



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS
DE GRAN CANARIA

Programa de doctorado: FÍSICA, MATEMÁTICAS, GEOLOGÍA Y CLIMA
Departamento: FÍSICA

**SEDIMENTOLOGÍA, ESTRATIGRAFÍA, DINÁMICA
SEDIMENTARIA Y EVOLUCIÓN DE EL JABLE
(LANZAROTE). PROPUESTA DE GESTIÓN**

Tesis realizada por Laura Luisa Cabrera Vega
Dirigida por el Dr. Ignacio Alonso Bilbao

Fdo: Ignacio Alonso Bilbao

Fdo: Laura Luisa Cabrera Vega

Las Palmas de Gran Canaria, Septiembre de 2010

*A mi madre, mi confidente,
mi compañera, mi amiga*

El experimentador que no sabe lo que está buscando, no comprenderá lo que encuentra.

Claude Bernard

Todos somos muy ignorantes. Lo que ocurre es que no todos ignoramos las mismas cosas.

Albert Einstein

AGRADECIMIENTOS

Se hace muy difícil resumir en pocas palabras, lo agradecida que me siento de haber tenido a mi alrededor a tanta gente que me ha apoyado durante estos años, y que ha hecho que la realización de esta Tesis fuera mucho más fácil y gratificante. Por ello quiero darles las gracias a todos aunque no aparezcan bajo estas líneas.

Gracias a mi director, Ignacio Alonso Bilbao, Nacho, por haberme hecho un hueco a su lado durante todos estos años. Desde que realicé mi primer trabajo de investigación, bajo luz negra, contando granitos de arena fluorescente, han pasado muchos años en los que hemos compartido trabajo y amistad, y que han llevado a la conclusión de esta Tesis. Gracias por animarme a ver lo grande que es el mundo, por compartir más de una aventura en esas fantásticas campañas, por enseñarme la relatividad de la importancia de las cosas (aunque en eso aún sigo trabajando), ...en fin, gracias por todo.

En estos agradecimientos no puede faltar una mención especial a Francisco José Pérez Torrado y a José Mangas Viñuela, por prestarme su sabiduría y su tiempo, ayudándome y apoyándome en todo momento. Agradezco de todo corazón haber podido contar con ellos durante el desarrollo de este trabajo.

Gracias a mis compañeros de laboratorio, Alejandro, Tatiana, Annetty, Esmeralda, Pilar y particularmente Isora con la que he compartido muchos momentos especiales. Gracias a todos por el apoyo y los buenos ratos compartidos, mientras intentábamos arreglar el mundo tomando el té de media mañana.

Quiero mencionar de manera especial a mis compañeras y amigas, Esmeralda y Pilar. Ellas han estado a mi lado en los momentos más duros, y han sabido consolarme y apoyarme siempre. Sin ellas, las largas horas de trabajo habrían sido mucho más duras. Gracias por estar ahí y ser tan maravillosas.

Son muchas las personas que a lo largo de los años han ayudado, compartido o simplemente disfrutado conmigo, el trabajo y las aventuras en las campañas, y más trabajo que aventuras en el laboratorio. En particular, agradecer la ayuda prestada a Merchi, Tachi, Dani, Alondra, Alfonso y Silvia.

Agradecer a Inmaculada Menéndez y a mis compañeros de geografía, en especial a Lidia Romero, Luis Hernández-Calvento y Emma Pérez-Chacón, su apoyo y ánimos; y a Javier Alcántara en mi primer contacto con la investigación.

Gracias a Antonio Hernández Cordero por su ayuda y disposición. Tuve la gran suerte de coincidir con él en un curso de SIG de la Universidad Internacional de Andalucía, que me dio la oportunidad de conocer mejor la gran persona que es.

Como no, agradecer a los vecinos de laboratorio, Ángela, Álex y Pep con los que he compartido más de un momento de desesperación durante la redacción de este trabajo. En particular agradecerle a Josep Coca su ayuda, gracias a la cual pude procesar los datos de viento en un tiempo razonable.

Quiero agradecer también a José Manuel Puch, del Departamento de Física, y a Alejandro González, de Becas de Investigación y Plan de Formación del Profesorado Investigador de la ULPGC, el hacer que la inevitable burocracia durante todos estos años fuera mucho más agradable de llevar. Gracias por todo.

Gracias a Félix Sánchez por ser tan intrépido, ya que gracias a eso pude realizar el muestreo superficial en El Jable, llegando en coche a sitios donde "la mano del hombre aún no había llegado".

También quiero agradecer profundamente a Mercedes Cantano el haberme acogido tan cariñosamente en Huelva, haciendo que mi estancia allí fuese inolvidable; a José Antonio Morales (Teniente) por dejarme participar en sus campañas y enseñarme como se hace un hoyo de verdad; y a Antonio Rodríguez por mostrarme "su" espectacular Doñana.

Mis agradecimientos también para Óscar Ferreira, que sacó tiempo de donde no lo tenía para ayudarme y apoyarme en un momento crítico de la elaboración de mi Tesis. Muchas gracias.

No existen palabras que puedan expresar lo agradecida que estoy a mi madre por todo lo que ha hecho siempre por mí. Lo maravilloso es que entre nosotras sobran las palabras, pero aún así no quiero perder la oportunidad de volverle a decir ¡gracias por todo, te quiero! Esto no habría sido posible sin ti.

Gracias también a mi hermana, porque su amor y su cariño han sido muy importantes en estos años. A llevado algún tiempo, pero por fin he conseguido convencerla de que aunque estuviera trabajando con arena, no estaba trabajando de vigilante de la playa. Te quiero muchísimo!

Gracias a mi padrino Javier, a mi "tia" Resi y a mi "hermana" Carmela por tenerme siempre en sus pensamientos. Ustedes también están en los míos.

Gracias a mi familia por su interés, apoyo y comprensión durante todos estos años, aunque no supieran muy bien qué es lo que estaba haciendo. En especial, agradecer a mi tío Juan Vega su ayuda con la portada de la Tesis.

Gracias a Jonay por estar a mi lado en el tramo final de la Tesis, ya que su paciencia, su cariño y su humor, han hecho que esta última etapa sea más que soportable. Gracias por apoyarme y creer en mí.

Gracias a todos mis amigos/as por haber estado a mi lado cuando los he necesitado y por haber entendido mis ausencias.

Gracias a José de León Hernández por abrirme las puertas del pasado a El Jable de Lanzarote.

Agradecer al Cabildo de Lanzarote la financiación de los inicios de este trabajo con el proyecto "Sedimentología, Geomorfología y Dinámica Sedimentaria de Famara-El Jable (Lanzarote)".

Gracias al proyecto: "Análisis comparado de la evolución y situación ambiental de los principales sistemas dunares de Canarias (PI2002/008)", subvencionado por el Gobierno Autónomo de Canarias.

Se agradecen además las aportaciones del proyecto I+D: "Consecuencias ambientales inducidas por el desarrollo turístico en espacios insulares: alteraciones de los procesos naturales en sistemas de dunas litorales de Canarias y Cabo Verde (SEJ2007-64959-GEOG)", que ha sido financiado a través de fondos FEDER y del Ministerio de Ciencia e Innovación.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Planteamiento del problema	3
1.2.- Objetivos	3
1.3.- Antecedentes	4
1.4.- Marco geográfico y geológico del archipiélago canario	6
1.5.- Descripción geológica de Lanzarote	8
1.6.- Zona de estudio. El Jable de Lanzarote	12
1.6.1.- Características geomorfológicas	12
1.6.2.- Usos de la zona	15
1.6.2.1.- Agricultura	15
1.6.2.2.- Ganadería	17
1.6.2.3.- Uso residencial y turístico	17
1.6.2.4.- Actividades extractivas	19
1.6.2.5.- Espacios protegidos	19

CAPÍTULO 2.- METODOLOGÍA

2.1.- Caracterización sedimentológica, mineralógica, petrográfica y estratigráfica	23
2.1.1.- Caracterización granulométrica	27
2.1.2.- Contenido en carbonatos	28
2.1.3.- Composición mineralógica y petrográfica	29
2.1.4.- Análisis morfoscópico	31
2.1.5.- Densidad	31
2.1.6.- Dataciones	31
2.2.- Dinámica sedimentaria	32
2.2.1.- Datos meteorológicos y de vegetación	32
2.2.2.- Manto eólico	34
2.2.3.- Dunas barjanas	37
2.2.3.1. Mediciones a partir de puntos fijos	38
2.2.3.2. Mediciones a partir de GPS	38
2.2.3.3. Mediciones a partir de levantamientos topográficos	38
2.3.- Estudio evolutivo	38

CAPÍTULO 3.- SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

3.1.-Sedimento superficial	45
3.1.1.- Características granulométricas	45
3.1.2.- Características composicionales	48
3.1.2.1.- Contenido de carbonatos por calcimetrías	48
3.1.2.2.- Análisis petrológico	49
3.1.2.3.- Comparación de métodos	54
3.2.- Cortes geológicos	55
3.3.- Calicatas	79
3.4.- Correlación estratigráfica.....	90
3.5.- Calcretas o caliches.....	97
3.6.- Historia geológica de El Jable	102

CAPÍTULO 4.- DINÁMICA SEDIMENTARIA

4.1.- Fundamentos teóricos	107
4.2.- Factores que controlan la dinámica sedimentaria	110
4.2.1.- El sedimento	110
4.2.2.- El viento	111
4.2.3.- Vegetación	114
4.2.4.- Humedad, temperatura y precipitaciones	121
4.2.5.- Factores de origen antrópico	127
4.3.- Manto eólico	127
4.3.1.- Trampas de sedimentos	129
4.3.1.1.- Descripción de las campañas	129
4.3.1.2.- Resultados y discusión	132
4.3.1.3.- Comparación de los datos empíricos con los modelos teóricos de transporte	138
4.3.1.4.- Estimación del transporte eólico en la zona de mayor Q_e (zona 3)	141
4.3.2.- Trazadores fluorescentes	144
4.3.2.1.- Descripción del experimento	144
4.3.2.2.- Resultados	146
4.3.2.3.- Comparación de las tasas de transporte calculadas con las ecuaciones teóricas	148

4.4.- Dinámica de dunas	149
4.4.1.- Cambios morfológicos en dunas asociadas a vegetación	149
4.4.2.- Movilidad de dunas barjanas	150
4.4.2.1.- Mediciones a partir de puntos fijos	150
4.4.2.2.- Mediciones a partir de GPS	151
4.4.2.3.- Mediciones a partir de levantamientos topográficos.....	155

CAPÍTULO 5.- EVOLUCIÓN DEL SISTEMA EÓLICO

5.1.- Evolución histórica	163
5.2.- Evolución reciente	167
5.2.1.- Sector A	167
5.2.2.- Sector B	176
5.2.3.- Sector C	183
5.2.4.- Sector D	186
5.2.5.- Sector E	187

CAPÍTULO 6.- PROPUESTA DE GESTIÓN DE LA PLAYA DE FAMARA Y DEL CAMPO DE DUNAS ASOCIADO

6.1.- Descripción y usos de la zona	197
6.2.- Problemática	198
6.3.- Análisis de las causas	201
6.4.- Propuesta de alternativas	205

CAPÍTULO 7.- SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

7.1.- Síntesis	211
7.2.- Conclusiones	212
7.2.1.- Aspectos metodológicos	212
7.2.2.- Aspectos climáticos y ambientales	213
7.2.3.- Aspectos sedimentológicos	213
7.2.4.- Aspectos de dinámica sedimentaria	214
7.2.5.- Aspectos evolutivos del sistema	215
7.2.6.- Aspectos vinculados a los usos de El Jable	216
7.3.- Líneas de trabajo futuras	216

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	219
ANEXOS	233

Capítulo 1

Introducción



1.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los grandes depósitos eólicos de Canarias tienen su mayor representación en las islas orientales. Estas, al ser las más antiguas, son las que presentan plataformas más amplias y una topografía más suave, lo que favorece la entrada del sedimento desde el mar hacia el interior de las mismas. Además, son las que han experimentado mayor número de variaciones de nivel del mar, lo cual favorece la entrada de sedimentos marinos en cada periodo regresivo.

Estos depósitos eólicos presentan diferentes niveles de evolución que en su mayoría reflejan el grado erosivo en el que se encuentran. Así, El Jable de Lanzarote, a pesar de ser con aproximadamente 90 km² el depósito eólico más extenso de las Islas Canarias, apenas cuenta en la actualidad con dunas y las pocas que quedan se encuentran próximas a su desaparición. Por el contrario, otros espacios mucho menores sin embargo albergan importantes geoformas eólicas activas, como son los casos de Corralejo en Fuerteventura con 19 km² y Maspalomas en Gran Canaria, donde una porción significativa de los 4 km² que ocupa están cubiertos por dunas móviles. Ambos casos coinciden con El Jable de Lanzarote en que están sufriendo una erosión considerable y una paulatina desaparición de las geoformas eólicas que en ellas se encuentran.

El Jable constituye uno de los principales referentes naturales de Lanzarote en el que se localizan varios endemismos vegetales, algunos exclusivos de la zona como el *Helianthemum bramwelliorum* que se encuentra en peligro de extinción. Igualmente, el norte de El Jable alberga un importante número de especies de aves cuyos ejemplares no abundan y que tienen en la zona uno de sus principales lugares de nidificación. Por otra parte es una de las pocas localizaciones de las islas donde aún se conservan depósitos eólicos de gran potencia, donde queda registrada la historia climática de las Islas Canarias y entre los que se encuentran varios yacimientos paleontológicos. Además, por sus valores paisajísticos El Jable constituye un importante recurso turístico.

Al mismo tiempo que la zona es capaz de albergar dichos valores naturales, también está sometida a diversos usos y actividades de carácter antrópico que en mayor o menor medida los ponen en peligro y entre los que destaca la actividad extractiva. Por otro lado, el escaso conocimiento que se tiene acerca de los materiales que lo forman y de su dinámica, no permite establecer las medidas de gestión más adecuadas.

1.2.- OBJETIVOS

Esta tesis tiene como objetivo general caracterizar sedimentológicamente este gran depósito eólico con el fin de llegar a entender mejor su génesis, determinar la dinámica

sedimentaria que presenta en la actualidad y que influye directamente en el mantenimiento del sistema de dunas que aún perdura, y analizar las posibles causas de su deterioro histórico. De esta manera además, se obtendrán las herramientas necesarias para su correcta gestión.

Este objetivo general se concreta en los siguientes objetivos específicos:

1.- Caracterizar sedimentológica, mineralógica y estratigráficamente los materiales que componen El Jable, a fin de obtener información acerca de su génesis.

2.- Determinar la dinámica eólica de la zona NE de El Jable por donde se producen los aportes de material marino al sistema, tanto del manto eólico activo como de las dunas móviles.

3.- Realizar un estudio evolutivo de este sistema eólico a diferentes escalas temporales.

4.- Proponer un plan de gestión para una de las zonas más sensibles del área de estudio.

1.3.- ANTECEDENTES

Los primeros estudios geológicos de los que se tiene constancia realizados en Lanzarote son del siglo XIX (Hartung, 1857). Posteriormente a comienzos del siglo XX Hernández-Pacheco (1909) lleva a cabo un reconocimiento exhaustivo de la isla de Lanzarote y las isletas canarias de La Graciosa, Montaña Clara, Alegranza y Lobos. En la segunda mitad de este siglo Hausen (1959) y Fúster *et al.* (1968) continúan con los trabajos de investigación en esta isla. Estos últimos realizan un estudio muy completo de la geología de la isla, estableciendo la cartografía general y definiendo las principales unidades volcánicas. Además, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) publicó en el año 2004 una serie de mapas geológicos con sus correspondientes memorias a escala 1:25000 de Lanzarote.

Se han realizado diversos estudios paleontológicos de los distintos niveles de playa levantados, que comenzaron con los de Driscoll *et al.* (1965) y Lecointre *et al.* (1967). Posteriormente, estos estudios han sido continuados por trabajos como los de Meco (1977, 1986) y Petit Maire *et al.* (1986) y más recientemente Zazo *et al.* (1997, 2002) y Meco (2002, 2006).

Los primeros datos sobre los sedimentos que forman El Jable de Lanzarote se encuentran en recopilaciones de documentación histórica de los siglos XVIII y XIX realizadas por De León *et al.* (1990) y Perera (2004), en el que se cita la problemática que

causaba la arena que entraba en la isla desde el norte, llegando a enterrar casas y vegas de cultivo. Hernández-Pacheco en su estudio llevado a cabo por la isla, también describió el sistema eólico de El Jable y realizó algunas investigaciones sobre su pasado (Hernández-Pacheco, 1909).

No se han encontrado estudios detallados de la mineralogía del sedimento de la zona, pero sí sobre los del Istmo de Jandía en la isla de Fuerteventura (Alcántara-Carrió, 2003). Además se han encontrado varios trabajos sobre la procedencia del cuarzo presente en estos sedimentos y su relación con las tormentas de polvo proveniente del Sáhara (Mizota y Matsuhisa, 1995; Middleton y Goudie, 2001; Criado y Dorta, 2003). Las grandes concentraciones de cuarzo en algunos depósitos han sido estudiadas como indicadores de cambios paleoambientales (Williamson *et al.*, 2004; Von Suchodoletz *et al.*, 2009).

Sin embargo, existen varios estudios paleontológicos sobre los distintos niveles sedimentarios que han ido formando El Jable, entre los que destacan los trabajos realizados por Meco *et al.* (2002) sobre las islas de Lanzarote y La Graciosa, en el que describe los niveles encontrados en varios yacimientos paleontológicos, algunos cercanos a la zona de estudio. Además, Meco *et al.* (2006) profundizan y detallan varios aspectos anteriormente estudiados y los correlacionan con yacimientos paleontológicos de otras islas.

Por otra parte, Alonso-Zarza y Silva (2002) describen niveles de paleosuelos con ootecas de insectos y una calcreta, mientras que Ortiz *et al.* (2006) crean una serie de aminozonas para Lanzarote que realizan comparando dataciones realizadas por racemización/epimerización y ^{14}C sobre gasterópodos terrestres del género *Theba*.

Existen algunos trabajos que describen depósitos marinos en las islas orientales y los localizan en las diferentes etapas paleoclimáticas (Meco *et al.*, 2002; Zazo *et al.*, 2002). En concreto en la zona de estudio se han realizado trabajos sobre los depósitos de playas fósiles en la costa norte, situando la formación de Montaña Cavera durante el último interglaciario (Zazo *et al.*, 2002). Además, se ha realizado un estudio en la Playa de Famara, que compara los sedimentos que han formado la playa fósil y la biolitita que allí se encuentran con los sedimentos actuales que forman las dunas de dicha playa (Mangas *et al.*, 2008).

Sobre dinámica eólica el único trabajo realizado en la zona es el de Cabrera y Alonso (2010), mientras que existen varios trabajos sobre evolución de sistemas de dunas en Canarias, que analizan por medio de fotografía aérea los cambios temporales acaecidos, aunque ninguno de ellos sobre El Jable de Lanzarote. Entre ellos destacan los realizados en Maspalomas por Hernández-Calvento (2002) y en el Istmo de Jandía por Alonso *et al.* (2006).

1.4.- MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DEL ARCHIPIÉLAGO CANARIO

El archipiélago canario está ubicado en el Océano Atlántico entre las latitudes 27° 37' y 29° 25' N y las longitudes 13° 20' y 18° 10' O (figura 1.1). Está compuesto por 7 islas mayores (El Hierro, La Palma, La Gomera, Tenerife, Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote) y por una serie de islas menores, islotes, y roques (La Graciosa, Alegranza, Montaña Clara, Lobos, Roque del Este y Roque del Oeste) contando con una superficie total de 7.501 Km².



Figura 1.1. Ubicación geográfica del archipiélago canario (modificado de Google Earth).

El clima que predomina en el archipiélago es de carácter subtropical y está bajo la influencia del anticiclón de las Azores, lo que hace que los vientos dominantes en la zona durante la mayor parte del año sean los alisios, de componente NE. Estos vientos presentan dos capas, una inferior de aire húmedo y fresco por estar en contacto con el mar y con dirección NE, y otra capa superior, de aire cálido y seco con dirección NO. Ambas capas están separadas por una superficie de discontinuidad señalada por una inversión de temperatura conocida por el nombre de "inversión del alisio". Las islas están bajo la influencia de la Corriente Fría de Canarias que se genera debido a que los vientos alisios desplazan las aguas superficiales cercanas a la costa mar adentro, favoreciendo la elevación de aguas frías del fondo oceánico, generando el afloramiento costero sahariano.

La plataforma alrededor de las islas es estrecha, siendo en las islas más jóvenes casi inexistente. En las islas más antiguas esta plataforma es algo más ancha debido al retroceso de la costa producido por un largo proceso erosivo.

Las Islas Canarias se han formado sobre una corteza oceánica muy antigua (más de 150 millones de años, en periodo Jurásico), por efecto de la actividad volcánica durante alrededor de 20 millones de años, muy cerca de un borde continental pasivo, el borde continental africano. Cada isla está formada por un edificio volcánico independiente salvo

Fuerteventura y Lanzarote que comparten un único edificio volcánico. Con respecto a la geocronología, la edad de las islas aumenta hacia el este, hacia el borde continental, siendo las más antiguas Lanzarote y Fuerteventura con una edad de entre 15-20 m.a. y las más jóvenes, La Palma y El Hierro, entre 1-2 m.a. (Carracedo y Tilling, 2003) (figura 1.2).

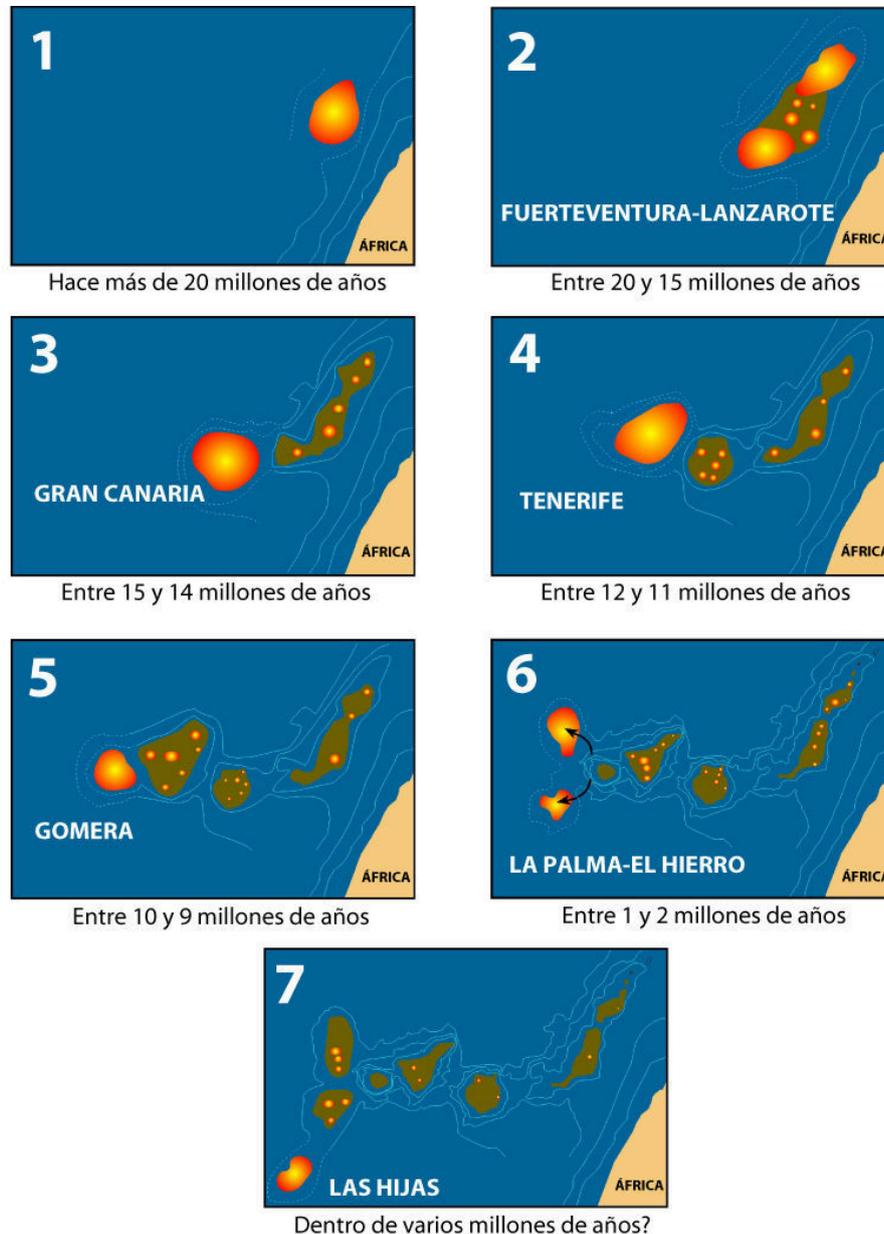


Figura 1.2. Emersión secuencial del archipiélago canario (modificado de Carracedo y Tilling, 2003).

En las últimas décadas se han formulado diversas hipótesis sobre el origen y formación de las islas: la hipótesis de la *fractura propagante*, que sugiere la existencia de una fractura que se prolonga desde la falla del sur del Atlas y que habría descomprimido la astenosfera y provocado su fusión parcial (Lee y Burgess, 1978); la hipótesis de los *bloques levantados*, en la que se supone que cada isla es un *horst* delimitado por fallas inversas causadas por la compresión de la dorsal atlántica (Araña y Ortiz, 1991); y el *modelo de pompas* que define un penacho térmico bajo las islas que arrastraría pompas

fértiles y define que una isla sería activa si tiene debajo una de estas pompas (Hoernle y Schmincke, 1993). Existe incluso un modelo de síntesis que engloba las tres hipótesis (Anguita y Hernán, 2000). Sin embargo, las últimas investigaciones apuntan a una hipótesis denominada del *punto caliente*, que sugiere una inyección de magma desde el manto al mismo tiempo que la corteza oceánica se mueve hacia el este (Carracedo *et al.*, 1998, 2002). Sin duda esta última es la que mejor explica el origen de las Islas Canarias, y aunque se manifiesten aparentes incongruencias como la persistencia de la actividad eruptiva en la isla de Lanzarote, en el extremo oriental de archipiélago, con erupciones históricas en 1730 y 1824, esto es debido a que esta isla se encuentra en fase de rejuvenecimiento. Esta fase se produce cuando la isla penetra en campos de esfuerzos distensivos y aún presenta conexión con los márgenes de la pluma. Al tener una velocidad de desplazamiento más lenta no se produce un cese brusco y absoluto de la actividad eruptiva (Carracedo *et al.*, 2008).

El desarrollo de las Islas Canarias se puede separar en varias etapas. En la fase de crecimiento se diferencian dos: la *submarina* (aproximadamente el 90% del volumen total de una isla se encuentra sumergido) que aflora de manera excepcional en Fuerteventura, La Gomera y La Palma, y la etapa de construcción en *escudo*. La emersión de la isla resulta un proceso difícil porque existe una fuerte erosión por la acción del mar. Cuando la isla ha superado este punto crece de forma rápida y en uno o dos millones de años se forma el 90% del edificio emergido (volcanes en escudo). Después de esta etapa se produce una fase de *reposo volcánico* donde predomina la erosión. Ésta termina con el inicio de una nueva fase volcánica que se llama etapa *post-erosiva o de rejuvenecimiento*. Por último, se produce una etapa simultánea de volcanismo histórico y erosión (Carracedo y Tilling, 2003).

A lo largo de la formación de las islas se han constituido grandes depósitos de sedimentos eólicos de origen marino, teniendo mayor representación en las islas orientales. Esto se debe principalmente a su evolución geomorfológica, ya que al ser las islas más antiguas poseen un relieve muy desgastado y han estado durante más tiempo expuestas a la influencia de las variaciones relativas del nivel del mar, todo lo cual favorece la formación de este tipo de depósitos. Los más importantes en cuanto a superficie son: Maspalomas en Gran Canaria, Jandía y Corralejo en Fuerteventura y El Jable en Lanzarote, siendo este último el de mayor extensión.

1.5.- DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE LANZAROTE

Lanzarote es la isla más oriental del archipiélago canario, estando separada de la costa africana por solo 125 km. Es una isla alargada con orientación NE-SO que tiene alrededor de 60 km de largo y una superficie aproximada de 815 km², encontrándose su

altura máxima en Las Peñas del Chache, a 670 m. Forma un único edificio volcánico con Fuerteventura, de la que está separada por una estrecha franja de mar de unos 11 km y una profundidad máxima de 40 m. La topografía es típica de una isla madura donde predominan edificios volcánicos profundamente erosionados, barrancos en forma de U y acantilados con mucha pendiente, además de grandes extensiones de depósitos de material eólico. Aunque sea la isla más antigua gran parte de su superficie está cubierta por una erupción histórica que duró desde 1730 a 1736 (figura 1.3).

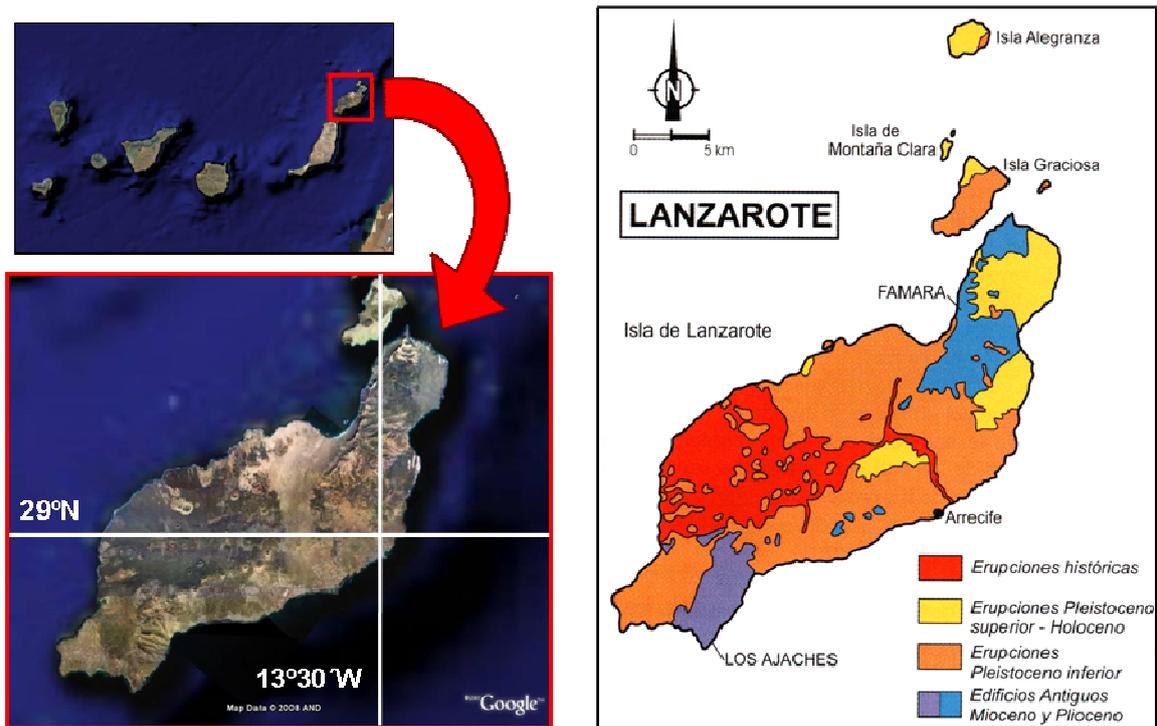


Figura 1.3. Mapa de localización (modificado de Google Earth) y geológico de Lanzarote (modificado de Ancochea *et al.*, 2004).

El clima es árido con una temperatura media anual de 20,7°C y una precipitación anual media de 110 mm, siendo muy irregulares dependiendo de la estación (datos de AEMet para el periodo 1972-2000). Los vientos en Lanzarote siguen el patrón general de todo el archipiélago, caracterizado por los vientos alisios desde mayo a septiembre con velocidad media-alta de dirección NNE, mientras que durante el periodo de otoño-invierno, soplan vientos altamente variables, tanto en velocidad como en dirección (Alcántara-Carrió y Alonso, 2002).

El origen y evolución de la isla sigue el patrón general del archipiélago. Después de la etapa de volcanismo submarino hay una primera *fase en escudo*, durante la cual se formó la mayor parte del macizo de Los Ajaches en el Mioceno Medio, en un solo pulso de emisiones volcánicas, que duró aproximadamente 1 m.a. (14,5-13,5). Con posterioridad se produjo una etapa erosiva hasta que en el norte de la isla tiene lugar la formación del macizo de Famara, que se desarrolla en tres etapas (10,2-8,7 / 6,5-5,7 / 3,9-3,8 m.a.), la

última ya en el Plioceno. Coincidiendo con la etapa intermedia comienza la formación del edificio volcánico de Tías ubicado al norte de los Ajaches (Coello *et al.*, 1992).

Al final del Mioceno tenemos dos edificios volcánicos rodeados por un mar cálido y un litoral con fauna y flora de carácter intertropical. Durante la glaciación del Mesiniense (6,3-5,2 m.a.), y su consiguiente bajada del nivel del mar, se forman grandes extensiones litorales cubiertas de sedimentos calcáreos procedentes de la trituración de organismos marinos (briozoos, conchas de moluscos, algas calcáreas, etc.) que quedaron expuestas a la acción eólica.

Después de la formación del macizo de Famara, tuvo lugar una *fase de reposo volcánico* donde la actividad volcánica disminuyó considerablemente y quedó en evidencia la acción erosiva que duró 2-2,5 m.a. A finales del Plioceno comienzos del Pleistoceno hace 1,8 m.a. se produjo un interglaciar corto y húmedo acompañado de polvo arcilloso procedente del Sahara que permitió que las arenas se cubrieran de vegetación y se poblaran de insectos (Meco, 2003).

Con posterioridad se produjo una reactivación del volcanismo cuaternario. La fase inicial tuvo lugar aproximadamente hace 1,67-0,97 m.a. y se produjo principalmente entre los edificios volcánicos Mio-Pliocenos sin seguir una pauta fisural definida. Coincidiendo con esta época, se produjo un fuerte deterioro del clima producido por el inicio de la 1ª glaciación del Pleistoceno, ocasionando un encalichamiento de las dunas.

Desde finales del Pleistoceno Inferior (0,78 m.a.) hasta la actualidad, comienza una etapa de volcanismo fisural con alineaciones de volcanes que recorren la isla de NE-SO. Estas emisiones rellenan totalmente la parte central de la isla, parcialmente los edificios antiguos y la rasa marina que existía en la costa de barlovento (de Los Ajaches y Tias). En esta época también se forma la red hidrográfica actual. Estos basaltos se recubrieron de arena procedente de la reactivación de las dunas pliocenas favorecidas por la acción erosiva sobre la cubierta de caliche.

En el Pleistoceno Medio se produce un breve intervalo interglaciar (0,4 m.a.). En esta etapa se crea un paleosuelo con aportes de material arcilloso eólico sahariano, formándose los llamados *suelos poligonales*, que se recubrieron por nuevas dunas durante la posterior regresión (Meco, 2003).

A comienzos del Pleistoceno Superior se produjo el último interglaciar (120.000 años). Las dunas se cubrieron de vegetación y se poblaron de insectos y aves. El clima árido que le sucedió provocó la formación de una delgada costra calcárea. Sobre éstas se depositó una emisión de lavas que bordearon el llano de Famara y por último se produjeron las erupciones históricas de Timanfaya (1730-36) y la de Tao y Tinguatón

(1824), parte de cuyas emisiones discurrieron por la llanura de El Jable (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993; Meco, 2003; Carracedo y Day, 2002) (figura 1.4).

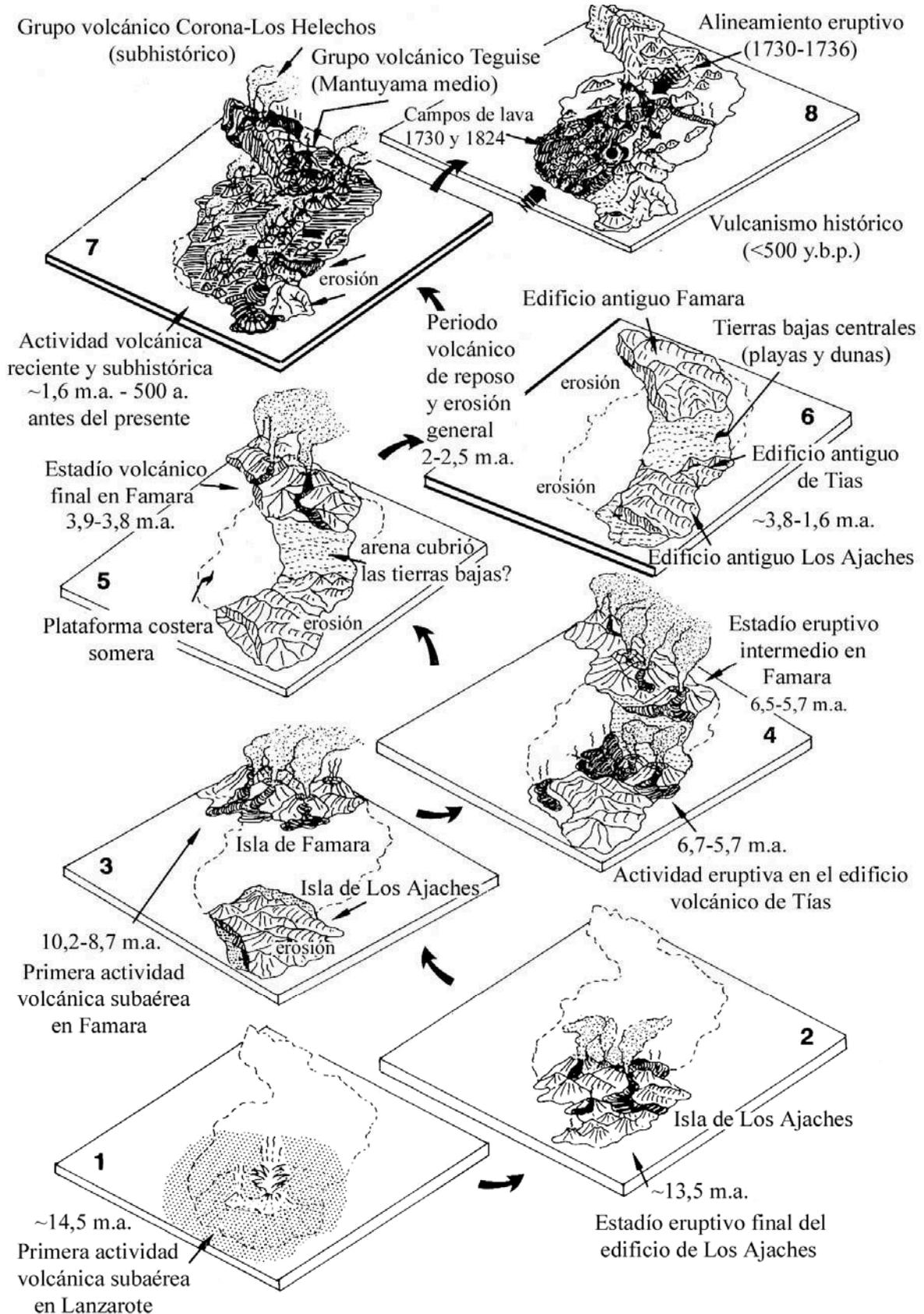


Figura 1.4. Esquema de evolución general de Lanzarote (modificado de Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993)

1.6.- ZONA DE ESTUDIO. EL JABLE DE LANZAROTE

1.6.1.- Características geomorfológicas

El vocablo “jable” deriva del francés “sable”, que significa arena. Con este término se denomina a la arena de origen marino que es transportada por el viento desde la costa hacia el interior de las islas.

El Jable de Lanzarote es un pasillo formado por arenas eólicas de 21 km de largo, con una superficie total expuesta de unos 90 km² que cruza el centro de la isla en dirección norte-sur. Aunque se sabe más extenso, éste ha quedado parcialmente cubierto por erupciones históricas y materiales volcánicos utilizados por los agricultores de la isla en la preparación de los terrenos de cultivo (enarenados). Su anchura es variable, siendo en la costa norte de unos 10 km (figura 1.5) y estrechándose hasta aproximadamente 3,5 km en la costa sur. Esta formación presenta un relieve muy suave con una pendiente media de 1,2°, siendo 200 m la altura máxima excluyendo los conos volcánicos (figura 1.6).



Figura 1.5. Vista de El Jable desde los Riscos de Famara. Al fondo a la izquierda destacan los volcanes de Soo, al centro el pueblo de Caleta de Famara y a la derecha la Playa de Famara. En la esquina superior derecha se localiza la Isla de La Graciosa.



Figura 1.6. Vista parcial del centro-norte de El Jable con la Montaña de Tao o del Clérigo Duarte a la izquierda y los Riscos de Famara al fondo.

El basamento de este depósito eólico fue creado por diferentes erupciones fisurales desde el Pleistoceno hasta la actualidad, aunque la mayor superficie se originó en el Pleistoceno Inferior, con la formación de los volcanes en escudo de Mozaga y Guanapay (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993; Marinoni y Pascuarè, 1994).

Dentro de la zona de estudio se localizan diversos edificios volcánicos, vestigios del intenso volcanismo fisural de la isla, como la alineación del norte, compuesta por Montaña Chica y Montaña Cavera, esta última del Pleistoceno Medio, además de los volcanes de Soo (Pico Colorado, Montaña Trasera y Montaña Juan del Hierro) formados en el Pleistoceno Superior. Ya hacia la mitad sur se localiza Monte Mina, también del Pleistoceno Superior y situado al norte de éste se encuentra una colada de lava proveniente de la erupción de Montaña de Las Nueces de 1736 que se bifurcó al llegar a El Jable (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1991; Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993; Marinoni y Pascuarè, 1994; Zazo *et al.*, 2002).

Además de los elementos mencionados, hay gran cantidad de conos volcánicos que bordean principalmente la mitad occidental de El Jable, entre los que destacan, de norte a sur Montaña Mosta, El Cuchillo, Montaña Timbaiba, Montaña del Clérigo Duarte (volcán de Tao, 1824), Montaña Tamia, Caldera Honda y Monte Guatisea), además de Lomo Camacho y Lomo de San Andrés, siendo ambos, depósitos de arenas eólicas cubiertos de piroclastos (figura 1.7).



Figura 1.7. Mapa de localización de El Jable y de los volcanes de su entorno.

En el límite NE de El Jable, se localizan los Riscos de Famara y varias generaciones de derrubios de ladera formados a partir de la erosión de éstos. Estos acantilados son erosionados en épocas de lluvias por una red de barrancos que cumplen una doble función, ya que además de aportar sedimentos desde las laderas hacia la zona llana, erosionan el sustrato por el que pasan. Siguiendo hacia el sur de estos acantilados se encuentra Guanapay y la Montaña de Zonzamas (figura 1.7).

Las costas que limitan El Jable presentan importantes diferencias. La costa norte (figura 1.8), se caracteriza por presentar una plataforma rocosa en la que se localizan varias pequeñas calas formadas mayoritariamente por arenas volcánicas y cantos rodados, todas ellas de pequeño tamaño (35-100 m de longitud). En el extremo oriental se localiza la Playa de Famara que es una extensa playa con forma de cuchara, de unos 4,5 km de longitud, constituida por arenas marinas con alto contenido en bioclastos, y es la zona por donde se produce el mayor aporte actual de sedimento marino al sistema.

La costa sur está formada por extensas playas de sedimento marino con un alto contenido organógeno (figura 1.9).



Figura 1.8. Mapa de localización de playas en la costa norte de El Jable.



Figura 1.9. Mapa de localización de las playas en la costa sur de El Jable.

El Jable está formado por materiales de distinta procedencia. Estos son principalmente, productos lávicos y piroclásticos derivados de la actividad volcánica, sedimentos de origen marino (algas calcáreas, fragmentos de conchas, foraminíferos,

etc.) y en menor cantidad sedimentos de origen terrestre (caparazones de gasterópodos terrestres, caliches, etc.).

Estos sedimentos no solo presentan una distribución heterogénea en cuanto a su composición a lo largo de la zona, sino que además muestran diferencias en cuanto a su depósito. Así, encontramos en la zona NO de El Jable, grandes depósitos de arenas eólicas principalmente organógenas formando un gran sistema de paleodunas. Por otro lado, los depósitos de eólicos encontrados en la zona NE son de composición mucho más arcillosa y con una potencia mucho menor. A lo largo de todo El Jable se localizan paleosuelos, tanto intercalados entre estos depósitos de paleodunas como aflorando en su superficie.

La superficie de El Jable está cubierta en gran parte por un manto eólico que por la acción de los vientos dominantes de componente NE tiene un transporte hacia el sur. Sobre este manto eólico se localizan varios depósitos de dunas entre los que destacan un pequeño campo de dunas tipo nebkhas asociado a la Playa de Famara y tres dunas barjanas que presentan una alineación NE-SO situadas a unos 3-5 km de la costa (figura 1.10).

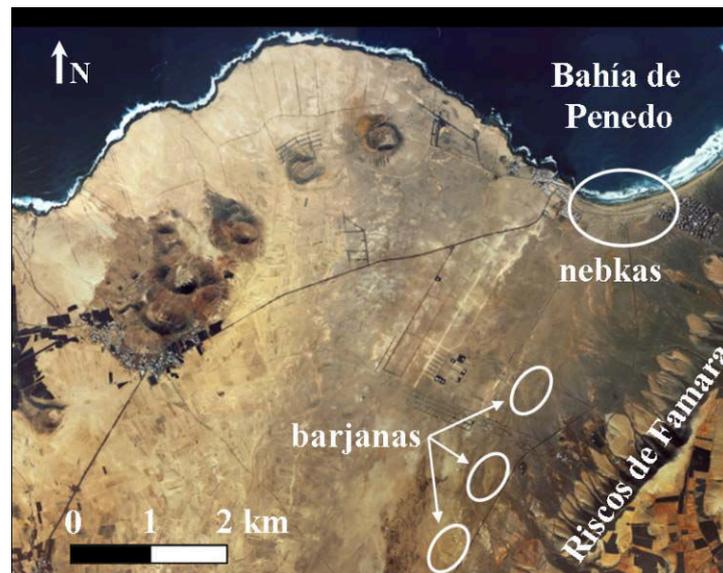


Figura 1.10. Localización de las principales dunas actuales de la zona de estudio.

1.6.2.- Usos de la zona

1.6.2.1.- Agricultura

Debido a las características de los suelos, constituidos básicamente por jable, a la escasez de lluvias y a que un tercio de la isla de Lanzarote quedó cubierta en el siglo XVIII por productos volcánicos, los lanzaroteños han desarrollado a lo largo del tiempo sus técnicas de cultivo intentado adaptarse a todas estas adversidades. Como consecuencia,

El Jable ha sufrido a lo largo de los años alteraciones en su composición principalmente debido a su uso agrícola.

Ya Jose Pereyra Galviatti en 1907, en unas notas de geología agrícola, divide los suelos cultivables de la región en tres grupos: los que tienen la tierra al descubierto, los tapados por arenas marinas y los que cubrieron las arenas volcánicas de la erupción del siglo XVIII. En los primeros la agricultura es más pobre, por lo que se cultivan cereales. Los segundos se realizan en la zona de El Jable, considerada la más rica de la isla, y en ellos se cultivan boniatos, tomates, calabaza y sandías, frutos todos de exportación a Inglaterra y mercados de las Canarias. En este grupo se describe como se planta centeno a modo de paredes vegetales antes de cultivar en el interior para proteger los cultivos del viento y la arena, labor que se sigue realizando hoy en día. En el tercer tipo se cultiva principalmente vid, pero en zonas donde se puede disminuir el grosor de la capa de piroclastos se pueden cultivar leguminosas, cereales, tomates y principalmente cebolla que se exporta para Cuba (Pereyra, 1907). Las técnicas actualmente utilizadas se pueden dividir en: *cultivos sobre jable* y *enarenados* (figura 1.11). Entre los primeros se pueden distinguir dos tipos: a) cultivo sobre jable puro, donde la arena puede alcanzar grandes profundidades y está mezclado con menos de un 20% de arcilla; y b) sobre suelos arcillosos, generados en un periodo donde se desarrolló una cobertura vegetal sobre las dunas. La técnica de enarenados consiste en cubrir el jable con una capa de lapilli y cenizas volcánicas (lo que localmente se conoce como picón o rofe). Tanto la cobertura de arena como la de rofe tienen como finalidad mantener la temperatura y conservar la humedad del suelo (Betancort y González, 1990).



Figura 1.11. Fotografía aérea de áreas de cultivos sobre enarenados a la izquierda y sobre jable a la derecha.

La situación agraria actual en la isla difiere mucho de la de hace unos años, cuando extensas zonas de cultivo cubrían Lanzarote y predominaban los cereales (trigo y cebada principalmente) llegando a llamar en los siglos XVI y XVII a la isla "el granero de las Canarias". En la actualidad este cultivo ha quedado bastante reducido, destinándose principalmente para consumo interno y abastecimiento de familias campesinas. Solo en

Teguise, municipio al que pertenece la mayor parte de la zona de estudio, existían en 1968 unas 999 ha. de estos cultivos, mientras que en 1990 casi no superaban las 100 ha. (Betancort y González, 1990).

En El Jable, como en el resto de la isla, los cultivos en general y de cereales y leguminosas en particular, han sufrido un importante abandono y como consecuencia, se observa gran parte de su superficie cubierta por estos terrenos abandonados. Los cultivos que aún persisten son principalmente de batata, prácticamente todos sobre jable y de forma puntual se pueden encontrar hortalizas, cereales y leguminosas; y localmente aloe, millo, viñas y tomates (datos de 2004, Consejería de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación - visor.grafcan.es).

