

Paleoclimatología del Neógeno en las Islas Canarias

Geliense, Pleistoceno y Holoceno

J Meco

J Ballester, JF Betancort, A Cilleros, S Scaillet, H Guillou,
JC Carracedo, A Lomoschitz, N Petit-Maire, AJG Ramos, N. Perera, JM Meco



MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

2 0 0 6



Paleoclimatología del Neógeno en las Islas Canarias

Geliense, Pleistoceno y Holoceno

J Meco,

J Ballester, JF Betancort, A Cilleros, S Scaillet, H Guillou,
JC Carracedo, A Lomoschitz, N Petit-Maire, AJG Ramos, N Perera, JM Meco

836325

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE
UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

2 0 0 6

Portada:

Purpurellus gambiensis (Reeve 1845), único ejemplar fósil conocido. Procede de los depósitos deunami de Piedra Alta (Lanzarote). Terminación IV (MIS 9.3), hace circa 330.000 años.

Diseño Editorial:
gustavoarte@auna.com

ISBN: 84-96502-70-8

Dep. Legal: GC. 429-2005

NIPO: 310-06-074-6

Paleoclimatología
del Neógeno en las Islas Canarias
Geliense, Pleistoceno y Holoceno

En este segundo volumen sobre la Paleoclimatología del Neógeno en Canarias se recogen las investigaciones realizadas sobre los tiempos cuaternarios. De los trabajos se desprende que el archipiélago es un referente para las condiciones climáticas mio-pliocenas y las pleistocenas y, tal y como se pone de manifiesto en la Introducción a la obra, el resultado se asemeja a un viaje atlántico entre el Ecuador y el Trópico de Cáncer: “Canarias quieta, el clima viajando”.

Los autores precisan que aunque el protagonista es el clima ha sido necesario el estudio de los fósiles y de las lavas volcánicas para llegar a la conclusión de que, asociados al calentamiento global, se produjeron fuertes ciclones, grandes deslizamientos y “sunamis”, elevaciones del nivel del mar y levantamientos de las costas, lluvias asociadas a invasiones de polvo, plagas de langostas y gran aridez.

En el pasado, cambio climático y calentamiento global ha sido independientes de la acción del hombre, pero desde la Revolución Industrial un modelo de desarrollo insostenible nos ha llevado a la situación actual, en la que es ya evidente la magnitud del cambio climático; seguramente, el mayor problema ambiental al que la Humanidad ha tenido que enfrentarse, tanto por sus

dimensiones espaciales, como temporales. Es un problema global y, por tanto, requiere de una conciencia, un compromiso y una solución global.

Estamos comprometiendo nada más y nada menos que el futuro de la Humanidad, y debemos cambiar el rumbo para permitir un modelo de desarrollo humano armónicamente inserto en su medio, en nuestro medio. Para decidir sobre ese modelo es preciso que pongamos nuestras capacidades científicas, a las que hay que escuchar atentamente, al servicio de nuestras opciones éticas.

Arturo Gonzalo Aizpiri
Secretario General para la Prevención
de la Contaminación y del Cambio Climático

ÍNDICE



Índice

Preámbulo	11
1 Estudios precedentes: crítica	15
Las calcretas	15
Los paleosuelos	16
El Holoceno de Guatiza	17
El Tardiglacial de las islas orientales	19
Los depósitos marinos	21
El Geliense	21
La sunami de Agaete	
El Pleistoceno medio tardío	25
Costa de Arucas	
Piedra Alta	
El Pleistoceno superior	27
Las Palmas	
Dataciones	
El Holoceno	32
2 Evolución eólica	33
El Geliense (entre 2.59 millones de años y 1.81 ma)	34
Agua Tres Piedras	
El Pleistoceno inferior (entre 1.81 ma y 0.78 ma)	34
La gran calcreta	
El Pleistoceno medio (entre 0.78 ma y 0.126 ma)	35
Los paleosuelos	
El Pleistoceno superior (entre 1.126 ma y 0.0115 ma)	36
El Holoceno (desde 0.0115 ma hasta nuestros días)	36
3 Evolución marina	75
El Geliense en Agaete (entre 2.59 ma - 1.65 ma*)	75
El Pleistoceno medio tardío (entre 0.42 ma y 0.126 ma)	77
Costa de Arucas	
(interglacial estadio marino isotópico 11.3)	77

<i>Piedra Alta</i> <i>(interglacial estadio marino isotópico 9.3)</i>	78
El Pleistoceno superior temprano (estadio marino isotópico 5)	80
<i>El último interglacial o estadio marino isotópico 5.5</i>	80
Las Palmas (Gran Canaria)	
Matas Blancas (Fuerteventura)	
<i>El estadio marino isotópico 5.1</i>	81
El Holoceno (los últimos 11.500 años)	82
4 Historia del clima en Canarias	129
Hitos paleoclimáticos en Canarias	129
El paradigma paleoclimático	135
Tablas	147
Referencias bibliográficas	175
Summarized English Version of Some Discoveries	197
I Canary Islands: a tilted archipelago?	
II A Mid Pleistocene tsunami in Lanzarote (Canary Islands)?	
III A warm sea at the beginning of the Maximum Glacial in the Canary Islands?	
IV Quaternary Acridian plagues in the Canary Islands?	
Anexo: Dirección científica, Colaboradores y Comité de Seguimiento	201

(...) *un viento de levante*
(...) *trajo la langosta*
(...) *tan numerosa como no la hubo antes...*

(Éxodo, 10.13-15)

Preámbulo

El viento y el mar van a ser las marionetas del clima en esta historia representada en el cambiante escenario canario. Antes también lo fueron, en el volumen dedicado al Mioceno y al Plioceno. Ahora, en el segundo acto, a través del Cuaternario, llevan la trama hasta el final, nuestros herederos días. Tras obligadas referencias a meritorios predecesores en el agrandar y engrandecer la memoria colectiva sobre Canarias de estas ciencias geológicas, paleontológicas y ahora paleoclimáticas, y tras deshacer algún equívoco, todo ello en el capítulo primero, se da paso a las actuaciones del viento y del mar.

El viento fue reiterado forjador de dunas con las arenas arrancadas a extensiones marinas puestas al desnudo. Las dunas guardan periódicos aportes, también eólicos, de polvo sahariano amasado con lluvias, el terreno adecuado para el brote de plagas. Finalmente, las dunas se acorazan con costras. Esta obediente y reveladora secuencia se trata en el capítulo segundo. El mar orilló las Canarias media decena de veces, dejando en tierra seca a sus pasajeros traídos desde las aguas de Guinea durante crisis planetarias. Estas arribadas se relatan en el capítulo tercero. El culpable, no otro que el clima, se desvela en el capítulo cuarto. Pero, a su vez, el clima necesita también de una explicación. Ésta excede los límites del Archipiélago Canario y, por ello, se hace preciso abordar el paradigma global climático.

Esta tragedia está sometida a las leyes aristotélicas de acción, tiempo y lugar.

El nuevo límite del tiempo Cuaternario -Neógeno terminal- lo dilata: su inicio coincide con el cambio del magnetocrono Gauss a Matuyama, hace circa 2.59 millones de años. De modo que comprende el neonato Geliense (de Gela, en Sicilia: Gradstein et alii 2004), y los veteranos Pleistoceno (Lyell 1839) y Holoceno (Gervais 1867). El Geliense es la última parte del Plioceno superior y deja paso al Pleistoceno hace circa 1.81 ma. El pleistoceno está dividido en tres partes: Pleistoceno inferior hasta el cambio del magnetocrono Matuyama a Brunhes, hace circa 0.78 ma; Pleistoceno medio desde entonces hasta la Terminación II o inicio del último interglacial, hace circa 0.126 ma; y finalmente, el Pleistoceno superior desde entonces hasta la Terminación I o inicio del interglacial en que vivimos, hace 0,0115 ma. En el Pleistoceno inferior se puede distinguir un inicio cálido y, a partir de circa 1.65 ma, unos fríos llamados con frecuencia deterioro climático, en los que *ospiti nordici* (árticos) encuentran su casa en el Mediterráneo. En el Pleistoceno medio la Terminación V, hace circa 0.42 ma, marca la separación entre una parte temprana más fría que nuestros días y otra tardía con intermitencias más cálidas .

Magnetocrono responde a un criterio basado en los cambios de polaridad magnética, y Terminación responde a un criterio climático del que se dilucida, en la actualidad, hasta qué punto depende de ciclos astronómicos. Ambos del Planeta Tierra, por ello tienen valor global. Pero los valores globales se obtienen de lugares singulares. Singulares por únicos y por extraordinarios en cuanto revelan facetas del paradigma global. Hay alguno en Canarias.

El conocimiento científico tiene por límite el Universo. Espacio y tiempo le pertenecen por lo que no tienen sentido ni el antes ni el fuera. En medio adecuado, de lo singular se llega a los paradigmas provisionales: La Revolución industrial trajo la máquina de Watt, patentada en 1769, y el pitido de un tren llevó al Big Bang a través de las mentes de Doppler (1842), Fizeau (1849) y Lemaitre (1927). Los bordes continentales pensados por Wegener (1915) llevaron a Las Placas Terrestres, Los pinzones observados por Darwin (1859) a La Evolución Biológica, unos guisantes mimados por Mendel (1865) al Genoma y los arrastres de hielos y ríos de los Alpes contados por Penck y Bruckner (1909) llevaron a los cálculos astronómicos de Milankovitch (1941). Sin prisas, ello ha llevado muchas décadas. Todo lo mensurable que rodea al Hombre y en él mismo, desde lo inmensamente grande a lo infinitamente pequeño tiene o puede tener una explicación. Con toda claridad en unos y de modo más enigmático en

otros, en todos estos paradigmas ha intervenido decisivamente una variación de temperatura. Esta variación es madre también del Clima.

Muy adecuada a Canarias ha resultado la ampliación del Cuaternario, porque el Geliense está bien representado y muestra el tránsito entre las condiciones climáticas mio-pliocenas y las plio-pleistocenas. Es semejante a un viaje atlántico entre el Ecuador y el Trópico de Cáncer: Canarias quieta, el clima viajando. Desde monótono a diverso. Esto es visible en Fuerteventura y Gran Canaria. Hay que llegar al Pleistoceno Medio tardío para que asomen por tierra y mar los picos climáticos más altos que se asemejaran al actual, y están presentes todos los principales: en Gran Canaria, el de la Terminación V; en Lanzarote, el de la IV; en Fuerteventura, Lanzarote, Gran Canaria y Tenerife, el de la ambigua II; y en Fuerteventura y Lanzarote, el de la I.

La Humanidad de nuestros días vive en un interglacial y aunque viaje a las regiones polares, no encuentra nada semejante a un escenario glacial: un mar situado decenas de metros por debajo del nivel actual, un mar insospechadamente caliente y una tierra cubierta de hielos. Un momento de estos ha quedado detectado en La Isleta, justo el inicio del camino hacia el Máximo Glacial inmediato a nuestro días. Porque el camino hacia los cortos interglaciales ha sido siempre vertiginoso pero el retorno hacia los máximos fríos ha sido largo, paulatino y con dubiedad y arrepentimientos. De modo que el momento climático holoceno, el de hoy, es relativamente infrecuente.

Aunque el protagonista es el clima, ha sido desenmascarado por los fósiles y fechado por las lavas. Estos fósiles proceden de África y han venido por mar y aire. Gracias a ellos se sabe que en el pasado de Canarias y asociados al calentamiento global se han producido fuertes ciclones, grandes deslizamientos y sunamis, elevaciones del nivel del mar y levantamientos de las costas, lluvias asociadas a invasiones de polvo, plagas de langostas y finalmente una gran aridez, amagando días similares a los del último interglacial. Este devenir se relata en el libro. Los fósiles merecen una consideración que casi nadie les presta en este archipiélago desafortunado para ellos y afortunadísimo para especuladores. Han dado mucho de sí y aún pueden dar más, claman justicia y trato digno: protección de yacimientos con una legislación sensata, instalación museística disponible y enseñanza paleontológica en sus universidades, no siempre plenamente conseguidas.

Al fin se llega a los espectadores, sextuplicados en un siglo y por ahora más de seis mil millones, demasiados para las posibilidades de sustentarlos que tiene el Planeta Tierra y que se alimentan continuamente consumiendo inmensas cantidades de barato arroz, cuyo cultivo es inevitablemente contaminante, o deshacen bosques para el uso caro y elitista del papel higiénico. Voraces, móviles tubos digestivos que entre comida y defecación están llevando a cabo con rapiña la predicción de Malthus realizada en 1798. Es una Humanidad engañada en el plano natural con intensos placeres momentáneos que la enganchan inexcusablemente a alimentarse y reproducirse, coaccionada en el plano cultural -intuido por Freud, 1895- por obligaciones de todo tipo, incluso lo absurdo, y frágil e impotente en el plano individual, por eso gregaria o cooperante. Cambio climático y calentamiento global han sido independientes de la acción del Hombre. Si en nuestros días está influyendo por primera vez en ellos no es tema de este libro, que se limita al pasado climático desde testimonios canarios. Pero, desde esta perspectiva, contemplando el destrozo realizado en la naturaleza canaria en pocas décadas, parece que la raíz de todo el problema es una superpoblación incontrolable bajo gobernantes algo distraídos.

Finalmente, un resumen en inglés, ese nuevo esperanto científico que ha sustituido al latín supranacional de Erasmus, da noticia a los no hispanolectores de cuatro descubrimientos presentados bajo afables interrogantes: el basculamiento del archipiélago, la relación de una sunami con un interglacial, el disparador de la última glaciación y la historia climática de plagas de langostas desde hace tres millones de años.

1 Estudios precedentes: crítica.

Para que un cambio climático deje testimonios se precisa una impronta legible. Esta impronta necesita un receptáculo. En Canarias los receptáculos de testimonios paleoclimáticos legibles se limitan a depósitos de procedencia marina y a depósitos de procedencia eólica en gran parte derivados de los primeros.

Desde el Diecinueve se han venido publicando diversos trabajos, muy parciales, sobre las dunas y las costras calcáreas de las Canarias orientales sin haber relacionado entre sí ambos tipos de depósitos, ni los mismos depósitos entre las diferentes islas, ni obtenido una datación física coherente, ni revelado su origen parcialmente común. La mayor parte de los autores, más interesados en el volcanismo, los trataron muy someramente sin considerar que su posición entre coladas los constituían en un componente imprescindible en la evolución geológica de las islas. Por otra parte, su extensión geográfica, enmascarada por las sucesivas emisiones basálticas, abarcaba la mayor parte de la superficie de las islas orientales siendo prácticamente inexistentes en las occidentales.

Los estudios previos conciernen por una parte a las calcretas, por otra a las dunas y a los paleosuelos intercalados y finalmente, a los depósitos marinos.

Las calcretas

Calderón y Arana (1884) publicó una nota con las observaciones del ingeniero Juan de León y Fontells, residente en la isla de Gran Canaria,

sobre las areniscas marinas y las dunas. Además de mencionar que las primeras se encuentran también en Lanzarote, Fuerteventura y en la costa de África y que las segundas se originan de las primeras, deja un testimonio de cómo en 1860 la construcción del Barrio de Los Arenales en Las Palmas de Gran Canaria trajo como consecuencia la desviación de la trayectoria eólica de las arenas dando lugar a 15 km de playas de arena “donde antes había cantos rodados y arenas negras” (ibidem, página 58).

La calcreta fue descrita por primera vez por Hartung (1857). Rothpletz y Simonelli (1890) cuestionan la hipótesis de que la transferencia del carbonato de calcio se debía a la descomposición de los basaltos (Hartung 1864) y se muestran de acuerdo con von Buch (1825) en que el origen de la costra estaba relacionado con los alisios. Estos vientos transportaban tierra adentro un polvo calcáreo procedente de finas partículas de conchas marinas trituradas por la continua acción de las olas.

Sin embargo, para Hausen (1967) la costra es una evaporita característica del clima insular en la que el carbonato cálcico deriva de los basaltos del subsuelo a partir de las plagioclasas, piroxenos y apatito. Klaus (1983) relaciona varias capas de calcretas con diferentes líneas de costa cuaternarias (Klug 1968) pero éstas pertenecen al Plioceno inferior (Meco y Stearns 1981).

Meco et alii (1997) coinciden con von Buch (1825) en el origen bioclástico de las dunas que transforman su superficie en calcretas.

Los paleosuelos

Por otra parte, los paleosuelos comparten parcialmente con la calcreta componentes, origen y formación. Muy peculiares, de características únicas, son inseparables de polvo arcilloso sahariano y de la presencia de concreciones calcáreas sobre ootecas de acrididos (Meco et alii 2005) interpretadas anteriormente como cámaras embrionarias de abejas mineras. Estas concreciones, extraordinariamente abundantes, fueron descritos por primera vez por von Fritsch (1867) como Dünen-Eier y las primeras citas como nidos de *Anthophora* se deben Aranda Millán (1909) y a Hernández Pacheco (1909).

El estudio de la composición mineralógica de los paleosuelos e intentos de datación física han sido realizados por Müller y Tietz (1975), Chamley et alii (1987), Rognon y Coudé-Gausson (1987), Rognon et alii



(1989), Stahr et alii (1989), Magaritz y Jahn (1992), Ellis y Ellis-Adam (1993), Hillaire-Marcel et alii (1995), Damnati et alii (1996), Damnati (1997) y Alonso-Zarza y Silva (2002), principalmente. Bouab y Lamothe (1997), Meco et alii (1997) y Bouab (2001) ponen en evidencia discrepancias en los resultados obtenidos por diferentes métodos físicos de datación.

La datación de episodios húmedos pleistocenos, representados en Canarias por paleosuelos fosilíferos (Petit-Maire et alii 1986, 1987, Rosso 1986), se ha realizado por medio de métodos de luminiscencia estimulada ópticamente, conocidos como OSL (Optically Stimulated Luminescence), o simplemente como luminiscencia óptica, usando la estimulación infrarroja de los feldespatos potásicos (IRSL). Con ello se han datado paleosuelos del Pleistoceno medio (Bouab y Lamothe 1997, Bouab 2001). Los resultados han sido avalados por dataciones de lavas situadas encima de los paleosuelos (Meco et alii 2002, 2003, 2004) utilizando el método K-Ar sin trazador, lo que elimina algunas fuentes potenciales de errores ligados a la composición de los minerales de la muestra.

Dos publicaciones recientes (Zöller et alii 2003, Ortiz et alii 2005) tienen en común conclusiones sobre el clima tardiglacial y holoceno inaceptables. En ambos se ensayan novedosos métodos de datación que buscan una revalidación. En Zöller et alii (2003), piroclastos alterados en presencia de agua y arrastres aluviales de fecha histórica son descritos como paleosuelos conteniendo restos óseos relacionados con una primera ocupación humana de Lanzarote hace entre 5 y 10 ka. En Ortiz et alii (2005), arenas y paleosuelos situados bajo coladas de finales del Pleistoceno medio son descritos como tardiglaciales y holocenos.

El Holoceno de Guatiza

Para Carracedo et alii (2004) las implicaciones e inconsistencias del artículo de Zöller et alii (2003) son de diversa índole.

Respecto a la geocronología y a la paleoclimatología, el método IRSL es usado por primera vez para el Pleistoceno superior y el Holoceno en las depresiones endorreicas de Femés y de Guatiza de Lanzarote. Sus resultados son comparados, por una parte, con otros datos de Canarias que encuentran concordantes y, por otra parte, relacionados con piroclastos que suponen del volcán Corona.

Pero, en primer lugar, utilizan para confirmar sus datos, los trabajos de Petit-Maire et alii (1986), Damnati et alii (1996) y de Rognon y Coudé-Gaussen (1996), todos ellos con dataciones radiocarbónicas que el contexto geológico y otras dataciones han invalidado. Estas fechas radiocarbónicas sobre conchas de gastrópodos terrestres en las Canarias que superan el Holoceno (los últimos 11.5 ka) son totalmente inconsistentes (Meco et alii 1997, 2003, 2004). Así, el episodio húmedo correspondiente al estadio marino isotópico 3 no ha sido constatado en Canarias hasta el presente, en contra de lo expresado en esos trabajos en los que Zöller et alii (2003) se basan para confirmar sus resultados.

Además, en segundo lugar, Zöller et alii (2003) suponen que los piroclastos, o tefra, del corte de Guatiza proceden del volcán La Corona y obtienen para esta tefra edades por luminiscencia entre 4.33 ka y 5.12 ka. Con ello, indirectamente datan La Corona y su malpaís con los tubos volcánicos de los Jameos. Pero, la datación radiométrica del volcán La Corona (Carracedo et alii 2003) es de 21 ka. La tefra de Guatiza, son piroclastos arrastrados por agua de lluvia y proceden de las laderas inmediatas de los volcanes Montaña de Guenia y La Caldera.

En cuanto a la paleontología, arqueología y primera ocupación humana en Guatiza, Zöller et alii (2003) dan cuenta del hallazgo de huesos de oviápidos y los datan con edad lumiscente entre 5.12 ka y 10.2 ka. Esto lo consideran como prueba de una ocupación humana notablemente más antigua que la de los actuales registros arqueológicos. Además, atribuyen a la presencia de ganados tan antiguos la propia creación de los depósitos mediante procesos geomorfológicos muy probablemente disparados por un primer impacto humano sobre el ecosistema semiárido. Y ello de tal calibre, que pudo incluso exceder al impacto provocado por la colonización histórica aunque quizás no tanto como el que está produciendo el turismo en la actualidad. Por este motivo los clasifican como arqueosedimentos. Ninguna referencia bibliográfica a restos de oviápidos en Canarias aparece en el artículo aunque los oviápidos canarios habían sido estudiados con anterioridad (Meco 1992, 1993). Existen diferencias óseas entre los oviápidos precedentes a La Conquista, que eran de origen africano con rasgos de las longipes paleoegipcias, y los actuales que proceden de razas importadas ya con la Conquista y desde entonces continuamente hibridadas para la mejora de la producción. Además, una primera presencia en las Canarias se ha puesto en relación (Onrubia-Pintado et alii 1997) con depósitos marinos holocenos datados radiocarbónicamente en hace unos 4.000 años.

Pero, sobre todo, el examen del corte Guatiza II ha puesto en evidencia que el nivel descrito por Zöllner et alii (2003) conteniendo restos de ovicápridos contiene también restos de cerámica. El resto cerámico encontrado pertenece a una pieza fabricada en la isla en épocas posteriores a la Conquista y comúnmente llamada cerámica popular o cerámica tradicional.

Finalmente, respecto a la geología, Zöllner et alii (2003) consideran que el corte de Guatiza está constituido por palesuelos loésicos desérticos. Pero se trata de capas de sedimentos y piroclastos (lapilli) retrabajados, transportados y depositados por fuertes lluvias. Las capas de lapilli proceden de los inmediatos conos volcánicos de cenizas alterados en el sitio a suelos. Sólo los lechos superiores han sido erosionados y redepositados. Estos muestran cantos rodados, laminaciones cruzadas y lentejones de piroclastos alterados. Las edades luminiscentes obtenidas por Zöllner et alii (2003) en Guatiza no tienen ninguna relación con la erupción del volcán de La Corona ni, aparentemente, con los sedimentos originales que rellenaban la depresión de la Vega de Guatiza, sino con eventos de erosión y re-deposición mucho más tardíos, de los dos o tres últimos siglos, que contienen cerámica histórica tradicional.

Por lo tanto (Carracedo et alii 2004), las edades IRSL de Zöllner et alii (2003) no validan el método de datación aplicado al Tardiglacial y al Holoceno, ni revelan episodios climáticos húmedos en esas épocas. No hay en la sección de Guatiza paleosuelos, ni tampoco son antiguos los restos de ovicaprinis, ni tienen relación alguna con el primer poblamiento. Los estratos de Guatiza no son arqueostratos ni constituyen yacimiento paleontológico ni arqueológico.

El Tardiglacial de las islas orientales

Las implicaciones e inconsistencias del artículo de Ortiz et alii (2005) son fundamentalmente geocronológicas y paleoclimáticas. Los autores miden la racemización de cuatro aminoácidos en conchas de gasterópodos terrestres del género *Theba* recogidas en las dunas de las Canarias más orientales. Con los valores obtenidos realizan una amino-estratigrafía. Es decir, relacionan entre sí paleosuelos intercalados en dunas de Fuerteventura, Lanzarote e isletas. Para convertir esta correlación en datación utilizan como base de los cálculos 11 edades radiocarbónicas previas (De La Nuez et alii 1997) de las que 8 superan los 30 ka. El resultado que obtienen es una aminocronología con ocho paleosuelos datados en unos 48.6 ka, 42.5 ka, 37.8 ka, 29.4 ka, 22.4 ka, 14.9 ka, 11.0 ka y 5.4 ka.

De ello deducen ciclos climáticos con un periodo de 5 ka a 7 ka, puesto que la alternancia de húmedos y áridos se relaciona con paleosuelos y dunas. De este modo, la duna de Mala en Lanzarote con una potencia, según los autores, de unos 12 m proporciona siete dataciones con valores comprendidos entre los 39.8 ka para los niveles inferiores y los 27.4 ka para los niveles superiores.

Sin embargo, Bouab (2001) obtiene por IRSL las edades de 130 ka y 191 ka para los dos niveles superiores. Para esos mismos niveles las edades U-Th (Meco et alii 1977) varían entre 94.9 ka y 235 ka. Pero, sobre todo, la geología de la zona es determinante puesto que unas lavas discurren por encima de las dunas de Mala. Estas lavas que pertenecen al grupo de Las Calderas y Montaña del Mojón, al norte de Guatiza, son anteriores a las lavas procedentes de Los Helechos que están datadas en 91 ka (Carracedo et alii 2003). Por lo tanto, los resultados de las dataciones mediante aminoácidos de los paleosuelos de Mala con resultados entre 39.8 ka y 27.4 ka (Ortiz et alii 2005) son geológicamente imposibles.

De modo similar, las aminoedades obtenidas por Ortiz et alii (2005) en La Costilla, lugar conocido también como La Rosa Negra, proceden de un corte de una decena de metros de potencia. Estas edades varían entre 47.2 ka para el nivel inferior, 44.7 ka para un nivel intermedio y 6.3 ka para el nivel superior. Esto también difiere bastante de las edades IRSL (Bouab 2001) que varían entre 253 ka y 147 ka. Además, por encima de las dunas de La Rosa Negra discurre una colada de lava datada por K-Ar en 134 ka (Meco et alii 2002). Del mismo modo, en el corte del Barranco de Los Encantados las aminoedades varían entre 48.1 ka y 37.5 ka pero estas dunas pertenecen al mismo grupo que las de Cañada Melián que están datadas por U-Th entre 241 ka y 182 ka (Meco et alii 1997) y, a su vez, cubiertas por piroclastos procedentes del volcán Montaña la Arena datado en 185 ka (Meco et alii 2004).

Por todo ello no se puede considerar correcta la conclusión sobre la existencia de ciclos climáticos del final del Cuaternario basada en la aminocronología de Ortiz et alii (2005).

Los depósitos marinos

El Geliense.

La sunami de Agaete

Los únicos depósitos con fauna marina del Plioceno superior conocidos en Canarias son los de Agaete en la isla de Gran Canaria.

La presencia de depósitos marinos cerca de la Villa de Agaete fue descrita por primera vez por Denizot (1934) y posteriormente por Lecointre (1966), Lecointre et alii (1967), Klug (1968), Meco (1989) y Meco et alii (2002). Para Pérez Torrado et alii (2002, 2006) son restos producidos por una sunami u ola gigantesca.

Para Denizot se trata de un conglomerado marino del Cuaternario, próximo a los 80 m de altura, recubriendo y retocando lavas básicas recientes y que contiene fósiles (tabla 1).

Para Lecointre (1966) y Lecointre et alii (1967) son restos de una playa levantada situada a unos 80 m sobre el nivel del mar, en la carretera de San Nicolás a Agaete. Esa playa levantada tiene de largo algunas decenas de metros y dos metros de potencia. Contiene fauna marina (tabla 1) y melobesias. Con la terminología mediterránea y marroquí propia de aquellos años propone, sin intención de resolver la cuestión, dos asignaciones cronoestratigráficas: o bien Agaete es Tirreniense I correlacionado con el Anfatiense y elevado por tectónica o bien Agaete es Tirreniense II correlacionado con el Ouljiense y elevado por falla o volcanismo. Aunque, de acuerdo con el control eustático del nivel del mar se inclinaría por Cuaternario antiguo, quizás Maarifiense.

Para Klug (1968, figura 14), que proporciona un buen croquis cartográfico en el que los depósitos dibujados se extienden entre las cotas de 50 m y 105 m, se trata de una línea de costa fosilífera del Pleistoceno inferior, quizás del Plioceno. Añade nuevas especies (tabla 1) a las enumeradas por Denizot (1934) y por Lecointre et alii (1967).

Meco publica imágenes de algunos fósiles (tabla 1) de Agaete: (1981: lámina VI, figura 2; 1982, 1983: lámina I, figura 3; lámina V, figuras 12 y 13; lámina VI figuras 3 y 7; lámina VIII, figura 3; lámina XIII, figuras 21 y 22, 27, 28 y 29; lámina XV, figuras 1, 2, 19 y 20) que atribuye al Pleistoceno inferior o a los inicios del Pleistoceno medio. Finalmente,

Meco et alii (2002) determinan su edad, contexto estratigráfico, y sentido paleoclimático. Añaden a la lista ya conocida nuevos hallazgos fósiles. En la fauna, lo más significativo es la presencia, por una parte, de especies extinguidas y, por otra parte, de especies restringidas en la actualidad a las aguas de Cabo Verde. Ello indica un clima interglacial y una edad en el límite plio-pleistoceno. Esta edad vendría confirmada por el paleomagnetismo y la edad de dos coladas en los Llanos del Tumas, o de Turmán, en Agaete. Allí, los depósitos marinos fosilíferos están encima de una colada con una edad K-Ar de circa 1.80 ma y debajo de otra datada 1.75 ma lo que los sitúa en el estadio isotópico marino 63, en el límite plio-pleistoceno, es decir, en el inicio del Pleistoceno. Y ello, evidentemente, por considerar que los depósitos situados bajo la colada del cementerio, de 1.75 ma, son correlacionables con los que están encima de la colada de 1.80 ma.

Sin embargo, Pérez Torrado et alii (2002, 2006) consideran que los depósitos marinos de Agaete se deben a una sunami y aportan la descripción de nuevos depósitos conteniendo fauna marina y situados a alturas superiores a las conocidas. Así, los de los Aerogeneradores (Cueva Blanca) están situados a 150 m sobre el mar. Para ellos la edad de los depósitos está comprendida entre 1.75 ma y 32 ka aunque lo más probable es que tengan menos de 0.83 ma por estar posiblemente relacionada con un gran deslizamiento en Güimar, en la costa este de la isla de Tenerife. Previamente, esta visión sunamítica había sido dada a conocer por Bryant (2001). Este autor menciona tres depósitos de sunamis en Canarias: Jandía, Agaete y La Palma (ibidem, página 199) pero ni los depósitos de Jandía ni los de La Palma pueden relacionarse con sunamis, sino que son depósitos marinos mio-pliocenos afectados por tectónica (Meco et alii 2005).

Pero, en Pérez Torrado et alii (2002, 2006) no se ha considerado el mensaje cronobioestratigráfico y paleoclimático que encierra la fauna fósil contenida en los depósitos de Agaete, tanto si son líneas de costa como si se deben a una sunami. Contrariamente a lo que dicen estos autores, la fauna está en buen estado e incluso aparecen gasterópodos conservando su opérculo. Esto ha permitido conocer que tanto en los Llanos del Tumas, como en la carretera a San Nicolás y también en las localidades nuevas de Juncal y Cueva Blanca o los aerogeneradores, aparecen especies (Meco et alii 2002) que se extinguieron con el Plioceno o, precisando más, con el cambio climático global ocurrido en los inicios del Pleistoceno, hace 1.65 ma. Precisamente por ese motivo climático, 1.65 ma estuvo considerado como el límite plio-pleistoceno (Aguirre y Pasini 1985). De tal modo que no se puede separar el conocimiento cronobioestratigráfico del paleoclimático proporcionados por la fauna.

Efectivamente, la fauna fósil de los depósitos marinos de Agaete indica también una temperatura de las aguas del mar que corresponde a un periodo interglacial o cálido. Durante el inicio del Pleistoceno el clima era similar y propio de un periodo interglacial conocido en Europa como el interglacial Donau-Günz en terminología obsoleta. Poco después, hace 1.65 ma, el clima se volvió extremadamente frío como lo indica la primera aparición de *Arctica islandica*, el más famoso *ospiti nordici*, en el Mediterráneo (Aguirre y Pasini 1985) e, independientemente de las oscilaciones climáticas, no hubo otro episodio cálido que remontase al actual en temperatura hasta el estadio marino isotópico 11.3, hace circa 420 ka, pero para entonces y para la latitud y posición atlántica de Canarias, la fauna era ya muy diferente y contenía nuevas numerosísimas especies actuales (Meco et alii 2002) careciendo totalmente de especies pliocenas.

En apoyo de esta edad proporcionada por la fauna, muy bien situada en el final del Plioceno y principio cálido del Pleistoceno, aparecen datos radiométricos y paleomagnéticos proporcionados por lavas asociables mediante la calcreta. Los depósitos aluviales pleistocenos de Pérez-Torrado et alii (2006) están debajo de la colada de lavas del cementerio de Agaete y la colada está datada en 1.75 ± 0.03 ma (Meco et alii 2002, figura 2). Por ello estos depósitos, aluviales o no, no se pueden considerar pleistocenos a no ser que se admitiese que también están encima de la colada de 1.8 ma. Estos depósitos aluviales pliocenos están a la misma cota altimétrica que los depósitos de sunami (Pérez Torrado et alii 2006, figura 2) en los Llanos del Tumas o Turman, justo en el borde norte de esta planicie y a pocos metros. Ahí, los depósitos con fauna marina están directamente situados sobre una colada de lava datada en 1.80 ± 0.03 ma (Meco et alii 2002, figura 2) y por lo tanto, la lava está en el límite Plio-Pleistoceno fijado en 1.81 ma por la Comisión Internacional de Estratigrafía en la Escala de Tiempos Geológicos de 2004 (Gradstein et alii 2004). La magnetocronología de ambas coladas concuerda con ello: polaridad normal Olduvai para la colada inferior a los depósitos en los Llanos del Tumas e inversa para la colada superior a los depósitos en el cementerio. Esta polaridad magnética diferente indica que no se trata de la misma colada.

Otra circunstancia paleoclimática apunta en la misma dirección: tanto los depósitos de sunami como los depósitos aluviales pleistocenos están afectados por una calcreta. La calcreta aparece sólo sobre depósitos marinos y sobre arenas eólicas derivadas de las arenas bioclásticas marinas. Estas arenas pueden estar en fina cobertera sobre cualquier material previo, incluso basaltos, y penetrar por fisuras no quedando otro rastro de

ellas que una fina calcreta. Su distribución está gobernada por el relieve y el viento. El calcio de la calcreta se obtiene de la fauna y flora marina contenida en los depósitos (Meco et alii 1997, 2004). Esta calcreta se origina bajo un clima cálido pero ya árido que es propio del fin de cada periodo interglacial (Meco et alii 2003) y en el caso de Agaete estaría fechada entre 1.8 y 1.65 ma siendo imposible una calcreta construida durante un interglacial posterior. Porque si así hubiese sido, la fauna que habría debajo de la calcreta sería claramente diferente.

Por otra parte, la edad de 32 ka que los autores ponen como límite para los depósitos de tsunami corresponde a una muestra tomada por Meco el 7 de julio de 1987 en Sardina a unos 7 km de distancia de Agaete. La muestra (LGQ 84) fue procesada por R. Lafont (Laboratoire de Géologie du Quaternaire de Luminy, CNRS, Marseille) en 1988 y se obtuvo una edad radiocarbónica de 32.373 ± 1.300 años BP (antes de 1950). La poca validez de esta edad venía ya dictaminada en el informe del laboratorio remitido por medio de H. y L. Faure. Cualquier edad radiocarbónica sobre conchas de gasterópodos terrestres con valores alrededor de los 30 ka es, sencillamente, inútil.

Rasgos morfológicos de los depósitos de tsunami (Pérez Torrado et alii 2006) están presentes en otros depósitos marinos antiguos de Canarias y son atribuibles a las historias locales marino-terrestres e incluso coluviales (Meco et alii 2005). Además, en el archipiélago hay desde su origen una, antes insospechada, tectónica con movimientos de basculación en diferentes pulsaciones complicados con volcanismos locales y con desplomes (Meco et alii 2005). La costa norte de Gran Canaria prosigue en proceso de elevación desde el Plioceno hasta nuestros días (Meco et alii 2002, 2005) que pudieron ser considerables, bruscos y repentinos como los de La Isleta, revelados en este libro.

Si los depósitos de Agaete, uno o varios, fueron originados por una tsunami ello debió ocurrir durante el Plioceno final debido a la fauna que contienen y la calcreta que los recubren.

El Pleistoceno medio tardío

Los únicos registros en Canarias del Pleistoceno medio marino se encuentran en la costa de Arucas situada en el norte de la isla de Gran Canaria y en Piedra Alta en la costa suroeste de Lanzarote.

Costa de Arucas

La primera mención de la presencia de depósitos marinos en la costa de Arucas, en el norte de Gran Canaria, se debe a Benítez (1912) que publica parte de la correspondencia establecida entre Sir Charles Lyell y Pedro Maffiotte. En la carta de 23 de noviembre de 1856, enviada desde Londres a Maffiotte, Lyell incluyó el corte hecho en la cercanía de Punta del Sombrero (Benítez 1912, mapa de la página 69). En el mapa militar de 1947 y en los posteriores figura como Punta del Camello. El lugar exacto está allí donde desemboca el Barranco de Cardones inmediato a Punta La Salina. El corte dibujado (ibidem, figura 6, página 73) y su descripción (ibidem, página 66) muestran la posición del depósito marino sobre las fonolitas y basaltos, en otro tiempo orilla del mar, y debajo de lavas con hauyna. Además, el Punto E, cerca de El Rincón (28.08°N según Maffiotte), a 35,4 m sobre el nivel actual del mar pertenece también a este episodio marino. Los fósiles (tabla 2) recogidos por Maffiotte pertenecían a especies vivientes que no constituyen la fauna actual de Canarias según Mac Andrew que con tanto esmero los examinó (en carta de Lyell de 22 de noviembre de 1856 según Benítez 1912, páginas 63 y 64).

Macau-Vilar (1960) describe como cuaternarios los depósitos marinos expuestos en la misma costa de Arucas a una altura de 35 m sobre el nivel actual del mar y da a conocer su posición entre lavas basálticas. Para Klug (1963) se trata de una *Jungpleistocene Strandterrasse*, es decir, una terraza marina del Pleistoceno superior situada a 30 m de altura sobre el mar. Klug (1968, página 58) sitúa a 35 m sobre el mar una capa de sedimentos con fósiles (tabla 2), clasificados por Staesche, que se extiende desde Punta de Arucas hacia el Oeste. Encuentra que las especies son todas recientes, africanas y en parte del Atlántico europeo. La mayor parte de ellas aparecen en el Pleistoceno del Mediterráneo y de la costa oeste de Africa. Debido a la altura, atribuye el depósito al Paleotirreniense o Tirreniense I (ibidem, tabla 3). Hernández-Pacheco (1969) también recolecta fauna (tabla 2) clasificada por Álvarez, pero en base a su altura asigna el depósito al Eotirreniense según nomenclatura de Lecoivre et alii (1967).

Lietz y Schmincke (1975) datan por K-Ar las lavas inferior y superior al depósito marino en 0.5 ma y 0.3 ma respectivamente. Meco (1989) destaca la presencia de *Nucella plessisi* y la abundancia de *Patella* morfológicamente diversificada. Meco et alii (2002) datan por K-Ar unas lavas, con estructuras en almohada y por lo tanto sincrónicas al depósito marino, en 421 ka. Edad coincidente con el interglacial ocurrido en el estadio marino isotópico 11.3. Además constata la presencia entre otras especies (tabla 2) de *Caecum crassum* y de *Saccostrea cucullata* como elementos cálidos.

Piedra Alta

Los depósitos de Piedra Alta, en la costa oeste de Lanzarote han sido descritos previamente como depósitos marinos pero con cierta controversia referente a su posible origen. Driscoll et alii (1965) describen una playa elevada a 25 m sobre el mar. Esta playa consiste en depósitos sedimentarios conglomeráticos con bloques de 0.5 m a 1.5 m de diámetro cementados por calizas fosilíferas. Estos conglomerados descansan sobre una amplia plataforma en la costa sudoeste. Sin embargo, uno de los autores (Tinkler 1966) considera que los depósitos a 25 m sobre el mar son en realidad de origen terrestre. Lecointre et alii (1967) realizan una extensa colección de fósiles en Piedra Alta (tabla 2). Para ellos la línea de costa estaría tallada en las lavas de Montaña Roja en las que aparecen cubetas de erosión y bloques rodados a 15-17 m sobre el mar actual. Además, una marca de la marea alta a 18 m sobre el nivel actual del mar correspondería a unos 20 m según datos españoles. Por no existir otra playa más alta sobre estas lavas, los fósiles no podían derivar de playas más antiguas. La playa podía seguirse hacia el este con dificultad. La preponderancia de ejemplares juveniles podría indicar selección por la marea y reflujos sobre la playa. La temperatura era probablemente tan cálida como en la actualidad y había algunos corales ahora ausentes. Sería el equivalente del Rabatiense marroquí.

Para Meco (1977) se trata de un nivel problemático a 16-18 m sobre el mar actual. Meco y Stearns (1981) datan las lavas subyacentes de Montaña Roja en 0.82 ma. Finalmente, los depósitos de Piedra Alta son atribuidos a tres diferentes episodios por Zazo et alii (2002) en su peculiar numeración de los episodios marinos de Lanzarote y Fuerteventura: El Episodio VII (Punta Abas: 17-18 m sobre el mar), el Episodio VIII (Rincón del Palo: 12-14 m) y el Episodio IX (Piedra Alta y Caletón del Río: 8-10 m). Los Episodios VII y VIII serían posteriores a 1.2 ma y el Episodio IX correspondería al estadio isotópico marino 11. Es preciso aclarar que los

Episodios VII y VIII del sudeste de Lanzarote mencionados por Zazo et alii (2002) en Punta Papagayo, contienen fauna mio-pliocena (Meco et alii 2005) y, por lo tanto, nada tienen en común con los de la costa oeste.

El Pleistoceno superior

Las Palmas

Los depósitos marinos pleistocenos de Las Palmas de Gran Canaria fueron dados a conocer por Lyell (1865) y, posteriormente, por Rothpletz y Simonelli (1890), Benítez (1912), Fischer (1935), Martel Sangil (1952), Zeuner (1958), Benítez Padilla (1963), Lecoindre (1966), Lecoindre et alii (1967), Klug (1968), Meco (1975, 1977, 1981, 1982, 1983) y Meco et alii (2002).

Sobre la altura de estos depósitos respecto al nivel actual del mar se han publicado datos discrepantes. Lo más alto de la transgresión se sitúa en los depósitos de Las Palmas a 12 m sobre la media de las mareas (Meco et alii 2002). Se midió en el corte de la autovía del acceso a los túneles de Luengo. Durante las obras el depósito inclinado (ibidem, figura 5) se pudo seguir ininterrumpidamente a lo largo de 560 m hasta el actual nivel del mar. Sin embargo, en la literatura no son éstas las alturas que se mencionan.

En el mismo sitio de la autovía, con el nombre de San Catalina, Lyell (1865) da la altura de 35 pies sobre el mar (7.50 m en la traducción francesa) y una distancia a la orilla actual de 150 pies (45 m en la traducción francesa). Rothpletz y Simonelli (1890), en la misma zona indicada por Lyell, mencionan un punto de los depósitos a doble altura y casi diez veces más lejano de la costa lo que coincide más con la medición de Meco et alii (2002). La publicación de Zeuner (1958), algo confusa, proporciona alturas para Santa Catalina Resa (¿rasa?) de 4.6 m, que atribuye al Epimonastirensis; para Alcarabaneras (sic) de 7.5 m y para La Isleta (Confital) de 11.7 m, que llama Monastirensis inferior. Lecoindre (1966) sitúa el punto más alto de la playa fósil a unos 8 m en La Isleta (Confital) y Lecoindre et alii (1967) señalan que en el sitio de Las Alcarabaneras (sic), inmediato a Santa Catalina, el depósito era visible durante la construcción de los baños públicos. Estos baños están situados a altura inferior a los 3 m. Para Klug (1968), que recoge los datos de los mencionados autores, los mismos depósitos de Las Palmas, pertenecerían a dos épocas diferentes: unos, a 15-18 m, atribuidos al Eutirreniense, y otros, a 7-8 m, pertenecientes al Neotirreniense.



Lyell (1865) describe la localidad de San Catalina (sic) como una playa levantada en la que recoge más de 50 especies de conchas marinas vivientes pero que no habitan ya en Canarias. Entrega las conchas para su estudio a SP Woodward, aunque sólo publica cinco de ellas (tabla 4). Una especie, *Cardita squamosa*, le permite calcular que el depósito se formó a una profundidad de más de 30 m lo que probaría la existencia de movimientos de elevación debidos al volcanismo y que continúan actualmente desde los tiempos postterciarios.

Rothpletz y Simonelli (1890) enumeran 20 especies en los estratos de Santa Catalina. Entre ellas hay algunas que no figuran en la fauna actual del archipiélago canario lo que hace suponer un ligero cambio en las condiciones ambientales. Deducen que los estratos son una formación costera y que al contrario de lo que supone Lyell han sido depositados a una profundidad no mayor de 30 m. La reunión de moluscos terrestres, costeros y marinos, algunos de cierta profundidad, es atribuida a que los moluscos marinos fueron arrojados a la playa después de muertos. Deducen que la edad de los depósitos marinos corresponde al Cuaternario superior por la presencia de especies extrañas al archipiélago que imposibilitan que se trate de una formación actual. Concluyen que la asociación de especies que hoy sólo viven en latitudes más bajas con otras que en nuestros días habitan exclusivamente mares de regiones más septentrionales, acusa cambios de habitación cuya verdadera causa no aciertan a explicarse de un modo satisfactorio.

En la correspondencia entre Lyell y Maffiotte (Benítez 1912), la carta del 22 de noviembre de 1856 incluye una lista de especies encontradas por Maffiotte en el punto E a la altura de 55.5 m (en el dibujo, página 73, son 46 m y es la parte alta de la capa a 35.4 m) que, evidentemente, no pueden ser consideradas como pertenecientes a los depósitos de la terraza baja de Las Palmas. El punto E está señalado en un mapa y correspondería a las proximidades del Cementerio del Puerto de La Luz que aún se conserva (esta zona se llama ahora La Minilla) a 55.5 m de altura sobre el mar. Es de ahí de donde procede el *Cerithium procerum*, mencionado sin embargo por Lyell como perteneciente al depósito situado a 7.5 m. En la carta de Maffiotte a Lyell de 26 de abril de 1855, le comunica que, al abrir los cimientos de la casa de Mr Houghton en la calle San Francisco, frente a la plaza, han aparecido lechos de arena y conchas iguales a los de los arenales de Santa Catalina (Benítez 1912, página 61).

Martel Sangil (1952) estudia unos fósiles que recolectó en el contorno del Istmo que une Las Palmas a La Isleta y en el punto medio de la

recta que va desde la desembocadura del Barranco de Tamaraceite al Barranquillo de Santa Catalina, allí donde Maffiotte encontró muchas de las especies enviadas a Lyell (Martel Sangil 1952, página 111) (tabla 4). El conjunto de los fósiles es atribuido al Terciario. Sin embargo, algunas localidades mencionadas (arenales de Santa Catalina y estratos de Santa Catalina) son pleistocenas. El trabajo puede ser parcialmente utilizado para estudios paleontológicos centrados en las especies que aparecen fotografiadas en las láminas pero de ningún modo desde el punto de vista estratigráfico.

Lecointre (1966) distingue, en la lista de fósiles que proporciona, dos localidades de procedencia: La Isleta y Santa Catalina, pero los fósiles de estas dos localidades están intercambiados. Es decir, los de La Isleta proceden de Santa Catalina y los de Santa Catalina de La Isleta. Ello se constata muy claramente porque en La Isleta el autor incluye la lista de fósiles de Santa Catalina publicada por Lyell (1865) y la lista de fósiles, procedentes también de Santa Catalina, publicada por Rothpletz y Simonelli (1890). Además, en Lecointre et alii (1967) afirman que Santa Catalina está cubierta y no puede verse, mientras que Confital - Isleta fue visitada por Lecointre y Richards.

