (1987). A Canary Islands Dyke Swarm: Implications for the formation of oceanic islands by extensional fissural volcanism. En: *Mafic Dyke Swarms*. Halls, H. C. & Fahrig, W. F. Ed.. *Geol. Assoc. Canada Spec. paper*: 34-54.

Stillman, C. J., (1999). Giant Miocene Landslides and the evolution of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94: 89-104.

TORRES CABRERA, J.M (1995). "El suelo como recurso natural: procesos de degradación y su incidencia en la desertificación de la isla de Fuerteventura". Tesis Doctoral inédita. Universidad de La Laguna.

Zazo, C.; Hillarie-Marcel, CL.; Goy, J.L.; Ghaleb, B. & Hoyos, M. (1997). Cambios del nivel del mar-clima en los últimos 250 ka: (Canarias Orientales, España). *Bol. Geol. y Minero*, 108: 31-41.

Agradecimientos:

Una parte importante de los conocimientos que se plasman en el presente libro han sido obtenidos gracias a las investigaciones realizadas al amparo de diversos Proyectos de Investigación financiados por diversos organismos (Ministerio de Educación y Ciencia y Ciencia y Tecnología: BTE2000-0823; BTE 2003-00569; CGL 2006-00970/BTE , CGL2009-07775, HH2004-0027; Ministerio de Asuntos Exteriores: E-38/2001; Gobierno de Canarias: PI2000/026, 2003/106, PIL2190901, Junta de Andalucía: RNM-316 y la Universidad de Huelva). También es preciso agradecer a otros compañeros de investigación de estos largos años del Dpto. de Edafología y Geología y Biología Animal de la Universidad de La Laguna , del Dpto. de Geodinámica y Paleontología de la Universidad de Huelva, del Dpto. de Geología de la Universidad de Salamanca, del Dpto. de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid, del Dpto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Universidad de Barcelona y de la Academia de Ciencias Húngaras, su labor, sus ideas y sus opiniones.