1.6.2.2.- Ganadería

En Lanzarote la principal explotación es de ganado caprino, dada su adaptación a las condiciones ambientales de la isla, con un censo de 25.452 cabezas de ganado en el año 2007, siguiéndole de lejos el ganado ovino con 9.573 (datos de 2004, Consejería de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación - visor.grafcan.es).

En El Jable se explota ganado caprino, normalmente en régimen extensivo. El pastoreo se realiza tanto sobre la superficie de El Jable como sobre las laderas de los Riscos de Famara. A pesar de que el número de cabezas no es muy grande (poco más del centenar), probablemente desempeñe un papel relevante en la eliminación de la cobertura vegetal que influye en la dinámica sedimentaria de la zona. Además, en la mitad de la zona de estudio se localizan el complejo agroindustrial de Teguise y la quesería El Faro.

1.6.2.3.- Uso residencial y turístico

Desde 1967 hasta la actualidad la isla de Lanzarote ha sufrido una gran transformación, pasando de ser una isla de campesinos, pescadores y emigrantes, a tener una población de derecho cifrada en 139.506 habitantes en el año 2008 y convertirse en una potencia turística, con una entrada por el aeropuerto de 2.736.413 pasajeros, siendo su mayoría extranjeros con 1.618.335, seguido de españoles no residentes en las Islas Canarias con 640.267 y por último las entradas interinsulares con 477.811. A esto se le suma un gran desarrollo demográfico causado por una fuerte inmigración. De los 132.366 habitantes de derecho existentes en 2007, solo 98.725 son españoles, mientras que hay 15.312 europeos, principalmente ingleses y alemanes y 18.329 del resto del mundo destacando en número los colombianos y marroquíes (datos de 2007, ISTAC - www.gobiernodecanarias.org; INE - www.ine.es; Oficina de ordenación turística www.cabildodelanzarote.com; ASOLAN - www.asolan.com).

Existen pequeñas edificaciones dentro de la zona de estudio, además de restos de un trazado urbano que no se llegó a finalizar y que va desde la Playa de Famara hacia el interior de la isla unos 3,2 km. Sin embargo, los principales núcleos de población se encuentran en sus alrededores (tabla 1.1). En general todos estos núcleos urbanos son zonas con gran afluencia de turistas, y en particular los que están más próximos a las playas.

Municipio	Entidad	Población de derecho (nº habitantes)
Teguise	Caleta de Caballo	107
	Caleta de Famara	803
	Las Laderas	56
	Soo	614
	Muñique	352
	Tiagua	294
	Tao	533
	Mozaga	370
San Bartolomé	San Bartolomé	5.395
	Playa Honda	10.461
Arrecife	Casco	44.324
	Argana Alta	7.174
	Argana Baja	1.275
	El Cable	704
	La Concha	407

Tabla 1.1. Población de derecho en entidades de El Jable y sus límites (datos de 2007 - www.ine.es).

Los enclaves de mayor relevancia de la costa norte, Caleta de Famara y la urbanización Famara, se localizan en las cercanías de la Playa de Famara. El primero es un núcleo principalmente de residentes locales o segundas residencias, mientras que la urbanización Famara son bungalows turísticos. En esta zona, además de área de recreo y descanso, la playa y sus alrededores son utilizadas para realizar actividades festivas (fiestas, asaderos, etc.) y deportes de agua (surf, kitesurf, windsurf, etc). A esto se le añade el asentamiento esporádico de campistas en la Playa de San Juan, localizada al oeste de Caleta de Famara (figura 1.8). Esta situación hace que la zona sufra estacionalmente una mayor presión demográfica que acentúa el deterioro natural de la zona.

Por otro lado, en la costa sur se localizan el aeropuerto, las urbanizaciones de Playa Honda, La Concha y El Cable, así como Arrecife, capital de la isla. Las tres primeras, pero

principalmente Playa Honda, presentan además del uso residencial un importante uso turístico que genera una fuerte presión antrópica en la zona.

1.6.2.4.- Actividades extractivas

La actividad industrial más importante que se realiza en la zona de estudio es la extracción de arenas carbonatadas (*jable*) para la construcción. Esta actividad se viene realizando desde hace varias décadas y es especialmente importante en las proximidades de Tiagua y Muñique (figura 1.7), probablemente por ser aquí donde la potencia de las arenas eólicas es mayor (figura 1.12). Estos enormes agujeros de una media de 5 metros de profundidad, han sido realizados en depósitos de paleodunas. Generalmente las excavaciones tienen como tope inferior un paleosuelo poligonal de gran dureza con un alto contenido en arcilla.

Durante muchos años, además de arena, se extrajo de algunas zonas de El Jable caliche (costras de carbonato cálcico) que abundaba en la zona, para fabricar cal.



Figura 1.12. Zona de extracciones de Muñique-Tiagua. El círculo rojo señala un camión dedicado a actividades extractivas que sirve de escala aproximada.

1.6.2.5.- Espacios protegidos

Por último, cabe destacar que la franja septentrional de la zona de estudio forma parte del Parque Natural de los Islotes del Norte de Lanzarote y de los Riscos de Famara. Fue declarado por el Decreto 89/1986, de 9 de mayo, de Declaración del Parque Natural de los Islotes del Norte de Lanzarote y de los Riscos de Famara y reclasificado por la Ley 12/1994, de 19 de diciembre, de Espacios Naturales de Canarias como parque natural. Esta zona además es lugar de interés comunitario (LIC ES7010045) y por definición un área de sensibilidad ecológica, a efectos de lo indicado en la Ley 11/1990, de 13 de julio, de Prevención de Impacto Ecológico.

Como añadido, la mitad norte de El Jable ha sido declarada como zona de especial protección para las aves (ZEPA) según lo que establece la Directiva 79/409/CEE relativa a la Conservación de la Aves Silvestres (ES0000040) (figura 1.13).

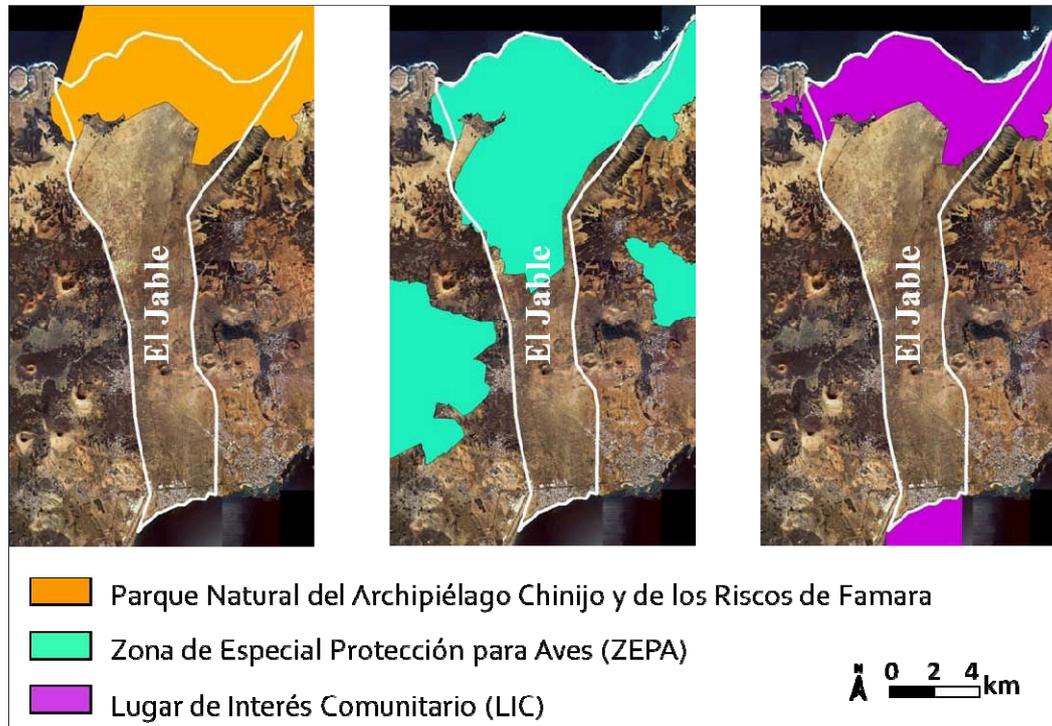


Figura 1.13. Áreas de protección incluidas ó colindantes a la zona de estudio.

Tanto los islotes del norte de Lanzarote, como los Riscos de Famara y las llanuras de El Jable, constituyen elementos geomorfológicos destacados de gran belleza paisajística. A su importancia geológica hay que unir la biológica con varias especies amenazadas y protegidas, algunas exclusivas de este área.

Capítulo 2

Metodología



Este capítulo desarrolla la metodología empleada para llevar a cabo el estudio de los tres capítulos que forman el cuerpo central de esta tesis. Para cada uno de ellos se explica el *trabajo de campo*, tanto de reconocimiento del área de estudio como para recogida de muestras y datos; el *trabajo de laboratorio* dedicado a la preparación y análisis de muestras y datos recogidos en las campañas de campo; y el *trabajo de gabinete* en el que se procesan los datos obtenidos en el laboratorio y aquellos que provienen de distintas fuentes externas (fotografías aéreas, datos meteorológicos, etc.), utilizando diversos programas informáticos.

Para llevar a cabo este trabajo se tomaron datos y muestras a lo largo de 16 campañas de campo entre 2003 y 2009, casi todas ellas concentradas entre febrero 2003 y marzo 2005.

2.1.- CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA, MINERALÓGICA, PETROGRÁFICA Y ESTRATIGRÁFICA

Esta caracterización se realizó tanto del sedimento superficial como del subsuperficial, utilizando para ello diferentes procedimientos.

Debido a la gran extensión que presenta el área de estudio (unos 90 km²), para caracterizar el sedimento superficial se procedió a diseñar una malla de muestreo de aproximadamente 1 km de distancia entre nodos. En total se recogieron 118 muestras superficiales, incluyendo muestras en las playas y pequeñas calas de la costa norte y sur y algunas zonas de interés dentro del área de estudio. Estas muestras fueron posicionadas mediante GPS con un error de 10 metros (figura 2.1.A). Las muestras fueron tomadas mediante una pequeña pala de mano de modo que se extraían aproximadamente los 5 primeros centímetros del sedimento.

El estudio de los sedimentos subsuperficiales se limitó a la mitad septentrional de El Jable, debido a que la mitad meridional ha estado sometida a mayor presión antrópica y los registros estratigráficos pueden estar peor conservados. A esto se le añade que la zona norte es la zona más próxima al área fuente. Estos sedimentos se caracterizaron realizando diversas columnas estratigráficas entre las que se seleccionaron 22, de las que 16 pertenecen a cortes geológicos localizados principalmente en barrancos y huellas extractivas, y 6 a calicatas realizadas con pala y una barrena manual (figura 2.1.B). De los 16 cortes geológicos se seleccionaron 9 entre los que se recolectaron 46 muestras, mientras que de las calicatas se seleccionaron 4 de las que se recolectaron 16 muestras.

Los análisis realizados a las muestras recogidas tenían como objetivo obtener las características que pudieran explicar el origen y comportamiento de los sedimentos. Para

ello se realizó la caracterización granulométrica, la determinación del contenido en carbonatos, el análisis morfoscópico y el estudio mineralógico y petrológico de las muestras recogidas. Además se realizaron algunas dataciones sobre diferentes niveles de los cortes geológicos y el cálculo de densidad de alguna de las muestras.

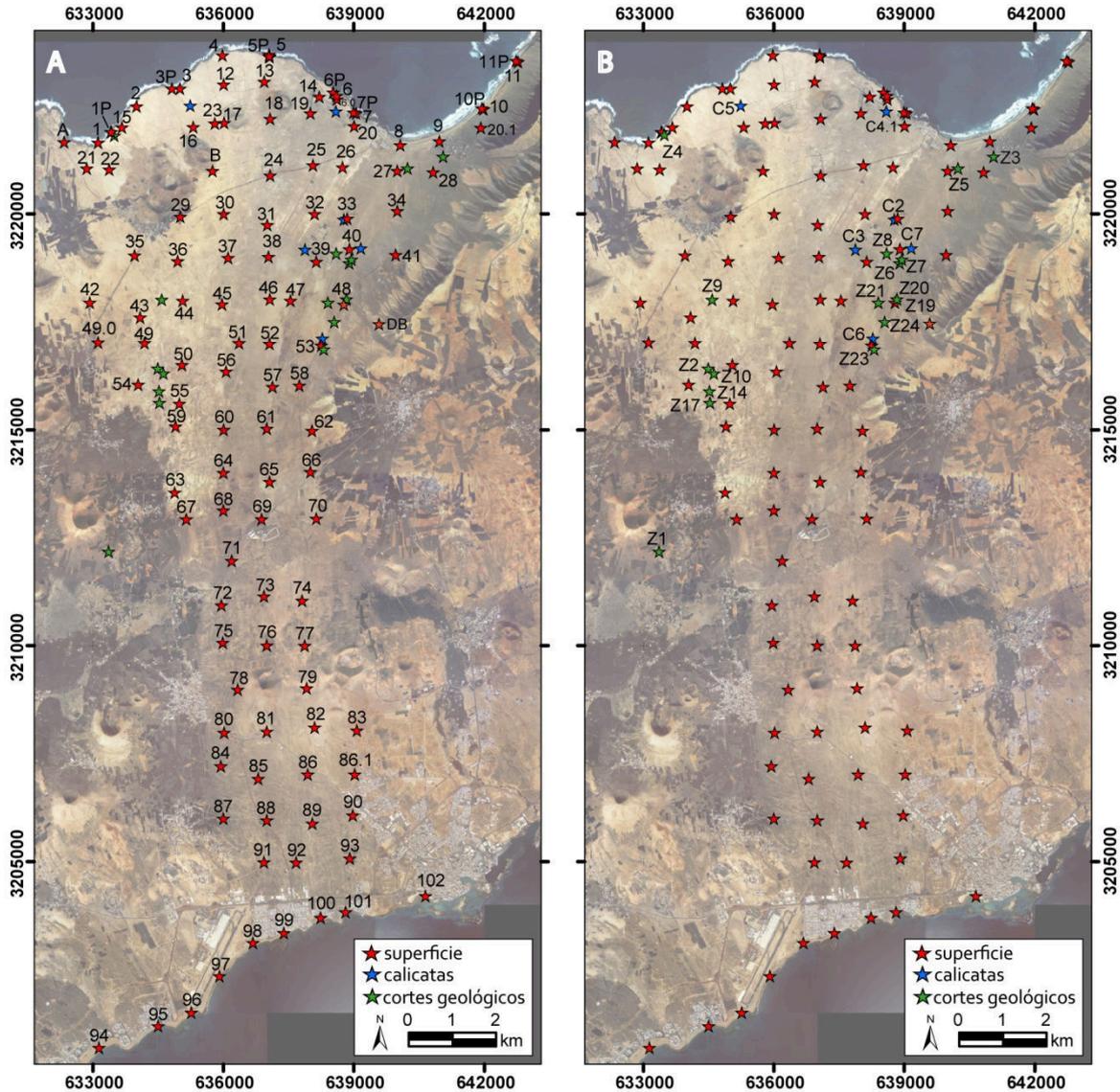


Figura 2.1. Localización de las muestras recogidas en la zona de estudio. A) numeración de las muestras superficiales; B) numeración de las calicatas y cortes geológicos seleccionados.

Las tablas 2.1 y 2.2 señalan los análisis realizados a las muestras recogidas en los cortes geológicos y en las calicatas respectivamente. Tanto del corte geológico Z10 como de las calicatas se realizó una separación por tamaños para analizar las fracciones por separado y observar posibles diferencias.

A las muestras recogidas en las calicatas no se les realizó el estudio morfoscópico, si bien todas las fracciones de cada muestra fueron analizadas mediante difracción de rayos-X. Además, la muestra C5b fue analizada por medio de lámina delgada bajo el microscopio petrográfico.

Corte	Muestra	Granulometría	%CO3	Morfoscopia	Mine-Petro	DRX	Dif. Láser	Datación
Z1	M1	X	X	X	X		X	
Z2	M2	X	X	X				
	M3	X	X	X				
	M4	X	X	X				
Z3	M5	X	X	X				
	M6	X	X	X				
	M7	X	X	X				
Z4	M8	X	X	X				
	M9							
	M10							
	M11	X	X	X				
Z5	M12	X	X	X				
	M13	X	X	X	X			
	M14	X	X	X				
	M15		X					
	M16	X	X	X				
	M17		X					
	M18	X	X	X	X			
	M19		X					
	M20	X	X	X				X
	M21		X					
	M22	X	X	X				
	M23		X					
Z8	M24	X	X	X	X			
	M25							
	M26	X	X	X			X	
	M27	X	X	X			X	
Z9	M28	X	X	X	X		X	
	M29	X	X	X				
	M30	X	X	X	X		X	
	M31	X	X	X			X	
Z10	M32	X	X	X	X			
	M33 (G, M, F, Mf, L, A)	X	X			X	X	
	M34 (G, M, F, Mf, L)	X	X			X	X	
	M35		X					
	M36 (G, M, F, Mf, L, A)	X	X			X		
	M37 (G, M, F, Mf, L)	X	X			X	X	

Tabla 2.1. Análisis realizados a las muestras de los cortes geológicos. G-arena gruesa; M- arena media; F- arena fina; Mf- arena muy fina; L- limos; A- arcillas. Los análisis de difracción de rayos-X (DRX) se realizaron a cada una de las fracciones granulométricas de las muestras indicadas. La difracción láser (Dif. Láser) se realizó a las fracciones de limos y arcillas de las muestras.

Corte	Muestra	Granulometría	%CO3	Morfoscopia	Mine-Petro	DRX	Dif. Láser	Datación
Z14	ext1	X	X					
	ext2	X	X					
	ext3	X	X					
	ext4	X	X					X
	ext5	X	X					
	ext6	X	X					
	ext7	X	X					X
	ext8	X	X					
	ext9	X	X					

Tabla 2.1. continuación. Análisis realizados a las muestras de los cortes geológicos.

Calicata	Muestra	Tamaño	Granulometría	%CO ₃	DRX	Mine-Petro
C2	C2sup	total	X	X		
		G, M, F, Mf		X	X	
	C2a	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
	C2b	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
C3	C3a (sup)	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
	C3b	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
	C3c	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
	C3d	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
	C3e	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
	C3f	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
C4.1	C4.1 sup	total	X	X		
		G, M, F, Mf		X	X	
	C4.1a	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
	C4.1b	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
	C4.1c	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
	C4.1d	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	

Tabla 2.2. Análisis realizados a las muestras recogidas en las calicatas realizadas en El Jable. G-arena gruesa; M- arena media; F- arena fina; Mf- arena muy fina; L- limos; A- arcillas; sup = muestra superficial. Los análisis de difracción de rayos-X (DRX) se realizaron a cada una de las fracciones granulométricas de las muestras indicadas.

Calicata	Muestra	Tamaño	Granulometría	%CO ₃	DRX	Mine-Petro
C5	C5a (sup)	total	X	X		
		G, M, F, Mf		X	X	
	C5b	total	X	X		X
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	
	C5c	total	X	X		
		G, M, F, Mf, L, A		X	X	

Tabla 2.2. continuación. Análisis realizados a las muestras recogidas en las calicatas realizadas en El Jable.

2.1.1.- Caracterización granulométrica

Para la obtención de los parámetros granulométricos, cada muestra fue lavada varias veces en agua destilada, secada y cuarteada hasta obtener alrededor de 100 gr. Posteriormente se separó por tamaños utilizando una tamizadora Octagon digital, con 16 tamices de entre 8 mm (gravas) y 0,045 mm (limos). Las muestras fueron tamizadas a intervalos de 0,5 ϕ durante 10-15 minutos, a fin de obtener las correspondientes fracciones granulométricas. En este trabajo se utiliza la escala aritmética (phi, ϕ) porque al trabajar con números enteros es más práctica, siendo su relación con la escala geométrica (mm):

$$\phi = -\log_2 D$$

siendo D el diámetro de la partícula en mm.

En la tabla 2.3 se muestran los tamaños estándares del sedimento y la equivalencia de ϕ y mm:

Diámetro de partículas (mm)		ϕ	Clasificación de tamaños		
64	_____	-6	muy grueso	Gujarros	GRAVA
32	_____	-5	grueso		
16	_____	-4	medio		
8	_____	-3	fino		
4	_____	-2	muy fino		
2	_____	-1	muy gruesa	Arenas	FINOS
1	_____	0	gruesa		
1/2	_____	+1	media		
1/4	_____	+2	fina		
1/8	_____	+3	muy fina		
1/16	_____	+4	muy grueso	Limos	
1/32	_____	+5	grueso		
1/64	_____	+6	medio		
1/128	_____	+7	fino		
1/256	_____	+8	muy fino		
1/512	_____	+9	Arcillas		

Tabla 2.3. Clases del tamaño estándar del sedimento según Friedman y Sanders (1978).

La fracción de muestra que quedaba retenida en cada tamiz se pesó con una balanza a resolución de 0,1 mg, y los pesos obtenidos se incorporaron al programa Gradistat en las versiones 2.0 y 4.0, que realiza distribuciones de tamaño de grano y análisis estadísticos de sedimentos no consolidados. La interpretación de los resultados se realizó según el método gráfico de Folk y Ward (1957) en escala logarítmica (Blott y Pye, 2001). Para determinar el error del proceso se pesaba la muestra antes de tamizarla y posteriormente se sumaban los pesos parciales de cada tamiz. La diferencia entre las dos pesadas debía ser inferior a un 1%.

Posteriormente la información obtenida se representó mediante los programas informáticos Surfer 8.0 y Grapher 4.01, ambos de la casa Golden Software Inc. El método de interpolación utilizado para la creación de los mapas fue el *kriging* y se blanquearon las zonas de los conos volcánicos.

El tamaño de partículas de algunas muestras de finos pertenecientes a los cortes geológicos fue calculado con un analizador de tamaño de partículas con difracción láser HELOS (Helium-Neon Laser Optical System) de Sympatec (tabla 2.2). Los resultados obtenidos por este método se daban en forma de porcentajes de distribución acumulada y distribución de densidad.

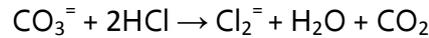
2.1.2.- Contenido en carbonatos

Debido a la variabilidad composicional que a simple vista presentaba el sedimento de El Jable, se procedió a calcular el porcentaje de carbonatos contenido en cada muestra. Este se obtuvo mediante el método volumétrico del calcímetro de Bernard (Gutián y Carballas, 1976) (figura 2.2).



Figura 2.2. Calcímetro de Bernard y matraces erlenmeyer con muestra.

Este método consiste en medir la diferencia de volumen de aire desalojado antes y después de la reacción del carbonato de la muestra con ácido clorhídrico diluido al 10% dando lugar a una sal, H₂O y CO₂:



Para ello se realiza previamente un patrón con carbonato cálcico puro, del cual se obtendrá la pendiente de la recta de regresión que se utilizará en la siguiente fórmula:

$$\% \text{CO}_3 = [\text{PCO}_3^{=} \times (\text{V}_{2\text{m}} - \text{V}_{1\text{m}})] / [\text{P}_m \times (\text{V}_{2\text{CO}_3=} - \text{V}_{1\text{CO}_3=})] \times 100 = (\text{V}_{2\text{m}} - \text{V}_{1\text{m}} / \text{P}_m \times \Psi) \times 100$$

siendo V₁ y V₂ el volumen de aire desalojado antes y después de la reacción; P_m el peso de la muestra y Ψ la pendiente de la recta de regresión V/P calculada para la muestra patrón, siendo V la diferencia de volumen V₂-V₁ y P el peso de la muestra.

Se realizaron 3 réplicas de cada muestra tomando diferentes pesos para cada una, generalmente de entre 0,3 y 0,5 gramos, aunque este peso se podía variar si la muestra presentaba alta proporción de terrígenos, para lo cual se tomaba más cantidad de muestra.

Este método tiene el inconveniente de que la reacción que se produce se ve influenciada por la temperatura y la presión ambiental, por lo que se debía hacer un patrón por cada día de medidas.

Con los resultados obtenidos se representaron mapas de superficie utilizando el programa informático Surfer 8.0.

2.1.3.- Composición mineralógica y petrográfica

El estudio mineralógico y petrográfico se realizó mediante 2 técnicas complementarias: microscopía óptica y difracción de rayos X.

Se utilizó la *microscopía óptica de luz polarizada* para determinar los distintos componentes presentes en las muestras. Para llevarlo a cabo se utilizó un microscopio petrográfico Leitz Wetzlar y un contador de puntos Prior, James Swift. Se seleccionaron 46 muestras, 37 de muestras superficiales y 8 de las calicatas y los cortes geológicos, contando 300 puntos en cada lámina delgada. De los 11 canales disponibles en el contador de puntos, los canales 6 y 11 fueron desdoblados, con lo que en total se caracterizaron 13 componentes (figura 2.3).

De todas las muestras recogidas en los cortes geológicos y las calicatas realizadas, se seleccionaron 20 para su caracterización mineralógica por medio de *difracción de rayos X* de las que 4 pertenecían al primer grupo y 16 al segundo (tabla 2.1 y 2.2).

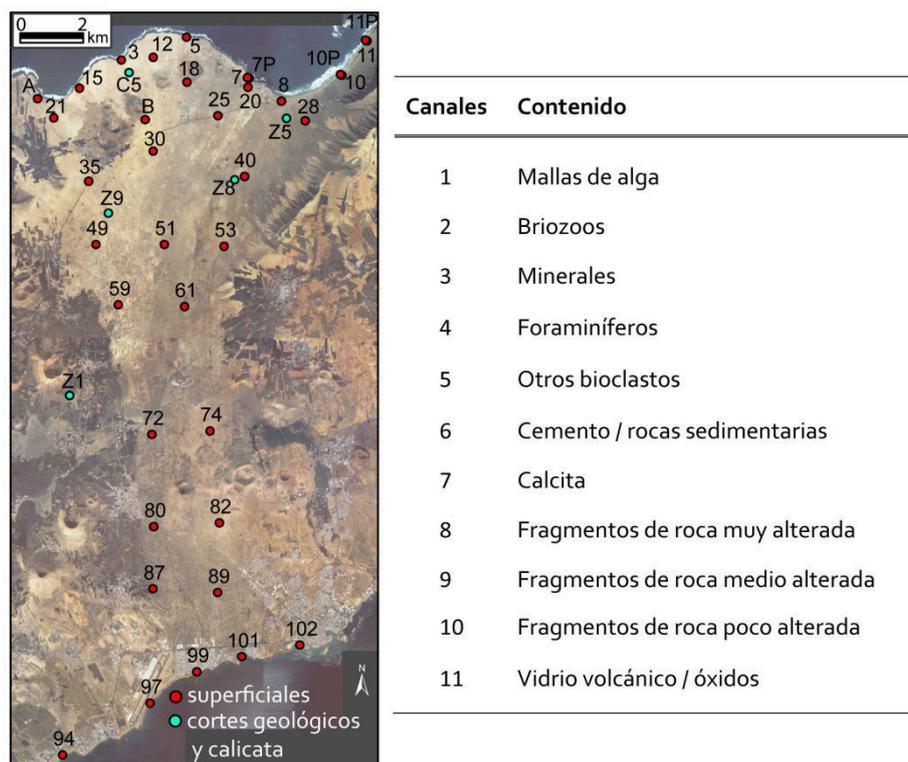


Figura 2.3. Localización de las muestras superficiales, los cortes geológicos y calicatas a los que se realizó un análisis mineralógico y petrográfico mediante microscopía óptica. Se indican los distintos elementos contabilizados en cada lámina delgada.

Como se ha comentado anteriormente, con el objetivo de analizar posibles variaciones entre los distintos tamaños de grano, se separaron las muestras en arenas gruesas, medias, finas, muy finas, limos y arcillas, sumando en total 112 submuestras. Se comenzó por separar las arenas de los finos, tamizando con agua destilada aproximadamente 100 gr de muestra con un tamiz de 0,063 mm. Posteriormente, la fracción de arenas se secó y se procedió a su tamizado, mientras que los limos y las arcillas se separaron mediante un método de separación basado en la ley de Stokes (Tucker, 1988). Previamente las muestras se mezclan con agua oxigenada para eliminar impurezas orgánicas y hexametáfosfato sódico para disgregar los flóculos que pudieran haberse formado.

Una vez separadas todas las fracciones se procedió a la pulverización de las muestras en un mortero de ágata hasta un tamaño de finos. Este proceso de preparación es sumamente importante, pues del tamaño y de la homogeneidad de las partículas conseguidas en este proceso va a depender la calidad de la difracción.

La difracción de rayos X se realizó en el Servicio General de Preparación de Muestras Minerales de la Universidad de Oviedo. El equipo empleado fue un XPert MPD de tubo de cobre y las condiciones de medida fueron de 45 kv de voltaje y 40 mA de intensidad.

En los resultados obtenidos de la difracción de rayos-X realizada en las calicatas y en el corte geológico Z10 se observaron algunas incongruencias, debido probablemente a la

base de datos con la que se analizaron los espectrogramas. Como consecuencia, estos se volvieron a analizar a visu y posteriormente con el programa informático MacDiff 4.0, para realizar un análisis más completo de los difractogramas obtenidos e identificar de forma más precisa las principales fases minerales presentes.

2.1.4.- Análisis morfoscópico

Se realizó un estudio de la redondez de 24 muestras obtenidas de los cortes geológicos (tabla 2.1). Este análisis persigue determinar la mayor o menor angulosidad de las partículas que componen una muestra, y en consecuencia del grado de desgaste que han experimentado (Petijon, 1975).

El estudio morfoscópico se realizó con una lupa binocular Leica MZ6 con puerto fotográfico, con el que se realizaron fotografías de cada muestra seleccionada. Posteriormente se realizó una cuadrícula sobre la foto en el programa informático Adobe Photoshop para facilitar el análisis y se seleccionaron 100 granos por muestra. A cada grano se le asignó un valor de redondez por comparación con la escala visual de Powers (1953), a la que posteriormente se le establecieron los valores según la escala numérica de Folk (1955) que oscila entre 0-1 para partículas muy angulosas y 5-6 para las bien redondeadas. El valor medio de las 100 partículas constituye el valor morfoscópico empleado para cada muestra.

2.1.5.- Densidad

Otro parámetro que influye en el comportamiento del sedimento es la densidad. Esta se calculó para el sedimento superficial de una zona próxima al área fuente, con la finalidad de utilizar este resultado en los estudios de dinámica sedimentaria. El método se basa en la utilización de picnómetros y ha sido utilizado anteriormente para el cálculo de densidad en sedimentos de características similares en Fuerteventura (Alcántara-Carrió, 2003).

2.1.6.- Dataciones

Se realizaron dataciones de tres muestras correspondientes a dos cortes geológicos diferentes. Los análisis se efectuaron en el laboratorio de estratigrafía molecular de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, y la técnica empleada fue la racemización de aminoácidos. Esta técnica se aplicó sobre gasterópodos terrestres del género *Theba*, analizándose 6 ejemplares por cada muestra.

2.2.- DINÁMICA SEDIMENTARIA

2.2.1.- Datos meteorológicos y de vegetación

Uno de los objetivos de este trabajo es estudiar y caracterizar tanto la dinámica del *manto eólico* en la zona de aportes de material marino al sistema, como de las *dunas móviles* que se encuentran sobre él.

Para ello, se procesaron varias series de datos de viento, temperatura, humedad relativa del aire y precipitación, recogidos de las estaciones meteorológicas de Famara-Teguisse (C049I) y Aeropuerto-San Bartolomé (C029O) de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet), así como de Haría (GC06) y Tinajo (GC07) de la página web del Ministerio de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación. Las dos primeras se localizan en el extremo norte y sur del área de estudio respectivamente mientras que las dos últimas se encuentran al este y oeste respectivamente. Los datos utilizados se indican en la tabla 2.4.

Debido al formato en el que venían los datos diarios de viento de Aemet con 4 horas tipo por día (00:00, 07:00, 13:00 y 18:00), y dado que las direcciones se presentan en grados sexagesimales, para realizar las rosas de viento mensuales y anuales para cada estación se tuvo que realizar una descomposición por vectores de cada dato, realizar la media de estos y volver a recomponer los vectores, para así obtener un solo dato diario.

Variable	Periodo	Horas registradas	Estaciones
Viento diario [velocidad (km/h); dirección (decenas de grados)]	2003-2007	horas tipo (00:00, 07:00, 13:00, 18:00)	C049I y C029O
Temperatura diaria (décimas de °C)	2003-2007	máx, min y media	C049I y C029O
Precipitación diaria (décimas de mm)	2003-2007	media	C049I y C029O
Humedad relativa (%)	2003-2007	horas tipo (00:00, 07:00, 13:00, 18:00)	C029O
Viento horario [velocidad (km/h); dirección (decenas de grados)]	9/2003 y 9/2004	24 horas	C029O
Temperatura horaria (décimas de °C)	9/2003 y 9/2004	24 horas	C029O
Precipitación horaria (décimas de mm)	9/2003 y 9/2004	24 horas	C029O
Humedad relativa %	9/2003 y 9/2004	horas tipo (00:00, 07:00, 13:00, 18:00)	C029O

Tabla 2.4. Datos meteorológicos de las estaciones de Famara-Teguisse (C049I) y Aeropuerto-San Bartolomé (C029O).

Los datos diarios abarcan el periodo en el que se realizó la mayor parte del trabajo de campo, mientras que los datos horarios coinciden con los meses en los que se realizaron campañas destinadas a medir la dinámica del manto eólico.

Mediante el programa Grapher v.4.0 se generaron rosas de viento mensuales para las estaciones meteorológicas de Famara-Teguise y Aeropuerto-San Bartolomé, y anuales para las 4 estaciones (anexo II).

Además se trataron los datos de viento de la estación Famara-Teguise ubicada en Caleta de Famara, que se encontraban en registro de papel, durante el periodo abril de 2003 a marzo 2004 y que completaba este periodo del que no disponía AEMet en formato digital.

Conocer la humedad relativa del aire y del sedimento es fundamental para entender la dinámica sedimentaria en un sistema como El Jable, que no dispone de gran cantidad de sedimentos móviles y que presenta un clima semidesértico con cambios acusados de humedad entre la noche y el día. Para ello se realizó un registro de 24 horas de la variación de la humedad relativa en el aire y en el sedimento superficial.

La humedad relativa del aire se registró por medio de un psicrómetro mientras que simultáneamente se tomaban muestras del sedimento superficial. Estas muestras se recogieron en unos botes de pequeño tamaño, previamente pesados y etiquetados, cerrándolos posteriormente de forma hermética. Ya en el laboratorio, se pesaron los botes con la muestra húmeda y seca después de haberlas puesto en una estufa a baja temperatura y dejándolas enfriar en un desecador. La humedad del sedimento se obtenía de la diferencia de ambas medidas.

Otro de los elementos que influyen en la dinámica sedimentaria, tanto del manto eólico como de las dunas, es la vegetación. Esta retiene la humedad del sustrato, fija el sustrato con su sistema radicular y representa un obstáculo para el transporte.

Para caracterizar la vegetación se realizaron tres campañas de campo (3/2003, 3/2005 y 7/2009) donde se observaron las distintas especies que se encuentran en la zona, morfología de estructuras eólicas que se forman en estas, efecto fijador de su sistema aéreo y radicular, etc.

Los datos de cobertura de la vegetación se realizaron a partir de la información recogida sobre el terreno combinada con el análisis detallado de fotografía aérea. Este último análisis consistió en la realización de varias cuadrículas de 100x100 m en las distintas unidades de la zona de estudio, y en cada cuadrícula se estimó visualmente el porcentaje de cobertura vegetal.

2.2.2.- Manto eólico

Para determinar la dinámica del manto eólico, durante 4 campañas se utilizaron trampas de sedimento mientras que simultáneamente se registraba el viento de la zona por medio de una torre de anemómetros. Estas campañas se realizaron en tres enclaves distintos donde el manto eólico es móvil. Las dos campañas realizadas en el año 2003 se realizaron en las estaciones 1 y 2, mientras que las del 2004 se llevaron a cabo en las tres estaciones (figura 2.4).

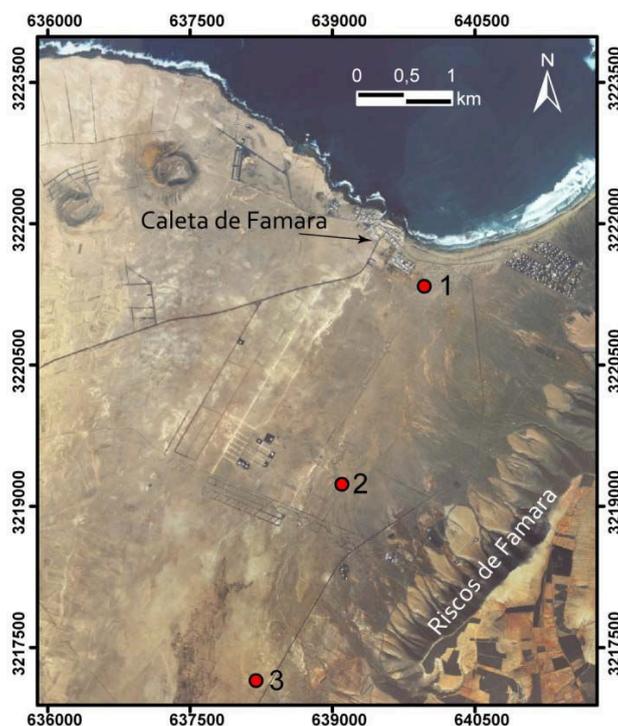


Figura 2.4. Localización de las trampas de sedimento y la torre de anemómetros durante las campañas de transporte eólico.

En la primera de las campañas (30/3/2003) se utilizaron anemómetros de mano, mientras que en las otras tres (23/5/2003; 15/9/2003; 6-8/9/2004) se utilizó una torre de anemómetros (figura 2.5). En cada campaña la torre de anemómetros estuvo registrando datos un mínimo de 24 horas con el fin de obtener la variabilidad diaria del viento.

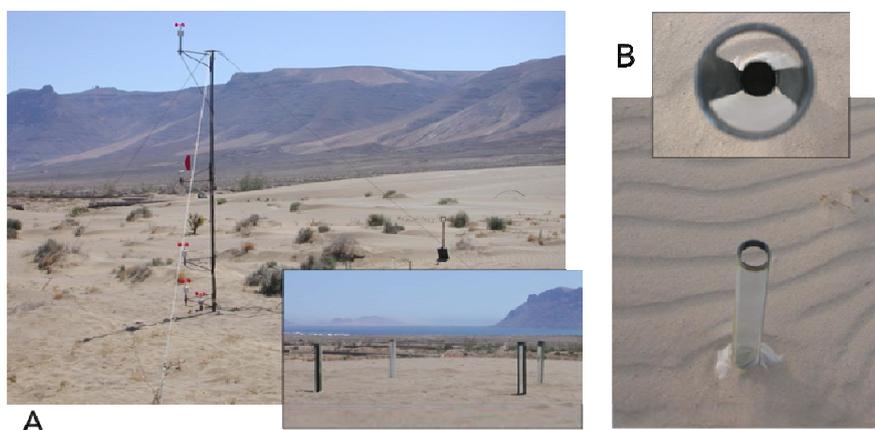


Figura 2.5. A) torre de anemómetros y trampas de sedimento utilizadas para medir la dinámica del manto eólico. B) detalle de las trampas de sedimento.

La torre de anemómetros está compuesta por un mástil de 4 m de altura que sirve de soporte a 5 sensores marca Anderaa, 4 que registran la velocidad del viento y 1 que registra la dirección. Los sensores de velocidad están colocados a 4, 1, 0,5 y 0,125 metros de altura, y cada uno presenta dos canales, uno registra la velocidad media del intervalo indicado y el otro la racha máxima del viento en ese intervalo. El sensor de dirección, que solo presenta un canal, se coloca a 2 metros de altura. Con ello se consigue calcular el perfil vertical de viento y la velocidad umbral del transporte del sedimento, que indica la velocidad mínima del viento necesaria para que el transporte comience a ser efectivo. Todos los sensores están conectados a un dispositivo electrónico también de la marca Anderaa, que almacena los datos obtenidos de los anemómetros y la veleta. El registro de datos es automático y se realizó con una frecuencia de 1 minuto.

Las trampas utilizadas para este estudio son trampas cilíndricas verticales similares a las utilizadas por Leatherman (1978) y Rosen (1978). Estas consisten en un tubo de PVC de 29 cm de alto y 4 cm de diámetro con dos aberturas longitudinales en la parte subaérea. Una de estas aberturas está cubierta con una malla de 0,064 mm de luz, que deja pasar el viento reteniendo las partículas de tamaño arena. El sedimento que queda atrapado cae en una bolsa de plástico ajustada a la parte interior enterrada del tubo. Se colocan simultáneamente 4 trampas orientadas hacia los 4 puntos cardinales. En este sentido, los posibles cambios en la dirección del viento se consideran como el cómputo de la suma vectorial de los sedimentos recogidos en cada trampa. Para evitar el socavamiento que normalmente tiene lugar alrededor de las trampas por la dinámica eólica (Jones y Willetts, 1979; Jackson y Nordstrom, 1997), se colocó un trozo de tela alrededor de la trampa tal como propuso Alcántara-Carrió (2003). Esta solución ha sido empleada en diversos trabajos con muy buenos resultados (Alonso *et al.*, 2007; Cabrera y Alonso, 2010) y es muy similar a la utilizada por Illeberger and Rust (1986) en trampas tipo Ventury, pues evita completamente el socavamiento alrededor de las trampas.

Una vez instaladas la torre y las trampas, se colocó en el interior de cada trampa la bolsa donde se recoge el sedimento y aproximadamente 5-10 minutos más tarde se retiraba, a fin de poder correlacionar con precisión los datos de viento medidos exactamente en el intervalo en que la trampa estuvo operativa. Este procedimiento se repitió varias veces en cada campaña para disponer de varios datos de transporte a medida que las condiciones meteorológicas cambiaban a lo largo del día. Una vez en el laboratorio se pesó el sedimento recogido por las trampas con precisión de 0,1 mg y se trataron los datos con las hojas de cálculo y los programas gráficos anteriormente citados.

Para completar este estudio de dinámica, se realizó un experimento con trazadores fluorescentes que se hizo coincidir con la colocación de la torre de anemómetros y las trampas de sedimento del día 7/9/2004 (Cabrera y Alonso, 2010).

Previamente a la realización del experimento en el campo se recogió sedimento de la zona en cuestión, con la finalidad de minimizar el cambio en las características del sedimento. Se realizaron diversos test en el laboratorio para encontrar el mejor producto con el que trazar la arena. Se probó con tres tipos de pintura fluorescente y las ventajas y desventajas de cada uno están recogidas en la tabla 2.5. El mejor resultado se obtuvo con la pintura acrílica fluorescente en espray cuya principal ventaja es que forma muy pocos agregados y son fáciles de desagregar.

Producto	Ventajas	Desventajas
Pigmento rojo en polvo	<ul style="list-style-type: none">- no forma agregados- se mezcla fácilmente con agua- fácil de limpiar- barato	<ul style="list-style-type: none">- no resalta mucho bajo luz ultravioleta- deja residuos del pigmento en polvo- poca adherencia a los granos del sedimento
Pintura acrílica naranja fluorescente	<ul style="list-style-type: none">- resalta mucho bajo luz ultravioleta- buena adherencia a los granos del sedimento- precio medio	<ul style="list-style-type: none">- forma muchos agregados- forma pequeñas bolas de pintura
Pintura acrílica naranja fluorescente en espray	<ul style="list-style-type: none">- forma pocos agregados fáciles de desagregar- resalta mucho bajo luz ultravioleta- buena adherencia a los granos del sedimento- fácil de usar- secado rápido	<ul style="list-style-type: none">- son necesarias grandes cantidades de pintura para pequeñas cantidades de sedimento- caro

Tabla 2.5. Ventajas y desventajas de los diferentes productos utilizados para crear el trazador.

Tanto el sedimento original como el trazador se tamizaron en seco a intervalos de 0,5 ϕ entre -1 y 5 ϕ . Para el experimento se utilizó 0,5 kg de arena marcada, que se colocó en un recuadro de 0,27 x 0,27 metros, con un grosor de 3-5 mm (figura 2.6), y estuvo bajo la acción del viento desde las 11:10 hasta las 12:40 del 07/09/2004.



Figura 2.6. Forma de inyección del trazador en la zona del experimento.

Después de este periodo, la acción del viento se paró utilizando una valla flexible de 2 x 1 metros para parar el transporte durante la recogida de muestras. Asumiendo que el trazador se distribuyó en la capa superficial del sedimento, la recolección se llevó a cabo por medio de una cinta adhesiva de 5 cm de ancho con la que solo se recogía el sedimento superficial. Las cintas se colocaron perpendicularmente a la dirección del viento, más próximas en la zona cercana al punto de inyección del trazador, donde la concentración de este era mayor, y más separadas a mayor distancia.

Una vez en el laboratorio, la cinta adhesiva con la arena pegada fue cortada en tiras de 10 cm de largo. Cada pieza fue convenientemente marcada y el trazador fue contado visualmente bajo luz ultravioleta. Los datos obtenidos se trataron con el programa informático Surfer 8.0.

2.2.3.- Dunas barjanas

El análisis de la dinámica de las dunas móviles se llevó a cabo sobre las tres únicas dunas barjanas existentes en el interior del sistema eólico (figura 2.7).

El seguimiento de la dinámica sedimentaria de estas dunas se llevó a cabo de tres formas distintas: 1) medida del avance de la cara de avalancha tomando como referencia puntos fijos representados por *estacas* colocadas para ese fin; 2) registro del contorno de cada una con *GPS*; 3) levantamiento *topográfico* de la duna más meridional.

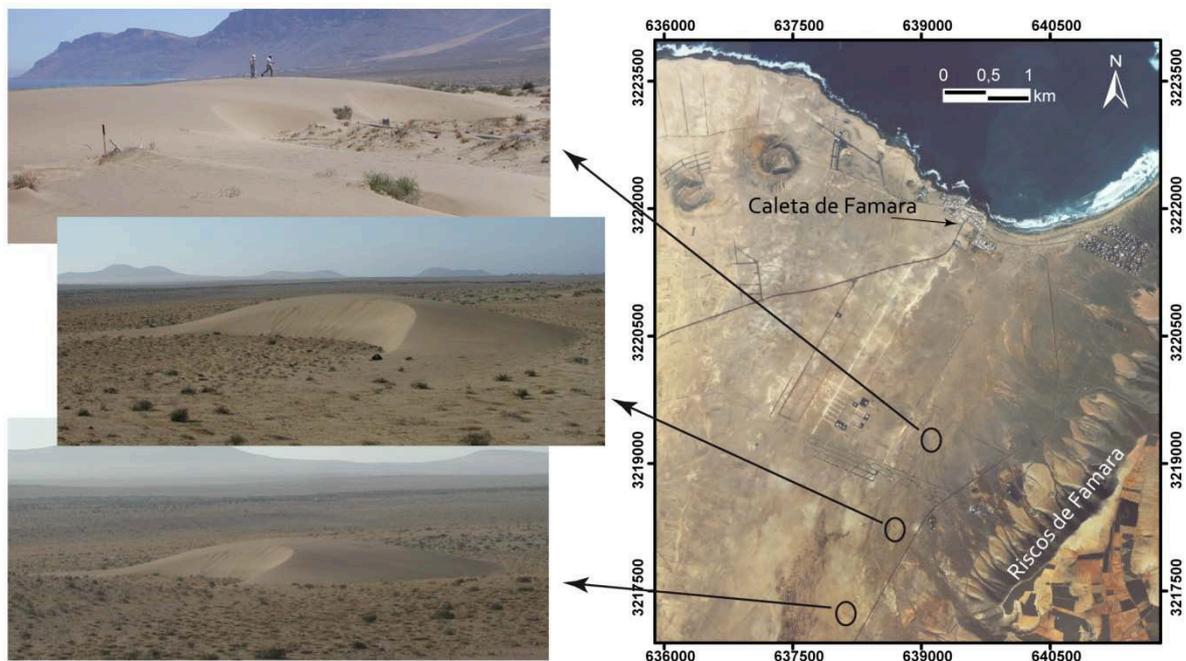


Figura 2.7. Fotografías y localización de las 3 dunas barjanas en El Jable.

2.2.3.1. Mediciones a partir de puntos fijos

En las primeras campañas de campo y después del reconocimiento de la zona, se procedió a colocar una serie de estacas de madera, PVC y hierro frente a la cara de avalancha de las tres dunas. Las mediciones se realizaban con una cinta métrica midiendo desde las estacas a tres puntos de la cara de avalancha, uno central y dos en los laterales, siguiendo siempre una misma orientación medida con brújula. Al cabo de pocas campañas se observó que el movimiento de las dunas no era perpendicular a la alineación de las estacas y que las dunas avanzaban con una velocidad mayor de la estimada, dejando rápidamente enterradas las estacas colocadas. En varias ocasiones se procedió a colocar nuevas estacas en zonas más lejanas desde las que se pudiera seguir el control del avance de las dunas. En total se realizaron 8 campañas de campo siguiendo esta metodología.

Esta técnica fue abandonada por la imposibilidad de hacer un seguimiento continuo en el tiempo ya que no se podían correlacionar las tasas de avance obtenidas de unas estacas, con las nuevas colocadas después de que las dunas las enterraran.

2.2.3.2. Mediciones a partir de GPS

Para hacer un mejor seguimiento de la evolución de las tres barjanas se procedió a posicionar el contorno de cada una con un GPS Garmin eTrex Summit. Este método presenta un error medio de 4 metros. De esta manera se obtuvieron 12 registros entre mayo de 2003 y julio 2009, 9 de ellos obtenidos entre los años 2003-2005 y los otros 2 en el 2007 y 2009. La información recogida se analizó mediante ArcView 3.2 y ArcGIS 9.2.