Por otra parte, en la lista de fósiles con encabezamiento Santa Catalina (Lecointre 1966), distingue tres colecciones diferentes: los recolectados por Martel Sangil, los recogidos personalmente en El Confital (Isleta) y unos fósiles que estaban expuestos en las vitrinas del Museo Canario, mal clasificados, y con procedencia Santa Catalina. Esta procedencia es dudosa. El coleccionista fue, al parecer, Ripoché que nunca publicó al respecto, y entre ellas aparecen ejemplares actuales, e incluso de otras islas lo que también menciona Lecointre inexplicablemente, como *Lathyrus armatus* de La Graciosa. Lecointre revisó la clasificación y se llevó algunos ejemplares a París que puntualmente devolvió al Museo. En ese intervalo, la colección fue visitada por Klug que la incluye en su publicación de 1968. En la lista de Klug faltan las especies clasificadas en París que tardaron en volver a las vitrinas del Museo Canario.

Meco et alii (2002) consideran que los trabajos previos publicados pueden presentar errores causados por mezcla de fósiles con restos dispersos de concheros o bien por las intrincadas sinonimias de algunas especies, por determinaciones taxonómicas incorrectas o por inexactitud en la procedencia de los fósiles de las colecciones del Museo Canario. Por ello prescinden de los trabajos precedentes y se centran exclusivamente en los fósiles utilizables paleoclimáticamente. Estos fósiles son los que aparecieron

en el corte de Santa Catalina entre las Alcaravaneras y los túneles de Luengo y que quedaron expuestos temporalmente durante la reciente construcción de la autovía (tabla 5). El corte (ibidem, figura 5) muestra una continuidad de las claras arenas bioclásticas marinas pleistocenas (estadio marino isotópico 5.5) que van desde la playa hacia el interior a lo largo de 560 m y en progresiva elevación hasta alcanzar los 12 m de altura sobre el actual nivel del mar. En su parte más cercana al mar, las Alcaravaneras, están cubiertos por depósitos marinos holocenos de arenas negras.

Las listas publicadas precedentemente (tabla 4) a veces son muy cortas. Lyell (1865) menciona sólo cinco especies y Fischer (1935) una. Como se ha indicado, otras veces la procedencia es dudosa. En Martel Sangil (1952) es difícil distinguir las especies pleistocenas debido a la ambigüedad de los sitios y su proximidad a depósitos marinos miocenos. De hecho, todos los fósiles están atribuidos por el autor al Mioceno. Otros fósiles mencionados proceden de colecciones museísticas confusas. Meco (1981) confunde, en una especie, La Palma con Las Palmas, localidad indicada en su etiqueta y que no coincide en la procedencia indicada en el libro inventario recuperado mucho más tarde. Otras especies mencionadas son de clasificación inverosímil, como la especie propia de Mozambique mencionada por Lyell (1865) y las propias de África del Sur y chilo-peruianas mencionadas por Lecointre (1966). Muchas de ellas presentan intrincadas sinonimias. Revisiones de las colecciones del Museo Canario de Las Palmas y del British Museum of Natural History of London han sido publicadas por Meco (1975, 1977, 1981, 1982, 1983). Esta incertidumbre es considerada por Meco et alii (2002) que, en consecuencia, sólo publican las especies observadas en el yacimiento y que tienen un sentido paleoclimático. De este modo observadas, todas las especies mencionadas en el siglo diecinueve por Lyell (1865) y Rothpletz y Simonelli (1890) han sido reencontradas excepto una (tabla 5). Sin embargo, muchas especies de las listas publicadas en el siglo veinte no han sido reencontradas. Lecointre (1966) reincorpora las listas proporcionadas por los autores anteriores e introduce sinonimias y correcciones taxonómicas complejas así como clasificaciones de materiales procedentes del Museo Canario de Las Palmas que no presentan garantía sobre su procedencia. Por ello, de la lista de Lecointre (1966) no pueden tenerse en cuenta las de la colección del Museo Canario ni tampoco las que Lecointre et alii (1967) añaden como recolectadas por Richards en Las Alcaravaneras durante la construcción del balneario de la playa. Este balneario está situado directamente sobre depósitos marinos holocenos por lo que los fósiles colectados no parecen ofrecer las suficientes garantías respecto a su procedencia estratigráfica.

Klug (1968) se limita a recopilar las especies mencionadas por los autores precedentes pero añade a las publicadas por Lecoindre (1966) las que estaban en las vitrinas del Museo Canario y que habían sido revisadas, a lápiz y sobre la antigua etiqueta, por el propio Lecoindre. Pero, Lecoindre et alii (1967), a su vez, suman a éstas especies las otras del Museo Canario que Lecoindre se llevó a París para su clasificación.

Dataciones

La edad de los depósitos de Las Palmas de Gran Canaria, sólo puede deducirse a partir de su contenido fósil y por similitud con otros yacimientos datados en otras islas del archipiélago (Meco 1975, Meco y Stearns 1981, Radtke 1985, Meco et alii 1992, 1997, 2002, Zazo et alii 2002). Así, los depósitos marinos corresponderían al último interglacial o estadio marino isotópico 5.5.

La existencia de depósitos de más de una transgresión marina conteniendo *Strombus bubonius* ha sido planteada por Zazo et alii (1997). En base a diferentes resultados de dataciones radiométricas, consideraron la existencia de varias líneas de costa alejadas en el tiempo y conteniendo este emblemático fósil de origen senegalés (estadios marinos isotópicos 7.1 y 5.3 en Matas Blancas, Fuerteventura) pero, posteriormente (Zazo et alii 2002), rectifican y consideran que lo que hubo fueron dos distintos episodios (Episodio XI -1 y Episodio XI -2) dentro del estadio marino isotópico 5.5 y, en Igueste en la isla de Tenerife, encuentran una prueba más concluyente (Zazo et alii 2003) porque el depósito marino con *Strombus bubonius* contiene un estrecho nivel terrestre intercalado.

El problema principal para la datación de estos depósitos marinos es que los métodos de datación utilizados y utilizables (radiocarbón, U-Th y racemización de aminoácidos) presentan graves limitaciones e incertidumbres que dependen en gran parte de la historia biológica y geológica de la muestra analizada. Los *Strombus bubonius* del yacimiento de Matas Blancas, en Fuerteventura, que los contenía a centenares, permitieron realizar variadas dataciones en diferentes laboratorios que pusieron en evidencia (Meco et alii 2002) las limitaciones del método U-Th en cuanto a diferenciar estadios marinos isotópicos próximos.

El Holoceno

En las últimas décadas, el Pleistoceno superior y el Holoceno marino de las islas han sido muy estudiados con resultados más o menos concordantes, sobre todo para el Holoceno. Proliferan así las localidades y las dataciones (Meco 1977, 1986, 1988, 1989, 1993, Meco y Stearns 1981, Meco et alii 1986, 1987, 1995 1997, Talavera et alii 1978, Criado 1986, García Talavera 1990, Zazo et alii 1993, 1996, 1997, 2002, 2003, Onrubia Pintado et alii 1997, Calvet et alii 2000, Carracedo et alii 2003).

2 Evolución eólica

Obvio, lo que está ante los ojos, es difícil de abordar. Obvia parece la situación atlántica de las Canarias (figura 2.1) y sin embargo de ella dependen unas largas historias de transformaciones. Una de esas historias es la de las arenas blancas con las que se visten las islas orientales. Nacen esas arenas, a partir de la trituración de las construcciones defensivas de los organismos marinos del litoral. El embate perenne en las costas requiere unos caparazones, conchas y soportes en los animales y las plantas que en ese medio encuentran su supervivencia. Las protecciones que construyen están formadas por carbonato cálcico. El mismo ambiente que las hizo necesarias y posibles se encarga de su trituración. Más tarde, esas arenas marinas bioclásticas fueron transportadas eólicamente. Parte de ellas encontraron cobijo en tierra volcánica. Entre viento y relieve formaron abundantes acumulaciones de arenas de muy diferente grosor, dilatadas extensiones arenosas delgadas y rellenaron grietas y fisuras. El viento azota, el relieve recibe y las arenas circulan buscando un reposo siempre transitorio. Pero, el relieve tampoco es inmutable y muy extensas lavas han cubierto reiteradamente la superficie de las islas mientras transcurría la historia de las arenas. Tampoco fueron inmutables las órdenes emanadas del clima que gobernó todo el proceso. Esta historia se lee a tramos en distintos escenarios. Los tramos son los de la Escala de Tiempos Geológicos de 2004 y los escenarios lugares singulares de las islas orientales.

El Geliense (entre 2.59 millones de años y 1.81 ma)

Agua Tres Piedras

Es en la costa occidental de Fuerteventura y especialmente en Agua Tres Piedras (figura 2.2) donde el corte geológico (figura 2.3) muestra la transición entre los depósitos marinos de inicios del Plioceno y la gran calcreta de inicios del Pleistoceno. Tiene de notable esta sección geológica el mostrar el origen marino de las blancas calcarenitas, la intercalación de reiterados aluviones acompañados de señales de vegetación y la formación de un primer paleosuelo muy poco antes del inicio del Cuaternario, situado en hace 2.59 ma. Aunque esto ha sido tratado en el volumen dedicado al Mioceno y al Plioceno es en Agua Tres Piedras donde se muestra una continuación hasta la gran calcreta y en donde queda representado el tramo cuaternario más antiguo (desde hace 2.59 ma hasta hace 1.81 ma). En éste, el viento deja el protagonismo a las aguas pluviales hasta que comienza el Pleistoceno con una aridez necesaria para formar la calcreta.

El Pleistoceno inferior (entre 1.81 ma y 0.78 ma)

La gran calcreta

La calcreta aparece cubriendo casi por entero las llanas islas de Fuerteventura (figura 2.4) y Lanzarote así como el norte y este de la agreste Gran Canaria, en donde es vestigial, hasta alturas que superan los 400 m sobre el actual nivel del mar. Al cubrir toda la isla de Fuerteventura separa de inmediato las formaciones geológicas anteriores o “blancas” de las posteriores o “negras” (figura 2.5), tanto aluviones (figuras 2.6 y 2.7) como basaltos (figuras 2.8 y 2.9). La calcreta queda cubierta por todo el volcanismo cuaternario “negro”. Además, la calcreta está seccionada por la red de barrancos instalados en el Pleistoceno inferior (figuras 2.8 y 2.10). Su área de dispersión coincide con la de las dunas pliocenas, a favor de los alisios, a partir de la línea de costa de inicios del Plioceno y su espesor está en relación directa con la potencia de las dunas calcareníticas subyacentes, de donde procede el calcio, es decir, desde escasos centímetros en las acunaciones de arenas en delgada cobertera sobre los relieves altos hasta una media decena de metros en las vaguadas o cañadas abiertas al norte. En

consecuencia, a sotavento, el sur, de las elevaciones montañosas que no permiten el paso de las arenas por sus colladas no hay nunca calcreta, mientras que se dispersa en abanico bajo las colladas de altura inferior.

La relación de la calcreta con lavas datadas señala su pertenencia al Pleistoceno inferior. La calcreta, a su vez, marca un antes y un después para dos ciclos erosivos y dos generaciones de depósitos de ladera y una repetida reactivación eólica (figura 2.11).

El Pleistoceno medio (entre 0.78 ma y 0.126 ma)

Al romperse la calcreta durante el segundo ciclo erosivo, las arenas dejaron de estar retenidas y sufrieron una reactivación anegando algunas depresiones del romo relieve del noroeste de Fuerteventura (figura 2.12) o apoyándose en algunas elevaciones. Estas dunas están datadas del Pleistoceno medio tardío (figuras 2.13 y 2.14) por diversos métodos y presentan paleosuelos intercalados (figuras 2.15 y 2.16). También en Lanzarote (figuras 2.17 y 2.18) y en La Graciosa (figura 2.19) las dunas y paleosuelos están bajo piroclastos y lavas a veces datadas (figuras 2.20 y 2.21). Otras veces están en el interior de cráteres (figuras 2.22 y 2.23) pero bajo piroclatos (figura 2.24) contemporáneos porque dejaron quemados componentes de los paleosuelos. En La Graciosa, piroclastos en un paleosuelo (figura 2.25) son anteriores a los depósitos marinos con los que se inicia el Pleistoceno superior.

Los paleosuelos

Los paleosuelos son muy peculiares. Se componen de arena blanca, arcillas rojizas, innumerables conchas de gasterópodos terrestres (figura 2.26) e incontables concreciones calcáreas sobre antiguas ootecas de acrididos (figura 2.27) y sobre antigua vegetación sammófila (figura 2.28). Ni de las ootecas ni de la vegetación queda otro testimonio que estas concreciones calcáreas salvo algunos moldes areno-arcillosos (figuras 2.29 y 2.30).

La procedencia de la arena blanca es, como ya se ha dicho, bioclástica marina transportada por el viento procedente del atlántico. Cuando cesa el viento atlántico y procede, en cambio, de Africa aporta gran cantidad de polvo arcilloso sahariano (figura 2.31) que pasando por

el norte de las islas Cabo Verde (figura 2.32) alcanza a veces el Caribe. Polvo sahariano y lluvias, íntimamente ligados (figura 2.33), cubren de vegetación las dunas y las plagas africanas (figuras 2.34, 2.35 y 2.36) de acrididos (figuras 2.37 y 2.38) encuentran las condiciones ideales de reproducción (figura 2.39). Más ocasional es la presencia en los paleosuelos de huevos (figura 2.40) y restos óseos (figuras 2.41 y 2.42) de parde-las extinguidas (figura 2.43) e incluso de conchas marinas de enigmática procedencia (figura 2.44).

Las ootecas de acrididos hacen su aparición hace 3 ma (volumen Mioceno y Plioceno). Más tarde reaparecen en el plio-pleistoceno de Agaete (figura 2.45), hace circa de 1.75 ma, en el inicio del Pleistoceno medio tardío de la costa de Arucas hace circa 0.42 ma (figura 2.46), y algo posterior en Piedra Alta (figura 2.47), a finales del Pleistoceno medio en Timbaiba (figuras 2.48 y 2.49), en los inicios del Pleistoceno superior en Punta Penedo (figura 2.50) y en La Graciosa (figura 2.51) y al inicio del Holoceno (figura 2.52).

Los paleosuelos terminan en delgadas costras calcáreas (figuras 2.36 y 2.53). Algunos niveles de gasterópodos terrestres situados entre las dunas no indican paleosuelos sino acumulaciones eólicas (figura 2.54).

El Pleistoceno superior (entre 1.126 ma y 0.0115 ma)

El Pleistoceno superior inicial podría estar representado en Hueso del Caballo (figura 2.55) por tres dunas escalonadas coronadas cada una de ellas por un paleosuelo correspondiendo a los tres subestadios marinos isotópicos del estadio marino isotópico 5. No constituyen paleosuelos los depósitos de Guatiza (figuras 2.56 y 2.57) conteniendo objetos históricos (figura 2.58).

El Holoceno (desde 0.0115 ma hasta nuestros días)

El último y por lo tanto más reciente paleosuelo ha sido datado del inicio del Holoceno en La Pared (figura 2.52) y en el Jable de Corralejo. Es el único paleosuelo que no está cubierto por una costra calcárea delgada, que aún aguarda su formación con el fin del presente interglacial. Mientras, se continúan reactivando las antiguas dunas (figura 2.59) para formar dunas vivas (figura 2.60)

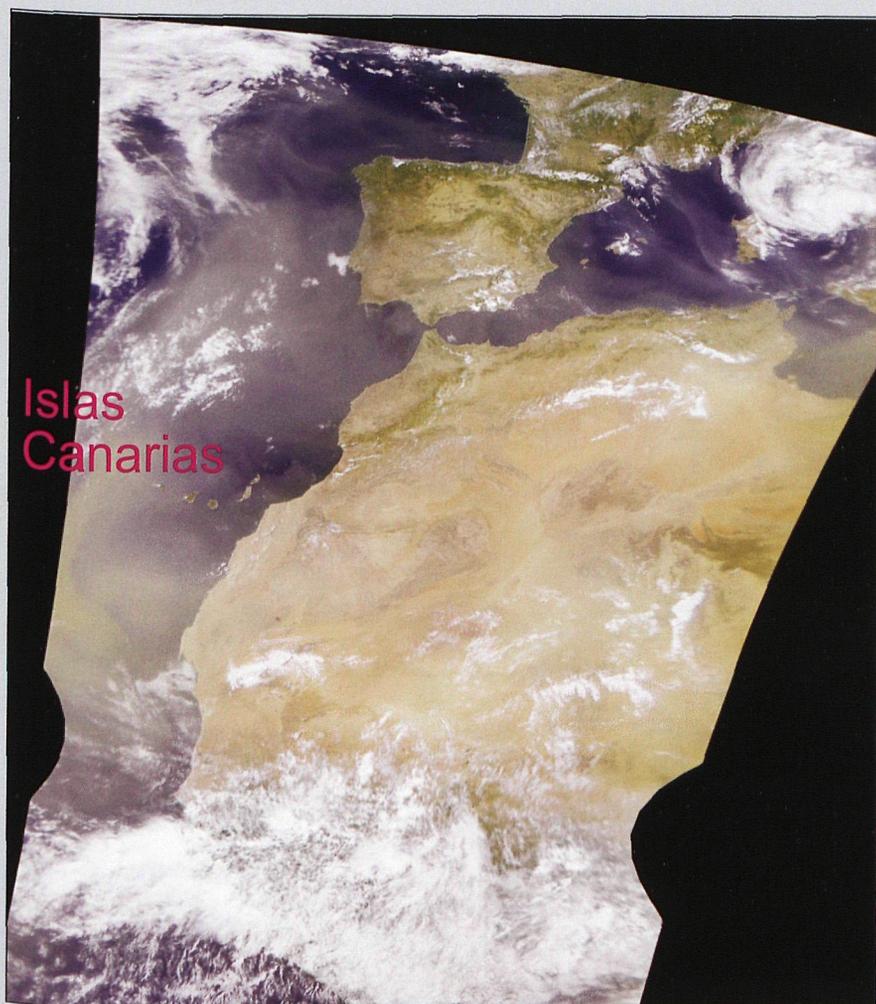


Figura 2.1 - Las islas Canarias están situadas frente a la costa de África muy cerca del trópico de Cáncer. Es un lugar singular para detectar los cambios climáticos globales de acentuada importancia. Durante los últimos tres millones de años, su clima ha estado gobernado alternativamente por influencias noratlánticas, senegalesas y saharianas que han dejado huellas entre sus volcanes en forma de testimonios petrificados. Imagen de satélite OrbView-2 SeaWiFS generada el 25 de julio de 2004.

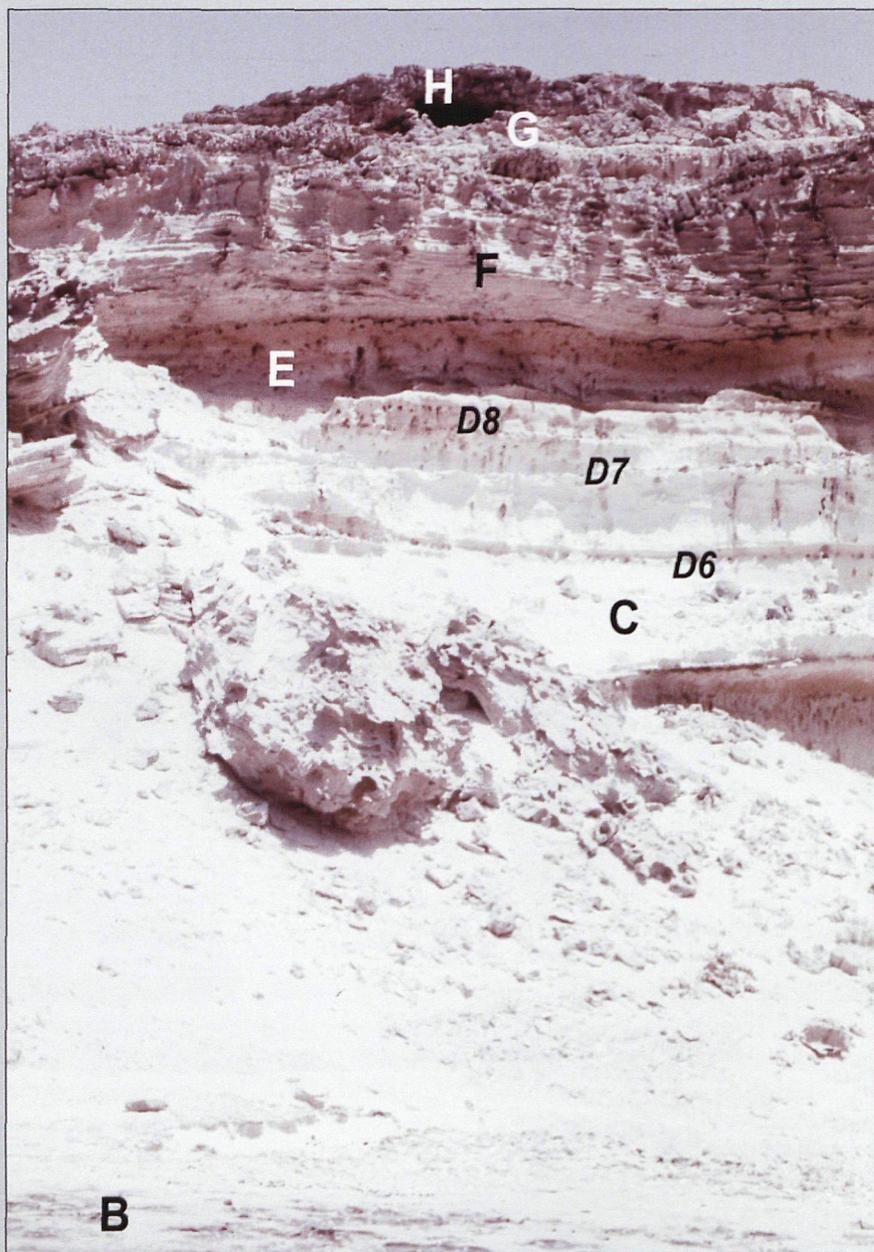


Figura 2.2 - Agua Tres Piedras está situada en la costa norte de la Península de Jandía en la isla de Fuerteventura. Allí quedaron sedimentos desde el inicio del Plioceno hasta su final. Sobre los antiguos basaltos surgidos de las profundidades, actuaron sucesivamente las aguas oceánicas, los vientos atlánticos, lluvias violentas, polvo sahariano y lluvias suaves, más tarde otra vez violentas y un sol tórrido que dejaron depósitos marinos (B), dunas blancas (C) con aluviones intercalados (D), un paleosuelo incipiente (E), dunas grises (F), gruesos aluviones (G) y una costra calcárea (H) (Meco et alii, 2004).

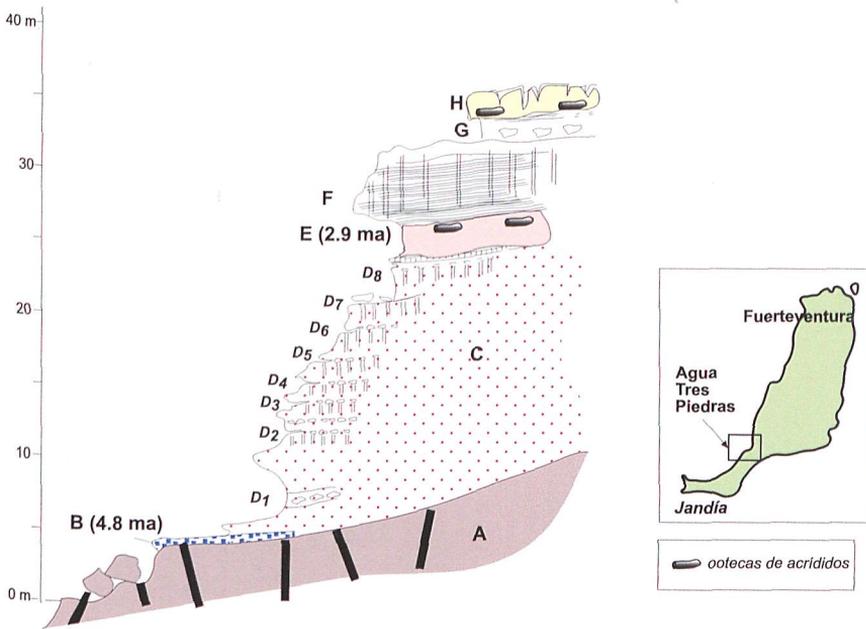


Figura 2.3 - Sucesión geológica en Agua Tres Piedras en Barlovento de Jandía:

A) rasa marina tallada en basaltos miocenos atravesados por diques.

B) depósitos marinos que contienen infinidad de algas calcáreas y conchas de moluscos característicos del tránsito mio-plioceno como *Hinnites ercolaniana* Cocconi, *Gigantopecten latissimus* (Brocchi), *Ancilla glandiformis* (Lamarck), *Lucina leonina* (Basterot) y *Strombus coronatus* (Defrance) (Meco 1977, 1981, 1982, 1983). La edad de los depósitos marinos es 4.8 ma (Meco et alii 2005).

C) calcarenitas eólicas que contienen numerosas radiolas de equinodermos y foraminíferos bentónicos mio-pliocenos, entre ellos *Cibicides lobatulus* (Walker y Jacob), *Amphistegina lessonii* d'Orbigny y *Quinqueloculina akneriana* d'Orbigny derivados eólicamente de los sedimentos marinos (Hausen 1958, Rona y Nalwalk 1970). Las calcarenitas, muy blancas por sus granos bioclásticos, contienen el gasterópodo terrestre *Theba pisanopsis* (Servain 1880).

D1 a D8), horizontes aluviales de diferente intensidad, incluidos en las calcarenitas, con clastos angulosos basálticos y algunos fósiles marinos mio-pliocenos fragmentados. Cada horizonte aluvial esta asociado con numerosos tubos verticales de disolución abiertos por debajo y tapados por encima por aluviones. Estos tubos se formaron a favor de raíces que atraían el agua.

E) paleosuelo muy arenoso, algo rojizo, que contiene ootecas de acrídidos. Estas ootecas hacen su primera aparición hace de 2.9 ma tanto en Fuerteventura como en Gran Canaria (Meco et alii 2005).

F) areniscas laminadas de color gris derivado de su contenido en pequeños fragmentos angulosos basálticos (un 25 %). Un componente de la laminación se debe a deslizamientos por gravedad tal como puede verse hoy día en la misma zona (figura 3.40 en el volumen Mioceno y Plioceno) en que el picadillo volcánico se desliza, a intervalos, desde las cumbres basálticas y se instala sobre las dunas. Por otra parte, intervinieron lluvias moderadas frecuentes, a juzgar por la potencia del estrato y el tamaño fino de sus componentes.

G) sedimentos aluviales, con grandes clastos basálticos, se instalaron sobre las areniscas grises laminadas que quedaron atravesadas por numerosos tubos de disolución.

H) paleosuelo y gruesa calcreta, ambos conteniendo inmensidad de ootecas de acrídidos formados inmediatamente antes de los primeros fríos pleistocenos.

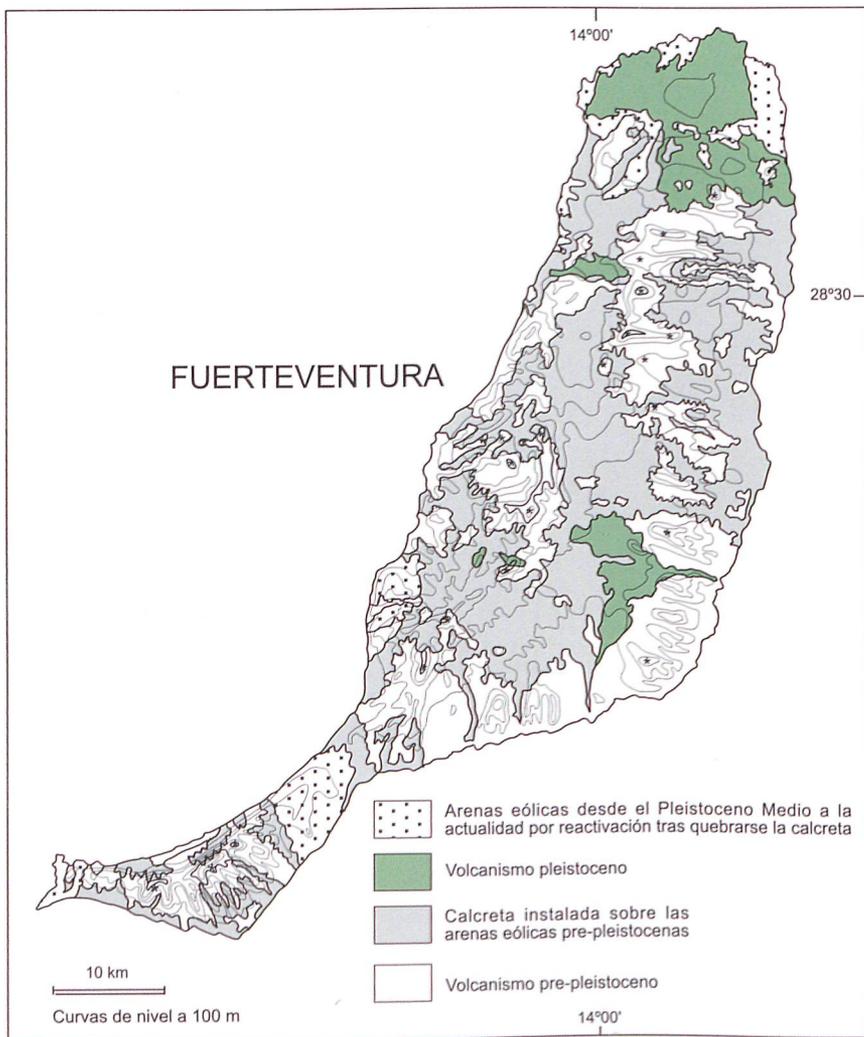


Figura 2.4 - Fuerteventura es la isla del archipiélago en que más extensión presenta la calcreta. Ésta es propia de las Canarias orientales porque deriva de las arenas pliocenas biocalcarenticas que tuvieron una gran dispersión eólica sobre esta isla de relieve bajo. Los vientos predominantes procedían del norte y las arenas se dispersaron a través de pasillos entre las elevaciones montañosas y pasando a sotavento por las colladas a alturas hasta los 400 m sobre el mar. Encima de la gran calcreta se situaron las lavas del Pleistoceno medio y del superior (Meco et alii 2004, Carracedo et alii 2005).

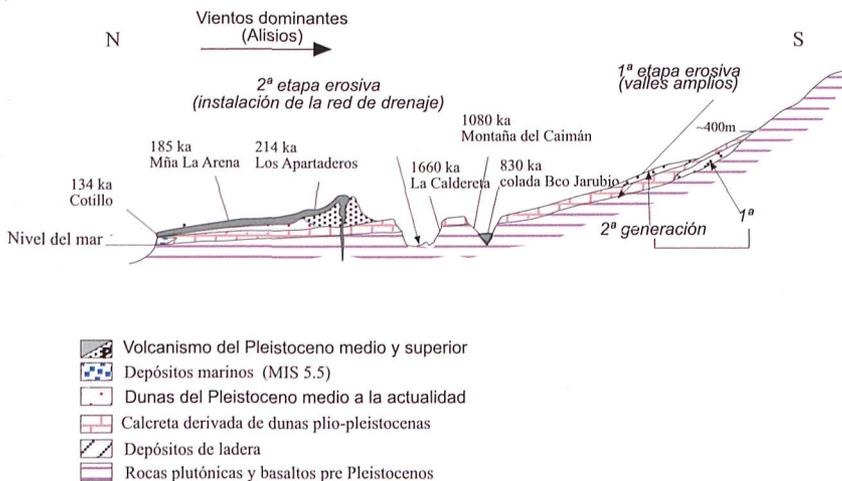


Figura 2.5.-La calcreta es una referencia cronológica en Fuerteventura. Es anterior a la incisión de los barrancos. Es posterior a los abanicos de ladera tempranos y anterior a los abanicos de ladera tardíos. Es anterior a las lavas que discurren colmatando el barranco de Jarubio datadas en 0.83 ma (Coello et alii 1992) y posterior a las lavas de La Caldereta de hace 1.66 ma y a las de la Montaña del Caimán que tienen 1.08 ma. La calcreta se formó a lo largo del Pleistoceno inferior. En Agaete, Gran Canaria, la calcreta afecta a depósitos situados entre lavas datadas en 1.8 ma y 1.75 ma (Meco et alii 2002).



Figura 2.6 - En Casillas del Ángel, Fuerteventura, se observan bien las dos generaciones de depósitos de ladera. La más antigua cubierta por la calcreta de color claro y la más reciente, a partir del Pleistoceno medio, de color más oscuro.



Figura 2.7 - Casillas del Ángel, Fuerteventura. La calcreta no permite cultivos. Los abancos de ladera de segunda generación son terrenos fértiles que se cultivan escalonadamente y que aprovechan el agua de las esporádicas lluvias.



Figura 2.8 - Barranco de Jarubio, Fuerteventura. La colada, que colmata el barranco, procede del volcán Montaña Quemada y está datada en 830 kiloños por K-Ar, (Coello et alii 1992). Esta colada es posterior al barranco y éste, a su vez, es posterior a la calcreta.



Figura 2.9 - Tindaya, Fuerteventura. Las lavas del volcán La Ventosilla, de final del Plioceno y datadas por K-Ar en 1.83 ma en el Barranco de Equinzo (Abdel-Monem et alii 1971) y en 2.4 ma en el Aljibe de La Cueva (Coello et alii 1992), están cubiertas por la calcreta. Los habitantes de Tindaya delimitan los terrenos con muros construidos con bloques de calcreta (en primer término). Sin embargo, Montaña Quemada (al fondo) de finales del Pleistoceno inferior, datada en 830 ka (Coello et alii 1992), está libre de la calcreta.



Figura 2.10 - Las lavas de la Montaña del Caimán datadas en un millón de años (1.08 ma, Scaillet y Guillou, este trabajo) y la calcreta que las cubren están escindidas por el barranco. Los barrancos de la segunda etapa erosiva se formaron al final del Pleistoceno inferior puesto que son posteriores a hace un millón de años y anteriores a hace 830.000 años.

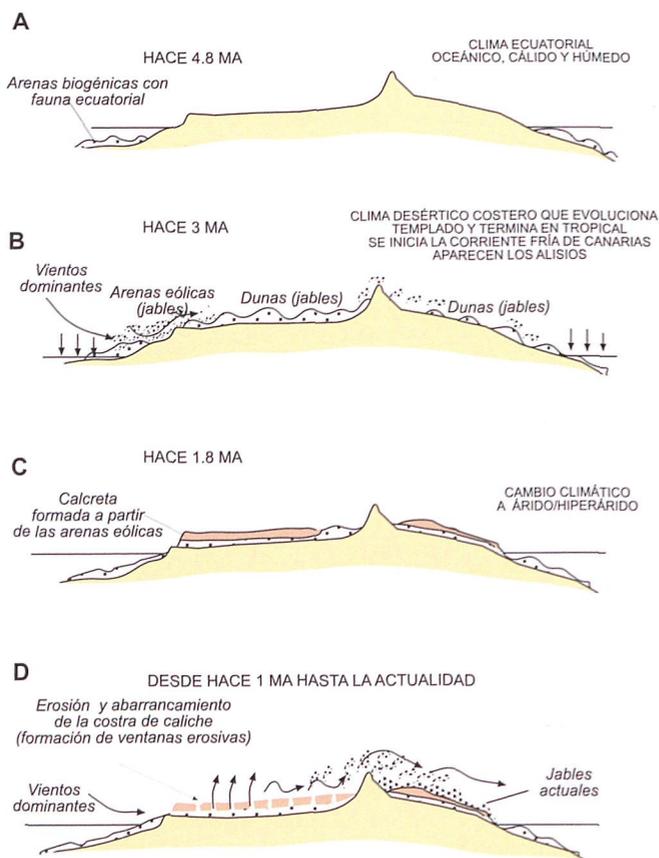


Figura 2.11 - La evolución eólica de Fuerteventura va a determinar en gran parte su morfología. Presenta tres etapas debidas a cambios climáticos globales.

1- Etapa de dispersión eólica pliocena

A) Formación y acumulación en la plataforma litoral de arenas biogénicas en condiciones climáticas muy cálidas y húmedas.

B) La exposición aérea de los depósitos marinos favorece la remoción y transporte de las arenas por los vientos dominantes (Alisios) hacia el interior de la isla. Formación de dunas que alcanzan cotas de 400 m y recubren la mayor parte de la isla.

2- Etapa de formación de la calcreta durante el Pleistoceno inferior

C) La superficie de las dunas se encostra por evaporación y ascenso por capilaridad del carbonato cálcico biogénico. La costra puede alcanzar en algunos puntos varios metros de espesor. Debajo, las arenas permanecen sueltas y protegidas de los vientos.

3- Etapa de fragmentación de la calcreta durante la primera mitad del Pleistoceno medio

D) La calcreta -o costra calcárea conocida como caliche o tosca blanca en la isla- se erosiona formando ventanas que permiten la remoción de las arenas sueltas que están debajo y se forman nuevas dunas constituyendo finalmente los jables - del francés sable- y aportando arenas blancas a las playas actuales como las de Sotavento de Jandía. La fuente de las arenas es siempre la misma que en A y actualmente su circulación está impedida en gran medida por las urbanizaciones turísticas de modo que finalmente las playas de arena blanca lo serán de rocas basálticas negras. (Carracedo et alii 2005)



Figura 2.12 - El suave relieve desgastado del complejo basal de Fuerteventura, cubierto por la costra allá donde las arenas pliocenas llegaron, sufrió la incisión erosiva en la primera mitad del Pleistoceno medio. Después, en la segunda mitad, se anegó de arena con la reactivación eólica. Cañadas, en Fuerteventura, designa barrancos colmatados de arena.

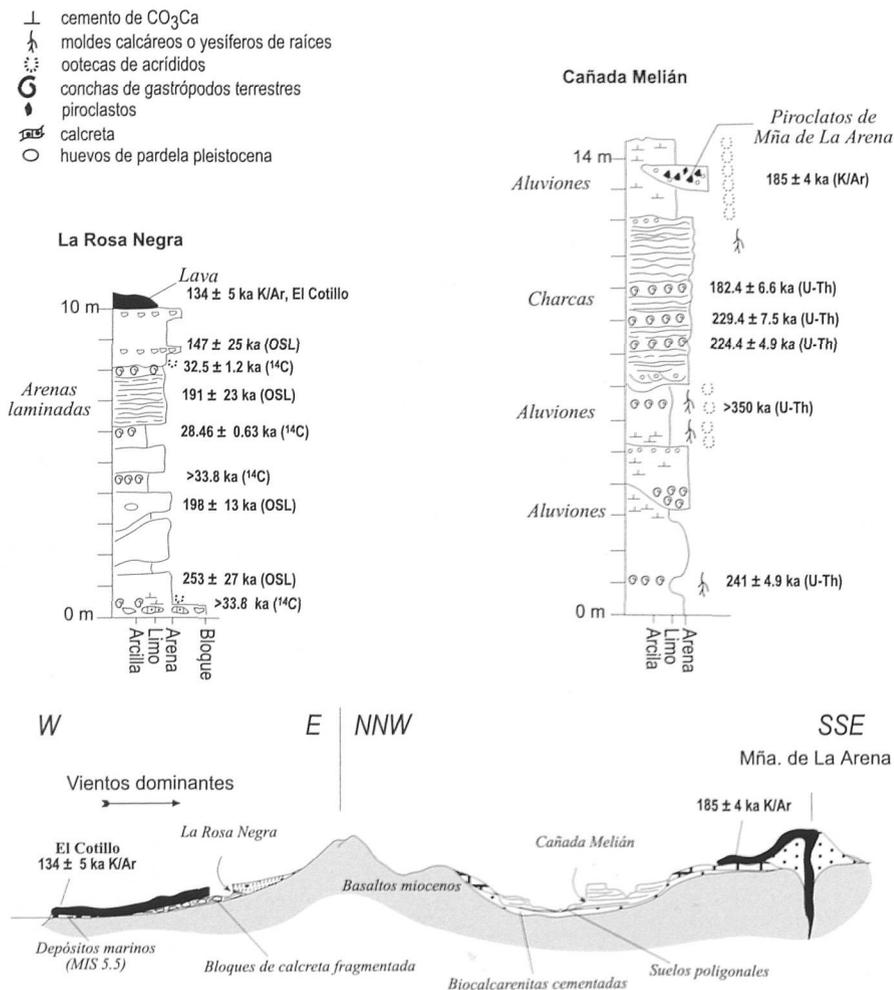


Figura 2.13 - Tras la fragmentación de la calcreta se forman las primeras dunas del Pleistoceno medio. Estas han sido datadas en La Rosa Negra y en Cañada Melián, ambas en Fuerteventura, por cuatro métodos. Las dataciones radiocarbónicas de La Rosa Negra están en el límite del método y sólo indican que las dunas no son del Pleistoceno superior tardío sino más antiguas. Las dataciones OSL (Bouab y Lamothe 1977, Bouab 2001) y U-Th (Meco et alii 1997) las sitúan en el Pleistoceno medio y finalmente la datación K-Ar del volcán La Arena (Meco et alii 2004) y de la colada del Cotillo (Meco et alii 2002), que pasa por encima de las dunas, ponen un tope de edad que indica claramente que las dunas son del Pleistoceno medio.

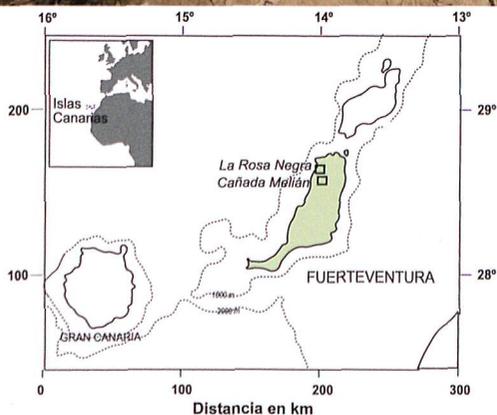
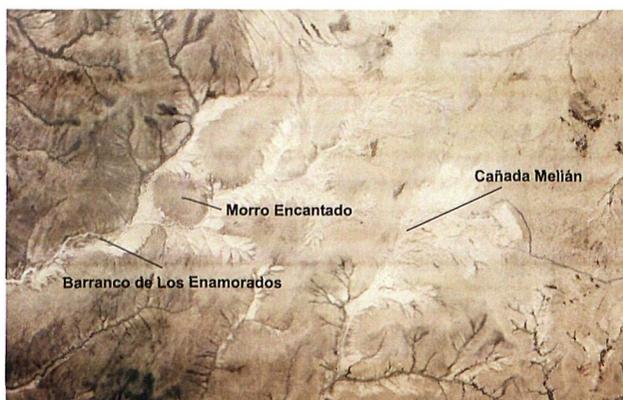


Figura 2.14 - Esquema de situación de sitios singulares de dunas del Pleistoceno medio y situación de Cañada Melián. Las arenas, tras sobrepasar las escasas alturas del gastado relieve del complejo basal de la isla (esquina superior izquierda) se acumularon en las depresiones de los barrancos recién formados colmatándolos durante la mitad final del Pleistoceno medio. Estos barrancos continuaron su actividad hasta nuestros días seccionando las dunas (parte inferior). Sobre fotograma de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>



Figura 2.15 - Dunas en el Barranco de Los Enamorados, Fuerteventura. Cinco paleosuelos principales se intercalan entre más de 20 m de espesor de las arenas.

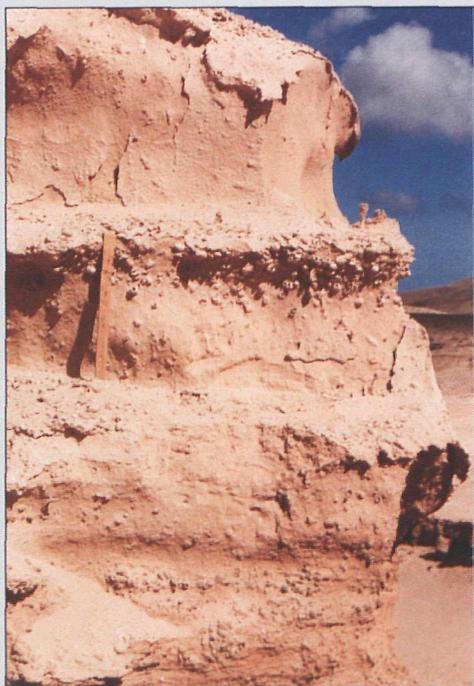


Figura 2.16 - Detalle del último paleosuelo en Cañada Melián, Fuerteventura, plagado de concreciones calcáreas sobre ootecas de acrídidos y datado del final del Pleistoceno medio (Meco et alii 1997).



Figura 2.17 - Lomo Camacho, Lanzarote. Las dunas con paleosuelos aparecen bajo potentes piroclastos.

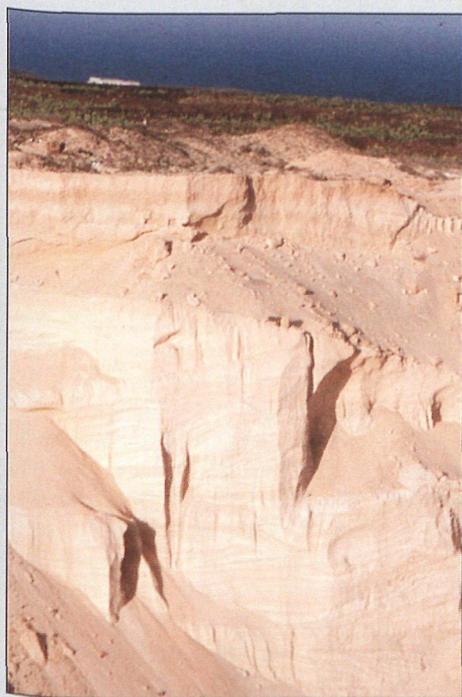


Figura 2.18 - Las lavas (parte superior en segundo término) discurren por encima de las dunas de Mala. Estas lavas del grupo de Las Calderas y Montaña del Mojón, al norte de Guatiza, son anteriores a las cercanas lavas procedentes de Los Helechos datadas en 91.000 años (Carracedo et alii 2003). Por lo tanto, los resultados de las dataciones mediante aminoácidos de los paleosuelos de Mala entre 39.800 años y 27.400 años (Ortiz et alii 2005) no concuerdan. Además, esos mismos paleosuelos han dado una edad de 130.000 años por OSL (Bouab 2001). Esto, por una parte, data indirectamente en el intervalo entre 130.000 y 91.000 la actividad volcánica del grupo de volcanes al norte de Guatiza pero, sobre todo, destruye la conclusión sobre la existencia de ciclos climáticos del final del Cuaternario basada en la aminocronología de Ortiz et alii (2005).



Figura 2.19 - Montaña Bermeja en La Graciosa es un volcán que se instaló encima del campo de dunas y algunos de sus productos volcánicos quedaron englobados en los depósitos marinos del último interglacial mostrando sincronía con ellos.

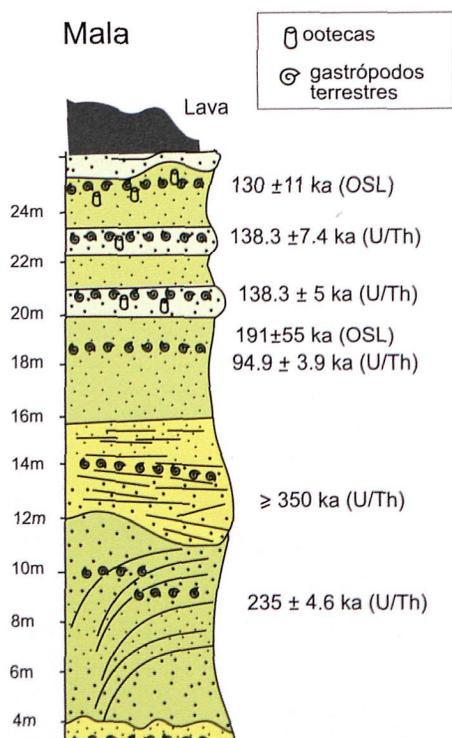


Figura 2.20 -

En Mala, Lanzarote, las dunas y paleosuelos han sido datados por OSL (Bouab 2001) y por U-Th (Meco et alii 1997). Las dataciones sitúan su formación desde la segunda mitad del Pleistoceno medio hasta el último interglacial en el inicio del Pleistoceno superior. Estas dunas están debajo de lavas procedentes de Montaña del Mojón

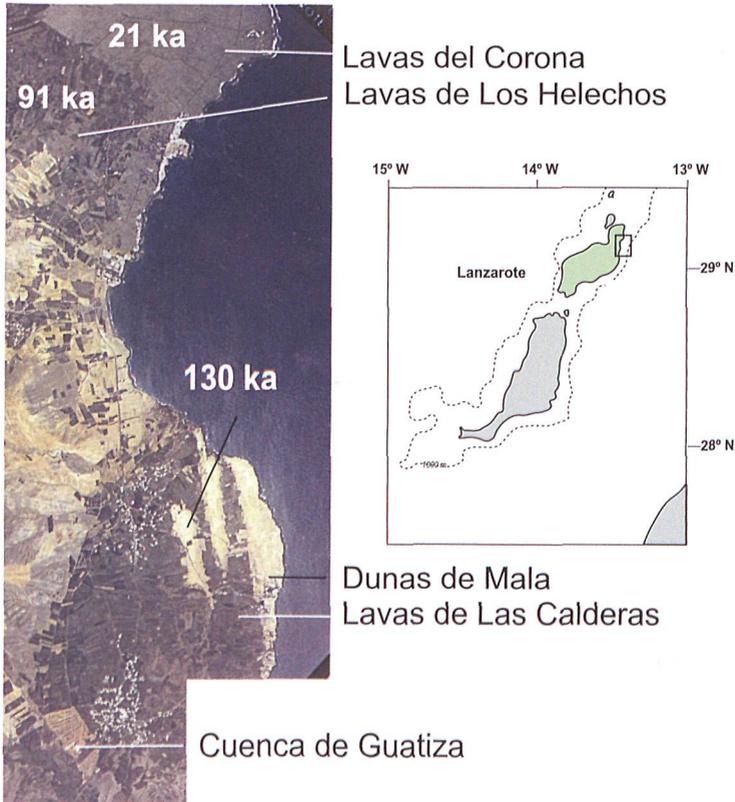


Figura 2.21 - Las dunas de Mala están bajo coladas de lava procedentes del grupo de volcanes de Las Calderas. Estas lavas son anteriores a las de Los Helechos y las últimas en discurrir fueron las del Corona ambas datadas en 91 ka y 21 ka respectivamente (Carracedo et alii 2003). El paleosuelo que corona las dunas de Mala está datado en 130 ka (Bouab 2001). Ello hace imposibles las aminoedades obtenidas por Ortiz et alii, (2005) y desbarrata las pruebas de la existencia de ciclos climáticos de 5-7 ka durante el Tardiglacial y del Holoceno. Por otra parte, la cuenca de Guatiza, rodeada de conos de piroclastos, favoreció la alteración de estos en medio acuoso. Sobre fotograma de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>



Figura 2.22 - Montaña Timbaiba, en Lanzarote, es un volcán en forma de herradura abierta hacia barlovento.



Figura 2.23 - En las vertientes interiores de la Caldera de Timbaiba, en Lanzarote, se apoyan dunas pleistocenas cubiertas de una fina calcreta atribuida al final del último interglacial.



Figura 2.24 - Entre las dunas del interior de la Caldera de Timbaiba, hay piroclastos que indican un último episodio volcánico en sincronía con el eólico. Los piroclastos ardientes quemaron la fauna de gasterópodos terrestres que habitaban sobre la vegetación dunar.



Figura 2.25 - Piroclastos de Montaña Bermeja aparecen en el paleosuelo con ootecas de Los Resbalajes, en La Graciosa.



Figura 2.26 - La deflación produce una separación de los elementos que contienen las dunas y paleosuelos. Acumulación de gasterópodos terrestres helicidos que habitaban sobre la antigua vegetación de las dunas en el Llano de Majapolas, en La Graciosa.



Figura 2.27 - Detalle de un paleosuelo de Hueso del Caballo, Fuerteventura. Las ootecas no están en posición de vida, imposible de mantener en medio arenoso azotado por lluvias y vientos intermitentes.

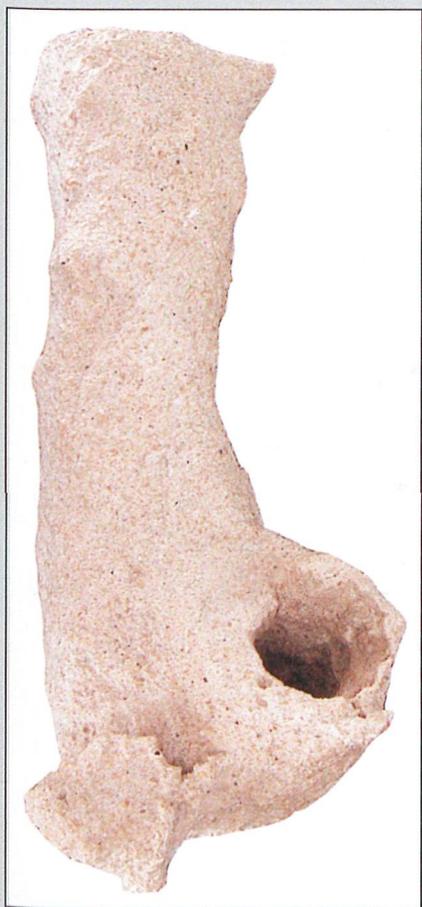


Figura 2.28 - Concreción calcárea alrededor de antiguas ramas de vegetación procedente del último paleosuelo de Hueso del Caballo en Fuerteventura. Las ramas no fosilizan, únicamente las concreciones formadas a su alrededor. Del mismo modo las ootecas fósiles no están formadas por el insecto, sino que son concreciones externas a las ootecas que envolvían la puesta de huevos. No conduce a este conocimiento ni la entomología ni la botánica sino la geología. Tamaño natural.



Figura 2.29 - El Quemado, Fuerteventura. Fosilización de la vegetación de las dunas del último interglacial.



Figura 2.30 - Moldes de vegetación en El Quemado, Fuerteventura. Inicios del último interglacial según las dataciones de La Rosa Negra.

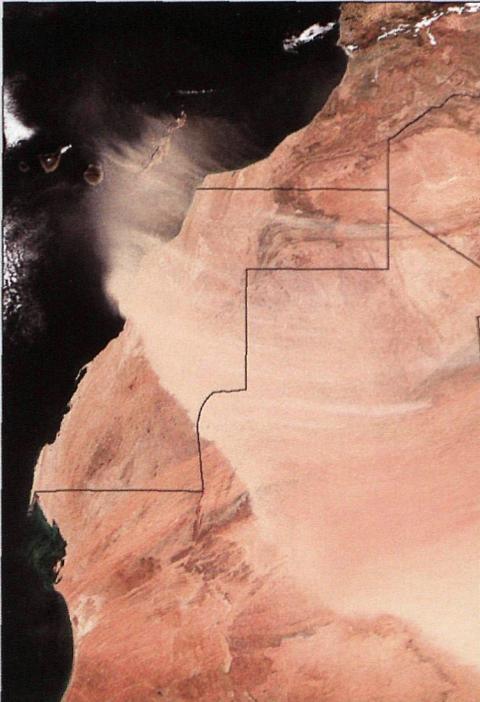


Figura 2.31 - Polvo sahariano invadiendo Canarias. Imagen satélite TERRA-MODIS_NASA-USA (<http://earthobservatory.nasa.gov>) de 6 de marzo de 2004. En nuestros días se produce ocasionalmente la llegada a Canarias de langostas africanas coincidiendo con el polvo sahariano. Esta situación fue de larga duración en los pasados interglaciales cuando coincidían una elevada temperatura de la superficie del agua del mar, desplazamiento del anticiclón de la Azores hacia el sur de Europa, gran evaporación y formación de nubes y vientos del Este cargados de polvo.

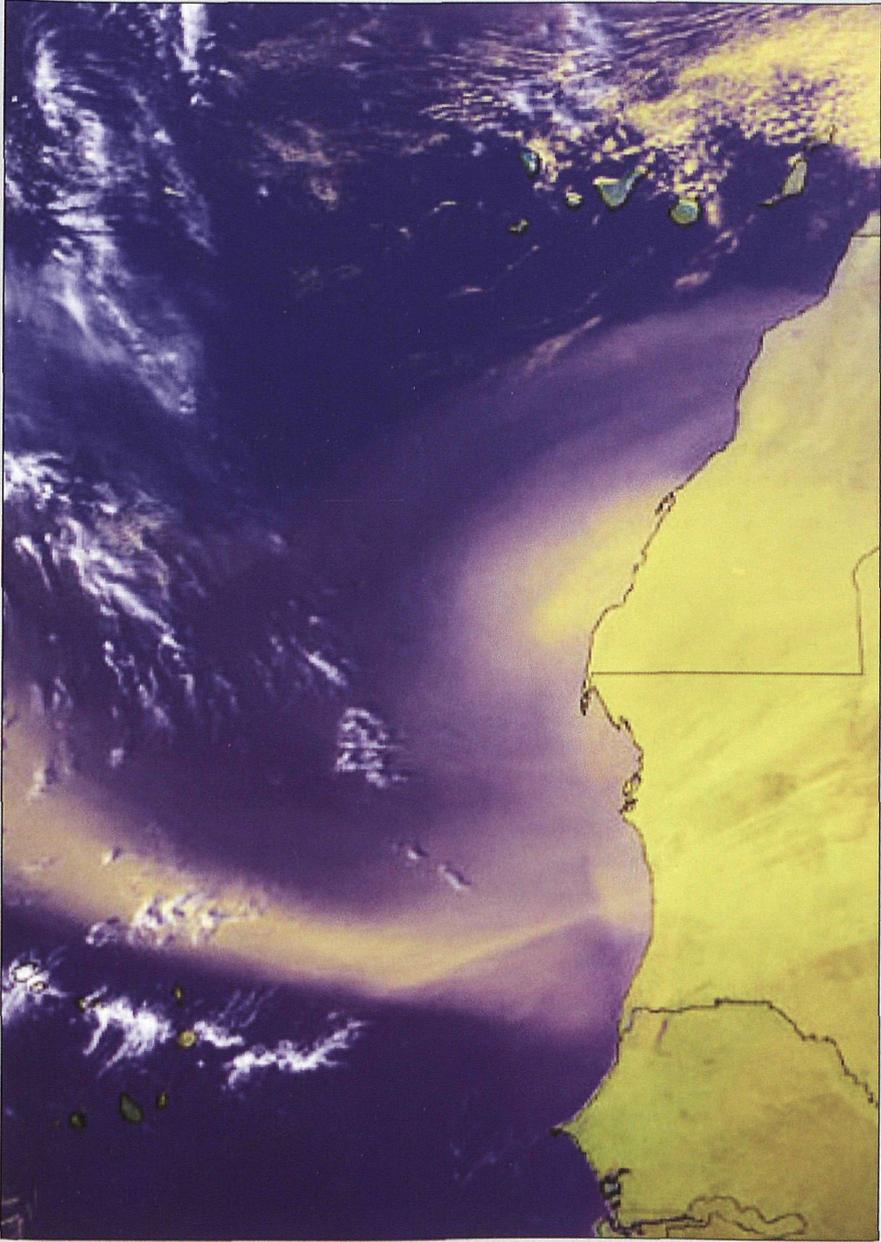


Figura 2.32 - El origen de las arcillas de los paleosuelos arenosos está en el polvo sahariano. Imagen obtenida del satélite NOAA 14 (Órbita juliana 00059d4) de 28 de febrero de 2000. Polvo sahariano (en amarillo) sobre el Atlántico, al norte de las islas Canarias, cubriendo Lanzarote y al norte de las Islas Cabo Verde en donde, arrastrado por los vientos que impulsan la Corriente norecuatorial, se dirige hacia América. Esta situación se ha producido anteriormente en relación con interglaciales pleistocenos y en las que el polvo sahariano se ha depositado en el Caribe y en las islas del Atlántico oeste (Muhs et alii 1990, Muhs 2001). SeaS Canarias (Departamento de Biología) ULPGC.

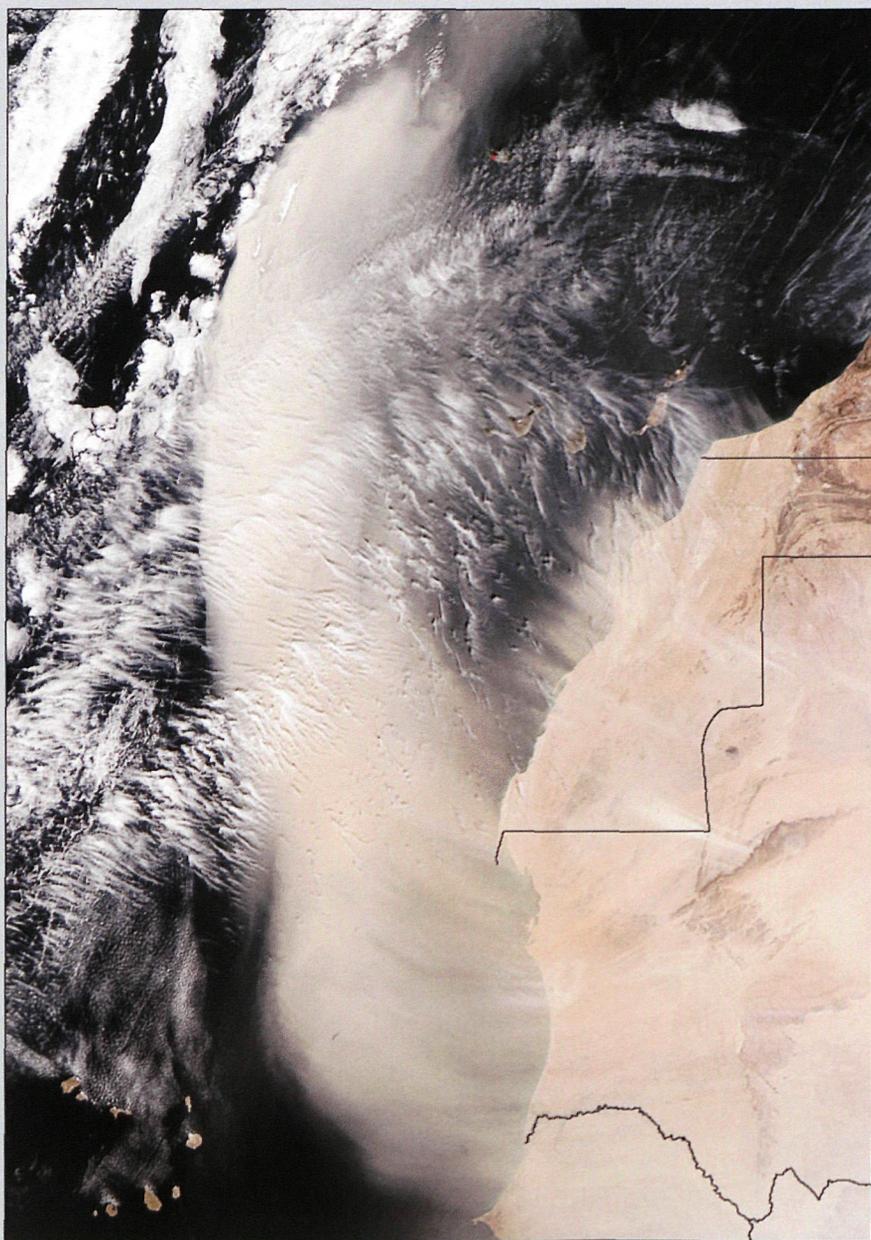


Figura 2.33 - En la actualidad, tras la llegada de polvo procedente de África, se producen violentas lluvias en las Canarias orientales. El choque de aire sahariano-cálido cargado de polvo y el del atlántico cargado de nubes produce precipitaciones tras el depósito de polvo sobre las arenas creando la situación ideal para el crecimiento de vegetación dunar, llegada de plagas de langosta y deposición de ootecas en suelo idóneo. Imagen satélite TERRA-MODIS_NASA-USA (<http://earthobservatory.nasa.gov>) de 4 de junio de 2004.



Figura 2.34 - Hueso del Caballo, Fuerteventura. La deflación eólica separa los distintos componentes de los paleosuelos según su peso. Primero traslada el componente arcilloso superficial no compactado y arenas. Las ootecas pierden su apoyo y se inclinan, las conchas ligeras de gasterópodos terrestres son arrastradas en grandes pendientes o en pequeñas depresiones donde se acumulan o producen falsos niveles si nuevamente son recubiertos por más arenas.



Figura 2.35 - En Hueso del Caballo, Fuerteventura, aparecen tres dunas escalonadas terminadas en paleosuelos (Meco 1993). Su edad es superior a las obtenidas radiocarbónicamente (Meco et alii 1997) y a las calculadas mediante aminoácidos a partir de las radiocarbónicas (Ortiz et alii 2005). Su formación se produjo durante los subestadios marinos isotópicos cálidos del inicio del Pleistoceno superior, hace unos ± 130.000 , 100.000 y 80.000 años.



Figura 2.36 - Los paleosuelos arenoso-calcareos de Hueso del Caballo, Fuerteventura, se caracterizan por su color rojizo, debido al polvo arcilloso sahariano, y por la infinidad de ootecas de acrididos del mismo origen. Una costra calcárea delgada completa el pequeño ciclo climático de árido-húmedo-árido.

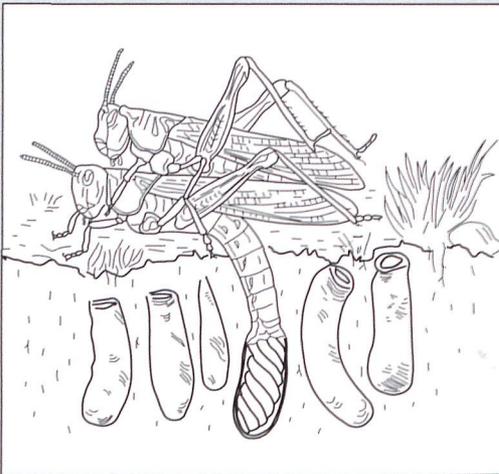


Figura 2.37 - Inspirado en un dibujo de Jannone 1934. Las hembras de *Dociostaurus maroccanus* (Thunberg 1815) sólo realizan su puesta en suelos sin remover. El área geográfica de esta especie se extiende desde Canarias hasta Afganistán (Latchinisky 1998). Una especie afín a esta langosta y a otras asiáticas también utilizó las Canarias para su reproducción desde hace tres millones de años durante los interglaciales más cálidos (Meco et alii 2005). Las expansiones explosivas, que pudieron llegar hasta Australia, tuvieron lugar bajo condiciones precisas - clima húmedo y cálido- y en suelo propicio: las que confluyeron en las dunas de las Canarias orientales cuando se cubrieron de polvo sahariano y de vegetación dando lugar a los paleosuelos. Actualmente esta especie está en regresión en el África atlántica.

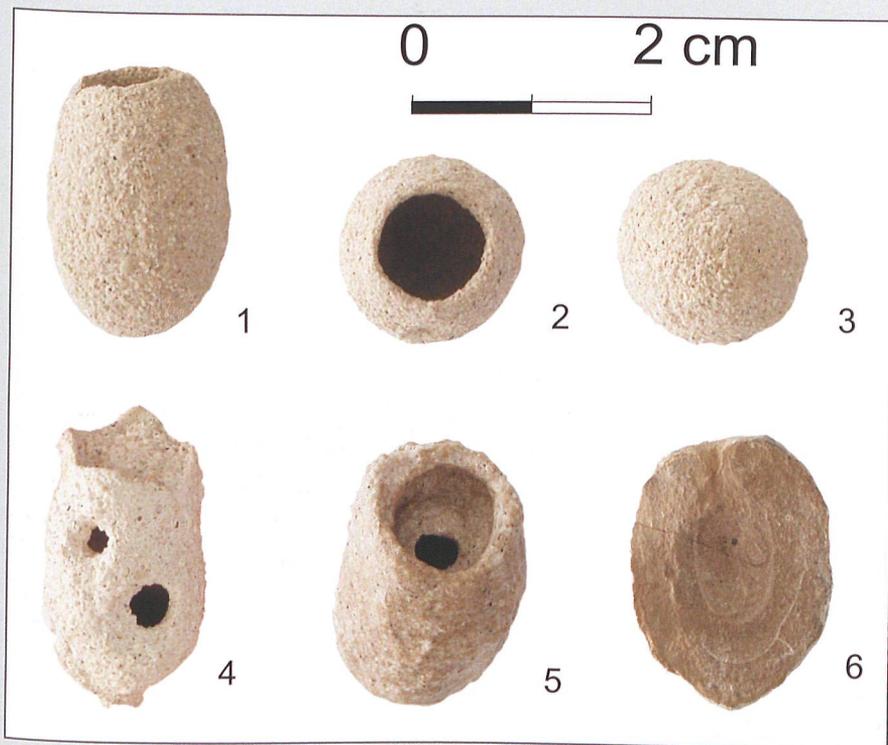


Figura 2.38 - Ootecas de acrididos. Son concreciones calcáreas en forma de tubos (1) abiertos por un extremo (2) y cerrados por el extremo opuesto (3). Las paredes originales han desaparecido. Se formaron alrededor de ootecas de insectos acrididos en los que los huevos están envueltos por una pared sólida formada de partículas de tierra aglomerada por las secreciones en el momento de la horadación. La parte superior espumosa no fosiliza ni, por lo general, el septo membranoso, salvo cuando los huevos no hicieron eclosión por haber tenido un fin traumático prematuro. (4) Esta ooteca fue atacada por depredadores. Al no eclosionar, se conservó fosilizado el septo membranoso (5). El grosor de la concreción calcárea (6) depende de la historia climática posterior a la deposición de la ooteca.



Figura 2.39 - Superficie lavada de un paleosuelo con infinidad de ootecas arrastradas. Hueso del Caballo, Fuerteventura.



Figura 2.40 - En Lomo Camacho, Lanzarote, aparecen restos óseos y huevos fósiles de *Puffinus holei* Walker, Wragg y Harrison 1990.



Figura 2.41 - Timbaiba, Lanzarote. Restos de cráneo de *Puffinus holei* Walker, Wragg y Harrison 1990 que permite observar el característico pico de estas pardelas fósiles del Pleistoceno medio.



Figura 2.42 - Timbaiba, Lanzarote. Cráneo de pardela pleistocena *Puffinus holei* Walker, Wragg y Harrison 1990.

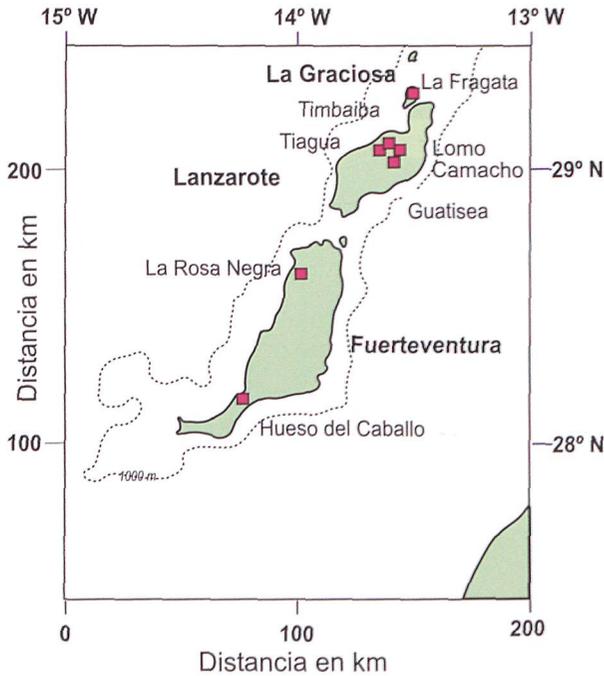


Figura 2.43 - En dunas del Pleistoceno medio de Fuerteventura, Lanzarote y La Graciosa han aparecido restos óseos y huevos de la pardela *Puffinus holci* Walker, Wragg y Harrison 1990. En La Rosa Negra están datados en 198.000 años y en un contexto congruente. En Hueso del Caballo diversas dataciones, en el límite de los métodos radiocarbónicos, indican que tienen más de 40.000 años (Meco et alii 2003). En Tiagua, Timbaiba y Lomo Camacho son anteriores al volcanismo del Pleistoceno medio terminal. Esta pardela fósil (Walker et alii, 1990) se extinguió con el último interglacial.



Figura 2.44 - Concha marina con aparente talla. En el paleosuelo superior de Hueso del Caballo, lejos de la costa, han aparecido, junto con elementos propios de los paleosuelos otros elementos totalmente ajenos. Entre los elementos ajenos figuran algunas conchas marinas. Una de ellas, con aparente talla, ha sido datada radiocarbónicamente, en el acelerador atómico, en ≥ 40.000 años (Meco et alii 1995, Meco 1999, 2003) y un opérculo (de *Bolma rugosa*) dio la edad radiocarbónica de 32.100 años. Por otra parte, entre los elementos propios de los paleosuelos, unas cáscaras de huevos de pardela dieron 32.100 años en el acelerador atómico (Walker et alii 1990) y 28.950 años por el método clásico; dos muestras de caracoles helícidos, propios de la vegetación dunar, dieron las edades también radiocarbónicas de 29.660 años y 31.800 años (Meco et alii 1995). Todas estas edades están en el límite del método. Esta circunstancia y la naturaleza de la muestra y de su ambiente, permiten asegurar que el paleosuelo es mucho más antiguo (Meco et alii 2003, 2004). Sin embargo, independientemente de ello, estas dataciones muestran que estos elementos propios e improprios de la duna eran sincrónicos. Aunque la edad de la concha marina no es forzosamente la edad de la talla todo el entorno señala que la talla, natural o producida por el hombre, es de la época del paleosuelo. Si hubiese sido producida por el hombre, indicaría que la migración de sapientes (*Homo sapiens* Linné 1758) desde la región de Etiopía hacia el norte de África durante el último interglacial, alcanzó Fuerteventura, visible a veces desde la costa africana, hace unos 80.000, cuando el mar estaba una veintena de m por debajo de su nivel actual (véase figura 4.5).

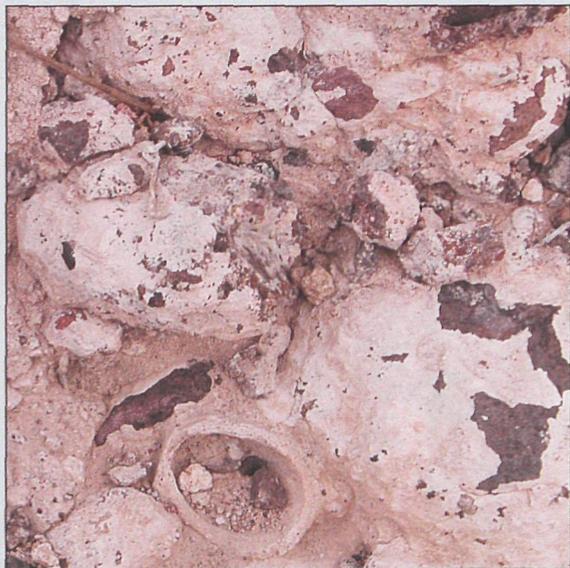


Figura 2.45 - Detalle de la calcreta conteniendo ootecas de acrididos, que recubre los conglomerados marinos y fluviomarinos de Agaete.

Figura 2.46 - En la isla de Gran Canaria, encima y debajo de los depósitos marinos datados en 421 ka (Meco et alii 2002) de la costa de Arucas aparece un paleosuelo arcilloso con numerosas ootecas fósiles de acrididos y con gasterópodos terrestres. Una colada de lava mucho más tardía, que se sitúa encima del paleosuelo, está datada en 151 ka (Meco et alii 2002) lo que lo sitúa en la segunda mitad del Pleistoceno medio y en relación con el estadio marino isotópico 11.3





Figura 2.47 - Ootecas de acrididos en la duna del Pleistoceno medio de Piedra Alta, Lanzarote. Esta duna está encima de lavas datadas en 820 ka (Meco y Stearns 1981) procedentes de Montaña Roja y debajo de lavas de Femés datadas en 196 ka (Scaillet y Guillou, este trabajo).

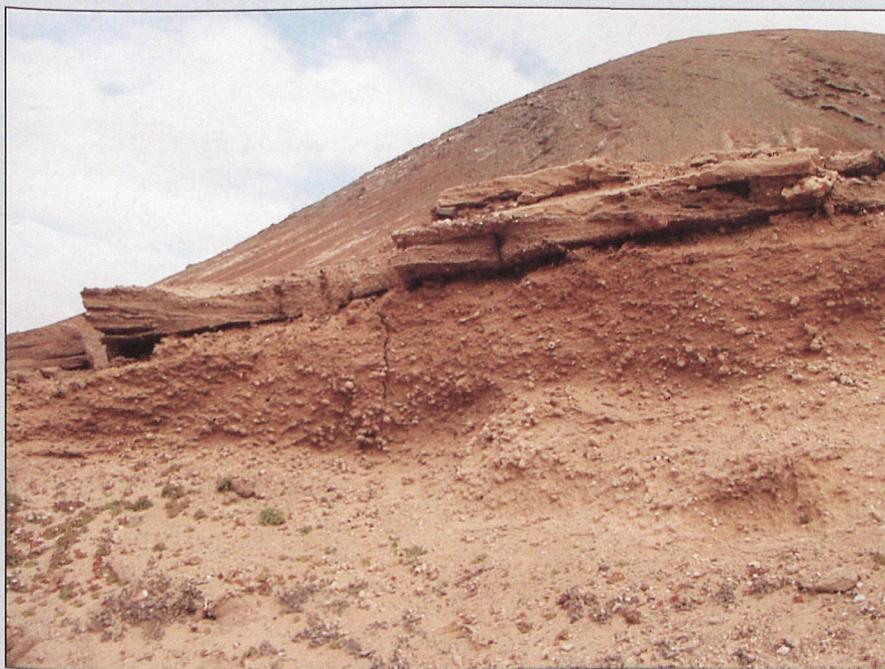


Figura 2.48 - La duna del interior de la Caldera de Montaña Timbaiba, en Lanzarote, es de color claro y se torna rojiza en su parte superior, coincidiendo con aporte arcilloso sahariano y con infinidad de ootecas de insectos acrididos que han sufrido cierto arrastre aluvial.



Figura 2.49
Detalle del nivel con ootecas de acrididos arrastradas en el paleosuelo del interior de la caldera de Montaña Timbaiba en Lanzarote

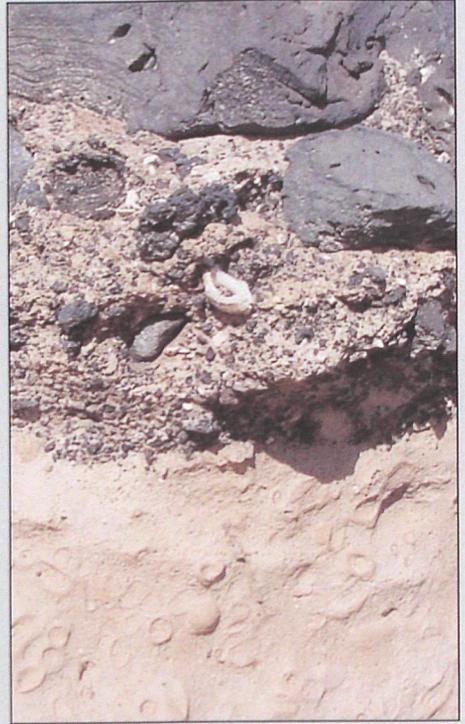


Figura 2.50
En Punta Penedo, Lanzarote, un paleosuelo con ootecas de acrididos es anterior a depósitos marinos que contienen fauna sengalesa y están atribuidos al último interglacial.



Figura 2.51 - En Los Resbalajes, La Graciosa, paleosuelos con ootecas de acrídidos son anteriores a depósitos marinos del último interglacial



Figura 2.52 - La Pared en Jandía, Fuerteventura. Paleosuelo holoceno datado en hace unos 9.800 años (Petit-Maire et alii 1986, Meco et alii 1997). Sobre las blancas arenas se acumula un paleosuelo con componente arcilloso rojizo de polvo sahariano e infinidad de ootecas de acrididos. Estas plagas, provenientes de África, coincidían con la deposición del polvo y fuertes lluvias, hacían sus puestas en las islas Canarias. La vegetación cubría las dunas y sobre ella pululaban gasterópodos terrestres. Similares fechas radiocarbónicas se han obtenido en otros puntos: hace unos 7.930 años en Jandía y unos 8.840 años en Corralejo (Meco et alii 1997). Aunque la precisión radiocarbónica en estos materiales es escasa, todo indica el gran húmedo neolítico.



Figura 2.53 - Paleosuelo y depósitos marinos del Pleistoceno medio tardío (estadio marino isotópico 11.3) de la costa de Arucas, en Gran Canaria, están recubiertos por una delgada calcreta. El carbonato cálcico necesario para su formación procede de la fauna y algas calcáreas fósiles contenidos en los depósitos marinos.



Figura 2.54 - Un falso nivel climático. La acumulación de gasterópodos terrestres se debe a la acción del viento.



Figura 2.55 - Hueso del Caballo, Fuerteventura, en 1973, antes de sufrir primero el vandalismo de los extractores de áridos para la construcción turística y después de los turistas con sus miles de estultos mensajes grabados en las dunas. Hueso del Caballo es un notable maltratado yacimiento paleontológico del pleistoceno superior temprano.



Figura 2.56 - Estratos de piroclastos en Guatiza, Lanzarote. El lapilli procede de los conos volcánicos próximos (en último plano) y sufrió alteración en el propio sitio en medio acuoso formando suelos. Únicamente las capas superiores han sido erosionadas y redepositadas. Estos volcanes son posteriores a los paleosuelos superiores de Mala datados en 130.000 años y en 191.000 años y anteriores a los del grupo de Los Helechos datados en 91.000 años (Carracedo et alii 2003). La alteración debió producirse durante el húmedo y cálido estadio marino isotópico 5.



Figura 2.57 - En la cuenca endorreica de Guatiza se acumulan sedimentos procedentes del arrastre de suelos derivados de piroclastos y piroclastos alterados y arrastrados. Esta acumulación es muy reciente como muestra la presencia de huesos de animales domésticos y un fragmento de cerámica reciente.

Figura 2.58 - Fragmento cerámico de borde pared, procedente de los arrastres de Guatiza, Lanzarote. El grosor de la pieza es homogéneo, en torno a los 7 mm. Presenta un labio semiplano decorado con unguilaciones y borde convergente. Tanto la superficie interna como la externa tienen un alisado tosco, conteniendo un desgrasante medio y grueso y fue sometido a cocción oxidante. Pertenece a una pieza, fabricada en Lanzarote posteriormente a la Conquista, llamada cerámica popular o tradicional. Pero además este fragmento indica que las edades luminiscentes (IRSL) entre 5.200 años y 10.400 años (Zöller et alii 2003) no validan este método de datación para el tardiglacial y el Holoceno de la isla ni revelan episodios climáticos húmedos de esas épocas ni tienen relación alguna con el primer poblamiento (Carracedo et alii 2004).



Figura 2.59 - La deflación separa los componentes de los paleosuelos según su peso. Paleosuelo con ootecas (en primer término) en la Playa Lambra de La Graciosa. Dunas formadas por reactivación eólica (en segundo término).



Figura 2.60 - Dunas actuales con arenas procedentes de las dunas pleistocenas por reactivación eólica. Playa Lambra en La Graciosa.

3 Evolución marina

No todos los restos de antiguos niveles del mar tienen la misma trascendencia. Aquellos que pueden ser datados y llevan información ecológica y paleoclimática constituyen restos singulares. Forman una red de sitios sobre el planeta Tierra con importancia paradigmática. Sus mensajes se integran en la explicación general sobre las causas primeras de los cambios climáticos. Canarias, por su situación latitudinal en el Trópico de Cáncer (figura 2.1) y por su naturaleza volcánica, cuenta con alguno de estos sitios singulares. Restos sin esta trascendencia hay por doquier y su débil y turbio mensaje no tiene otro interés que el de su inventario. Paralelamente a la historia de los vientos, la historia del mar en Canarias se lee en los mismos tramos de la Escala de Tiempos Geológicos de 2004 y en diversos escenarios de las islas.

El Geliense en Agaete (entre 2.59 ma - 1.65 ma*)

* *Ospiti nordici*

El estudio de Agaete, en la zona noroeste de la isla de Gran Canaria (figura 3.1), se puede abordar desde dos supuestos: uno estático en tierra pero dinámico en mar y el otro dinámico en tierra y estático en mar. Descartando en principio, por complejo, que ambos fuesen dinámicos.

El supuesto primero considera que el valle ha permanecido durante casi un millón de años con un aspecto muy semejante al actual en el soporte de los depósitos y que una sunami se colocó encima no se sabe en qué momento pleistoceno. El supuesto segundo parte de una más larga y animada historia geológica. Para elucidar esta cuestión la fauna es un elemento de juicio clave. Esta fauna descarta totalmente cualquier interpretación que sitúe los depósitos con fauna marina en el Pleistoceno medio o en el superior. Por el contrario, los sitúa en el Plioceno superior. Por ello, aquí nos inclinamos por el supuesto segundo, si bien los restos son algo complejos tal como debe haber sido su historia geológica.

Por otra parte, puesto que el clima es el que gobierna, en la historia climática de Agaete hay un notable paralelismo con la explicitada en Fuerteventura en Agua tres Piedras (figuras 2.2 y 2.3) en la que se aborda el final del Plioceno hasta la calcreta con la que se inicia el Pleistoceno. Es decir, el intervalo posible para la fauna fósil de Agaete cubierta por una calcreta.

En Agua Tres Piedras, antes de la calcreta inicial hay gruesos aluviones y antes aún un paleosuelo con raíces y ootecas de acrididos de más de 2.7 ma y dunas calcareníticas con *Theba pisanopsis*. En Agaete, antes de la calcreta hay gruesos aluviones y un paleosuelo con raíces y ootecas de acrididos, dunas con *Theba pisanopsis* y antes aún depósitos con cierto aspecto coluvial y con fauna marina pliocena.

El Valle de Agaete está excavado en basaltos miocenos coronados por volcanismo del Plioceno (figura 3.2). Los restos de depósitos con fósiles marinos costeros están a muy diversa altura sobre el mar actual: cerca de 150 m en Cueva Blanca y a cerca de 50 m de altura en los llanos del Tumas (figura 3.3) e incluso retazos a alturas entre ambas como los 85 m de la carretera a San Nicolás (figura 3.4) y los 105 m de la carretera a Los Berrazales (figura 3.5). El aspecto aunque homogeneizado por la calcreta es también algo diverso: coluvial (figuras 3.6 y 3.7) y marino-aluvial (figura 3.8). En el borde norte de la planicie del Tumas están sobre una colada datada en 1.8 ma y de polaridad normal (figura 3.8). Depósitos a altura semejante, también bajo calcreta pero sin fauna marina aparente, están bajo una colada datada en 1.75 ma y de polaridad inversa (figura 3.9). Grandes fragmentos de paleosuelo (figura 3.10) están incorporados al conglomerado con fósiles marinos. El paleosuelo con raíces y en su posición original también está fuertemente afectado por la calcreta (figura 3.11). La calcreta también afecta a dunas (figura 3.12) que alcanzan gran altura, casi los 400 m (figura 3.13) y está mordida por el retroceso del acantilado (figura 3.14) y por la excavación de los profundos valles (figura 3.15). Ello aboga también por la antigüedad de la calcreta, siempre posterior a los depósitos con fauna marina. La costa actual es muy acantilada (figura 3.16) como corresponde a un proceso de levantamiento (figura 3.17) o a un deslizamiento gigante, quizás contemporáneo de los depósitos. Pero, lo que resulta definitivo es que la fauna es pliocena (figuras 3.17 y 3.18) y de clima cálido. Entre ellas, *Crepidula gibbosa* (figura 3.18) procedente del Juncal, es una especie extinguida con el Plioceno y que pertenece a un género propio de mares cálidos. El clima que denota la fauna es parecido o algo más cálido que el actual y por lo tanto propio de un interglacial. Durante todo el Cuaternario, es decir los últimos 2.59 ma, los interglaciares han sido muy escasos y de muy corta duración (figuras 4.1 y 4.2). Por todo ello, tengan el origen que tengan, los depósitos de Agaete pertenecen al interglacial con el que finaliza el Plioceno y se inicia el Pleistoceno y han sufrido una compleja historia tectónica.

El Pleistoceno medio tardío (entre 0.42 ma y 0.126 ma)

Los dos interglaciales más importantes del Pleistoceno medio han dejado restos marinos en Canarias: los de la Costa de Arucas en Gran Canaria y los de Piedra Alta en Lanzarote.

Costa de Arucas (interglacial estadio marino isotópico 11.3)

Tres aspectos considerablemente notables presentan los depósitos marinos de la Costa de Arucas (figura 3.20) en el norte de la isla de Gran Canaria: edad, clima y tectónica.

La edad del depósito viene dada por la afortunada circunstancia de que una colada procedente del volcán de Cardones es sincrónica con el depósito. Ello viene revelado por la presencia de estructuras en almohadilla producidas por el enfriamiento rápido al entrar la colada en el mar (figura 3.21). Esta colada ha sido datada por K-Ar en 421.000 años, resultado que coincide con precisión con el interglacial estadio marino isotópico 11.3 (figura 4.2).

El clima se deduce de la información proporcionada por la fauna fósil que contienen los depósitos. Ésta es propia de los mares canarios actuales salvo algunas especies exclusivas de Cabo Verde y Golfo de Guinea (figura 3.22) y una especie (figura 3.23) del Pleistoceno marino norafricano. Junto a ellas se constata la explosión de especies características de la modernidad faunística (figura 3.24). Esta semejanza, junto a la datación radiométrica denotan un interglacial como el actual. Es decir, precedido por una brusca deglaciación (figura 4.2) y que contaría con un volumen de hielos semejante al actual y por lo tanto con un nivel del mar que no se alejaría mucho del de nuestros días.

La tectónica se pone de manifiesto por la altura del depósito y de las lavas con estructuras producidas a su llegada al mar a unos 35 m de altura sobre su nivel actual (figura 3.25). Todo ello indica que la costa norte de Gran Canaria ha estado elevándose (figura 3.26), corroborando lo indicado por los depósitos de Agaete.

De interés para la conexión de estos depósitos de la costa de Arucas en Gran Canaria con los de Piedra Alta en Lanzarote es el paleosuelo, conteniendo ootecas fósiles de acrídidos y gasterópodos terrestres (figura 2.46). Está afectado por una calcreta delgada (figura 2.53) que se sitúa en conexión directa e inmediata sobre los depósitos marinos y, a su vez, está debajo de la colada de lava procedente del volcán de Montaña de Arucas datado en 151 ka.

Piedra Alta (interglacial estadio marino isotópico 9.3)

No se trata realmente de un depósito marino litoral, como todos los pleistocenos conocidos de Canarias, sino que parece ser el efecto producido por un violento suceso marino, tipo tsunami (figura 3.27), que ocurrió durante un interglacial por la información que proporciona su fauna.

Los depósitos están situados en la costa suroeste de Lanzarote (figura 3.28) entre Rincón del Palo y Caletón del Río siendo Piedra Alta (figura 3.29), la localidad más importante. Se apoyan sobre basaltos del volcán Montaña Roja (figura 3.30) en los Llanos de las Maretas a una elevación entre 20 m y 25 m sobre el actual nivel del mar. Las lavas de este volcán, en el Rincón del Palo, están datadas radiométricamente en 820 ka. Más al norte los depósitos están cubiertos por las lavas del volcán Montaña de Femés datado radiométricamente en 196 ka. Pero, entre los depósitos y la lava datada en 820 ka existe una duna rojiza (figura 3.31) coronada por un paleosuelo con abundantes ootecas fósiles de acrididos (figura 2.47). Aunque estas ootecas aparecen periódicamente desde el Plioceno tardío hasta el Holoceno lo hacen coincidiendo con períodos húmedos y estos corresponden en las Canarias a el inicio de los interglaciales más importantes. (figura 4.2) mientras que las calcretas se forman con la aridez del final del interglacial. Es decir, estos depósitos tuvieron que formarse en algún momento del Pleistoceno medio, enmarcado entre las dos coladas de lavas y separado de su inicio por una duna y un paleosuelo de carácter húmedo y cálido. Pero por la morfología del depósito y la fauna es posible precisar aún mucho más.

El conglomerado tiene cantos de muy diversa medida, desde más de un metro a tamaños medios y muy pequeños. Todos son angulares o subangulares con poco o ningún redondeamiento. Los más grandes están frecuentemente partidos en dos (figura 3.32). Algunos presentan una cubierta de arenisca marina, en forma de capa, indicando una procedencia ajena a este depósito (figuras 3.33 y 3.34). Por el contrario, entre los cantos hay calizas rojizas por su contenido en arcillas derivadas del paleosuelo inferior y contienen fragmentos de calcreta y una mezcla de fósiles marinos y terrestres (figura 3.35) ninguno en posición de vida (figura 3.36). Además, en los fósiles marinos hay mezcla de especies de profundidad con especies muy litorales (tabla 3). Todo ello hace que el depósito no pueda asignarse a un origen exclusivamente terrestre ni tampoco a una antigua playa (figuras 3.37 y 3.38). Por el relieve llano y por la idiosincrasia de las especies fósiles marinas no puede proceder de arrastres desde tierra adentro. La única posible explicación para este caótico y ambiguo depósito es una violenta ola, mucho más alta que las de las tormentas.

El estudio de la fauna marina proporciona información biocronológica, batimétrica, biogeográfica y paleoclimática permitiendo precisar la edad del suceso.

El conjunto de la fauna denota modernidad. La presencia de especies modernas del Género *Patella*, desconocidas en Canarias antes del estadio marino isotópico 11.3 y en el Mediterráneo antes de Pleistoceno medio, y su presencia conjunta (figuras 3.36 y 3.39) con *Saccostrea cucullata* (Born) y con *Thais coronata* (Lamarck) indica una edad paleontológica coincidente o muy próxima a la de los depósitos de la costa Arucas datados del interglacial estadio marino isotópico 11.3.

Por otra parte la fauna es una mezcla caótica de especies de muy diferente batimetría (tabla 3), lo que señala su origen violento. Junto a especies del Género *Patella*, propio de la zona mesolitoral o intermareal, y otras especies muy conocidas como indicadores del límite superior de las mareas, tal como *Gadinia garnoti* (Payraudeau), aparecen fragmentos de corales infralitorales (< 50m). Estos, *Madracis pharensis* (Heller) y *Dendrophyllia cornigera* (Lamarck), aún viven en Canarias. Están presentes también gasterópodos circalitorales (entre 50 m y 200 m de profundidad) en perfecto estado, sin rodamiento, tales como *Bursa tenuisculpta* (Dautzenberg y Fischer), dragada en Las Azores a 200 m de profundidad y en Madeira a 240 m, *Conus vayssierei* (Pallary) de las aguas profundas de Argelia, Túnez y Libia y *Bursa tenuisculpta* que en ocasiones ha sido dragada al sudeste de Florida a 207 m bajo el mar.

Finalmente entre la fauna marina figuran especies senegalesas (figura 3.39) tales como *Purpurellus gambiensis* (Reeve) y *Thais coronata* (Lamarck) que nunca han sido encontradas vivas en Canarias sino en la costa africana desde el sur de Mauritania hasta el Golfo de Guinea. Sin embargo, estas especies son de cierta profundidad (tabla 3) y no extremadamente litorales como ocurrió más tarde en la invasión senegalesa del interglacial estadio marino isotópico 5.5 que sería la más cálida. De todos modos, ellas confirman una llegada a las Canarias de fauna senegalesa que sólo sería explicable durante un estadio isotópico marino impar o interglacial. El estadio marino isotópico 7 queda descartado por la edad de la lava de Femés (196 ka) y los interglaciales del Pleistoceno medio anteriores al estadio marino isotópico 11.3, no tendrían fuerza térmica suficiente para ello (figura 4.2). Quedan, por lo tanto, los interglaciales estadio marino isotópico 11.3 y el estadio marino isotópico 9.3 como más probables. Sin embargo, la presencia en el depósito de fragmentos de calcreta y su posición sobre un paleosuelo idéntico al del interglacial estadio marino isotópico 11.3 de Arucas (figuras 2.46 y 2.47) sitúan el suceso en el interglacial estadio marino isotópico 9.3. Una edad radiométrica sobre los fósiles no es factible por limitaciones inherentes a los métodos.

El origen de este violento suceso estaría quizás en el deslizamiento gigante ocurrido en Famara. Este acantilado, muy vertical, alcanza alturas entre 448 m y 670 m y en la actualidad presenta grietas. La causa del deslizamiento pudo estar en el rápido ascenso del nivel del mar ocurrido durante la instalación de las condiciones interglaciales (figura 4.2). Entre Famara y Piedra Alta se extienden amplios campos de lavas históricas que borrarían cualquier otro resto del suceso (figura 3.28) y, por otra parte, la información geológica general de la isla no contradice esa edad de circa 330 ka para el suceso.