2.2.3.3. Mediciones a partir de levantamientos topográficos

Durante 10 campañas de campo entre 2003 y 2007 se realizaron sendos levantamientos topográficos de la duna barjana más meridional. Para ello se utilizó una estación total Topcon GTS-303D, estableciendo un punto fijo donde colocarla en cada campaña. Este punto fijo se creó enterrando un tubo de metal de 1 m en lo alto de una loma que se encontraba a sotavento de la duna. Los puntos tomados en cada levantamiento topográfico cubrían la duna y parte del sustrato que la rodeaba. Las representaciones topográficas y cálculos posteriores se realizaron con el programa informático Surfer, versiones 7.0 y 8.0.

2.3.- ESTUDIO EVOLUTIVO

La evolución de El Jable se ha abarcado desde 2 escalas temporales diferentes y para cada una de ellas se ha aplicado distinta metodología.

Para examinar la *evolución histórica* de este sistema eólico, se ha recurrido a diferentes documentos que relatan la geomorfología de El Jable en distintos períodos durante los últimos siglos. La *evolución reciente* se estudió mediante un análisis multitemporal por medio de fotografía aérea. Para ello lo primero que se realizó fue una búsqueda y selección de vuelos fotogramétricos de la zona. Esta selección se basó principalmente en la disponibilidad de estos y en la escala y resolución de los fotogramas.

Teniendo en cuenta que el área de trabajo es de unos 90 km², se procedió a realizar un análisis previo de toda la zona de estudio para delimitar las áreas que presentaban los cambios más significativos. De esta forma El Jable se dividió en 5 sectores (figura 2.8).



Sectores	Descripción
Sector A	Campo de dunas asociadas a vegetación (nebkhas)
Sector B	Zona de dunas barjanas aisladas sobre manto eólico
Sector C	Área de extracción de áridos
Sector D	Playa arenosa costa norte
Sector E	Playas arenosas costa sur

Figura 2.8. Sectores de El Jable donde se observan mayores variaciones temporales. La tabla de la derecha señala las características generales de cada sector.

La tabla 2.6 muestra los vuelos escogidos y sus características. Es de destacar que la empresa GRAFCAN ha puesto disponibles al público algunos de estos vuelos a partir de junio de 2010, por lo que solo se han utilizado para algunos de los sectores mencionados.

Fecha	Escala	Entidad
Abril-1955	1:20000	Ejército del Aire
Marzo-1966	1:20000	GEOCART
Enero-1977	1:6500	Mancomunidad de cabildos de Las Palmas
Enero-1980	1:7000	Mancomunidad de cabildos de Las Palmas
Enero-1982	1:25000	Ejército de Tierra
Noviembre-1990	1:18000	GRAFCAN
Noviembre-1991	1:5000	Gobierno de Canarias
Diciembre-1998	ortofoto	GRAFCAN
Enero-2002	1:18000	GRAFCAN
Enero-2008	ortofoto	GRAFCAN

Tabla 2.6. Vuelos utilizados para el estudio de evolución multitemporal.

Debido a que algunos sectores eran bastante estables, se prescindió en estos casos de utilizar algún vuelo intermedio para realizar el estudio evolutivo. En el caso del sector C se decidió añadir el vuelo de 1982 a pesar de tener una escala pequeña, porque es en estos fotogramas donde primero se observaron huellas de extracciones. El vuelo de 1977 en los sectores B y C solo se encontraba a escala 1:25000, por lo que se prescindió de él para realizar el análisis comparativo. En la tabla 2.7 se resumen los vuelos analizados para cada sector.

Sectores	1955	1966	1977	1980	1982	1990	1991	1998	2002	2008
Sector A	*	*	*	*			*	*		*
Sector B	*	*				*		*	*	*
Sector C					*			*		*
Sector D	*									*
Sector E	*							*		*

Tabla 2.7. Vuelos utilizados para estudiar la evolución de los sectores de El Jable donde se presentan mayores variaciones.

Una vez seleccionados los vuelos y dividida la zona en sectores, se seleccionaron las fotografías aéreas para su posterior corrección geométrica. Los vuelos de 1998 y 2008 ya se encontraban como ortofotos. Al resto de vuelos se le realizó una restitución fotogramétrica con el software informático ArcMap de ArcGIS Desktop 9.2., tomando los puntos de control sobre la ortofoto de 1998.

Debido a que prácticamente toda la zona de estudio está formada por arenas, la localización de puntos de control fue bastante compleja, sobre todo en los vuelos más antiguos donde se utilizó en muchos casos la vegetación de la zona.

Se tomaron una media de 8 puntos de control en cada fotograma. Para crear la nueva matriz correctamente posicionada, se optó por realizar en casi todos los casos una transformación con una función de 1º grado. Con esta transformación se consiguió un buen ajuste de los documentos originales al nuevo sistema de referencia, gracias a que el área de estudio es una zona plana sin grandes accidentes del terreno (Chuvienco, 2002).

Debido a la dificultad para localizar puntos de control y a que no siempre se conseguía una distribución homogénea de éstos, una corrección con una ecuación cuadrática daría una ponderación excesiva a las áreas con mayor número de puntos a expensas de otros sectores del fotograma. De este modo, tanto para las transformaciones con una función de 1º grado como para las cuadráticas, se procuró tomar los puntos de control lo más cercano posible al objeto de estudio.

El trasvase de los datos a la matriz calculada se realizó por el método del vecino más próximo, que preserva los valores originales al no introducir promedios.

Otra de las complicaciones a la hora de realizar la corrección geométrica surgió del hecho de que no se disponía de todos los pares estereoscópicos. Como resultado, no se pudo recortar el centro útil en varias de las fotografías aéreas, donde se reduce la deformación cónica que presentan, debido a que las zonas de interés se encontraban situadas en los bordes (Chuvieco, 1996). En estos casos se optó realizar una corrección de 2º orden seleccionando, como se ha citado anteriormente, el mayor número de puntos posibles en la zona objeto de análisis.

La tabla 2.8 muestra el error cuadrático medio estimado (RMSE o error residual) para la corrección geométrica de los fotogramas utilizados en el estudio multitemporal del sector A. En este caso todas las fotografías aéreas se corrigieron con una ecuación de 1º orden.

Fotograma	Nombre	Tamaño de celda (m)	Nº ptos. control	Error (m)
P43_8198	A1-1977	0,71	6	0,88623
P6_2124	A1-1980	0,77	8	0,84859
P16_3609	A1-1991	1,15	7	1,99427
P43_8198	A2-1977	0,36	8	0,61706
P6_2125	A2-1980	0,39	8	0,51922
P16_3610	A2-1991	0,57	12	0,95770
P43_8199	A3-1977	0,36	8	0,67849
P6_2125	A3-1980	0,39	10	0,86717
P16_3610	A3-1991	0,58	12	0,87047
P43_8199	A4-1977	0,36	5	0,22812
P6_2125	A4-1980	0,39	7	0,48657
P43_8199	A5-1977	0,73	8	0,80528
P6_2125	A5-1980	0,78	9	0,64685

Tabla 2.8. Error cuadrático medio estimado (RMSE) para los fotogramas utilizados en el análisis del sector A. A1, A2, A3, A4 y A5 son subdivisiones realizadas en el sector para llevar a cabo dicho estudio.

Para el resto de fotogramas el error cuadrático medio estimado no superó los 5 metros, siendo en la mayoría de ellos inferior a 3 metros. Estos errores medios resultantes dependían directamente de los inconvenientes anteriormente citados a la hora de proceder a la fotorrestitución. Por otro lado, el tamaño de celda en varios de ellos tenía un tamaño considerable (de hasta 4 metros), con lo que la localización de puntos de control resultaba aún más complicado y aumentaba el error. Sin embargo, al concentrar los puntos de control en el área de estudio de cada fotograma, cabe esperar que el error en esta zona en concreto después de la corrección sea menor que el error medio del fotograma.

Por otro lado, debido a la imposibilidad de introducir puntos de verificación diferentes a los puntos de control utilizados en la corrección fotogramétrica, no pudo calcularse el RMSE real obtenido en los distintos fotogramas.

Una vez las fotografías aéreas estuvieron restituidas, se procedió a digitalizar el objeto de estudio en cada zona. De esta manera, a lo largo de El Jable, se digitalizó el contorno de las dunas barjanas encontradas en cada vuelo; en la zona de las extracciones, el contorno exterior de cada zona extractiva donde estas presentaban gran pendiente y en medio del límite superior e inferior de la pendiente donde las paredes de las extracciones presentaran zonas de derrumbes importantes; la cresta de las bermas de las playas del norte y del sur, así como las lagunas donde se hallaran.

Posteriormente se realizó un análisis multitemporal en el que se comparó cada sector durante el periodo 1955-2008.



Capítulo 3

Sedimentología y estratigrafía



Se han analizado las características sedimentológicas y mineralógicas de los materiales sedimentarios presentes en la zona de estudio. Este análisis incluye tanto el sedimento superficial como el que se encuentra bajo la superficie. Para este último, se han realizado una serie de cortes geológicos y calicatas, con la finalidad de correlacionar estratigráficamente los depósitos que han formado El Jable y trazar la que pudo ser la historia geológica de este lugar.

3.1.-SEDIMENTO SUPERFICIAL

3.1.1.- Características granulométricas

Los resultados obtenidos del análisis granulométrico muestran una gran heterogeneidad en la superficie de El Jable (anexo I.I) (Cabrera *et al.*, 2005 y 2006). En lo referente al tamaño medio, predominan las arenas medias ($1-2\phi$) y finas ($2-3\phi$) y solo 5 de las 110 muestras estudiadas presentan tamaños grueso y muy grueso ($-1-1\phi$). La mayor parte de sedimentos finos se concentra en la zona NE de El Jable, en dirección SSO desde la Playa de Famara (figura 3.1.A).

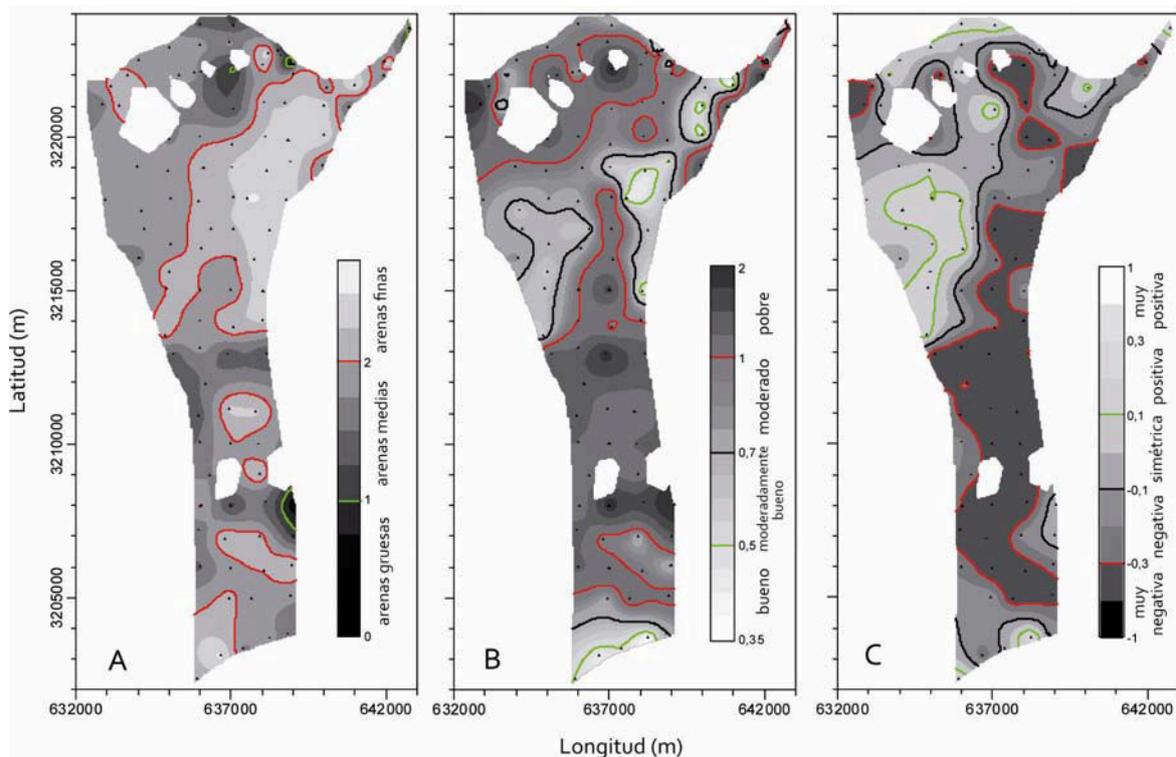


Figura 3.1. Distribución de los parámetros granulométricos en muestras superficiales: A) tamaño medio, B) grado de selección, C) skewness. Los valores de cada parámetro están representados en ϕ . Los puntos indican la localización de las muestras. Las zonas en blanco se corresponden con los conos volcánicos de la zona.

Los valores del grado de selección oscilan entre $0,3\phi$ y 2ϕ . Los materiales más homogéneos se encuentran en la costa sur y en el NE de El Jable. En la costa norte, el

material está moderadamente clasificado y en el resto de la zona de estudio las muestras son poco homogéneas (figura 3.1.B). En cuanto al parámetro de *skewness*, la mayor parte del área de estudio presenta asimetrías negativas y muy negativas, salvo la zona NO incluyendo la costa N, una pequeña área anexa a la Playa de Famara y en algunas muestras de las playas del sur, donde aparecen muestras simétricas y con asimetrías positivas (figura 3.1.C).

A partir de los resultados expuestos en el análisis granulométrico, se han agrupado las muestras con distribución granulométrica similar, lo que ha permitido obtener un mapa en el que se identifican seis sectores con características comunes (figura 3.2.A). Se ha obtenido para cada sector la distribución granulométrica media (figuras 3.2.B, 3.2.C y 3.2.D), que permite obtener información de las características de las modas que presenta cada una. La moda es un importante parámetro estadístico con el que se puede determinar si las muestras proceden de diferentes áreas fuente o han sido sometidas a diferentes modos de transporte o deposición (Ashley, 1978; Sun *et al.*, 2002). Además, en muestras polimodales, los valores de ϕ y la magnitud de las modas dan información sobre la mezcla de los sedimentos (Friedman y Sanders, 1978).

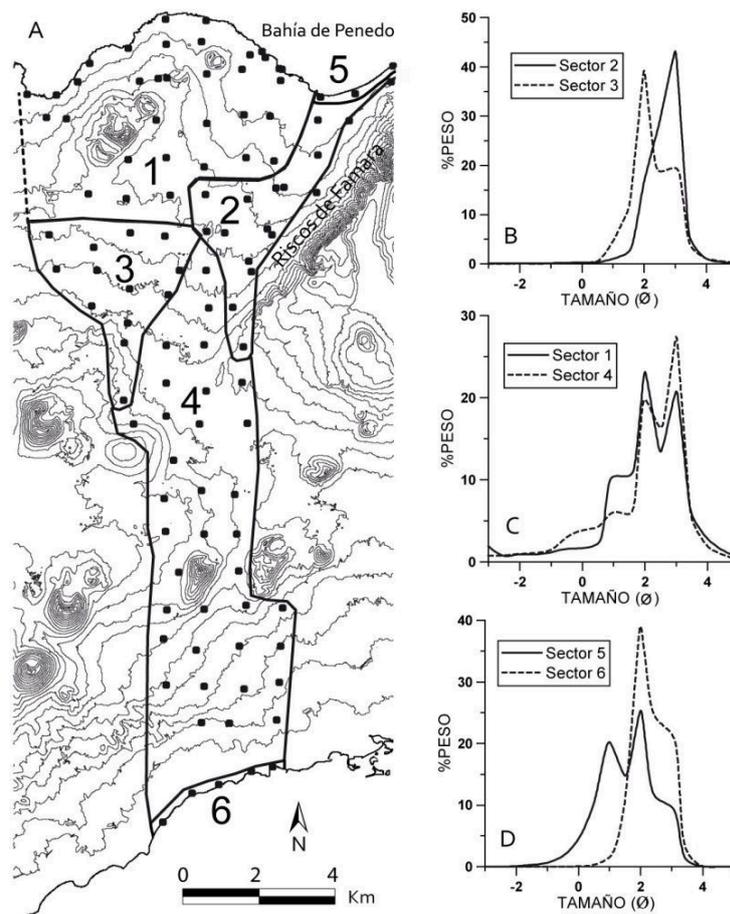


Figura 3.2. Sectorización de El Jable (A) y distribución granulométrica de los sectores 2-3 (B), 1-4 (C) y 5-6 (D), estas últimas correspondientes a muestras recogidas en las playas N y S respectivamente. La línea discontinua de la figura A indica que en esa zona el límite de El Jable es difuso.

Las distribuciones más homogéneas corresponden a los sectores 2 y 6, mientras que en las restantes son claramente polimodales. Esto indica que en general el sedimento proviene de más de un área fuente y que mayoritariamente el material que forma estos sectores no corresponde con ambientes típicos de dunas, ya que en este caso abundarían las muestras con una sola moda y asimetrías positivas (Friedman, 1961).

Se ha realizado una comparación por sectores que presentan similitudes en su distribución o en el caso del 5 y 6 porque los dos son depósitos de playa, aunque el primero de ellos está formado por muestras de intermareal y el segundo de supramareal.

La moda del sector 2 corresponde al tamaño de arenas finas, mientras que el sector 3 presenta dos modas, estando la más importante en tamaños de arenas medias (figura 3.2.B). Si bien en ambos casos los sedimentos que recubren ambas zonas corresponden principalmente con material eólico, las diferencias observadas apuntan a que cada sector presenta un origen diferente. El sector 2 se encuentra en la zona más próxima a la única entrada de material al sistema, mientras que el 3 corresponde con una zona más elevada a la que no le llegan aportes marinos recientes.

Por otro lado, los sectores 1 y 4 son marcadamente polimodales. Sus modas más importantes se localizan en los 2 y 3ϕ , mientras que el resto de las modas corresponden con sedimentos más gruesos (figura 3.2.C). La presencia de tantas modas indica que el sedimento de estos sectores proviene de varias fuentes. Las modas principales corresponden con arena media y fina, mientras que los sedimentos más gruesos están formados principalmente por fragmentos de gasterópodos terrestres, piroclastos y dependiendo de la zona, fragmentos de caliches y de unas estructuras que se asemejan a pequeños barriles, cuyo origen ha presentado bastante controversia, pues ha sido atribuido al género *Anthophora* (Hymenoptera) (Aranda Millán, 1909; Hernández Pacheco, 1909; Edwards y Meco, 2000), al *Celliforma* (Ichneumonidae) (Ellis y Ellis-Adam, 1993; Alonso-Zarza y Silva, 2002) y al *Rebuffoichnus* (Coleoptera) (Genisse y Edwards, 2003), aunque últimas investigaciones parecen inclinarse por definirlos como ootecas de acrididos (Acrididae) (Meco *et al.*, 2006, 2010). En este estudio serán citadas como ootecas de insectos.

La diferencia fundamental entre estos dos sectores radica en que en el sector 1 predominan los bioclastos mientras que en el 4 lo hacen los piroclastos. Ambos sectores han estado sometidos a una intensa actividad agrícola en el pasado. Esto produce una mezcla de los sedimentos eólicos no solo con las arenas volcánicas que se utilizan de forma artificial en la preparación del suelo de cultivo, sino también con el sedimento de capas inferiores que en muchos casos se trata de paleosuelos con alto contenido en finos, ootecas de insectos y gasterópodos terrestres. A esto se le añade la existencia de productos volcánicos derivados de las erupciones de los conos volcánicos cercanos que

también salen a la superficie en el proceso de arado del suelo. Como añadido, el sector 1 es una zona donde la actividad eólica ha dado lugar a grandes áreas de deflación, dejando en superficie arenas mezcladas con el material más grueso formado principalmente por fragmentos de gasterópodos terrestres y piroclastos.

Los sectores 5 y 6 corresponden con playas arenosas del NE y S de El Jable respectivamente (figura 3.2.D). Aunque coincidan en el tamaño de dos de sus modas (2ϕ y 3ϕ), el sector 5 presenta una moda más en 1ϕ y es más heterogéneo que el 6. Esto indica que los sedimentos de la Playa de Famara (sector 5) presentan una fuente de sedimentos de tamaño más grueso que el resto de la muestra, que probablemente provienen de la erosión de los Riscos de Famara. Como añadido hay que tener en cuenta que las muestras del sector 5 son de intermareal y este sedimento contiene arena más gruesa que las de las playas del S que son de la zona supramareal, donde domina el material eólico.

3.1.2.- Características composicionales

3.1.2.1.- Contenido de carbonatos por calcimetrías

El sedimento superficial de El Jable no solo es heterogéneo en lo referente a sus parámetros granulométricos, sino que presenta una gran variabilidad en cuanto a su concentración de carbonatos. En la mitad septentrional existe un claro gradiente desde el O donde se observan valores máximos de hasta un 90%, disminuyendo hacia el E, donde predominan valores próximos al 40%. El porcentaje de carbonatos de la mayor parte de los sedimentos que forman la mitad meridional de El Jable es de 30-40%, no observándose un patrón concreto de distribución. Esto se debe a que esta zona ha estado sometida a una intensa actividad agrícola durante la cual se mezcla el sedimento superficial con los estratos inferiores y con piroclastos de fuera de la zona, confiriéndole esta aparente homogeneidad. Los sedimentos de las playas del sur son ligeramente más carbonatadas llegando hasta un 50% (figura 3.3.A), lo que indica que estas playas reciben aportes de sedimentos externos a El Jable.

La zona NO, que presenta una alta concentración de carbonatos, se corresponde con un área más elevada topográficamente que no recibe aportes terrígenos de los Riscos de Famara y donde el suelo no ha estado tan sometido, como el resto de El Jable, a la técnica de cultivo donde mezcla el suelo con piroclastos. Como añadido, la costa N está formada por una rasa marina y salvo la gran playa del NE (Playa de Famara), por donde se producen aportes marinos al sistema, solo se encuentran pequeños depósitos de playa.

A fin de indagar en los posibles aportes de sedimentos a lo largo de la costa norte, se tomaron 7 muestras en la zona intermareal de las playas, señaladas por una "p", y 11 muestras en la zona emergida (figura 3.3.B). Las muestras 1 a 5 corresponden con la zona

de El Jable de alto contenido en carbonatos. En esta zona las muestras 3p y 5p presentan una concentración de carbonatos mucho menor que la que se encuentra en El Jable en la misma zona. Sabiendo que la componente biógena proviene principalmente del mar, parece evidente, además de por la presencia de la rasa marina volcánica descubierta, la falta de aporte sedimentario por esta zona (figura 3.3.C). El comportamiento aparentemente anómalo de la muestra 1p se debe a que se encuentra frente a la desembocadura de varios barrancos que se forman en las laderas del N de los volcanes de Soo y que arrastran hasta la rasa marina volcánica el sedimento de El Jable. En las pequeñas playas de Caleta de Famara (muestras 6p y 7p) y sobre todo en la Playa de Famara (muestras 10p y 11p), el sedimento presenta mayor proporción de carbonatos que en las zonas aledañas emergidas. Este hecho se explica por los aportes de sedimentos procedentes de los Riscos de Famara, y también explica la disminución gradual en el contenido en carbonatos a medida que nos desplazamos hacia el E.

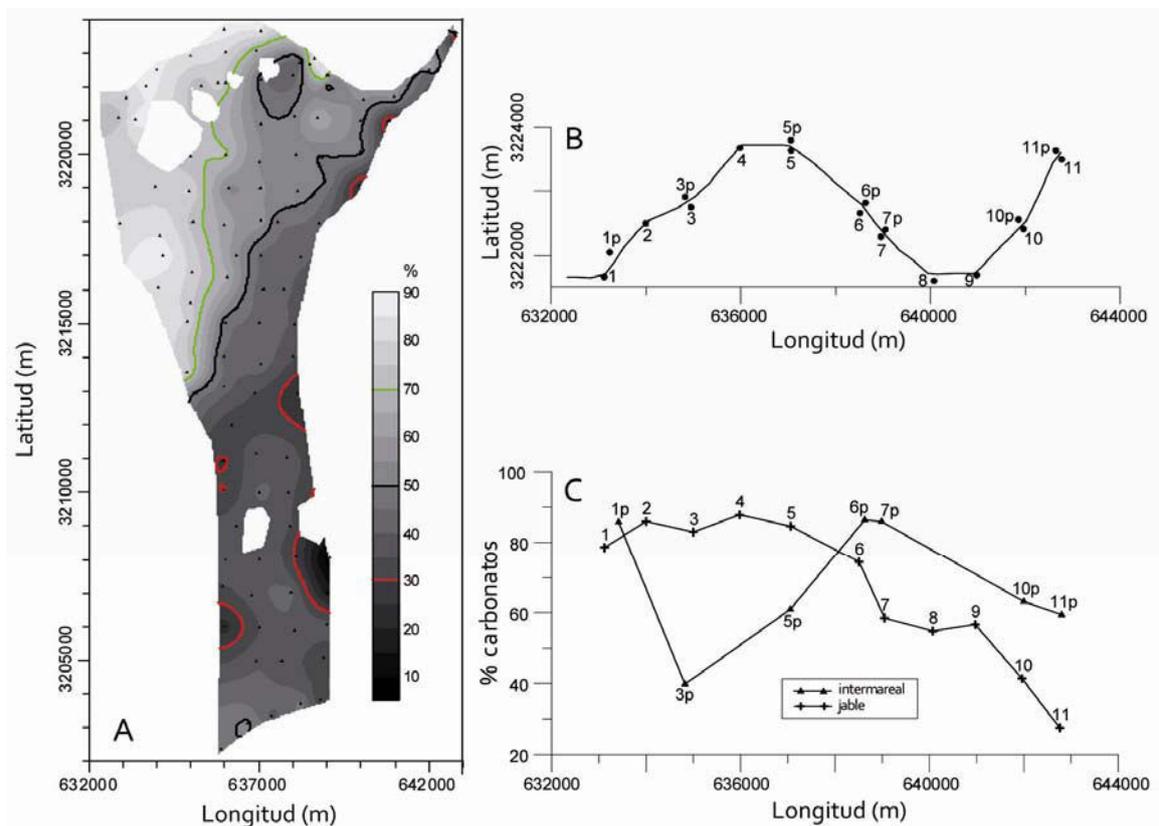


Figura 3.3. Distribución del porcentaje de carbonatos sobre la superficie de El Jable (A). Localización de las muestras de jable e intermareal (p) de la costa norte (B) y su porcentaje de carbonatos (C).

3.1.2.2.- Análisis petrológico

De las muestras superficiales se seleccionaron 37 a las que se le realizaron láminas delgadas para analizarlas bajo el microscopio petrográfico (figura 2.3). El análisis de las láminas delgadas muestra que el sedimento está formado por granos con dos orígenes bien diferenciados, bioclastos y litoclastos. Dentro de los bioclastos se diferencian la flora

y la fauna, mientras que los litoclastos se dividen en minerales y fragmentos de roca. La figura 3.4 muestra los componentes principales hallados en las láminas delgadas y el porcentaje total de cada componente se puede observar en el anexo I.II.

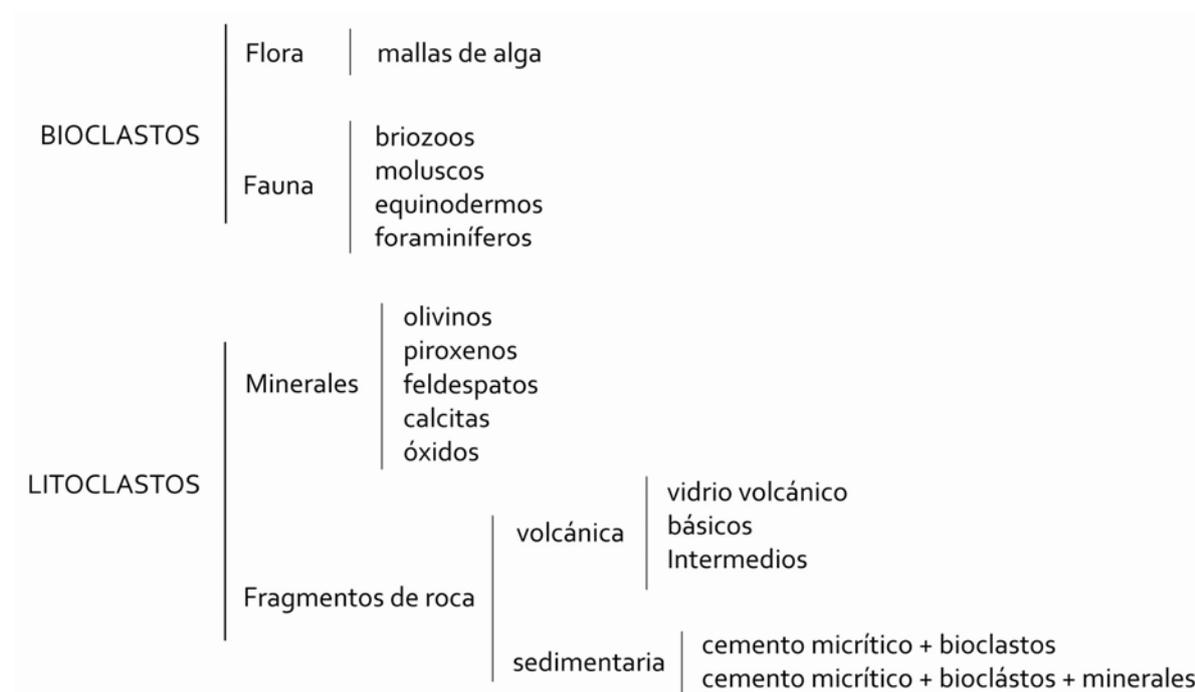


Figura 3.4. Clasificación de los componentes del sedimento hallados en las láminas delgadas.

Además de estos componentes, se ha observado que en casi todas las muestras aparecen en distinta proporción, unas estructuras circulares de menos de 2 mm formadas por un núcleo de origen biógeno (el más abundante) o terrígeno cubierto por cemento micrítico. Estas estructuras circulares se denominan ooides y son poligenéticos, pues su formación puede deberse a procesos biogénicos o por precipitación química. Los ooides se desarrollan en una amplia variedad de ambientes desde aguas someras marinas a lagos carbonatados (Alonso-Zarza *et al.*, 1992), ríos, cuevas y suelos calcáreos (Flugüel, 1982; Peryt, 1983).

En estudios realizados sobre calcretas en las islas orientales del archipiélago canario se les adjudica un origen edáfico encontrándose en 4 situaciones diferentes: (a) en láminas de cemento micrítico; (b) rellenando grietas de estructuras de micrita; (c) formando estratos dentro de capas micríticas laminadas; (d) dentro de nidos de himenópteros (Alonso-Zarza y Silva, 2002).

En las muestras de El Jable, estas estructuras se encontraban casi siempre de forma individual presentando tanto capas concéntricas bien diferenciadas como una única capa masiva alrededor del núcleo y en menor proporción se encontraron fragmentos de caliche compuestos por estas estructuras y cemento micrítico como matriz (figura 3.5).

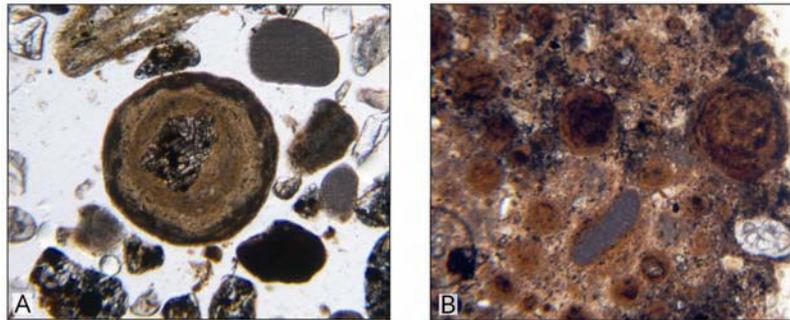


Figura 3.5. A) Ooide cuyo núcleo está formado por un fragmento de roca volcánica. B) Fragmento de caliche formado por ooides.

Como añadido, en las láminas delgadas se observa cemento micrítico en distintas posiciones con respecto a la partícula del sedimento, pudiendo encontrarse intraclasto (figura 3.6.A), rodeando los clastos, similar al cemento que recubre los ooides, y sobre los bioclastos (figura 3.6.B). Según la localización de la muestra predominan unos u otros.

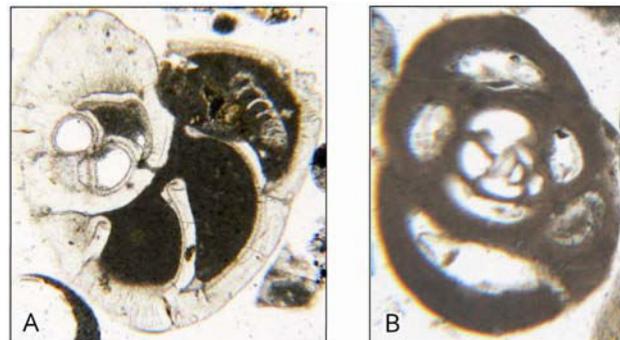


Figura 3.6. A) Cemento intraclasto. B) Cemento sobre bioclasto.

Por otro lado, los fragmentos de roca volcánica encontrados muestran diferentes grados de alteración, indicando que el sedimento presenta componentes que provienen de la erosión de coladas volcánicas generadas en diferentes momentos eruptivos (figura 3.7).

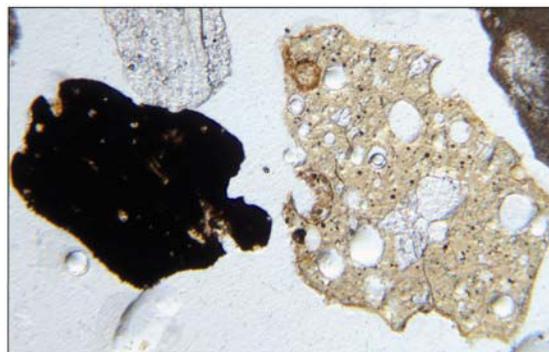


Figura 3.7. Fragmento de roca volcánica muy alterada y vidrio volcánico.

Asimismo, los componentes analizados en las láminas delgadas se diferenciaron en 4 grupos según su origen: 1) *bioclastos*, donde se incluyen mallas de alga, briozoos, foraminíferos y otros bioclastos no diferenciados; 2) *minerales*, entre los que se encuentran los minerales Fe-Mg y Na-Ca, la calcita y los óxidos; 3) *fragmentos de roca*,

que engloban fragmentos de roca sedimentaria, fragmentos de roca volcánica muy, medio y poco alterada y vidrio volcánico; y 4) el *cemento*, que se encuentra tanto en los bioclastos como en los litoclastos.

De todos los componentes encontrados en las láminas delgadas se realizó una selección de aquellos que podían dar más información sobre el origen de las muestras. La figura 3.8 representa la distribución superficial de estos componentes referida al 100% del grupo al que pertenecen (cemento, minerales y fragmentos de roca), excepto la cantidad de ooides, que es una medida cualitativa. De esta manera se obtiene la cantidad de cemento del total de la muestra, y la proporción relativa de óxidos y de las distintas clases de fragmentos de roca independientemente de la concentración de bioclastos o litoclastos de la muestra, pudiendo comparar la proporción de estos compuestos en toda el área de estudio.

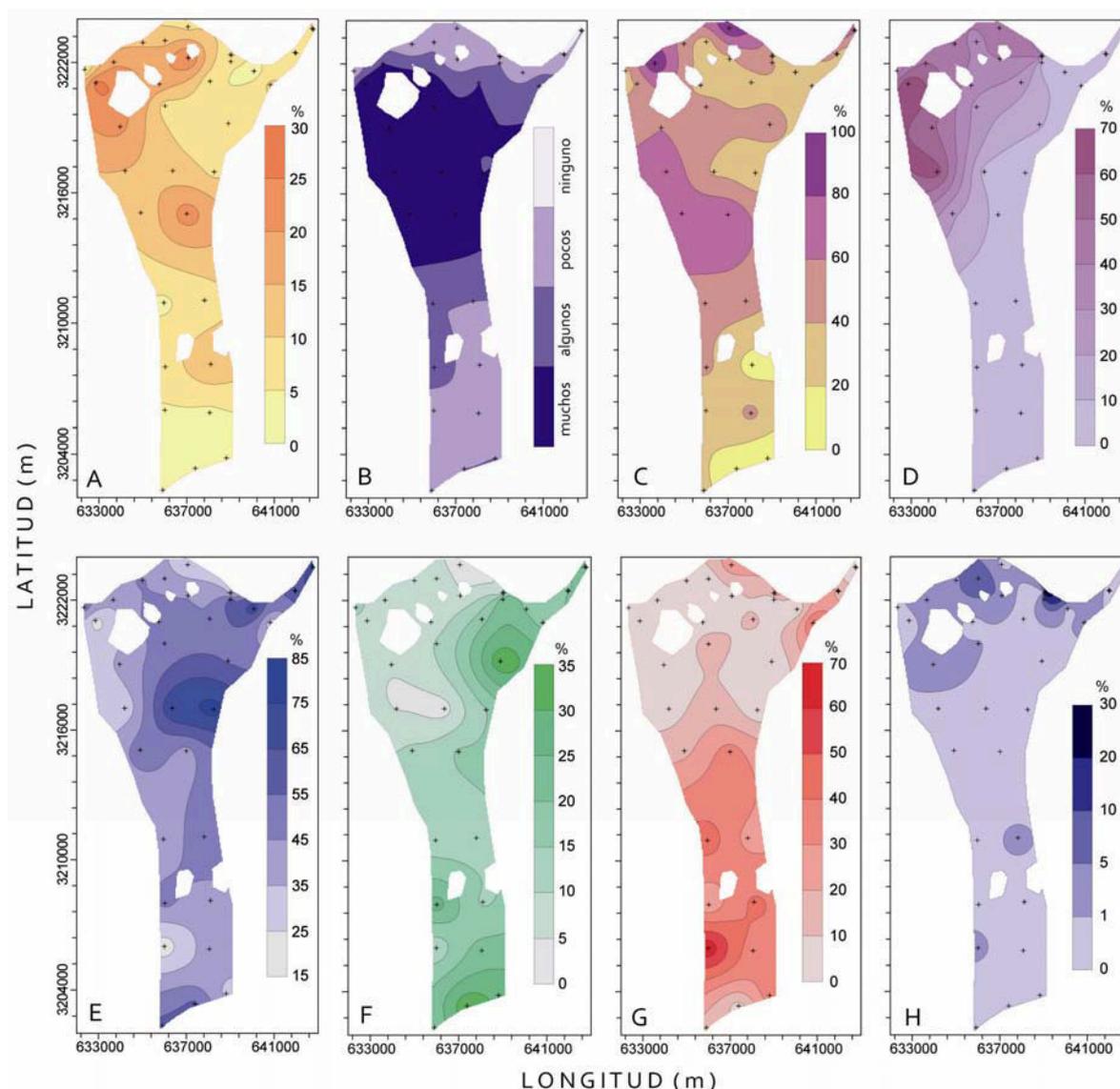


Figura 3.8. Distribución espacial de los resultados del análisis petrológico. A- cemento; B- ooides; C- óxidos; D- fragmentos de roca sedimentaria; E- fragmentos de roca volcánica muy alterada; F- fragmentos de roca volcánica con alteración media; G- fragmentos de roca volcánica poco alterada; H- fragmentos de vidrio volcánico sin alterar.

De esta manera se encuentra que el cemento es más abundante en la zona NO de El Jable lo que sugiere que el material en esta zona es más antiguo y ha sufrido procesos de cementación más intensos o durante más tiempo que en el resto de la zona (figura 3.8.A). Por otro lado, los ooides se encuentran a lo largo de todo el área de estudio salvo en las muestras recogidas en el intermareal de la Playa de Famara y su concentración aumenta desde las dos costas hacia el centro (figura 3.8.B). De todos los minerales sueltos encontrados, los óxidos presentan más de un 40% en la mayor parte del área de estudio, llegando a alcanzar valores superiores al 80% en la costa norte, mientras que en la costa sur los valores son menores del 20% (figura 3.8.C). En la zona NO predominan los fragmentos de roca de origen sedimentario sobre los de origen volcánico, llegando a alcanzar el 70%. Esta zona coincide con la zona de mayor concentración de carbonatos (figura 3.3.A) y con las concentraciones más altas de granos cementados. De este modo, la zona NO presenta características de formación que la diferencian del resto del área de estudio, donde la proporción de fragmentos de roca sedimentaria con respecto a las de origen volcánico es inferior al 10% (figura 3.8.D). Por otro lado, en general a lo largo de toda la zona de estudio, la concentración de vidrio volcánico sin alterar es muy escasa ó inexistente, mientras que solo en un punto de la costa norte se alcanzan valores de entre 20-30% (figura 3.8.H), indicando que las lavas que las formaron son más antiguas. En cuanto a los fragmentos de roca volcánica (figura 3.8.E, F, G), se diferencian a grandes rasgos tres zonas, NO, NE y mitad sur de El Jable, donde las proporciones varían en función del distinto grado de alteración que presentan las muestras (tabla 3.1), apoyando la diferenciación que se ha observado con otros parámetros.

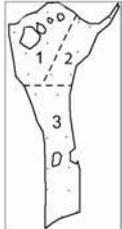
	Zona	F.R.V. muy alterada (%)	F.R.V. medio alterada (%)	F.R.V. poco alterada (%)
1	1	15-55	0-10	0-10
2	2	45-85	15-35	0-20
3	3	35-55	10-15	30-40

Tabla 3.1. Rango de valores de los fragmentos de roca volcánica (F.R.V.) según su grado de alteración en cada una de las tres zonas.

De esta manera se observa que la zona 1 está principalmente formada por fragmentos de roca sedimentaria rica en cemento, y en menor medida rocas volcánicas muy alteradas. En la zona 2, deprimida topográficamente con respecto a la 1, los fragmentos de roca más abundantes son los de origen volcánico muy alterados, sin duda procedentes de la alteración de las distintas coladas mio-pliocenas que forman los Riscos de Famara. La zona 3 presenta una mezcla de fragmentos de roca volcánica con diferente grado de alteración, siendo las más abundantes las muy alteradas y las poco alteradas. Esta mezcla sin duda se debe a la importante actividad agrícola que se ha desarrollado durante siglos en esta zona, y que como se ha comentado en el capítulo 1 consistía en

mezclar el sedimento con material piroclástico. Este material normalmente procede de erupciones más recientes, y por tanto presenta un menor grado de alteración.

3.1.2.3.- Comparación de métodos

Se realizó un estudio comparativo entre la cantidad de carbonatos en las muestras obtenida mediante las calcimetrías y la obtenida a partir del estudio petrográfico. Para ello se sumaron los porcentajes de todos los bioclastos, del cemento micrítico que es de composición calcárea y el de los fragmentos de roca sedimentaria, ya que estos últimos están compuestos por una matriz calcárea micrítica y los núcleos son principalmente bioclastos.

La relación de los resultados de los dos métodos (figura 3.9), muestra que los datos presentan un ajuste muy bueno y la pendiente de la recta de ajuste es prácticamente 1, si bien los resultados de las láminas delgadas dan valores ligeramente superiores a los de las calcimetrías, siendo mayor el error cuanto mayor es el contenido de carbonatos de la muestra.

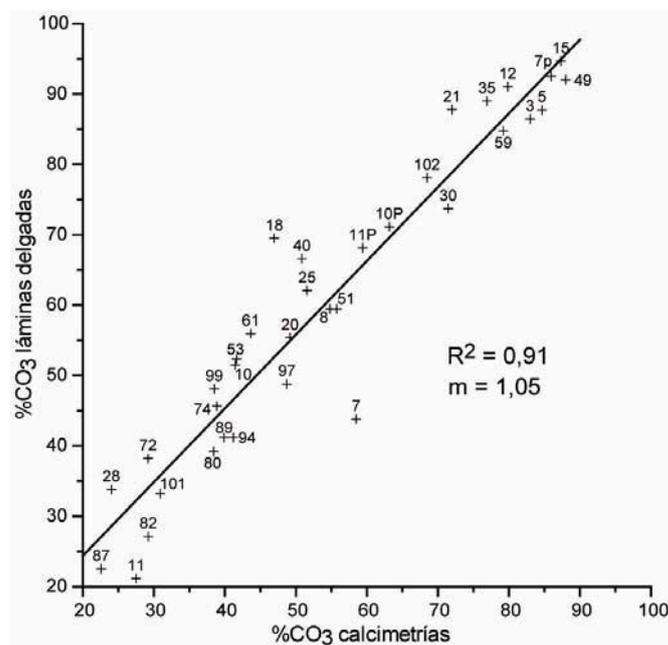


Figura 3.9. Comparación de los resultados obtenidos con el método calcimétrico de Bernard y con el análisis de puntos de las láminas delgadas.

Para intentar explicar esta diferencia se analizaron los fragmentos de roca sedimentaria de las muestras que más se desviaban, pero estos no tenían o tenían en muy bajo porcentaje minerales Fe-Mg o Na-Ca. Descartando este punto como error, otra posible explicación es que aunque para realizar las calcimetrías se añade un exceso de ácido clorhídrico, este se va quedando más diluido con el H₂O que se libera de la reacción y no termina de disolver al 100% todo el carbonato de la muestra. Cuanto mayor sea la cantidad de carbonato mayor será la proporción sin disolver.

3.2.- CORTES GEOLÓGICOS

Para llevar a cabo este estudio se realizaron columnas estratigráficas de diversos cortes geológicos (Z), entre los que se seleccionaron 16 y que están localizados en la figura 3.10. La tabla incluida en la figura 3.10 muestra las coordenadas de localización y la altura topográfica aproximada a la que se encuentra el techo de cada corte geológico. Este valor en metros sobre el nivel del mar (msnm) se obtuvo a partir de la topografía 1:5000 de la zona, en la que la equidistancia entre las curvas de nivel es de 5 metros. Dichos cortes geológicos se limitan al área septentrional de El Jable por ser la zona menos alterada antrópicamente y donde se podían encontrar mejores secciones del terreno.

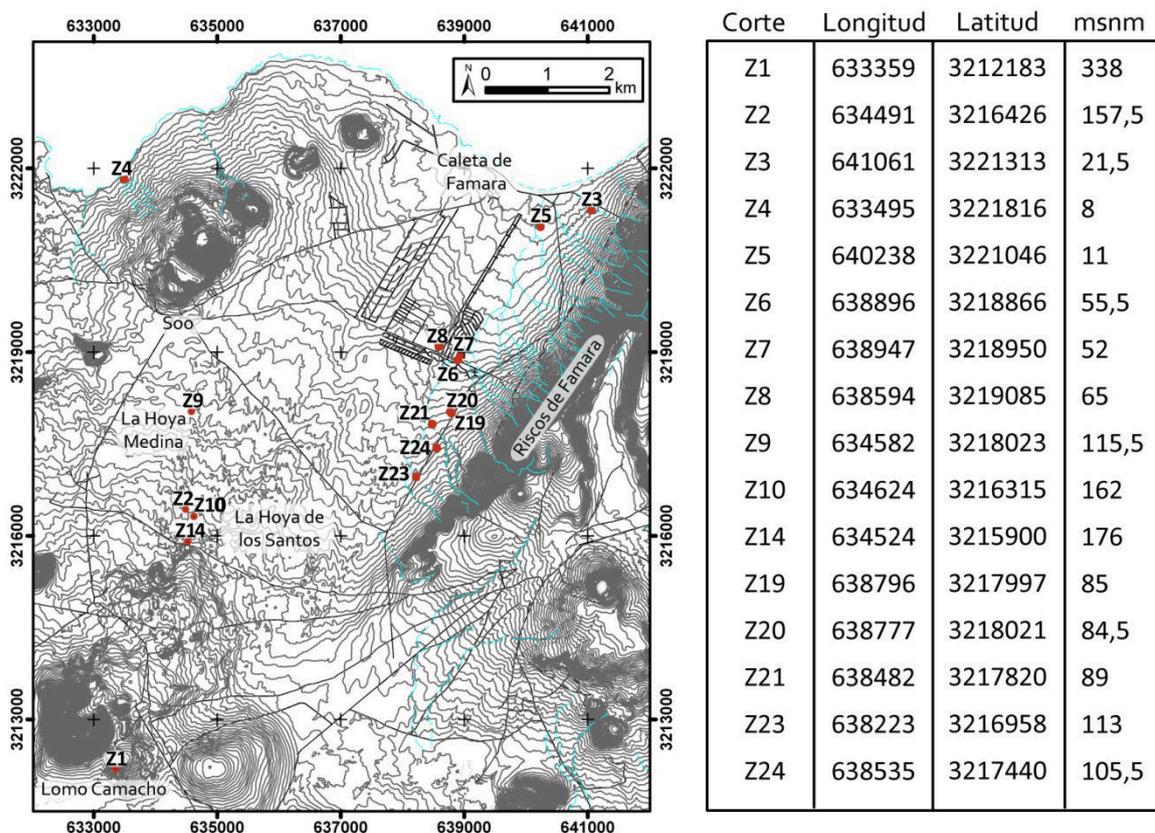


Figura 3.10. Localización de los cortes geológicos.

Los cortes geológicos fueron localizados principalmente en la red de barrancos actual, que se ha formado en las laderas de los volcanes de Soo y los Riscos de Famara y que seccionan los distintos depósitos que han formado El Jable. Además se encontraron algunos de gran potencia en diversas huellas extractivas localizadas al NO de El Jable. En general, dichas extracciones tienen un nivel inferior común formado por una superficie poligonal arcillosa de gran dureza (figura 3.11). Esta superficie poligonal corresponde al techo de un paleosuelo arcilloso que contiene sedimento procedente de África (Meco, 2003) y gracias a algunas grandes catas realizadas con fines extractivos, se pueden observar los sedimentos que se encuentran bajo él.