El Pleistoceno superior temprano (estadio marino isotópico 5)

En Canarias hay numerosas localidades que contienen restos del último interglacial y, sin embargo, sólo se conoce una localidad con restos de la época inmediata al inicio de la última gran glaciación: el de La Isleta.

El último interglacial o estadio marino isotópico 5.5

Los testimonios del último interglacial están dispersos por las islas (figura 3.40). Algunos sitios notables proporcionan informaciones diferentes y complementarias.

Las Palmas (Gran Canaria)

El sitio paleontológico de Las Palmas (figura 3.41) está totalmente sepultado por el cemento de la ciudad, excepto en El Confital en La Isleta. Quedó, sin embargo, expuesto temporalmente en dos puntos alejados. Uno de ellos, durante la construcción de la autovía de acceso a los túneles de Luengo (figura 3.42), en contacto con el Estadio Insular, y el otro, en los aparcamientos del hospital en el Castillo de San Cristóbal (figura 3.43). Durante estas obras se pudo observar la fauna fósil tanto en los cortes frescos y fugaces como en los escombros arrastrados por máquinas y obreros ante la total indiferencia de las autoridades culturales que tenían denuncia escrita de ello. Aunque nada se conservó de los yacimientos, el registro fósil obtenido es muy importante (tabla 5). Además, la altura máxima de los depósitos, en las tres localidades, San Cristóbal, Luengo y Confital quedó definitivamente fijada en 12 m sobre el actual nivel del mar.

Del centenar de especies reconocidas, aproximadamente una cuarta parte es de origen senegalés. Esta proporción, la altura de los depósitos y una antigua datación inducen a situar el depósito marino en el último interglacial. Por otra parte, dos de las especies senegalesas (*Siderastraea radians* y *Harpa rosea*) sirven para diferenciar esta fauna de la del Mediterráneo, caracterizando muy bien estos depósitos canarios y permitiendo eludir así la cuestión de la existencia de diferentes niveles marinos con *Strombus bubonius* tal como pueda ocurrir en el Mediterráneo.

En Canarias, el *Strombus bubonius* (figura 3.44) acompaña a *Siderastraea radians* (figura 3.45) y a *Harpa rosea* (figuras 3.46 y 3.47), no sólo en los depósitos marinos de Las Palmas, a 12 m sobre el actual nivel del mar, sino en otras localidades. Así, en Matas Blancas (figuras 3.48, 3.49 y 3.50) y en Las Playitas, ambas en Fuerteventura, aparece a unos 3 m sobre el actual nivel del mar, en Matagorda o Guasimeta (figura 3.51) y en La Santa, en Lanzarote a unos 4 m. En Punta de Penedo (figura 3.28) también en Lanzarote, alcanza los 9 m sobre el

actual nivel del mar. Con ello se evidencia, respecto a Maspalomas, en el sur de Gran Canaria (figura 3.52), a La Guirra en Fuerteventura (figuras 3.53 y 3.54) y a La Campana (figura 3.55) en el sur de Lanzarote, todas a unos 5 m sobre el actual nivel del mar, una inestabilidad tectónica relacionada localmente con el volcanismo pleistoceno de las islas, aún activo. La misma causa debe tener la altura a 18 m sobre el nivel del mar actual del depósito de Teno en Tenerife (figura 3.56). Estos han sufrido una lateritización (figura 3.57) bajo el clima cálido y húmedo propio del último interglacial antes de su final árido.

Matas Blancas (Fuerteventura)

Así como en Las Palmas se despliega la riqueza faunística del interglacial estadio marino isotópico 5.5, en Matas Blancas se produce una extraordinaria concentración de *Strombus bubonius* fósiles constituyendo un portentoso yacimiento (figura 3.49) en la actualidad muy deteriorado por el vandalismo. Muy tardíamente, más de 20 años después de la recomendación de la Unesco, se ha protegido parcialmente lo que aún ha quedado (figura 3.50). Esta concentración de *Strombus bubonius* ha propiciado la datación de diversos ejemplares. Los resultados han evidenciado, por una parte, que el método radiométrico utilizado no afina lo suficiente para diferenciar estadios marinos isotópicos próximos (figuras 3.49 y 4.4). Otras dataciones se han realizado en otros puntos del archipiélago obteniendo siempre valores comprendidos entre los de Matas Blancas.

De ahí se concluye que por la poca precisión del método radiométrico de datación y la neotectónica siempre presente, sólo se puede afirmar que durante el último interglacial el mar estuvo unos metros más alto que en la actualidad, aproximadamente de 4 a 6 m, y que esto afectó a todas las islas.

Por otra parte, la temperatura del último interglacial se pone de manifiesto por comparación con la de la biodistribución geográfica de los *Strombus bubonius*, actuales (figuras 3.58 y 3.59, tabla 6). Estos habitan las zonas intermareal y submareal del Golfo de Guinea (figura 3.60) lo que indica una temperatura del agua del mar unos 5°C (figura 3.61) más alta que en la actualidad para esta región atlántica (figura 3.62) y con una diferencia térmica estacional disminuida y similar a la del Golfo de Guinea. Del mismo modo, de la biodistribución geográfica actual de *Siderastraea radians* (figuras 3.63 y 3.64) se obtienen valores semejantes para la temperatura de la superficie del agua del mar en las latitudes canarias durante el último interglacial.

El estadio marino isotópico 5.1

El único testimonio conocido en Canarias se encuentra en La Isleta de Gran Canaria (figura 3.65). Allí se registran dos eventos simultáneos: unos depósitos marinos que contienen una fauna fósil ecuatorial y lavas con estructuras en

almohadillas indicando un enfriamiento submarino en sincronía con los depósitos. Por lo tanto, la datación por K-Ar de la lava proporciona una precisa cronología de ambos.

Las obras recientes de ampliación del puerto de La Luz pusieron al descubierto un corte geológico de unos depósitos marinos del Pleistoceno superior a una altura de unos 50 m sobre el nivel actual del mar (figura 3.66). La fauna incluye, entre otras especies (figuras 3.67 y 3.68), numerosas *Nerita senegalensis* Gmelin 1788 (figura 3.69). Esta especie vive en la actualidad exclusivamente en el Golfo de Guinea y en las Islas Cabo Verde (figura 3.70). Su presencia en La Isleta revela una zona intermareal y una temperatura de las aguas de superficie de al menos 17°C en invierno y de 20°C a 26°C en el verano, es decir, de 4°C a 6°C superiores a las actuales durante cinco meses (julio a noviembre) aunque como las actuales durante el resto del año.

La datación radiométrica de las lavas almohadilladas asociadas a los depósitos marinos ha proporcionado una edad de 83 ka. Por entonces el nivel del mar global estimado (figura 4.5) estaba unos 20 m o 40 m por debajo del actual. La presencia de los depósitos marinos a unos 50 m sobre el nivel actual del mar indica una brusca elevación relacionada con el volcanismo de La Isleta. El promedio de esta elevación es de, al menos, 1 m cada mil años. Toda la costa norte de Gran Canaria ha sufrido estas elevaciones desde el inicio del Plioceno. Probablemente fueron igual de intensas en el Valle de Agaete desde inicios del Pleistoceno, pero el elevamiento de La Isleta es muy rápido en relación a la costa de Arucas, menos de 9 cm cada mil años, y a Las Palmas, menos de 10 cm cada mil años.

Entonces, el yacimiento de La Isleta constituye un testimonio de singular importancia porque revela cómo con un mar bajo, es decir, con hielos acumulados sobre los continentes del hemisferio norte, había sin embargo una elevada temperatura superficial del mar. El contraste fuerte de temperaturas entre ambos medios, marino y continental, es la causa que propició la intensificación de las condiciones glaciares hasta culminar con el máximo glacial (figura 4.5). Ello durante el perihelio a 65° de latitud Norte. Esta prueba es la única conocida.

El Holoceno (los últimos 11.500 años)

El Holoceno marino (figura 3.71) se encuentra esparcido por las costas de todas las islas si bien muy atacado por la actividad humana en las dos últimas décadas (figura 3.72). Las localidades singulares por el conocimiento que aportan están en Fuerteventura y Lanzarote (figura 3.73).

Normalmente los depósitos marinos holocenos se muestran hasta cierto punto inciertos debido a su aparición conjunta con los depósitos del último inter-

glacial. Si bien hay diferencias clarísimas entre ellos en sitios privilegiados respecto a la fauna, o por las dataciones de Uranio - Torio para unos y radiocarbónicas para los otros, también es cierto que algunos elementos son retomados y que ambos depósitos se solapan en la mayoría de los lugares. El sitio de los Jameos del Agua (figuras 3.74 y 3.75) muestra los depósitos marinos holocenos, de hace unos 4.000 años, encima de lavas del Máximo Glacial, hace circa 20 ka, por lo que la mezcla con los depósitos marinos del interglacial anterior es imposible y, por lo tanto, revelan sus características con toda integridad. En La Monja (figura 3.76) y en El Matorral (figuras 3.77 y 3.78) aparecen como testimonios indirectos de una ocupación humana antigua. (figura 3.79). La última pulsación holocena del mar registrada en Canarias, con un ascenso de unos dos metros sobre el actual nivel del mar (figura 3.80) ocurrió hacia el año 600 de nuestra era.

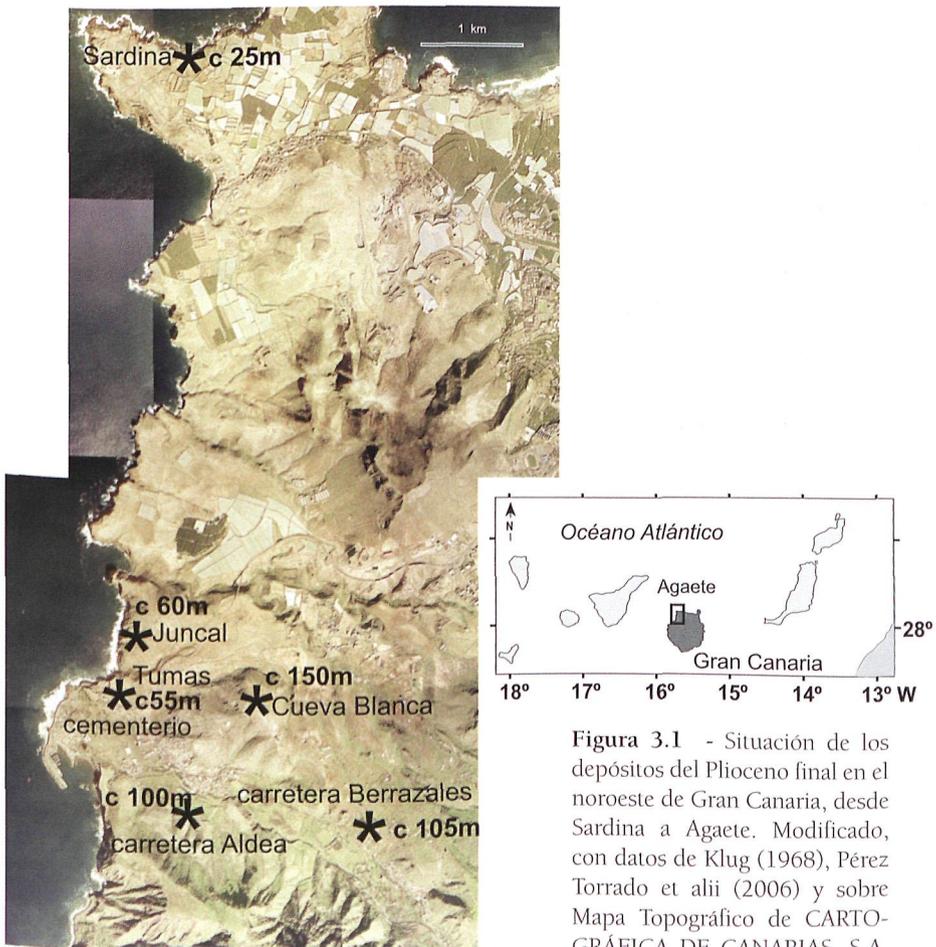


Figura 3.1 - Situación de los depósitos del Plioceno final en el noroeste de Gran Canaria, desde Sardina a Agaete. Modificado, con datos de Klug (1968), Pérez Torrado et alii (2006) y sobre Mapa Topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN)
<http://www.grafcan.com>

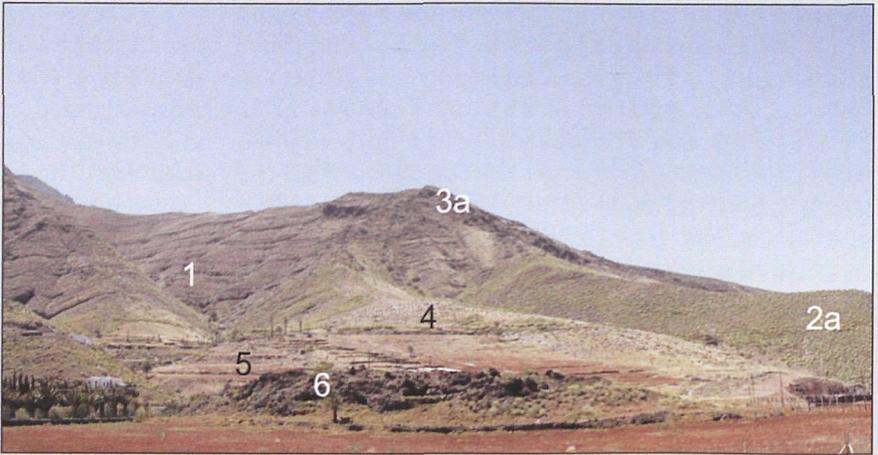


Figura 3.2 - Ladera sur del Valle de Agaete. Basaltos miocenos (1) muestran superposición de emisiones lávicas y piroclastos. Estos mismos materiales presentan, sin embargo, un aspecto romo (2a) en las alturas inferiores a 200 m. Coronando los basaltos (3a) se sitúa un volcanismo datado en 4.72 ma y 4.90 ma (Guillou et alii 2004). Dos sistemas de abanicos aluviales se desarrollaron respectivamente antes, terrenos estériles (4), y después, terrenos cultivados, de una costra calcárea (5). Esto recuerda los valles de Fuerteventura (figuras 2.6 y 2.7). Finalmente, un ahondamiento del valle secciona los abanicos cultivados y sirve de cauce para una última colada de lava (6).

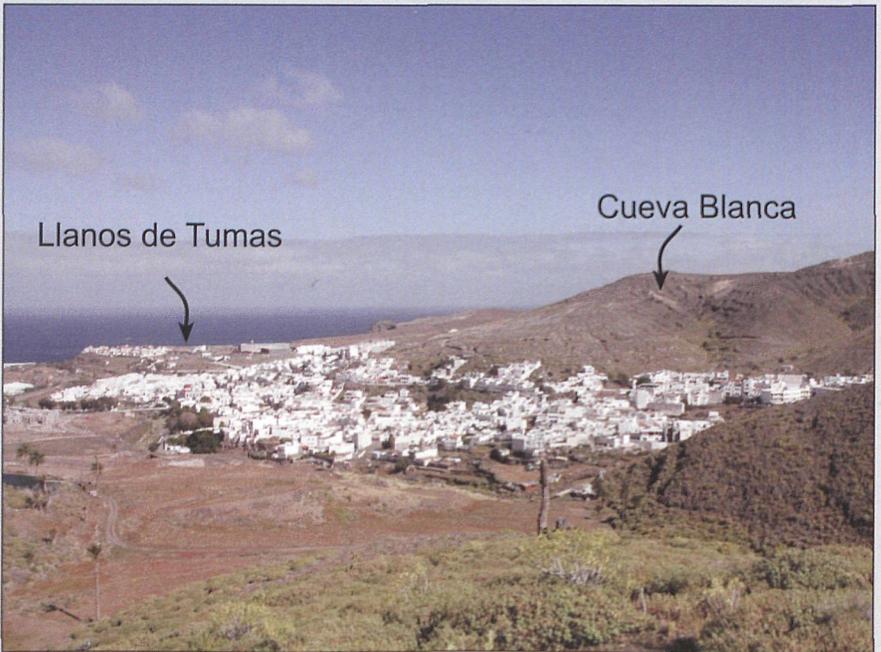


Figura 3.3 - La situación de depósitos con fauna marina en el Valle de Agaete muestra alturas muy diversas. Unos 150 m en Cueva Blanca y unos 45 m en los Llanos del Tumas.



Figura 3.4 - Carretera 810 a San Nicolás de Tolentino, entre el Km 37 y el 38. Depósitos con fauna marina afectados por calcreta a unos 90 m de altura sobre el actual nivel del mar.

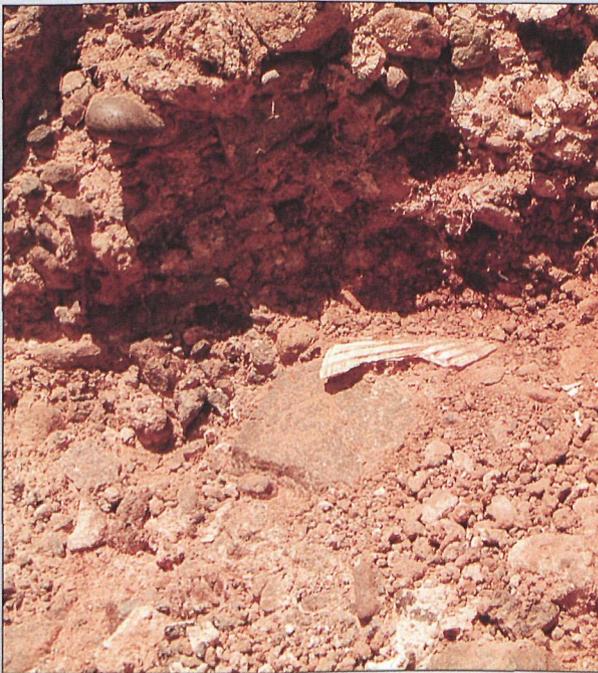


Figura 3.5 - Carretera a los Berrazales. El depósito, a 105 m sobre el mar, muestra carácter coluvial en el que hay elementos marinos: pectinidos y cantos rodados de playa.



Figura 3.6 - Los depósitos en Cueva Blanca, a unos 150 m de altura, tienen un cierto aspecto coluvial. En su base se están produciendo nuevos arrastres, incluyendo fósiles marinos. Recuerdan los depósitos mio-pliocenos de Jandia (Meco et alii 2005, figura 3.37) erróneamente interpretados como producidos por una sunami (Bryant 2001).

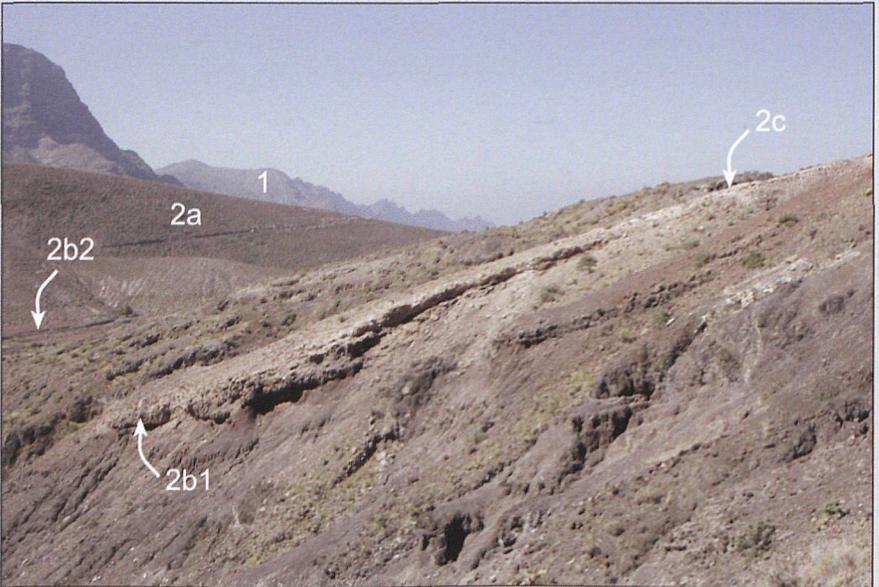


Figura 3.7 - Vista desde Cueva Blanca hacia el sur. Se diferencian dos tipos de morfología: el relieve agreste (1) en los basaltos miocenos y esos mismos basaltos con aspecto romo (2a). Sobre este modelado se sitúan en pendiente depósitos conteniendo fauna marina a muy distinta altura (2b1: Cueva Blanca y 2b2: Carrtera a San Nicolás de Tolentino). En su parte alta una duna (2c).

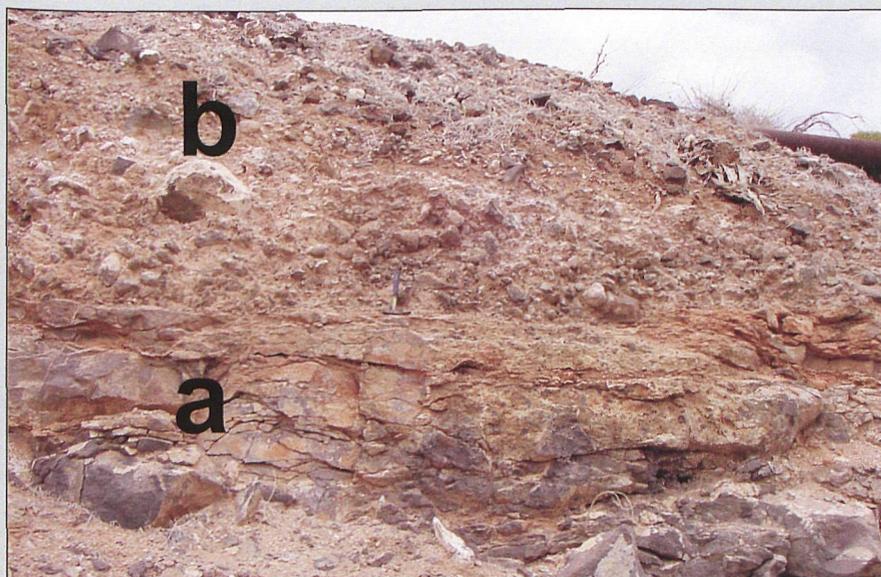


Figura 3.8 - En el borde norte de los Llanos del Tumas o de Turmán, en Agaete, los depósitos (b) con fauna marina fósil, y efectados por una calcreta, reposan sobre una colada basáltica (a) con la polaridad magnética normal del evento Olduvai y datada en 1.80 ma (Meco et alii 2002).

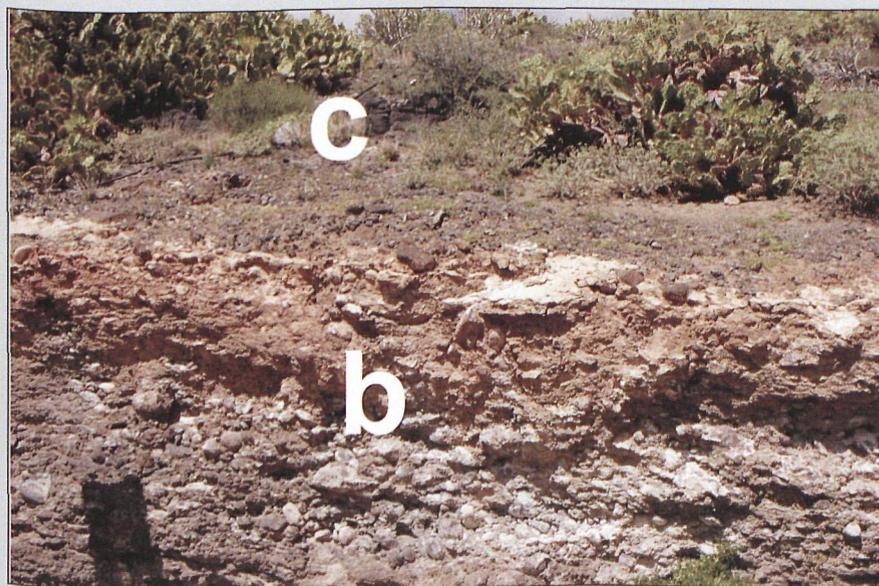


Figura 3.9 - En el borde sur de los Llanos del Tumas y debajo de la entrada al cementerio, depósitos conglomeráticos están también afectados por calcreta (b) pero situados debajo de una colada basáltica datada en 1.75 ma (Meco et alii 2002) y con polaridad magnética inversa Matuyama (c). Estos depósitos no presentan fauna aparente y están en el margen norte del Barranco de Agaete por lo que pueden interpretarse como aluviales o marino-fluviales.



Figura 3.10 - En el borde norte de los Llanos del Tumas se aprecia que el conglomerado de cantos basálticos contiene grandes bloques de un paleosuelo con marcas de raíces. Uno de los bloques se ha señalado con líneas de trazos. La edad del primer paleosuelo en las islas es anterior a circa 2.7 ma, tal como puede observarse en la figura 3.23 del volumen dedicado al Mioceno y Plioceno (Meco et alii 2005). La presencia de bloques en los depósitos marinos son habituales en la costa (ibidem figura 3.34). La forma y tamaño de los clastos basálticos depende de la proximidad a la fuente rocosa (ibidem figura 3.14). Todo el depósito está afectado por calcreta, que forma también algunas capas intermedias (señaladas con una flecha).



Figura 3.11 - En Las Nieves y a una altura similar a los Llanos de Tumas, un paleosuelo con ootecas de acrididos y raíces vegetales está enteramente afectado por la calcreta que también forma capas intermedias.

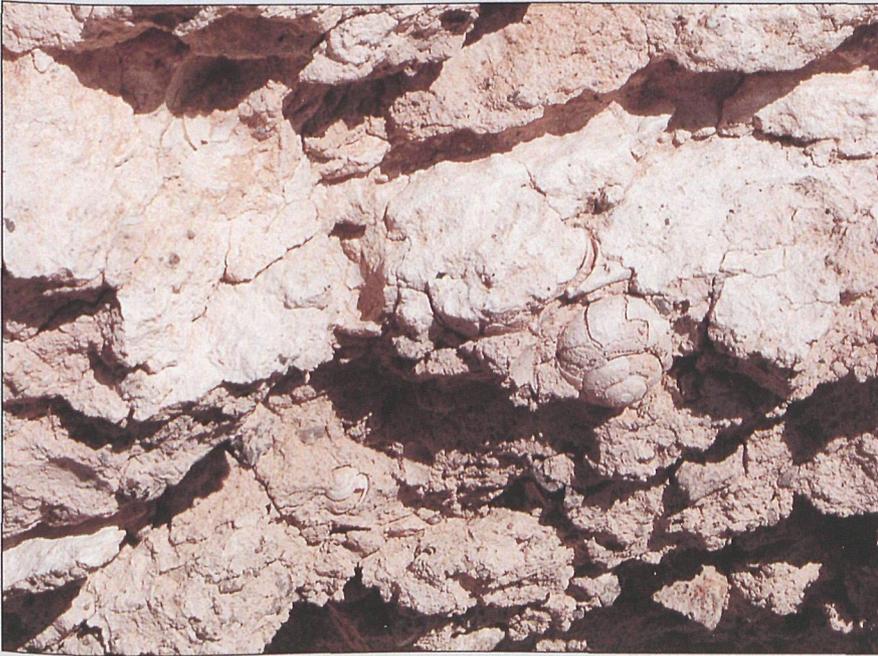


Figura 3.12 - *Theba pisanopsis* (Servain 1880) (Germain 1908, lámina 27 figuras 15 y 16) conocido fósil en las dunas pliocenas de Agua Tres Piedras (figura 2.3) en Fuerteventura. También allí en similar estado de fosilización, con molde interno bien consolidado.



Figura 3.13 - La calcreta, formada sobre restos eólicos bioclásticos, en Agaete llega casi a los 400 m de altura sobre el actual nivel del mar, donde fue explotada en horno de cal (esquina inferior derecha).



Figura 3.14 - Las Nieves en Agaete.
La calcreta esta mordida por el retroceso del acantilado.



Figura 3.15 - Una colada pliocena esta en discordancia con los basaltos miocenos. Estos basaltos miocenos son resto de un gran edificio volcánico ahora sumergido (Carracedo et alii 1998, Bryant 2001 figura 6.8, Krastel et alii 2001). Sobre la colada pliocena se sitúa la calcreta. Ambas están recortadas por el profundísimo valle.



Figura 3.16 - Costa acantilada del noroeste de Gran Canaria. Tras las casas los Llanos del Tumas, más allá el Juncal y al fondo las casas de Sardina.

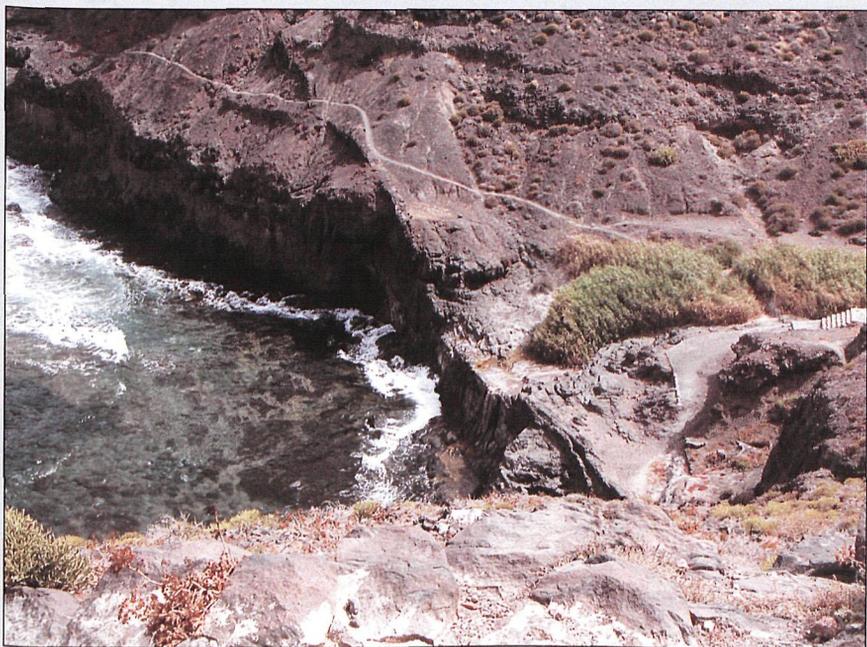


Figura 3.17 - El barranco del borde norte de los Llanos del Tumas desemboca en lo alto de una costa acantilada. El levantamiento de la costa es posterior al ahondamiento del barranco.

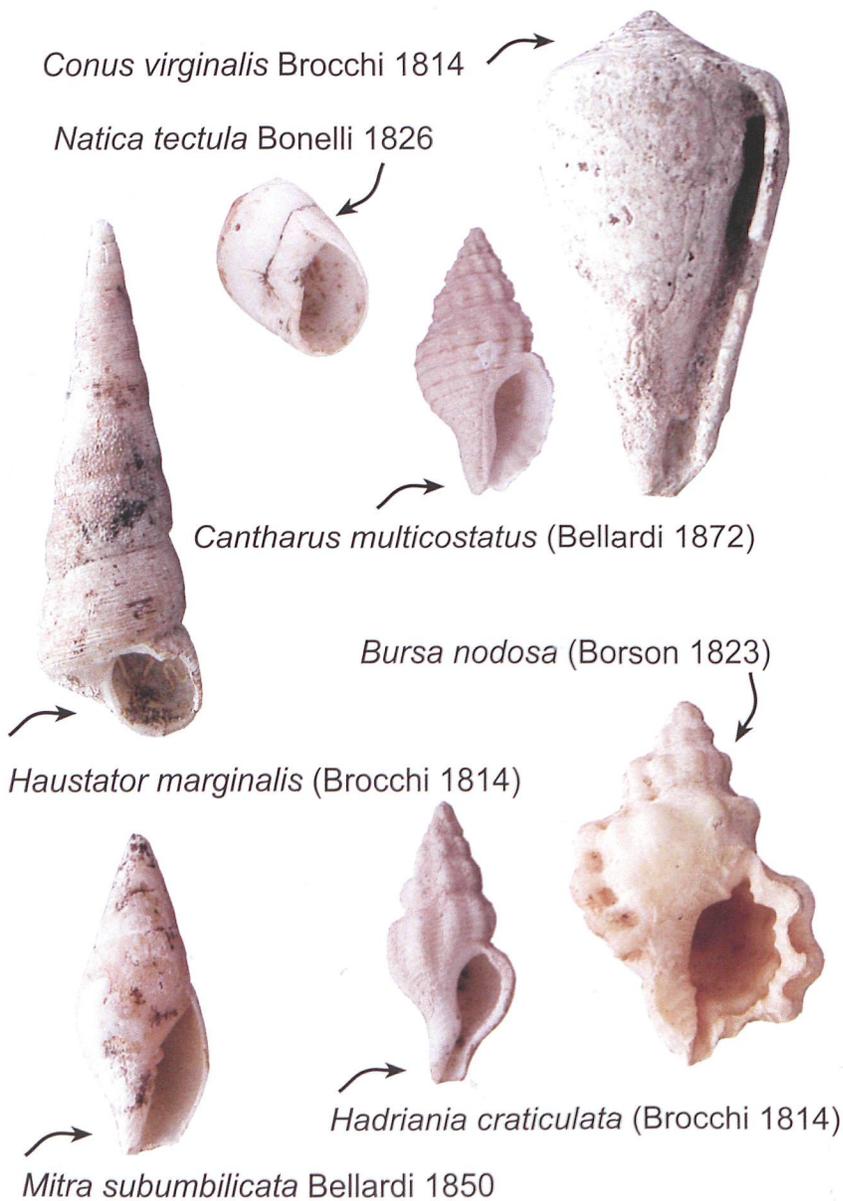


Figura 3.18 - Fósiles marinos mesolitorales, que se extinguieron con el Plioceno, contenidos en los depósitos de Agaete. Especies descendientes de ellas viven en el Golfo de Guinea.

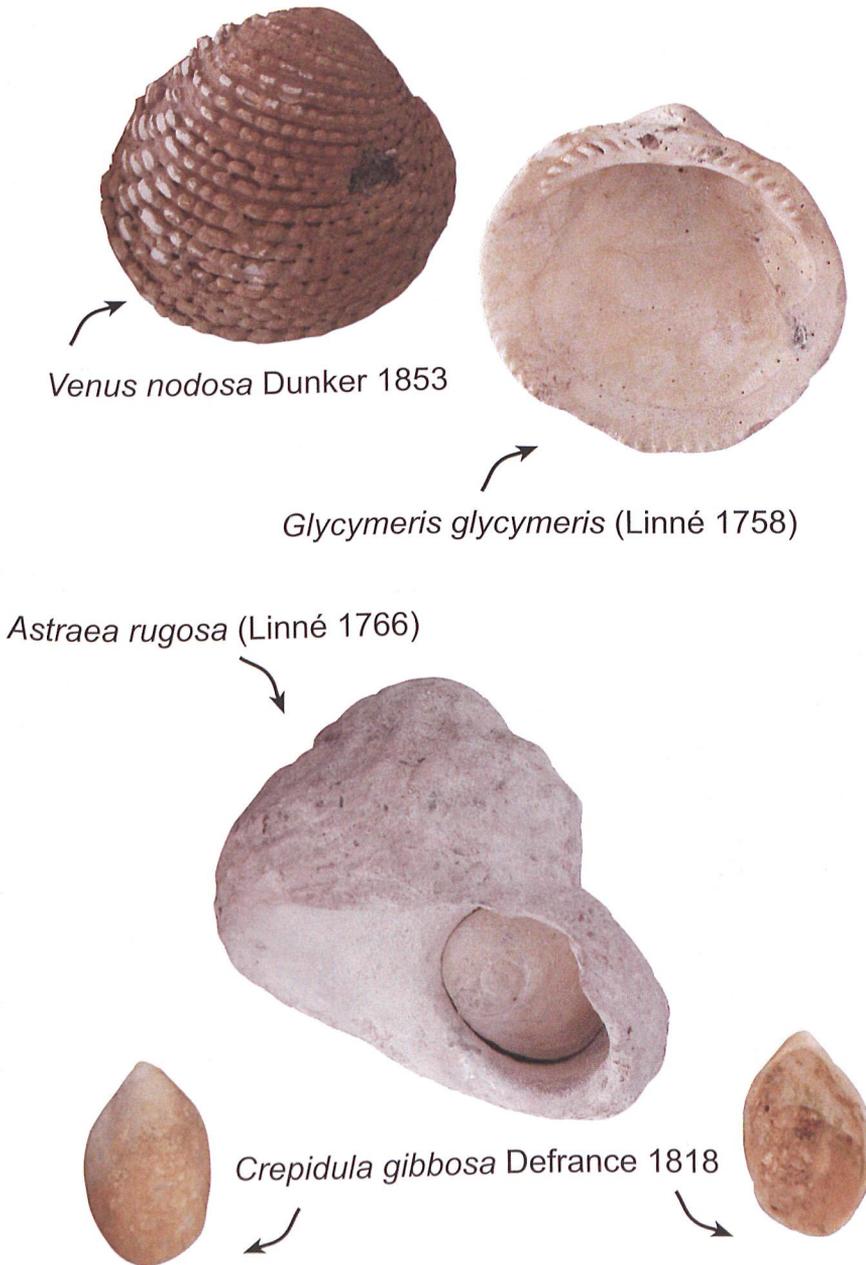


Figura 3.19 - La mayor parte de los fósiles de Agaete indican un clima semejante al actual -*Glycymeris glycymeris* vive entre Noruega y las Canarias- pero algunas especies son propias de mares más cálidos - *Venus nodosa* vive únicamente en las Islas Cabo Verde. Muchos ejemplares están en perfecto estado de conservación. *Astraea rugosa* conserva incluso el opérculo. *Crepidula gibbosa* es una especie miocena y pliocena. El género *Crepidula* es de mares cálidos.

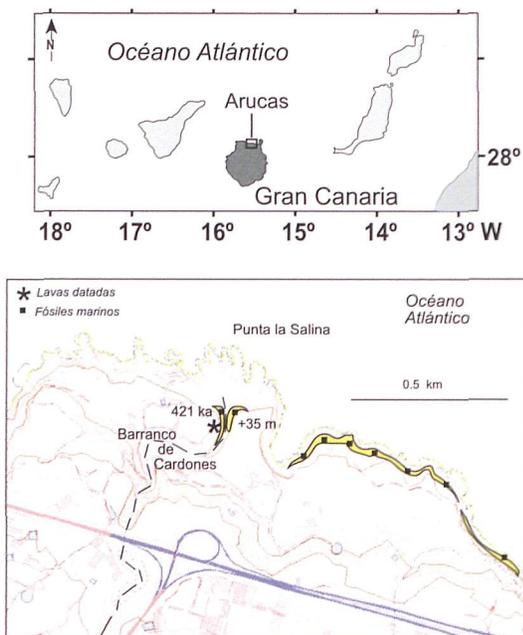


Figura 3.20 - Esquema cartográfico de los depósitos marinos del Pleistoceno medio de la costa de Arucas, en Gran Canaria. Se extienden paralelamente a la costa a unos 35 m de altura sobre el actual nivel del mar. En la desembocadura del Barranco de Cardones puede verse su sincronía con lavas datadas en 421 ka (Meco et alii 2002). Sobre Mapa Topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>

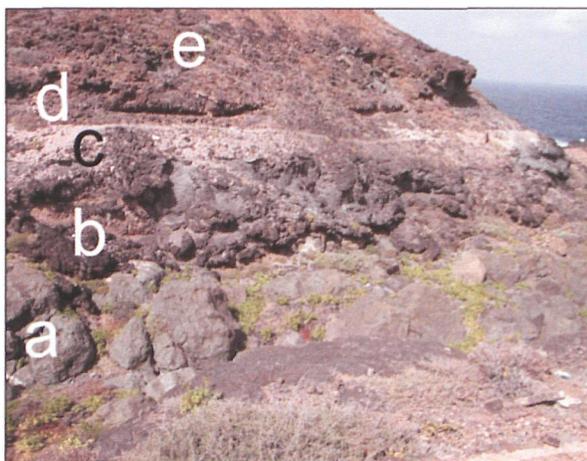


Figura 3.21 - Desembocadura del Barranco de Cardones, en Gran Canaria. Sobre fonolitas miocenas (a) una colada de lava procedente del volcán Montaña Cardones presenta formas en almohadillas (b) producidas por su contacto con el agua del mar. La edad radiométrica es de 421 ka, lo que los sitúa en el estadio marino isotópico 11.3. Además, los depósitos marinos (c) aparecen debajo de un paleosuelo (d) y de una colada más tardía procedente del volcán Montaña de Arucas datada radiométricamente en 151 ka (Meco et alii 2002).



Figura 3.22 - Desembocadura del Barranco de Cardones. *Saccostrea cucullata* (Born 1780) especie actualmente viviente en el Golfo de Guinea por lo que se interpreta como un indicador cálido. Desapareció del Mediterráneo durante el Pleistoceno inferior.



Figura 3.23 - *Nucella plessisi* Lecoindre 1952 in Brébion 1979 (pro parte) (Meco et alii 2003). Esta especie es conocida del Pleistoceno de Marruecos (Brébion 1979). En Canarias, su aparición más antigua se produce en el Pleistoceno inferior de Agaete, después en el Pleistoceno medio de la costa de Arucas, en Gran Canaria, hace 420.000 años. Finalmente, es abundante en los yacimientos del último interglacial, hace 130.000 años y se extingue durante la última glaciación. Ha recibido el nombre de *Acanthina dontelei* García Talavera y Sánchez Pinto 2002 y es un indicador cálido.



Figura 3.24 - Desembocadura del Barranco de Cardones. La explosión numérica de pate-las, con morfología muy variable atribuida a diversas especies, es un signo de modernidad paleontológica en Canarias. Coincide con el inicio del Pleistoceno medio tardío y el cambio en el patrón climático (dominio de la excentricidad: figura 4.2)

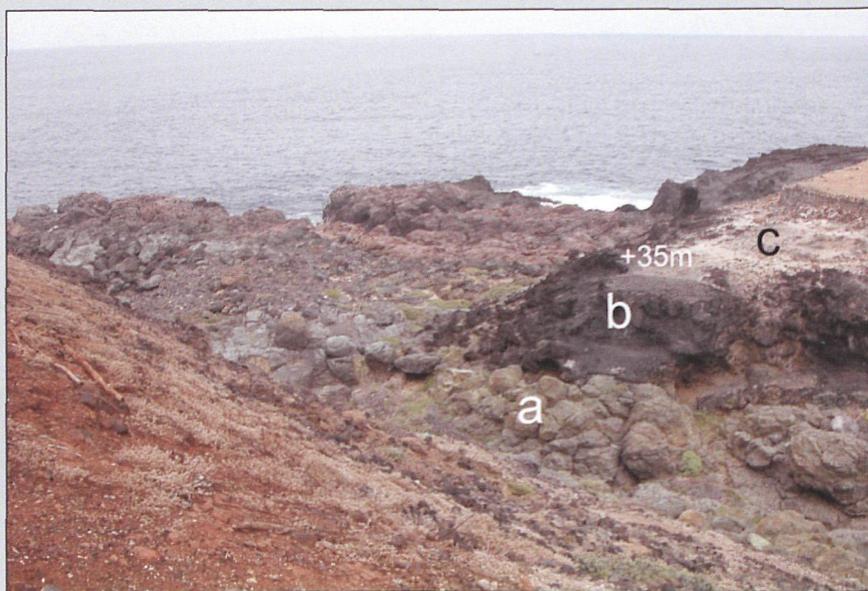


Figura 3.25 - Costa de Arucas en Gran Canaria. Sobre las fonolitas miocenas (a) están las lavas almohadilladas de Cardones (b) y el depósito marino (c) a 35 m de altura sobre el actual nivel del mar.

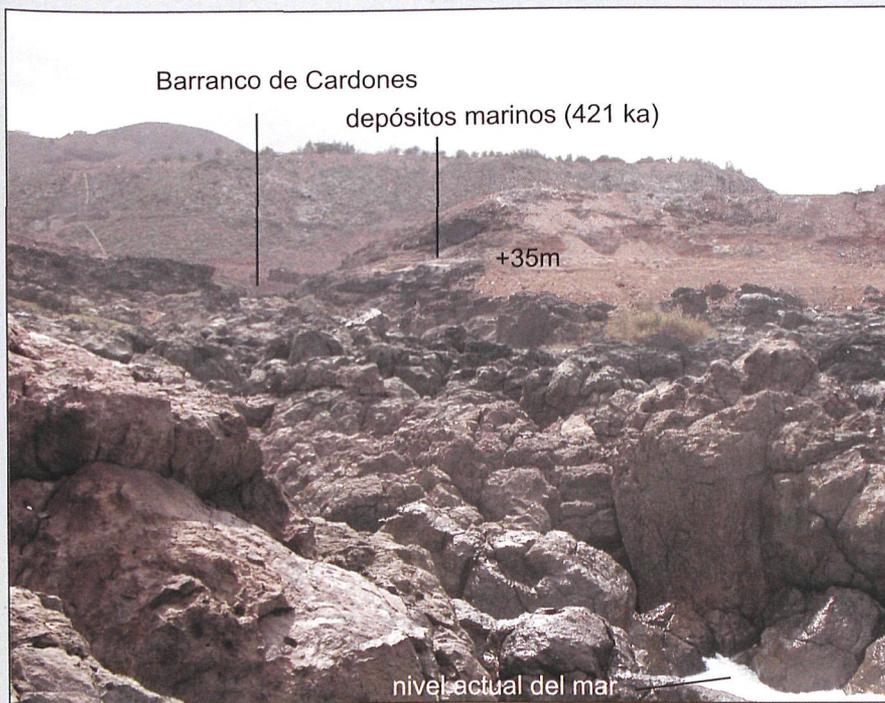


Figura 3.26 - La desembocadura del Barranco de Cardones queda notablemente alta con respecto al nivel del mar lo que aboga por una elevación de la costa norte de Gran Canaria junto con la altura a la que se sitúan los antiguos depósitos marinos.



Figura 3.27 - Lanzarote. Vista de los depósitos de Piedra Alta desde el Rincón del Palo, un km al sur.

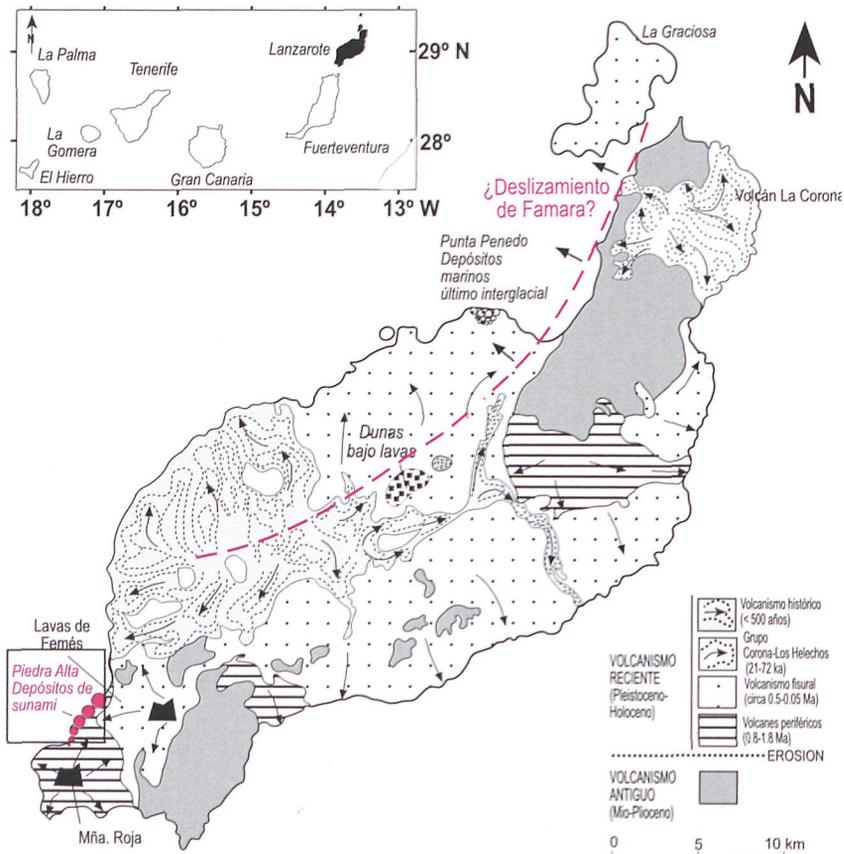


Figura 3.28 - Situación de los depósitos de Piedra Alta en el esquema geológico de Lanzarote. El deslizamiento gigante de Famara provocaría los depósitos de Piedra Alta, sería anterior a La Graciosa y a Punta de Penedo y ocurriría entre el volcanismo periférico y el fisural. Modificado de Carracedo et alii (2002).