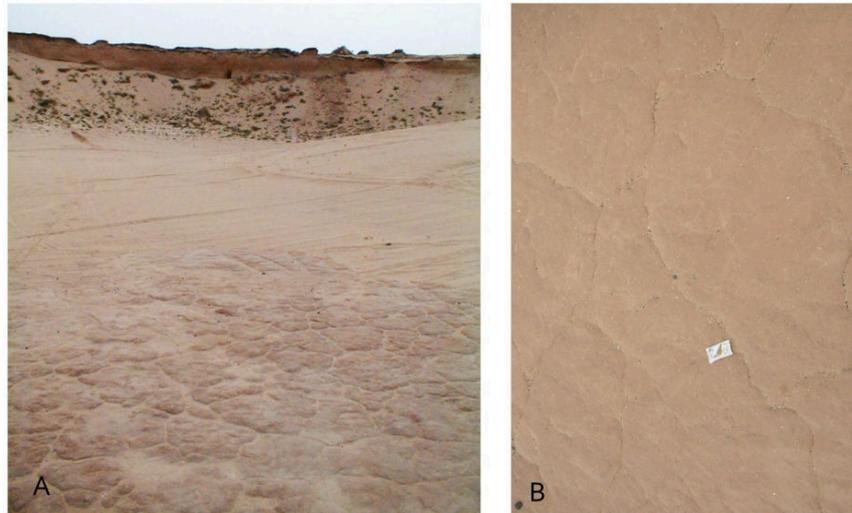


Figura 3.11. A) Huella extractiva con la superficie poligonal en la base. B) Detalle de la superficie poligonal.

Los datos obtenidos en cada columna estratigráfica se representan en un máximo de 7 columnas que indican de izquierda a derecha: niveles diferenciados; metros sobre la base; litología, fósiles y estructuras; textura; %CO₃⁻; grado de redondez según Folk (1955); nombre de la muestra recogida. Los datos de textura de algunos niveles se han obtenido por medio de observaciones de campo y comparación con columnas estratigráficas análogas. La figura 3.12 muestra la leyenda de estas columnas estratigráficas. Los colores de la leyenda litológica corresponden con los colores del sedimento de cada nivel.

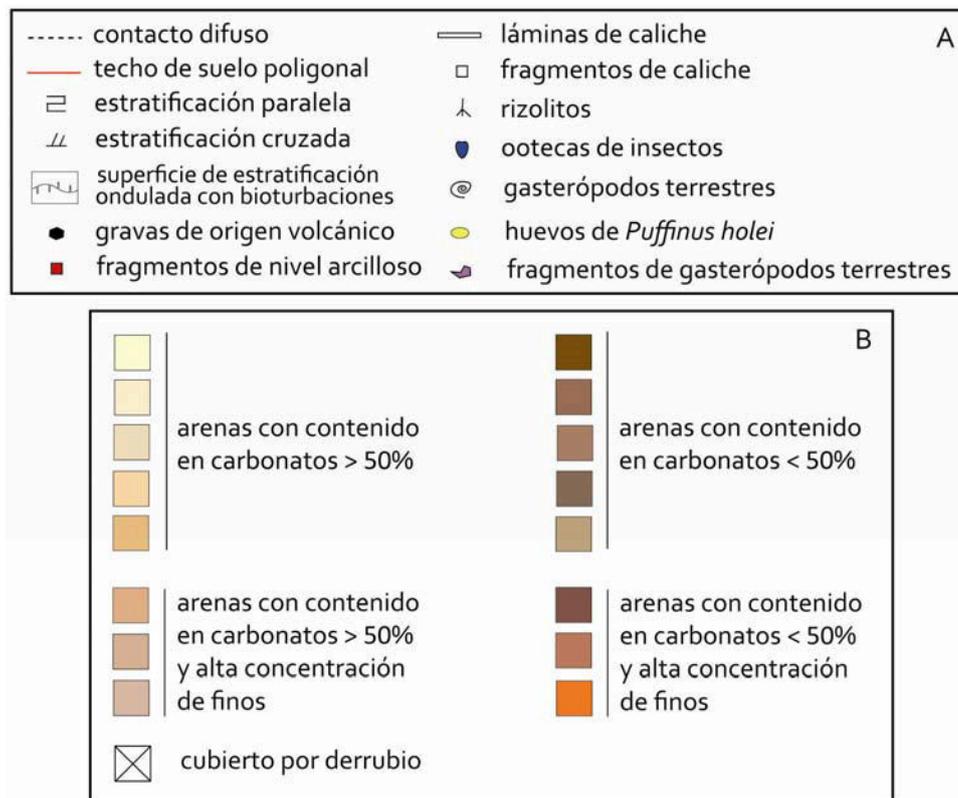


Figura 3.12. A) Leyenda de estructuras sedimentarias, composición y contenido fósil. B) Leyenda litológica.

Corte geológico Z1

La figura 3.13 muestra la columna estratigráfica realizada en Lomo Camacho. Esta columna tiene una potencia de 19 metros, se encuentra aproximadamente a 338 msnm y está formada por tres niveles. El nivel A, de 3 metros de potencia, está compuesto por arena fina de color claro con un alto contenido en carbonatos y presenta gran cantidad de gasterópodos terrestres y ootecas de insectos. El nivel B, del que se ha recogido la muestra M1, tiene una potencia de 2 metros. Está formado también por arenas finas ligeramente más claras que las del nivel inferior y presenta un 65% de carbonatos. A diferencia del nivel inferior, este presenta algunos piroclastos. El análisis morfosκόpicó de los granos que forman el sedimento revela que son subredondeados-redondeados. Este nivel también presenta ootecas de insectos pero en menor proporción que el nivel inferior y gasterópodos terrestres tanto enteros como fragmentados. En este nivel aparecen además restos de huevos de ave que pertenecen a una especie de pardela extinguida, *Puffinus holei*, anteriores al Pleistoceno Medio tardío (Walker *et al.*, 1990). La muestra recogida se analizó mediante microscopio petrográfico con lámina delgada.

Para analizar los componentes de las láminas delgadas de las muestras en profundidad, se realizaron los mismos grupos que para las muestras de superficie (cemento, minerales y fragmentos de roca), junto con el dato cualitativo de la cantidad de ooides. De esta manera se obtuvo el porcentaje total de cemento de las muestras y las proporciones relativas de óxidos y de las distintas clases de fragmentos de roca al referir estas cantidades al 100% de sus grupos. El porcentaje de cada componente referido al total de la muestra se encuentra en el anexo I.III.

En la muestra M1 se encontró un elevado número de ooides que, como se ha comentado anteriormente, se asocia a un origen edáfico. Este análisis mostró también un contenido de cemento del 30,4%, dato que concuerda con el alto número de ooides presentes en la muestra. De todos los fragmentos de roca existentes predominan los pertenecientes a roca volcánica muy alterada con un 66,8%, seguido de los de roca volcánica medio alterada con un 19,5% y por último los de roca sedimentaria con un 13,7%. La muestra no presenta fragmentos de roca poco alterada ni vidrio volcánico, mientras que de todos los minerales presentes, calcita, minerales Fe-Mg y Na-Ca y óxidos, es de este último del que hay mayor cantidad con un 55,3%.

El nivel C está formado por 14 m de sucesivas coladas piroclásticas que se diferencian claramente y que provienen probablemente de alguno de los conos volcánicos cercanos.

Este enclave se utiliza como rofera o área de extracción de arenas volcánicas (localmente denominadas rofe) y ha sido datado por Criado y Atoche (2003) y Meco *et al.* (2006) en el Pleistoceno Medio y el Pleistoceno Medio tardío respectivamente.

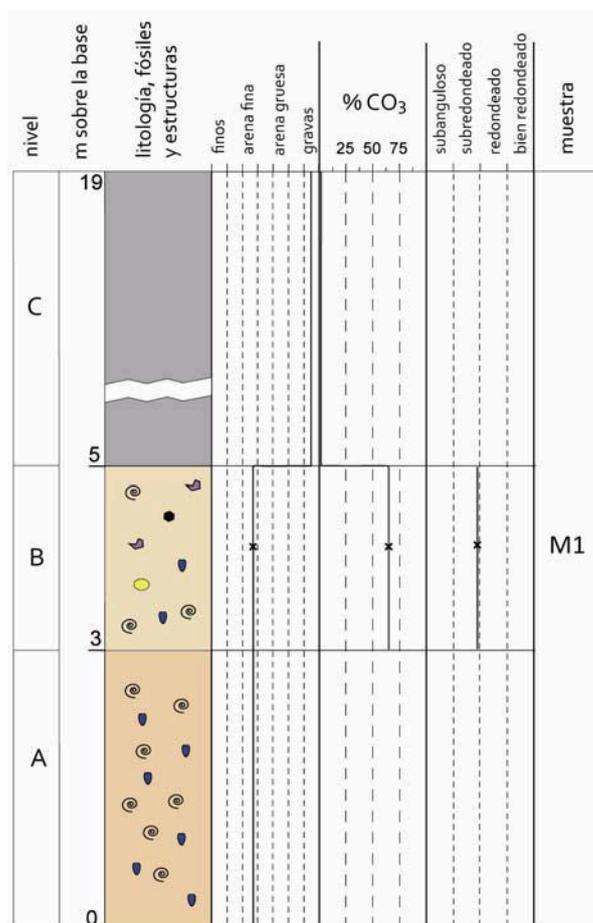


Figura 3.13. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z1.

Corte geológico Z2

Este corte geológico de 3,10 metros está localizado en la zona de extracciones del NO cercana a La Hoya de Los Santos (figura 3.10), cuyo techo se encuentra a 157,5 msnm. La figura 3.14 muestra 4 niveles, de los cuales se han recogido y estudiado muestras de los tres inferiores, formados por sedimento eólico.

El nivel A está compuesto por arenas finas muy carbonatadas y sus granos están redondeados. Abundan las ootecas de insectos además de gasterópodos terrestres, que en su mayoría se encuentran fragmentados. El nivel B es similar al nivel A en el contenido en fósiles aunque en este predominan los gasterópodos terrestres frente a las ootecas. El sedimento tiene un tamaño medio ligeramente más grueso y redondeado que en el nivel inferior, mientras que se observa un cambio importante en el contenido en carbonatos que disminuye un 20% (tabla 3.2). El cambio que se produce entre este nivel y el inferior es gradual. El material de este nivel presenta un grado de compactación alto y tiene un color rojizo. El nivel C presenta un importante acuñamiento y está formado por arenas medias y redondeadas con un porcentaje de carbonatos mayor que el nivel rojizo pero inferior al A. En este nivel predominan los gasterópodos terrestres frente a las ootecas de

insectos. Todos estos depósitos de arenas eólicas están cubiertos por un nivel oscuro (D), formado por arenas volcánicas compactadas, cantos y gasterópodos terrestres.

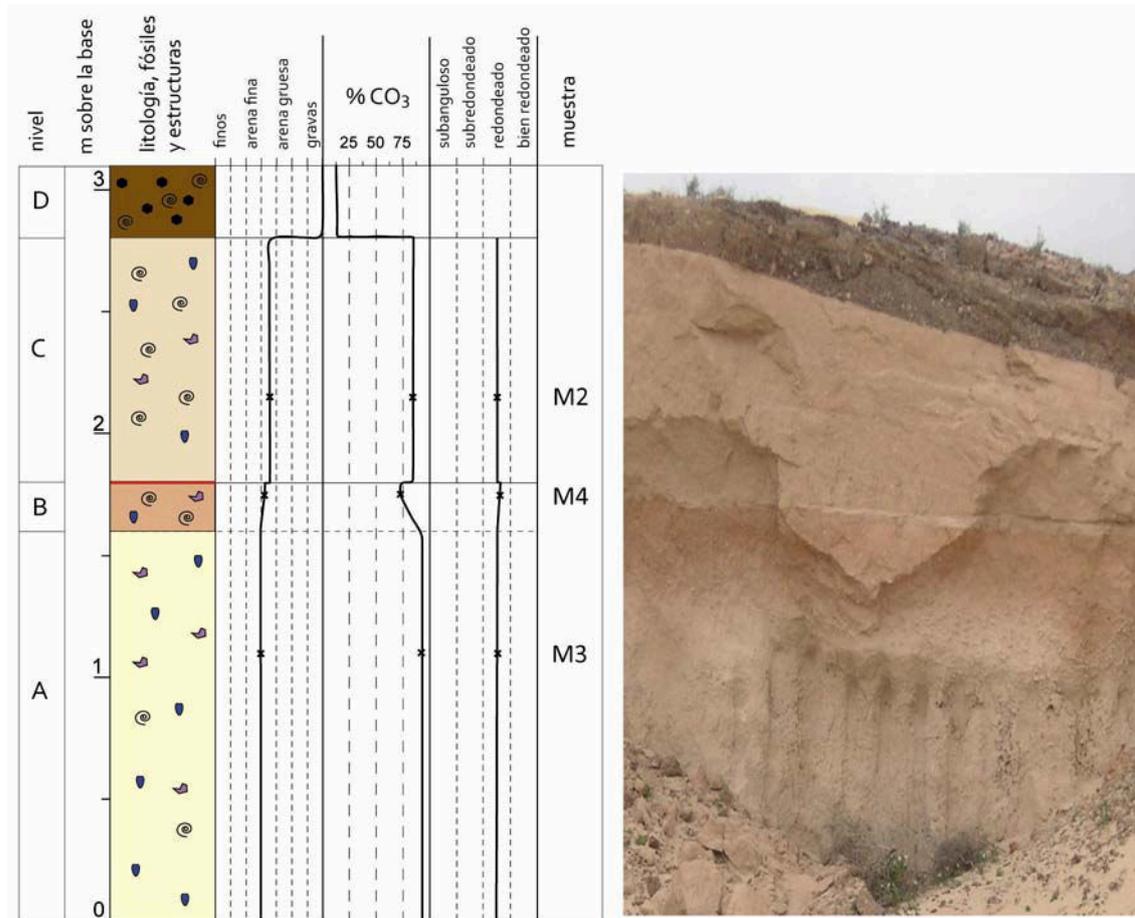


Figura 3.14. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z2.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁼	Redondez
C	M2	1,5	84	4,5
B	M4	1,8	73	4,6
A	M3	2	93	4,5

Tabla 3.2. Resultados de los análisis de las muestras del corte geológico Z2.

Corte geológico Z3

Este corte geológico de 1,41 metros se localiza al SO de la urbanización Famara (Island Homes o urbanización Las Laderas) en un área de influencia de derrubios de ladera y está a 21,5 msnm. Los niveles de esta columna estratigráfica son muy homogéneos, diferenciándose 3 niveles por su contenido en fósiles y estructuras halladas (figura 3.15). De esta manera existe un nivel A de arenas finas con laminación paralela y muy pocos fragmentos de gasterópodos terrestres, un nivel B que también presenta pocos fragmentos de gasterópodos terrestres, pero en este caso el depósito presenta estratificación cruzada y un último nivel, C, también de arenas finas pero sin ningún tipo

de estructuras, que no presenta fósiles y en el que se diferencian dos pequeñas capas de arcilla. El tamaño medio del sedimento que forman los tres niveles es arena fina si bien el nivel B es algo más grueso. Con la redondez pasa algo similar siendo las partículas de los tres niveles redondeadas. El nivel C es ligeramente menos carbonatado que los dos inferiores. A diferencia de los cortes geológicos de la zona O de El Jable, el material aquí encontrado presenta menos de un 50% de carbonatos (tabla 3.3).

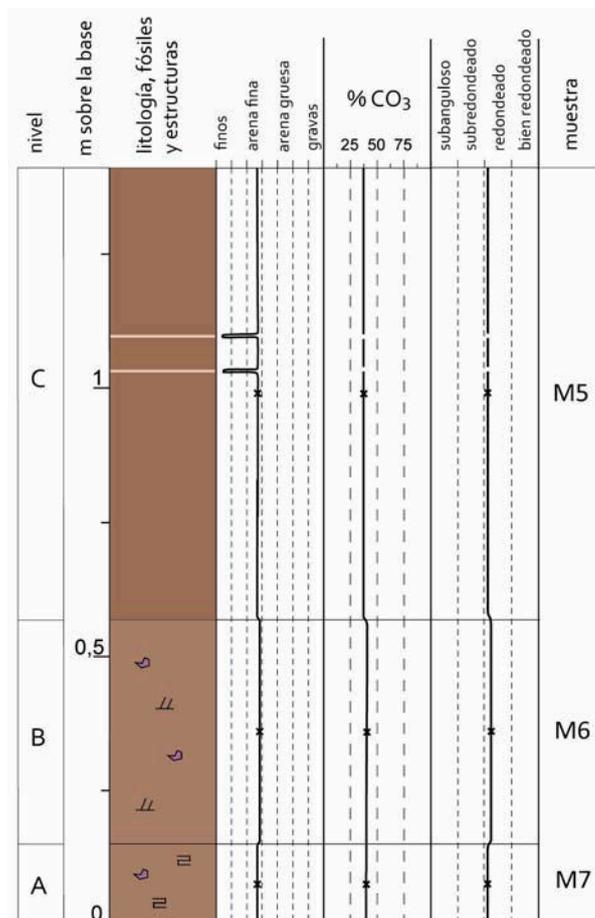


Figura 3.15. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z3.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁼	Redondez
C	M5	2,3	38	4,1
B	M6	2,2	41	4,2
A	M7	2,4	40	4,1

Tabla 3.3. Resultados de los análisis de las muestras del corte geológico Z3.

Corte geológico Z4

Esta columna está ubicada en la costa NO de El Jable, al N de los volcanes de Soo (figura 3.10). Tiene una potencia de 1,15 metros, su techo se encuentra a 8 msnm y se diferencian en ella 4 niveles, dos de arenas organógenas y dos de origen volcánico (figura 3.16).

El nivel A está formado por arenas medias claras, con una alta concentración de carbonatos y partículas redondeadas. El contenido fósil está formado en su mayoría por ootecas de insectos, aunque también existen gasterópodos terrestres enteros y fragmentados. En la mitad inferior de este nivel se observa una pequeña zona con estratificación paralela que solo presenta gasterópodos terrestres. Los niveles B y C están formados por dos tobas lapílicas de color anaranjado que se diferencian sobre todo en su textura, ya que el C es de grano fino y el B de grano grueso. Además, este último incluye en su estructura gasterópodos terrestres enteros y fragmentados. Estos dos niveles proceden de las coladas de los volcanes de Soo. El nivel D está formado por arenas gruesas de partículas algo más redondeadas y con un porcentaje en carbonatos ligeramente superior al que presenta el nivel A. Este nivel muestra gran concentración de cantos angulosos y subangulosos, además de gasterópodos terrestres y ootecas de insectos. En la tabla 3.4 se representan los valores de los análisis realizados a las muestras de los dos niveles de arenas organógenas.

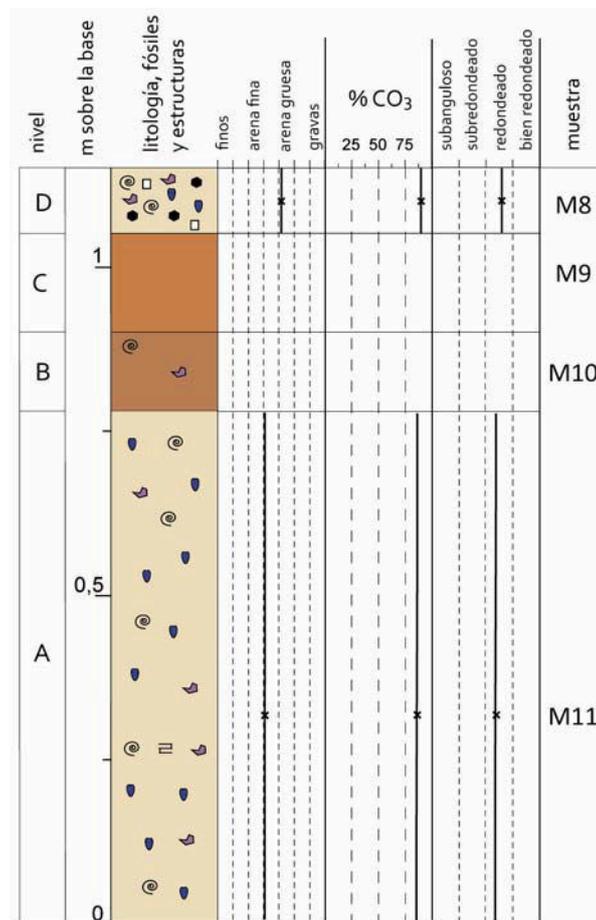


Figura 3.16. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z4.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁻	Redondez
D	M8	0,8	90	4,6
A	M11	1,9	86	4,4

Tabla 3.4. Resultados de los análisis de las muestras del corte geológico Z4.

Corte geológico Z5

Este corte geológico próximo a los Riscos de Famara está ubicado en el tramo final de un barranco a unos 560 metros al sur de la Playa de Famara y que ha sido encauzado artificialmente hacia una excavación circular de 50 metros de diámetro, que probablemente se utilizó o pretendió utilizarse como embalse. La potencia total de este corte es de 2,67 metros, su techo se encuentra a 11 msnm y se recogieron 13 muestras diferenciándose 6 niveles en él (figura 3.17).

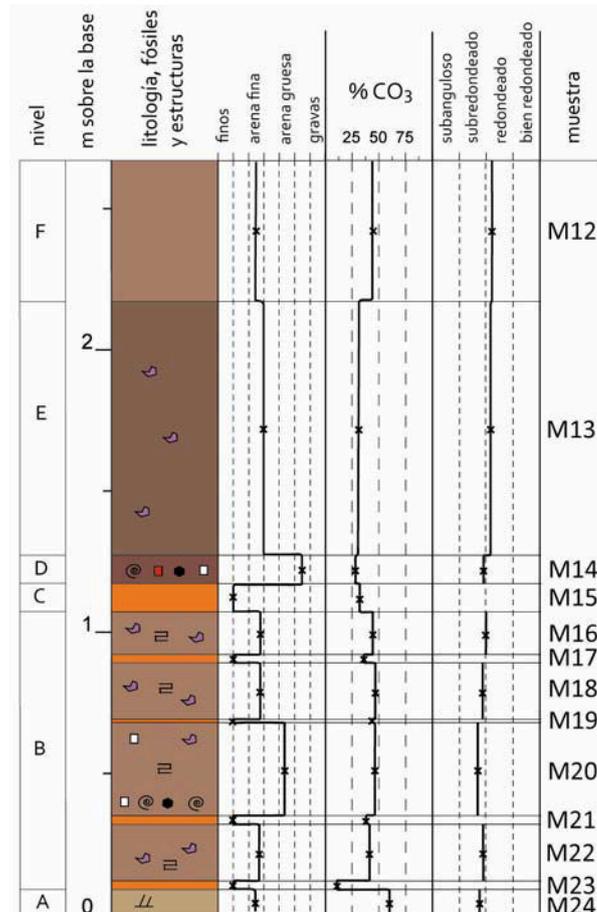


Figura 3.17. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z5.

El nivel A presenta estratificación cruzada, no se observan fósiles y el sedimento que lo forma es arena fina con más de un 50% de carbonatos y granos subredondeados. El nivel B está formado por depósitos cíclicos de arenas finas con algo menos de un 50% de carbonatos y partículas subredondeadas próximas a redondeadas que presentan laminación paralela y algo de gasterópodos terrestres fracturados, con capas de sedimento formado principalmente por material fino con un pequeño porcentaje de arena y partículas subredondeadas-redondeadas. Estos niveles de finos se caracterizan por tener una concentración menor de carbonatos que los niveles de arena (tabla 3.5). Uno de los depósitos de arena difiere algo de los demás, porque además de fragmentos de gasterópodos terrestres presenta pequeños cantos, caliche y gasterópodos terrestres

enteros dispuestos principalmente en una lámina en la base de este subnivel. El nivel C presenta una composición similar a los depósitos de finos que se intercalan en el nivel inferior, pero de mayor potencia. El nivel D está formado por arenas muy gruesas con fragmentos de caliche, gasterópodos terrestres, cantos de pequeño tamaño y fragmentos de los niveles de arcilla endurecida. Este nivel presenta un porcentaje bajo de carbonatos y las partículas se presentan subredondeadas-redondeadas. El nivel E está formado por arenas finas-medias, un bajo porcentaje de carbonatos y partículas redondeadas. En este nivel solo se observan algunos fragmentos de gasterópodos terrestres. El nivel superior F está formado por el sedimento poco compactado, constituido por arenas finas sin presencia de fósiles, partículas redondeadas y un porcentaje de carbonatos inferior al 50% (tabla 3.5).

Las características y distribución de los diferentes niveles de esta columna estratigráfica, parecen indicar que en esta zona se alternaron depósitos de barranco, dejando tanto material fino como grueso de momentos de poca o mucha energía respectivamente, con arena eólica que genera depósitos en forma de rizaduras (*ripples*) y manto eólico.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁼	Redondez
F	M12	2,499	45	4,2
E	M13	2,011	32	4,2
D	M14	-0,51	29	3,9
C	M15	–	33	–
B	M16	2,222	45	4,0
B	M17	–	36	–
B	M18	2,261	47	3,9
B	M19	–	44	–
B	M20	0,631	47	3,7
B	M21	–	39	–
B	M22	2,279	42	3,9
B	M23	–	11	–
A	M24	2,573	60	3,8

Tabla 3.5. Resultados de los análisis de las muestras del corte geológico Z5.

Se realizó un análisis de lámina delgada de las muestras M13, M18 y M24 (tabla 3.6). Estos resultados muestran como el sedimento que forma el nivel A no solo difiere en cuanto a textura, % carbonatos y redondez de las partículas de los otros dos niveles en los que se encuentran las otras muestras, sino que el análisis petrográfico señala que además, la muestra tiene mayor concentración de cemento, fragmentos de roca sedimentaria y óxidos que las otras. Además, las otras dos muestras contienen algunos ooides, mientras que en la M24 el número de ooides es muy bajo y generalmente no se observa núcleo alguno, estando formados solo por cemento micrítico. Las muestras M13 y M18, pertenecientes a los niveles E y B respectivamente, son similares en cuanto a

fragmentos de roca se refiere, si bien la M18 muestra más del doble de óxidos que la M13. Ninguna de estas dos presenta fragmentos de roca volcánica poco alterada.

Muestra	%cemento	%FRS	%óxidos	%FRV muy alterada	%FRV medio alterada	%FRV poco alterada	%Vidrio volcánico
M13	10,56	5,62	14,32	61,09	33,29	0	0
M18	7,59	8,69	33,33	67,16	24,14	0	0
M24	13,86	12,27	49,75	53,16	33,46	1,12	0

Tabla 3.6. Resultados del estudio petrográfico de las muestras M13, M18 y M24. Los porcentajes de óxidos y los distintos tipos de fragmentos de roca están referidos al 100% de sus grupos (minerales y fragmentos de roca). FRS= fragmentos de roca sedimentaria; FRV= fragmentos de roca volcánica.

Los gasterópodos terrestres encontrados en la muestra M20 se dataron dando como resultado una edad de $7,5 \pm 2,6$ ka B.P.

Corte geológico Z6

Este corte geológico se localiza en un barranco al E del entramado urbano abandonado que se encuentra al N de la colada de lava de 1736. Presenta una potencia de 1,18 metros en los que se diferencian 4 niveles y su techo está a 55,5 msnm aproximadamente (figura 3.18).

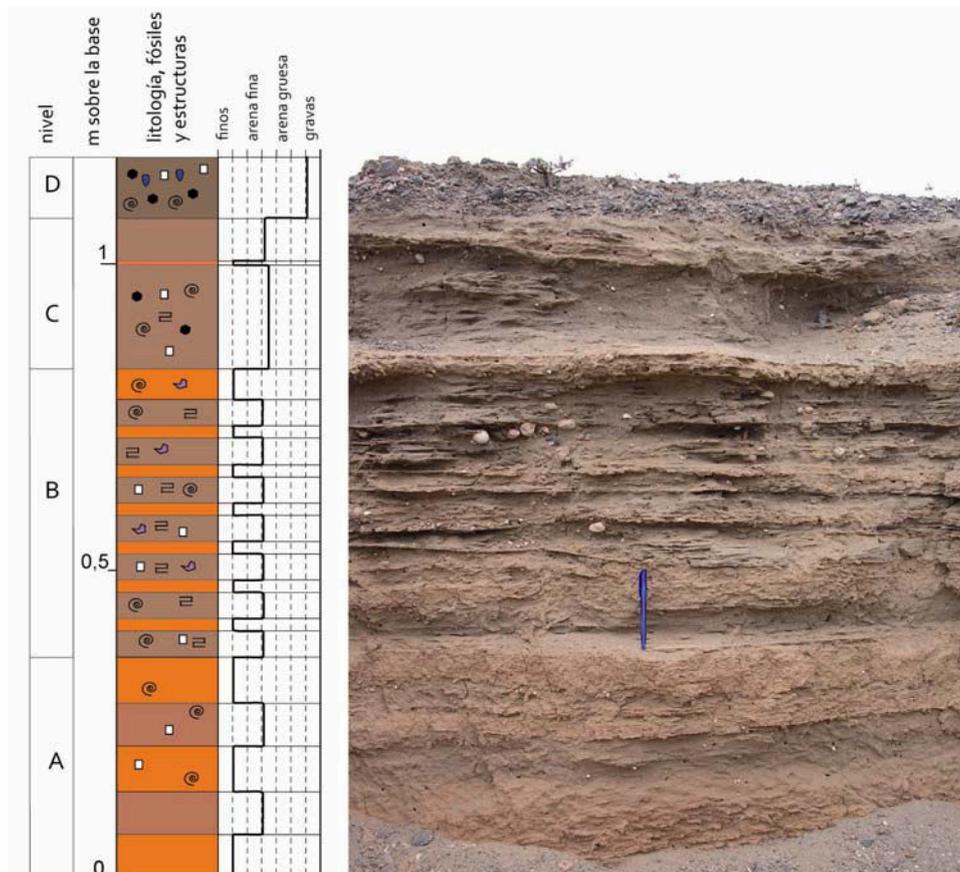


Figura 3.18. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z6.

Tanto el nivel A como el B muestran ciclicidad en sus depósitos. El nivel A está formado por 3 capas de material fino anaranjado-rojizo que contienen un pequeño porcentaje de arenas, separadas por 2 capas de arena de color anaranjado debido al material fino que contienen. En general presentan pocos gasterópodos terrestres y caliche. El nivel B es similar al A salvo que la potencia de las capas que lo forman es menor. Está formado por 7 capas de arena que presentan laminación paralela, gasterópodos terrestres y algo de caliche, intercalados con otras tantas capas de material fino. El nivel C corresponde con un nivel de arenas con laminación paralela, gasterópodos terrestres, caliches y cantos de pequeño tamaño. Este nivel presenta una lámina de sedimentos finos y sobre esta, el sedimento no presenta material grueso. El nivel D corresponde con arenas sueltas con un alto contenido en cantos angulosos y subredondeados, caliche, gasterópodos terrestres y ootecas de insectos.

Corte geológico Z7

Este corte geológico se encuentra en el mismo barranco que el Z6, unos 60 metros hacia el NE. Presenta una potencia total de 0,94 metros, su techo se encuentra a 52 msnm y se diferencian en él tres niveles (figura 3.19).

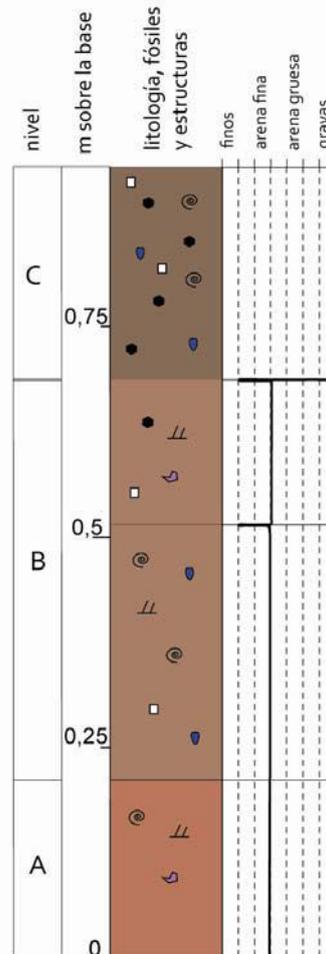


Figura 3.19. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z7.

El nivel A presenta estratificación cruzada y está formado por arena con algo de finos que le confieren ese color anaranjado. Además se encuentran algunos gasterópodos terrestres enteros y fracturados. El nivel B es un depósito de arena que, como el nivel inferior, presenta estratificación cruzada y algo de caliche, ootecas de insectos, gasterópodos terrestres y cantos de pequeño tamaño. Este nivel presenta una lámina de finos anaranjada que lo divide en dos y que marca una variación en el contenido de material grueso, debido a que la capa inferior contiene ootecas de insectos mientras que la superior contiene pequeños cantos. El nivel C está formado por arenas no compactadas con un alto contenido en cantos subangulosos y subredondeados, caliche, gasterópodos terrestres y ootecas de insectos.

Corte geológico Z8

Localizado al NO de los cortes geológicos Z6 y Z7, es visible gracias a un corte que se realizó para encajar el trazado urbano de la zona. La columna tiene una potencia de 1,30 metros, su techo se encuentra a 65 msnm y se observan 4 niveles (figura 3.20).

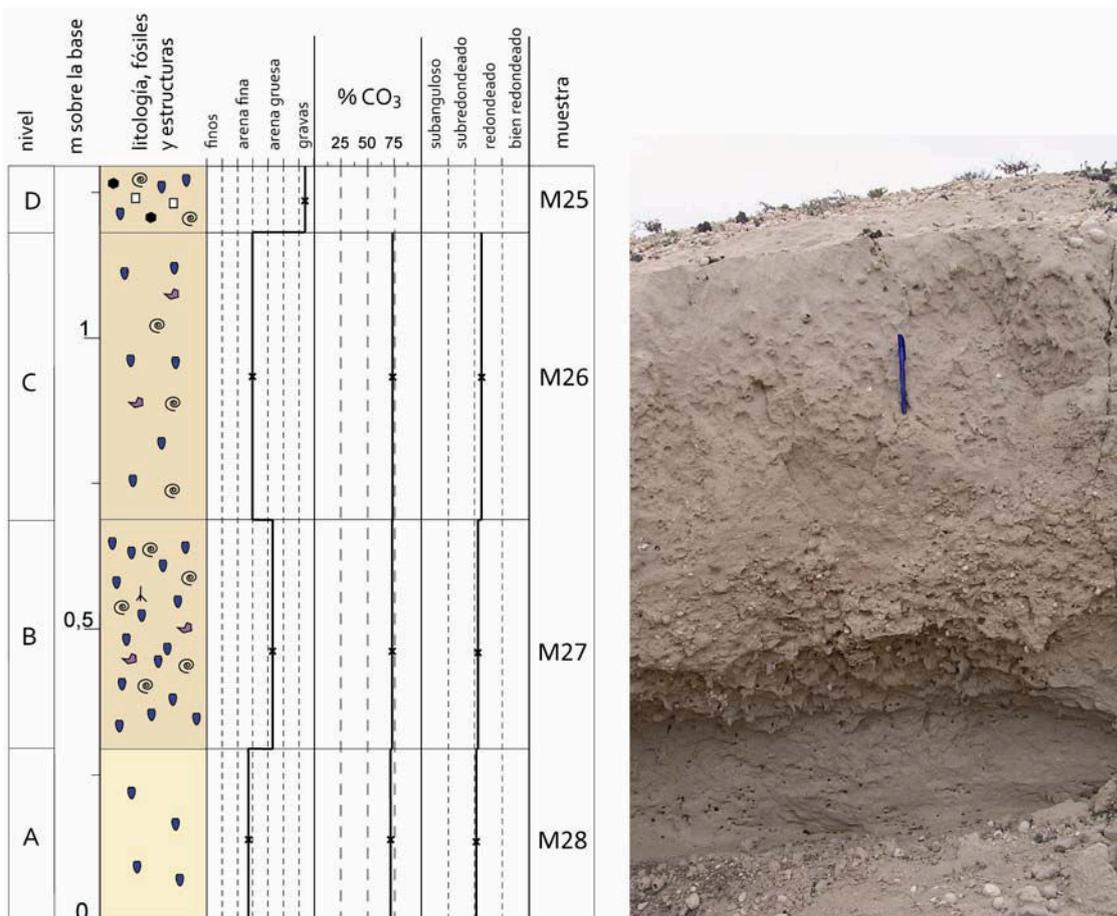


Figura 3.20. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z8.

El nivel A está formado por arenas finas muy carbonatadas y redondeadas con ootecas de insectos. Se realizó un análisis petrográfico con lámina delgada de este nivel,

observándose que no contiene ooides. Además, de todos los fragmentos de roca que la forman, presenta mayor proporción de rocas sedimentarias con un 45%, seguido por fragmentos de roca muy alteradas con un 40%. La concentración de cemento en la muestra es de un 7% y no presenta fragmentos de roca poco alterada ni vidrio volcánico. El nivel B está formado por arenas gruesas con un porcentaje de carbonatos ligeramente superior al nivel inferior y sus partículas están algo más redondeadas. La composición fosilífera es predominantemente de ootecas de insectos aunque también contiene gasterópodos terrestres enteros y fragmentados y algunos rizolitos. El nivel C está compuesto por arenas medias-finas con un porcentaje de carbonatos igual que el nivel inferior y las partículas que lo forman están algo más redondeadas que las de este. Por otro lado presenta abundantes ootecas, aunque en menor cantidad que el B, además de gasterópodos terrestres enteros y fragmentados. El nivel superior D está formado por material grueso sobre la arena suelta, erosionada del techo del nivel C y está compuesto por ootecas de insectos, gasterópodos terrestres y cantos tanto encalichados como no, muchos de ellos de gran tamaño. La tabla 3.7 recoge los datos de los análisis.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁼	Redondez
C	M26	2,0	74	4,3
B	M27	0,7	74	4,1
A	M28	2,3	73	4,1

Tabla 3.7. Resultados de los análisis de las muestras del corte geológico Z8.

Corte geológico Z9

Este corte geológico de un total de 5,7 metros de potencia y techo a 115,5 msnm, se encuentra al sur de los volcanes de Soo en una zona llamada La Hoya Medina, donde se realizan extracciones de áridos (figura 3.10). La columna tiene como base el suelo poligonal mencionado anteriormente y sobre este, 2 metros aproximadamente de arenas de derrumbe que cubren la parte inferior del corte. Se identifican 4 niveles diferentes (figura 3.21). El nivel A está compuesto por arena gruesa-media subredondeada muy carbonatada que presenta laminación paralela, algunos gasterópodos terrestres, ootecas de insectos y rizolitos. El nivel B está formado por arenas medias-finas con la misma concentración de carbonatos que el nivel inferior pero las partículas se encuentran más redondeadas. En este nivel hay una gran cantidad de ootecas y algunos gasterópodos terrestres, que además forman un subnivel más energético aproximadamente en la mitad del mismo. El C presenta arena media algo menos carbonatada que los niveles inferiores mientras que las partículas presentan un grado de redondez mayor. El contenido en fósiles viene definido por gasterópodos terrestres y en menor medida ootecas de insectos. El nivel D está formado por arenas finas-medias y partículas subredondeadas-redondeadas. La concentración de carbonatos vuelve a subir ligeramente y se observan

gasterópodos terrestres enteros y fragmentados. La tabla 3.8 muestra los valores de las muestras recogidas.

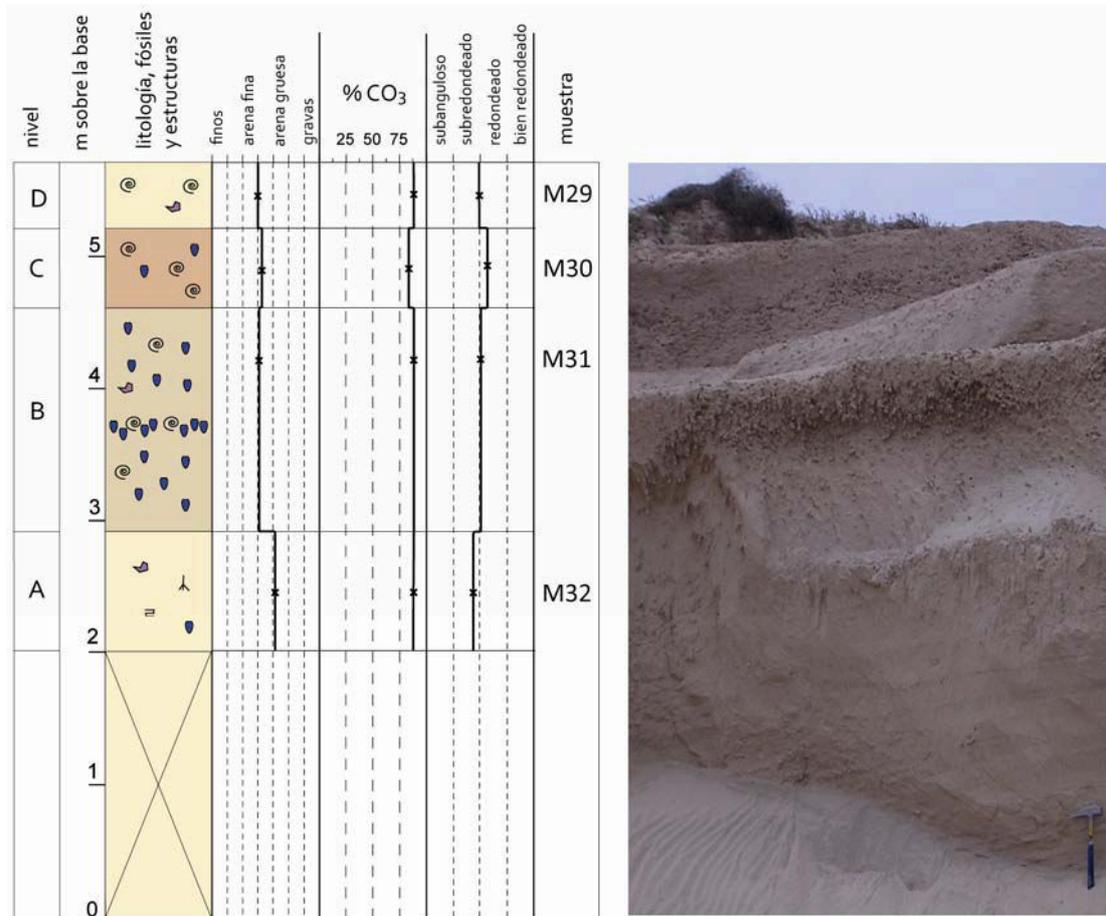


Figura 3.21. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z9.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁼	Redondez
D	M29	2,0	88	4,0
C	M30	1,8	86	4,3
B	M31	1,9	88	4,0
A	M32	1,8	88	3,8

Tabla 3.8. Resultados de los análisis de las muestras del corte geológico Z9.

Aunque las muestras M30 y M32 se muestren similares en los valores de tamaño medio de grano y concentración de carbonatos, el análisis petrográfico realizado mediante lámina delgada a estas muestras revela que son bastante diferentes. La M30 es una muestra prácticamente formada por ooides y de ahí el alto porcentaje de cemento, mientras que en la M32 no aparecen este tipo de partículas.

A su vez, de todos los fragmentos de roca encontrados, predominan en la M30 los fragmentos de roca volcánica muy alterados, mientras que en la M32 lo hacen los fragmentos de roca sedimentaria. En cuanto a los óxidos, en la M30 no se encuentra

ninguno mientras que en la M32 representan un 52,38% de todos los minerales sueltos encontrados.

Muestra	%cemento	%FRS	%óxidos	%FRV muy alterada	%FRV medio alterada	%FRV poco alterada	%Vidrio volcánico
M30	50,82	23,08	0	53,61	23,31	0	0
M32	7,59	59,70	52,38	29,61	10,69	0	0

Tabla 3.9. Resultados del estudio petrográfico de las muestras M30 y M32. Los porcentajes de óxidos y los distintos tipos de fragmentos de roca están referidos al 100% de sus grupos (minerales y fragmentos de roca). FRS= fragmentos de roca sedimentaria; FRV= fragmentos de roca volcánica.

Corte geológico Z10

Este corte geológico localizado en unas extracciones cercanas a La Hoya de los Santos (figura 3.10), tiene una potencia de unos 4 metros, se encuentra a 162 msnm y se observan 5 niveles en él (figura 3.22).

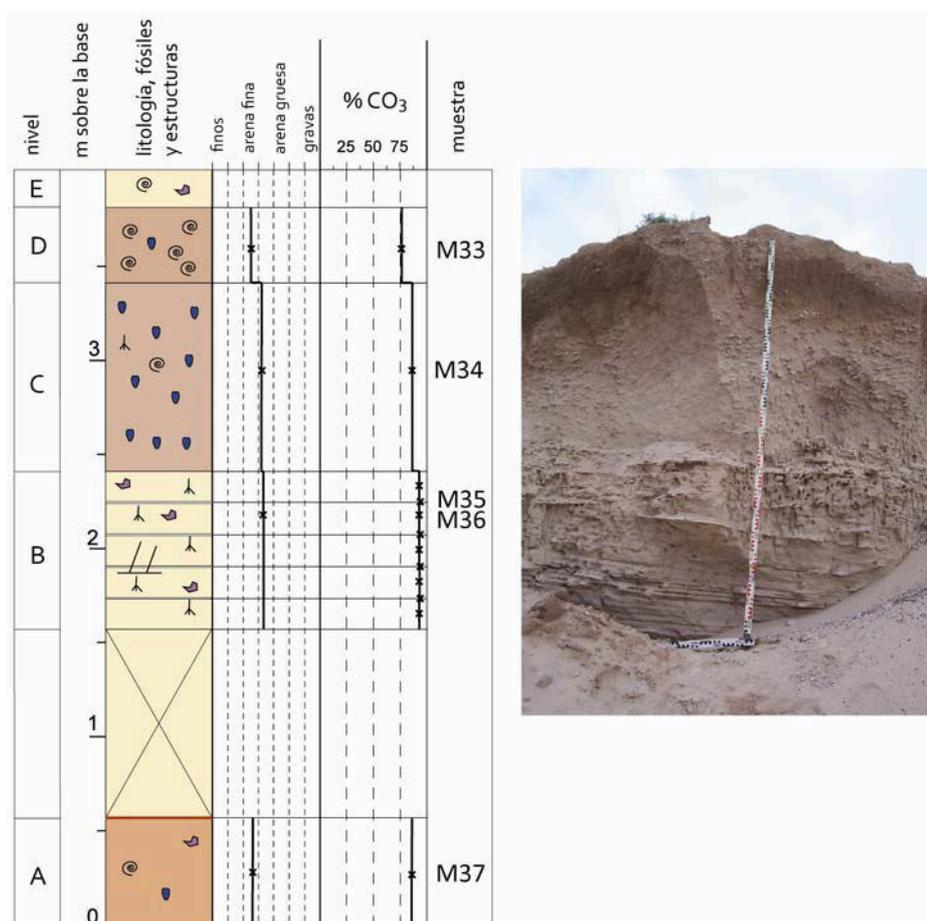


Figura 3.22. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z10.

Parte de la columna está cubierta por un derrumbe de arena. El nivel A se obtuvo excavando en el paleosuelo de superficie poligonal. Este presenta ootecas de insectos y

pocos restos fósiles de gasterópodos terrestres y está formado por arena fina muy carbonatada. El nivel B intercala depósitos de arena media muy carbonatada con láminas de caliche. Todo el nivel presenta estratificación cruzada, rizolitos que en algunos casos se encuentran atravesando las láminas de caliche y fragmentos de gasterópodos terrestres. El nivel C está formado por arena media con una concentración de carbonatos algo menor que el nivel inferior. Contiene abundantes ootecas de insectos y algún gasterópodo terrestre y rizolito. El nivel D está formado por arenas finas con menor concentración de carbonatos que los niveles inferiores y presenta gran cantidad de gasterópodos terrestres y pocas ootecas de insectos. El nivel E está formado por sedimento suelto proveniente de la deflación de los paleodepósitos superficiales y contiene algunos gasterópodos terrestres.

En la tabla 3.10 se muestran los valores de los análisis realizados a las muestras de esta columna. Cabe destacar los valores del contenido en carbonatos de las muestras M35 y M36, ambas correspondientes al nivel B, que corresponden a una de las láminas de caliche y a uno de los paquetes de arena respectivamente. Ambas muestras presentan valores de carbonatos muy similares y bastante superiores a los niveles que se encuentran a techo y muro en la columna, lo que parece indicar que el carbonato que forma las láminas de caliche proviene de las arenas que se encuentran en su mismo nivel.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁼
D	M33	2,5	76
C	M34	1,8	84
B	M35	–	95
B	M36	1,8	93
A	M37	2,3	85

Tabla 3.10. Resultados de los análisis de las muestras del corte geológico Z10.

Las muestras recogidas en este corte geológico, salvo la M35 tomada en la lámina de caliche, se separaron en seis fracciones granulométricas: arenas gruesas, arenas medias, arenas finas, arenas muy finas, limos y arcillas. A cada una de estas fracciones se les realizó un análisis mineralógico mediante difracción de rayos-X.

Los resultados de este análisis revelan que las muestras presentan carbonatos, piroxenos, feldespatos, cuarzo y en algunas muestras de arcilla, halita e illita (tabla 3.11). Los carbonatos se presentan tanto en forma de aragonito como de calcita. Fuera de lo que cabía esperar, las muestras de los niveles A, C y D contienen cuarzo desde las fracciones gruesas de la arena hasta los limos, mientras que en el nivel B solo se encuentra en estos últimos. Dado que los materiales volcánicos de Lanzarote no contienen cuarzo, este mineral tiene que proceder del desierto del Sáhara, desde donde

llega bajo condiciones de vientos muy intensos. Este polvo sahariano contiene hierro, que unido a procesos de pedogénesis dan ese tono rojizo al sedimento (Von Suchodoletz, 2009).

Muestra	AG	AM	AF	AMF	L	A
M33	Ar	Ar	Ar	Cal	Cal	Cal
	Cal	Cal	Cal	Q	Q	Halita
	Q	Px	Px			
		Q	Q			
M34	Ar	Ar	Ar	Ar	Cal	Cal
	Cal	Cal	Cal	Cal	Q	Halita
	Q	Q	Q	Px		
				Fd		
				Q		
M36	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar
	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal
			Px	Px	Px	
			Fd	Fd	Q	
M37	Ar	Ar	Ar	Ar	Cal	Cal
	Cal	Cal	Cal	Cal	Px	Illita
	Q	Q	Px	Px	Fd	
			Q	Q	Q	

Tabla 3.11. Mineralogía de las muestras recogidas en los distintos niveles del corte geológico Z10, analizadas con difracción de rayos-X. AG= arena gruesa; AM= arena media; AF= arena fina; AMF= arena muy fina; L= limos; A= arcillas. Ar= aragonito; Cal= calcita; Px= piroxenos; Fd= feldespatos; Q= cuarzo.

Estudios recientes realizados sobre el material que proviene del Sáhara a las islas, indican que el tamaño predominante de las partículas que llegan son limos (Middleton y Goudie, 2001; Menéndez *et al.*, 2009). Chepil (1957) compara los sedimentos que llegan transportados por tormentas de polvo desde dos zonas con diferente concentración de arenas, limos y arcillas, concluyendo que el material que viene de la zona con mayor abundancia de arenas es más rico en este tamaño de sedimento, llegando a registrar arenas finas, si bien estos resultados dependen directamente de las características del viento, la composición del sedimento origen, la altura del transporte y la distancia recorrida.

También Middleton *et al.* (2001) encuentran cuarzo en arenas finas tras haber sido transportado largas distancias. Igualmente Alcántara-Carrió (2003) encuentran cuarzo en el Istmo de Jandía en Fuerteventura en limos y arenas muy finas y medias en sedimentos actuales; en limos y arenas muy finas en muestras del Pleistoceno Superior; así como en arenas muy finas y finas en sedimentos pliocenos.

Sin embargo, ninguno de estos autores ha reportado la presencia de cuarzo en arenas gruesas, para lo que sin duda serían necesarias unas condiciones climáticas diferentes a las actuales con fuertes vientos del este.

Como añadido, la existencia a su vez de ootecas de insectos en estos niveles coincide con la teoría de Meco *et al.* (2006) de que estos nidos pertenecen a acrídidos que pudieron venir desde África con estos episodios de fuertes vientos del E. Tanto las ootecas de insectos de los niveles A, C y D, como los rizolitos encontrados en el nivel B, señalan la existencia de un clima húmedo donde se pudo desarrollar vegetación, si bien este último presenta calcretas que tienen un origen edáfico y son formaciones típicas de clima árido, donde la evapotranspiración es muy importante (Alonso zarza y Silva, 2002).

Tanto la variabilidad en la concentración de cuarzo en los distintos niveles, la presencia de gran cantidad de restos de organismos, como la existencia de las láminas de caliche en el nivel B, son indicadores de la variabilidad en las condiciones climáticas que determinaron las características del depósito.

Corte geológico Z14

Este corte geológico está localizado en la zona de extracciones de La Hoya de los Santos (figura 3.10 y 3.23). Tiene una potencia total de 10,6 metros, su techo se encuentra a 176 msnm y se diferencian 8 niveles, aunque presenta una parte cubierta por un derrumbe de arena (figura 3.24).



Figura 3.23. Huella extractiva donde se realizó la columna estratigráfica Z14.

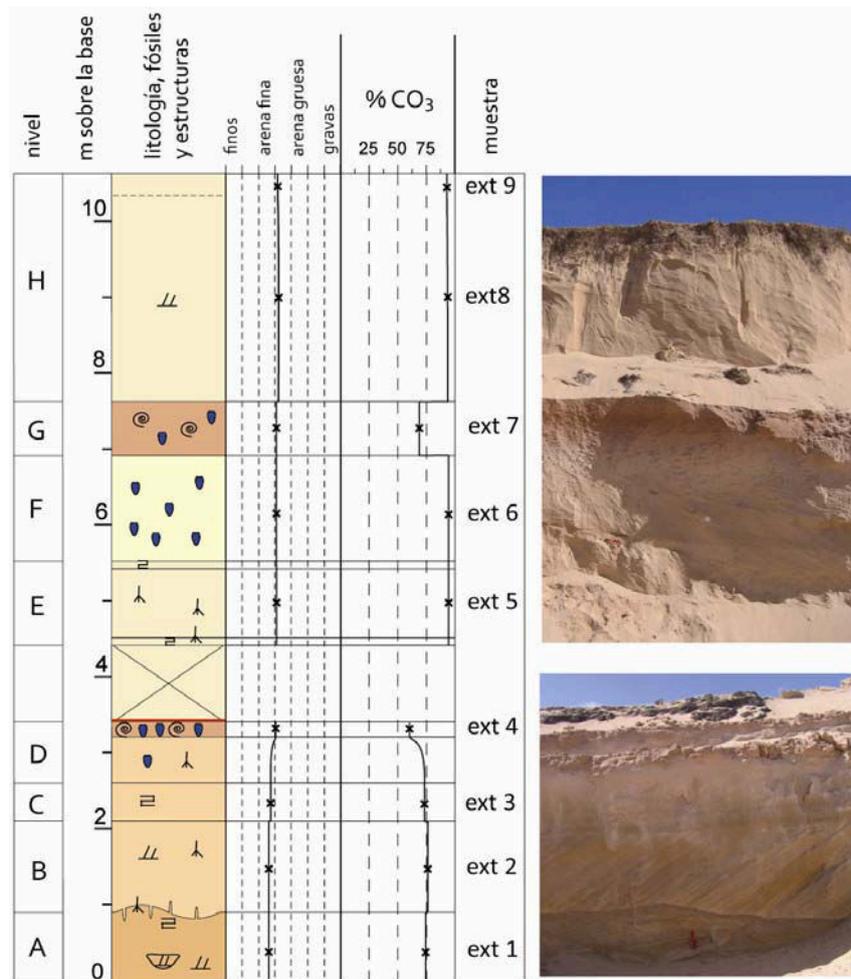


Figura 3.24. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z14.

Los niveles A y B están formados por arenas finas con un alto contenido en carbonatos, si bien el B es algo más carbonatado que el A y presenta rizolitos. La superficie de estratificación que separa estos dos niveles es ondulada y en algunos puntos está atravesada por rizolitos además de lo que parecen ser bioturbaciones (figura 3.25). Esto sugiere que en el nivel A se pudo desarrollar vegetación que posteriormente quedó enterrada bajo una duna.



Figura 3.25. Detalle de la superficie de estratificación que separa los niveles A y B.

El nivel A presenta una capa a techo con laminación paralela y en el resto laminación cruzada, mientras que el B presenta estratificación cruzada de gran escala. El nivel C está formado por arena ligeramente más gruesa y menos carbonatada que los niveles inferiores presentando laminación paralela. El nivel D está formado por arenas de características similares a las del nivel C observándose rizolitos. A techo de este nivel se encuentra una capa rojiza formada por arenas finas-medias y una concentración de carbonatos menor que la de los depósitos inferiores. El contenido fósil de esta capa está formado principalmente de ootecas de insectos y gasterópodos terrestres. A techo de esta capa, por las características del corte geológico, se puede observar un paleosuelo poligonal. Por encima de este nivel hay una pequeña zona cubierta sobre la que se identifica el nivel E, formado por arenas muy claras de tamaño medio-fino y una concentración de carbonatos muy alta en el que se observan rizolitos. A techo y muro de este nivel se observan dos capas con laminación paralela. El nivel F está compuesto por arenas con las mismas características que el nivel E, pero su color es algo más claro. Este nivel presenta abundantes ootecas de insectos. Las arenas que forman el nivel G presentan una textura similar a la del nivel inferior, pero una concentración de carbonatos bastante menor y un tono rojizo similar a la capa superior del nivel D, donde se observan tanto ootecas de insectos como gasterópodos terrestres. El nivel H está formado por arena media más clara, presentando estratificación cruzada. En este caso la concentración de carbonatos vuelve a subir. La tabla 3.12 muestra los resultados cuantitativos de los análisis.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁼
H	ext9	1,9	91
H	ext8	1,8	92
G	ext7	2,0	68
F	ext6	1,9	95
E	ext5	1,9	95
D	ext4	2,0	60
C	ext3	2,3	73
B	ext2	2,4	76
A	ext1	2,5	74

Tabla 3.12. Resultados de los análisis de las muestras del corte geológico Z14.

En este corte geológico se realizaron dataciones de los gasterópodos terrestres encontrados en las muestras ext4 y ext7. Estas se realizaron mediante aminoestratigrafía en el laboratorio de estratigrafía molecular de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de, dando un resultado de $19,5 \pm 5,4$ ka B.P. y $16,8 \pm 4,4$ ka B.P. para las muestras ext4 y ext7 respectivamente.

Corte geológico Z19

Los cortes geológicos Z19, Z20, Z21 y Z23 se realizaron aprovechando la erosión provocada por pequeños barrancos procedentes de la zona meridional de los Riscos de Famara, y se localizan próximos a la carretera que une Caleta de Famara con Tegui.

El Z19 presenta una altura de 0,95 metros, su techo se encuentra a 85 msnm y se diferencian 3 niveles (figura 3.26). El nivel inferior A, presenta muy pocos caliches y gasterópodos terrestres y está formado por arenas medias-finas. El nivel B es similar en cuanto al contenido fósil y textura de la arena que lo forma, pero en este caso presenta varias capas anaranjadas intercaladas compuestas por un alto porcentaje de finos. El nivel C está formado por arenas medias y su contenido fósil difiere de los niveles inferiores, encontrándose fragmentos de caliche y cantos encalichados de gran tamaño, gasterópodos terrestres, cantos pequeños sin cobertura carbonatada y ootecas de insectos.

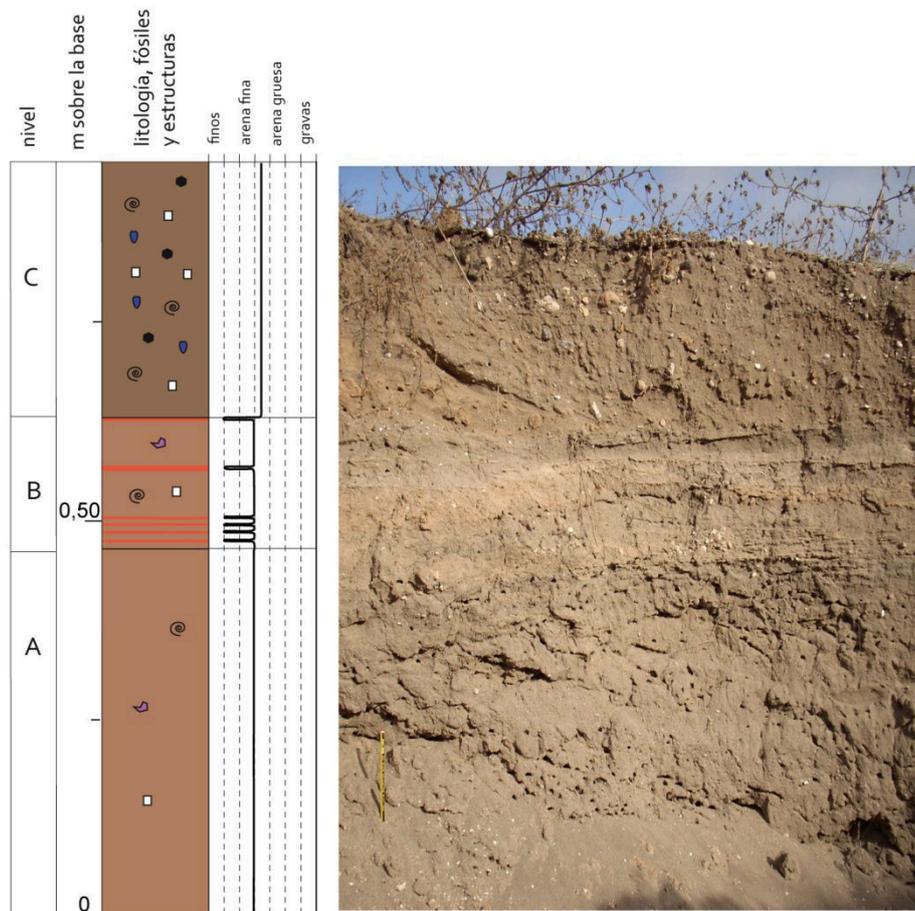


Figura 3.26. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z19.

Corte geológico Z20

Se localiza en el mismo barranco que el corte geológico Z19, pero desplazado unos 30 metros hacia el NO. Tiene una potencia de 0,97 metros, su techo se encuentra a 84,5

msnm y se diferencian 3 niveles (figura 3.27). El nivel A de arenas medias-finas y color claro contiene ootecas de insectos, caliche y gasterópodos terrestres. El nivel B está formado por arenas medias algo más oscuras que el nivel inferior y gran cantidad de material grueso formado por cantos, caliche, ootecas de insectos y gasterópodos terrestres, estos últimos en mayor concentración que el resto. El contacto entre los niveles A y B no es claro, pues la acción del agua ha provocado que parte de los materiales del nivel B se hayan desplazado adosándose superficialmente sobre el A. El nivel C está formado por arenas medias más oscuras que las de los niveles inferiores y presenta gasterópodos terrestres y algo de caliche.

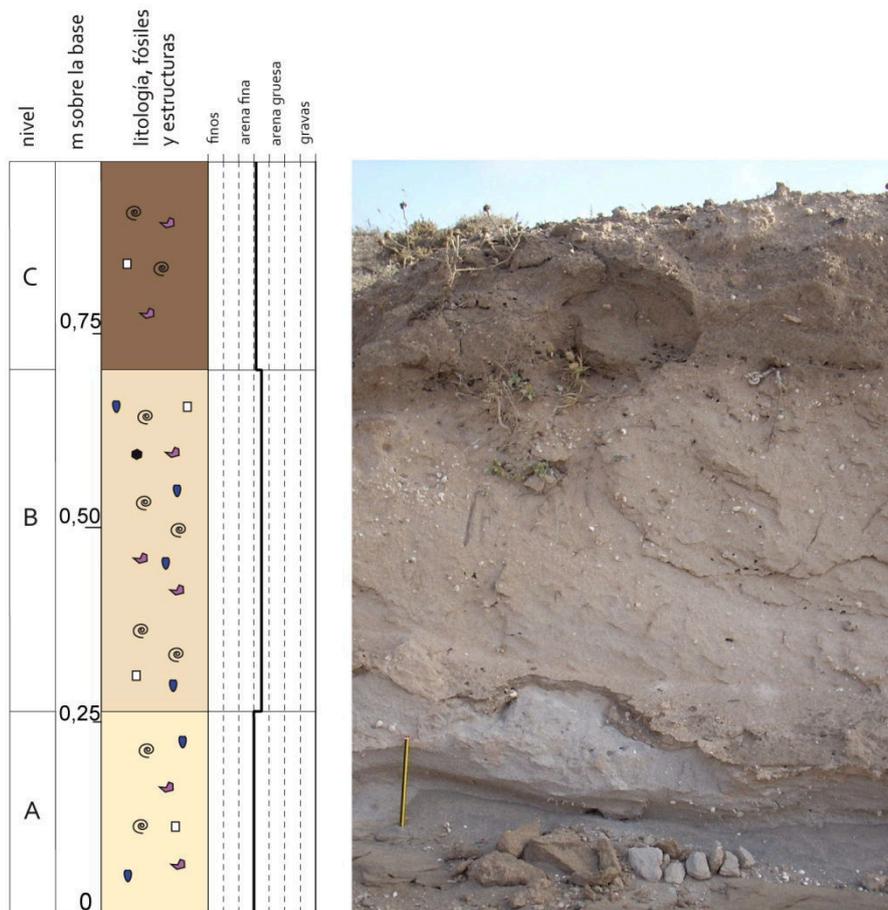


Figura 3.27. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z20.

Corte geológico Z21

Se localiza en otro pequeño barranco al S de los cortes Z19 y Z20, tiene 0,86 metros de potencia, se diferencian 2 niveles y su techo se encuentra a 89 msnm (figura 3.28). El nivel A de arenas medias muy claras, contiene una gran cantidad de ootecas de insectos y algunos gasterópodos terrestres tanto enteros como fragmentados. El nivel B está formado principalmente por material grueso con un pequeño porcentaje de arenas oscuras. Este material grueso lo forman principalmente cantos subangulosos y subredondeados, caliche y algunos gasterópodos terrestres.

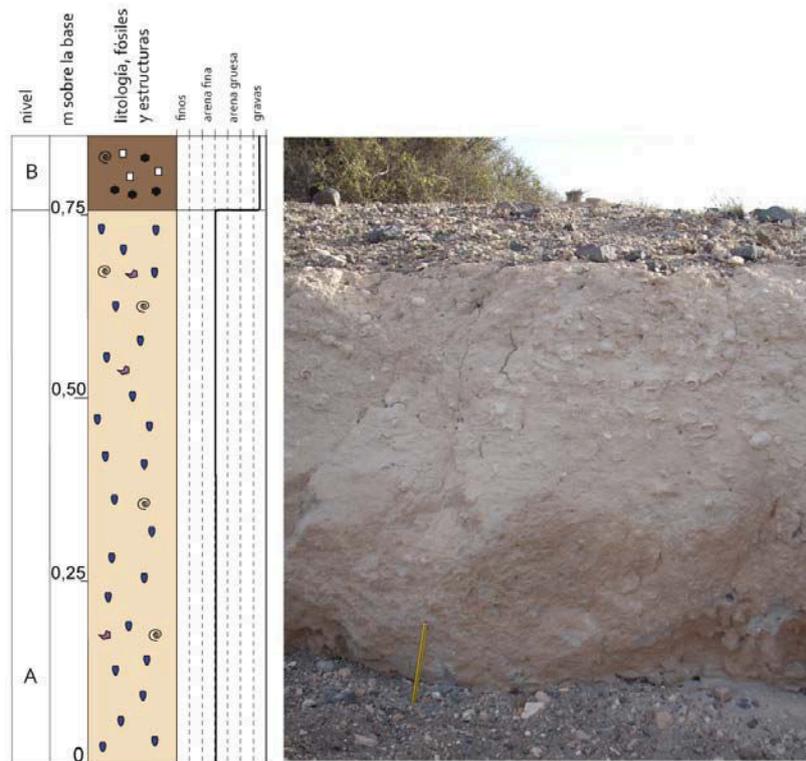


Figura 3.28. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z21.

Corte geológico Z23

Algo más al S que el Z21, se localiza otro pequeño barranco en el que se ha realizado el corte geológico Z23, de 0,81 metros de potencia y cuyo techo está a 113 msnm (figura 3.29).

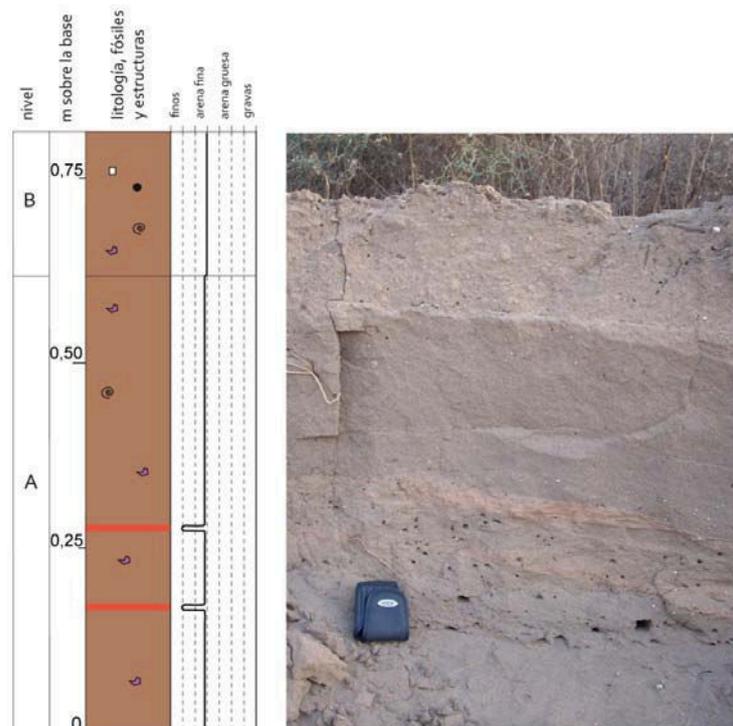


Figura 3.29. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z23.

En este caso los depósitos de sedimentos que se encuentran están formados por arenas finas oscuras y se diferencian 2 niveles con muy poco contenido fósil. El nivel A presenta algunos gasterópodos terrestres enteros y fragmentados y dos capas de escasa potencia con una alta proporción de finos que le confieren un color anaranjado. El nivel B además de gasterópodos terrestres presenta algún pequeño canto y caliche. En ninguno de ellos se aprecian estructuras sedimentarias.

Corte geológico Z24

Este corte geológico se encuentra en una extracción localizada en el lado E de la carretera Caleta-Teguise (figura 3.30).



Figura 3.30. Corte geológico Z24 en el que aflora a muro el paleosuelo poligonal.

Su potencia es de 4,5 metros, se encuentra aproximadamente a 105 msnm y en su base aflora un paleosuelo poligonal. Se identifican 5 niveles aunque parte de él se encuentra cubierto por sedimentos sueltos (figura 3.31).

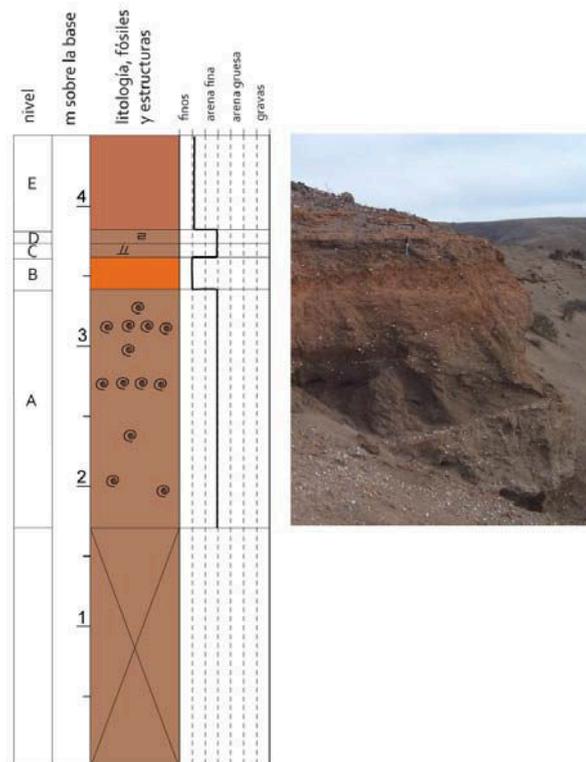


Figura 3.31. Columna estratigráfica perteneciente al corte geológico Z24.

El nivel A es un paquete de más de 1,5 metros de potencia formado por arena fina en el que se observan gasterópodos terrestres. Estos en algunos casos se encuentran formando líneas que probablemente respondan a etapas más energéticas en las que el viento acumuló estos materiales gruesos pero extremadamente ligeros. El nivel B está formado por arenas finas y finos, que le confieren un color anaranjado. Los niveles C y D están formados por arenas finas-medias y se diferencian por el tipo de estructuras que presentan, ya que el C tiene estratificación cruzada y el D laminación paralela. El último nivel (E) está formado por arena con una alta concentración de material fino que le confiere un color más anaranjado que los niveles C y D.

3.3.- CALICATAS

Se seleccionaron 6 calicatas de entre las realizadas en la mitad septentrional de El Jable para realizar este estudio y de cuatro de ellas se analizaron las muestras recogidas. La figura 3.32 señala la localización de las calicatas (C) así como los metros sobre el nivel del mar a los que se encuentra la superficie o techo de estas. Este dato de altura, como ya se ha comentado anteriormente, es una aproximación debido a que está calculada sobre la topografía 1:5000 con una equidistancia entre curvas de nivel de 5 metros. La leyenda de las columnas estratigráficas de las calicatas es la misma que la utilizada para los cortes geológicos (figura 3.12).

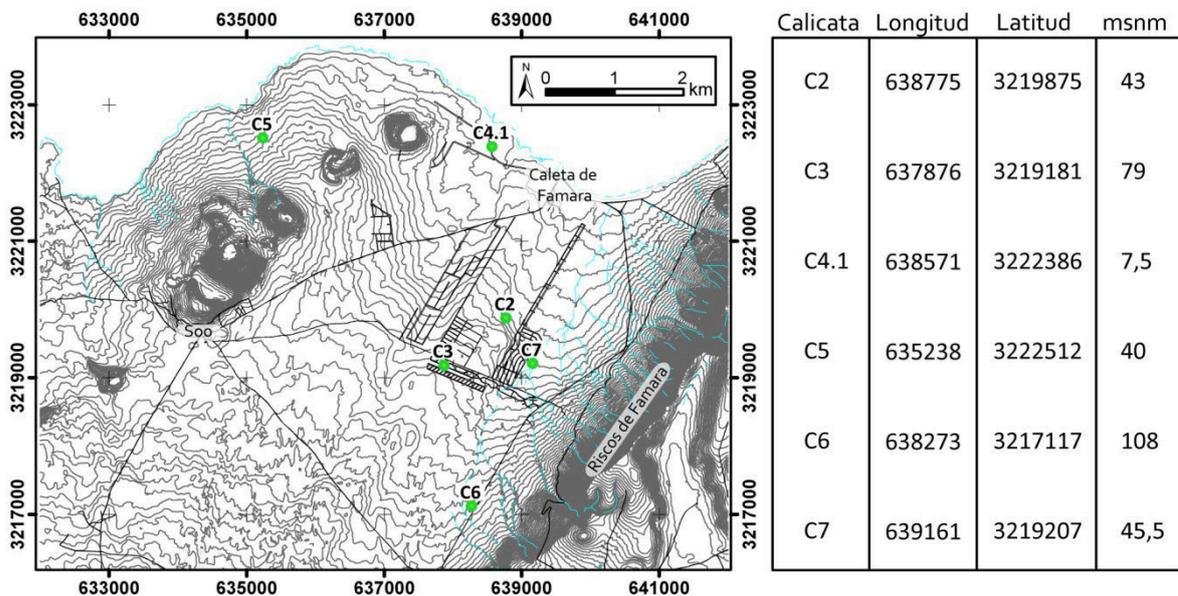


Figura 3.32. Localización de las calicatas.

De las muestras recogidas se calcularon los parámetros granulométricos y el contenido en carbonatos del total de la muestra. Además, se realizó una separación de la muestra por fracciones granulométricas para analizar la variación del contenido en carbonatos y la mineralogía mediante difracción de rayos-X por tamaños.

Calicata C2

Esta calicata se realizó al sur de Caleta de Famara en una zona de ligera pendiente al NO de los restos de un trazado urbano abandonado y está aproximadamente a 43 msnm (figura 3.33). Presenta una potencia total de 0,90 metros y se diferencian dos niveles de los que se analizaron 3 muestras cuyos resultados se muestran en la tabla 3.13. El nivel A está formado por arenas finas rojizo-anaranjado con un porcentaje de carbonatos de alrededor de un 50% y contiene ootecas de insectos, gasterópodos terrestres enteros y fragmentados y piroclastos de pequeño tamaño. Dentro de este nivel se observa una pequeña capa formada por la acumulación de ootecas, señalando un momento algo más energético. El nivel B está formado por un sedimento similar al inferior presentando el mismo contenido en carbonatos, pero el tamaño medio del sedimento es más grueso. El contenido también es similar aunque en este nivel se encuentran fragmentos de caliche.

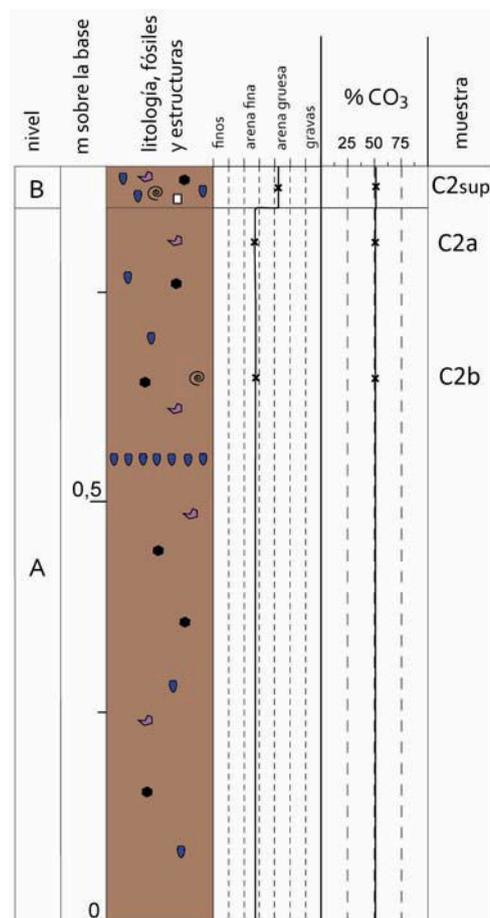


Figura 3.33. Columna estratigráfica perteneciente a la calicata C2.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁼
B	C2sup	0,8	52
A	C2A	2,4	51
A	C2B	2,3	51

Tabla 3.13. Resultados de los análisis de las muestras de la calicata C2.

El análisis mineralógico realizado con difracción de rayos-X a estas muestras revela la presencia de carbonatos, tanto en forma de aragonito como de calcita, piroxenos, feldespatos y cuarzo (tabla 3.14). Como ya se ha comentado anteriormente, la presencia de cuarzo tiene su origen en los sedimentos que son transportados por el viento desde África. En este caso se vuelve a observar su presencia en todos los tamaños de arenas y no solo en las fracciones más finas, si bien en las muestras C2sup y C2a se encuentra en arenas gruesas, muy finas y limos, no observándose en arenas medias y finas. Esto puede deberse a que se encuentren en una proporción muy baja y no se detecten en el difractograma. Este dato vuelve a apoyar la teoría de que la formación de estos niveles rojizo-anaranjados que suelen contener ootecas de insectos, se produce durante una época en la que se originaron intensos fenómenos meteorológicos que transportaban sedimento del desierto del Sáhara hacia las Islas Canarias. Otra posible explicación de la presencia de cuarzo en estos depósitos, es que provengan de la erosión de los paleosuelos generados en las laderas de los Riscos de Famara.

Muestra	AG	AM	AF	AMF	L	A
C2sup	Ar	Ar	Ar	Ar		
	Cal	Cal	Cal	Cal		
	Px (Aug)	Px	Px	Px		
	Fd (An)	Fd (An)	Fd (An)	Fd (An)		
	Q			Q		
C2a	Ar	Ar	Ar	Cal	Cal	
	Cal	Cal	Cal	Px	Fd	
	Px	Px	Px	Fd	Q	
	Fd	Fd	Fd	Q		
	Q					
C2b	Ar	Ar	Ar	Ar	Cal	
	Cal	Cal	Cal	Cal	Px	
	Px	Px	Px	Px	Fd	
	Fd	Fd	Fd	Fd	Q	
	Q	Q	Q	Q		

Tabla 3.14. Mineralogía de las muestras recogidas en los distintos niveles de la calicata C2. AG= arena gruesa; AM= arena media; AF= arena fina; AMF= arena muy fina; L= limos; A= arcillas. Ar= aragonito; Cal= calcita; Px= piroxenos; Fd= feldespatos; Q= cuarzo; Aug= augita; An= anortita.

Calicata C3

Hacia el SO de la C2 se realizó esta calicata de 1,08 metros de potencia, en la zona del trazado urbano abandonado (figura 3.34). El techo de esta columna estratigráfica se encuentra a 79 msnm y se diferencian 5 niveles en ella, de los que se recogieron 6 muestras (tabla 3.15). En general, los niveles A, B y C muestran un gradiente tanto en el tamaño medio de grano como en el contenido en carbonatos disminuyendo el primero con la profundidad pasando de 2,5φ a 3,4φ, mientras que el segundo aumenta de 54% a 81%. En el nivel A no se observa ningún contenido fósil, mientras que en el B y C se observan algunos gasterópodos terrestres fracturados y algo de caliche. El nivel D está

formado por arenas finas con algunos fragmentos de gasterópodos terrestres y caliche además de piroclastos de pequeño tamaño y su contenido en carbonatos es mucho más bajo que en el resto de los niveles. Por último, el nivel E, correspondiente a los primeros centímetros del techo del depósito, está formado por arena media con piroclastos y un contenido en carbonatos del 49%.

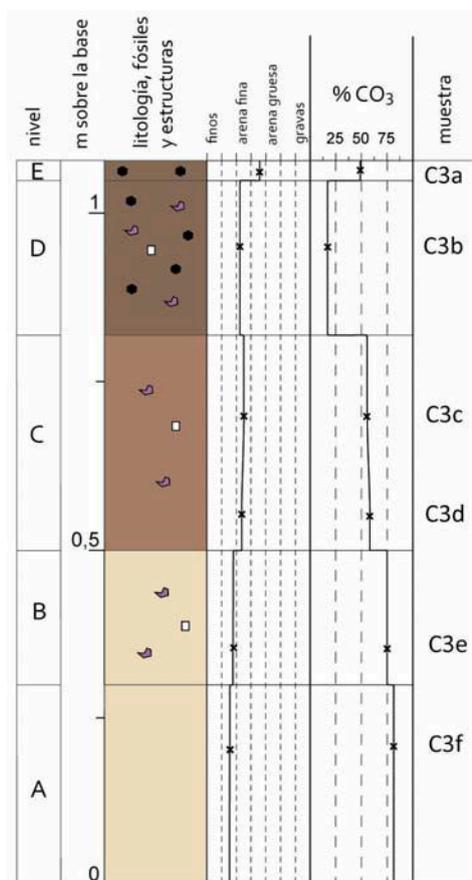


Figura 3.34. Columna estratigráfica perteneciente a la calicata C3.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁼
E	C3a	1,4	49
D	C3b	2,8	16
C	C3c	2,5	54
C	C3d	2,6	57
B	C3e	3,2	75
A	C3f	3,4	81

Tabla 3.15. Resultados de los análisis de las muestras de la calicata C3.

El análisis mineralógico realizado a estas muestras revela la presencia de carbonatos, tanto en forma de aragonito como de calcita, piroxenos, feldspatos y cuarzo. Además de estos minerales, también se encuentra olivino en los niveles B, C y E, e illita en los limos y arcillas del nivel D (tabla 3.16). En cuanto al contenido en cuarzo, se observa que en general se encuentra en arenas muy finas y limos, salvo en la muestra C3b perteneciente al nivel D en el que está presente en todas las fracciones de tamaño. Además, este nivel presenta un valor muy bajo de contenido en carbonatos e illita. Todo esto sugiere una

formación de suelo enriquecido con material proveniente de África, o con aportes de los paleosuelos de las laderas cercanas. El gradiente observado en las características de los diferentes niveles puede deberse a una mezcla del sustrato superior con el inferior, en una zona donde es muy probable que haya habido removilización por la cercanía de las obras.

Muestra	AG	AM	AF	AMF	L	A
C3a	Px	Ar	Ar	Ar	Cal	
	Fd	Cal	Cal	Cal	Px	
	Ol	Px	Px	Px	Fd	
			Fd	Fd	Q	
				Q		
C3b	Cal	Cal	Ar	Cal	Cal	Cal
	Px	Px	Cal	Px	Fd	Q
	Fd	Fd	Px	Fd	Q	Illita
		Q	Fd	Q	Illita	
			Q			
C3c	Ar	Ar	Ar	Px	Cal	
	Cal	Cal	Px	Fd	Px	
	Px	Px	Fd	Q	Fd	
	Fd	Fd			Q	
					Ol	
C3d	Ar	Ar	Ar	Cal	Cal	Cal
	Cal	Cal	Px	Px	Px	
	Px	Px	Fd	Fd	Fd	
	Ol	Fd			Q	
					Ol	
C3e	Ar	Ar	Ar	Px	Ar	Cal
	Cal	Cal	Cal	Fd	Cal	Px
	Px	Px	Px	Q	Fd	
	Ol	Fd	Fd		Q	
					Ol	
C3f	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Cal
	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal	
		Px	Px	Px	Px	
				Fd	Fd	
					Q	

Tabla 3.16. Mineralogía de las muestras recogidas en los distintos niveles de la calicata C3. AG= arena gruesa; AM= arena media; AF= arena fina; AMF= arena muy fina; L= limos; A= arcillas. Ar= aragonito; Cal= calcita; Px= piroxenos; Fd= feldespatos; Q= cuarzo.

Calicata C4.1

Esta calicata se realizó al O de Caleta de Famara cerca de la costa, presentando una potencia de 0,72 metros y encontrándose su superficie a aproximadamente 7,5 msnm (figura 3.35). En ella se diferencian 3 niveles y se recogieron 5 muestras (tabla 3.17). El nivel A está formado por arenas muy finas con una concentración de carbonato mayor del 50%. En él se encuentran piroclastos de pequeño tamaño, caliche y algunos fragmentos de gasterópodos terrestre. El sedimento que forma el nivel B presenta un cambio gradual

del tamaño medio de la muestra con la profundidad presentándose a techo arenas finas-medias y disminuyendo su tamaño a muro hasta arenas muy finas. Esto puede deberse a que en la zona superior se encontraron ootecas de insectos y fragmentos de ellas, mientras que hacia muro dejan de hallarse. Además de estas ootecas, se encuentra caliche, piroclastos de pequeño tamaño y fragmentos de gasterópodos terrestres. En cuanto al contenido en carbonatos, este es más o menos constante variando entre un 33-40%. El nivel C lo forma el sedimento superficial de arenas medias y un 50% de carbonatos. En él se encuentran ootecas de insectos, gasterópodos terrestres y piroclastos.

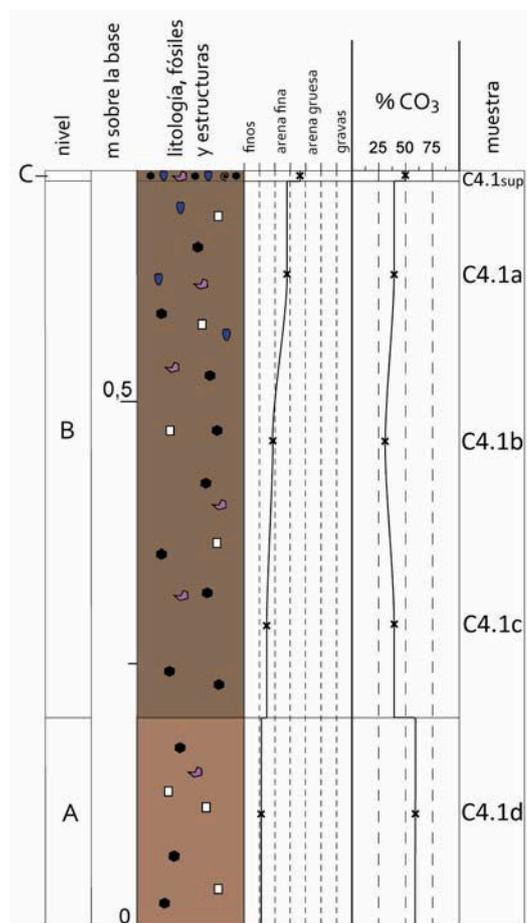


Figura 3.35. Columna estratigráfica perteneciente a la calicata C4.1.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁻
C	C4.1sup	1,3	50
B	C4.1a	2,2	40
B	C4.1b	3,1	33
B	C4.1c	3,6	40
A	C4.1d	3,9	58

Tabla 3.17. Resultados de los análisis de las muestras de C4.1.

El resultado del análisis por difracción de rayos-X realizado, muestra de nuevo la presencia de carbonatos, tanto en forma de aragonito como de calcita, piroxenos, feldespatos y cuarzo (tabla 3.18). En general se vuelve a encontrar cuarzo en arenas muy

finas, limos y arcillas y solo en las muestras C4.1c y C4.1d se encuentran en arenas finas y medias respectivamente.

Muestra	AG	AM	AF	AMF	L	A
C4.1sup	Ar	Ar	Ar	Ar		
	Cal	Cal	Cal	Cal		
	Px	Px	Px	Px		
	Fd	Fd	Fd	Fd		
				Q		
C4.1a	Ar	Ar	Ar	Ar	Px	
	Cal	Cal	Cal	Cal	Fd	
	Px	Px	Px	Px	Q	
	Fd	Fd	Fd	Q		
C4.1b	Ar	Ar	Ar	Ar	Ar	Cal
	Cal	Cal	Cal	Cal	Cal	
	Px	Px	Px	Px	Px	
				Q	Q	
C4.1c	Ar	Ar	Ar	Ar	Cal	Cal
	Cal	Cal	Cal	Cal	Px	
	Px	Px	Px	Px	Q	
			Q	Q		
C4.1d	Ar	Ar	Ar	Ar	Cal	Ar
	Cal	Cal	Cal	Cal	Px	Q
		Px	Px	Px	Q	
		Q				

Tabla 3.18. Mineralogía de las muestras recogidas en los distintos niveles de la calicata C4.1. AG= arena gruesa; AM= arena media; AF= arena fina; AMF= arena muy fina; L= limos; A= arcillas. Ar= aragonito; Cal= calcita; Px= piroxenos; Fd= feldespatos; Q= cuarzo.

Calicata C5

Esta calicata se realizó al N de los volcanes de Soo encontrándose su techo a 40 msnm (figura 3.36). Tiene una potencia de 0,61 metros y presenta 3 niveles de los que se recogieron 3 muestras (tabla 3.19). El nivel A está formado por arenas medias-gruesas que contienen fragmentos de caliche y de gasterópodos terrestres y gran cantidad de piroclastos de pequeño y gran tamaño. El contenido en carbonatos es algo inferior que el de niveles superiores. El nivel B está compuesto por arena fina-media y una concentración de carbonatos muy alta. Al igual que el nivel inferior este presenta fragmentos de caliche y gasterópodos terrestres, además de piroclastos en menor proporción y tamaño que el nivel inferior. El contenido en carbonatos es un 15% más alto que el del nivel A. El nivel C, formado por las arenas superficiales, es similar al B pero algo más grueso y carbonatado.

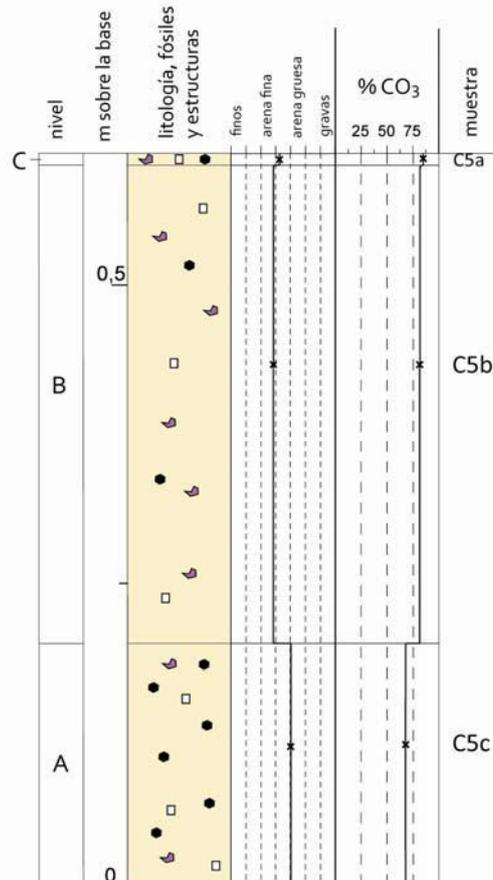


Figura 3.36. Columna estratigráfica perteneciente a la calicata C5.

Nivel	Muestra	Tamaño medio (ϕ)	%CO ₃ ⁼
C	C5a	1,8	84
B	C5b	2,1	82
A	C5c	1,0	67

Tabla 3.19. Resultados de los análisis de las muestras de la calicata C5.

El análisis petrográfico realizado a la muestra C5b tiene un alto contenido en ooides. El porcentaje de ooides es similar al de la muestra M1, pero la cantidad de cemento es bastante menor dado que la capa de cemento micrítico que envuelve el núcleo de estas estructuras es más fina en esta muestra, siendo el contenido de cemento de un 20%. Como corresponde a esta zona, de todos los fragmentos de roca encontrados, un 42% son fragmentos de roca sedimentaria, frente al 21% y 28% de fragmentos de roca volcánica muy alteradas y medio alteradas respectivamente. De entre todos los minerales sueltos que se encuentran en la muestra el 25% corresponden a óxidos, y no presenta fragmentos de vidrio volcánico.

De nuevo, el resultado del análisis por difracción de rayos-X realizado, muestra la presencia de carbonatos, tanto en forma de aragonito como de calcita, piroxenos y cuarzo (tabla 3.20). En estas muestras no se ha encontrado feldespato y el cuarzo se limita a las fracciones de arenas muy finas y limos. Estos niveles no parecen haberse

formado bajo condiciones meteorológicas irregulares como las comentadas con anterioridad.

Muestra	AG	AM	AF	AMF	L	A
C5A	Ar	Ar	Cal	Ar		
	Cal	Cal	Px	Cal		
	Px	Px		Px		
C5B	Ar	Ar	Ar	Ar	Cal	Cal
	Cal	Cal	Cal	Px	Px	
	Px	Px	Px		Q	
C5C	Ar	Ar	Ar	Ar	Cal	Cal
	Cal	Cal	Cal	Cal	Q	
	Px	Px	Px	Q		

Tabla 3.20. Mineralogía de las muestras recogidas en los distintos niveles de la calicata C5. AG= arena gruesa; AM= arena media; AF= arena fina; AMF= arena muy fina; L= limos; A= arcillas. Ar= aragonito; Cal= calcita; Px= piroxenos; Fd= feldespatos; Q= cuarzo.

Calicata C6

Esta calicata se realizó al O de la carretera que une Caleta de Famara con Tegui, al S del trazado urbano abandonado. Presenta una potencia total de 0,85 metros y su superficie está aproximadamente a 108 msnm (figura 3.37).

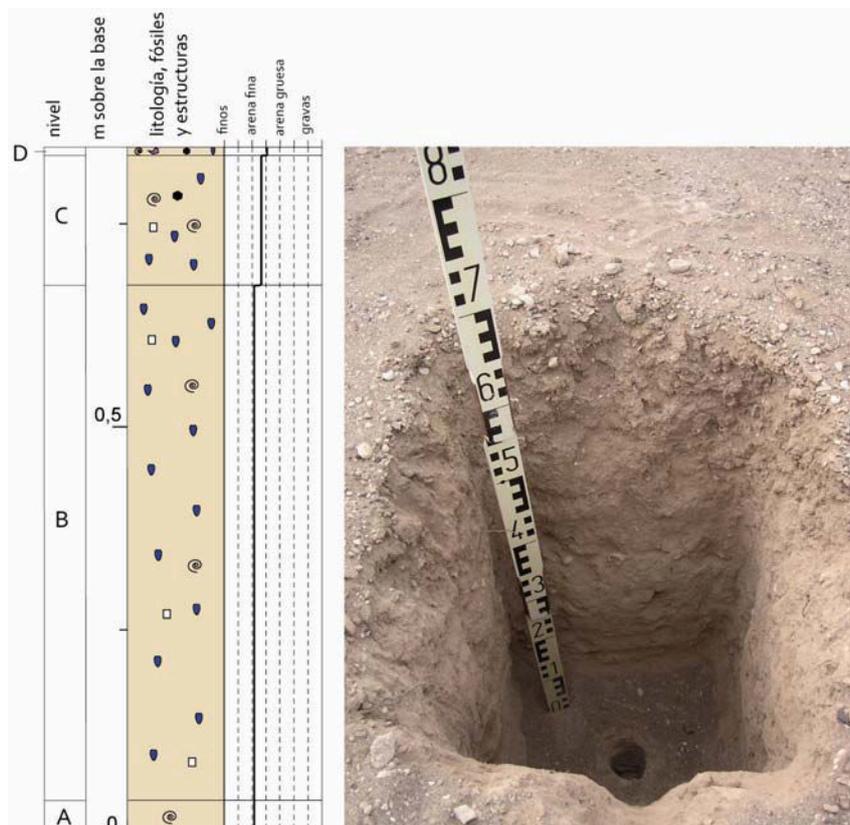


Figura 3.37. Columna estratigráfica perteneciente a la calicata C6.

energético, conteniendo mayor proporción de ootecas de insectos, gasterópodos terrestres y caliche, además de presentar cantos de mayor tamaño. El nivel D está formado por arenas finas con laminación paralela y presenta dos láminas de material fino. La carencia de material grueso y la laminación observada dan a entender que este nivel es un manto eólico por el que ocasionalmente ha discurrido agua depositando material fino.

La figura 3.39 muestra los resultados de los análisis del contenido en carbonatos de todas las fracciones de las muestras recogidas en las calicatas.