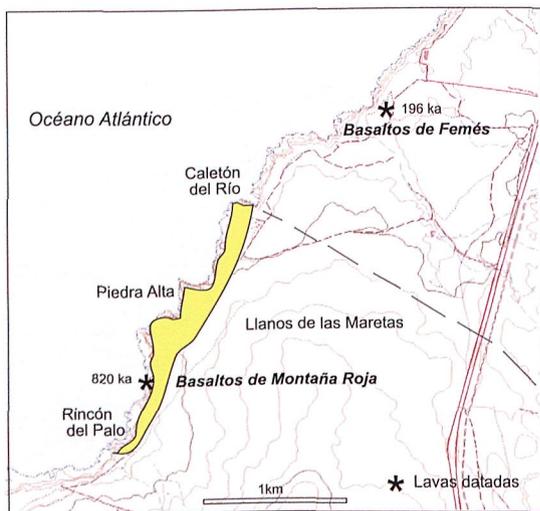


Figura 3.29 - Esquema cartográfico de los depósitos de sunami del Pleistoceno medio de Piedra Alta, en Lanzarote. El tamaño de los bloques disminuye de norte a sur indicando una procedencia desde el norte. Próximos a la costa están esparcidos por los Llanos de La Mareta, entre los 20 m y 25 m sobre el nivel actual del mar. Reposan sobre una duna situada encima de los basaltos de Montaña Roja y están cubiertos por los basaltos de Montaña Femés. Sobre Mapa Topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>.

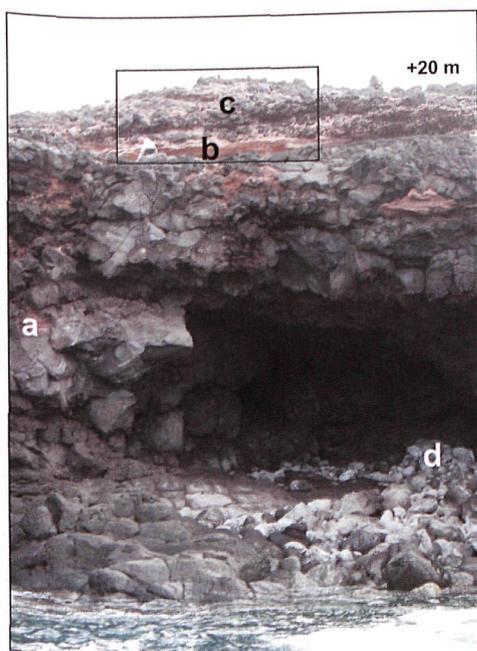


Figura 3.30 - Piedra Alta en Lanzarote. Depósitos de sunami a 20 m sobre el actual nivel del mar. (a) Basaltos de final del Pleistoceno inferior datados en 820 ka (Meco y Stearns 1981) procedentes del volcán Montaña Roja. (b) Duna rojiza. (c) Depósitos de sunami. (d) Bloques formados con la acción de las olas sobre los basaltos de Montaña Roja. Su perfecta forma redonda contrasta con los bloques angulosos de la sunami.

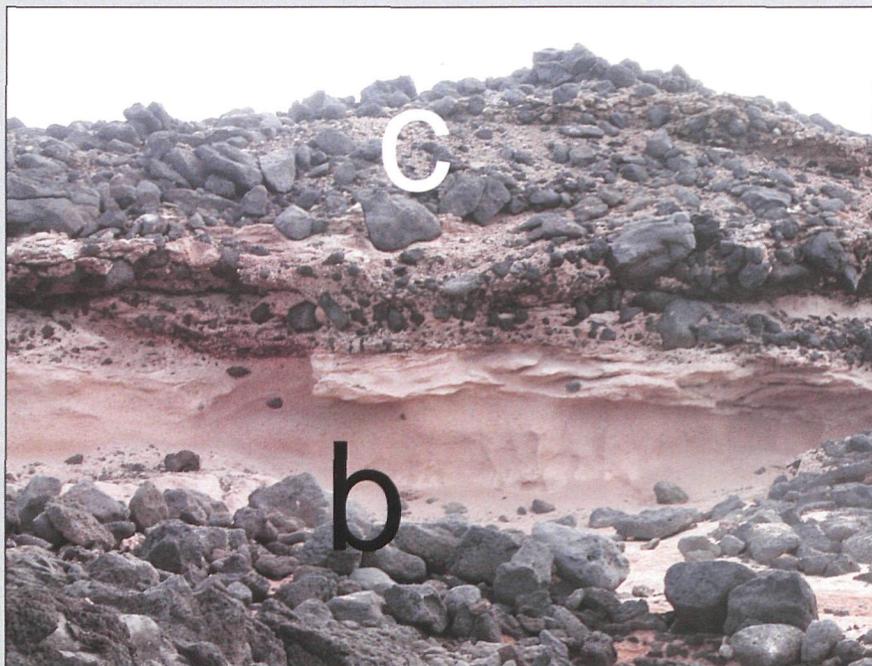


Figura 3.31 - Duna (b) bajo los depósitos de sunami (c) en Piedra Alta, Lanzarote.



Figura 3.32 - Bloque angular de grandes dimensiones y partido en dos en los depósitos de sunami de Piedra Alta, Lanzarote.



Figura 3.33 - En Piedra Alta la mayoría de los los bloques son angulosos.



Figura 3.34 - Piedra Alta, Lanzarote. El bloque presenta una capa envolvente de arenisca marina de procedencia ajena a los depósitos de sunami. También muestra una cara pulida por la acción de bloques en cubetas removidos por el oleaje en la zona intertidal y otra semejante más pequeña. Ello indica que el bloque fue violentamente arrancado de una zona playera.



Figura 3.35 - Detalle de los depósitos de Piedra Alta. Aparecen mezclados elementos terrestres, como ootecas de insectos y elementos de procedencia marina como crustáceos balánidos.



Figura 3.36 - *Saccostrea cucullata* (Born 1780) fósil de Piedra Alta. Esta especie desaparece del Mediterráneo con el Pleistoceno inferior (Cuerda, 1987), se sitúa en Canarias en el Pleistoceno medio (costa Arucas y Piedra Alta) y pervive en el Golfo de Guinea (Meco et alii, 2005).



Figura 3.37 - Contrariamente a los bloques angulosos de Piedra Alta, depositados violentamente en una vez, en los depósitos marinos como en Los Resbalajes, La Graciosa, el nivel de tormentas muestra bloques redondeados, algunos de gran tamaño.

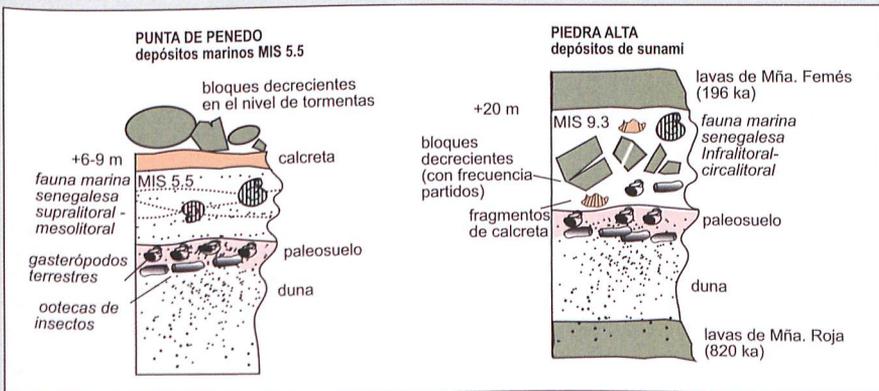


Figura 3.38 - El esquema muestra las diferencias entre los depósitos de sunami de Piedra Alta y los de un depósito marino como el de Punta Penedo. MIS o Marine Isotope Stage es el estadio marino isotópico.

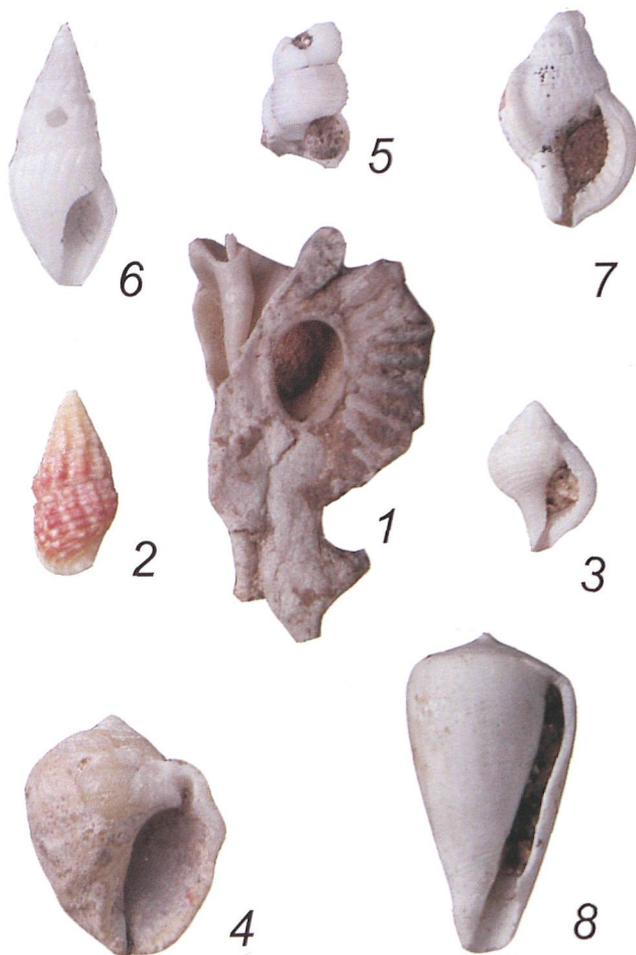


Figura 3.39 - La fauna senegalesa de profundidad encontrada en Piedra Alta, Lanzarote, es de aguas cálidas. Indica la existencia de una fuerte diferencia térmica entre el invierno y el verano que frena la arribada a Canarias de la fauna senegalesa más litoral. Es decir, una situación orbital en la Tierra en que la excentricidad y la oblicuidad eran máximas y coincidentes con el perihelio estival noratlántico. Fauna senegalesa: (1) *Purpurellus gambiensis* (Reeve 1845), (2) *Cerithium litteratum* Born 1778, (3) *Bursa jabick* Fischer-Piette 1942, (4) *Thais coronata* (Lamarck 1822), (5) *Turritella ligar* Deshayes 1843, (6) *Drillia nicklesi* Knudsen 1952.

Fauna de profundidad (Abbot 1974): (7) *Bursa tenuisculpta* Dautzenberg & Fischer 1906, (8) *Conus vayssierei* Pallary 1906.

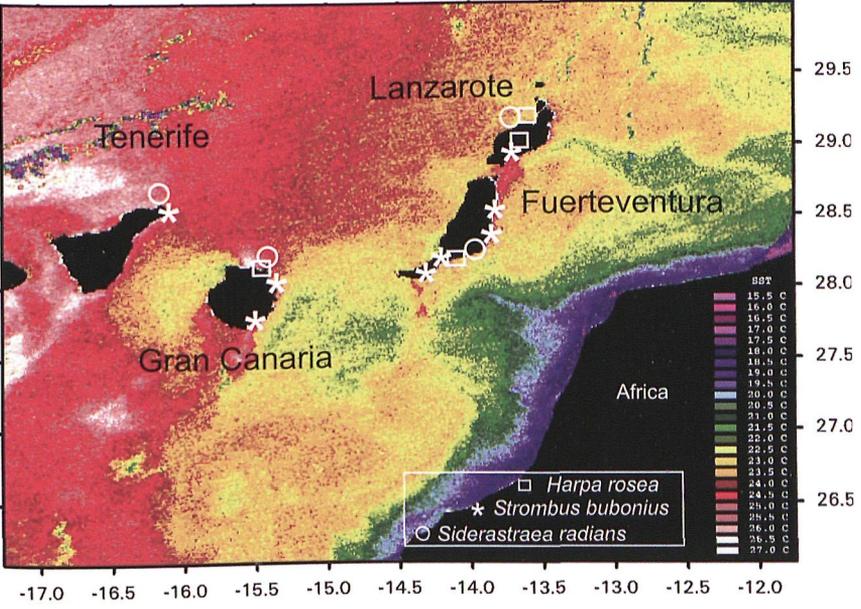


Figura 3.40 - Sobre imagen desde satélite (NOAA/AVHRR) del 1 de agosto de 2004, en que se registraron las más altas temperaturas de la superficie del mar conocidas en Canarias (Ramos et alii, 2005), se señalan las localidades en las que han aparecido especies fósiles de origen senegalés durante el último interglacial o estadio marino isotópico 5.5. Se constata así una correspondencia temporal con los requerimientos de habitat de esas especies que, de perdurar las condiciones climáticas del 1 de agosto de 2004, volverían a instalarse en las Canarias.



Figura 3.41 - Ya famosos desde el Diecinueve (Lyell 1865), los depósitos marinos correspondientes al último interglacial están sepultados en Las Palmas por la urbe, excepto en El Confital. Las obras urbanas recientes los han puesto al descubierto en diferentes puntos. Todos los *Strombus bubonius* citados en la bibliografía proceden de los arenales de Santa Catalina (Meco, 1975) así como el *Harpa rosea*. El coral *Siderastraea radians* ha sido encontrado en el Castillo de La Luz y en San Cristóbal. Sobre mapa topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>

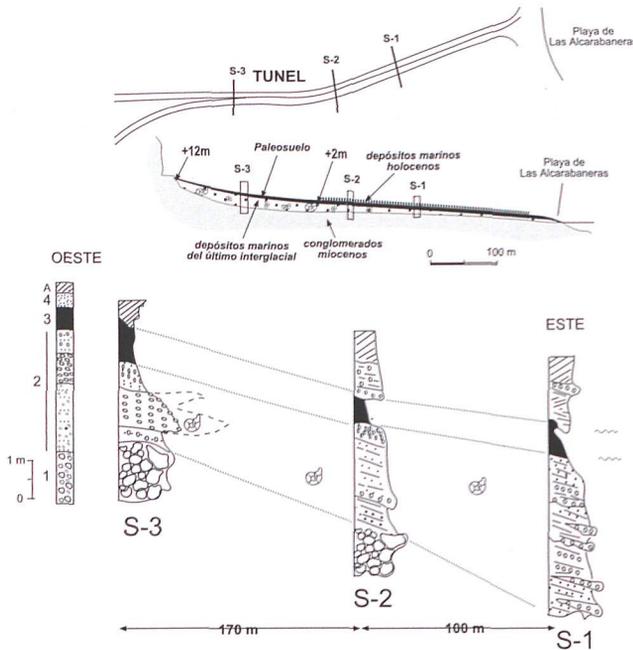


Figura 3.42 - Los cortes realizados durante las obras de la autovía, en Santa Catalina, muestran la misma disposición general de los depósitos que en el área de San Cristóbal. Las coladas fonolíticas están aquí reemplazadas por aluviones fonolíticos también miocenos y las negras arenas holocenas contienen en su base un depósito marino también holoceno. Modificado de Meco et alii (2002).

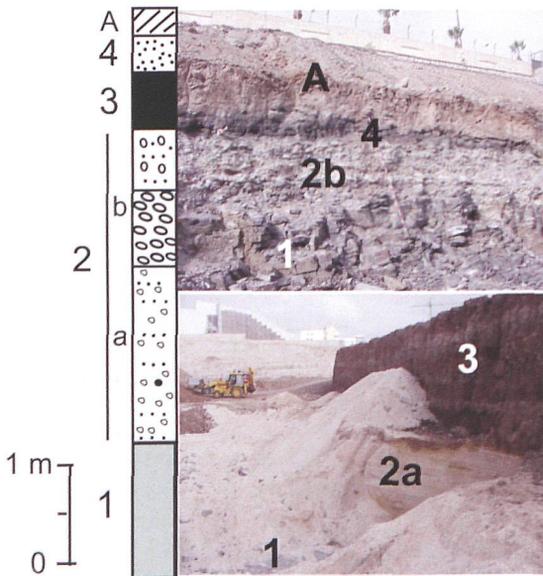


Figura 3.43 - San Cristóbal en Las Palmas de Gran Canaria. El corte del lado este, realizado para la cimentación de unos aparcamientos, muestra que sobre las fonolitas miocenas grises (1) descansan las blancas calcarenitas fosilíferas (2a), bioclásticas, con infinidad de algas calcáreas dispuestas en niveles, formadas durante el último interglacial. Encima se sitúa un paleosuelo arcilloso-arenoso (3). El corte del lado oeste muestra, a 12 m de altura sobre el actual nivel del mar, el conglomerado fosilífero terminal (2b), correspondiente a la zona intermareal de los mismos depósitos marinos. El yacimiento fosilífero está sobre fonolitas miocenas (1) y bajo una oscura duna holocena (4). A: materiales de obras.



Figura 3.44 - *Strombus bubonius* Lamarck 1822, procedente del casi desaparecido yacimiento de Guasimeta - Matagorda. Esta especie, viviente en la actualidad en el Golfo de Guinea y en las Islas Cabo Verde, alcanzó las Canarias y el Mediterráneo con el cambio climático producido durante el último interglacial, hace unos 130.000 años.



Figura 3.45 - *Siderastraea radians* (Pallas 1766), procedente de La Santa en Lanzarote. Estos corales viven en las zonas intermareales del Golfo de Guinea y del Caribe. Su presencia en Canarias es un claro indicador del cambio climático producido durante el último interglacial.



Figura 3.46 - *Harpa rosea* Lamarck 1816, en el yacimiento de Punta de Penedo en Lanzarote. Actualmente esta especie vive en las cálidas aguas del Golfo de Guinea y en las islas Cabo Verde (Meco, 1981; Meco et alii, 2003) por lo que constituye un testimonio del cambio climático ocurrido durante el último interglacial.



Figura 3.47 - *Harpa rosea* Lamarck 1816, ejemplar actual procedente de la isla de Pagalu en Guinea Ecuatorial.

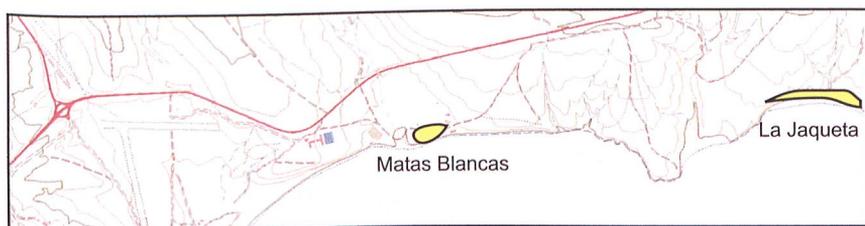
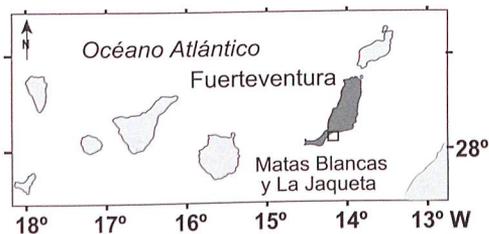


Figura 3.48 - Situación esquemática del yacimiento paleontológico de Matas Blancas en Fuerteventura. Sobre Mapa Topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAF-CAN) <http://www.grafcan.com>



Figura 3.49 - Matas Blancas en 1973 (Meco 1975). La extraordinaria concentración de *Strombus bubonius* constituye un espectacular y singular testimonio del cambio climático del último interglacial. La abundancia de ejemplares ha permitido hacer varias dataciones sobre fósiles en contacto unos con otros (Meco et alii 2002). Ello ha puesto de manifiesto la imprecisión del método radiométrico más usado (U-Th) para este tipo de depósitos. El método ha resultado inútil para diferenciar un estadio o subestadio marino isotópico de otro en localidades con ejemplares escasos.



Figura 3.50 - La protección prestada al yacimiento de Matas Blancas, implorada por la UNESCO-IUGS (IGCP-252), ha llegado con veinte años de retraso, cuando ya estaba muy deteriorado por el vandalismo turístico.

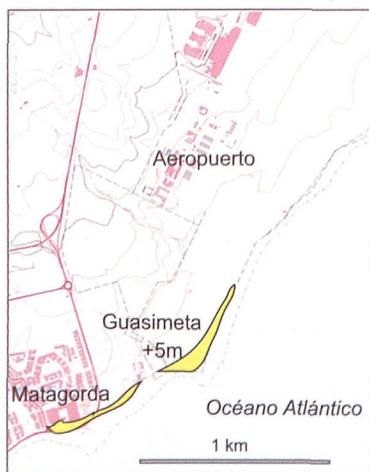
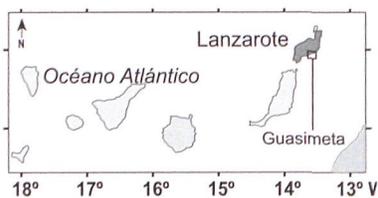


Figura 3.51 - Situación esquemática del yacimiento paleontológico de Guasimeta-Matagorda en Lanzarote. La mayor parte del yacimiento ha sido destruida muy recientemente (Meco et alii 2003) y sólo se conserva en el interior del recinto del aeropuerto. Sobre mapa topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>

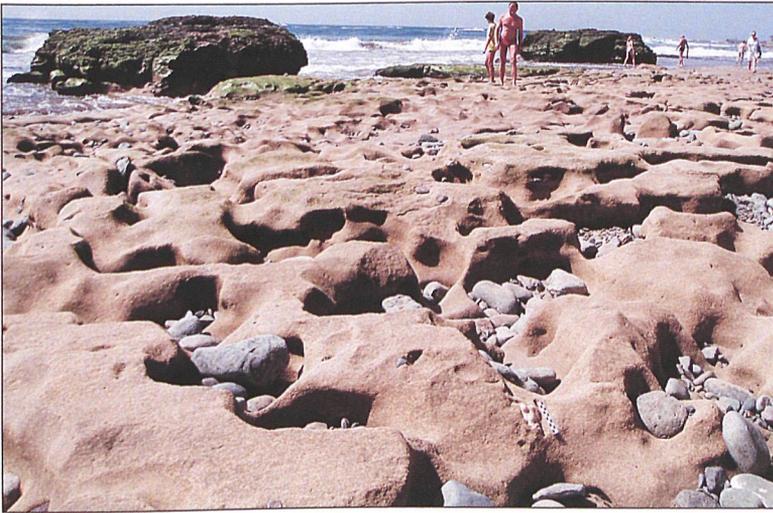


Figura 3.52 - Maspalomas, en sur de Gran Canaria. Rasa marina actual sobre los depósitos marinos con *Strombus bubonius* (un ejemplar en primer término). Los restos erosivos de los depósitos (en la orilla) alcanzan 4 m sobre el actual nivel del mar. Normalmente, estos depósitos están cubiertos por dos o tres metros de arena que, en ocasiones de temporal, se lleva el mar en pocas horas.

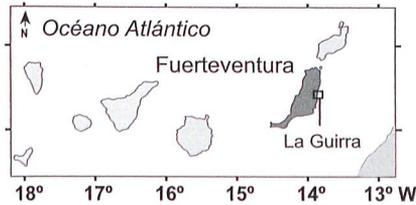


Figura 3.53 - La Guirra en Fuerteventura. En la fotografía aérea (M.O.P.-D.G.P y C, CEYFA, 10-Ene-89, Ref-89063, Esc. 1:5.000, P.6, nº7804 Fuerteventura) aparece nítida la línea de costa del último interglacial, paralela a la actual y a un centenar de metros tierra adentro.



Figura 3.54 - Depósitos marinos fosilíferos del último interglacial en La Guirra, Fuerteventura. Forman un escalón, paralelo a la costa actual pero alejado de ella un centenar de metros. Su altura sobre el nivel medio del mar es de 5.38 m. Se componen de conglomerados sueltos con fósiles de las cálidas aguas del Golfo de Guinea, entre ellos el *Strombus bubonius*.



Figura 3.55 - Los piroclastos en La Campana, Lanzarote, parecen haber sufrido su alteración bajo el dominio climático húmedo y cálido del inicio del último interglacial. Los piroclastos proceden del volcán Montaña Roja datado del final del Pleistoceno inferior (Meco y Stearns 1981). Este arrastre aluvial de piroclastos se intercala entre depósitos marinos del último interglacial.



Figura 3.56 - Teno, Tenerife. Sobre la rasa marina tallada en basaltos datados en 178 ka (Carracedo et alii, en proceso de publicación) aparecen depósitos fosilíferos a 18 m de altura sobre el nivel actual del mar (Zazo et alii 2003) alterados a lateritas. La costa estuvo, por lo tanto, en proceso de levantamiento y a ello se deben las terrazas escalonadas del acantilado.

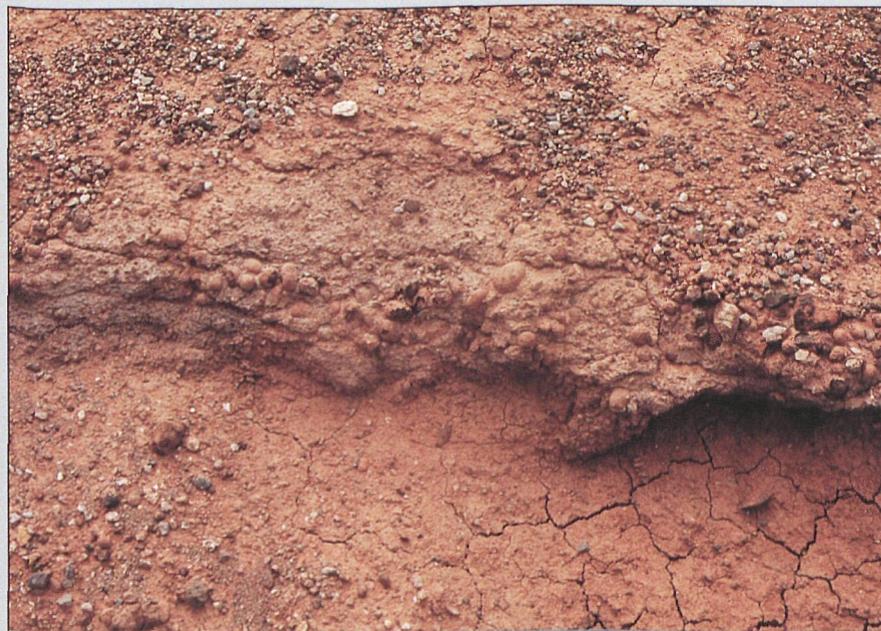


Figura 3.57 - Las lateritas de Teno contienen pisolitos ferruginosos. Ello delata el clima cálido y húmedo del último interglacial.

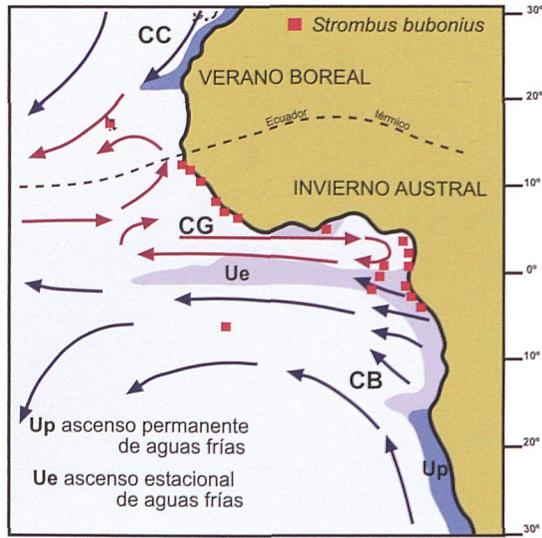


Figura 3.58 - Distribución geográfica actual de los *Strombus bubonius* (Meco et alii 1992) sobre mapa de temperaturas, con indicación de la circulación de superficie y del ascenso de aguas frías en el Atlántico tropical oriental (Wauthy 1983, Maley 1987) durante el verano boreal e invierno austral (julio).

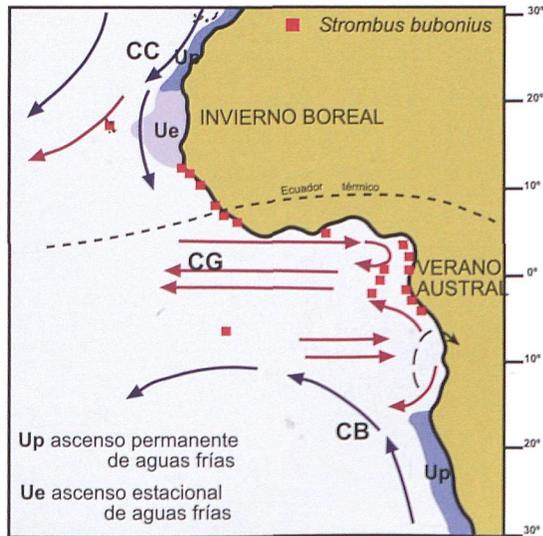


Figura 3.59 - En el Invierno boreal y verano austral los ascensos de aguas frías de la costa sahariana se extienden hasta Dakar, en el Senegal, e incluso se aproximan a las Islas Cabo Verde mientras que en el Golfo de Guinea se reducen notablemente. A causa de la desigual distribución de las masas continentales en ambos hemisferios el ecuador térmico o climático está desplazado hacia el norte con respecto al ecuador geográfico. En este sentido, podría decirse que los *Strombus bubonius* están en la actualidad en el hemisferio sur climático. (CB) Corriente fría de Benguela. (CC) Corriente fría de Canarias. (CG) Corriente cálida de Guinea.

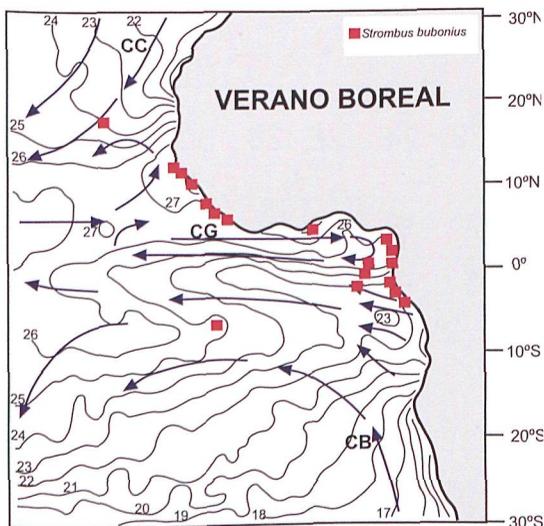


Figura 3.60 - Isothermas superficiales del Atlántico durante el verano boreal e invierno austral (Wauthy 1983, Maley 1987). Las localidades en que habita el *Strombus bubonius* marcan, por lo tanto, los requerimientos mínimos de temperatura para su existencia.

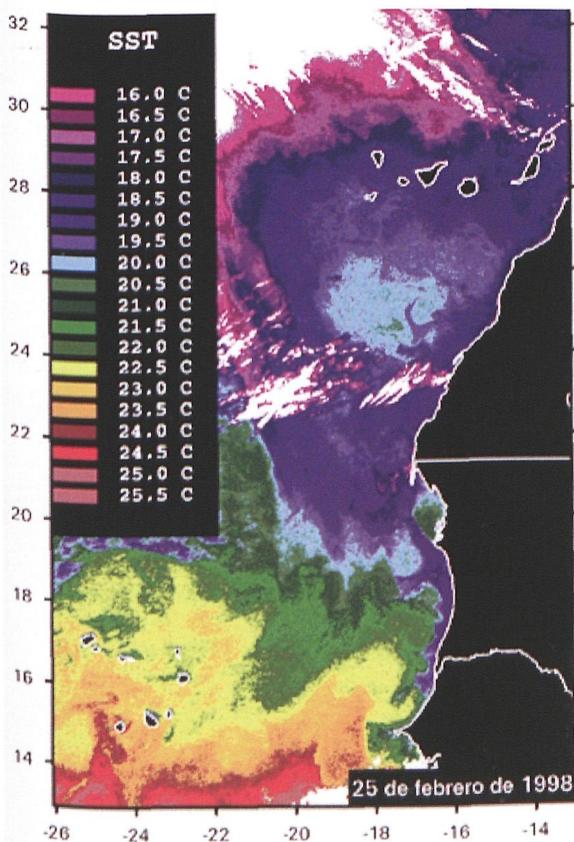


Figura 3.61 - Durante el invierno del hemisferio norte, la diferencia de temperaturas de la superficie del mar entre las islas Cabo Verde (23°C), donde habita actualmente el *Strombus bubonius* en condiciones límites, y las Canarias es de 5°C (18°C). La diferencia entre las temperaturas isotópicas máxima y mínima medidas en los ejemplares del Golfo de Guinea es de 2°C a 6°C y para los fósiles mediterráneos de 7°C a 9°C (Cornu et alii 1993). Esta diferencia, o estacionalidad térmica, en los ejemplares procedentes de Matas Blancas es similar a la actual del Golfo de Guinea (Bard et alii 1995), que no sobrepasa los 4°C (Crosnier 1964). Ello indica que durante el último interglacial, las temperaturas cálidas de superficie del mar, tales como las mostradas en la figura 3.30, permanecieron estables, al menos seis meses del año

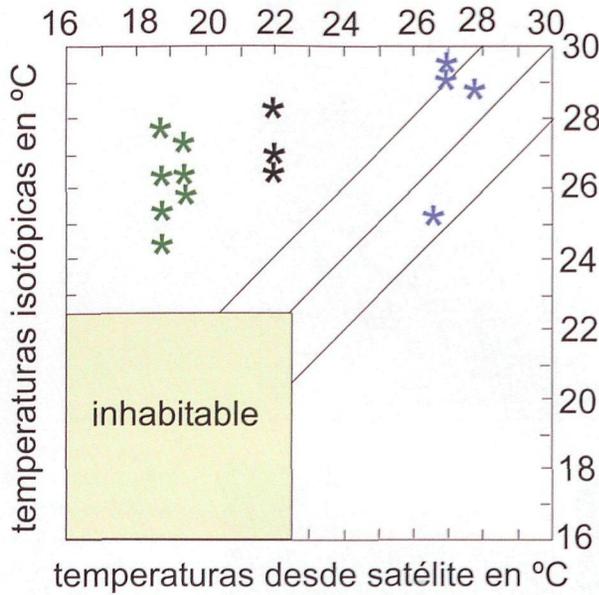


Figura 3.62 - La temperatura media anual actual, medida desde satélite, se contrasta con temperaturas isotópicas calculadas en conchas de *Strombus bubonius*. El margen de validez de la temperatura isotópica se comprueba con ejemplares actuales procedentes de tres localidades del Golfo de Guinea (en azul): Islas de Bioko, Corisco y Pagalu o Anobón (la de temperatura más baja). La salinidad, interviene en el cálculo de la temperatura isotópica por lo que la paleotemperatura queda algo imprecisa. Sin embargo, los límites de habitabilidad de los *Strombus bubonius* actuales respecto a temperaturas de su ambiente indican que la salinidad debió ser semejante a la actual. De ese modo, se deduce que la temperatura durante el último interglacial en las aguas del Mediterráneo debió ser, al menos, 7°C superiores a la actual (en verde, ejemplares fósiles de Mallorca y Túnez). Las paleotemperaturas de tres ejemplares fósiles del yacimiento de Matas Blancas en Fuerteventura (en negro), datado del último interglacial, muestra también una temperatura media anual unos 5°C más altas que la media de las actuales de las aguas superficiales del mar en Canarias. Esto concuerda con los límites ecológicos (tabla 6). Modificado con datos de Cornu et alii (1993) y de Bard et alii (1995).

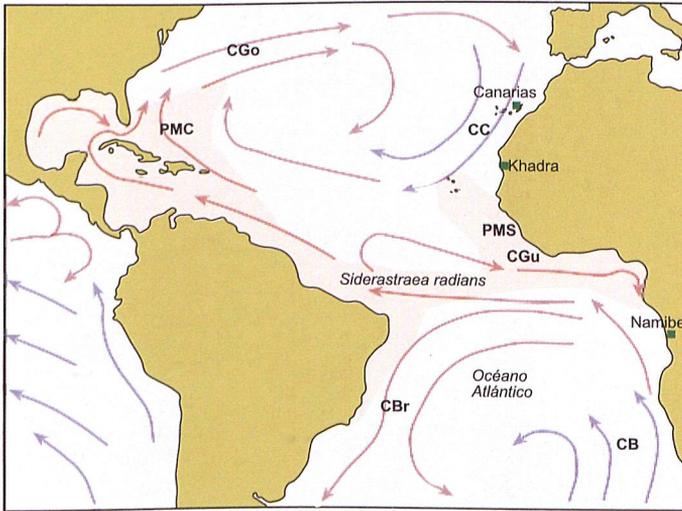


Figura 3.63 - Distribución geográfica actual del coral *Siderastraea radians* (color magenta). Habita en las costas de la provincia marina caribeña (PMC) y en la de la provincia marina senegalesa (PMS) bañadas por corrientes cálidas (en rojo, CGo: Corriente del Golfo; CGu: Corriente de Guinea; CBr: Corriente de Brasil). Con datos de Duerden (1904), Verrill (1907), Gravier (1909), Thiel (1928), Chevalier (1966) y Laborel (1971, 1974).

Durante el último interglacial tuvo una distribución geográfica más amplia, en costas bañadas hoy día por corrientes frías (CB: Corriente de Benguela; CC: Corriente de Canarias) lo que indica un cambio climático. El punto más meridional de África en el que ha sido encontrada está en el sur de Angola, unos cien km al norte de Namibe, la antigua Moçamedes (Faber 1926) y unos 10° de latitud hacia el sur de su límite actual cercano al Ecuador. En el hemisferio norte aparece fósil sobre la costa africana en diversos puntos de Mauritania (Chevalier y Hebrard 1972) al norte de Nouakchott. En las islas Canarias está presente con cierta abundancia en Lanzarote, en La Santa (Meco et alii 2003); y en pequeños fragmentos en Tenerife e Igueste; en Fuerteventura, en Las Playitas (Zibrowius y Brito 1986); y en Gran Canaria, en Las Palmas (Meco et alii 2002).

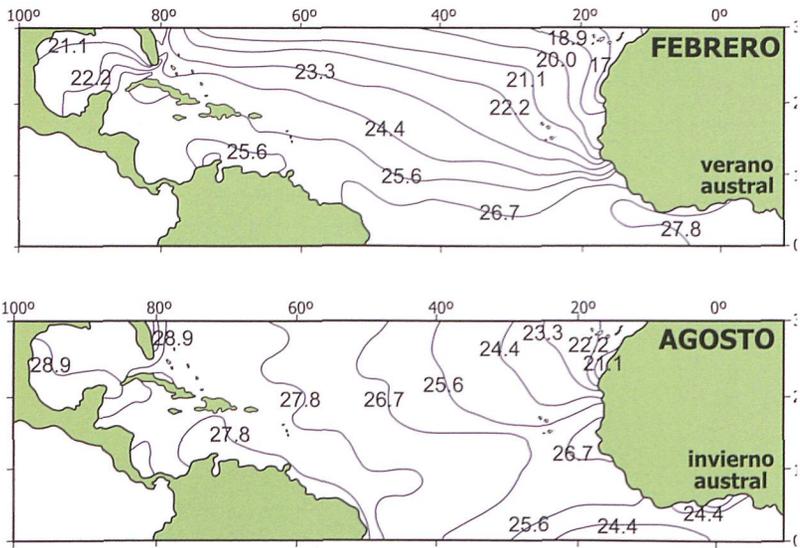


Figura 3.64 - Temperatura de las aguas entre el ecuador y Canarias en invierno y en verano según Prell et alii (1976) y Maley (1987).

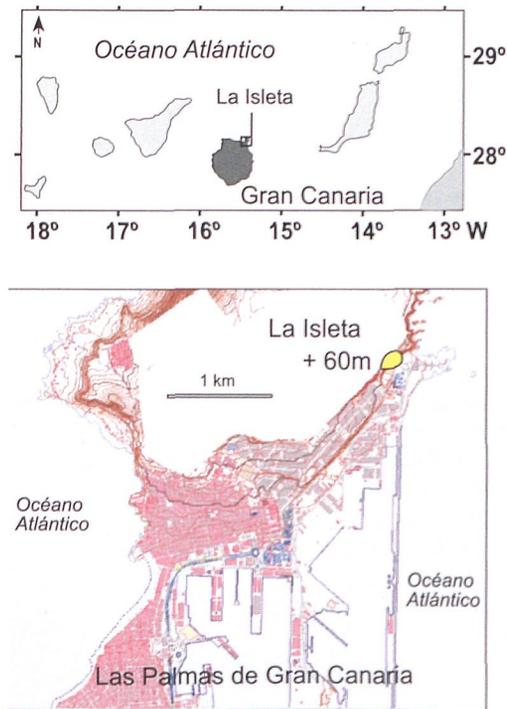


Figura 3.65 - Esquema de situación del yacimiento paleontológico de La Esfinge en la Isleta de Gran Canaria. Sobre Mapa Topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>

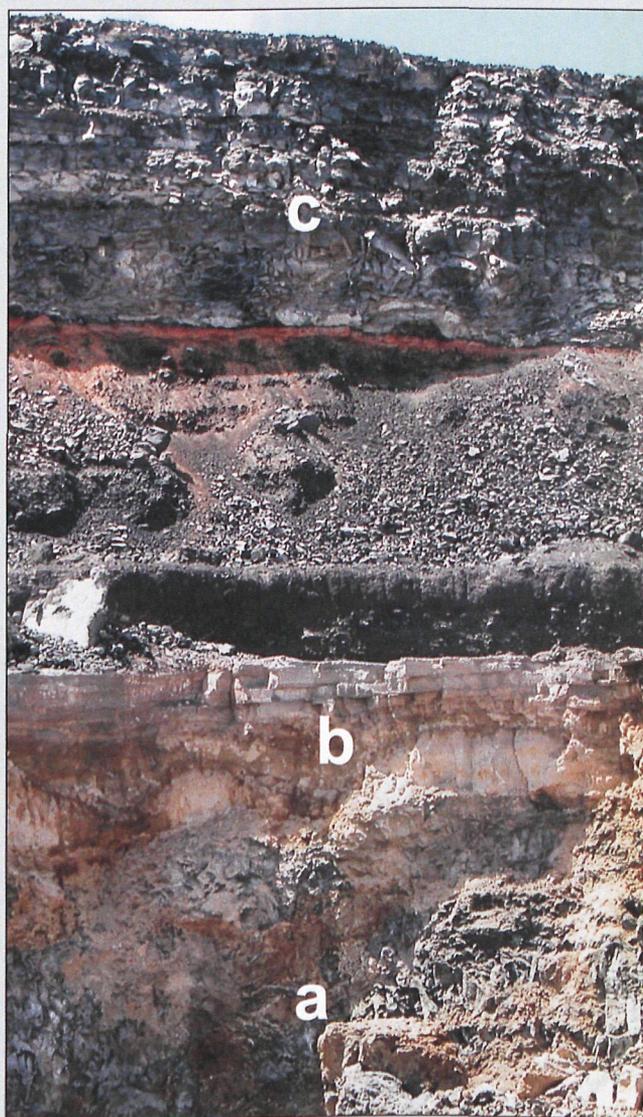


Figura 3.66 - Corte del sitio singular de La Isleta en Gran Canaria. Los basaltos con estructuras en almohadillas, datados en 83.000 años (a), están situados debajo de los depósitos marinos fosilíferos (b). Encima, lavas del volcán pleistoceno de La Esfinge datadas en 60.000 años (c) (Guillou et alii 2004)



Figura 3.67 - La Isleta, Gran Canaria. Numerosas *Lutraria magna* (Da Costa 1778) fósiles en posición de vida. Con valor estratigráfico y paleoclimático débil proporcionan, sin embargo, información ecológica. Esta especie atlántica es propia de la zona inmediata a la intermareal y vive enfundada en arenas fangosas, mejor en las de los estuarios, y a no más de 10 m de profundidad (Nickles 1950, Mars 1965). Los ejemplares fósiles de La Isleta sobrepasan los 120 mm de longitud, conservan las dos valvas unidas. Murieron repentinamente al colmatarse las aguas someras y calmas - una hoya en la que se acumularon limos carbonáticos- en las que vivían con nuevos aportes en una incidencia intermareal. Estos, que contienen numerosas *Nerita senegalensis*, fueron retrabajados en medio marino hasta formar una laminación horizontal y posteriormente emergió el conjunto.



Figura 3.68 - *Lutraria magna* (Da Costa 1778) de los depósitos marinos del estadio marino isotópico 5.1 de La Isleta en Gran Canaria.

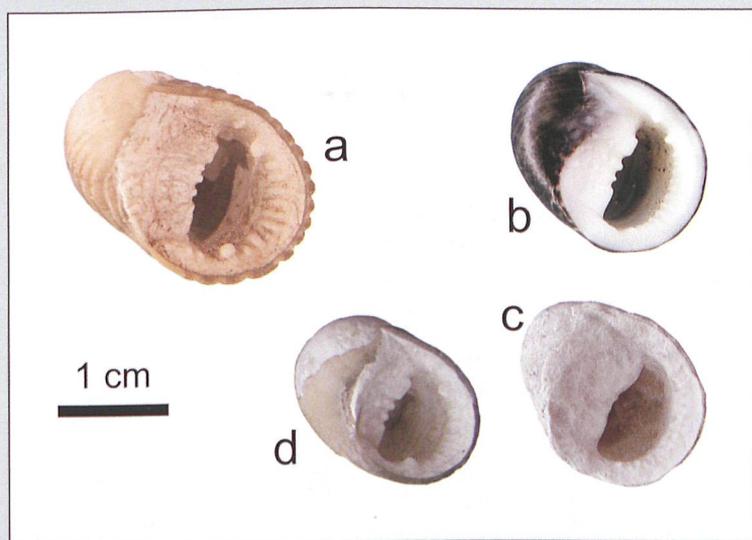


Figura 3.69 - Las neritas fósiles del mio-plioceno canario (a: *Nerita emiliana* Mayer 1872) y las neritas actuales senegalesas (b: *Nerita senegalensis* Gmelin 1788) difieren en sus rasgos: *Nerita senegalensis* es negra y más esférica y las líneas espirales no son prominentes, los dientes del interior del labro son más numerosos y pequeños. Las neritas del depósito marino de La Isleta, datado del estadio marino isotópico 5.1, son idénticas a la especie actual senegalesa (c), sin embargo, algunos ejemplares (d) presentan rasgos atenuados que recuerdan a los de sus ancestros.



Figura 3.70 - *Nerita senegalensis* vive en la actualidad en las islas Cabo Verde (18°N) y en el Golfo de Guinea desde Dakar a Benguela (15°N a 12°S). Las, aproximadamente doscientas, especies actuales conocidas del género *Nerita* viven en los mares más cálidos del Planeta, en la zona intermareal, por lo que constituyen un buen marcador de las aguas costeras cálidas. La presencia de *Nerita senegalensis* también indica una variación mínima entre las temperaturas más altas de verano y las más bajas de invierno de la superficie del mar. Las temperaturas se han obtenido de imagen de satélite NOAA/AVHRR).



Figura 3.71 - Playa del Matorral, Fuerteventura. Depósitos marinos holocenos. Sucesivas playas de arenas y guijarros se compactaron con la retirada progresiva del mar holoceno.



Figura 3.72 - La Jaqueta, Fuerteventura, en 1975. El vehículo está situado sobre el escalón holoceno. En la actualidad no se conservan los depósitos por haber estado constituidos por materiales utilizables en la construcción y haber sido vandálicamente destruidos. Ello a pesar de la recomendación de la UNESCO - IUGS - IGPC - 252 en 1988 en que se vislumbraba el riesgo de desaparición.

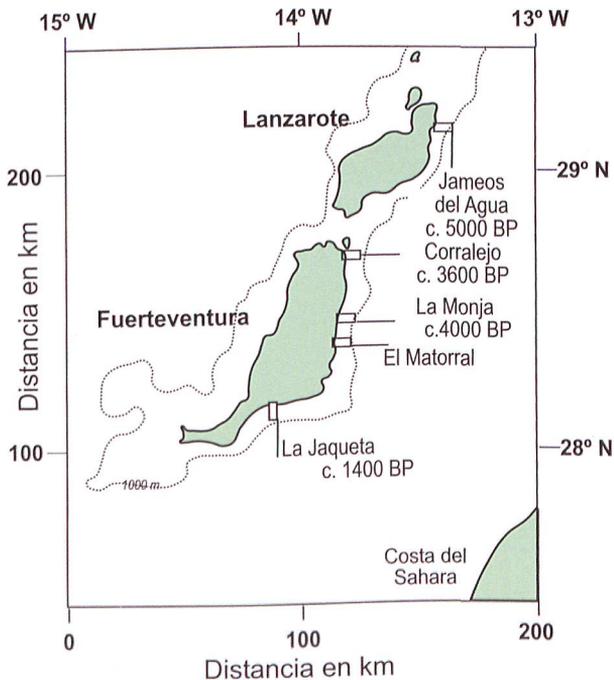


Figura 3.73 - Esquema de situación de los depósitos marinos holocenos significativos.