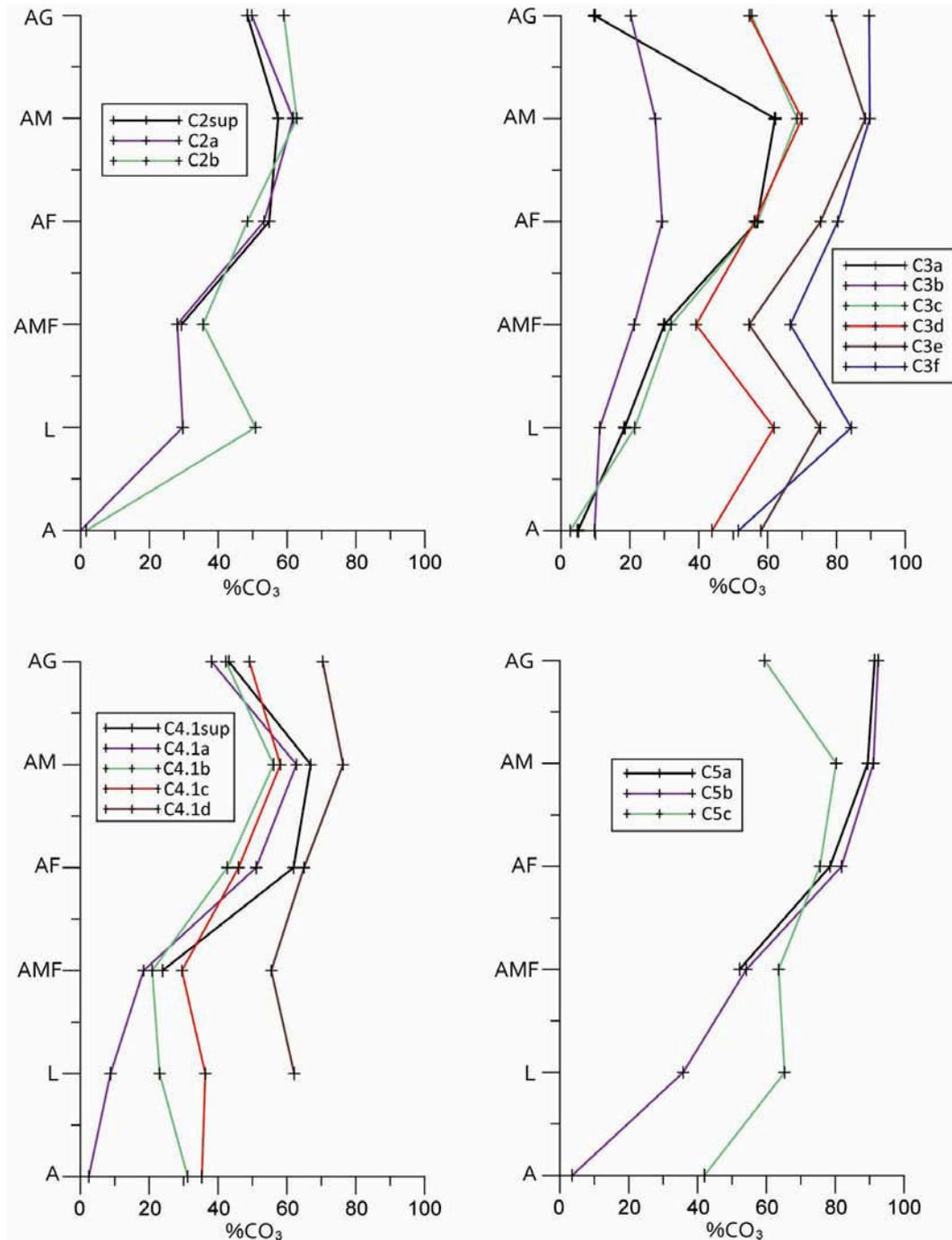
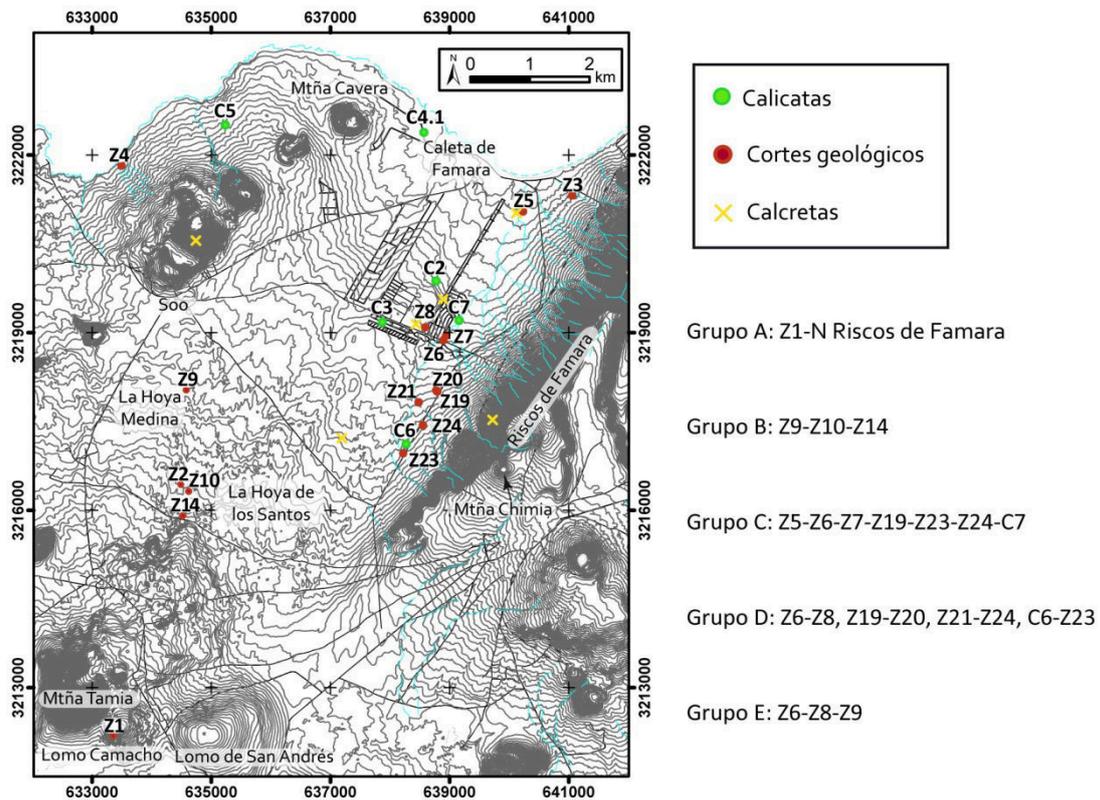


Figura 3.39. Variación de la concentración de carbonatos con el tamaño de grano. AG= arena gruesa; AM= arena media; AF= arena fina; AMF= arena muy fina; L= limos; A= arcillas.

En general se observa que se produce un máximo de concentración de carbonatos en arenas medias y limos, mientras que este valor disminuye hacia las arcillas. Esta disminución se debe probablemente a la formación de suelos presentando minerales como illita, al enriquecimiento con cuarzo en esta fracción y a que el carbonato de este tamaño se puede disolver con mayor facilidad. Hay que tener en cuenta que los limos y arcillas no se han separado por fracciones y que el porcentaje de carbonatos es el de todos los tamaños de limos y todas las arcillas juntos, por lo que no se puede identificar si este máximo en arenas medias también se repite en algún tamaño de los limos y arcillas.

3.4.- CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

La correlación se ha realizado a partir de los grupos de columnas estratigráficas señalados en la figura 3.40.



En dicha correlación el contenido de cada nivel es solo descriptivo y no representa proporción alguna. Los resultados muestran que la formación de El Jable ha estado directamente condicionada por los accidentes topográficos que han ido surgiendo en esta zona. De esta manera, los Riscos de Famara y la zona baja donde actualmente se encuentra la Playa de Famara han sido las causas determinantes de la existencia en la zona oriental, de depósitos de características muy diferentes a los encontrados en la zona occidental, así como el vulcanismo acaecido en la zona oeste.

Una de las particularidades de esta zona y que marca una etapa concreta del clima de las islas es la formación de costras de caliche, muchas de ellas de gran potencia, que se encuentran tanto cubriendo las laderas de los Riscos de Famara como en zonas puntuales a lo largo del área de estudio. Este material ha sido extraído históricamente en Lanzarote en grandes cantidades para fabricar cal viva. Solo en Tegüise existen 5 de los hornos que se utilizaban para quemar el caliche y extraer la cal.

Grupo A

En el nivel superior del corte geológico Z1 (Lomo Camacho), como se ha comentado anteriormente, se han encontrado huevos de *Puffinus holei*. Restos de huevos de este ave aparecen también en uno de los niveles a muro de unos depósitos que se encuentran adosados a las laderas de los Riscos de Famara al norte de la playa (figura 3.41). Se ha estimado que los restos de estos huevos encontrados en los diferentes yacimientos paleontológicos de las islas que pertenecen a esta pardela extinguida (Meco *et al.*, 2006), y aunque existe cierta controversia sobre si podría ser la especie *Puffinus olsoni*, siguen ubicándola dentro de la misma horquilla temporal en el Pleistoceno (McMinn *et al.*, 1990).

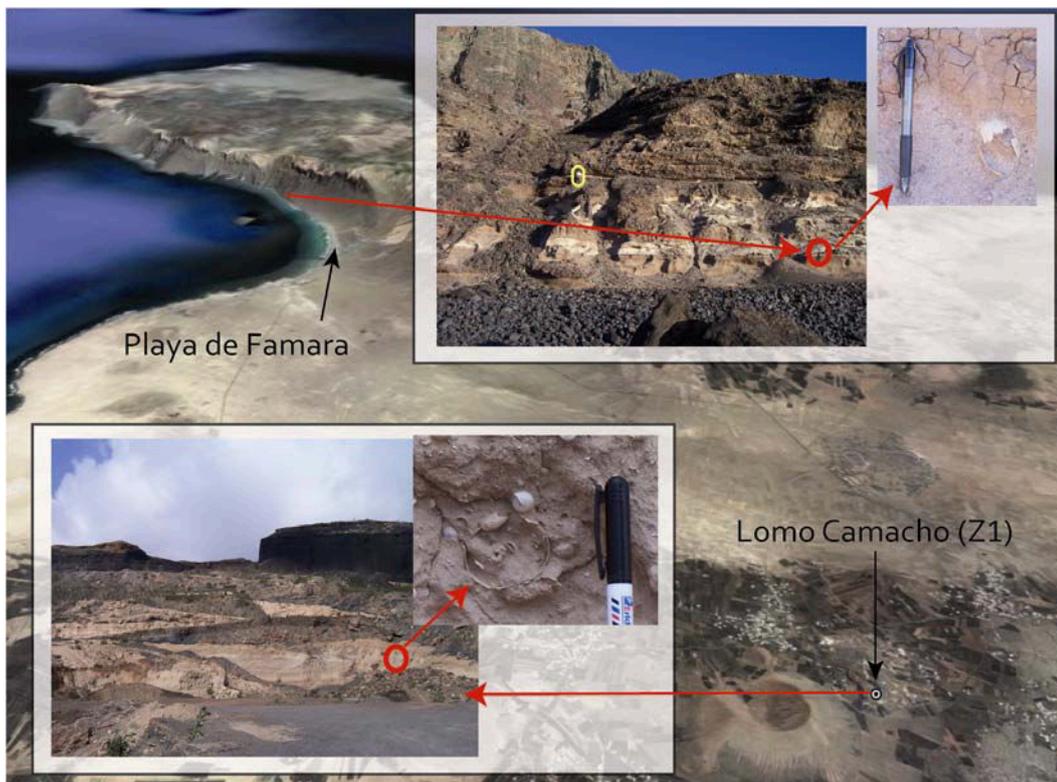


Figura 3.41. Huevos de *Puffinus sp.* encontrados en los depósitos adosados a los Riscos de Famara y Lomo Camacho. El círculo amarillo señala la escala de la foto representada por una persona de rodillas. Fotografía aérea modificada de Google Earth.

Los dos niveles en los que se han encontrado estos vestigios de pardela son similares en cuanto a contenido fósil, aunque el corte geológico Z1 presenta mayor concentración de gasterópodos terrestres. De esta manera se podrían correlacionar estos dos niveles.

Por otro lado, Meco *et al.* (2002) indica que los huevos encontrados en Lomo Camacho también se encuentran en el yacimiento paleontológico de Tiagua, en las proximidades del corte geológico Z14, en un nivel que podría corresponder con las paleodunas que se encuentran bajo el paleosuelo superior descrito en este trabajo en los cortes pertenecientes al grupo B.

Respecto a la cronología de estos depósitos encontrados en Lomo Camacho, existe una discrepancia entre los resultados de Meco *et al.* (2006), que los ubica en el Pleistoceno Superior, mientras que Cueto *et al.* (2004) localiza el cono piroclástico de Lomo Camacho que cubren estos depósitos y el de Lomo de San Andrés muy próximo a este, en el Pleistoceno Inferior.

También Meco *et al.* (2002) relaciona estos depósitos de Tiagua con los encontrados en Mala, para los que da una edad estimada con Uranio/Torio para el paleosuelo superior de 138 ka y de más de 350 ka para el inferior, siendo esta última el límite del método utilizado (Meco *et al.*, 1997). El mismo trabajo describe en una cantera del norte de Fuerteventura otro nivel con huevos de esta pardela de al menos 183 ka.

Grupo B

Este grupo muestra que en la zona O de El Jable, se produjeron importantes depósitos de arenas eólicas en los que se encuentran intercalados dos paleosuelos rojizos, y niveles con rizolitos y finas calcretas que señalan cambios climáticos (figura 3.42).

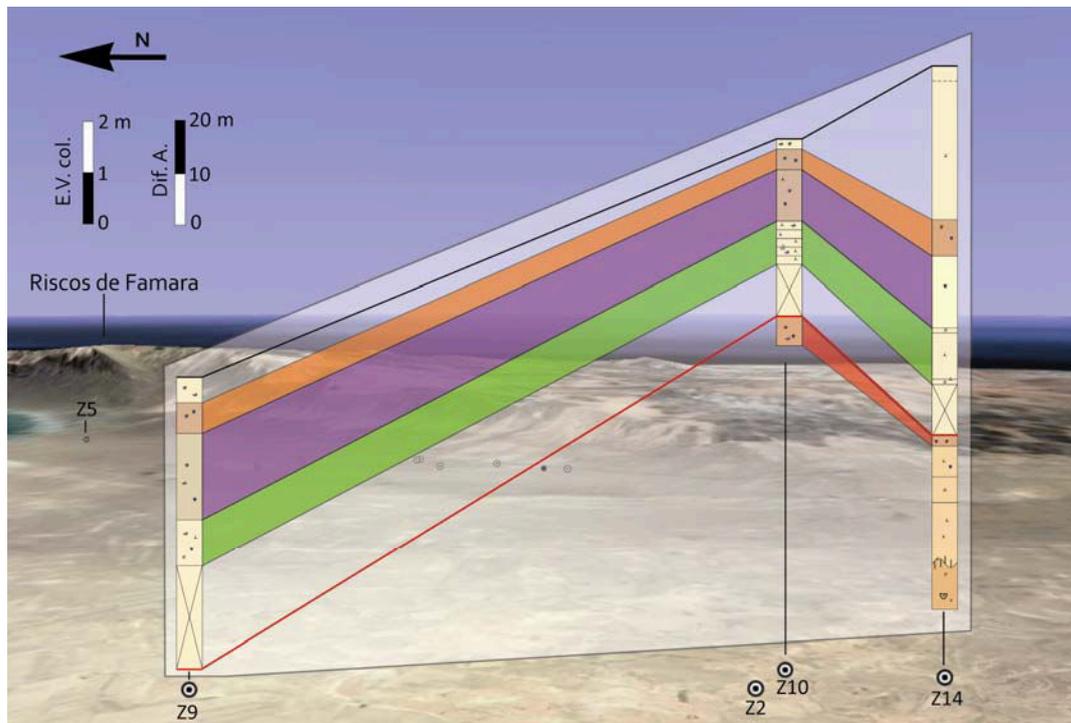


Figura 3.42. Correlación del grupo B. La línea negra une el techo de las columnas estratigráficas. Fotografía aérea modificada de Google Earth. E.V. col.= escala vertical de las columnas estratigráficas. Dif. A.= diferencia de altura a la que se encuentra el techo de las columnas (m).

Aunque estos depósitos muestran variaciones horizontales típicas de un área donde se han desarrollado grandes sistemas de dunas, se puede estimar una buena correlación entre las columnas estratigráficas. De esta manera los niveles más profundos encontrados (Z14) muestran grandes depósitos de sedimento que señalan un nivel del mar más bajo que el actual que permitió la entrada de grandes aportes de sedimento en forma de dunas. A techo de estos depósitos se desarrolló un paleosuelo en el que se encuentran grandes cantidades de ootecas de insectos, gasterópodos terrestres y sedimento rojizo rico en cuarzo proveniente de África. La formación de este paleosuelo señala una época húmeda con desarrollo de vegetación de la que se alimentaban los insectos y gasterópodos terrestres, y que se combinó con fuertes vientos del E. Posteriormente hubo una época seca permitiendo que se formaran las características grietas de desecación en la superficie de este paleosuelo. Sobre este nivel se encuentran de nuevo grandes depósitos eólicos que se caracterizan por presentar rizolitos y en algún caso láminas de caliche (Z10). En este caso la existencia de ootecas es anecdótica y no hay evidencias de aportes silicatados, con lo que se descartan esos fuertes episodios de viento del E que dejaron su huella en el nivel anterior. Sobre estos depósitos, volvió una época en la que se mezclaron grandes aportes de sedimento marino con vientos del E que aportaron materiales del desierto del Sáhara y los más que probables acrídidos que, como plagas, volvieron a dejar sus huellas en forma de ootecas fosilizadas. Este proceso siguió, formándose el paleosuelo superior en el que predominaron los gasterópodos terrestres sobre las ootecas, mientras aumentaban los aportes del E haciendo la proporción de carbonatos del sedimento ligeramente menor al del nivel inferior. De nuevo un cambio en el clima facilitó nuevos aportes eólicos de sedimento marino formado casi por completo por restos de organismos marinos. Todas las superficies de estratificación encontradas en esta zona son netas, salvo entre los paleosuelos y el nivel inferior de cada uno de ellos. Esto sugiere fuertes periodos en los que predominó la erosión entre los depósitos de paleodunas y mantos eólicos, mientras que entre la formación de los paleosuelos y los niveles inferiores la evolución parece gradual.

Las dataciones realizadas en este trabajo para estos dos paleosuelos dan edades de $19 \pm 5,4$ ka y $16,8 \pm 4,4$ ka para el paleosuelo inferior (poligonal) y superior respectivamente. Estas edades difieren en gran medida de las aportadas por Meco *et al.* (1997) que los ubica, como se ha comentado anteriormente, en el Pleistoceno Medio y Superior respectivamente. En este trabajo las dataciones fueron realizadas por racemización/epimerización de aminoácidos, comparando los resultados con las aminozonas establecidas para Lanzarote y Fuerteventura por Ortiz *et al.* (2006). Estas aminozonas se obtuvieron tras comparar edades obtenidas por este método con las obtenidas para algunas de las muestras mediante ^{14}C . En concreto en Lomo de San Andrés que se encuentra en la zona de estudio (figura 3.40), la comparación de estas edades da una diferencia de unos 10000 años. Otro problema, es que la edad que se obtuvo en Ortiz *et al.* (2006) por ^{14}C es de 44 ka y se encuentra fuera del límite del

método, con lo que esta edad debe ser descartada. Los autores mencionados no coinciden en las edades de los depósitos de las islas como se puede observar en el trabajo de Meco *et al.* (2006), donde se cita que Ortiz *et al.* (2006) datan arenas y paleosuelos holocenos, cuando ellos han datado las coladas que cubren estos depósitos a finales del Pleistoceno Medio. Además, Ortiz *et al.* (2006) localizan los niveles encontrados bajo los piroclastos de Lomo de San Andrés en el Pleistoceno Superior mientras que, como ya se ha comentado, Cueto *et al.* (2004) atribuyen este cono volcánico al Pleistoceno Inferior. Todo lo anterior nos lleva a poner en duda las edades obtenidas por racemización/epimerización en este trabajo.

Por otro lado, hay una clara relación entre estos importantes depósitos sedimentarios eólicos y las arenas que se extienden al N de los volcanes de Soo. Esta relación se sustenta en características estratigráficas y composicionales comunes. Entre las primeras cabe destacar que se han encontrado depósitos en la zona NO del volcán de Montaña Cavera, que presentan la misma disposición que los niveles B y C del corte Z10 (arenas eólicas-lámina de caliche-nivel con gran cantidad de ootecas). Por lo que respecta a las similitudes composicionales, la alta cantidad de ooides y de fragmentos de rocas sedimentarias encontrados en sendos niveles del corte Z9 (tabla 3.9), permiten relacionar estos materiales con los encontrados al norte de los volcanes de Soo, igualmente ricos en estos elementos (figura 3.8.A y 3.8.D). Además, esta relación salta nuevamente a la vista al comparar el contenido en carbonatos de las muestras de los cortes Z4, Z9, Z10 y Z14, pues si exceptuamos la muestra M33 del corte Z10, correspondiente al paleosuelo superior, las restantes muestras de estos cuatro cortes tienen valores de contenido en carbonatos muy similares, y que oscilan entre el 84 y 95%. El que no se haya encontrado en el corte Z4 ninguno de los dos paleosuelos rojizos que aparecen en los restantes cortes puede ser debido a que no tiene la potencia suficiente, ó a que ha sido erosionado debido a su proximidad con la costa.

Se trataría, por tanto, de una enorme unidad formada por grandes depósitos de materiales eólicos que abarcaría desde la costa N hasta más al S de la Hoya de los Santos, pudiendo incluso alcanzar la zona de Lomo Camacho, unos 10 km tierra adentro. Apoyaría esta hipótesis el hecho de que la muestra M1 tomada en el corte Z1 (Lomo Camacho) es también muy rica en ooides, si bien su contenido en carbonatos es ligeramente inferior que los valores anteriores. En cualquier caso, este enorme depósito es claramente previo a la formación de la alineación de volcanes de Soo, pues de lo contrario la barrera volcánica hubiera impedido que el aporte masivo de sedimentos marinos hubiera llegado tan al sur. Además, las dos tobas lapílicas encontradas en el corte Z4 y atribuidas a los volcanes de Soo indican actividad volcánica intercalada con la formación de estos niveles de arenas eólicas ricos en ootecas de insectos y gasterópodos terrestres.

La edad de los volcanes de Soo se estima en más de 20000 años (tardiglaciario), debido a que las coladas de costa norte han sido erosionadas, dejando un escalón vertical que no existiría si se hubiesen formado con el nivel del mar a una altura similar al actual. Como añadido, un estudio realizado en Montaña Cavera, estimó que este volcán se había generado durante el último interglaciario y sus lavas cubrieron los depósitos de playa datados en 120000 años (Zazo *et al.*, 2002). Cueto *et al.* (2004) estiman que estos volcanes pertenecen al Pleistoceno Medio. Por tanto, podemos concluir que estos depósitos del grupo B, que se extienden hasta la costa N corresponden al Pleistoceno Medio tardío.

Grupo C

El grupo C muestra depósitos de sedimento característicos, que se han formado bajo la influencia de la erosión de los Riscos de Famara y de la entrada de material que se produce desde la Playa de Famara, con sedimentos marinos mucho menos carbonatados que los que formaron los depósitos del grupo B (figura 3.43).

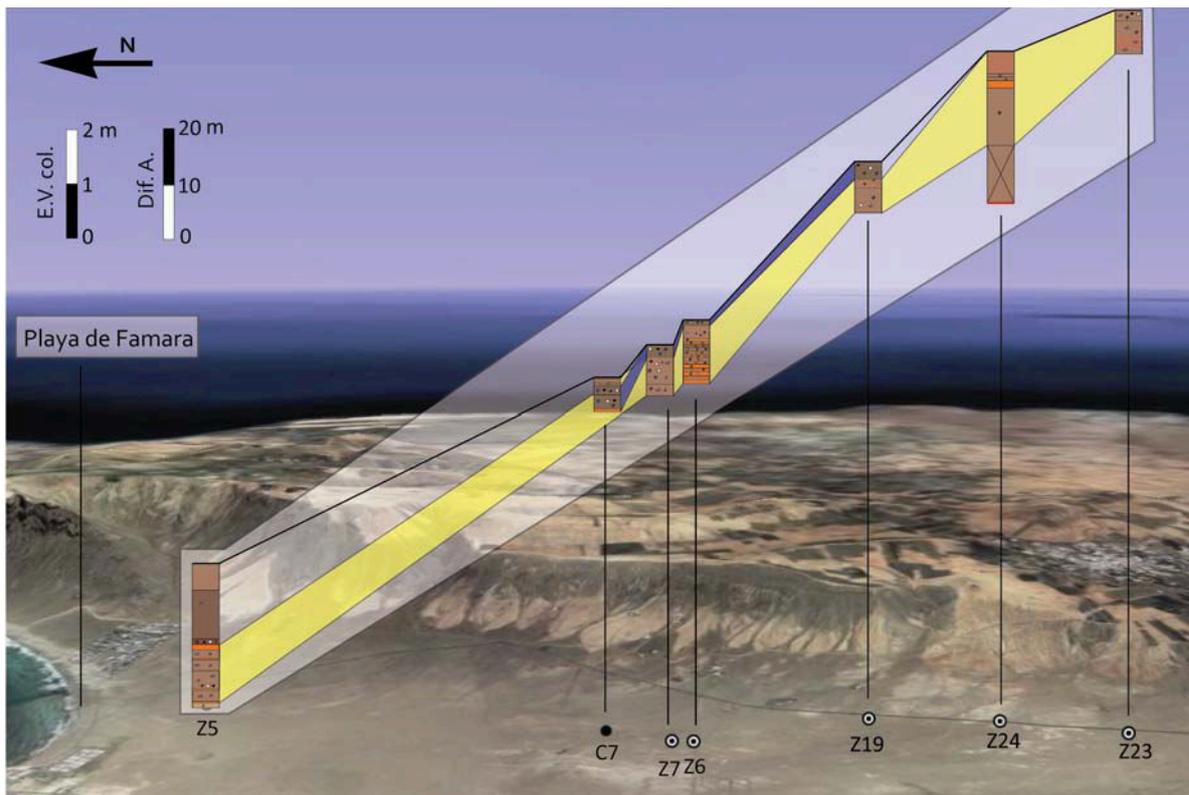


Figura 3.43. Correlación del grupo C. La línea negra une el techo de las columnas estratigráficas. Fotografía aérea modificada de Google Earth. E.V. col.= escala vertical de las columnas estratigráficas. Dif. A.= diferencia de altura a la que se encuentra el techo de las columnas (m).

En este caso lo que predominan son depósitos eólicos de poca potencia, intercalados con depósitos típicos de barranco, algunas veces de alta energía arrastrando fragmentos de caliche y cantos con diferente grado de redondez, y otras de baja energía como son los

depósitos de material fino anaranjado, tanto en forma de láminas o capas de pequeña potencia, como mezclado con la arena eólica proveniente de la Playa de Famara.

Grupo D

Este grupo compara pares de columnas estratigráficas obtenidas en la zona oriental de El Jable, donde se observa que los materiales descritos en las columnas del grupo C se encuentran sobre depósitos de características similares a los encontrados en el grupo B, presentando un alto porcentaje de carbonatos y gran cantidad de ootecas de insectos (figura 3.44). Por otro lado, a muro del corte geológico Z24 (grupo C) hay un paleosuelo arcilloso que presenta unas características grietas de desecación similares a las superficies poligonales encontradas en el paleosuelo inferior del grupo B.

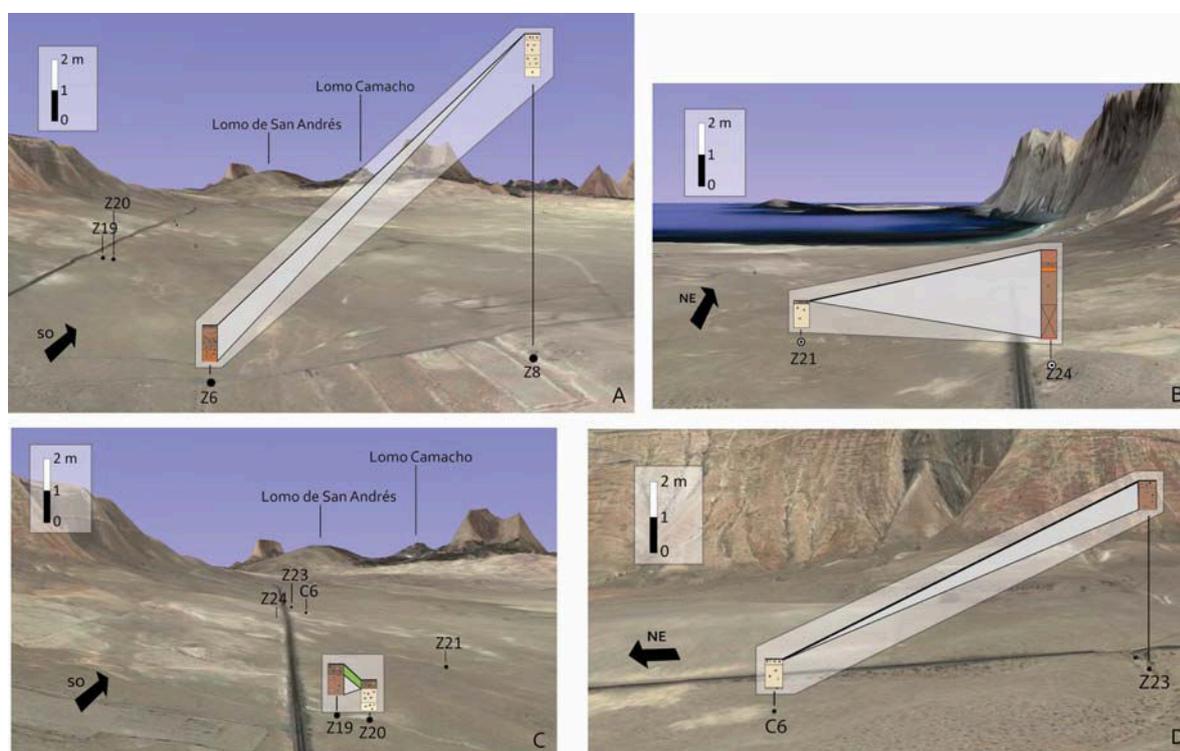


Figura 3.44. Correlación del grupo D. Fotografía aérea modificada de Google Earth. En este caso la escala de las columnas estratigráficas y la de la diferencia de altura a la que se encuentra el techo de las columnas coincide. Exageración vertical de la fotografía aérea x3.

En algunas zonas donde el sustrato superior ha sido erosionado, aflora directamente el material muy carbonatado como se observa en la calicata C6, y se corresponde con las manchas de color claro que se encuentran en los alrededores de C6, Z24 y Z8 de las fotografías aéreas (figura 3.44). Este material tan carbonatado (73-74% en las muestras del corte geológico Z8 (tabla 3.7), podría corresponder con el material eólico descrito en las columnas del grupo B, aunque no se dispone de ninguna muestra a la que se hayan hecho estudios petrográficos en los que, entre otras cosas, la proporción de ooides hubiese sido clave.

La potencia que presenta el corte geológico Z24 y que se corresponde con otro montículo de unos 2 metros formado por el mismo tipo de niveles arcillosos, en el lado O de la carretera, sugiere que al menos en esta zona, depósitos similares a los del grupo C llegaron a estar de 2 a 4,5 metros por encima del nivel actual rellenando esta zona de El Jable.

Grupo E

Teniendo en cuenta los niveles que aparecen en el corte geológico Z8 y que presentan características similares a los descritos en el grupo B, se podría estimar que existe cierta correlación entre ellos (figura 3.45). Los niveles B y C del corte Z8 son color claro con un gran número de ootecas de insectos y que podrían relacionarse con el paleosuelo superior del grupo B. Además, los niveles inferiores al paleosuelo inferior encontrados en Z14 presentan características diferentes a los encontrados en el Z8.

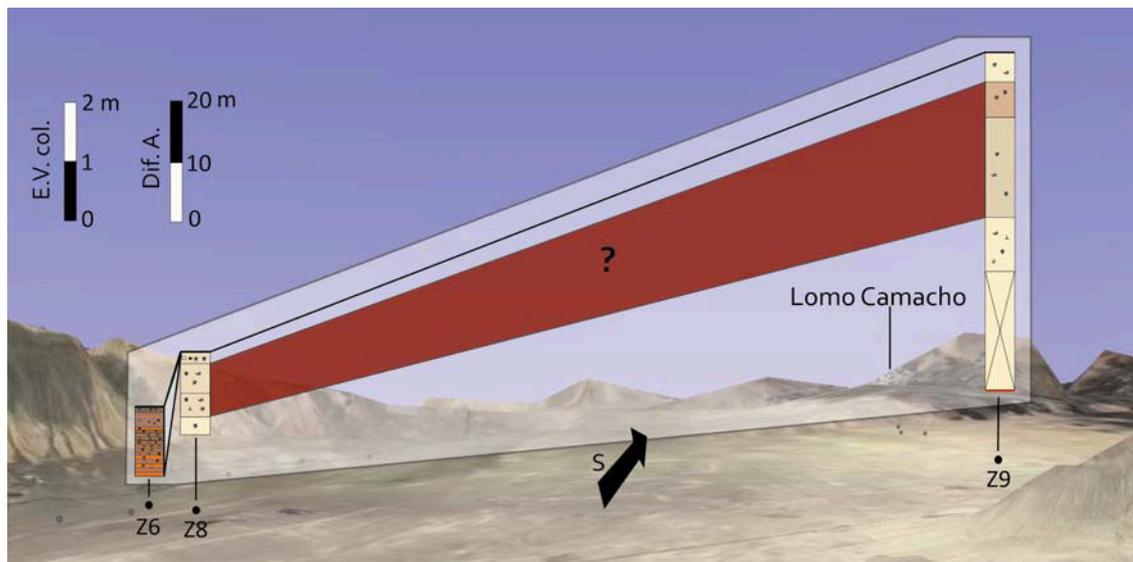


Figura 3.45. Correlación del grupo E. La línea negra une el techo de las columnas estratigráficas. Fotografía aérea modificada de Google Earth. E.V. col.= escala vertical de las columnas estratigráficas. Dif. A.= diferencia de altura a la que se encuentra el techo de las columnas (m). Exageración vertical de la fotografía aérea x3.

3.5.- CALCRETAS O CALICHES

Además de todos estos depósitos anteriormente nombrados, se encontraron varias zonas que presentaban importantes concreciones calcáreas señaladas en la figura 3.40 con un aspa amarilla: los Riscos de Famara, que presentan una calcreta formada en los depósitos eólicos que se formaron sobre sus laderas; la colada de Montaña Tamia, sobre la que se desarrolló un sedimento muy carbonatado con gran cantidad de ootecas y de la que probablemente obtuvo el carbonato la costra calcárea; y cubriendo las laderas de los

volcanes de la alineación de Soo. Este tipo de formaciones calcáreas se generan en épocas de aridez combinada con una gran evapotranspiración, favorecidas por zonas donde se presenta mayor acumulación del sedimento calcáreo y no hay una acusada erosión.

Por otro lado, los barrancos y la pista de tierra que bordea las laderas de los Riscos de Famara dejan al descubierto secciones de las paleodunas y paleosuelos que se han formado (figura 3.46). El contenido en carbonatos de estas paleodunas es muy elevado (85-90%) y la costra de caliche que se ha formado presenta gran potencia. En algunos de los niveles encontrados aquí, se observan piroclastos intercalados entre la arena bioclástica. Estos probablemente provengan del cono volcánico de Montaña Chimia, que es un cono de tefra del Pleistoceno Inferior, localizado muy próximo a los Riscos de Famara (figura 3.40).

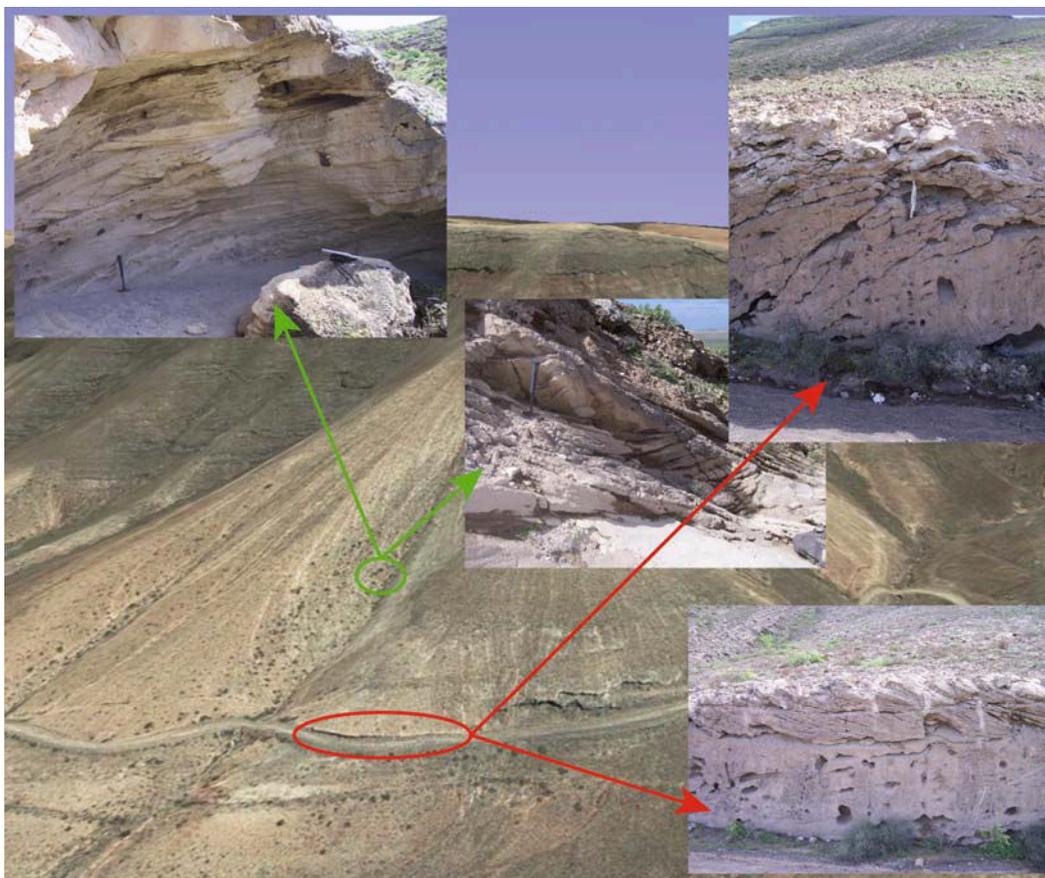


Figura 3.46. Localización de las paleodunas encalichadas en las laderas de los Riscos de Famara.

Los distintos niveles encontrados en estas laderas han sido estudiados por Zazo *et al.* (2008) describiendo depósitos eólico-aluviales, mostrando diferente dispositivo de encajamiento y solapamiento entre ellos. En este trabajo diferencian 4 fases diferentes, las más antiguas y próximas a los Riscos de Famara las ubican en el Pleistoceno Medio, mientras que los más distales, en base a unas dataciones realizadas en el trabajo de Hillaire-Marcel *et al.* (1995), son de 41 a 34 ka.

Cabe destacar que al contrario de lo que muestran los mapas de Cueto *et al.* (2004), estas formaciones calcáreas no cubren en su totalidad los derrubios de ladera de 1º generación de los Riscos de Famara, sino que al menos la parte superior cubre la propia ladera o frente erosivo. Esta costra calcárea fue posteriormente erosionada por los barrancos, dejándole esa forma característica de *abanico aluvial*. Una de las características determinantes que lleva a esta afirmación es que en las secciones de los barrancos, se encuentra la calcreta justo encima de los depósitos horizontales que forman el macizo de Famara (figura 3.47).

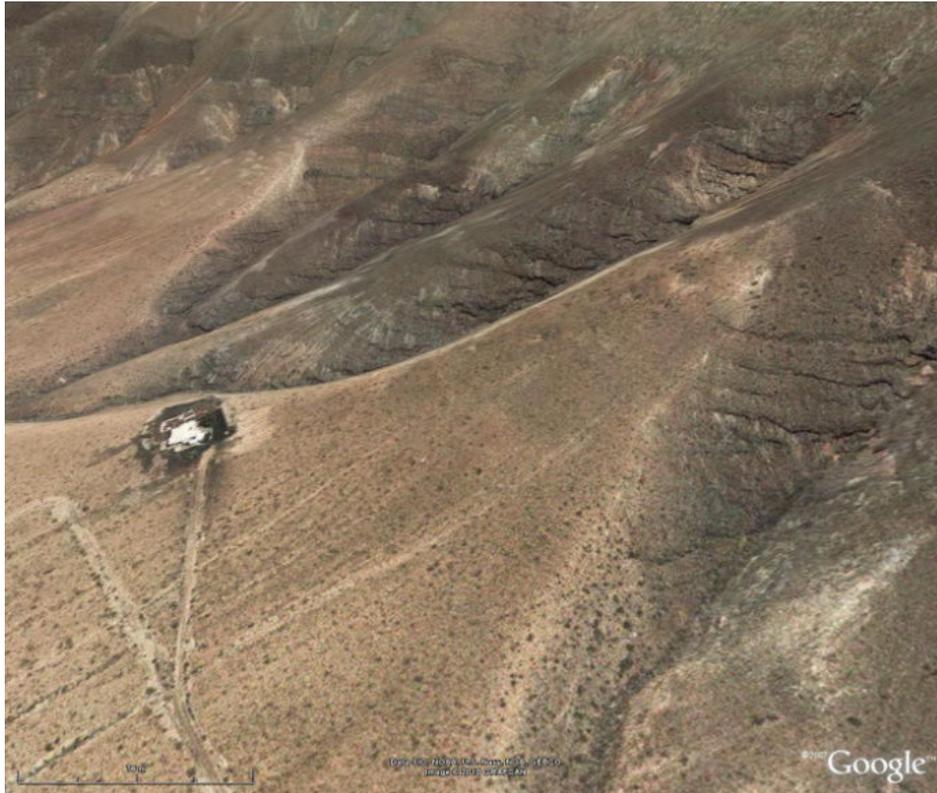


Figura 3.47. Calcreta cubriendo los depósitos del macizo de Famara. Modificado del GoogleEarth.

Por otra parte, en el lado oeste de la colada de 1736 al oeste de la calicata C6, se localiza un área que presenta gran cantidad de fragmentos del paleosuelo encalichado que se encuentra sobre la colada de Montaña Tamia (figuras 3.40 y 3.48.A). Siguiendo hacia el NE se encuentra la zona del corte geológico Z8 cuya superficie también está cubierta por gran cantidad de estos fragmentos, además de por numerosos fragmentos de basalto cubiertos por una costra calcárea (figuras 3.40 y 3.48.B). Pocos metros hacia el NE, entre C2 y C7, se encuentra aflorando dicha colada cubierta por una gruesa capa de caliche (figuras 3.40 y 3.48.C). Las fotografías D1, D2 y D3 de la figura 3.48 muestran diversos detalles de dicha colada encalichada que aflora cerca de la costa próxima al corte geológico Z5, debido a que se encuentra en el lecho de un barranco (figura 3.40). En este caso se observa como sobre este nivel encalichado, del que aún se pueden observar algunos vestigios del paleosuelo original, se han depositado materiales de los derrubios de ladera y sedimento marino que forman los depósitos encontrados en el grupo C.



Figura 3.48. Vestigios de la colada enalichada perteneciente a Montaña Tamia.

Cabe destacar que en el mapa geológico 1:25000 (Cueto *et al.*, 2004) aparece esta colada aflorando en varias zonas de la parte occidental de El Jable. Esto podría llevar a la conclusión de que las coladas resultantes de las alineaciones volcánicas de la zona, a la que pertenece Montaña Tamia, cubrieran todo este sector y que encima se depositaran los diferentes niveles de arenas y paleosuelos encontrados en esta área. Por el contrario, no hay evidencias de estas coladas en el grupo B, cuyas columnas estratigráficas presentan en algunos casos hasta 10,6 metros de potencia. Parece más coherente pensar que esta colada de lava no cubriera completamente la zona occidental de El Jable, sino que la rodeara como se observa en el mapa geológico de Fúster *et al.* (1958) (figura 3.49).

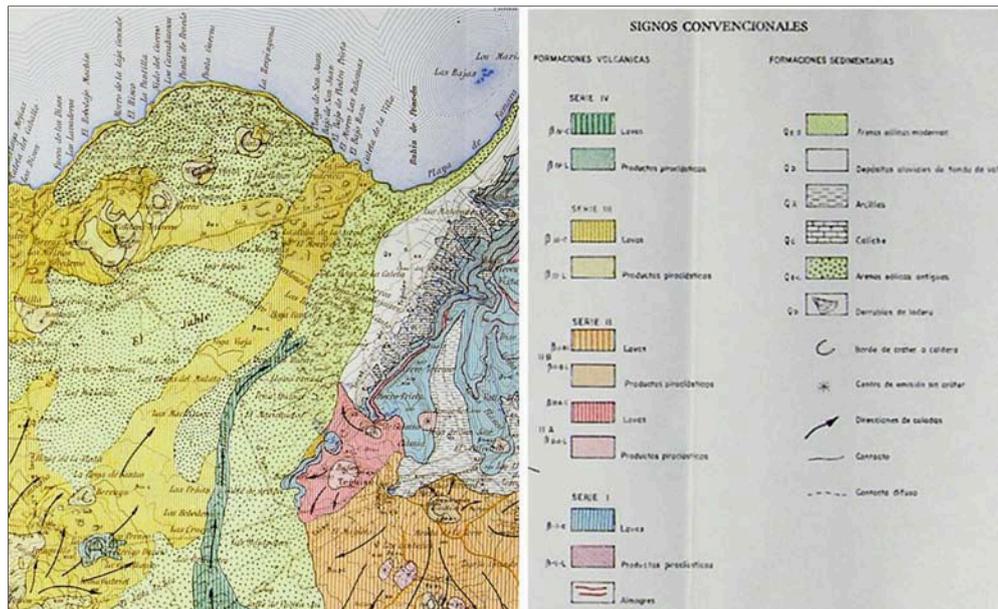


Figura 3.49. Fragmento del mapa geológico de Fúster *et al.* (1958), donde se señala en amarillo con flechas direccionales la colada de Montaña Tamia, que llega hasta la costa NE de El Jable. Las coladas históricas se encuentran señaladas en verde.

Otra zona donde se observa caliche es sobre las laderas de los volcanes de la alineación de Soo, principalmente en las orientadas hacia el norte. Estos fragmentos de caliche se observan a techo de la columna Z4, en un nivel con características típicas de escorrentías de los barrancos de la zona.

Varios autores han estudiado estas concreciones calcáreas en Lanzarote y las relacionan con periodos de aridez. Alonso-Zarza y Silva (2002) describen un perfil en Macher al SO de la zona de estudio, que se desarrolla sobre unos basaltos del Pleistoceno Medio-Superior (Carracedo y Rodríguez-Badiola, 1993). Este perfil presenta dos niveles, uno inferior formado por basaltos y cuyas ranuras y grietas se encuentran rellenas por micrita, y un nivel superior formado por una costra calcárea de 1,2 metros de potencia que contiene gran cantidad de ootecas de insectos.

Por otro lado Meco *et al.* (2002) describen un yacimiento paleontológico en Guatisea, a mitad de camino entre Montaña Tamia y la costa sur. En él se encuentra un paleosuelo rojizo cubierto por una delgada costra calcárea. Estos depósitos los ubican en el Pleistoceno Medio porque están cubiertos por piroclastos y coladas de Montaña Tamia emitidos durante el Pleistoceno Superior y superpuestos a un sustrato volcánico de esa zona de la isla que pertenece al Pleistoceno Inferior. Además lo relacionan con el yacimiento de Tiagua por su similitud situándose también este en el Pleistoceno Medio-Superior.

Por otra parte, Meco *et al.* (2006) describen una gran calcreta formada en el Pleistoceno Inferior que cubre tanto los abanicos aluviales como los basaltos en Lanzarote y Fuerteventura y que está seccionada por la red de barrancos instalados

también en el Pleistoceno Inferior. Así que según estos autores, los depósitos de paleodunas y paleosuelos encalichados de las laderas de Famara serían del Pleistoceno Inferior.

En la actualidad parte de estos depósitos de caliche han desaparecido en parte por la erosión, pero probablemente una de las grandes causas sea, como ya se ha comentado, por la extracción de este material para fabricar cal viva.

3.6.- HISTORIA GEOLÓGICA DE EL JABLE

De acuerdo con los datos recogidos en este capítulo, y teniendo en cuenta los trabajos de otros autores citados anteriormente y la tabla cronoestratigráfica del Cuaternario (Silva *et al.*, 2009), se ha estimado una posible secuencia de la formación de El Jable, y que se sintetiza en la figura 3.50.