Figura 3.74 - Los depósitos marinos holocenos de Los Jameos del Agua, Lanzarote, se sitúan sobre el techo del tubo volcánico datado en 22.000 años (Carracedo et alii 2003) cuando el nivel del mar estaba por entonces un centenar de metros por debajo del actual. Constituyen el primer y más antiguo testimonio marino holoceno en las islas Canarias.



Figura 3.75 - Conglomerado fosilífero holoceno en Los Jameos del Agua, Lanzarote. Hace unos 5000 años (Zazo et alii 2002)



Figura 3.76 - Desembocadura del Barranco de La Monja en Fuerteventura. Un radio izquierdo de ovicaprino (Meco 1992 ,1993) procedente de aportes de barranco, al igual que los clastos redondeados de almagre, está incluido en un depósito marino que contiene conchas de diversas especies del género *Patella* datadas radiocarbónicamente en unos 4000 años (Onrubia Pintado et alii 1997). Constituye una prueba de la existencia de poblamiento holoceno en Fuerteventura.



Figura 3.77 - Huellas de ovicaprinos en el depósito marino holoceno en la Playa del Matorral (Puerto del Rosario) encontradas por Robert Patterson y Pedro López Batista.



Figura 3.78 - Las edades radiocarbónicas de los depósitos marinos de Canarias se obtienen de conchas de gasterópodos incrustadas en el conglomerado de playa.

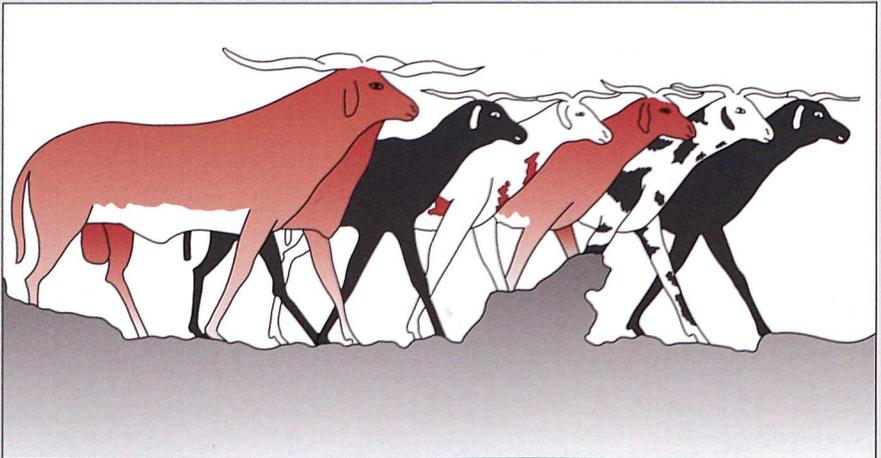


Fig. 3.79 - Ovejas de extremidad larga del antiguo Alto Egipto, extinguidas al poco de desaparecer el Imperio Antiguo. Inspirado en el dibujo (El Berschech, tumba de Dehuti-hetep) de Newberry y en la descripción publicados en Gaillard (1934, figura 54). Entre los ovicaprinos de principios de nuestra Era procedentes del yacimiento arqueológico de Villaverde en Fuerteventura aparecen restos de ovejas de largos metápodos (Meco 1992) y con calcáneos de dimensiones próximas a los de las ovejas salvajes norafricanas. Ello las relaciona con el grupo de *Ovis longipes* momificada y representada por los egipcios.



Figura 3.80 - La Jaqueta, Fuerteventura, en 1975. Los depósitos marinos fosilíferos del Holoceno tardío alcanzaron una altura de 2 m por encima del nivel más alto de la marea actual. En la actualidad, estos depósitos están destruidos.

4 Historia del clima en Canarias

De las observaciones realizadas sobre la evolución eólica y la marina se puede interpretar la historia del clima en Canarias e insertar esa historia en el paradigma climático global.

Hitos paleoclimáticos en Canarias

La historia del clima en Canarias tiene que deducirse de testimonios geológicos ordenados en el tiempo. Ello es posible gracias a los fósiles y a las dataciones de lavas relacionadas con ellos de un modo afortunado. La comparación de los fósiles con la fauna actual permite obtener información biogeográfica y ésta está relacionada directamente con el clima. La información climática más valiosa es la proporcionada por las especies de hábitáculo más restringido y por ello no todas las especies tienen el mismo valor como indicadores paleoclimáticos. Sin embargo, utilizar los términos de cualquiera de las clasificaciones climáticas que definen los climas actuales es muy problemático puesto que estas clasificaciones se basan en medidas de termómetro y pluviómetro imposibles de aplicar al pasado geológico. De modo que los hitos en esta historia dependen de ciertos fósiles y de ciertas emisiones volcánicas.

Por la colada de Ajuí se conoce que la edad de los depósitos marinos de la costa occidental de Fuerteventura es de 4.8 ma. De la fauna contenida en estos depósitos se deduce un hábitáculo semejante al actual del Golfo de Guinea y del Caribe. Por lo tanto le corresponde un clima de baja latitud y ecuatorial en donde la temperatura no varía apenas en todo el

año ni a lo largo del día. Estas temperaturas son altas, entre 20°C y 30°C, sin traspasar estos valores. La duración del día es igual a la de la noche y el grado de humedad es muy alto. Las precipitaciones son muy elevadas y constantes con frecuentes ciclones y violentos huracanes que con sus aguas vacían valles. (Af en la clasificación de Köppen).

Por la colada de Quintanilla se conoce que la edad de los depósitos marinos de Las Palmas es 4.1 ma y la fauna fósil informa que el clima seguía siendo ecuatorial (Af).

Por la colada del Barranco de La Cruz, se sabe que entre 4.1 ma y 2.7 ma se formaron dunas con potentes aluviones intercalados y un paleosuelo. Las dunas son calcarenitas bioclásticas con gastrópodos de tierra y el paleosuelo contiene ootecas de insectos. Esto indica un primer cambio climático relacionado con la instalación de la corriente fría de Canarias y ésta, a su vez, con la instalación de los primeros hielos árticos, un descenso del nivel del mar y la aparición de las diferentes estaciones anuales.

Por lo tanto, el clima se torna seco o árido y con una decena de pausas, quizás milenarias, en las que se producen violentas lluvias. Este clima está representado por las dunas y los aluviones intercalados. El inicio del cambio conlleva el final paulatino de los grandes huracanes representado por aluviones cada vez más débiles. Finalmente se instala un clima húmedo y cálido representado por el paleosuelo. Es decir, se produce el tránsito desde clima ecuatorial a clima tropical subhúmedo, luego árido cálido y finalmente templado lluvioso (Af, Am, Bsh, Bwh y Csa en la clasificación de Köppen). Esta sucesión de climas indica un traslado de las condiciones ecuatoriales hacia su posición actual y un acercamiento de las condiciones polares también hacia su posición actual.

Efectivamente, durante el Plioceno se establece en el área euroafricana la zonación climática latitudinal (Robert y Chamley 1987). El clima continuamente cálido y húmedo del Plioceno se vuelve frío con estaciones estivales secas, cambia la circulación oceánica, aparece la Corriente de Canarias y el clima se vuelve cada vez más árido aunque con fuertes e irregulares episodios pluviales. Esta situación culmina con la aparición de la primera glaciación en el hemisferio Norte, seguida de una intensa aridez (Nebout y Grazzini 1991, Berger 1992, Haug et alii 2005) previa al Pleistoceno.

Por la fauna marina de Agaete se conoce que el final del Plioceno e inicio del Pleistoceno fue cálido e inmediatamente proseguido por la aridez necesaria para formar una calcreta.

Por Montaña Blanca, datada en 2.7 ma, y por la negra colada de Jarubio, datada en 0.8 ma se sabe que los depósitos, tanto marinos como eólicos, que contenían elementos bioclásticos transforman por entonces su superficie en una calcreta que alcanza gran grosor allí donde el depósito tenía mayor potencia. La calcreta sucede a aluviones y estos, a su vez, a arenas grises laminadas en Agua Tres Piedras. El gris se debe a aportes aluvio - coluviales de material volcánico. Por lo tanto, el clima se volvió extremadamente árido, pero cálido, testimoniado por la calcreta, tras lluvias suaves prolongadas estacionales representadas por las dunas grises y acaba en lluvias torrenciales representadas por aluviones gruesos.

Por la colada de Jarubio, datada en algo menos de 0.8 ma, y por la colada de La Ventosilla, posterior a 1.8 ma, se sabe que se instaló la red fluvial entre ambas edades. Esta incisión se debió al rejuvenecimiento de los barrancos por bajada del nivel del mar a consecuencia de la gran glaciación del Pleistoceno inferior, posteriormente a hace 1.65 ma, fecha que marca la llegada de las especies árticas al Mediterráneo, y antes del cambio de polaridad magnética de Matuyama a Brunhes. Por lo tanto el Pleistoceno inferior es un dilatado periodo erosivo que no deja otro testimonio paleoclimático (figura 4.1). Tampoco aparecen restos atribuibles a la primera mitad del Pleistoceno medio. Solamente se constata que la calcreta está seccionada por la red fluvial que, cerca de la desembocadura, se encaja una treintena de metros por debajo de la calcreta. De un modo similar, en Marruecos, una calcreta de edad Villafranchiense superior está bien documentada desde antiguo (Choubert y Ambroggi 1953, Wilbert 1962). Su desarrollo ocurrió en un clima evolucionando hacia la aridez, más tarde alternando periodos húmedos y secos y con una subsecuente aparición de un sistema de drenaje.

Por la colada de Cardones, datada en 420 ka, y con estructuras de enfriamiento rápido en el mar, se conoce el inicio del Pleistoceno medio tardío, en la Terminación V. Un paleosuelo con ootecas de insectos, unos depósitos marinos con fauna cálida y una delgada costra calcárea señalan respectivamente el inicio húmedo y cálido, el máximo cálido y el final cálido y árido del clima del primer interglacial del Pleistoceno medio que supera en temperatura al de nuestros días.

La instalación de la red fluvial moderna secciona la calcreta y propicia la formación en las hondonadas del terreno de las dunas pleistocenas. Éstas contienen paleosuelos intercalados. Por la colada de El Cotillo datada en 134 ka se sabe que anteriormente, durante el Pleistoceno medio

se formaron dunas y paleosuelos. Por lo tanto, el clima era árido con pausas húmedas. Siguiendo el modelo del interglacial atrapado por las lavas de Cardones y a tenor de otras dataciones, las pausas húmedas se formaron durante los estadios marinos isotópicos impares del Pleistoceno medio tardío (figura 4.2). Pero estos estadios (figura 4.3) no llegaron a sobrepasar el actual y no hubo elevación suficiente del nivel del mar que alcanzara la cota actual, ni tampoco suficiente temperatura durante el final interglacial árido para que se formaran costras calcáreas.

Por la fauna del depósito de origen violento, tipo tsunami, de Piedra Alta y por las edades de Montaña Roja y Montaña Femés se sabe que el clima durante el estadio marino isotópico 9.3 era cálido pero con diferencias notables entre las temperaturas estivales y las de invierno y que fue de corta duración no dando lugar a que se formara costra calcárea ni depósitos marinos más altos que el actual nivel del mar.

El estadio marino isotópico 5.5 o último interglacial, hace unos 130.000 años fue el más cálido de todos (figura 4.4). Estuvo precedido del período húmedo representado por un paleosuelo y sucedido por una delgada calcreta. La elevación del mar fue de media decena de metros y al dejar sus restos por casi todas las costas de las islas ha revelado movimientos relacionados con el volcanismo local (figura 4.5). Por la edad de la colada de Teno se sabe que además de los depósitos marinos y de los paleosuelos intercalados entre dunas se formaron también suelos lateríticos en relación con piroclastos alterados que testimonian así mismo una gran humedad, al tiempo que una temperatura elevada que propiciaron el desarrollo de vegetación. Por el efecto resorte de las Terminaciones y por las paleotemperaturas, deducidas de la fauna senegalesa presente en Canarias y en el Mediterráneo (tabla 6), se determinan condiciones oceánicas para el último interglacial que están empezando a reproducirse en la actualidad (figuras 4.8 y 4.9).

Por la colada de la Esfinge en La Isleta, datada en 83 ka y por la fauna del depósito marino emergido, se sabe que el clima que desencadenó la última gran glaciación fue diferente de los conocidos en la actualidad (figuras 4.5 y 4.6). Se caracterizó por una temperatura superficial del mar más elevada que la actual y por una diferencia entre estaciones mínima. Sin embargo, al mismo tiempo, sobre los continentes del hemisferio norte se estaban acumulando hielos por la gran evaporación seguida de precipitaciones de nieve.

Por el paleosuelo con ootecas de inicios del Holoceno se detecta un gran húmedo hace unos 8.000 años (figura 4.7), seguido de dos elevaciones del nivel del mar, hace unos 5.000 años y 1.400 años respectivamente.

El paradigma paleoclimático.

La observación de testimonios de los grandes cambios climáticos neógenos, como los restos de antiguos depósitos glaciares y fluviales en Los Alpes (Penck y Bruckner 1909), precisaba una explicación de sus causas. Milankovitch (1941) propuso la idea de que los cambios climáticos están gobernados por influencias astronómicas. La combinación de los movimientos de la Tierra -excentricidad, oblicuidad y precesión principalmente- permitió trazar la curva teórica de la variación de la radiación solar en verano durante los últimos 250.000 años. La variación de la radiación solar provocaría diferencias de temperaturas. Éstas, a su vez, producirían variaciones en la extensión de los hielos y desencadenarían un sinnúmero de secuelas, siendo las más significativas la variación del nivel de los mares, la pluviosidad y extensión de la vegetación y la composición de la atmósfera. En la actualidad, se debate hasta qué punto los cambios climáticos se han regido por las fuerzas orbitales de Milankovitch y la constatación de la intervención de otros factores.

Siguiendo a Milankovitch, el clima se modificaría en relación con las confluencias orbitales.

La excentricidad de la órbita elíptica que sigue la Tierra en su trayectoria alrededor del Sol varía periódicamente cada 96.000 años. Cuando la excentricidad es mínima la radiación solar del verano y la del invierno difieren menos que cuando la excentricidad es máxima.

Por otra parte, la inclinación del eje de la Tierra con respecto a la eclíptica es la causa de los solsticios. Los rayos solares son perpendiculares al Trópico de Cáncer durante el solsticio de verano en el hemisferio norte y de invierno en el hemisferio sur. A su vez, inciden verticales sobre el Trópico de Capricornio durante el solsticio de invierno para el hemisferio norte y de verano para el hemisferio sur. En las latitudes que están al norte de los 66.5° N es siempre de noche durante el solsticio de invierno mientras que al sur de los 66.5°S es siempre de día. Como el eje de la Tierra tiene una oscilación de unos 3° -actualmente la inclinación es de

unos 23.5°, esta oblicuidad tiene una periodicidad de 41.000 años. Durante la oblicuidad mínima la variación de la radiación solar durante las estaciones es menor que durante la oblicuidad máxima. Consecuentemente, bajo el dominio de la oblicuidad, se producirían unas oscilaciones climáticas menos pronunciadas.

Un notable avance en este conocimiento ha sido obtenido (EPICA community members 2004) a partir de los datos proporcionados por los hielos centrales de la Antártida. Allí la perforación de EDC (Epica Domo Concordia) ha permitido una reconstrucción del clima de los últimos 740.000 años (figura 4.2). Ya se sabía, por medio de los testigos obtenidos en los sedimentos marinos (Shackleton 1987, Shackleton et alii 1990, Bassinot et alii 1994, Berger y Loutre 1991) y en los hielos de Vostok (Petit et alii 1999), cómo la radiación solar -responsable del clima- se distribuye estacionalmente y latitudinalmente bajo el control de la órbita terrestre. Ciclos con duración de 100.000 años se deben a la excentricidad y otros de 41.000 años a la oblicuidad. Los primeros dominan en el último medio millón de años mientras que los segundos regian el Pleistoceno inferior. Faltaba precisar en qué momento del Pleistoceno medio se había producido el relevo.

En EDC, antes de hace unos 430.000 años los periodos glaciales (estadios marinos isotópicos pares) eran ligeramente menos fríos que desde hace 430.000 años hasta nuestros días, mientras que los interglaciales (MISs impares) fueron significativamente menos cálidos que después, hasta el punto que podría llamárseles periodos menos fríos mejor que periodos cálidos. Hay un fuerte contraste entre el clima anterior y el posterior a hace 430.000 años. Esta edad corresponde al inicio del interglacial MIS 11 y constituye una frontera entre dos diferentes modos de comportamiento del clima (figura 4.2). Es ése un interglacial único y excepcionalmente largo, con parámetros orbitales de baja excentricidad y débil fuerza de precesión, que se ha tomado como similar al presente y a los sucesivos diez mil años que nos aguardan (Droxler et alii 2002). Otros (Otto-Bliesner et alii 2006, Overpeck 2006) opinan, sin embargo, que el más parecido al actual es el último interglacial o estadio marino isotópico 5.5.

Finalmente, el perihelio ocurre cuando la Tierra está más cerca del Sol. Los rayos solares son perpendiculares al Ecuador en dos ocasiones al año -el equinoccio de primavera y el equinoccio de otoño- entonces los días y las noches tienen la misma duración de un círculo polar al otro. Como la órbita de la Tierra alrededor del Sol no es igual cada año el perihelio y el equinoccio de primavera sólo coinciden cada 22.000 años. Este

desplazamiento se conoce como precesión. Si el perihelio ocurre durante el verano del hemisferio norte y el afelio -la mayor lejanía entre el Sol y la Tierra- durante el invierno del hemisferio norte, habrá veranos más cálidos e inviernos más fríos en este hemisferio. En estas condiciones no se produciría una glaciación porque los inviernos fríos suelen ser más secos que los templados y habría menos nevadas. Por el contrario, cuando el perihelio ocurre durante el invierno del hemisferio norte y el afelio durante el verano, las diferencias estacionales son menores, el clima se torna templado todo el año y los inviernos más húmedos y los veranos más fríos propician la acumulación de hielos y el inicio de una glaciación. La influencia en el clima de la precesión se percibiría en condiciones extremas con una periodicidad de 22.000 años. Consecuentemente, bajo el dominio de la precesión, en los interglaciares, la fusión de los hielos produciría tres principales elevaciones del nivel del mar distantes en el tiempo una de otra 22.000 años. Pero la Terminación II, con la que se inicia el último interglacial, detectada en Devils Hole (Winograd et alii 1992) no lo confirma. Las dataciones de Matas Blancas, aunque imprecisas se inclinan más por la curva de Devils Hole.

La hipótesis (Milankovitch 1941, Berger 1978, Imbrie e Imbrie 1979) de que los climas interglaciares están regidos por la insolación durante el verano en el hemisferio norte, centrada en los 65°N, recibe confirmación con dataciones de arrecifes coralinos, aunque restringidas a los últimos 135.000 años (Edwards et alii 1986, Bard et alii 1990, Chen et alii 1991, Stein et alii 1993, Szabo et alii 1994, Stirling et alii, 1995, 1998, Bard et alii 1996) y a algún interglacial más antiguo (Stirling et alii 2001, Bard et alii 2002, Antonioli et alii 2004). Sin embargo, los testimonios del MIS 5.1 son más escasos: Barbados (Bard et alii, 1990) y la isla de Sumba (Bard et alii 1996). MIS 5.1, MIS 5.3 y MIS 5.5 han resultado separados por intervalos de tiempo de unos 22.000 años que sería el tiempo requerido para un ciclo de precesión.

El calentamiento del océano noratlántico subpolar durante el crecimiento de los hielos del hemisferio norte produce un fuerte gradiente térmico entre el océano y los continentes a menor temperatura (Ruddiman y McIntyre 1979). La teoría de Milankovitch predice que el crecimiento de los hielos se corresponde con una menor radiación solar durante el verano de las altas latitudes en los continentes del hemisferio norte.

El depósito de La Esfinge, en La Isleta, a 28° de latitud norte y datado en 83 ka, confirma con su fauna una alta temperatura superficial del mar durante un nivel del mar notablemente más bajo que el actual,

entre 20 m y 40 m. Esto último quiere decir que existía una gran acumulación de hielos sobre los continentes y por lo tanto un fuerte gradiente térmico en el Atlántico Norte. La subida del nivel del mar se produce con la fusión de hielos que enfrían el agua del mar, pero con la acumulación de hielos sobre los continentes persiste más una temperatura alta en la superficie del mar. Parece un notable apoyo a la idea de Milankovitch de que la glaciación se produce con el perihelio durante el invierno boreal. Este gradiente desencadenaría el complejo, largo y progresivo proceso que condujo al último Máximo Glacial.

En conclusión, y para el Atlántico norte en donde hay más continente que océano, parece que una vez disparado el resorte astronómico (las Terminaciones) con sus aminoradas subsecuentes vibraciones (subestadios), durante la deglaciación el océano superficial habría sido más frío que los continentes quizás por el aporte continuo de hielos que se funden (figura 4.10). Ello explicaría el desfase de Devils Hole. Inversamente, durante la glaciación, el océano sería más cálido que los continentes, de ahí el incremento de los glaciares. El gradiente térmico variaría y se invertiría. Durante la deglaciación a ritmo continuamente decreciente y durante la glaciación fuertemente creciente. La subida del nivel del mar por encima del nivel actual se produciría escasos milenios después de los máximos térmicos y el traslado de fauna ecuatorial se iniciaría con las especies litorales más profundas y terminaría con las supralitorales. El aumento de temperaturas sería anterior a la migración. Una vez instalada en las latitudes medias la fauna ecuatorial, se iniciaría una fuerte bajada del nivel del mar a pesar de las altas temperaturas oceánicas. En el margen atlántico sahariano se produciría un régimen húmedo y cálido previo a la máxima subida del mar y coincidente con la máxima temperatura alcanzada en el interglacial. Con el inmediato (algunos siglos) comienzo de un rápido descenso del mar se instalaría un régimen árido. La cercanía de condiciones térmicas actuales en el mar euroafricano con las que hubo en el último interglacial hacen probable una próxima migración de especies ecuatoriales.

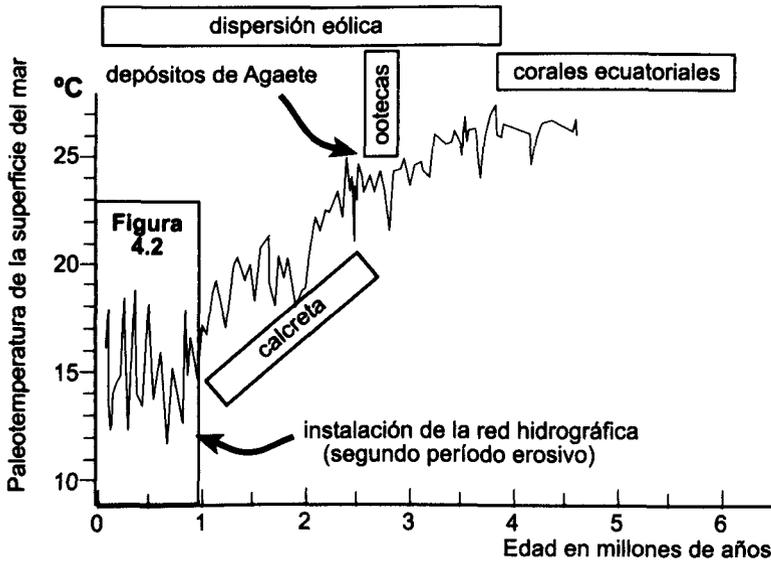


Figura 4.1 - El clima plio-pleistoceno en Canarias

De los testigos de la perforación del fondo oceánico bajo la Corriente Costera de Benguela, frente a la costa de Namibia (Site 1984), se ha obtenido un registro continuo de la temperatura de la superficie del mar durante los últimos 4.5 millones de años (Marlow et alii 2000). En esas latitudes (28°S) frente a las costas africanas, las temperaturas descendieron unos 10°C desde hace 3.2 millones de años. Este enfriamiento relaciona el aumento en los ascensos de aguas frías (upwelling) regidas por los vientos (monzones) con el cambio ocurrido en el Plioceno medio en el que desde un calentamiento global relativamente estable se llega a los ciclos climáticos de gran amplitud del final del Pleistoceno (Marlow et alii 2000). En Canarias (28°N), se registra una historia climática paralela. Se pasa desde un prolongado clima cálido con aguas habitadas por corales ecuatoriales (Meco et alii 2005) a la instalación de la fría Corriente de Canarias relacionada con una notable acción eólica (alisios) formadora de dunas, más tarde cubiertas de calcreta, para finalizar en las oscilaciones climáticas mostradas por depósitos marinos con faunas cálidas.

Las temperaturas-alquenonas (Uk'37) se basan en el índice de insaturación de C₃₇ quetonas, sintetizadas exclusivamente por unas pocas especies de algas cocolitofóridas. Este índice está en relación directa con el aumento de la temperatura superficial del agua del mar en que vivían. Las alquenonas pueden ser extraídas de la mayor parte de los sedimentos marinos y su índice de insaturación no se degrada (Herbert 2002, 2003, Lee et alii 2001). No obstante, pudieran estar afectadas por otras influencias ambientales (Bard 2001).

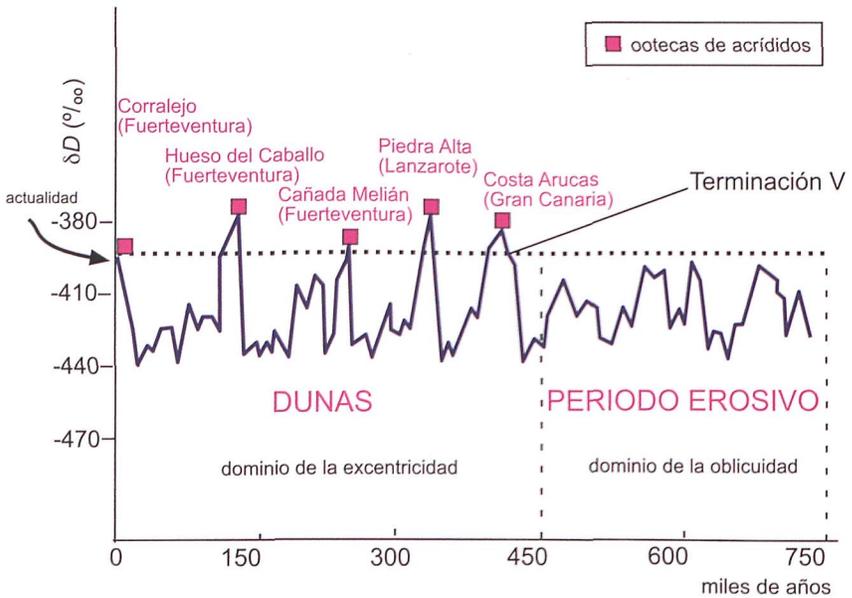


Figura 4.2 - La gráfica EDC (EPICA Domo Concordia) obtenida de una perforación en los hielos de la Antártida (75°06'S 123°21'E) (EPICA Community members 2004) ha permitido una reconstrucción del clima de los últimos 740.000 años basada en paleotemperaturas. Éstas varían con la proporción entre deuterio e hidrógeno de los gases fósiles atrapados en una columna de hielo que mide algo más de tres km.

Los testigos obtenidos en los sedimentos marinos (Bassinot et alii 1994, Berger y Loutre 1991) y en los hielos de Vostok (Petit et alii 1999), indican que la radiación solar -responsable del clima- se distribuye estacionalmente y latitudinalmente bajo el control de la órbita terrestre. Ciclos con duración de 100.000 años se deben a la excentricidad y otros de 41.000 años a la oblicuidad. Los primeros dominan en el último medio millón de años mientras que los segundos regían el Pleistoceno inferior. EDC ha permitido precisar en qué momento del Pleistoceno medio se había producido el relevo. Antes de hace unos 430.000 años los periodos glaciales (estadios marinos isotópicos pares) eran ligeramente menos fríos que desde hace 430.000 años hasta nuestros días, mientras que los interglaciales (Marine Isotope Stage: MISs impares) fueron significativamente menos cálidos que después, hasta el punto que podría llamárseles periodos menos fríos mejor que periodos cálidos. Hay un fuerte contraste entre el clima anterior y el posterior a hace 430.000 años. Esta edad corresponde al inicio del interglacial MIS 11 y constituye una frontera entre dos diferentes modos de comportamiento del clima (Terminación V). Es ese un interglacial único y excepcionalmente largo, con parámetros orbitales de baja excentricidad y débil fuerza de precesión, que se ha tomado a veces como referencia para el presente y los sucesivos diez mil años que nos aguardan (Loutre 2003).

En Canarias, hace un millón de años, con el Pleistoceno inferior termina la gran calcreta y es precisamente en el primera mitad del Pleistoceno medio cuando se instala un fuerte periodo de denudación y la incisión de la red de barrancos actual. Estas incisiones, al romper la calcreta protectora de importantes acumulaciones de arenas son las que van a permitir la reactivación eólica formándose las nuevas dunas pleistocenas. La gran calcreta sólo se forma a partir de las dunas pliocenas, cuyas arenas bioclásticas son la fuente del carbo-

nato cálcico (Meco et alii 1977, 2005). Las nuevas dunas pleistocenas, siempre posteriores al Pleistoceno inferior, son las que al recibir importantes aportes de polvo sahariano con sus lluvias subsecuentes forman los paleosuelos apropiados para ser sembrados de ootecas de plagas de acrididos traídos con el polvo. Los yacimientos (en rojo) se han situado sobre el gráfico en base a las edades obtenidas por diferentes métodos geocronológicos (radio-carbónicos, U-Th, OSL y K-Ar) (Bouab 2001, Meco et alii 2002, 2004).

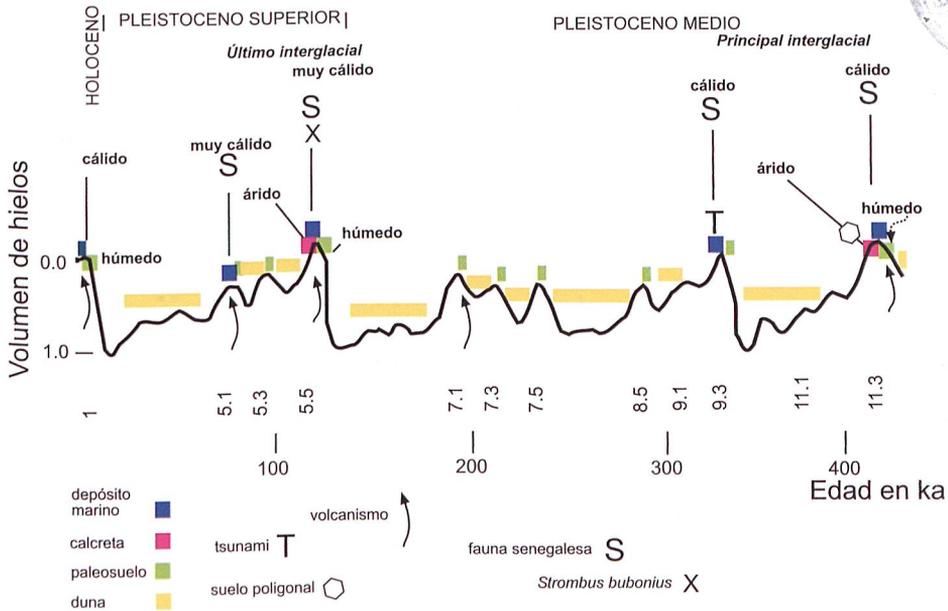


Figura 4.3 - A partir de la Terminación V, las Canarias están notablemente revestidas de los efectos causados por los cambios climáticos: alternancia de dunas, paleosuelos, depósitos marinos y delgadas calcretas. Estas sucesiones hablan de periodos húmedo - cálidos, seguidos de elevaciones del nivel del mar con llegada de fauna senegalesa, y terminados en periodos árido - cálidos para dar paso a una aridez - fría prolongada (Meco et alii 2003). Esto se ha producido en el interglacial MIS 11.3, en el MIS 5.5 y se está produciendo en el actual (MIS 1), en donde está por venir el árido - cálido que precedería a la futura glaciación. Esto se sitúa sobre una curva paleoclimática.

Esta curva recoge las variaciones climáticas de los últimos 420.000 años según los perfiles de deuterio y las variaciones de los isótopos 18 del oxígeno atmosférico obtenidos en la perforación de hielos en Vostok en la Antártida del este (Petit et alii 1999), avalada por la del Domo Fuji (Watanabe et alii 2003) que alcanza solo los 340.000 años. Se relacionan estos datos con el volumen de hielos -isótopos 18 del oxígeno oceánico- y estadios marinos isotópicos obtenidos de la perforación, cerca de las Maldivas, en el océano tropical Índico (Bassinot et alii 1994). Es llamativa la coincidencia de la periodicidad de los testimonios climáticos canarios con la de la curva paleoclimática deducida de los datos de Vostok.

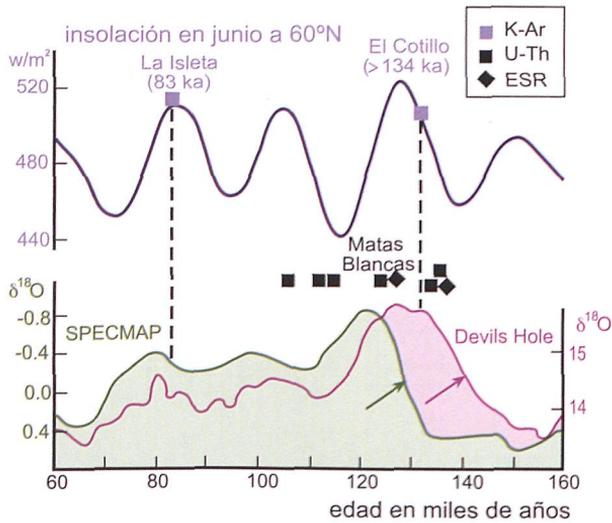


Figura 4.4 - La curva SPECMAP (Imbrie et alii 1984) se ha obtenido combinando los registros de isótopos de oxígeno de sondeos oceánicos en muy diferentes lugares. Estas diferentes curvas son, sin embargo, lo suficientemente parecidas para permitir una estimación de referencia para el clima global.

La curva Devils Hole, en Nevada, está obtenida de una veta de calcita y no parece confirmar las causas astronómicas de los cambios climáticos pleistocenos, en relación con la insolación en el hemisferio norte, (Milankovitch 1941). Estos se atribuyen más bien a interacciones entre la atmósfera, los hielos y el océano (Winograd et alii 1992). Las diferencias entre ambas explicaciones se ponen de manifiesto especialmente en la Terminación II o momento de inicio del último interglacial. Es decir, el inicio bien hace 127.000 años (flecha verde) o bien hace 140.000 años (flecha roja).

El yacimiento de Matas Blancas en Fuerteventura presenta una acumulación de centenares de *Strombus bubonius* que ha permitido datar varios de sus ejemplares. Los resultados de las dataciones U-Th han sido 106 ka, 112 ka (Meco et alii 1992), 136 ka (Radke 1985), 115 ka, 125 ka, 135 ka (Bard en Meco et alii 2002) y por el método ESR 128 ka y 137 ka (Radtke 1985). Dos dataciones más (Zazo et alii 1993, 1997) se han desechado por ser muy extremas (103 ka y 178 ka) y porque los autores hablan de dos episodios diferentes en contradicción con el sentir común de los otros autores mencionados. Además, en El Cotillo, único lugar de Fuerteventura en que una colada de lavas descansa directamente sobre, posiblemente, un depósito marino de la misma edad ha proporcionado la edad K-Ar de 134 ka. En otros lugares del archipiélago no hay una concentración semejante de *Strombus bubonius* por lo que la datación de algunos *Strombus bubonius* aislados en localidades esparcidas no presenta interés dada la imprecisión del método, mostrada en Matas Blancas donde todos son coetáneos. Concentraciones similares se producen en la actualidad en lugares de las costas del Golfo de Guinea, principalmente donde nutrientes orgánicos son aportados por los ríos (Meco 1972, 1977) y Matas Blancas está en la desembocadura conjunta de algunos barrancos.

Pese a la imprecisión de las dataciones U-Th de Matas Blancas, la mitad de ellas son mayores de 127.000 años y todas las ESR y la K-Ar de El Cotillo además de confirmar el carácter cálido revelado por su fauna apoyan los resultados de Devils Hole. Es de interés que el yacimiento de Matas Blancas (de origen marino) confirme Devils Hole (continental). Por otra parte, la datación de La Isleta, obtenida por K-Ar de una lava en sincronía con el depósito marino, coincide plenamente con un máximo en la insolación y confirma la explicación de Milankovitch.

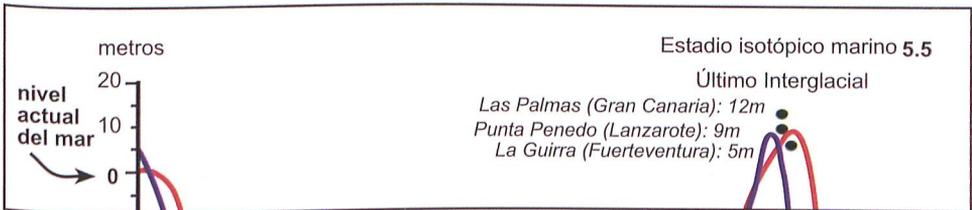
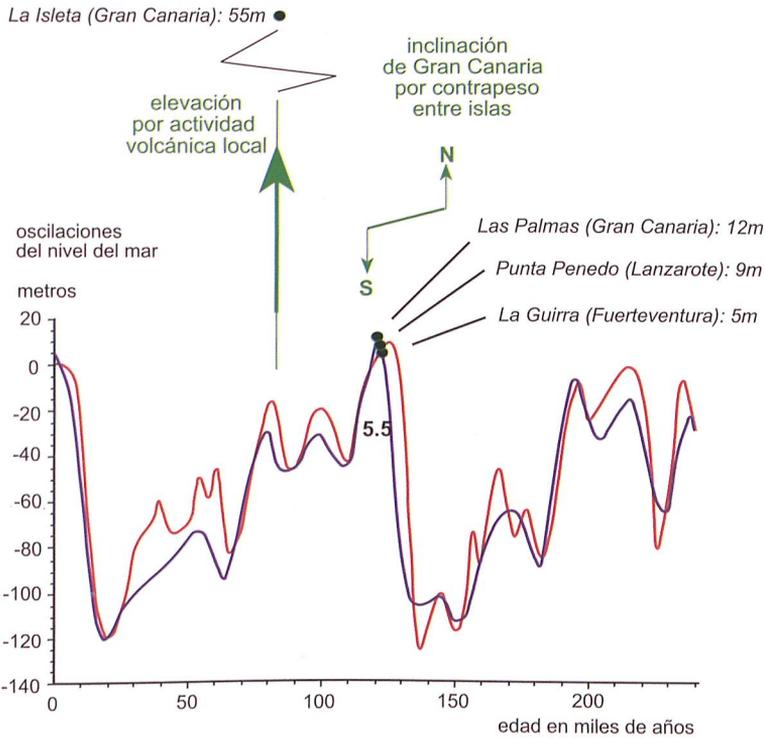


Figura 4.5 - Existen diferentes estimaciones del nivel del mar pleistoceno (Shackleton 2000, Lea et alii 2002, Siddal et alii 2003, Labeyrie et alii 1987, Cutler et alii 2003, Potter y Lambeck 2003, Potter et alii 2004, Thomson y Goldstein 2005). En la figura, las variaciones del nivel del mar durante los últimos 240.000 años (adaptado de Antonioli et alii 2004, figura 13). Sobre las gráficas de Imbrie et alii 1984 (en azul) y de Waelbroeck et alii 2002 (en rojo) se han situado los testimonios canarios más significativos del Pleistoceno superior (redondeles negros). Los depósitos marinos de La Isleta, a 55 m de altura sobre el actual nivel del mar y con edad radiométrica de 83.000 años (estadio marino isotópico 5.1), revelan un brusco elevamiento -de al menos unos 80 m- del lugar, debido a la actividad volcánica. Los depósitos marinos del último interglacial (estadio marino isotópico 5.5) están, sin embargo, muy próximos a los valores del nivel del mar de entonces expresados por ambas curvas, excepto los depósitos marinos de Las Palmas, que a 12 m de altura indican una continuidad pleistocena en la inclinación post miocena de la isla (Meco et alii 2005, 2002) corroborada por la presencia de depósitos similares en Maspalomas, al sur de la isla, sólo a unos 4 metros por encima del nivel actual del mar.

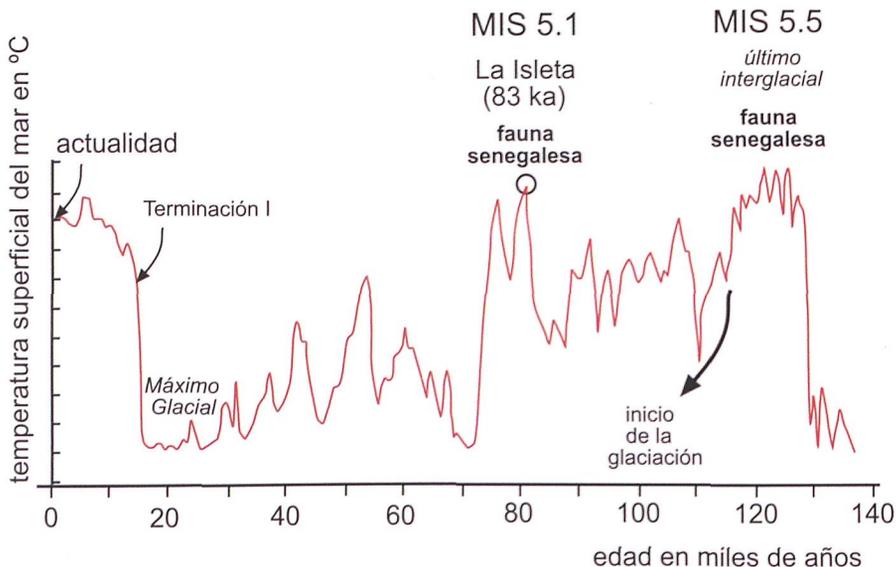


Figura 4.6 - Gráfica de paleotemperaturas de la superficie del agua del mar estimadas a partir de foraminíferos procedentes del sondeo V23-82 realizado en el Atlántico Norte (aproximadamente 53°N, 22°W) según Sancetta et alii (1973) y Berger (1992). Sobre ella se ha situado el yacimiento de La Isleta según su datación radiométrica. Se comprueba que la fauna senegalesa se corresponde con una elevada temperatura en las aguas superficiales del Atlántico norte, a pesar de que ya se había iniciado la glaciación y el nivel del mar había descendido notablemente (figura 4.5). El que la temperatura del océano fuera más cálida que la del continente favoreció la evaporación y precipitación en forma de nieve que propició la última glaciación. Por el contrario cuando la temperatura en el continente es más elevada que en el océano se funden hielos y se aboca en un interglacial. Debe existir, según La Isleta, cierto desfase en el tiempo entre temperatura oceánica y continental (figura 4.4).

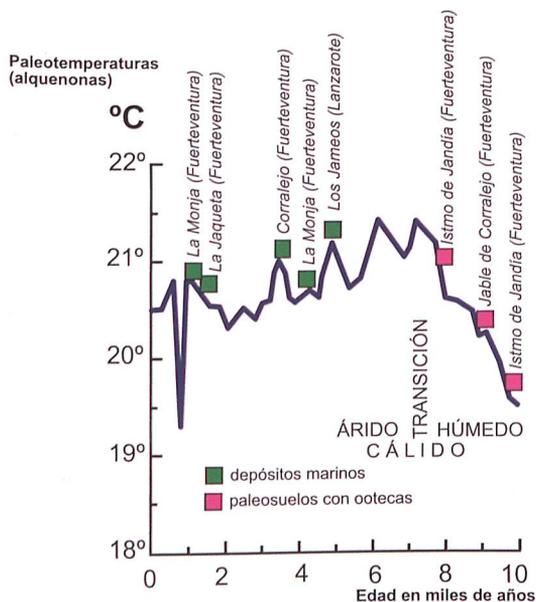


Figura 4.7 - El clima Holoceno en Canarias.

La gráfica de temperaturas - alquenos corresponde al sondeo oceánico frente a Nouadhibou (ODP 658: 20°N, 18°W), Cabo Blanco (Zhao et alii 1995; deMenocal et alii 2000, Rimbu et alii 2004). Se sitúan sobre ella las dataciones radiocarbónicas obtenidas de los depósitos marinos y paleosuelos holocenos más significativos de Canarias (Meco et alii 1997, Zazo et alii 2002).

Se observa cómo un gran período húmedo testimoniado por los paleosuelos (polvo arcilloso sahariano) plagados de ootecas de acrídidos provenientes de África, preceden a las elevaciones del nivel del mar registradas en forma de depósitos marinos. Con el período húmedo se inicia el Holoceno -los últimos 11.500 años- y es el resultado del rápido calentamiento global (deglaciación) que trajo una gran evaporación en las aguas del borde africano del Atlántico. Se pone de manifiesto que el gran período húmedo es inmediatamente precedente a las temperaturas más altas registradas en la superficie del mar. Algo más tarde, coincidiendo con el retorno a la aridez y con un descenso de un grado centígrado en la temperatura superficial del mar, se produjo la subida del nivel del mar. Esta subida estuvo causada por fusión de hielos en latitudes más altas confirmada por el propio descenso de la temperatura oceánica. Según estos datos, la elevación de la temperatura superficial del mar en las latitudes tropicales del Atlántico norafricano precedió en unos dos mil años a la primera subida holocena del nivel del mar registrada en Canarias y, en unos 5.000 años, a una segunda elevación del mar que alcanzó los dos metros de altura por encima de la máxima marea actual.

Se concluye por lo tanto que los testimonios paleoclimáticos de Canarias no confirman que las condiciones húmedas están asociadas con una reducción de aporte de polvo sahariano, ni con el aumento de las upwelling, ni con el enfriamiento de las temperaturas superficiales del mar, sino por el contrario, se relacionan con llegada de polvo sahariano y aumento de las temperaturas superficiales del mar. Tampoco confirma que las condiciones húmedas se instalan en Canarias entre los 8.5 ka y los 5.5 ka sino entre los 10 ka y los 8 ka. Por otra parte, la secuencia de paleosuelos - depósitos marinos como resultado del calentamiento climático se repite en las anteriores oscilaciones climáticas realizadas bajo el patrón moderno (figura 4.2) con dominio de la excentricidad.

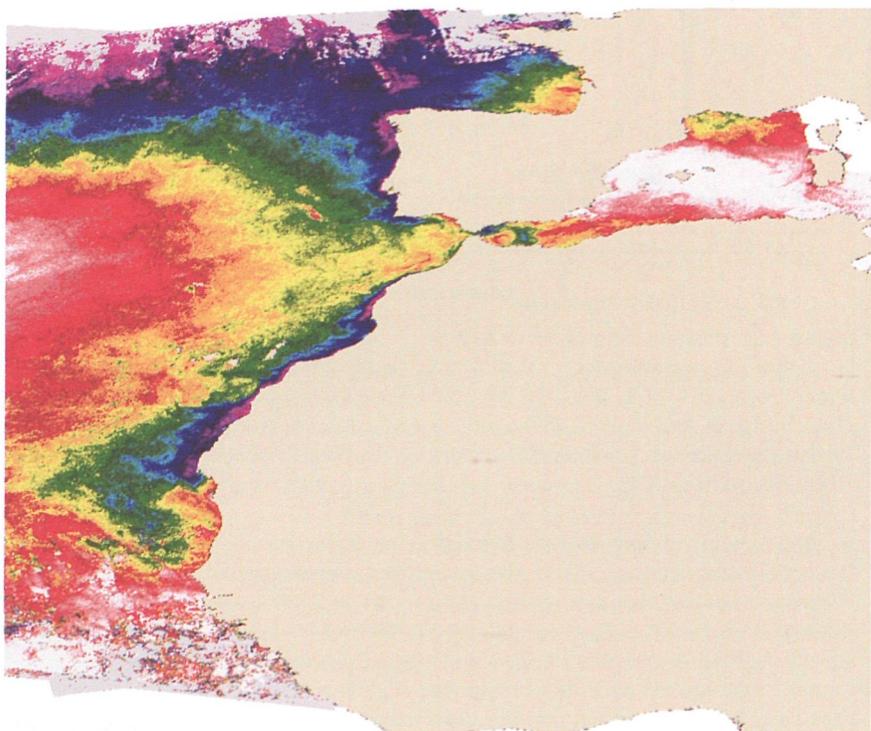


Figura 4.8 - Situaciones térmicas de la superficie del mar tal como la registrada en la figura (10 de julio de 2003) parecen ser cada vez más frecuentes según los datos de la última década. El rojo corresponde a los 24.5°C y el amarillo indica los 22.5°C, límite inferior de temperaturas para la fauna senegalesa del último interglacial (comparar con figura 3.61). La prolongación de esta situación térmica (Meco et alii 2002) provocaría un escenario climático similar al del estadio marino isotópico 5.5. Imagen de Satélite NOAA/AVHRR.