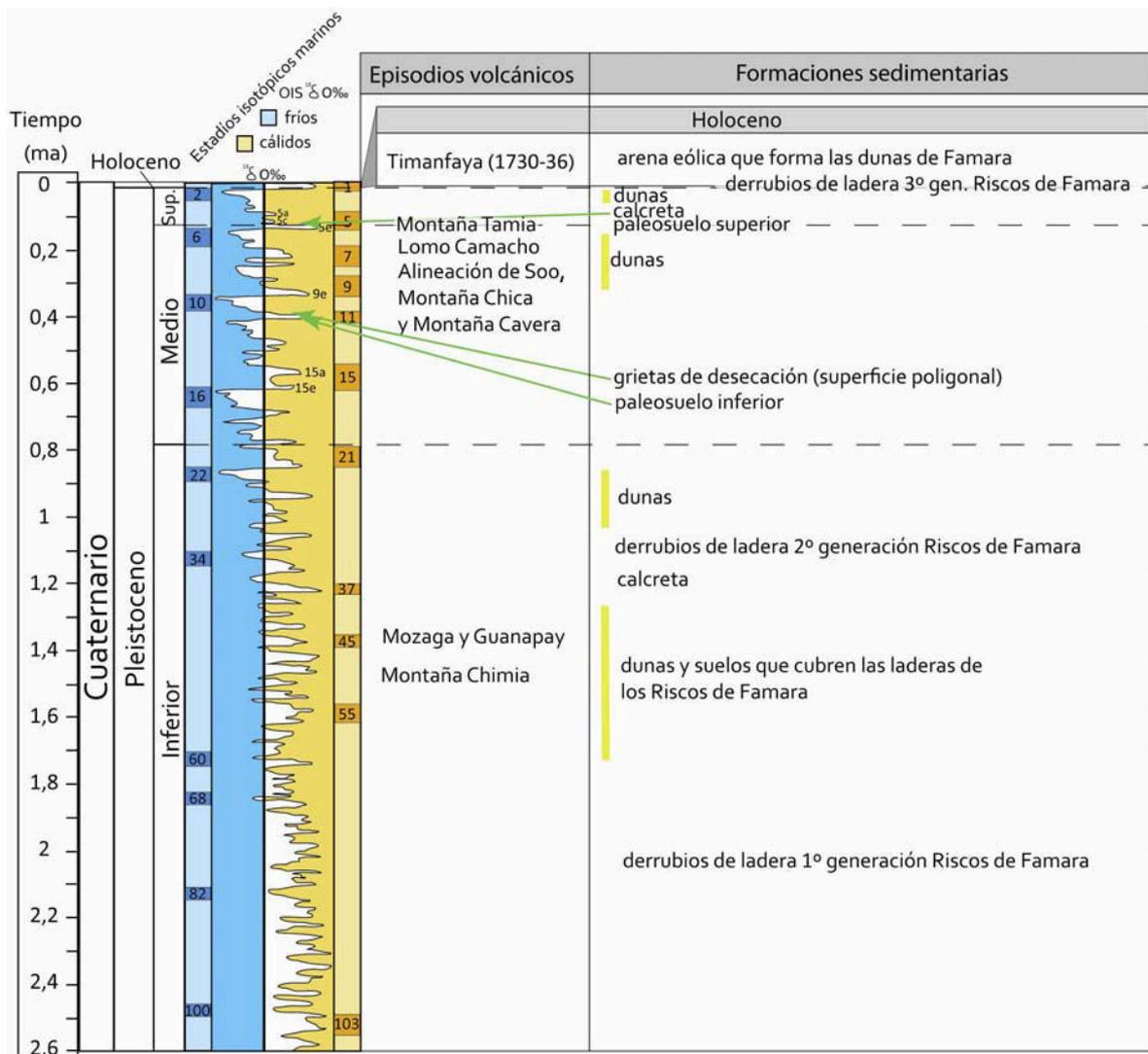


Figura 3.50. Esquema de formación de El Jable. Tabla cronoestratigráfica del Cuaternario modificada de Silva *et al.* (2009).

En esta figura están representados los episodios volcánicos más relevantes y las formaciones sedimentarias que han tenido lugar en la zona de estudio. Las columnas donde se representan los estadios isotópicos marinos reflejan periodos cálidos y fríos, que de forma general corresponden con los periodos de formación de suelos y los depósitos de dunas respectivamente. Estos últimos están señalados con una franja amarilla dentro de la columna de formaciones sedimentarias.

Durante una época húmeda del Pleistoceno Inferior con un nivel de precipitaciones importante, se produjo la erosión de las laderas de los Riscos de Famara que formarían los derrubios de ladera de 1º generación. Posteriormente, entradas de sedimentos bioclásticos marinos en forma de dunas rampantes cubrieron estos derrubios y las laderas. Este periodo coincidió con la formación de los conos volcánicos de Montaña Chimia y los volcanes en escudo de Mozaga y Guanapay (figura 1.7). Sobre algunos de estos niveles se formaron paleosuelos. Una época posterior árida que se combinó con la existencia en estas laderas de una intensa evapotranspiración, permitió que estos depósitos carbonatados se transformaran en una potente costra de caliche.

Más tarde, aún en el Pleistoceno Inferior y durante una etapa climática donde se produjeron intensas precipitaciones, se erosionaron nuevamente y de forma intensa los Riscos de Famara. Esta erosión provocó que la gran costra calcárea se quebrara y prosiguiera la erosión de las laderas del macizo de Famara, generando los derrubios de ladera de 2º generación, muy oscuros debido al material terrígeno. Estos cubren parte de la calcreta, confiriéndole esa característica forma de abanico aluvial.

A finales del Pleistoceno Inferior se dan nuevos periodos fríos, lo que favorece la entrada de nuevos aportes de sedimentos marinos muy carbonatados, que intercalados con épocas predominantemente erosivas fueron formando nuevos depósitos de dunas y mantos eólicos.

Ya en el Pleistoceno Medio, durante una época húmeda en la que se desarrolló la vegetación de la zona sobre los depósitos eólicos, se produce la presencia de gran cantidad de insectos. Posteriormente y de forma gradual indicado por la presencia de una superficie de estratificación difusa, aumentó la cantidad de estos insectos y mientras que seguía entrando sedimento marino transportado desde el norte, se forma un suelo con un alto porcentaje de arcillas y limos rojizos, y cuarzo, denotando también la presencia de periodos de fuertes vientos del este. Este suelo se corresponde con el paleosuelo inferior descrito en las columnas estratigráficas del grupo B.

En una posterior época árida se formaron las características grietas de desecación sobre el techo de este suelo. Durante esta etapa las entradas de sedimento no fueron importantes.

Sobre esta superficie poligonal y durante una nueva etapa de aportes de sedimento marino, se formaron depósitos de dunas. Estos están separados por superficies de estratificación netas, señalando una época en la que se interrumpieron los abundantes aportes de sedimentos y predominó la erosión. Durante este periodo tuvieron lugar las erupciones que generaron la alineación de volcanes de Soo, Montaña Chica y Montaña Cavera.

A finales del Pleistoceno Medio y sobre este depósito eólico, se formó un nuevo suelo de características similares al anterior y que se corresponde con el paleosuelo superior representado en el grupo B. Coincidiendo con algún momento de esta formación surgió el volcán de Montaña Tamia. Parte de las coladas de lava de este cono volcánico fueron hacia el norte y sobre ellas se encuentra parte de este suelo. También en esta época surgió el cono piroclástico de Lomo Camacho. Posteriormente, una nueva época árida transformó parte del carbonato de este suelo, situado sobre dicha colada, en caliche.

Ya en el Pleistoceno Superior se formaron varios depósitos de dunas que se corresponden con el nivel superior descrito en las columnas estratigráficas del grupo B.

A finales del Pleistoceno Superior y principios del Holoceno, otra época de grandes lluvias erosiona de nuevo de forma intensa los Riscos de Famara. De esta forma se generan los derrubios de ladera que cubren el fondo de la zona NE de El Jable. Estos depósitos de derrubios se entremezclan con los aportes eólicos de sedimentos marinos, los cuales presentan una proporción mucho más baja de bioclastos que los que habían entrado en épocas precedentes. Este cambio brusco en el tipo de materiales que alimenta al sistema señala un cambio en el área fuente. Estos materiales corresponden con los distintos niveles descritos en el grupo C.

Ya en épocas históricas el aporte de sedimento que se produce desde la Playa de Famara genera un extenso sistema de dunas que recorre El Jable de norte a sur. Estos depósitos fueron parcialmente cubiertos por un brazo de lava del volcán de Montaña de Las Nueces en 1736.



Capítulo 4

Dinámica sedimentaria

4.1.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS

El concepto básico implícito en todos los modelos de transporte eólico de sedimento, es que el viento mueve la arena como resultado de la transferencia de momento desde el aire al sedimento. La fuerza de fricción del viento es la fuerza que el viento ejerce sobre la superficie del sedimento:

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (1)$$

donde ρ es la densidad del aire (aprox. $1,22 \text{ kg m}^{-3}$) y u_* es la velocidad de fricción (Nordstrom *et al.*, 1990).

Para fluidos turbulentos, la transferencia de momento depende de la rugosidad aerodinámica de la superficie y esta es proporcional al cambio de velocidad con la altura. La u_* se obtiene del perfil vertical de velocidades del viento. Asumiendo que la velocidad aumenta de forma logarítmica con la altura, Von Kármán (1934) describió la ecuación general del perfil del viento:

$$u_z = (u_*/\kappa) \ln [(z-h)/z_0] \quad (2)$$

donde u_z es la velocidad del viento a una altura z sobre la superficie del sedimento, κ es la constante de Von Kármán (aproximadamente 0,40), z_0 es la altura a la que la velocidad del viento se hace cero y h es el límite aerodinámico que normalmente se asume cero por ser la superficie del sedimento.

Para un lecho formado por partículas de sedimento sin fuerzas de cohesión o móvil, el movimiento individual de los granos empezará cuando la fuerza de fricción del viento supere un valor umbral. Las fuerzas que se oponen al movimiento son debidas a la gravedad y a cualquier agente parcialmente cohesivo (p.ej. humedad de la superficie). La velocidad de fricción umbral o crítica u_{*t} , necesaria para que el movimiento de las partículas se inicie viene descrita por:

$$u_{*t} = A [gd (\rho_s - \rho_a) / \rho_a]^{0,5} \quad (3)$$

donde A es un coeficiente empírico de valor aproximado 0,1, que depende de las características de las partículas que forman la superficie (Bagnold, 1941; Sarre 1987), g es la aceleración de la gravedad, d es el tamaño medio de grano, ρ_s es la densidad del sedimento y ρ_a la densidad del aire.

Bagnold (1941) sugirió que dependiendo principalmente del tamaño de grano pueden tener lugar tres modos distintos de transporte. Las partículas muy pequeñas (<60-70 μm) son transportadas por suspensión pudiendo recorrer grandes distancias. Las partículas de tamaño entre 60-1000 μm , se mueven en la dirección del viento mediante

saltos sucesivos sobre la superficie por el proceso de saltación, mientras que las partículas mayores de 500 μm pueden ser empujadas o rodadas por la superficie por medio de reptación, proceso al que contribuye el impacto de los granos que se mueven por saltación. Para el tamaño de arena que se encuentra en los ambientes de playa y dunas costeras se considera casi inexistente el transporte por suspensión, y el mayor porcentaje de los granos se mueven por saltación (Bagnold, 1941; Wilson y Cooke, 1980). Aunque en esta tesis se utiliza el valor de A descrito anteriormente por ser el que mejor se ajusta a los datos empíricos del trabajo, Lyles y Woodruff (1972) dan valores de A de 0,2 e incluso el propio Bagnold (1941) describe que cuando el movimiento de saltación es importante, el valor de A cae hasta 0,08.

Bagnold (1941) describió que como resultado del proceso de saltación, el perfil de velocidad de viento asociado a un rango de velocidades de fricción parece converger hacia lo que él llamó un punto focal. Él interpretó este fenómeno como un indicador de la velocidad umbral y de la altura de las rizaduras (*ripples*) de la zona. De esta manera, al añadir el efecto del transporte (figura 4.1), la ecuación general del perfil del viento se reescribe como:

$$u_z = (u_*/\kappa) \ln (z-z') + u' \quad \text{ó} \quad u_z = 5,75 \cdot u_* \cdot \log_{10} (z/z') + u' \quad (4)$$

donde z' y u' representan las coordenadas del punto focal.

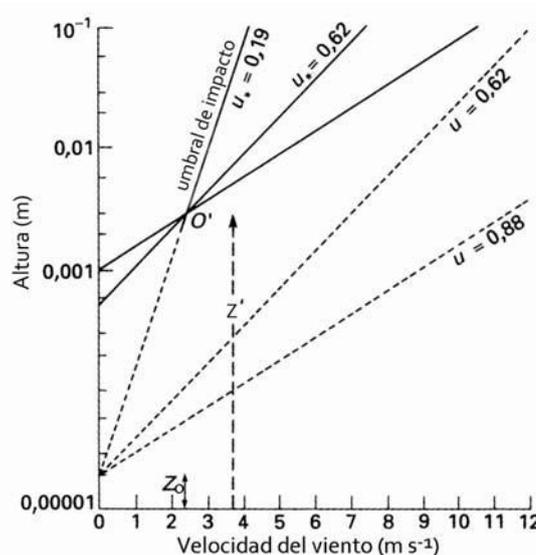


Figura 4.1. Perfiles de velocidad de viento sobre un lecho estacionario (líneas discontinuas) y uno móvil (líneas continuas), mostrando las velocidades de fricción relativas definidas por la ecuación 4. Modificado de Pye (1994).

La tabla 4.1 resume los modelos de transporte más significativos (Dong *et al.*, 2003). Estos modelos se basan en la premisa de que las superficies sobre las que se produce el transporte son ideales, lo que supone superficies horizontales, secas, sin obstáculos ni

vegetación y donde la población de partículas en saltación se asume en equilibrio con respecto al campo de flujo local.

Forma básica	Expresión	Autores
1) Bagnold $Q = BU_*^3$	$Q = C(d/D)^{0,5}(\rho/g) U_*^3$	Bagnold (1941)
	$Q = C(d/D)^{0,75}(\rho/g) U_*^3$	Zingg (1953)
	$Q = (1/gd)^{1,5} e(4,97d-0,47) U_*^3$	Hsu (1971)
2) Bagnold modificado $Q = B f(U_{*t}) U_*^3$	$Q = C(1-R_t)(1+R_t^2)(\rho/g) U_*^3$	Kawamura (1951), White (1979)
	$Q = (0,25+0,33R_tK_t)(1-R_t^2)(\rho/g) U_*^3$	Owen (1964)
	$Q = CK_t(1-R_t)(\rho/g) U_*^3$	Iversen <i>et al.</i> (1976)
	$Q = C(1-R_t^2)(\rho/g) U_*^3$	Kind (1976)
	$Q = C(d/D)^{0,75}(1-R_t^2)(\rho/g) U_*^3$	Maegley (1976)
	$Q = C(d/D)^{0,5}(1-R_t)(\rho/g) U_*^3$	Lettau y Lettau (1978)
3) O'Brien-Rindlaub $Q = BU_*^3$	$Q = CU^3, C=0,03$	O'Brien y Rindlaub (1936)
	$Q = C(1-R_u)(\rho/g) U^3$	Dymin (1954) citado por Greeley e Iversen (1985)
4) O'Brien-Rindlaub modif. $Q = Bf(U_{*t}) U_*^3$	$Q = C(1-R_u^3)(\rho/g) U^3$	Kuhlman (1958)
	$Q = C(1-R_u)^3(\rho/g) U^3$	Dymin (1959) citado por Greeley e Iversen (1985)
5) Complejo	$Q = \phi \rho_s g (gd^3(\rho_s/\rho))^{0,5}$	Kadib (1965)
	$Q = e^{(a+bU)}$	Radok (1977)
	$Q = d\rho_s[N_1(U_*\rho/gd\rho_s)^{0,8}-N_2] U_*$	Nakashima (1979)
	$Q = C[(U_*+U_{*t})^2(U_*-U_{*t})H_1 + (3U_*^2 + 2U_*U_{*t} - U_{*t}^2)H_2 + (3U_*+U_{*t})H_3](\rho/g)$	Horikawa <i>et al.</i> (1984)
	$Q = K_1U_*(U_*-U_{*t})(K_2U_*+K_3U_{*t}+K_4)$	Soresen (1991)

Tabla 4.1. Recopilación de las ecuaciones de transporte de sedimento más significativas (Dong *et al.*, 2003). A: coeficiente de Bagnold; a,b: coeficientes empíricos; B, C: coeficientes de proporcionalidad; D: diámetro referencia de grano; d: diámetro de grano; g: aceleración de la gravedad; H_1, H_2, H_3 : integrales de la función de distribución normal; K_1, K_2, K_3, K_4 : parámetros relacionados con la trayectoria de la partícula, colisiones y flujo del aire; $K_t: U_w/U_{*t}$, donde U_w es la velocidad de sedimentación de las partículas; N_1, N_2 : coeficientes empíricos; $R_t: U_w/U_{*t}$; $R_u: U/U_t$; U: velocidad del viento a una altura determinada; U_t : velocidad umbral del viento a una altura de referencia dada; U_* : velocidad de fricción; U_{*t} : velocidad de fricción umbral; ϕ : función de intensidad de transporte; ρ : densidad del aire; ρ_s : densidad de las partículas de arena.

Todos ellos se pueden clasificar en cinco grupos: 1) *ecuaciones tipo Bagnold*, donde la tasa de transporte está directamente relacionada con el cubo de la velocidad de fricción. Este tipo de ecuaciones tienen una base teórica relativamente sostenible, pero una significativa limitación debido a que reducen la importancia del transporte de sedimento cuando la velocidad de fricción es menor que el umbral; 2) *Ecuaciones tipo Bagnold modificadas* en las que se incluye la velocidad de fricción umbral para corregir los problemas de las ecuaciones tipo 1. De hecho, la ecuación de Bagnold lleva implícito un término umbral que hace que la ecuación se use solo cuando hay transporte; 3) *Ecuaciones tipo O'Brien-Rindlaub*, que relacionan directamente la tasa de transporte con la velocidad del viento debido a que la velocidad del viento a una altura determinada es más fácilmente disponible, pero tienen limitaciones similares a las del tipo 1. 4) En las

ecuaciones modificadas de O'Brien-Rindlaub, se introduce el término de velocidad umbral solo para que ganen significado cuando la velocidad de fricción es inferior al umbral. 5) El último grupo aglutina diversas expresiones propuestas a su vez por distintos autores, y que no se corresponden con ninguno de los tipos anteriores.

En los ambientes sedimentarios en los que la condición de idealidad no se cumple, la medida empírica del transporte de sedimentos puede desviarse sustancialmente de las tasas de sedimento predichas teóricamente. Varios autores han tratado la problemática de aplicar estos modelos a las condiciones no-ideales entre las que se encuentran los sistemas de playa-duna (Bauer *et al.*, 1990; Davidsson-Arnott y Law, 1990). Los modelos precisos de cálculo de sedimentación eólica requieren de nuevos términos que corrijan las desviaciones de esta situación ideal. Algunos de estos términos están relacionados con los efectos de la pendiente del sustrato (Howard *et al.*, 1978; Lancaster, 1985; Sarre, 1987; Hardisty y Whitehouse, 1988); la cohesión del sedimento (Belly, 1964; Logie, 1982; Hotta *et al.* 1984) y la vegetación (Hesp, 1981; Pye, 1983).

4.2.- FACTORES QUE CONTROLAN LA DINÁMICA SEDIMENTARIA

La distribución de sedimentos en El Jable va a estar controlada principalmente por la dinámica eólica. Como se ha comentado anteriormente, la dinámica sedimentaria de este sistema se analizó teniendo en cuenta que el sedimento es transportado tanto en láminas de arena por efecto del viento sobre el manto eólico, como en grandes volúmenes de arena en forma de dunas. Para ello se estudiaron las características del viento de la zona y otros factores ambientales que tienen influencia en dicho transporte.

4.2.1.- El sedimento

Los parámetros granulométricos del sedimento, principalmente el tamaño medio, son características fundamentales que se incluyen en las ecuaciones anteriormente descritas y que han sido analizadas en el capítulo anterior.

Con el fin de clasificar el sedimento en distintos ambientes sedimentarios, varios autores han realizado comparaciones entre dos variables, utilizando el tamaño medio frente a la clasificación o a la asimetría. Teniendo en cuenta los parámetros granulométricos de las muestras superficiales de El Jable, se diferenciaron varios ambientes sedimentarios por medio de un diagrama de respuesta propuesto por Friedman (1961) y posteriormente modificado por Besler (1983) y Glässer (1984), que clasifica el sedimento en móvil, fluvial, sedimentos eólicos estables y residuos eólicos (figura 4.2.A). Este tipo de clasificación ha sido apoyada por algunos autores (Harmse y

Swanevelter, 1988; Höllermann, 1990), pero criticada por otros (Vincent, 1985; Thomas, 1986; Livingstone, 1987; Cooke *et al.*, 1993). A pesar de las críticas, la clasificación de Gläser ha dado muy buenos resultados con las muestras de sedimento superficial de este trabajo (figura 4.2.B).

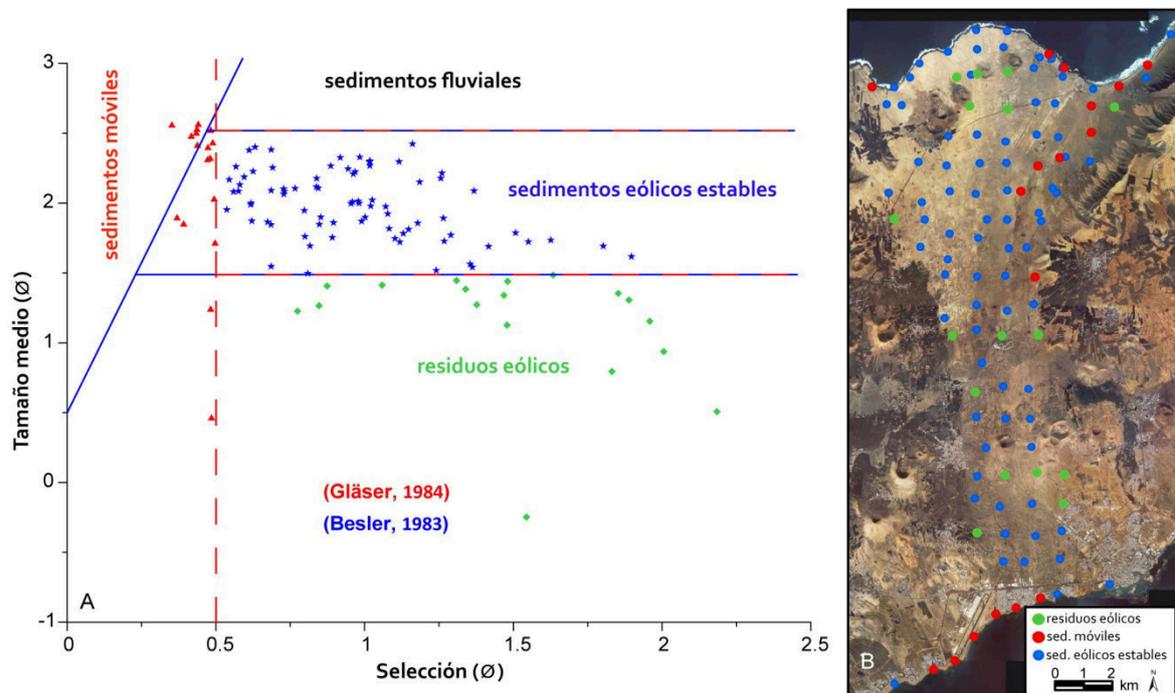


Figura 4.2. A) Diagrama de respuesta para el sedimento superficial de El Jable. B) Clasificación de ambientes sedimentarios en El Jable según Gläser (1984).

Aunque el diagrama de Gläser tenga en cuenta solo el tamaño medio y la selección de grano para separar ambientes, los resultados obtenidos con las muestras de El Jable presentan una aproximación bastante fiable de la realidad. El Jable queda dividido en tres ambientes eólicos: *sedimentos móviles*, presentes en la mayoría de las playas y en la zona donde el manto eólico móvil presenta mayor potencia; *sedimentos eólicos estables*, que representa la mayor parte de la zona de estudio; y *residuos eólicos*, que en su mayoría corresponden a zonas donde el material volcánico grueso está mezclado con la arena más fina obstaculizando así un posible transporte. Este diagrama, corrobora las observaciones de campo, donde queda en evidencia que la zona de El Jable en la que se produce un transporte significativo es en la zona NE, coincidiendo con la única zona por donde se producen entradas de material de cierta relevancia al sistema.

4.2.2.- El viento

El viento es el principal agente geológico externo que controla la dinámica del sedimento en El Jable de Lanzarote. Teniendo en cuenta las dimensiones y la topografía de los alrededores de la zona de estudio, se realizó una caracterización general para

analizar las posibles variaciones espaciales y temporales que pudieran existir. Con este fin se procesaron los datos registrados en las cuatro estaciones meteorológicas más próximas al área de estudio durante un periodo de cinco años (2003-2007). Las rosas de viento anuales de las cuatro estaciones meteorológicas (Caleta de Famara-Teguise (C049I), Aeropuerto-San Bartolomé (C029O), Tinajo (GC07) y Haría (GC06)) (anexo II.I), muestran una clara diferencia en la intensidad media registrada en cada una de ellas y un ligero cambio en la dirección del viento. La figura 4.3 muestra las rosas de viento y la velocidad media para el año 2007 registradas en cada una de las citadas estaciones, donde se aprecia que la dirección del viento es bastante constante en todas las estaciones, si bien en la del aeropuerto predomina claramente la dirección N frente al NNE, que domina en las tres estaciones restantes. Del mismo modo se aprecia que la velocidad media del viento es considerablemente mayor en las estaciones de Caleta de Famara y Aeropuerto que en las otras dos. Sin duda estas diferencias están inducidas por la propia topografía del área de estudio, ya que entre los acantilados de Famara y la zona oeste más elevada y con diversos conos volcánicos, se forma una especie de embudo por el que el flujo eólico se reorienta de NNE a N, acelerándose y alcanzando la máxima intensidad. De esta forma se concluye que el viento, y por lo tanto el transporte de sedimentos, presenta diferente comportamiento entre la mitad norte y la mitad sur de El Jable, siendo su dirección NNE-SSO y N-S respectivamente.

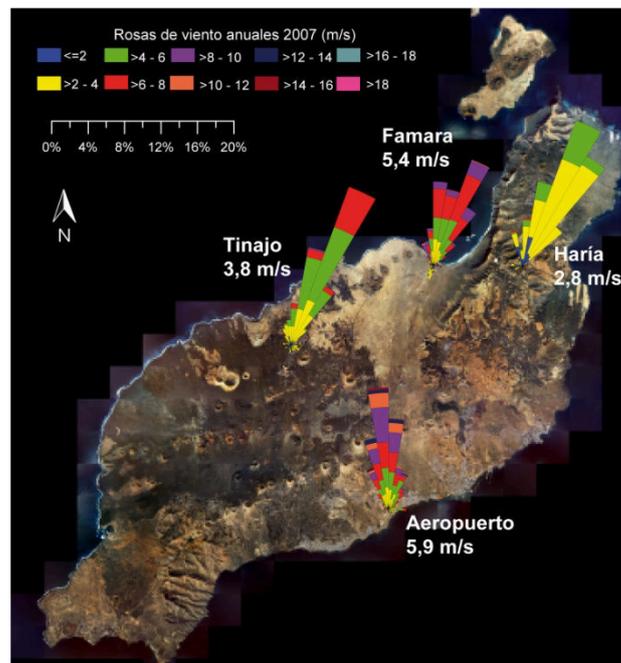


Figura 4.3. Rosas de viento anuales (2007) para cuatro estaciones meteorológicas de las cercanías de El Jable. La barra horizontal hace referencia al % de datos.

Las rosas de viento mensuales para el periodo 2003-2007 de las estaciones de Caleta de Famara-Teguise (C049I) y Aeropuerto-San Bartolomé (C029O) están recogidas en el anexo II.II. En ellas se observa que el viento tiene un comportamiento estacional, siendo la dirección predominante durante los meses de abril a septiembre del N y NE. El resto del

año las direcciones son mucho más variables. Los periodos de calma son prácticamente inexistentes.

La tabla 4.2. recoge los valores medios mensuales de las dos estaciones de El Jable. Entre estos destacan los meses de mayo a agosto en la estación del aeropuerto, en los que la velocidad del viento es considerablemente mayor que en el resto del año. No obstante, esto no ocurre así en la estación de Caleta de Famara, en la que los valores máximos se encuentran repartidos a lo largo de todo el año.

mes	Caleta de Famara-Teguisse					Aeropuerto-San Bartolomé				
	2003	2004	2005	2006	2007	2003	2004	2005	2006	2007
enero	-	4,9	4,7	-	5,2	5,5	4,6	4,3	5,1	4,2
febrero	-	5,8	5,2	-	4,9	6,4	5,0	5,1	5,3	4,9
marzo	-	6,1	4,3	-	6,1	4,7	6,2	4,2	5,1	6,4
abril	4,6	4,6	5,9	-	5,3	5,1	4,7	6,6	5,3	5,9
mayo	5,3	5,4	5,4	-	5,9	7,3	5,9	7,2	7,3	6,7
junio	5,1	-	4,6	4,9	5,2	6,8	7,3	6,5	5,6	6,9
julio	6,1	5,7	5,4	5,4	7,4	9,4	9,0	7,7	7,8	9,3
agosto	4,8	-	4,8	4,9	5,5	6,8	6,8	6,5	6,3	7,3
septiembre	5,0	5,1	5,1	4,1	4,4	6,6	6,1	6,0	5,3	4,9
octubre	3,8	4,5	3,5	5,0	5,0	4,3	4,6	3,5	4,8	4,8
noviembre	4,9	5,0	5,1	5,5	4,5	5,0	4,2	5,1	4,0	4,5
diciembre	5,1	6,1	4,1	5,8	5,3	4,2	5,7	4,4	5,2	4,6
PROMEDIO	5,0	5,3	4,8	5,1	5,4	6,0	5,8	5,6	5,6	5,9

Tabla 4.2. Velocidad media mensual (m/s) del registro de viento. Datos de las estaciones meteorológicas de Caleta de Famara-Teguisse y Aeropuerto-San Bartolomé.

Las figuras 4.4 y 4.5 muestran la variación horaria de la velocidad media y las rosas de viento asociadas, para cada hora durante los meses de septiembre de 2003 y 2004 respectivamente, en la estación Aeropuerto-San Bartolomé. Durante estos meses se llevaron a cabo las campañas de campo donde se utilizó una torre de anemómetros para obtener y registrar datos *in situ* de las características del viento. En los dos años, el perfil de velocidad es similar aunque se observan pequeñas variaciones. Durante las horas nocturnas las velocidades son siempre menores a 6 m/s, encontrándose el mínimo diario de velocidad poco antes del amanecer, momento en el que la velocidad ronda los 4,5-5 m/s. Por el contrario, entre las 10:00 y las 21:00 el viento presenta una velocidad media relativamente alta y siempre superior a los 6 m/s. El máximo se encuentra alrededor de las 18:00, momento en el que se sobrepasan los 7,5 m/s.

En cuanto a las direcciones, se observa en los dos años un leve cambio entre las horas nocturnas y las diurnas. Las primeras se caracterizan por un viento leve de componente NE y NNE, mientras que durante el día, en que las velocidades registradas son mayores, la dirección claramente dominante es del N.

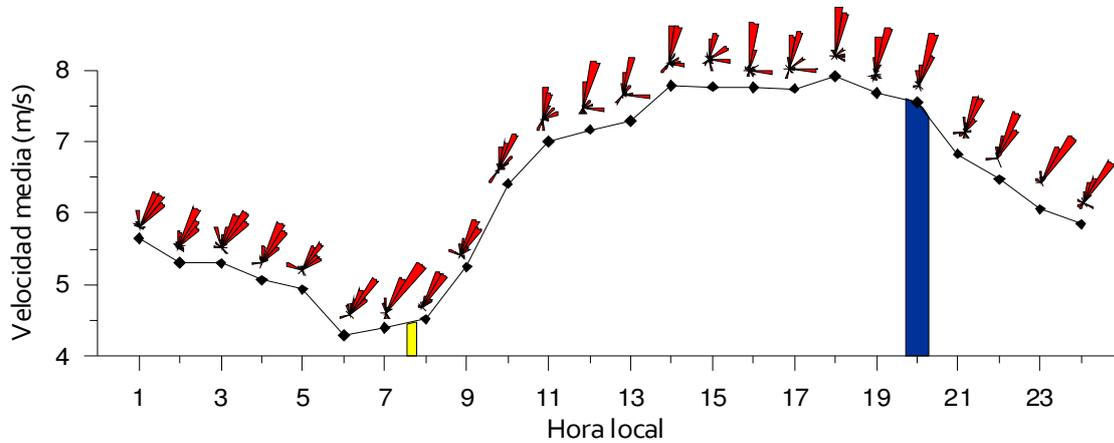


Figura 4.4. Velocidades medias y rosas de viento correspondiente a cada hora de los 30 días del mes de septiembre de 2003. Las barras amarilla y azul señalan el intervalo de tiempo de amaneceres y anocheceres de los 30 días de septiembre de ese año. Datos de la estación Aeropuerto-San Bartolomé.

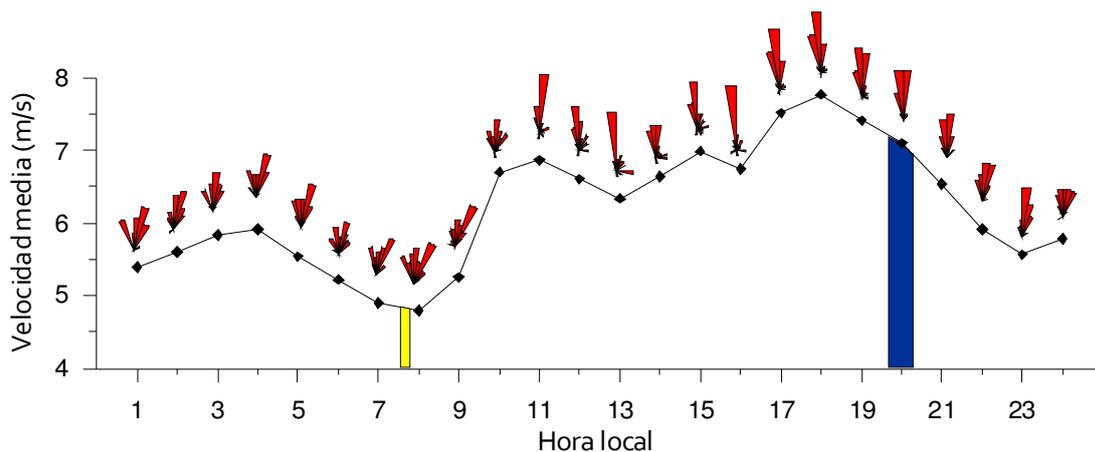


Figura 4.5. Velocidades medias y rosas de viento correspondiente a cada hora de los 30 días del mes de septiembre de 2004. Las barras amarilla y azul señalan el intervalo de tiempo de amaneceres y anocheceres de los 30 días de septiembre de ese año. Datos de la estación Aeropuerto-San Bartolomé.

4.2.3.- Vegetación

Después del viento, la vegetación es uno de los principales elementos que controla la dinámica sedimentaria y que determina las distintas geoformas asociadas a la actividad eólica (Carter, 1988; Hesp, 1989). La principal influencia que tiene la vegetación sobre el transporte sedimentario es que modifica el campo de velocidad cerca de la superficie reduciendo la velocidad de rozamiento junto al lecho (Hesp, 1981). Otras influencias son su capacidad para retener humedad en su entorno, la fijación del sustrato por medio de su sistema radicular, y ejercer de obstáculo frente al transporte, favoreciendo el depósito del sedimento. De esta manera, la influencia de la vegetación va a estar directamente

relacionada con la tipología de las distintas especies vegetales presentes. Teniendo esto en cuenta, en los trabajos de campo realizados se observa claramente como la dinámica del manto eólico está controlada principalmente por plantas de pequeño porte, mientras que las dunas están controladas por plantas de mayor porte.

Los principales índices de movilidad de las dunas están relacionados con el viento, las precipitaciones y la evaporación potencial. Según Tsoar (2005), debido a la permeabilidad de la arena que permite la infiltración del agua de lluvia, el potencial de arrastre del viento es el mejor índice para determinar el factor limitante de las plantas en la arena. Si la intensidad del viento es lo suficientemente baja, la vegetación colonizará las dunas, mientras que una vez vegetadas será necesaria una intensidad de viento mucho más alta para destruir la vegetación y reactivar las dunas. Otros autores también han estudiado la disminución de la tasa de transporte de las dunas en épocas húmedas, debido al crecimiento de la vegetación (Jackson y Nordstrom, 1998; Jiménez *et al.*, 1999).

En el caso de El Jable, la arena en casi toda el área está mezclada con material fino, procedente de los paleosuelos inferiores y de los barrancos, haciendo que el sedimento sea menos permeable y consiguiendo aumentar su capacidad para retener humedad.

Se han llevado a cabo varios estudios sobre la vegetación que crece en El Jable, entre los que cabe destacar un estudio con imágenes satélites Landsat sobre la cobertura vegetal de la isla de Lanzarote (Lenz, 2001), una recopilación de la flora de la zona realizada para el Plan Rector de Uso y Gestión del Parque Natural del Archipiélago Chinijo que incluye la zona norte de El Jable (Gobierno de Canarias, 2006), una cartografía de la vegetación de Canarias, realizada sobre un mapa topográfico 1:20000, ortofotos escala 1:5000 y trabajos de campo (Reyes *et al.*, 2001) y el Estudio Ecocartográfico de Lanzarote y el Archipiélago Chinijo (MMA, 2002). La idea general que se obtiene de todos estos estudios es la variabilidad espacial que presenta la vegetación en El Jable.

Los datos que se exponen a continuación son los resultados de las campañas de campo en las que se estudió la vegetación de la zona. El Jable presenta grandes áreas de cultivos abandonados sobre los que se desarrolla matorral costero. Las especies vegetales que se encuentran varían principalmente dependiendo del tipo de sustrato sobre el que se desarrollan, y la humedad que reciben que dependerá principalmente de la distancia a la que se encuentre la costa. De esta forma se pueden diferenciar 4 grandes zonas:

- 1) La zona entre la costa norte y los volcanes de Soo, principalmente formada por *Launaea arborescens* (aulaga) de pequeño porte (< de 0,5 m), donde prácticamente no existe manto eólico móvil y las acumulaciones de sedimento que se encuentran provienen de la erosión de los depósitos que actualmente afloran en la zona con un 70-90% de contenido en carbonatos. En esta zona la brisa marina tiene una influencia directa.

2) La zona de entrada de sedimentos desde la Playa de Famara, donde el manto eólico móvil presenta mayor potencia y también se encuentra bajo la influencia directa de la brisa marina. La vegetación que aquí se encuentra es la de mayor porte de toda el área de estudio y la especie dominante es *Traganum moquinii* (balancón). El sedimento en esta zona contiene un 50-60% de carbonatos.

3) El área que se encuentra desde la zona 2 hasta unos 4 km al SO, donde el manto eólico móvil aún conserva algo de espesor, aunque de forma general solo alcanza unos pocos centímetros. La vegetación que se desarrolla va desde *Launaea arborescens* (aulagas) hasta plantas rastreras como la *Kickxia sagittata*. En esta zona, por el tipo de vegetación que se desarrolla, parece que la incidencia de la brisa marina y la dinámica sedimentaria son menores.

4) Esta zona es la más amplia e incluye el resto de El Jable, caracterizada porque engloba todas las áreas que han estado sometidas de una manera más intensa a la actividad agrícola. En esta se desarrollan de forma general pastizales donde abundan las gramíneas, y flora vascular y aulagas de pequeño tamaño.

El estudio de vegetación se ha centrado en caracterizar la influencia de la flora vascular sobre la dinámica eólica del sedimento. Es por ello que el trabajo de campo se realizó con mayor detalle en la zona de aportes de sedimento al sistema (zona 2) y en la zona donde el manto eólico activo tiene mayor potencia o es más susceptible de ser transportado que en el resto del área de estudio (zona 3). Estas zonas 2 y 3 se corresponden prácticamente con los sectores A y B de la figura 2.8 respectivamente.

Zona 2

Cada especie vegetal ejerce diferente influencia sobre la dinámica sedimentaria. En la zona 2, plantas como *Salsola sp.*, y *Traganum moquinii* (balancón), controlan la dinámica fijando el sedimento y marcando la morfología de las dunas, que pueden alcanzar hasta 4 metros de altura. Otras especies de menor porte que se encuentran en esta área son *Zygophyllum fontanesii* (uvilla de mar), *Chenoloides tomentosa* (algahuera o salado lanudo), *Euphorbia paralias* (lecheruela) y dos especies del género *Mesembryanthemum*, *M. nodiflorum* (cosco) y *M. crystalinum* (barrilla). A medida que se avanza hacia el interior de la isla estas especies se van sustituyendo gradualmente por otras como *Launaea arborescens* (aulaga), que forman dunas de menor tamaño.

La figura 4.6 muestra una cartografía de la zona 2, realizada sobre la fotografía aérea de 2008 y actualizada con datos de campo de 2009. En ella se ha diferenciado cada unidad en función de sus características morfosedimentarias y de la vegetación asociada. La diferenciación de estas unidades está directamente relacionada con la actividad

antrópica a la que está sometida esta área (carreteras, núcleos urbanos, etc.). Las unidades diferenciadas en muchos casos no tienen un límite bien definido, sino que responde más bien a un cambio gradual entre una y otra. En el pie de figura se señala la vegetación principal que se encuentra en cada unidad.

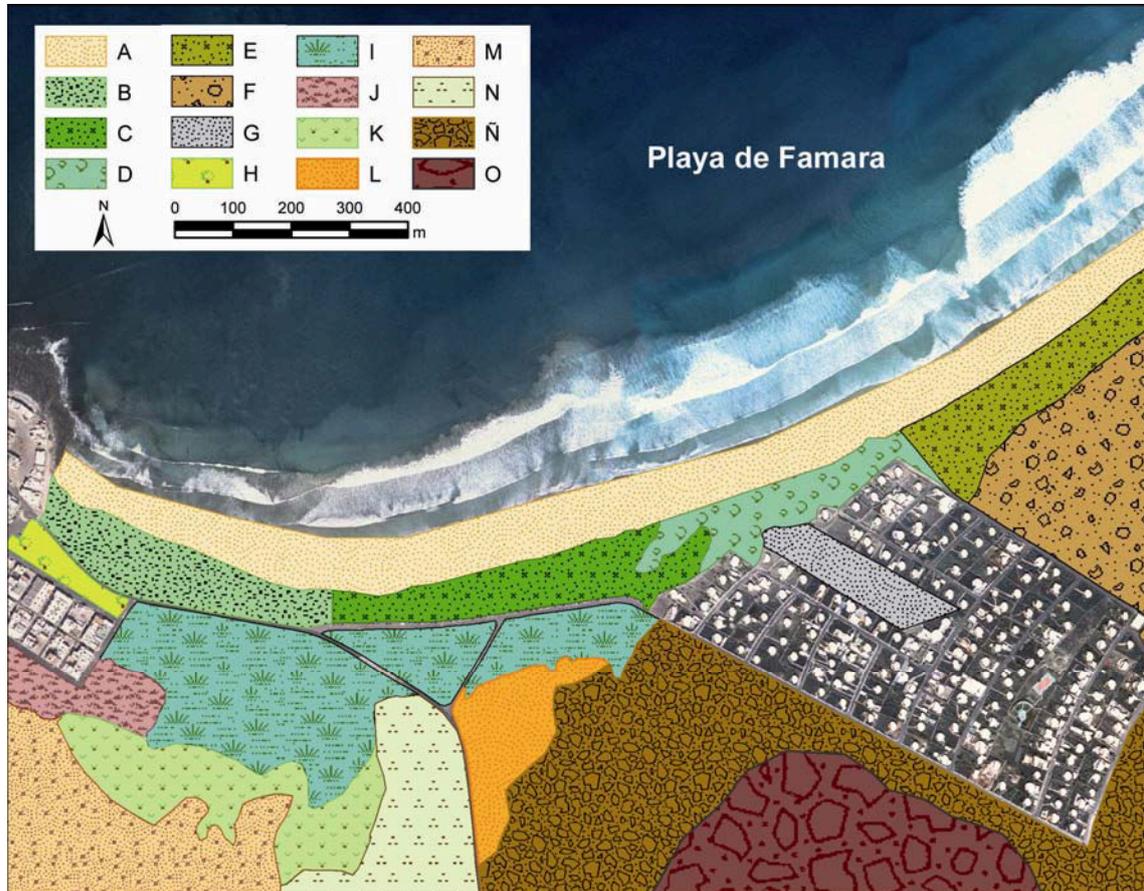


Figura 4.6. Cartografía de morfologías sedimentarias y de tipos de vegetación asociada. A) Playa sin vegetación; B) Dunas $\leq 2\text{m}$ de altura, *Traganum moquinii* y *Launaea arborescens*. C) Dunas $< 1\text{m}$, *Traganum moquinii*. D) Dunas $\leq 4\text{m}$, *Traganum moquinii*. E) Dunas $< 1,5\text{m}$, *Traganum moquinii*. F) Dunas $< 0,5\text{m}$, *Launaea arborescens*. G) Zona de sombra eólica, *Launaea arborescens*. H) Dunas $< 2\text{m}$, *Traganum moquinii* y *Launaea arborescens*. I) Dunas $\leq 3,5\text{m}$, gradiente *Traganum moquinii* y *Launaea arborescens*. J) Sin morfologías eólicas, vegetación nitrófila. Especie invasora. K) Dunas $< 0,5\text{m}$, *Launaea arborescens*. L) Sin dunas, *Launaea arborescens*. M) Dunas pocos cm de alto, *Launaea arborescens* y otras de pequeño porte. N) Sin dunas, *Launaea arborescens*. Ñ) Sin dunas, *Launaea arborescens*, derrubios de ladera. O) Abanico de derrubio, *Launaea arborescens*.

A continuación se describen las características más relevantes de estas unidades.

La unidad A corresponde a una playa de arena y cantos rodados, en la que aflora una playa fósil. Esta playa está sometida a variaciones estacionales, quedándose los cantos rodados al descubierto en mayor proporción durante el invierno.

Las únicas unidades que presentan dunas son la B, C, D, E, H, I y K. Todas menos la última forman la *foredune* o duna costera, cuya forma no es la típica de un primer cordón de dunas continuo, sino que como se describirá detalladamente más adelante, es un área

formada principalmente por dunas aisladas o dunas en montículo que sufren variaciones en función de las características de su entorno. El criterio seguido para delimitar la duna costera se ha basado en la desaparición gradual de la especie *Traganum moquinii* hacia el interior. Las 4 primeras unidades corresponden a la zona de trasplaya, donde comienza a crecer la vegetación. En la unidad B (figura 4.7), estas primeras acumulaciones eólicas están situadas en la berma formada principalmente por cantos rodados. La vegetación que retiene el sedimento es *Traganum moquinii*, pudiendo alcanzar los 2 metros de alto. Esta unidad tiene forma de vaguada y presenta un gradiente en el tipo de vegetación y en el sustrato, teniendo en la zona próxima al mar un sustrato arenoso donde aún hay gran cantidad de cantos al descubierto. Los balcones presentes en esta vaguada alcanzan un máximo de 1,5 metros y aparece *Euphorbia paralias*. A medida que se avanza hacia la carretera dejan de aflorar los cantos para dar paso a arena de tamaño medio a la vez que van apareciendo las aulagas. En esta zona las dunas que se forman tienen una altura de 0,5-1 metros.

La unidad C se caracteriza porque el sustrato está principalmente formado por cantos rodados, arena de varios tamaños y grava. El perfil es similar al de la unidad B acumulándose más sedimento en la zona de mayor pendiente cerca de la carretera. Las dunas que están formadas por balcones son escasas y no superan el metro de altura (figura 4.7).

De todo este sistema, la unidad D es la que presenta las dunas de mayor tamaño, pudiendo alcanzar los 4 metros de altura. La vegetación principal está formada por *Traganum moquinii* y aunque las acumulaciones de arena son importantes, en algunas zonas aflora un sustrato similar al de la unidad C. La excepcional acumulación de sedimentos en esta zona está directamente relacionada con la construcción de la urbanización Famara que hace las veces de trampa de sedimento de los aportes marinos (figura 4.7).

La zona NE del sistema (unidad E) está formada por dunas de menos de 1,5 metros, con *Traganum moquinii* y *Launaea arborescens*. La concentración de sedimentos es menor que en la D, aflorando casi siempre entre dunas un sustrato similar al de las dos unidades anteriores, con la diferencia de que los cantos son subredondeados y angulosos y hay mayor porcentaje de gravas debido a la influencia de los derrubios de ladera de los Riscos de Famara (figura 4.7).

La unidad F, al sur de la unidad E, se caracteriza por ser una zona con una pendiente más pronunciada formada por derrubios de ladera con cantos subangulosos y grandes bloques, que prácticamente no presenta acumulaciones de sedimento marino. La vegetación varía desde aulagas de pequeño porte a plantas vasculares de pequeño tamaño más propias de este tipo de sustrato (figura 4.7).

Entre los dos brazos de la urbanización Famara hay un área no edificada, en la que se produce una sombra eólica (unidad G). En esta zona, el sustrato y la vegetación son similares a los que se encuentran en la unidad F.

En la unidad H ocurre un efecto similar al ya descrito para la unidad D, pues debido a que el sedimento no tiene posibilidad de seguir siendo transportado hacia el sur, la vegetación es abundante y de gran porte predominando el balancón y las aulagas. Las dunas presentes pueden alcanzar los 2 metros de alto.

El área de dunas costeras que se forma al sur de la carretera paralela a la costa (unidad I), se caracteriza por presentar un gran volumen de sedimentos y un cambio gradual de la vegetación que lo forma (figura 4.7). El balancón es prácticamente el único que se encuentra al norte de la unidad, cerca de la carretera, mientras que hacia el sur aparecen *Salsola sp.* casi en la misma proporción que el balancón y las aulagas. La proporción de esta última va aumentando tierra adentro, a medida que desaparecen primero los balancones y luego la salsola. En la zona meridional de esta unidad la potencia del sedimento es menor que en el norte y las aulagas han disminuido su porte. Aproximadamente de la mitad de la unidad hacia el sur van apareciendo dunas residuales y otras especies vegetales como *Euphorbia paralias* y *Cyperus capitatus*. A lo largo de toda esta unidad aflora en ocasiones el sustrato inferior, formado por fragmentos de caliche que en su mayoría aparecen cubriendo rocas volcánicas, además de gravas, piroclastos rojos y negros, cantos semiredondeados y semiangulosos, ootecas de insectos y restos de gasterópodos terrestres e incluso algunos bioclásticos marinos.