Figura 4.9 - 30 de abril de 2004. Imagen de Satélite NOAA/AVHRR. El amarillo y el rojo corresponden a las condiciones climáticas de la fauna senegalesa que alcanzó las Canarias y el Mediterráneo durante el último interglacial. (comparar con la figura 3.61). La situación térmica parece un amago de retorno a esas condiciones.

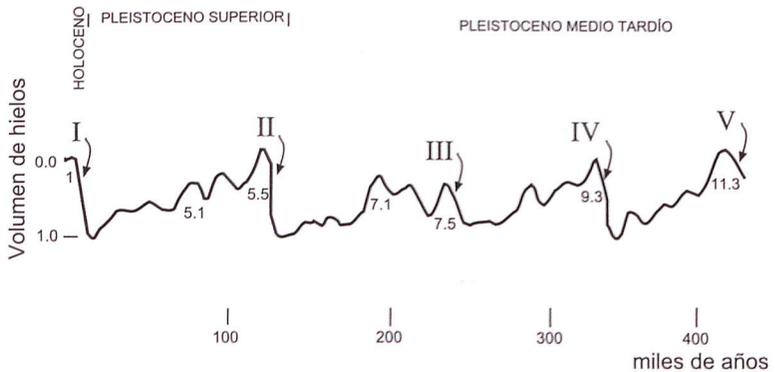
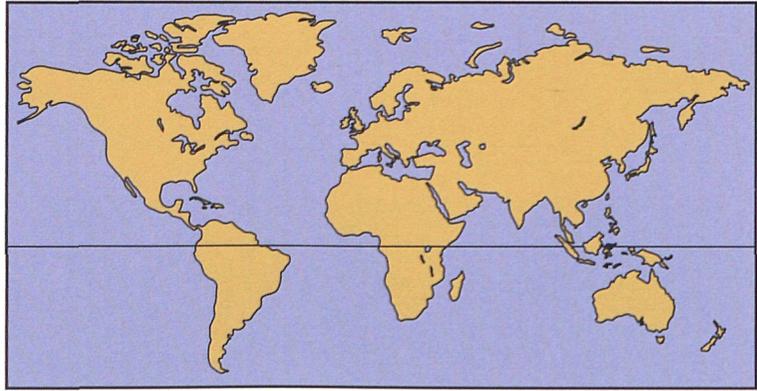


Figura 4.10 - La radiación solar recibida en la Tierra depende de la combinación de movimientos en su trayectoria astronómica. Bajo el dominio de la excentricidad, la gráfica de los cambios en el volumen de hielos durante el último casi medio millón de años (Petit et alii 1999) muestra rápidas disminuciones, en las llamadas Terminaciones (I a V), y lentos y oscilantes aumentos. Las primeras se conocen como interglaciales y los segundos como glaciaciones. La asimetría de las oscilaciones es patente y reiterada. Si a ello se añade que en el inicio del lento camino hacia la glaciación el océano Atlántico Norte estuvo más cálido que los continentes que lo rodean, como se desprende de la fauna y de la datación de los depósitos marinos de La Isleta, se deduce que en el rápido camino hacia un interglacial el continente estaría más cálido que el océano —como mostrarían las fechas de Devils Hole— y en éste se produciría la regulación de la temperatura, constantemente más alta, por la fusión de los hielos.

Si esto fue así, la causa estaría en la mayor distribución de los océanos en el Hemisferio Sur y de los continentes en el Hemisferio Norte. Añadido a ello la barrera de norte a sur que supone América tras el cierre de Panamá (véase figura 4.3 en el volumen dedicado al Mioceno y el Plioceno) y que desvía la cálida corriente del Golfo alejándose del Ecuador hacia Groenlandia, mientras que el Pacífico se prolonga en la piscina caliente (Gagan et alii 1997) del Índico a lo largo del Ecuador.

Es decir, la variación de la radiación solar y la geografía, regidas respectivamente por la trayectoria astronómica y por la tectónica, serían las causas primeras de los cambios climáticos pleistocenos. Una vez más, de lo tangible a lo paradigmático. Los hitos: La Isleta y su fauna cálida en tiempos de hielos continentales, El incubadero climático del Atlántico Norte, la geografía de tierras y mares, y una Tierra perdiendo su calor interno en su viaje alrededor del ardiente Sol.

TABLAS

Tabla 1

Fauna publicada como procedente de los depósitos marinos de Agaete. La nomenclatura de las especies está tal cual aparece en cada publicación. Cuando coincide el nombre específico en diferente listado se señala con un asterisco. Se respeta así la decisión taxonómica de cada autor sin entrar en el estudio de las sinonimias ni en revisiones especulativas por carencia de la base real de los ejemplares.

Se observa, no obstante, que figuran unas 70 especies clasificadas y una docena de indeterminadas. Sólo tres coinciden en algunos de los cuatro listados. Su significado estratigráfico, biogeográfico y paleoclimático (Meco et alii 2002) coincide en asignar los depósitos de Agaete al episodio interglacial con el que se inicia el Pleistoceno.

TABLA 1

AGAETE	Denizot 1934	Lecoindre et alii 1967	Klug 1968	Meco et alii 2002
<i>Pectunculus violascens</i>	X			
<i>Pecten Jacobeus</i>	X			
<i>Chlamys pes-felis</i>	X			
<i>Lima squamosa</i>	X			
<i>Astarte castanea</i>	X			
<i>Venus verrucosa</i>	X			
<i>Venus multilamella</i>	X			
<i>Turbo rugosus</i>	X			
<i>Columbella rustica</i>	X			
<i>Ranella laevigata</i>	X			
<i>Conus mediterraneus</i>	X			*
<i>Chlamys flexuosa</i>		X		*
<i>Pectunculus cf. pilosus</i>		X		
<i>Cardita trapezia muricata</i>		X		
<i>Venus casina</i>		X		
<i>Meretrix tumens</i>		X		
<i>Nasa argentea</i>		X		
<i>Patella lowei</i>		X		
<i>Serpula sp.</i>			X	
<i>Flabellipecten sp.</i>			X	
<i>Chlamys amphicyrta</i>			X	
<i>Anomia ephippium</i>			X	
<i>Chama gryphoides</i>			X	
<i>Pectunculus bimaculatus</i>			X	*
<i>Ostrea sp.</i>			X	
<i>Cardium papillosum</i>			X	
<i>Cardium edule</i>			X	
<i>Meretrix chione</i>			X	
<i>Venus fascista</i>			X	
<i>Venus gallina</i>			X	
<i>Venus ovata?</i>			X	
<i>Ervilia sp.</i>			X	
<i>Lutraria oblonga</i>			X	
<i>Trochus granulatus</i>			X	
<i>Trochus magnus</i>			X	
<i>Turbo sp.</i>			X	
<i>Cardita antiquata</i>			X	
<i>Tellina sp.</i>			X	
<i>Turritella terebra</i>			X	

AGAETE	Denizot 1934	Lecoindre et alii 1967	Klug 1968	Meco et alii 2002
<i>Turritella</i> sp.			X	
<i>Natica</i> sp.			X	
<i>Murex aciculatus</i>			X	
<i>Murex</i> sp.			X	
<i>Mitra cornicula</i>			X	
<i>Marginella ambigua</i>			X	
<i>Dentalium vulgare</i>			X	
<i>Conus</i> sp.			X	
<i>Vermetus intortus</i>			X	
<i>Vermetus</i> sp.			X	
<i>Fissurella graeca</i>			X	
<i>Patella intermedia</i>			X	
<i>Diva</i> sp.			X	
<i>Conus mediterraneus</i>	*			X (1981)
<i>Glycymeris bimaculata</i>			*	X (1982)
<i>Flabellipecten gentili</i>				X (1982)
<i>Chlamys flexuosa</i>		*		X (1982)
<i>Spondylus gaederopus</i>				X (1982)
<i>Chamelea gallina</i>				X (1982)
<i>Cardita aculeata</i>				X (1982)
<i>Pitaria tumens</i>				X (1982)
<i>Venus nux</i>				X (1982)
<i>Semicassis undulata</i>				X
<i>Bivonia triquetra</i>				X
<i>Cerithium rupestre</i>				X
<i>Semicassis undulata</i>				X
<i>Bursa marginata</i>				X
<i>Hinia incrassata</i>				X
<i>Glycymeris glycymeris</i>				X
<i>Pecten maximus</i>				X
<i>Lima lima</i>				X
<i>Hytisa hyotis</i>				X
<i>Haustator marginalis</i>				X
<i>Natica tectula</i>				X
<i>Bursa nodosa</i>				X
<i>Hadriana craticulata</i>				X
<i>Ocenebrina conserpta</i>				X
<i>Cantharus multicostatus</i>				X
<i>Hinia tersa</i>				X
<i>Mitra subumblicata</i>				X
<i>Conus virginialis</i>				X
<i>Venus nodosa</i>				X
<i>Natica gruvelli</i>				X

Tabla 2

Fauna publicada como procedente de yacimientos de la costa de Arucas, en el norte de Gran Canaria y de Piedra Alta en la costa oeste de Lanzarote. La nomenclatura de las especies está tal cual aparece en cada publicación. Cuando coincide el nombre específico en cada listado se señala con un asterisco. Se respeta así la decisión taxonómica de cada autor sin entrar en el estudio de las sinonimias ni en revisiones especulativas por carencia de la base real de los ejemplares. Ambas localidades, costa de Arucas y Piedra Alta, pertenecen al inicio del Pleistoceno medio tardío -entre hace 420 ka y 198 ka- según dataciones radiométricas de lavas asociadas con ellos (Meco et alii 2002). Se trata de un centenar de especies, 16 de ellas comunes a ambos depósitos, que revelan la aparición de fauna moderna con semejanza a la actual del Atlántico euroafricano pero conteniendo algunas especies más cálidas.

TABLA 2

ARUCAS	Benítez 1912 (Lyell) Punto E +55.5 m	Klug 1968	Hernández - Pacheco 1969	Meco et alii 2002	Lecoindre et alii 1967
<i>Murex Edwardsii</i>	X				
<i>Fusus rostratus</i>	X				
<i>Triton laevigatus</i>	X				
<i>Triton chlorostoma</i>	X				
<i>Cassis sulcosa</i>	X				
<i>Turbinella ?</i>	X				
<i>Purpura haemastoma</i>	X		*		*
<i>Pisania D'orbignyi</i>	X				*
<i>Cancellaria cancellata</i>	X				*
<i>Conus mediterraneus</i>	X				*
<i>Conus Prometheus</i>	X				*
<i>Mitra fusca</i>	X				*
<i>Mitra subulata</i>	X				*
<i>Turritella communis</i>	X				*
<i>Turritella</i>	X				
<i>Vermetus sp.</i>	X				
<i>Cerithium fuscum</i>	X				
<i>Cerithium procerum</i>	X				
<i>Trochus Saulcyi</i>	X				
<i>Trochus fragaroides</i>	X				
<i>Monodonta Bertheloti</i>	X				
<i>Terebra striatula</i>	X				
<i>Nassa prismatica</i>	X				
<i>Nassa glaberrima</i>	X				
<i>Trivia candidula</i>	X				*
<i>Turbo rugosus</i>	X				*
<i>Dentalium entalis</i>	X				
<i>Patella guttata</i>	X				
<i>Patella crenata</i>	X				
<i>Lima squamosa</i>	X		*		
<i>Pecten maximus</i>	X				
<i>Pecten polymorphus</i>	X				
<i>Cardita calyculata</i>	X				*
<i>Cardita corbis</i>	X				
<i>Cardita squamosa</i>	X				

TABLA 2

ARUCAS	Benítez 1912 (Lyell) Punto E +55.5 m	Klug 1968	Hernández - Pacheco 1969	Meco et alii 2002	Lecointre et alii 1967
<i>Cardium papillosum</i>	X				*
<i>Astarte incrassata</i>	X				
<i>Astarte</i> sp.	X				
<i>Cytherea chione</i>	X				
<i>Mactra subtruncata</i>	X				
<i>Serpula</i> sp.		X			
<i>Pholas parva</i>		X			
<i>Trochus turbinatus</i>		X			
<i>Trochus labio</i>		X			
<i>Trochus lineatus</i>		X			
<i>Murex</i> sp.		X			
<i>Bittium resticulatum</i> (sic)		X			
<i>Bittium</i> sp.		X			
<i>Fossarus sulcatus</i>		X			
<i>Columbella rustica</i>		X			*
<i>Phasianella</i> sp.		X			
<i>Patella intermedia</i>		X			
<i>Patella vulgata</i>		X			
<i>Patella</i> sp.		X			
<i>Cidaris</i> sp.		X			
<i>Haliotis tuberculata</i>			X		
<i>Fissurella nubecua</i>			X		*
<i>Patella gomesi</i>			X		
<i>Patella longicosta</i>			X		
<i>Patella</i> sp. (dos tipos)			X		
<i>Gibbula (Trochus clivaricata)</i> (sic)			X		
<i>Monodonta tamsi</i>			X		
<i>Littorina neritoides</i>			X		*
<i>Cerithium vulgatum</i>			X		
<i>Cymatium costatum</i>			X		*
<i>Cymatium cutaceum</i>			X		
<i>Cymatium nodifer</i>			X		
<i>Cassis undulata</i>			X		
<i>Cypraea spurca</i>			X		
<i>Ranella</i> sp.			X		

TABLA 2

ARUCAS	Benítez 1912 (Lyell) Punto E +55.5 m	Klug 1968	Hernández - Pacheco 1969	Meco et alii 2002	Lecointre et alii 1967
<i>Paracentrotus lividus</i>	*		X		
<i>Lima squamosa</i>			X		
<i>Purpura (Thais) nodosa</i>			X		*
<i>Purpura haemastoma</i>	*		X		*
<i>Nucella plessisi</i>				X	
<i>Caecum crassum</i>				X	
<i>Saccostrea cucullata</i>				X	
<i>Emarginula huzardi</i>				X	
<i>Astrea rugosa</i>				X	
<i>Littorina striata</i>				X	
<i>Petalocochus subcancellatus</i>				X	
<i>Bivonia triquetra</i>				X	
<i>Bittium reticulatum</i>				X	*
<i>Cerithium rupestre</i>				X	
<i>Bursa scrobiculator</i>				X	
<i>Nucella lapillus</i>				X	
<i>Chauvetia minima</i>				X	
<i>Amyclina pfeifferi</i>				X	
<i>Latirus armatus</i>				X	
<i>Bela nebula</i>				X	
PIEDRA ALTA					
<i>Fissurella nubecua</i> (sic)			*		X
<i>Emarginula fisura</i>					X
<i>Petella</i> sp.					X
<i>Calliostoma dubius</i>					X
<i>Calliostoma exasperatum</i>					X
<i>Turbo rugosus</i>	*				X
<i>Littorina angulifera</i>					X
<i>Littorina neritoides</i>			*		X
<i>Alvania cancellata</i>					X
<i>Turritella communis</i>	*				X
<i>Turritella bicingulata</i>					X
<i>Protoma knockeri</i>					X

TABLA 2

PIEDRA ALTA	Benítez 1912 (Lyell) Punto E +55.5 m	Klug 1968	Hernández - Pacheco 1969	Meco et alii 2002	Lecointre et alii 1967
<i>Architectonica</i> cf. <i>granulosa</i>					X
<i>Vermetus</i> cf. <i>intortus</i>					X
<i>Bittium reticulatum</i>				*	X
<i>Amaltea antiquata</i>					X
<i>Natica</i> cf. <i>flammulata</i>					X
<i>Natica</i> cf. <i>lactea</i>					X
<i>Natica</i> sp.					X
<i>Trivia</i> cf. <i>candidula</i>	*				X
<i>Cypraea stercoraria</i>					X
<i>Cymatium costatum</i>			*		X
<i>Bursa pustulosa</i>					X
<i>Purpura (Thais) haemastoma</i>	*		*		X
<i>Purpura (Thais) cf. nodosa</i>			*		X
<i>Ocenebra edwardsi</i> var. <i>beatica</i>					X
<i>Columbella rustica</i>		*			X
<i>Columbella scripta</i> (?)					X
<i>Columbella</i> cf. <i>gervillei</i>					X
<i>Pisania orbigny</i>					X
<i>Cantharus assimilis</i>					X
<i>Mitra hamillei</i>					X
<i>Mitra fusca</i>	*				X
<i>Nassarius reticulatus</i>					X
<i>Nassarius argentea</i>					X
<i>Nassarius migra</i>					X
<i>Nassarius trifasciata</i>					X
<i>Marginella</i> cf. <i>oryza</i>					X
<i>Marginella deliciosa</i>					X
<i>Clathurella purpurae</i>					X
<i>Conus mediterraneus</i>	*				X
<i>Conus</i> cf. <i>testudinarius</i>					X
<i>Siphonaria grisea</i>					X
<i>Gadinia atra</i>					X
<i>Arca afra</i>					X
<i>Arca lactea</i>					X
<i>Arca gambiensis</i>					X

TABLA 2

PIEDRA ALTA	Benítez 1912 (Lyell) Punto E +55.5 m	Klug 1968	Hernández - Pacheco 1969	Meco et alii 2002	Lecointre et alii 1967
<i>Glycymeris glycymeris</i>					X
<i>Mytilus</i> sp.					X
<i>Chlamys flexuosa</i>					X
<i>Pecten</i> sp.					X
<i>Spondylus powelli</i>					X
<i>Cardita calyculata</i>	*				X
<i>Cardium norvegicum</i>					X
<i>Cardium gryphina</i>					X
<i>Cardium papillosum</i>	*				X
<i>Meretrix (Pitar) floridella</i>					X
<i>Meretrix (Pitar) tumens</i>					X
<i>Meretrix (Pitar) chiona</i> var. <i>elongata</i>					X
<i>Dosinia isocardia</i>					X
<i>Venus verrucosa</i>					X
<i>Tapes senegalensis</i>					X
<i>Gouldia minima</i>					X
<i>Semele modesta</i>					X
<i>Daphnella (Teretia) anceps</i>					X
<i>Thecidea mediterranea</i>					X

Tabla 3

Fauna de los depósitos deunami de Piedra Alta en Lanzarote.

De Piedra Alta, Lecointre et alii (1967) publican una lista de 51 especies de moluscos marinos además de 4 especies indeterminadas, una dudosa y 9 conferidas, y un braquiópodo. Meco (1977) menciona sólo 5 especies que han sido posteriormente reencontradas y una indeterminada. Ni las indeterminadas, ni la dudosa, ni las conferidas, se han tomado en cuenta para este estudio, excepto 3 conferidas que han sido reencontradas y, por lo tanto, confirmadas. Las especies citadas por otros autores y no reencontradas no han sido incluidas. En la tabla hay 2 especies de antozoos (corales), 2 especies de briozoos ectoproctos, una especie de braquiópodo (reencontrado), 66 especies de moluscos (19 reencontradas), un crustáceo y un equinodermo. La lista es lo suficiente extensa (73 especies marinas), para constituir una muestra representativa que permite obtener conclusiones válidas. Lecointre et alii (1967) encontraron 55 especies y solo 20 de ellas han sido reencontradas, por lo tanto 35 especies no han sido consideradas porque no han sido revisadas. En todo caso, las especies utilizadas para el estudio constituyen el 67 % del total.

Para obtener conclusiones paleoclimáticas las especies marinas de Piedra Alta se dividen en tres grupos. El primer grupo (E, grupo europeo) contiene las especies que en la actualidad viven en las Canarias y al norte de ellas. El segundo grupo (A, grupo africano) incluye las especies que en la actualidad viven en las Canarias y al sur de ellas. La confluencia de ambos grupos indica un clima similar al actual para Canarias. Sin embargo, un tercer grupo consta de unas pocas especies que nunca han sido encontradas en las Canarias y que viven al sur de Mauritania, en Senegal y en el Golfo de Guinea (S, grupo senegalés). Para revelar su origen violento y repentino se ha examinado su procedencia batimétrica, el tipo de sustrato y el estado de conservación.

TABLA 3

	BIOGEOGRAFÍA			BATMETRÍA					SUBSTRATO		ESTADO	
	E	A	S	s	m	i	c	b	a	r	W	F
COELENTERATA												
<i>Dendrophyllia cornigera</i> (Lamarck 1818)	X	X					X			X		X
<i>Madracis pharensis</i> (Heller 1868)	X	X					X			X		X
ECTOPROCTA												
<i>Rosselliana rosseli</i> (Audouin 1826)	X	X					X					X
<i>Smittina cervicornis</i> (Pallas 1766)						X	X		X			X
BRACHIOPODA												
<i>Lacazella mediterranea</i> (Risso 1826)	X	X				X	X			X	X	
MOLLUSCA												
<i>Diodora gibberula</i> (Lamarck 1822)	X	X				X				X	X	X
<i>Patella intermedia</i> (Jeffreys 1868)	X	X		X						X		X
<i>Callumbonella suturale</i> (Philippi 1836)	X	X				X	X			X		X
<i>Astraea rugosa</i> (Linné 1766)	X					X	X			X	X	X
<i>Littorina neritoides</i> (Linné 1758)	X	X		X	X					X	X	
<i>Littorina striata</i> King & Broderip 1832	X			X							X	
<i>Turritella communis</i> Risso 1826	X					X	X		X		X	
<i>Turritella triplicata</i> (Brocchi 1814)	X	X				X	X	X	X		X	X
<i>Turritella ligar</i> Deshayes 1843			X			X			X			X
<i>Petalocochus subcancellatus</i> (Bivona 1832)	X					X				X		
<i>Theridium rupestre</i> (Risso 1826)	X					X				X	X	X
<i>Cerithium litteratum</i> Born 1778			X			X			X		X	X

TABLA 3

	BIOGEOGRAFÍA			BATMETRÍA					SUBSTRATO		ESTADO	
	E	A	S	s	m	i	c	b	a	r	W	F
<i>Erato prayensis</i>												
Rochebrune 1881		X									X	
<i>Trivia candidula</i>												
Gaskoin 1835	X	X									X	
<i>Schilderia achatidea</i> (Gray in Sowerby 1837)	X	X				X	X				X	X
<i>Pyraudeautia intricata</i> (Donovan 1803)	X					X			X	X	X	
<i>Cymatium cutaceum</i> (Linné 1766)	X					X					X	X
<i>Charonia nodifera</i> (Lamarck 1822)	X	X				X			X			X
<i>Bursa nodulosa</i> Segre 1954	X					X	X				X	
<i>Bursa jabik</i> Fischer-Piette 1942			X			X	X	X			X	X
<i>Bursa tenuisculpta</i> Dautzenberg & Fischer 1906	X						X	X			X	X
<i>Gyrineum marginatum</i> (Gmelin 1788)	X	X				X						X
<i>Purpurellus gambiensis</i> (Reeve 1845)			X			X						X
<i>Muricopsis inermis</i> (Philippi 1836)	X					X				X	X	
<i>Thais haemastoma</i> (Linné 1766)	X	X				X	X			X		
<i>Thais coronata</i> (Lamarck 1822)			X			X					X	X
<i>Ocenebrina edwardsi</i> (Payraudeau 1826)	X					X				X	X	
<i>Columbella rustica</i> (Linné 1758)	X	X				X	X			X	X	X
<i>Sphaeronassa mutabilis</i> (Linné 1758)	X	X				X			X		X	
<i>Hinia reticulata</i> (Linné 1758)	X					X	X		X		X	X
<i>Hinia incrassata</i> (Müller 1776)	X					X	X			X	X	

TABLA 3

	BIOGEOGRAFÍA			BATMETRÍA					SUBSTRATO		ESTADO	
	E	A	S	s	m	l	c	b	a	r	W	F
<i>Latirus armatus</i>												
A. Adams 1854		X				X						X
<i>Mitra cornicula</i> (Linné 1766)	X	X			X	X			X			X
<i>Gibberula miliaria</i> (Linné 1766)	X	X			X	X			X			X
<i>Hyalina secalina</i> (Philippi 1844)	X					X			X		X	X
<i>Conus pulcher</i> Lightfoot 1786		X				X						X
<i>Conus mediterraneus</i> Bruguère 1789	X	X				X				X		X
<i>Conus vayssierei</i> Pallary 1906	X					X	X					X
<i>Drillia nicklesi</i> Knudsen 1952			X									X
<i>Ringicula buccinea</i> (Brocchi 1814)	X											X
<i>Gadinia garnoti</i> (Payraudeau 1826)	X	X			X					X		X
<i>Dentallium vulgare</i> Da Costa 1778	X	X				X			X			X
<i>Arca noae</i> Linné 1758	X	X				X	X			X		X
<i>Barbatia barbata</i> (Linné 1758)	X	X				X				X	X	X
<i>Barbatia pulchella</i> (Reeve 1849)	X					X	X	X		X		X
<i>Barbatia plicata</i> (Chemnitz 1870)	X	X				X				X		X
<i>Glycymeris glycymeris</i> (Linné 1758)	X					X	X		X			X
<i>Mytilaster minimus</i> (Poli 1795)	X					X				X		X
<i>Perna perna</i> (Linné 1758)		X			X					X		
<i>Pecten jacobaeus</i> (Linné 1758)	X	X				X	X		X			X

TABLA 3

	BIOGEOGRAFÍA			BATMETRÍA					SUBSTRATO		ESTADO	
	E	A	S	s	m	i	c	b	a	r	W	F
<i>Spondylus gaederopus</i>												
Linné 1758	X	X				X				X		X
<i>Lima lima</i> (Linné 1758)	X	X				X	X			X		X
<i>Anomia ephippium</i>												
Linné 1758	X	X				X	X			X	X	X
<i>Saccostrea cucullata</i>												
(Born 1780)						X				X	X	X
<i>Cardita calyculata</i>												
(Linné 1758)	X				X	X	X	X		X	X	X
<i>Lucinoma boreale</i>												
(Linné 1758)	X	X			X	X	X	X	X		X	
<i>Chama gryphoides</i>												
(Linné 1758)	X	X			X	X	X			X	X	
<i>Chama gryphina</i>												
Lamarck 1819	X	X			X	X				X	X	
<i>Plagiocardium papillosum</i>												
(Poli 1791)	X	X				X	X	X	X		X	X
<i>Gouldia minima</i>												
(Montagu 1803)	X	X				X	X	X	X		X	
<i>Callista chione</i>												
(Linné 1758)	X					X	X		X		X	X
<i>Venus casina</i>												
Linné 1758	X	X				X	X		X		X	
<i>Clausinella fasciata</i>												
(Da Costa 1778)	X					X	X		X			X
<i>Chamelea gallina</i>												
(Linné 1758)	X					X	X		X			X
<i>Venerupis rhomboides</i>												
(Pennant 1777)	X					X	X		X		X	
<i>Lutraria magna</i>												
(Da Costa 1778)	X	X				X			X			X
ARTHROPODA												
<i>Megabalanus azoricus</i>												
(Pilsbry 1916)		X				X	X					X
ECHINODERMATA												
<i>Sphaerechinus granularis</i>												
(Lamarck 1816)	X	X				X	X		X			X

Biogeografía: (E) fauna europea desde Canarias y Marruecos hasta Noruega (A) fauna africana desde Canarias hasta Angola (S) fauna senegalesa. **Batimetría:** (s) supralitoral; (m) mesolitoral; (l) infralitoral; (c) circalitoral; (b) batial. **Substrato:** (a) arenas y barro; (r) rocas. **Estado:** (W) entero; (F) fragmentos.

Tabla 4

Fauna publicada como procedente de los depósitos marinos pleistocenos de Las Palmas de Gran Canaria.

La nomenclatura de las especies está tal cual aparece en cada publicación. Cuando coincide el nombre específico en diferente listado se señala con un asterisco. Se respeta así la decisión taxonómica de cada autor sin entrar en el estudio de las sinonimias ni en revisiones especulativas por carencia de la base real de los ejemplares. Además, Meco (1975, láminas I, II y III) fotografía el *Strombus bubonius* de la colección del Museo Canario estudiado por Lecoindre, los *Strombus bubonius* de la colección Lyell y da a conocer la existencia de la colección Birley. Ambas proceden de Santa Catalina (Las Palmas) y están en el British Museum of Natural History desde 1856 y 1907 respectivamente. Finalmente, hay una cita de *Pecten amphicyrtus* (Fischer 1935).

TABLA 4

LAS PALMAS	Lyell 1865	Rothpletz & Simonelli 1890	Martel Sangil 1952	Lecointre et alii 1967
<i>Strombus bubonius</i>	X			*
<i>Cerithium procerum</i>	X			
<i>Pecten Jacobaeus</i>	X			*
<i>Pecten polymorphus</i>	X			
<i>Cardita squamosa</i>	X			
<i>Toxopneustes</i>		X		
<i>Mytilicardia calyculata</i>		X		*
<i>Venus verrucosa</i>		X		*
<i>Patella Loweii</i>		X		*
<i>Patella guttata</i>		X		
<i>Fissurella gibba</i>		X		
<i>Phasianella pulla</i>		X		
<i>Trochus turbinatus</i>		X		*
<i>Monodonta Richardii</i>		X		
<i>Vermetus glomeratus</i>		X		
<i>Vermetus subcancellatus</i>		X		*
<i>Littorina affinis</i>		X		
<i>Cyclostoma canariense</i>		X		
<i>Cerithium lacteum</i>		X		
<i>Columbella rustica</i>		X		*
<i>Purpura (Polytrope) lapillus</i>		X		
<i>Purpura (Stramonita) haemastoma</i>		X		*
<i>Marginella miliacea</i>		X		*
<i>Mitra zebrina</i>		X		*
<i>Marinula Firminii</i>		X		
<i>Helix (Hemicycla) malleata</i>		X		
<i>Patella crenata</i>			X	
<i>Patella Loweii</i>			X	*
<i>Monodonta berthelotti</i>			X	*
<i>Monodonta fragaroides</i>			X	
<i>Turritella maridillani</i>			X	
<i>Turritella aff. turris</i>			X	
<i>Cerithium calabrum</i>			X	
<i>Cerithium vulgatum</i>			X	
<i>Cerithium multigranulatum</i>			X	
<i>Cerithium pygmaeum</i>			X	
<i>Cerithium varicosum</i>			X	
<i>Vermetus intortus</i>			X	
<i>Vermetus melendezi</i>			X	

TABLA 4

LAS PALMAS	Lyell 1865	Rothpletz & Simonelli 1890	Martel Sangli 1952	Lecointre et alii 1967
<i>Vermetus glomeratus</i>			X	
<i>Chenopus pes-pellicani</i>			X	
<i>Trivia candidula</i>			X	
<i>Cassis crumena</i>			X	
<i>Strombus coronatus</i>			X	
<i>Triton borsoni</i>			X	
<i>Triton chlorostomum</i>			X	
<i>Buccinum polygonum</i>			X	
<i>Haliotis tuberculata</i>				X-AI
<i>Diodora gibberula</i>				X-AI
<i>Fisurella cf. mus</i>				X-Cf
<i>Patella caerulea</i>				X-AI
<i>Patella caerulea aspera</i>				X-Cf
<i>Patella caerulea mabiliei</i>				X-MC
<i>Patella gomesi</i>				X-MC
<i>Patella granularis</i>				X-Cf
<i>Patella longicosta</i>				X-MC, Cf
<i>Patella lowei</i>		*	*	X-MC, AI
<i>Patella cf. lugubris</i>				X-MC
<i>Patella oculus</i>				X-Cf
<i>Patella safiana</i>				X-Cf
<i>Gibbula cf. pennanti</i>				X-AI
<i>Gibbula umbilicalis</i>				X-Cf
<i>Monodonta sagittifera</i>				X-MC
<i>Monodonta tamsi</i>				X-Cf
<i>Monodonta turbinata</i>		*		X-Cf
<i>Clanculus bertheloti</i>			*	X-AI
<i>Turbo rugosus</i>				X-MC, Cf
<i>Smaragdia viridis</i>				X-AI
<i>Littorina cingulifera</i>				X-AI
<i>Calliostoma exasperatum</i>				X-AI
<i>Calliostoma sp.</i>				X-AI
<i>Hydrobia sp.</i>				X-AI
<i>Alvania (Acinopsis) sp.</i>				X-AI
<i>Rissoa sp.</i>				X-AI
<i>Barleeia sp.</i>				X-AI
<i>Mesalla mesal</i>				X-MC
<i>Turritella meta</i>				X-MC
<i>Turritella bicingulata</i>				X-MC

TABLA 4

LAS PALMAS	Lyell 1865	Rothpletz & Simonelli 1890	Martel Sangli 1952	Lecointre et alii 1967
<i>Vermetus subcancellatus</i>		*		X-Cf
<i>Vermetus adansonii</i>				X-AI
<i>Vermetus polyphragama</i>				X-Cf
<i>Caecum</i> sp.				X-AI
<i>Bittium lacteum</i>				X-AI
<i>Bittium reticulatum</i>				X-Cf
<i>Bittium</i> sp.				X-AI
<i>Cerithium (Vulgocerithium)</i> sp.				X-AI
<i>Cerithiopsis</i> sp.				X-AI
<i>Triphora perversa</i>				X-AI
<i>Cymatium corrugatum</i>				X-MC
<i>Strombus bubonius</i>		*		X-MC, AI, Cf
<i>Turbonilla (Apicularia)</i> sp.				X-AI
<i>Cymatium cutaceum</i>				X-Cf
<i>Cymatium nodiferum</i>				X-MC
<i>Polinices lacteus</i>				X-AI
<i>Natica catena</i>				X-AI
<i>Cypraea cf. lurida</i>				X-MC
<i>Cypraea spurca</i>				X-AI
<i>Charonia nodifera</i>				X-MC
<i>Bursa cf. scrobiculator</i>				X-Cf
<i>Murex hoplites</i>				X-MC
<i>Murex tumulosus</i>				X-MC
<i>Purpura (Thais) haemastoma</i>		*		X-MC, Cf, AI
<i>Purpura (Acanthina) crassilabrum</i>				X-Cf
<i>Columbella rustica</i>		*		X-MC, Cf, AI
<i>Cantharus assimilis</i>				X-MC
<i>Cantharus viverratus</i>				X-MC
<i>Bullia miran</i>				X-AI
<i>Nassarius tritoniformis</i>				X-MC
<i>Nassarius maderensis</i>				X-AI
<i>Mitra zerbina</i>		*		X-Cf, AI
<i>Marginella glabella</i>				X-MC, AI
<i>Marginella miliacea</i>		*		X-MC, Cf
<i>Marginella cf. amygdala</i>				X-AI
<i>Colus jeffreysianus</i>				X-MC
<i>Conus mediterraneus</i>				X-MC
<i>Cylichna truncata</i>				X-MC
<i>Follia (Manzonina) sp.</i>				X-AI

TABLA 4

LAS PALMAS	Lyell 1865	Rothpletz & Simonelli 1890	Martel Sangli 1952	Lecoindre et alii 1967
<i>Arca barbata</i>				X-MC
<i>Barbatia sp.</i>				X-AI
<i>Arca diluvii</i>				X-MC
<i>Glycymeris bimaculatus</i>				X-MC
<i>Brachydontes sp.</i>				X-AI
<i>Chlamys corallinoides</i>				X-MC
<i>Chlamys flexuosa</i>				X-MC
<i>Pecten jacobaeus</i>	*			X-MC
<i>Jagonia eburnea</i>				X-MC
<i>Chama gryphina</i>				X-Cf
<i>Chama sp.</i>				X-AI
<i>Cardium papillosum</i>				X-MC
<i>Cardium tuberculatum</i>				X-MC
<i>Cardium sp.</i>				X-AI
<i>Meretrix tumens</i>				X-MC
<i>Venus casina</i>				X-MC
<i>Venus multilamella</i>				X-MC
<i>Venus verrucosus</i>		*		X-MC, AI, Cf
<i>Eastonia rugosa</i>				X-MC
<i>Donax sp.</i>				X-AI
<i>Cardita calyculata</i>		*		X-Cf, AI

MC = Colección del Museo Canario cuyas etiquetas atribuyen a Ripoche y a la localidad de Santa Catalina. **AI** = Colección de Richards durante la construcción de los vestuarios de la Playa de las Alcaravaneras (no más de 3 m sobre el nivel actual del mar). **Cf** = Colección de Lecoindre y de Richards en el Confital. Localidad que en Lecoindre (1966) figura como Santa Catalina, mientras que las colecciones de Lyell (1865) y Rothpletz y Simonelli (1890) procedentes de Santa Catalina figuran como Isleta.

Tabla 5

Recientes obras en la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria dejaron a la vista los depósitos marinos Pleistocenos enterrados por la urbe. De modo que en la construcción de la autovía desde las alcaravaneras a los túneles de Luengo, en 1995 y en la de los aparcamientos de la zona hospitalaria de San Cristóbal, en 2003, se pudo estudiar la fauna que contenían. Las especies senegalesas permiten atribuirlos al último interglacial. Una cuarta parte de ellas, las más características por su origen senegalés, han aparecido también en yacimientos de Fuerteventura (Las Playitas) y Lanzarote (Matagorda) de la misma época

TABLA 5

LAS PALMAS	Meco et alii (2002) Autovía Alcaravanas -Santa Catalina (Túneles Luengo)	Aparcamiento Hospitalares. Castillo San Cristóbal
PHILOPOPHYCEAE (algas rojas, Rhodophyta)		
<i>Phymatolithon calcareum</i> (Pallas) Adey & McKibbin (1970) COELENTERATA ANTHOZOA * <i>Siderastraea radians</i> (Pallas 1766)	M	M R
MOLUSCA GASTROPODA		
<p><i>Haliotis tuberculata</i> Linné 1758 Coexistencia de la forma <i>lamellosa</i> mediterránea, con muchos pliegues, y de la <i>tuberculata</i> atlántica con cóstulas concéntricas.</p> <p><i>Diodora gibberula</i> (Lamarck 1822)</p> <p><i>Patella ferruginea</i> Gmelin 1788 Grupo de especies (criterio paleontológico) Las patelas fósiles de Las Palmas constituyen un grupo muy polimorfo con formas de transición:</p> <p>forma <i>ferruginea</i> (modelo: Cuerda, 1975, lám. 2 fig 4)</p> <p>forma <i>longicosta</i> (modelo: Cuerda, 1975, lám. 2, fig. 1 y 2)</p> <p>forma <i>rouxi</i> (modelo: Cuerda, 1975, lám. 5, fig. 3)</p> <p>forma <i>stellata</i> (modelo: Cuerda, 1987, lám. 13, fig 2)</p> <p>forma <i>gomesi</i> (modelo: Lecointre, 1966, lám. 1, fig 5)</p> <p>forma <i>lusitanica</i> (modelo: Cuerda, lám. XII, figs 21 y 22)</p> <p><i>Calliostoma dubium</i> (Philippi 1844)</p> <p><i>Gibbula magus</i> (Linné 1758)</p> <p><i>Gibbula umbilicalis</i> (Da Costa 1778)</p> <p><i>Gibbula richardi</i> (Payraudeau 1826)</p> <p><i>Gibbula varia</i> (Linné 1767)</p> <p><i>Monodonta turbinata</i> (Born 1780)</p> <p><i>Monodonta lineata</i> (Da Costa 1778)</p> <p><i>Cianculus bertheloti</i> (d'Orbigny 1840)</p> <p><i>Astraea rugosa</i> (Linné 1766)</p> <p><i>Tricolia pulla</i> (Linné 1766)</p> <p><i>Littorina neritoides</i> (Linné 1758)</p>	<p>F</p> <p>F</p> <p>M</p> <p>R</p> <p>R</p> <p>A</p> <p>F</p> <p>E</p> <p>E</p> <p>M</p> <p>E</p>	<p>A</p> <p>F</p> <p>M</p> <p>R</p> <p>A</p> <p>A</p> <p>F</p> <p>R</p>

TABLA 5

LAS PALMAS	Meco et alii (2002) Autovía Alcaravanas -Santa Catalina (Túneles Luengo)	Aparcamiento Hospitales. Castillo San Cristóbal
<i>Littorina striata</i> King 1831	E	F
<i>Hydrobia ulvae</i> (Pennant 1777)		F
<i>Petalococonchus subcancellatus</i> (Bivona 1832)	E	
* <i>Bivonia semisurrecta</i> (Bivona 1832)	R	
<i>Sproglyphus glomeratus</i> Bivona 1932		R
<i>Lemintina arenaria</i> (Linné 1767)		A
* <i>Ptanaxis hermannseni</i> Dunker 1853	R	R
<i>Bittium reticulatum</i> (Da Costa 1778)	R	A
<i>Cerithium rupestre</i> Risso 1826		R
* <i>Kleinella gruveli</i> (Dautzenberg 1910)	R	
* <i>Cheilea equestris</i> (Linné 1758)	E	F
* <i>Strombus bubonius</i> Lamarck 1822	E	
<i>Pusula candidula</i> (Gaskoin 1835)	R	R
<i>Luria lurida</i> (Linné 1758)	E	E
<i>Ravitriona spurca</i> (Linné 1758)		F
* <i>Zonaria zonata</i> (Chemnitz 1788)	R	
<i>Pollinices lacteus</i> (Goulding 1831)	E	F
<i>Natica vittata</i> (Gmelin 1788)	F	R
<i>Semicassis undulata</i> (Gmelin 1788)	E	E
<i>Cymatium costatum</i> (Born 1780)		R
<i>Cymatium cutaceum</i> (Linné 1766)	E	
* <i>Cymatium trigonum</i> (Gmelin 1788)	R	
<i>Charonia nodifera</i> (Lamarck 1822)	E	R
<i>Bursa scrobiculata</i> (Linné 1758)	E	F
<i>Tonna galea</i> (Linné 1758)		E
* <i>Murex saxatilis</i> Linné 1758	R	
<i>Trunculariopsis trunculus</i> (Linné 1758)		R
<i>Thais haemastoma</i> (Linné 1766).	F	A
Formas globulosas (Cuerda, 1987, lám. 25, fig. 2 a 6, 8 y 9).		
<i>Nucella plessisi</i> (Lecoindre 1952 in Brébion 1979) pro parte	E	A
<i>Coralliophila meyendorffi</i> (Calcara 1845)	R	A
<i>Mitrella rac</i> (Dautzenberg 1891)	R	R
<i>Pyrene cribraria</i> (Lamarck 1822)	E	
<i>Columbella rustica</i> (Linné 1758)	F	A
<i>Buccinum corneum</i> (Linné 1758)	R	
<i>Pisania d'orbigny</i> (Payraudeau 1826)	E	
<i>Cantharus viverratus</i> (Kiener 1834)	E	F

TABLA 5

LAS PALMAS	Meco et alii (2002) Autovía Alcaravanas -Santa Catalina (Túneles Luengo)	Aparcamiento Hospitales. Castiello San Cristóbal
<i>Amyclina corniculum</i> (Olivi 1792)	F	R
<i>Amyclina pfeifferi</i> (Philippi 1844)	F	R
<i>Hinia ferussaci</i> (Payraudeau 1826)	F	
<i>Hinia denticulata</i> (A. Adams 1851)	R	
<i>Latirus armatus</i> A. Adams 1854	R	R
* <i>Mitra nigra</i> Gmelin 1788 Swainson 1831 forma fusca, mediterránea y atlántica, de tamaño corto y forma pigra, de Cabo Verde y Gabón, alargada. (Cernohorsky , 1976, lám. 323 B, fig 2).	E	F
<i>Mitra cornicula</i> (Linné 1767)		F
<i>Mitra ebenus</i> Lamarck 1811	R	
<i>Mitra zebrina</i> d'Orbigny 1840	A	E
* <i>Harpa rosea</i> Lamarck 1816	R	
<i>Gibberula miliaria</i> (Linné 1767)	R	
<i>Hyalina deliciosa</i> (Bavay 1912)	R	
<i>Marginella glabella</i> (Linné 1758)	F	
* <i>Clavatula sacerdos</i> (Reeve 1845)	E	
<i>Conus papilionaceus</i> Bruguière 1792	E	F
* <i>Conus testudinarius</i> Martini 1773	R	
<i>Conus mediterraneus</i> Bruguière 1789	R	E
PELECYPODA		
<i>Arca noae</i> Linné 1758	R	
<i>Barbatia barbata</i> (Linné 1758)	R	
* <i>Barbatia plicata</i> (Chemnitz 1870)		R
<i>Striarca lactea</i> (Linné 1766)	R	R
<i>Glycymeris pilosa</i> (Linné 1766)	E	
* <i>Brachyodontes puniceus</i> (Gmelin 1788)	F	F
<i>Mytilus galloprovincialis</i> Lamarck 1819		R
<i>Pinna rudis</i> (Linné 1758)		R
<i>Chlamys flexuosa</i> (Poli 1795)	R	
<i>Lyropecten corallinoides</i> (D'Orbigny 1840)	F	F
<i>Pecten jacobaeus</i> (Linné 1758)	R	
<i>Spondylus gaederopus</i> Linné 1766	R	R
<i>Lima lima</i> (Linné 1758)	R	
<i>Anomia ephippium</i> (Linné 1766)	F	R
<i>Lopha stentina</i> (Payraudeau 1826)	R	
* <i>Hytotissa hyotis</i> (Linné 1758)	F	

TABLA 5

LAS PALMAS	Meco et alii (2002) Autovía Alcaravanas -Santa Catalina (Téneles Luengo)	Aparcamiento Hospitales. Castillo San Cristóbal
*Cardita senegalensis Reeve 1843 forma <i>calyculata</i> y forma <i>senegalensis</i>	F	A
<i>Codokia eburnea</i> (Gmelin 1788)	A	F
*Chama crenulata Lamarck 1819	F	
<i>Chama gryphoides</i> Linné 1758		E
<i>Papillicardium papillosum</i> (Poli 1791)	R	R
<i>Venus verrucosa</i> Linné 1758	F	E
<i>Irus irus</i> (Linné 1758)	R	R
Clase Gastropoda		
<i>Spirula peronii</i> Lamarck 1822		R
Clase Mollusca		
<i>Paracentrotus lividus</i> Lamarck 1816		E
<i>Arbacia lixula</i> (Linné 1758)		R

R: Rara o menos de cinco ejemplares

E: Escasa, entre 5 y 20 ejemplares

F: Frecuente, entre 20 y 100 ejemplares

A: Abundante, entre 100 y 500 ejemplares

M: Muy abundante, más de 500 ejemplares.

(*) Especies exclusivamente senegalesas (20%) en sentido amplio, es decir, que no habitan en Canarias en la actualidad y pueden incluir en su biogeografía el Caribe u otros lugares de mares cálidos.

Tabla 6

La fauna senegalesa litoral, migratoria y característica (*Strombus bubonius*, *Harpa rosea* y *Siderastraea radians* durante el MIS 5.5 y *Nerita senegalensis* durante el MIS 5.1) requiere temperaturas superficiales del agua del mar que estén entre los límites de las del Senegal, al sur de Dakar (mínimo) y las de Malabo (máximo) en Golfo de Guinea. La existencia de estas especies en las islas Canarias durante el último interglacial requirió un calentamiento de unos 5°C al menos durante 5 meses del año entorno al verano.

TABLA 6

	SENEGAL		ISLAS CABO VERDE			GUINEA ECUATORIAL	ISLAS CANARIAS (en las localidades con fósiles)		
	Goébe (1)	Thiaroye (2)	Sta. Iuzia (3)	s. Tiago (3)	Boa Vista (3)	Melabo (aeropuerto) (4)	Gran Canaria (Las Palmas) (3)	Fuerteventura (Matas Blancas) (3)	Lanzarote (Matagorda) (3)
Enero	18.5	18.0	22.5	23.5	21.5	29.6	20.0	19.5	19.5
Febrero	17.5	17.0	24.5	23.5	23.0	30.4	19.5	20.5	19.0
Marzo	17.0	17.0	21.5	21.5	21.5	30.3	19.0	18.5	18.0
Abril	19.0	19.0	21.5	23.5	23.5	30.2	19.0	19.0	17.0
Mayo	20.0	20.0	20.0	22.5	21.5	29.2	20.0	20.5	19.5
Junio	23.5	23.5	21.5	23.5	21.5	28.5	22.0	22.0	21.5
Julio	27.0	27.0	21.5	23.5	23.0	26.6	23.0	23.0	22.5
Agosto	28.0	28.0	24.5	25.5	24.5	26.7	22.5	23.0	22.0
Septiembre	28.5	28.0	26.0	26.5	26.5	27.0	22.5	23.0	23.0
Octubre	28.5	28.0	26.0	26.5	26.0	28.1	23.0	22.5	22.5
Noviembre	20.5	20.0	26.5	26.0	26.0	29.0	23.0	23.0	22.0
Diciembre	20.0	19.5	22.5	23.5	23.0	29.4	21.5	20.0	20.5
Media anual	22.3	22.1	23.2	24.1	23.4	28.7	21.2	21.2	20.5
Nº meses por encima de 22.1°C	5	5	7	11	8	12	5	5	3
Nº meses por debajo de 20.9°C	7	7	1	0	0	0	5	6	6
Nº meses por encima de 23.0°C	5	5	5	10	5	12	0	0	0
Media anual regional	22,2		23,5				20,9		

- 1) Cuatro medidas por mes (1993). Station maritime, Rufisk, Senegal
- 2) Unas veinte medidas mensuales (1993). Station maritime, Rufisk, Senegal
- 3) Una imagen al mes NOAA/AVHRR imagen de satélite (1997).
- 4) Varias medidas mensuales (1960)



Referencias Bibliográficas

Abbot RT (1974). *American Seashells*. Van Nostrand Reinhold. New York

Abdel-Monem A, Watkins ND y Gast PW (1971). Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *American Journal of Science* 271, 490-521

Aguirre E y Pasini G (1985). The Plio-Pleistocene boundary. *Episodes* 8, 116-120.

Alonso-Zarza AM y Silva PG (2002). Quaternary laminar calcretes with bee nest: evidences of small-scale climatic fluctuations, Eastern Canary Islands, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 178, 119-135

Antonioli F, Bard E, Potter E-K, Silenzi S e Imbrota S (2004). 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argentarola Cave speleothems (Italy). *Global and Planetary Change* 43, 57-78

Aranda Millán F (1909). Sobre Moluscos de Lanzarote (Canarias). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 9, 112-114

Araña V y Carracedo JC (1978). *Canarian Volcanoes: Gran Canaria*. Rueda. Madrid

Bard E (2001). *Comparison of alkenone estimates with other paleotemperature proxies*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2 DOI2000GC000050

Bard E, Antonioli F y Silenzi S (2002). Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argenterola Cave (Italy). *Earth and Planetary Science Letters* 196, 135-146

Bard E, Hamelin B y Fairbanks RG (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature* 346, 456-458

Bard E, Jouannic C, Hamelin B, Pirazzoli P, Arnold M, Faure G, Sumosusastro P y Syaefudin (1996). Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophysical Research Letters* 23, 1473-1476

Bard E, Pätzold J, Meco J y Petit-Maire N (1995). The Canary current: palaeotemperature from the last interglacial period. Based on $\delta^{18}O$ of *Strombus bubonius* from Fuerteventura island (28°N, Canary Archipelago). *Abstracts 4th Climates of the Past meeting UNESCO-IUGS, EPGC. Canary islands, June 1-5, 1995*. 13-15

Bassinot FC, Labeyrie LD, Vincent E, Quidelleur X, Shackleton NJ y Lancelot Y (1994). The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 91-108

Benítez AJ (1912). *Historia de las Islas Canarias*. AJ Benítez editor. Santa Cruz de Tenerife

Benítez Padilla S (1963). *Una breve excursión científica por Gran Canaria*. El Museo Canario. Las Palmas

Berger A (1960). The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. In *Vistas in Astronomy* (A Beer, K Pounds y P Beer editores). Pergamon. 103-122

Berger A (1978). Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. *Quaternary Research* 9, 139-167

Berger A (1992). *Le climat de la Terre. Un passé pour quel avenir?* De Boeck Université. Brussels

Berger A y Loutre MF (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297-317

Bouab N (2001). *Application des méthodes de datation par luminescence optique à l'évolution des environnements désertiques - Sahara occidental (Maroc) et Îles Canaries orientales (Espagne)*. Thèse. Université du Québec à Chicoutimi.

Bouab N y Lamothe M (1997). Geochronological framework for the Quaternary paleoclimatic record of the Rosa Negra section (Fuerteventura-Canary Islands, Spain). In *Climates of the Past* (J Meco y N Petit-Maire editores). International Union of Geological Sciences, Unesco, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 37-42

Brébion Ph (1979). Iconographie critique des Gastéropodes marins du Pliocène supérieur et du Quaternaire marocains atlantiques. *Bulletin du Muséum National d' Histoire Naturelle de Paris* 2, 137-149

Bryant E (2001). *Tsunami: the underrated hazard*. University Press. Cambridge.

Buch L von (1825). *Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln*. Hofdruckerei der Königlichen Akademie. Berlin

Calderón y Arana S (1884). Areniscas y dunas de las islas Canarias. *Actas de la Sociedad Española de Historia Natural* 13, 53-61

Carracedo JC, Day SJ, Guillou H, Rodríguez Badiola E, Canas JA y Perez Torrado FJ (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine* 135, 591-604

Carracedo JC, Pérez Torrado FJ, Ancochea E, Meco J, Hernán F, Cubas CR, Casillas R, Rodríguez Badiola E y Ahijado A (2002). Cenozoic Volcanism II: The Canary Islands. In *The Geology of Spain* (W Gibbons y MT Moreno editores). Geological Society. London. 439 - 472

Carracedo JC, Meco J, Lomoschitz A, Perera MA, Ballester J y Betancor JF (2004). Comment on: Geoarchaeological and chronometrical evidence of early human occupation on Lanzarote (Canary Islands), by Zöller et al. *Quaternary Science Reviews* 23, 2045-2055

Carracedo JC, Singer B, Jicha B, Guillou H, Rodríguez Badiola E, Meco J, Pérez Torrado FJ, Gimeno D, Socorro S y Láinez A (2003). La erupción y el tubo volcánico del volcán Corona (Lanzarote, Islas Canarias). *Estudios Geológicos* 59, 277-302

Carracedo JC, Pérez Torrado FJ, y Meco J (2005). La Gea: Análisis de una isla en estado post-erosivo de desarrollo. In *Patrimonio Natural de la isla de Fuerteventura* (O Rodríguez Delgado Coordinador). Cabildo de Fuerteventura - Gobierno de Canarias - Centro de Cultura Popular Canaria. Arafo. 27-44

Calvet F, Aguilar A, Carracedo JC, Pérez Torrado FJ, Recio C y Travé A (2000). "Beachrcks" de La Palma, Islas Canarias. *Geotemas* 1, 213-217

Cernohorsky WO (1976). *The Mitridae of the World. Indo-Pacific Mollusca* 3/17, 273-528

Coello J, Cantagrel JM, Hernán F, Fúster JM, Ibarrola, E, Ancochea E, Casquet C, Jamond C, Díaz de Terán JR y 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

Cornu S, Pätzold J, Bard E, Meco J y Cuerda-Barceló J (1993). Paleotemperature of the last interglacial period based on $\delta^{18}O$ of *Strombus bubonius* from the western Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 103, 1-20

Criado C (1986). Niveles marinos holocenos, formas de modelado y volcanismo subreciente en la costa oriental de Fuerteventura. *Revista de Historia de Canarias* 175, 723-732

Crosnier A (1964). Fonds de pêche le long des côtes de la République Fédérale du Cameroun. *Cahiers ORSTOM* n° spécial. Paris

Cuerda Barceló J (1975). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Diputación Provincial de Baleares. Palma de Mallorca

Cuerda Barceló J (1987). *Moluscos marinos y salobres del Pleistoceno balear*. Caja de Baleares "Sa Nostra", Imprenta Politécnica. Palma de Mallorca

Cutler KB, Edwards RL, Taylor FW, Cheng H, Adkins J, Gallup CD, Cutler PM, Burr GS y Bloom AL (2003). Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 253-271

Chamley H, Coudé-Gaussen G, Debrabant P y Rognon P (1987). Contribution autochtone et allochtone à la sédimentation quaternaire de l'île de Fuerteventura (Canaries): altération ou apports éoliens ?. *Bulletin de la Société géologique de France* 3, 939-952

Chen JH, Curran HA, White B y Wasserburg GJ (1991). Precise chronology of the last interglacial: ^{234}U - ^{230}Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin* 103, 82-97

Chevalier JP (1966). Contribution à l'étude des Madréporaires des côtes occidentales de l'Afrique tropicale. *Bulletin de l'IFAN sér. A*, 28, 1356-1405

Chevalier JP y Hebrard L (1972). Découverte de Madréporaires dans le Pléistocène supérieur de Mauritanie. In *V^e Congrès Panafricain de Préhistoire et des Études du Quaternaire, Dakar 1967* (HJ Hugot editor). Imprimeries Réunies. Chambéry. 453-456

Choubert G y Ambroggi R (1953). Note préliminaire sur la présence de deux cycles sédimentaires dans le Pliocène marin au Maroc. *Notes du Service géologique du Maroc* 117, 3-72

Damnati B (1997). Mineralogical and sedimentological characterization of Quaternary eolian formations and paleosols in Fuerteventura and Lanzarote (Canary Islands, Spain). In *Climates of the Past* (JMeco y N Petit-Maire editores). International Union of Geological Sciences, Unesco, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 71-77

Damnati B, Petit-Maire N, Fontugne M, Meco J y Williamson D (1996). Quaternary paleoclimates in the eastern Canary Islands. *Quaternary International* 31, 37-46

Damnati B, Maatouk M, Meco J y Petit-Maire N (2005). Sédimentologie et minéralogie de la séquence sédimentaire <<Mala>> située a Lanzarote (îles Canaries, Espagne): les significations paléoclimatiques. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 18,179-185 (publicado sin conocimiento de J Meco)

Darwin C (1859). *On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or the Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life*. John Murray. London

De La Nuez J, Quesada ML, Alonso JJ, Castillo C, Martín E (1997). Edad de los islotes en función de los datos paleontológicos. In *Los Volcanes de los Islotes al Norte de Lanzarote* (J De La Nuez, ML Quesada ML y JJ Alonso editores). Fundación César Manrique. Lanzarote. 73-81

deMenocal P, Ortiz J, Guilderson T, Adkins J, Sarnthein M, Baker L y Yarusinsky M (2000). Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19, 347-361

Denizot G (1934). Sur la structure des îles Canaries considérée dans ses rapports avec le problème de l'Atlantide. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 199, 372-373

Doppler CA (1842). Über das farbige licht der Doppelsterne und eininger anderer Gestirne des Himmels. *Abhandlungen der Königlich Böhmisches Gesellschaft der Wissenschaften, Prague* 2, 465-482

Driscoll EM, Hendry GL y Tinkler KJ (1965). The Geology and Geomorphology of Los Ajaches, Lanzarote. *Geological Journal* 4, 321-334

Droxler AW, Alley RB, Howard WR, Poore RZ y Burckle LH. (2003) Unique and Exceptionally Long Interglacial Marine Isotope Stage 11: Window into *Earth Warm Future Climate*. In *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question* (AW Droxler, RZ Poore y LH Burckle editores). American Geophysical Union. Geophysical Monograph 137. Washington. 1-14.

Duerden JE (1904). *The Coral Siderastraea radians and its Postlarval Development*. Carnegie Institution 20. Washington

Ellis WN y Ellis-Adam AC (1993). Fossil brood cells of solitary bees on Fuerteventura and Lanzarote, Canary Islands (Hymenoptera: Apoidea). *Entomologische Berichte, Amsterdam* 53, 161-173

Edwards RL, Chen JH y Wassenburg GJ (1986). 238U-234U 230Th-232Th systematic and the precise measurements of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 81, 175-192

EPICA Community members (2004). Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623-628

Faber FJ (1926). Concerning the occurrence of Quaternary Corals in Angola. *Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam* 29, 843-845

Fischer PH (1935). Sur le *Pecten amphicyrtus* Locard. *Journal de Conchyliologie* 79, 130-131

Fizeau H (1849). Sur une expérience relative à la vitesse de propagation de la lumière. *Compte Rendu de la Académie des Sciences, Paris* 29, 90-92 y 132.

Fritsch K von (1867). Reisebilder von den Canarischen Inseln. *Petermann's geographischen Mittheilungen* 22, 1-43

Freud S y Breuer J (1895). *Studien über Hysterie*. Franz Deuticke. Leipzig

Gagan MK, Ayliffe LK, Chivas AR, McCulloch MT, Isdale PJ, Anker S, Hopley D, Hantoro WS y Chappell JMA (1977). Toward near-weekly climatic histories from late Quaternary corals. In *Climates of the Past* (J Meco y N Petit-Maire editores). International Union of Geological Sciences, Unesco, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 89-95

Gaillard C (1934). Contribution à l'étude de la Faune Préhistorique de l'Égypte. *Archives du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon* 14, 1-125

García Talavera FG (1990). Sobre la presencia de *Strombus latus* Gmel (Mollusca Megagastropoda) en el Cuaternario marino de Tenerife. *Homenaje Telesforo Bravo* Universidad de La Laguna. Santa Cruz de Tenerife I, 375-382

García Talavera F y Sánchez Pinto L (2002). Moluscos marinos fósiles de Selvagem Pequenha e Ilheu de Fora (Islas Salvajes). Descripción de una nueva especie de Neogasterópodo. *Revista de la Academia Canaria de Ciencias* 13, 9-21

Germain L (1908). *Étude sur les Mollusques recueillis par M. Henri Gadeau de Kerville pendant son voyage en Khroumirie (Tunisie)*. JB Baillièere. Paris.

Gervais P (1867). *Recherches sur l'ancienneté de l'homme et la période quaternaire*. A Bertrand. Paris.

Gradstein FM, Ogg JG, Smith AG, Agterberg FP, Bleeker W, Cooper RA, Davydov V, Gibbard P, Hinnov L, House MR, Lourens L, Luterbacher HP, McArthur J, Melchin MJ, Robb LJ, Shergold J, Villeneuve M, Wardlaw BR, Ali J, Brinkhuis H, Hilgen FJ, Hooker J, Howarth RJ, Knoll AH, Laskar J, Monechi S, Plumb KA, Powell J, Raffi I, Röhl U, Sanfilippo A, Schmitz B, Shackleton N, Shields GA, Strauss H, Van Dam J, van Kolfschoten T, Veizer J y Wilson D (2004). *A geologic time scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge

Gravier Ch (1909). Madréporaires des îles San Thomé et du Prince (Golfe de Guinée). *Annales de l'Institut Océanographique* 1(2)

Gravier Ch (1909). Sur l'habitat et le polymorphisme de *Siderastraea radians*. *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle* 15, 365-368

Guillou H, Perez Torrado FJ, Hansen Machin AR, Carracedo JC y Gimeno D (2004). The Plio-Quaternary evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 135, 221-246

Hartung G (1857). Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura. *Neue Denkschriften der Allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften* 15, 1-163.

Hartung G (1864). *Geologische Beschreibung der Insel Madeira und Porto Santo*. Leipzig

Haug GH, Ganopolski A, Sigman DM, Rosell-Melé A, Swann GEA, Tiedemann R, Jaccard S, Bollmann J, Maslin MA, Leng MJ y Eglinton G (2005). North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. *Nature* 433, 821-825

Hausen H (1958). Contribución al conocimiento de las formaciones sedimentarias de Fuerteventura (Islas Canarias). *Anuario de Estudios Atlánticos* 4, 37-84

Hausen H (1967). Sobre el desarrollo geológico de Fuerteventura (Islas Canarias). Una breve reseña. *Anuario de Estudios Atlánticos* 13, 11-37

Herbert TD (2000). Review of alkenone calibrations (culture, water column, and sediments). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (Revista electrónica de AGU)

Herbert TD (2003). Alkenone Paleotemperature Determinations. In. *Treatise in Marine Geochemistry* (H Elderfield y KK Turekian editores). Elsevier, 391-432

Herbert TD y Schuffert JD (1998). Alkenone unsaturation estimates of Late Miocene through Late Pliocene Sea-Surface Temperatures at Site 958. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 159 T* (JV Firth editor). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 17-21

Hernández Pacheco A (1969). The Tahitites of Gran Canaria and Hauynitization of Their Inclusions. *Bulletin Volcanologique* 33, 701-728

Hernández Pacheco E (1909). Estudio geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias. *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 6, 1-331

Hernández-Pacheco F (1969). Los niveles de playas cuaternarias de Lanzarote. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid* 4, 903-961

Hillaire-Marcel C, Ghaleb B, Gariépy C, Zazo C, Hoyos M y Goy JL (1995). U-Series Dating by the TIMS Technique of Land Snails from Paleosols in the Canary Islands. *Quaternary Research* 44, 276-282

Imbrie J e Imbrie KP (1979). *Ice Ages: Solving the Mystery*. Enslow, Short Hills, NJ.

Imbrie J, Hays JD, Martinson DG, McIntyre A, Mix AC, Morley JJ, Pisias NG, Prell WL y Shackleton NJ (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In *Milankovitch and Climate* (A Berger, J Imbrie, J Hays, G Kukla y B Saltzman editores). Reidel. Dordrecht. 269-305

Jannone G (1934). Osservazioni ecologiche e biologiche sul *Dociostaurus maroccanus* Thunb., *Calliptamus italicus* L. e loro parassiti in Provincia di Napoli (Primo Contributo). *Bollettino del Laboratorio di Zoologia Generale e Agraria della R. Istituto Superiore d'agricoltura* 28, 75-151

Klaus D (1983). Verzahnung von Kalkkrusten mit Fluss - und Strandterrassen auf Fuerteventura, Kanarische Inseln. *Essener Geographisches Arbeitung* 6, 93-127

Klug H (1963). Wissenschaftliche Ergebnisse meiner Kanarenreise 1962. *Jahrbuch der Vereinigung "Freunde der Universität Mainz"* 12, 39-65

Klug H (1968). Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. Beiträge zur küstenentwicklung und Talbildung auf einem vulkanischen Archipel. *Schriften des geographische Instituts der Universität Kiel* 24, 1-184

Krastel S, Schmincke HU, Jacobs CJ, Rihm R, Le Bas TP y Alibés B (2001). Submarine landslides around the Canary Islands. *Journal of Geophysical Researchs* 106, 3977-3998

Labeyrie LD, Duplessy JC y Blanc PL (1987). Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature* 327, 477-482

Laborel J (1971). Madréporaires et Hydrocoralliaires récifaux des côtes brésiliennes. Systématique, écologie, réoartition verticale et géographique. *Annales de l'Institut océanographique* 47, 171-229

Laborel J (1974). A West African corals. An hypothesis on their origin. *Proceedings of the Second International Symposium on Coral Reefs*. Brisbane: Great Barrier Reef Committee 1, 425-443

Latchinisny AV (1998). Moroccan locust *Dociostaurus maroccanus* (Thunberg, 1815): a faunistic rarity or an important economic pest? *Journal of Insect Conservation* 2, 167-178

Lea DW, Martín PA, Pak DK, Spero HJ (2002). Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews* 21, 283-293

Lecointre G (1966). Quelques remarques sur le Quaternaire marin de l'île de Gran Canaria. *Actas V Congreso Panafricano de Prehistoria y Estudios del Cuaternario II*, Publicaciones Museo Arqueológico de Santa Cruz de Tenerife 6, 165-177

Lecointre G, Tinkler KJ y Richards HG (1967). The marine Quaternary of the Canary Islands. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia* 119, 325-344

Lee KY, Slowey N y Herbert TD (2001). Glacial sea surface temperatures in the subtropical North Pacific: A comparison of Uk'37, $\delta^{18}O$, and foraminiferal assemblage temperature estimates. *Paleoceanography* 16, 268-279

Lemaître G (1927). Un univers homogène de masse constante et de rayon croissant, rendant compte de la vitesse radiale des nébuleuses extra-galactiques. *Annales de la Société scientifique de Bruxelles*. Série A, 47, 49-59

Lietz J y Schmincke HU (1975). Miocene-Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 18, 213-239

Loutré MF (2003). Clues from M11 to predict the future climate - a modelling point of view. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 213-224

Lyell C (1839). *Nouveaux éléments de Géologie*. Pitois-Levrault. Paris

- Lyell C** (1865). *Elements of Geology*, 6 ed. John Murray. London.
- Macau Vilar F** (1960). Contribución al estudio del Cuaternario de Gran Canaria. *Anuario de Estudios Atlánticos* 6, 117-132
- Magaritz M y Jahn R** (1992). Pleistocene and Holocene Soil Carbonates from Lanzarote, Canary Islands, Spain: Paleoclimatic Implications. *Catena* 19, 511-519
- Malthus TR** (1798). *An Essay on the Principle of Population*. J. Johnson. London
- Maley J** (1987). Fragmentation de la forêt dense humide Africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent: Nouvelles données polliniques et chronologiques. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. *Palaeoecology of Africa* 18, 307-336
- Marlow JR, Lange CB, Wefer G y Rosell-Melé A** (2000). Upwelling Intensification As Part of the Pliocene-Pleistocene Climate Transition. *Science* 290, 2288-2291
- Martel Sangil M** (1952). Contribución al estudio geológico y paleontológico de Gran Canaria. *Estudios geológicos* 8, 109-128
- Mars P** (1965). *Faune Marine des Pyrénées - Orientales. Mollusques Aplacophores, Polyplacophores, Scaphopodes et Bivalves*. Masson. Paris
- Meco J** (1972). Données actuelles pour l'étude paléontologique du *Strombus bubonius* Lamarck. In *Vle Congrès Panafricain de Préhistoire et des Études du Quaternaire*, Dakar 1967 (HJ Hugot editor). Imprimeries Réunies. Chambéry. 391-394
- Meco J** (1975). Los *Strombus* de las formaciones sedimentarias de la ciudad de Las Palmas (Gran Canaria). *Anuario Centro asociado de Las Palmas de la Uned* 1, 203-224
- Meco J** (1975). Los niveles con *Strombus* de Jandía (Fuerteventura, Islas Canarias). *Anuario de Estudios Atlánticos* 21, 640-660

Meco J (1977). *Paleontología de Canarias I: Los Strombus neógenos y cuaternarios del Atlántico euroafricano (taxonomía, biostratigrafía y paleoecología)*. Cabildo Insular de Gran Canaria. Las Palmas-Madrid

Meco J (1981). Neogastrópodos fósiles de las Canarias orientales. *Anuario de Estudios Atlánticos* 27, 601-613

Meco J (1982). Los Bivalvos fósiles de las Canarias orientales. *Anuario de Estudios Atlánticos* 28, 65-125

Meco J (1983). Los Bivalvos fósiles de las Canarias orientales (Suplemento). *Anuario de Estudios Atlánticos* 29, 579-595

Meco J (1986). Climatic change in the Canary Islands during Upper Pleistocene. *Travaux et Documents de l'ORSTOM* 197, 301-304

Meco J (1986). Evolución faunística cuaternaria en la puerta del Mediterráneo. In *Quaternary Climate in Western Mediterranean* (F López Vera editor). Universidad Autónoma. Madrid. 157-170

Meco J (1986). La fauna pre-jandiense y su evolución durante el Cuaternario superior de Canarias. In *Le Quaternaire recent des Iles Canaries. Paléoclimatologie. Niveaux marins* (J Meco y N Petit-Maire editores). Las Palmas - Marseille, 51-71

Meco J (1988). The emergent littoral deposits in Fuerteventura and the evolution of the Canarian marine faunas during the Quaternary. In *Deserts, Past and Future Evolution. IGCP-252 Fuerteventura* (N Petit-Maire editor). LGQ - CNRS. Marseille. 166-178

Meco J (1989). Islas Canarias. In *Mapa del Cuaternario de España / Quaternary Map of Spain. Escala / Scale 1/1000.000* (A Pérez-González, P. Cabra Gil y A Martín Serrano coordinadores). Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Madrid. 235-243

Meco J (1992). *Los ovicaprinos paleoceanarios de Villaverde. Diseño paleontológico y marco paleoambiental*. Estudios Prehispánicos 2. Dirección General de Patrimonio Histórico. Viceconsejería de Cultura y Deportes del Gobierno de Canarias. Santa Cruz de Tenerife

Meco J (1993). Le mouton et la chèvre du site archéologique de Villaverde (Fuerteventura, îles Canaries) et leur origine saharienne. *Sahara* 5, 87-90

Meco J (1993). Testimonios paleoclimáticos en Fuerteventura. *Tierra y Tecnología* 6, 41-48

Meco J (1999). ¿Una habilidad manual? *El Guiniguada* 6-7, 327-338

Meco J (2003). Ritmos climáticos pleisto-holocenos desde el palco canario: ¿coinciden con expansiones y especiaciones del género Homo? *El Guiniguada* 12, 95-104

Meco J y Stearns CE (1981). Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands. *Quaternary Research* 15, 199-208

Meco J, Petit-Maire N y Reyss JL (1992). Le Courant des Canaries pendant le stade isotopique 5 d'après la composition faunistique d'un haut niveau marin a Fuerteventura (28°N). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 314, 203-208

Meco J, Fontugne M, Onrubia J (1995). *Evolución paleoclimática y poblamiento prehistórico de Fuerteventura*. Cabildo Insular de Fuerteventura-Casa Museo de Betancuria. Las Palmas

Meco J, Ballester J, Betancort JF (2005). Cambio de compás en el clima pleistoceno: Antártida-Canarias. In *Memoria y Pensamiento. Homenaje a Juana Argimira Alonso Medina* (E Repetto Jiménez, I Ruiz de Francisco y G Hernández Rodríguez coordinadores) Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 359-368

Meco J, Pomel RS, Aguirre E y Stearns CE (1986). Depósitos marinos del Cuaternario de Canarias. In *Le Quaternaire recent des Iles Canaries. Paléoclimatologie. Niveaux marins* (J Meco y N Petit-Maire editores). Las Palmas-Marseille, 6-42

Meco J, Pomel RS, Aguirre E y Stearns E (1987). The Recent Marine Quaternary of the Canary Islands. In *Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain* (C Zazo editor). *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 10, CSIC, Madrid 283-306

Meco J, Petit-Maire N, Fontugne M, Shimmield G, Ramos AJ (1997). The Quaternary deposits in Lanzarote and Fuerteventura (eastern Canary Islands, Spain): an overview. In *Climates of the Past* (J Meco y N Petit-Maire editores). International Union of Geological Sciences, Unesco,

Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria.
123-136

Meco J, Guillou H, Carracedo JC, Lomoschitz A, Ramos AJG y Rodríguez Yáñez JJ (2002). The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185, 197-210

Meco J, Ballester J, Perera M-A, Marrero R, Niz G y Pallarés A (2003). *Paleoclimatología de Lanzarote y La Graciosa (yacimientos paleontológicos)*. Servicio de Patrimonio Histórico del Cabildo de Lanzarote. ULPGC. Las Palmas de Gran Canaria

Meco, J.; Petit-Maire, N.; Guillou, H.; Carracedo, J.C.; Lomoschitz, A.; Ramos, A.J.G.; Ballester, J. (2003). Climatic changes over the last 5,000,000 years as recorded in the Canary Islands. *Episodes* 26, 133-134

Meco J, Guillou H, Carracedo JC, Petit-Maire N, Lomoschitz A, Ramos AJG, Ballester J (2004). Cambios del clima, durante los últimos cinco millones de años, observados en el África Atlántica (Islas Canarias). In *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre* (E Baquedano y S Rubio Jara editores). Zona Arqueológica 4, Geología. Museo Arqueológico Regional de la Comunidad de Madrid. Madrid. 92-104

Meco J, Ballester J, Betancort JF, Scaillet S, Guillou H, Lomoschitz A, Carracedo JC, Petit-Maire N, Cilleros A, Medina P, Soler-Onís E y Meco JM (2005). *Paleoclimatología del Neógeno en las Islas Canarias. Mioceno y Plioceno*. Ministerio de Medio Ambiente - Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Servicio de Publicaciones de la ULPGC. Las Palmas

Mendel G (1865). Versuche über Pflanzenhybriden. *Verhandlungen des Naturforschendeis Vereines Brünn* 4, 3-47

Milankovitch M (1941). Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf des Eiszeitenproblem. *Beograd Königlich Serbische Akademie, Sonderausgabe* 133, *Mathematik und Naturwissenschaften*, 33. Belgrad

Muhs DR (2001). Evolution of soils on Quaternary Reef Terraces of Barbados, West Indies. *Quaternary Research* 56, 66-78

Muhs DR, Bush CA, Stewart KC, Rowland TR y Crittenden RC (1990). Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on Quaternary limestones of Caribbean and western Atlantic islands. *Quaternary Research* 33, 157-177

Müller G y Tietz G (1975). Regressive diagenesis in Pleistocene eolianites from Fuerteventura, Canary Islands. *Sedimentology* 22, 485-496

Nebout NC y Grazzini CV (1991). Late Pliocene Northern Hemisphere Glaciations: The continental and marine responses in the Central Mediterranean. *Quaternary Science Reviews* 10, 319-334

Nicklès M (1950). *Mollusques testacés marins de la Côte occidentale d'Afrique*. Paul Lechevalier. Paris

Onrubia-Pintado J, Meco J y Fontugne, M. (1997). Paleoclimatología y presencia humana holocena en Fuerteventura. Una aproximación geoarqueológica. In *Homenaje a Celso Martín de Guzmán* (1946-1994) (A Millares Cantero, P. Atoche Peña y M Lobo Cabrera coordinadores). Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Excmo. Ayuntamiento de la Ciudad de Gáldar, Dirección General de Patrimonio Histórico. Las Palmas de Gran Canaria. 363-72

Ortíz JE, Torres T, Yanes Y, Castillo, C, De la Nuez J, Ibáñez M y Alonso MR (2005). Climatic cycles inferred from the aminostratigraphy and aminochronology of Quaternary dunes and palaeosols from the eastern islands of the Canary Archipelago. *Journal of Quaternary Science* Published online in Wiley InterScience DOI:10.1002/jqs.962

Otto-Bliesner BL, Marshall SJ, Overpeck JT, Miller GH, Hu A y CAPE Last Interglacial Project members (2006). Simulating Arctic climate warmth and icefield retreat in the last interglaciation. *Science* 311, 1751-1753.

Overpeck JT, Otto-Bliesner BL, Miller GH, Muhs DR, Alley RB y Kiehl JT (2006). Paleoclimatic evidence for future ice-sheet instability and rapid sea-level rise. *Science* 311, 1747-1750

Penck A y Bruckner E (1909). *Die Alpen im Eiszeitalter*. Taunichnitz. Leipzig

Pérez Torrado FJ, Paris R, Cabrera MC, Carracedo JC, Schneider JL, Wassmer P, Guillou H y Gimeno D (2002). Depósitos de tsunami en el valle de Agaete, Gran Canaria (Islas Canarias)/ Tsunami deposits at Agaete valley, Gran Canaria (Canary Islands). *Geogaceta* 32, 75-78

Pérez Torrado FJ, Paris R, Cabrera MC, Schneider JL, Wassmer P, Carracedo JC, Rodríguez Santana A, Santana F (2006). Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology* 227, 135-149.

Petit JR, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola JM, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov VM, Legrand M, Lipenkov VY, Lorius C, Pépin L, Ritz C, Saltzman E y Stievenard M (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436

Petit-Maire N, Delibrias G, Meco J, Pomel S y Rosso JC (1986). Paléoclimatologie des Canaries orientales (Fuerteventura). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 303, 1241-1246

Petit-Maire N, Rosso JC, Delibrias G, Meco J y Pomel S (1987). Paléoclimats de l'île de Fuerteventura (Archipel Canarien). *Palaeoecology of Africa* 18, 351-356

Potter EK, Esat TM, Schellmann G, Radke U, Lambeck K y McCulloch MT (2004). Suborbital-period sea-level oscillations during marine isotope substages 5a and 5c. *Earth and Planetary Science Letters* 225,191-204

Potter EK y Lambeck K, (2003). Reconciliation of sea-level observations in the Western North Atlantic during the last glacial cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 217, 171-181

Prell WL, Gardner JV, Be AWH y Hays J.D (1976). Equatorial Atlantic and Caribbean foraminiferal assemblages, temperatures and circulation: interglacial and glacial comparisons. *Geological Society of America Memoir* 145, 247-266

Radtke U (1985). Untersuchungen zur zeitlichen Stellung mariner Terrassen und Kalkkrusten auf Fuerteventura (Kanarische Inseln, Spanien). *Kieler geographische Schriften* 62, 73-95

Ramos A, Martel A, Codd G, Soler E, Coca J, Redondo A, Morrison L, Metcalf J, Ojeda A, Suárez S y Petit M (2005). Bloom of the marine diazotrophic cyanobacterium *Trichodesmium erythraeum* Ehrenberg in the Northwest African Upwelling. *Marine Ecology Progress Series* 301, 303-305

Rimbu N, Lohmann G, Lorenz SJ, Kim JH y Schneider R (2004). Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. *Climate Dynamics* 23, 215-227

Robert C y Chamley H (1987). Cenozoic evolution of continental humidity and paleoenvironment, deduced from the kaolinite content of oceanic sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 60, 171-187

Rognon P y Coudé-Gaussen G (1987). Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pleistocène supérieur et de l'Holocène du nord de Fuerteventura (Canaries). *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge* 31, 1-19

Rognon P, Le Coustumer MN, Balouet JC y Occhietti S (1989). Le massif dunaire de Jandia (Fuerteventura, Canaries): évolution des paléoenvironnements de 20 000 BP à l'actuel. *Bulletin ASEQUA*, 1: 31-37.

Rona PA y Nalwalk AJ (1970). Post-early Pliocene unconformity on Fuerteventura, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin* 81, 2117-2122

Rothpletz A y Simonelli V (1890). Die marinen Ablagerungen auf Gran Canaria. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* 42, 677-736

Rosso JC (1986). Mollusques terrestres (Pulmones Stylomatophores) de Fuerteventura (Canaries). In *Le Quaternaire récent des Iles Canaries. Paléoclimatologie. Niveaux marins* (J Meco y N Petit-Maire editores). Las Palmas - Marseille. 89-93

Ruddiman WF y McIntyre A (1979). Warmth of the subpolar north Atlantic ocean during northern hemisphere ice-sheet growth. *Science* 204, 173-175

Sancetta C, Imbrie J y Kipp NG (1973). Climatic record of past 130,000 years in North Atlantic deep sea core V23-82: correlation with terrestrial records. *Quaternary Research* 3, 110-116

Servain G (1880). *Étude sur les Mollusques recueillis en Espagne et au Portugal*. D. Bardin. Paris.

Shackleton NJ (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183-190

Shackleton NJ (2000). The 100,000 years ice-age cycle identified and found to lag temperature carbon dioxide and orbital eccentricity. *Science* 289, 1897-1902

Shackleton NJ, Berger A, Peltier WR (1990). An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 81, 251-261

Siddall M, Rohling EJ, Almogi-Labin A, Hemleben Ch, Meischner D, Schmelzer I y Smeed DA (2003). Sea level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853-858

Stahr K, Jahn E, Huth A y Gauer J (1989). Influence of eolian sedimentation on soil formation in Egypt and Canary Island Deserts. *Catena supplement* 14, 127-144

Stein M, Wasserburg GJ, Aharon P, Chen JH, Zhu ZR, Bloom A y Chappell J (1993). TIMS U-series dating and stable isotopes of the last interglacial event in Papua new Guinea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 2541-2554

Stirling CH, Esat TM, McCulloch MT y Lambeck, K (1995). High-precision U-Series dating of corals from western Australia and implications for the timing and duration of the Last interglacial. *Earth and Planetary Science Letters* 135, 115-130

Stirling CH, Esat TM, Lambeck K y McCulloch MT (1998). Timing and duration of the Last Interglacial : Evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 745-762

Stirling CH, Esat TM, Lambeck K, McCulloch MT, Blake SK, Lee DC y Halliday AN (2001). Orbital Forcing of the Marine Isotope Stage 9 Interglacial. *Science* 291, 290-293

Szabo BJ, Ludwig KR, Muhs DR y Simmons KR (1994). Th-230 ages of corals and duration of the Last Interglacial sea level high stand on Oahu, Hawaii. *Science* 266, 93-96

Talavera FG, Kardas SJ Jr y Richards HG (1978). Quaternary Marine Mollusks from Tenerife, Canary Islands. *The Nautilus* 92, 97-102

Thiel ME (1928). Madreporaria. *Beitrage zur Kenntniss der Meeresfauna Westafrikas* 3, 253-350

Tinkler KJ (1966). Volcanic Chronology of Lanzarote, Canary Islands. *Nature* 209, 1122-1123

Thompson WG y Goldstein SL (2005). Open-System Coral Ages Reveal Persistent Suborbital Sea-Level Cycles. *Science* 308, 401-404

Verril AE (1907). Variations and Nomenclature of Bermudian, west Indian and Brazilian Reef Corals, with notes on various Indo-Pacific Corals. *Transactions of the Connecticut Academy of Arts and Sciences* (1901-1903) 11, (1) the Bermudian Islands; Coral Reefs 12 (2)

Vicens D, Pons GX, Bover P y Gràcia F (2001). Els tàxons amb valor biogeogràfic i cronoestratigràfic: bioindicadors climàtics del Quaternari de les Illes Balears. In *El canvi climàtic: passat, present i futur* (GX Pons y JA Guijarro, editores). *Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears* 9, 121-146

Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, Duplessy JC, Lambeck K, McManus JF, Balbon E y Labracherie M (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305

Walker CA, Wragg GM y Harrison CJO (1990). A new shearwater from the Pleistocene of the Canary Islands and its bearing on the evolution of certain Puffinus shearwaters, *Historical Biology* 3, 203-224

Watanabe O, Jouzel J, Johnsen S, Parrenin F, Shoji H y Yoshida N (2003). Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature* 422, 509-512

Wauthy B (1983). Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océanographie Tropicale ORSTOM* 19, 103-138.

Wilbert J (1962). Croûte et encroûtements calcaires au Maroc. *Al Awamia* 3, 175-192

Wegener A (1915). *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Nachdruck der Ausgabe Vieweg. Braunschweig.

Winograd IJ, Copley TB, Landwehr JM, Riggs AC, Ludwig KR, Szabo BJ, Kolesar PT y Revesz KM (1992). Continuous 500,000-Year Climate Record from Vein Calcite in Devils Hole, Nevada. *Science* 258, 255-259

Zazo C, Hillaire-Marcel C, Hoyos M, Ghaleb B, Goy JL y Dabrio CJ (1993). The Canary Islands, a stop in the migratory way of *Strombus bubonius* towards the Mediterranean around 200 ka. *Subcommission on Mediterranean and Black Sea Shorelines. INQUA, Newsletter* 15, 7-11

Zazo C, Dabrio CJ, Goy JL, Bardají T, Ghaleb B, Lario J, Hoyos M, Hillaire-Marcel C, Sierro F, Flores JA, Silva PG y Borja F (1996). Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales. *Geogaceta* 20, 1679-1682

Zazo C, Hillaire-Marcel C, Goy JL, Ghaleb B y Hoyos M (1997). Cambios del nivel del mar-clima en los últimos 250 ka (Canarias Orientales, España). *Boletín Geológico y Minero* 108, 487-497

Zazo C, Goy JL, Hillaire-Marcel C, Gillot P, Soler V, González JA, Dabrio CJ y Ghaleb B (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited—a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews* 21, 2019-2046

Zazo C, Goy JL, Hillaire-Marcel C, González Delgado JA, Soler V, Ghaleb B y Dabrio CJ (2003). Registro de los cambios del nivel del mar durante el Cuaternario en las islas Canarias occidentales (Tenerife y La Palma). *Estudios Geológicos* 59,133-144

Zeuner FE (1958). Líneas costeras del Pleistoceno en las islas Canarias. *Anuario de Estudios Atlánticos* 4, 9-16

Zhao M, Beveridge NAS, Shackleton NJ, Sarnthein M, Eglinton G (1995). Molecular stratigraphy of cores off northwest Africa: Sea surface temperature history over the last 80 ka. *Paleoceanography* 10, 661-675

Zibrowius H y Brito A (1986). First Pleistocene records of the genus *Siderastraea* (Cnidaria: Anthozoa: Scleractinia) from the Canary islands. In, *Le Quaternaire récent des Iles Canaries. Paléoclimatologie. Niveaux marins* (J. Meco y N Petit Maire editores). Las Palmas - Marseille. 43-50

Zöller L, Suchodoletz H von y Küster N (2003). Geoarchaeological and cronometrical evidence of early human occupation on Lanzarote (Canary Islands). *Quaternary Science Reviews* 22, 1299-1307

Summarized English Version of Some Discoveries

Past Climatic Changes in the Geological History of the Canaries
Volume Miocene and Pliocene
Volume Gelasian, Pleistocene and Holocene

Acknowledgements

This work was sponsored by the Spanish Ministry of the Environment and the University of Las Palmas de Gran Canaria (CN-62/03-02139: Indicadores paleoclimáticos canarios, Joint project between the Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental, Spanish Ministry of the Environment and the ULPGC).

I Canary Islands: a tilted archipelago?

Several islands in the Canary Archipelago show marine deposits with identical fossil fauna. These deposits are generally attributed to different glacio-eustatic marine episodes: mainly Pleistocene episodes in Lanzarote and Fuerteventura, and Mio-Pliocene ones in Gran Canaria.

Three fossil species (*Saccostrea chili*, *Nerita emiliana* and *Strombus coronatus*) characterize all the marine deposits from southern Lanzarote, to the west and south of Fuerteventura and northeast of Gran Canaria. Three other species (*Ancilla glandiformis*, *Rothpletzia rudista* and *Siderastraea miocenica*) confirm the chronostratigraphic attribution of these deposits. Other more occasional fossils (as *Chlamys latissima*, *Isognomon soldanii* and *Clypeaster aegyptiacus*) fit an upper Miocene and lower Pliocene age. This agrees with new K/Ar ages obtained from pillow-lavas emplaced into the marine deposits (c 4.1 Ma in Gran Canaria, c. 4.8 Ma in Fuerteventura) and from underlying (c. 9.3 Ma in Gran Canaria) or overlying (c. 9.8 Ma in Lanzarote) lava flows.

These marine deposits are eroded but large continuous fragments are preserved gently sloping towards the coast. Variations in maximal and minimal height of the deposits a_{psl} (above present sea level) indicate post-depositional uplift movements. Glacio-eustatic causes are ruled out to explain these variations on the basis of the coastal location of the deposits and their equatorial fauna characteristic of Mio-Pliocene corals. Differential uplift of the deposits across the archipelago is argued to result from the progressive seaward tilting of the islands along the insular volcanic trail marking the westward migration of hot-spot head since 20 Ma. Successive westward accretion of younger volcanic edifices resulted in increasing lithostatic load of the crust with progressive (diachronous) tilting of the older edifices and their paleoshorelines marked by past coastal deposits.

Meco J, Scaillet S, Guillou H, Lomoschitz A, Carracedo JC, Ballester J, Betancort JF, Cilleros A, *Global and Planetary Change* (submitted)

II A Mid Pleistocene tsunami in Lanzarote (Canary Islands)?

At Piedra Alta, along the southwestern coast of Lanzarote (Canary Islands), a deposit twenty meters above the present sea level displays bathial and

circalittoral marine species, disorderly mixed with terrestrial elements. The marine fauna includes both Mid-Pleistocene fossil species and Senegalese infralittoral species, located between Lower and Mid Pleistocene lava flows above a palaeodune. The event is assigned to a rapid marine event during MIS 9.3 (ca 340 ka), possibly a tsunami caused by a giant landslide in the nearby Famara cliff.

Meco J, Carracedo JC, Ballester J, Betancort JF, Scaillet S, Guillou H

III A warm sea at the beginning of the Maximum Glacial in the Canary Islands?

MIS 5.1 Interglacial deposits are exposed in a coastal site of northern Gran Canaria. They contain both a marine fauna presently living in the equatorial zone, and pillow lavas suggesting submarine quenching, providing evidence of an interglacial climate dated 83 ka. The fauna is intertidal and the deposits lie 50 m amsl, indicating that the Isleta Site is tectonically unstable.

The warmer character of 28° N fossil fauna relative to the present one during a low sea-level episode indicates a high thermal gradient in the North Atlantic Ocean which is consistent with the Milankovitch prediction.

Meco J, Scaillet S, Guillou H, Lomoschitz A, Carracedo JC, Ballester J, Betancort JF, Ramos AJG, Cilleros A, *Earth and Planetary Science Letters* (submitted)

IV Quaternary Acridian plagues, in the Canary Islands?

Five palaeosols, intercalated within the Quaternary aeolian formations (sand dunes) of Fuerteventura and Lanzarote (Canary Islands), off the Moroccan coast, mark wetter climatic episodes. In all of them, billions of calcified insect ootheca testify to past occurrences of Acridian plagues, such as those reaching the western Sahara following heavy rainfall events over the Sahel. The most massive infestation is in the Holocene, and should coincide with the climax of Saharo-Sahelian humidity at the peak of the present interglacial.

Meco J, Petit-Maire N, Ballester J, Betancort JF, Ramos AJG, *Global and Planetary Change. Special issue Hugues Faure* (submitted)

**Anexo:
Dirección científica, Colaboradores
y Comité de Seguimiento**

*Paleoclimatología del Neógeno
en las Islas Canarias. Geliense, Pleistoceno y Holoceno*

Resultado de los trabajos realizados en el marco del Convenio de Colaboración entre La Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental del Ministerio de Medio Ambiente y la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (ULPGC) en materia de investigación sobre cuantificación del impacto por efecto del cambio climático a partir de los Indicadores Paleoclimáticos Canarios.

Dirección científica

Joaquín Meco

Geología y Paleontología

Javier Ballester

Juan Francisco Betancort

*Paleontología, Departamento de Biología, ULPGC.
35017 Las Palmas de Gran Canaria, España*

jmeco@dbio.ulpgc.es

jballester@becarios.ulpgc.es

jbetancor@becarios.ulpgc.es

Radiocronometría

Stéphane Scaillet

Hervé Guillou

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement,

LSCE-CNRS 91198 Gif sur Yvette, France

stephane.scaillet@lsce.cnrs.fr

herve.guillou@lsce.cnrs-gif.fr

Estratigrafía

Alejandro Lomoschitz

Antonio Cilleros

Departamento de Ingeniería Civil, ULPGC

35017 Las Palmas de Gran Canaria, España

alomoschitz@dic.ulpgc.es

antonio.cilleros101@doctorandos.ulpgc.es

Volcanología

Juan Carlos Carracedo

Estación Volcanológica de Canarias,

Instituto de Productos Naturales y Agrobiología,

IPNA-CSIC 38206 La Laguna, Tenerife, España

jcarracedo@ipna.csic.es

Paleoclimatología en terrenos áridos

Nicole Petit-Maire

Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme –

Economies, Sociétés et Environnements Préhistoriques

MMSH-ESEP 13094 Aix en Provence, France

npm@mmsch.univ-aix.fr

Teledetección

Antonio Juan González Ramos

Estación Espacial SEAS Canarias

Ecología, Departamento de Biología, ULPGC

35017 Las Palmas de Gran Canaria

aramos@pesca.gi.ulpgc.es

Arqueología

María Antonia Perera Betancort

Servicio de Patrimonio Histórico del Cabildo de Lanzarote

35500 Arrecife de Lanzarote

nonaperera@cabildodelanzarote.com

Documentación

Joaquín Miguel Meco
Biblioteca Universitaria, ULPGC
jmeco@acciones.ulpgc.es

Comisión asesora:

Mercedes Montesinos del Valle
*Gabinete Técnico, Secretaria General para la Prevención
de la Contaminación y del Cambio Climático, Ministerio
de Medio Ambiente, Madrid*

Concepción Martínez Lope
*Área de Asesoría Científica
Oficina Española de Cambio Climático OECC
Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.*

Antonio Juan González Ramos
*Estación Espacial SEAS Canarias Ecología, Departamento
de Biología, ULPGC, Las Palmas de Gran Canaria*

Joaquín Meco Cabrera
*Paleoclimatología, Departamento de Biología ULPGC,
Las Palmas de Gran Canaria*

CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN)

<http://www.grafcan.com>

ha cedido y autorizado el uso del Mapa Topográfico de GRAFCAN y FOTO AÉREA utilizados como base en las figuras 2.14, 2.21, 3.1, 3.20, 3.29, 3.41, 3.48, 3.51 y 3.65

ULPGC.Biblioteca Universitaria



836325

BAS 551.593 PAL vol



Ministerio de
Medio Ambiente

Secretaría General para la
Prevención de la Contaminación
y del Cambio Climático



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
Servicio de Publicaciones

Precio venta al público: 30 eur.