La unidad J es una zona anexa a un grupo de edificaciones del pueblo de Caleta de Famara. Esta unidad parece haber sufrido un proceso extractivo y una influencia antrópica importante ya que se encuentran plantas nitrófilas en ella. Es una zona que presenta una gran densidad de vegetación donde no hay ningún tipo de morfología sedimentaria y el sustrato, en gran parte, está cubierto por depósitos de arcillas. En esta zona se ha encontrado una especie invasora con una alta capacidad para extenderse, debido a la morfología que presentan sus semillas.

Al sur de las unidades I y J, se encuentra la unidad K donde se forman pequeñas dunas formadas por aulagas de pequeño porte. Aquí aflora un sustrato similar al descrito para la unidad I.

También al sur de la unidad I pero en el lado oriental de la carretera, se encuentra la unidad L, formada por un suelo arcilloso y donde las únicas dunas que se pueden encontrar son de carácter residual y están asociadas a vegetación completamente seca (figura 4.7). Abundan las gramíneas y las aulagas, y está sometido a la influencia de los derrubios de ladera.

La vegetación que presenta la unidad M es escasa y la que hay es de muy pequeño porte. Las únicas acumulaciones de sedimento se forman en estas pequeñas plantas de unos 30-40 centímetros de alto.

La unidad N presenta vegetación de pequeño porte y el sustrato es similar a los afloramientos que se observaban en la unidad I, pero con menor porcentaje de arena y mucha mayor concentración de materiales terrígenos como fragmentos de caliche y cantos subangulosos. Prácticamente no hay acumulaciones de arena.

Las unidades Ñ y O son áreas de influencia de derrubio y el abanico de derrubio respectivamente, donde predominan las aulagas y no hay acumulaciones de sedimento marino.

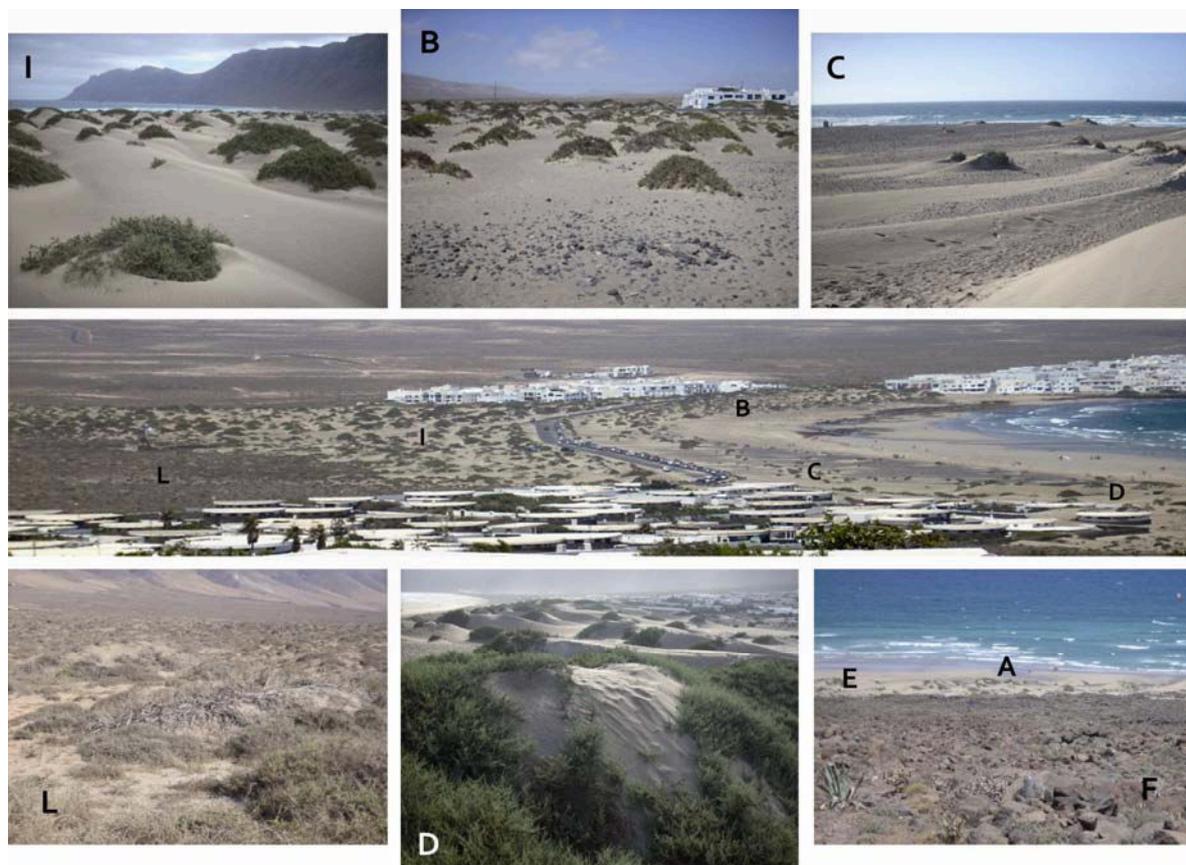


Figura 4.7. Fotografías del campo de dunas de Famara (zona 2). Las letras se corresponden con las unidades de morfologías sedimentarias y vegetación asociada delimitadas en la figura 4.6. En la fotografía central se observa en primer plano la urbanización Famara y al fondo Caleta de Famara.

Zona 3

En la zona 3, donde el manto eólico tiene poca potencia y las condiciones de humedad y viento son diferentes a las zonas próximas a la costa, nos encontramos principalmente con *Launaea arborescens* como planta arbustiva y otras plantas de pequeño porte como *Cyperus capitatus*, *Pelargonium sp.*, *Helianthemum canariense*

(turmero), *Heliotropium ramosissimum* (camellera), *Kickxia sagittata* (picopajarito costero) y algunas gramíneas. La mayoría de estas especies son endémicas de las Islas Canarias.

Entre la vegetación descrita existen varias especies que se incluyen en el Catálogo de Especies Amenazadas de Canarias, como el ya citado *Traganum moquinii* (balancón), y varios endemismos como el *Androcymbium psammofilum* (cebollín estrellado de jable).

La influencia de la vegetación en El Jable sobre la dinámica eólica se hace máxima en épocas de lluvia, que aunque escasas, favorecen el crecimiento de muchas especies vegetales (terófitos) que pueden llegar a formar un manto de vegetación que prácticamente imposibilita el transporte de sedimentos. La figura 4.8 muestra el estado de desarrollo de la vegetación en marzo de 2005. Las precipitaciones registradas en la estación de Caleta de Famara, muestran que en el mes anterior se alcanzaron valores de precipitación de 27 mm, cuando la cantidad media de los 191 días de lluvia que hubo durante el periodo 2003-2007 fue de 3,57 mm. Cabe destacar que en épocas de sequía, la vegetación arbustiva (representada principalmente por *Launaea arborescens*) y gran parte de las plantas herbáceas se secan pero permanecen sobre la superficie y aunque en menor medida siguen fijando el sustrato.



Figura 4.8. Cobertura vegetal sobre el manto eólico en épocas de lluvias.

4.2.4.- Humedad, temperatura y precipitaciones

La isla de Lanzarote presenta un clima subtropical, con un régimen de precipitaciones escaso, debido principalmente a su bajo relieve. Aunque el viento sea el factor determinante en el transporte de sedimentos, tanto la humedad como la temperatura tienen un efecto relativo sobre él, pues la brisa marina que entra desde el norte es una de las causantes de que el sedimento superficial se compacte y haga disminuir la capacidad de transporte del viento.

El análisis de la temperatura es importante para experimentos minuciosos sobre el transporte eólico porque tiene una importante influencia sobre la densidad del aire y porque los perfiles de gran pendiente de temperatura alteran el perfil de velocidad (Berg,

1983). McKenna (2004) realizó un estudio en el que se describe como cambia la densidad del aire entre 32 y -9 °C, sugiriendo que el aire frío presenta mayores tasas de transporte de masa que el aire muy cálido. En el caso de El Jable, las variaciones de temperatura son pequeñas, así que se considera despreciable la acción directa de la temperatura frente al transporte, no así la influencia indirecta que tiene, puesto que la humedad relativa del aire depende de la temperatura y esta tiene efectos relativamente importantes sobre la dinámica sedimentaria. Esta relación queda reflejada en la ecuación de Magnus (Batchelor, 1967):

$$E = 6,10 \cdot 10^{[(7,4475 \cdot t) / (284,07 + t)]} \quad \text{y} \quad Hr = 100 \cdot (ev/E) \quad (5)$$

donde E es la presión de vapor saturante, t es la temperatura en °C, Hr es la humedad relativa del aire y ev es la presión de vapor.

Trabajos como los de Arens (1996) y Jackson y Nordstrom (1998) revelan la influencia que presentan la humedad y precipitaciones sobre el transporte de sedimentos. En ellos se explica que la humedad y las precipitaciones tienen un efecto de cohesión intrapartícula que hacen aumentar la velocidad umbral del viento, siendo esta la velocidad mínima necesaria para que las partículas de sedimento se pongan en movimiento. Como añadido, las precipitaciones, si las condiciones ambientales son las adecuadas, favorecen el crecimiento de vegetación generando un nuevo obstáculo frente al transporte de sedimentos.

Aunque en este trabajo no se han realizado estudios concretos sobre la influencia de la sal, que es liberada del agua de mar por la rotura de las burbujas en la zona de rompiente y que posteriormente es transportada en pequeñas gotas por la brisa marina tierra adentro, en la bibliografía también se describen los efectos que causan las sales solubles sobre la velocidad umbral de cizalla del viento. Autores como Nickling y Ecclestone (1981), Nordstrom *et al.* (1990) y McKenna (2003) coinciden en que la salinidad altera la velocidad umbral de removilización del sedimento, produciendo un incremento de esta a mayor concentración de humedad y sales. De esta forma cabe esperar que este factor se una a la alteración de la dinámica producida por la humedad de la brisa marina. Además, la sal también va a condicionar el tipo de vegetación que se desarrolla en aquellas zonas que estén bajo la influencia del espray marino.

La evolución anual de la temperatura media diaria para las estaciones de Caleta de Famara y Aeropuerto se representa en la figura 4.9. En ella se observa que la temperatura presenta una misma pauta en ambas estaciones, mostrando un ligero incremento de mayo a octubre. Los valores medios registrados en la estación Aeropuerto-San Bartolomé son alrededor de 1 °C más alto que los registrados en Caleta de Famara, cuya causa puede encontrarse en efecto refrescante del espray marino en Caleta de Famara, donde la

estación meteorológica está situada a pocas decenas de metros de la línea de costa. Además, los alisios llegan a Caleta de Famara cargados de humedad, mientras que cuando llegan al aeropuerto ya han atravesado toda la isla y probablemente hayan perdido parte de su contenido en vapor de agua, con lo que aumentaría la temperatura ambiental.

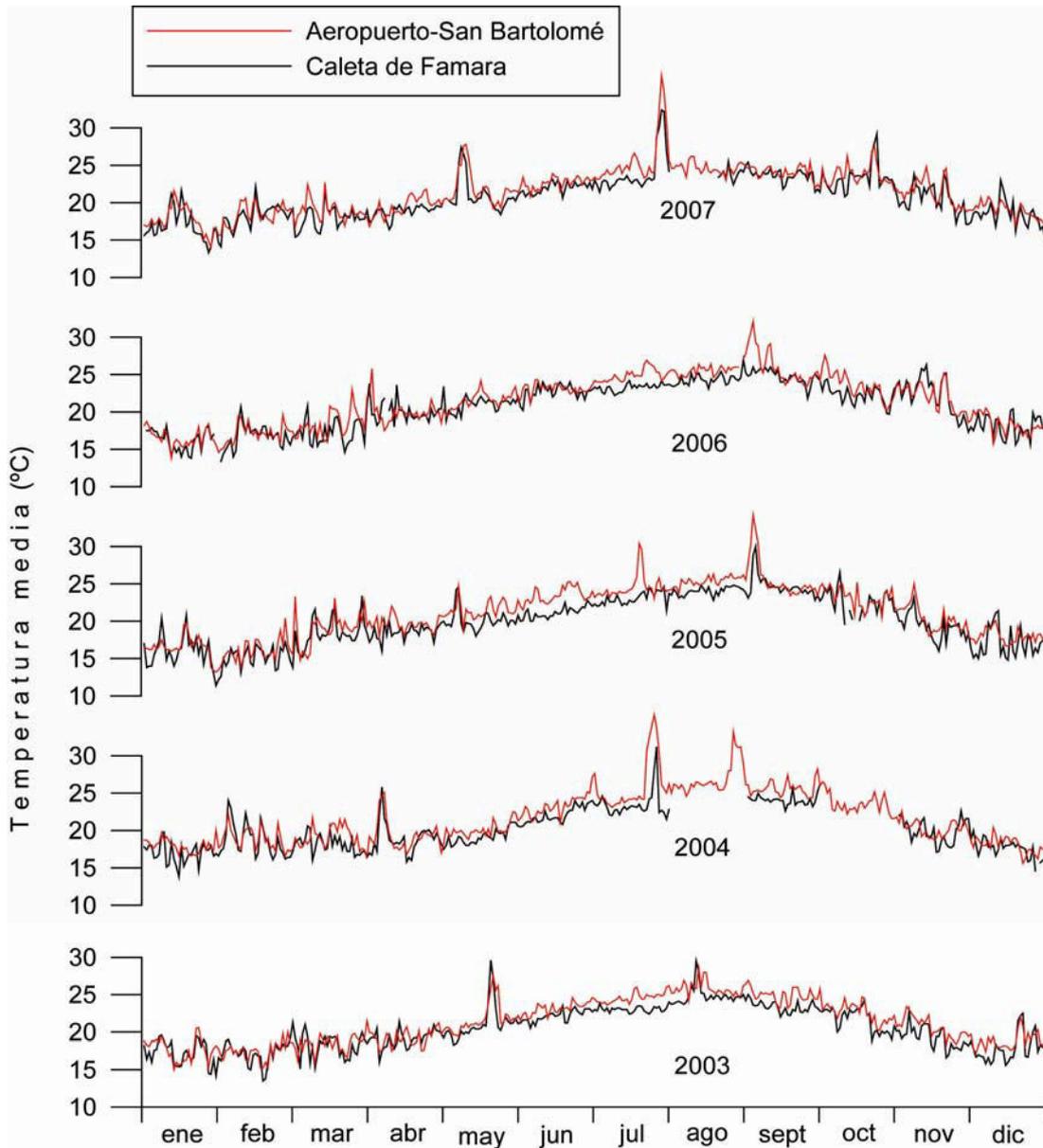


Figura 4.9. Evolución anual de la temperatura en las estaciones Aeropuerto y Caleta de Famara. Las zonas discontinuas representan los días de los que no se dispone de datos.

La figura 4.10 representa la variación anual de la humedad relativa del aire en las cuatro horas tipo de cada día para el periodo 2003-2007 en la estación del Aeropuerto-San Bartolomé. En ella se observa que esta variable se mantiene bastante constante con algunos picos mínimos muy significativos a lo largo de todo el año, si bien se observa una clara diferencia entre las cuatro horas tipo, mostrando la humedad máxima del día a las 00:00 y 07:00, seguidas por el registro de las 18:00 y por último el de las 13:00.

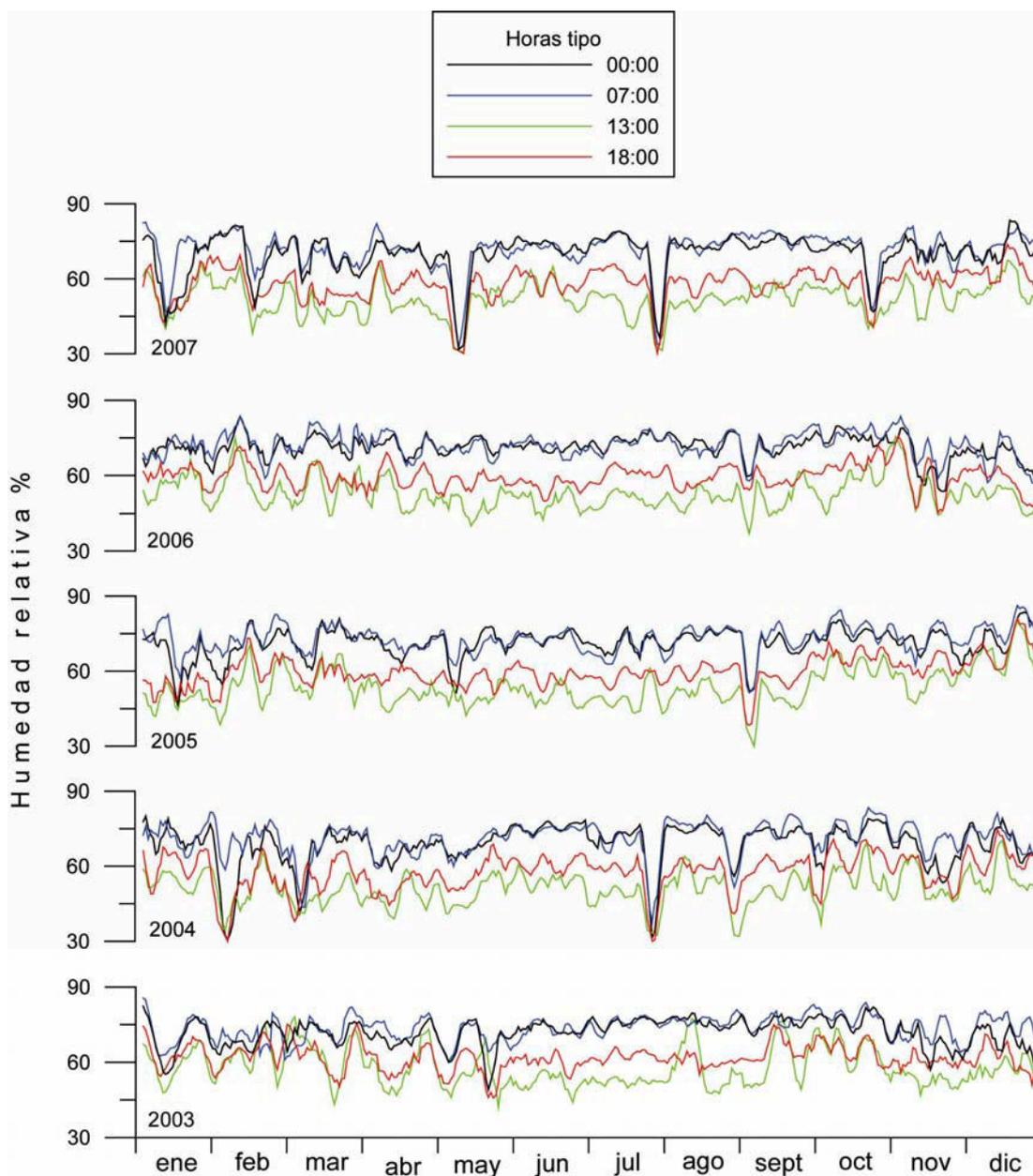


Figura 4.10. Evolución anual de la humedad relativa del aire en la estación del Aeropuerto-San Bartolomé. Media móvil de 5 días.

También se observa que los picos mínimos de humedad coinciden con los picos máximos de temperatura. Esto probablemente se debe a causas meteorológicas excepcionales, como calimas, en las que se produce un cambio brusco en los valores medios de estos parámetros.

La figura 4.11 representa la variación diaria de la temperatura media y la humedad relativa del aire a lo largo de los meses de septiembre de 2003 y 2004 en la estación Aeropuerto-San Bartolomé. Los datos de humedad y temperatura representan la media mensual de cada hora tipo. El perfil de temperatura es similar en los dos años, siendo septiembre de 2003 un poco más frío y menos húmedo. Comparando los dos factores se observa una relación inversa, de modo que un incremento de temperatura de unos 5°C

durante las horas diurnas (se pasa de 22°C a las 6-8 de la mañana a 27-28°C entre las 14-17 horas) va acompañado con un descenso de la humedad relativa de aproximadamente un 20% (se pasa de un 75% durante la noche a un 50-60% a las 14 horas).

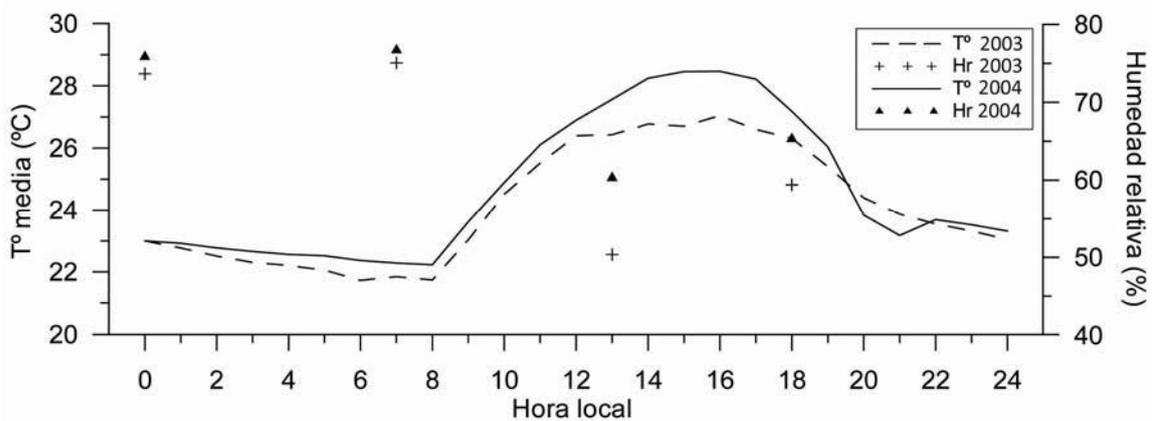


Figura 4.11. Variación diaria de la temperatura media y humedad relativa media del aire, durante los treinta días de septiembre de 2003 y 2004. Registro de la estación Aeropuerto-San Bartolomé.

Si observamos el patrón horario de la velocidad del viento en los meses de septiembre para esta misma estación (figuras 4.4 y 4.5), vemos que durante el periodo comprendido entre las 10:00 y las 20:00 es cuando se dan las condiciones idóneas para que se produzca un transporte de sedimentos más importante, ya que la velocidad del viento es máxima y la humedad relativa mínima.

En cuanto a las precipitaciones, en la tabla 4.3 se muestran los datos de humedad relativa, días de lluvia y pluviometría (mm) para cada mes durante el periodo 2003-2007 en la estación Aeropuerto-San Bartolomé.

En dicha tabla se escogió la humedad relativa que correspondía a las 13:00, por ser la hora tipo en la que el viento es más intenso y por lo tanto cabe esperar un mayor transporte. En general se observa que la lluvia está presente pocos días al año, resultando algo más significativa en invierno. Las precipitaciones medias para el periodo 2003-2007 son de 3,57 mm y 5,2 mm para las estaciones de Caleta de Famara y Aeropuerto-San Bartolomé respectivamente. En la misma tabla se puede observar como el periodo más seco se encuentra entre mayo y septiembre, en los que en general no se produce ningún día de lluvia al mes. Además, en estos meses suele coincidir el registro de humedad más bajo de todo el año. Comparando los años de este periodo, se observa que 2003 fue un año más húmedo que el resto, alcanzando un 65,19% en marzo, solo superado por el dato de diciembre del 2005.

El efecto que tiene la lluvia sobre el transporte de sedimento es doble: por un lado contribuye a humedecer y fijar el sustrato, y por otro favorece el desarrollo de la vegetación en los días posteriores.

mes	2003		2004		2005		2006		2007	
	%H rel.	días lluvia/mm								
enero	60,16	5 / 7,8	55,29	5 / 4	49,23	3 / 16	55,16	13 / 21,6	54,03	4 / 87,8
febrero	61,14	4 / 2,25	49,72	6 / 41,5	54,11	14 / 60,1	56,64	8 / 61	52,18	4 / 17
marzo	65,19	2 / 7	47,84	4 / 66,3	56,74	6 / 22	55	1 / 13	48,74	4 / 8
abril	58,23	6 / 12	47,9	6 / 4,8	50,93	1 / 2	52,3	4 / 12,8	50,67	3 / 3
mayo	53,58	0 / 0	49,42	7 / 17,7	50,19	0 / 0	48,87	0 / 0	45,55	3 / 27
junio	51,83	0 / 0	54,53	0 / 0	50,33	0 / 0	49,97	1 / 2	54,8	0 / 0
julio	52,32	0 / 0	44,1	0 / 0	49,32	0 / 0	50,1	0 / 0	46,48	0 / 0
agosto	58,29	0 / 0	51,13	1 / 23	51,29	1 / 63	51,16	0 / 0	50,9	1 / 1
sept.	60,3	0 / 0	50,37	1 / 5	47,47	0 / 0	50,53	3 / 6,7	54,8	0 / 0
oct.	64,97	11 / 62,1	54,61	3 / 43,7	62,03	6 / 18	56,63	6 / 27,3	50,77	5 / 1,8
nov.	52,97	7 / 15,3	53,3	6 / 12,5	55,7	11 / 15,1	56,1	3 / 24,3	52,77	8 / 18,8
dic.	57,36	7 / 3,7	55,1	16 / 36,5	66,42	7 / 105,3	51,48	5 / 15,8	56,87	5 / 64

Tabla 4.3. Humedad relativa a las 13:00, días de lluvia y promedio de la pluviometría mensual en el periodo 2003-2007. Datos de la estación Aeropuerto-San Bartolomé.

Por otra parte, si bien de forma localizada, las lluvias copiosas originan escorrentías capaces de transportar sedimentos a lo largo de los barrancos. En el área de estudio este proceso es particularmente significativo en la zona NE de El Jable, donde las escasas barranqueras están muy incididas debido a las fuertes pendientes de los Riscos de Famara. Estas transportan material de las laderas hacia la zona llana donde la corriente pierde su energía. De esta manera se forman áreas cubiertas de sedimento fino, que con la insolación se secan y endurecen, formando láminas de finos compactados que cubren el sustrato inferior, y que pueden llegar a tener varios centímetros de espesor (figura 4.12).

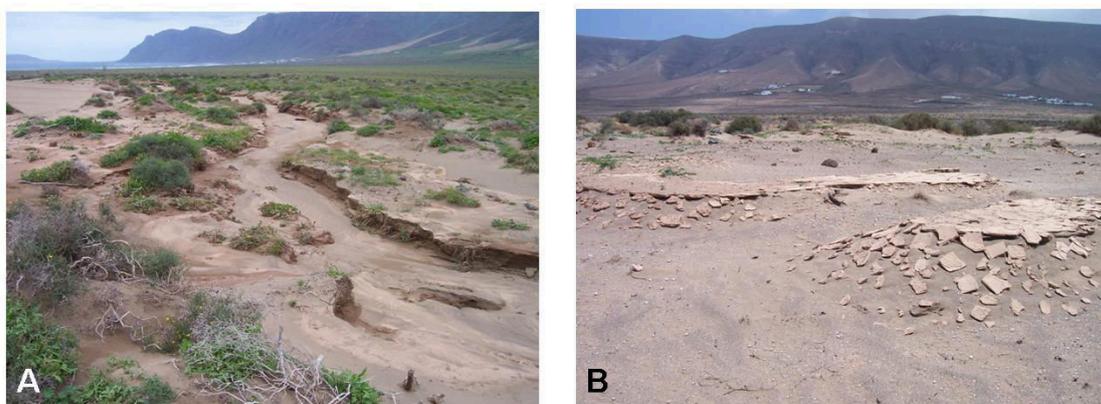


Figura 4.12. A) Depósito de finos de final de barranco. B) Formación de costras arcillosas cubriendo el sedimento. Zona NE de El Jable al pie de los derrubios de ladera.

De lo expuesto anteriormente se desprende que los distintos factores climáticos que controlan la dinámica eólica tienen una estacionalidad bastante marcada, ya que es en los meses de mayo a septiembre cuando el viento presenta velocidad máxima y menores cambios direccionales, cuando la humedad relativa del aire es menor, y cuando las precipitaciones son más escasas, (tanto en número de días de lluvia como en cantidad de precipitación). Todos estos factores determinan que la cobertura vegetal sea mínima en estos meses, lo que es un factor añadido para que el transporte del sedimento sea aún más efectivo. Sin duda esta mayor efectividad del transporte eólico se manifiesta tanto en el manto eólico como en la movilidad de las dunas barjanas, tal como se analiza en los apartados 4.3 y 4.4 respectivamente.

4.2.5.- Factores de origen antrópico

Actualmente, la dinámica sedimentaria de este sistema se ve alterada por diversas actuaciones antrópicas que se pueden resumir en 3 grandes grupos; 1ª) Generación de obstáculos que modifican o interrumpen el transporte del sedimento, como las construcciones de carreteras, caminos, núcleos urbanos y las vallas de bardos que se colocan alrededor de las zonas de cultivo; 2ª) Las trampas de sedimento en las que se convierten las grandes huellas generadas por las extracciones realizadas a gran escala, efecto que se analiza con más detalle en el capítulo 5; 3ª) La reducción del sedimento disponible por extracciones puntuales que se realizan en la superficie de El Jable, tanto de la zona de entrada de sedimento para liberar las calles y viviendas de arena, como para preparar las áreas de cultivo, e incluso alguna pequeña extracción con fines privados.

Además de estos 3 grupos, se puede añadir el pastoreo del ganado caprino que se realiza en régimen extensivo. Las cabras causan un doble efecto sobre vegetación que en parte controla la dinámica del manto eólico, puesto que pastan sobre la vegetación dejando el suelo más libre de cobertura a la vez que lo abonan, aunque a diferencia del ganado vacuno, las cabras no arrancan de raíz las plantas por lo que en muchos casos esta puede sobrevivir. Como añadido existe un efecto directo sobre la dinámica de las tres dunas barjanas de la zona NE debido al pisoteo producido por el ganado que pasta en sus alrededores.

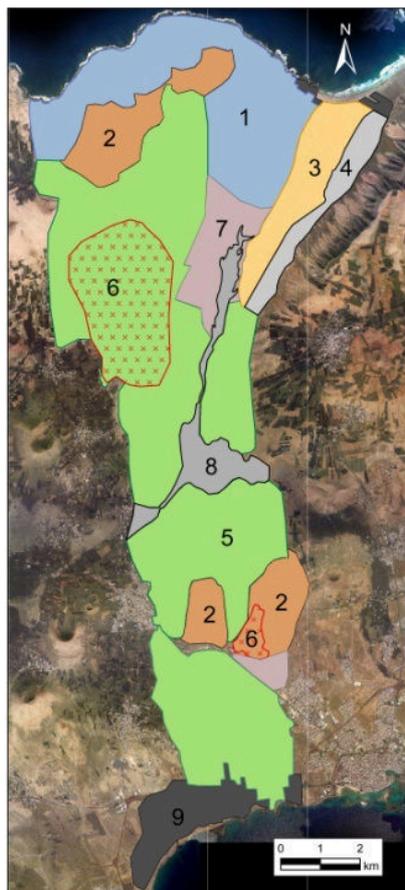
4.3.- MANTO EÓLICO

Como ya se ha citado anteriormente, el manto eólico que cubre de El Jable no es homogéneo en cuanto a su espesor. En la mayor parte de su superficie afloran materiales gruesos, la mayoría procedentes de niveles inferiores, generalmente paleosuelos, con ootecas de insectos, gasterópodos terrestres, caliches, etc., que revelan el escaso espesor

del manto eólico activo formado por sedimento más reciente. Debido principalmente a esta razón, la distribución de la arena móvil dependerá en gran medida de las pequeñas variaciones topográficas que favorecerán la acumulación del sedimento.

Otro de los indicativos que *a priori* nos dan una idea del tipo de dinámica sedimentaria que presenta el sistema, es que su superficie presenta distintos grados de cobertura vegetal cuyo espesor dependerá de las épocas de lluvia, pero que en general cubre todo el sistema. Todo esto parece indicar que actualmente la arena superficial de El Jable no presenta una dinámica sedimentaria importante, ya que ello imposibilitaría el asentamiento de la mayoría de las plantas que crecen en la zona.

Teniendo en cuenta las observaciones *in situ*, la topografía y los resultados obtenidos a partir de los análisis granulométricos y composicionales realizados al sedimento superficial, se ha sectorizado la superficie de El Jable en 9 zonas diferentes en función de las características que condicionan el transporte de sedimento (figura 4.13).



Zona	Características principales del sedimento superficial que condicionan el transporte
------	---

- | | |
|---|--|
| 1 | Área de deflación. Afloramiento generalizado de material grueso proveniente de paleosuelos y productos volcánicos. |
| 2 | Edificios volcánicos. |
| 3 | Área de transporte efectivo. Alta disponibilidad de sedimento. Aflora material grueso de paleosuelos en menor proporción que en el resto de zonas. |
| 4 | Arena con alto contenido de material grueso procedente de los derrubios de ladera y barrancos de los Riscos de Famara. |
| 5 | Arena suelta con alta proporción de material grueso proveniente de paleosuelos inferiores. Áreas sometidas a actividad agrícola. Obstáculos para impedir la movilidad del sedimento. |
| 6 | Zona de extracción de áridos. Las huellas extractivas hacen la vez de grandes trampas de sedimento. |
| 7 | Arena suelta con alta proporción de material grueso proveniente de paleosuelos inferiores. |
| 8 | Colada de lava de Montaña de las Nueces de 1736. |
| 9 | Zonas urbanizadas. |

Figura 4.13. Sectorización de El Jable en función de las características del sustrato que condicionan el transporte del sedimento superficial.

Según esta zonificación, el sector que presenta mayor disponibilidad de sedimento y mayor capacidad de removilización es el 3, apoyado por el hecho de que al norte de este se encuentra la zona de aportes de sedimento marino al sistema. El resto del área de estudio presenta diversas características que, en diferentes grados, interfieren el transporte de sedimento. Entre ellas se encuentran la propia falta de sedimentos, los cambios topográficos (volcanes, coladas de lava y cambios de pendiente) y los factores de origen antrópico, como las actuaciones realizadas sobre las zonas agrícolas (barreras de bardos en los límites de las parcelas; cantos que retienen la arena; y la removilización del sedimento realizada durante las actividades agrícolas), así como las zonas extractivas que hacen las veces de grandes trampas de sedimento.

Realizar estimaciones de transporte de sedimento en el campo es una tarea compleja, y para ello existen tres métodos conceptualmente distintos: 1) trampas de sedimentos; 2) experimentos con trazadores; 3) medidas detalladas de cambios volumétricos y espaciales. En esta tesis se utilizan las tres técnicas para hacer una estimación del transporte de sedimento, si bien las dos primeras se aplican al manto eólico en la zona de mayor disponibilidad de sedimento móvil que presenta El Jable (zona 3), y la tercera a la dinámica de las dunas móviles que se desarrolla en el punto 4.4.

4.3.1.- Trampas de sedimentos

4.3.1.1.-Descripción de las campañas

Como se ha descrito en el capítulo de metodología, para calcular la tasa de transporte del manto eólico en la zona NE de El Jable, se realizaron 4 campañas con trampas cilíndricas verticales del tipo de las propuestas por Leatherman (1978) y Rosen (1978) en grupos de 4 orientadas hacia los puntos cardinales (N, S, E y O) en distintas localizaciones que se consideraron representativas de El Jable (tabla 4.4).

Simultáneamente se obtuvo el registro de viento de la zona mediante una torre de varios metros de altura instrumentada con diversos sensores para medir la velocidad y dirección del viento. De este modo se pudo calcular la tasa de transporte de sedimento en zonas que presentan distintas características tanto en el tipo de sedimento superficial como en el porcentaje de cobertura vegetal. Estos estudios se realizaron en épocas de nula pluviometría, donde la vegetación se encontraba considerablemente seca.

Aunque un estudio realizado con esta misma metodología por Alcántara-Carrió (2003) fija el umbral de tasa de transporte efectiva (Q_e) en $\geq 0,01$ kg/m·h, en este trabajo se ha considerado, basándonos en observaciones de campo y en resultados empíricos, un umbral de transporte efectivo ó $Q_e \geq 0,1$ kg/m·h.

Fecha	Instrumental	Localización de la torre y los grupos de trampas (UTM)	Intervalo de registro de viento (horas)	Nº de muestreos realizados
30/3/2003	2 anemómetros de mano 2 grupos de trampas	A:640060/3221530 B:639820/3221230	9:30-19:30	1
22-23/5/2003 <i>Error datos viento!!</i>	1 torre de 4 m de altura con 5 sensores de viento (4 velocidad, 1 dirección) 2 grupos de trampas	A:639069/3219226 B:639117/3219215	21:09 (día 22)- 20:53 (día 23)	3
15-16/9/2003	1 torre de 4 m de altura con 5 sensores (4 velocidad, 1 dirección) 2 grupos de trampas	A:639086/3219232 B:639118/3219207	12:32 (día 15)- 13:27 (día 16)	3
6-7/9/2004	1 torre de 4 m de altura con 5 sensores (4 velocidad, 1 dirección) Registro de humedad relativa del aire y del sedimento superficial.	A:639963/3221332	16:45 (día 6)- 19:46 (día 7)	17
8/9/2004	1 torre de 2 m de altura con 4 sensores (3 velocidad, 1 dirección)	B:638089/3217125 C:638278/3217120	14:13 (día 8)- 18:27 (día 8)	4

Tabla 4.4. Resumen de datos de las campañas de transporte de sedimento realizadas.

Una de las características de la distribución del sedimento en la zona 3 (figura 4.13), es que aunque el manto eólico activo presenta mayor espesor que en el resto de El Jable, en muchas áreas solo llega a tener escasos centímetros de potencia, que además están condicionados por cambios en la topografía. De esta manera se puede observar que la arena se distribuye de forma desigual en zonas que presentan pequeñas lomas y vaguadas, convirtiéndose las primeras en muchos casos en áreas de deflación donde el sedimento más fino ha sido transportado por el viento dejando en superficie gran proporción de material grueso, mientras que en las segundas se forman depósitos de mayor potencia de arena móvil más fina y homogénea.

1ª Campaña (30/3/2003)

La 1ª campaña se realizó para comprobar el funcionamiento de las trampas cilíndricas verticales en la zona de estudio. Se utilizaron dos anemómetros de mano de la marca Deuta, junto con dos grupos de trampas colocados en dos localizaciones distintas durante 10 horas. El grupo A (tabla 4.4) se ubicó en el campo de dunas de Famara donde el sedimento superficial está formado por arena y predomina la vegetación arbustiva (figura 4.14.A). El grupo B (tabla 4.4) se colocó en una zona más hacia el interior donde el sedimento superficial está formado por arena, gravas y cantos. En esta última zona además de vegetación arbustiva, crece vegetación herbácea cubriendo parte de la superficie del sedimento (figura 4.14.B). Cabe recalcar, como ya se ha comentado, la diferencia entre la vegetación arbustiva que se encuentra cercana a la costa (A) y que presenta mayor porte y densidad que la que se localiza hacia el interior (B).

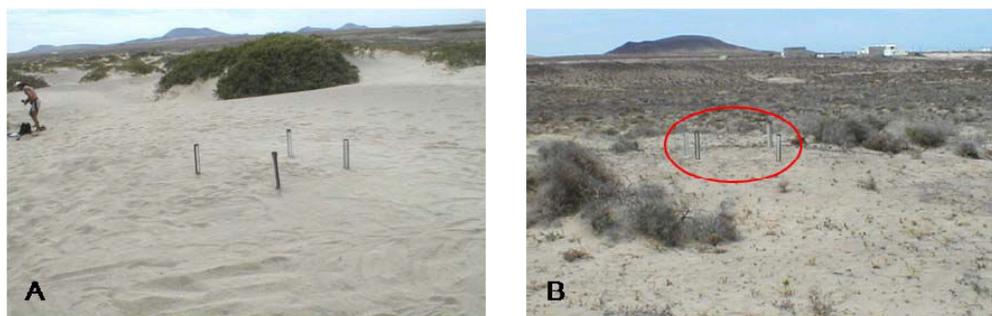


Figura 4.14. Localización de las trampas de sedimento en la campaña del 30/3/2003. A) zona de campo de dunas de Famara y B) zona en el interior de la isla. En rojo la localización de las trampas.

2ª campaña (22-23/5/2003)

Se utilizó por primera vez una torre de anemómetros de 4 metros de altura simultáneamente con 2 grupos de trampas de sedimento en la estación 1 (figura 2.4), uno colocado en un área con vegetación arbustiva y otro sobre una duna barjana que no presentaba ningún obstáculo (A y B respectivamente, tabla 4.4). Los anemómetros estuvieron registrando datos durante 24 horas, pero debido a un error en el sistema de almacenamiento de datos estos no pudieron ser recuperados. Los intervalos de tiempo en los que estuvieron funcionando las trampas de sedimento de los dos grupos no fueron simultáneos, con lo que sin los datos de viento no se pudo hacer una comparativa de las diferentes localizaciones.

3ª campaña (15-16/9/2003)

Se repitió el procedimiento de la campaña anterior poniendo dos grupos de trampas en la estación 1 (figura 2.4) durante algo más de 24 horas. El grupo A se colocó en una zona que presentaba algo de vegetación arbustiva (A en la tabla 4.4) donde el viento puede presentar alteraciones tanto en intensidad como en dirección, pero actúa sobre una superficie prácticamente libre de vegetación herbácea y el grupo B sobre la cara de barlovento de suave pendiente de la duna barjana más septentrional (B en la tabla 4.4) que se presenta libre de obstáculos (figura 4.15).

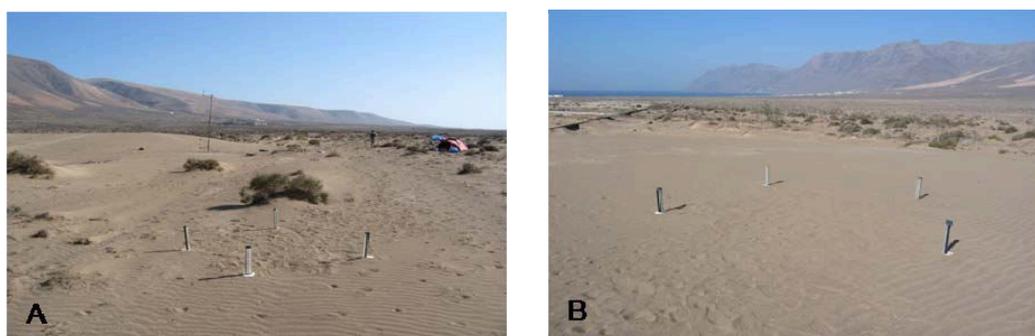


Figura 4.15. A) zona de vegetación arbustiva sin cobertura vegetal herbácea cubriendo la superficie. B) zona de barlovento de suave pendiente de la duna más septentrional sin obstáculos.

4ª campaña (6-8/9/2004)

Durante esta campaña se analizó el transporte de sedimentos en dos localizaciones distintas. Los dos primeros días y durante 27 horas, se colocó en la estación 1 (figura 2.4) la torre de anemómetros y un grupo de trampas de sedimento en una zona de vegetación arbustiva y gran cantidad de sedimento disponible, donde la vegetación herbácea era prácticamente inexistente (figura 4.16.A y A en la tabla 4.4). Simultáneamente se realizó un registro de temperatura y humedad relativa del aire mediante un psicrómetro, además de tomar muestras superficiales del sedimento para calcular su contenido en humedad y poder así determinar su influencia sobre el transporte.

Durante el día 8, las trampas de sedimento y la torre de anemómetros se colocaron en la estación 3 (figura 2.4) durante algo más de 4 horas. En este caso se colocaron los grupos de trampas B y C en dos ambientes diferentes. El grupo B se colocó sobre una pequeña loma prácticamente sin vegetación en la que el sedimento superficial estaba formado por arena, gravas y cantos, mientras que el grupo C se colocó en una zona llana con algo de vegetación arbustiva y herbácea y mayor disponibilidad de arena (figura 4.16.B y C).

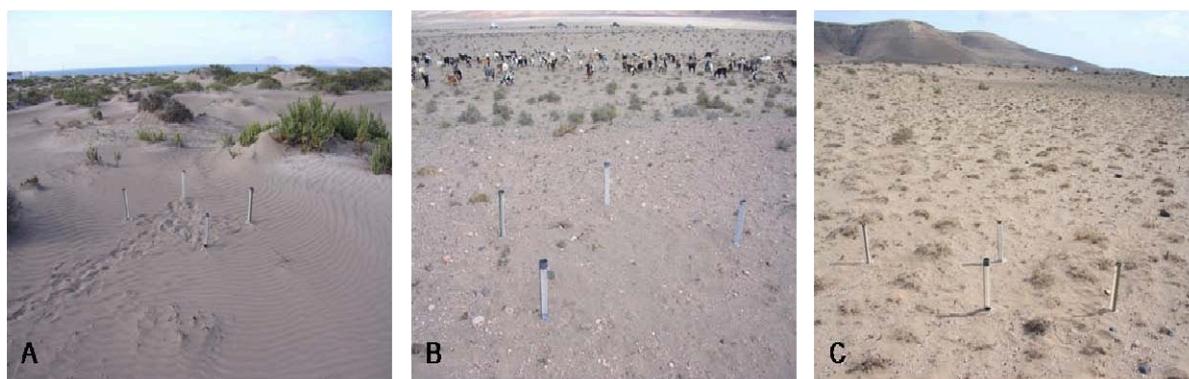


Figura 4.16. Vistas de los emplazamientos de las trampas de sedimentos durante la 4ª campaña.

4.3.1.2.- Resultados y discusión

1ª Campaña (30/3/2003)

Durante la 1ª campaña realizada el 30/3/2003 el viento se presentó racheado y con grandes periodos de calma. Se recogieron las bolsas de las trampas después de 10 horas en funcionamiento recogiendo sedimento. La racha máxima de viento fue de 5 m/s y la dirección principal del viento fue del NE. Las tasas de transporte obtenidas teniendo en cuenta que la abertura de la trampa es de 4,1 cm, fueron de $2,92 \cdot 10^{-3}$ kg/m·h y $8,89 \cdot 10^{-4}$ kg/m·h para A y B respectivamente. Esto hace que, aunque casi insignificante en ambas zonas, la tasa de transporte obtenida en A es algo más de tres veces superior a la obtenida en B, lo que sin duda es debido a las características del sustrato y la cobertura

vegetal, dado que las condiciones climáticas, tanto de viento como humedad, son prácticamente análogas para las dos localizaciones.

3ª campaña (15-16/9/2003)

En la 3ª campaña, las trampas de sedimento estuvieron funcionando durante tres intervalos de 10 minutos cada uno. La dirección del viento fue principalmente del NNE con una pequeña componente del SO de baja intensidad (figura 4.17). Aunque se registraron 24 horas de viento, las trampas de sedimento solo se pusieron en funcionamiento entre las 13:00 y las 17:00 del día 15 puesto que, durante el atardecer y la mañana del día siguiente no se observó transporte alguno. Esto se debe a que la intensidad del viento disminuye al atardecer y a que durante la mañana, el contenido en humedad del sedimento superficial era demasiado alto con respecto a la intensidad de viento registrada. Teniendo en cuenta el umbral de tasa de transporte efectiva ($Q_e \geq 0,1$ kg/m-h), en esta campaña, aunque se observó algo de transporte hacia el SO en el grupo de trampas B2, no hubo transporte efectivo. Los resultados de las tasas de transporte de esta campaña se muestran en la tabla 4.5 junto con los de la siguiente campaña.

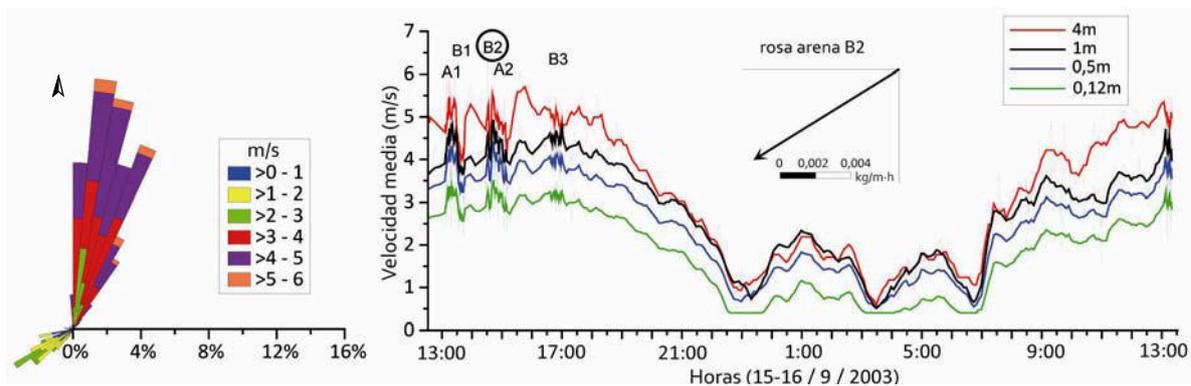


Figura 4.17. Rosa de viento a 1 m de altura y variación horaria de la velocidad del viento registrado en la 3ª campaña (media móvil de 5 datos). A1, A2, B1, B2 y B3 señalan el momento en el que las trampas de sedimento se encontraban en funcionamiento. Rosa de arena de la única trampa donde se registró transporte (B2).

4ª campaña (6-8/9/2004)

La figura 4.18 muestra la relación entre los datos de temperatura, humedad relativa del aire, humedad del sedimento superficial y la velocidad del viento registrada los días 6 y 7. En ella se observa una relación directa entre la humedad relativa del aire y la humedad del sedimento superficial ($R^2=0,83$). Además, como ya se ha visto anteriormente en este capítulo, existe una relación inversa entre la temperatura y la humedad.

La velocidad media del viento tiene a su vez una relación directa con la temperatura del aire, e inversa a la humedad a lo largo de este periodo. Durante la noche, la humedad,

tanto del aire como del sedimento, aumenta considerablemente a la vez que disminuyen la temperatura del aire y la velocidad del viento. Todo esto sugiere que el transporte de sedimento durante la noche será escaso o nulo, mientras que a partir del mediodía y hasta el atardecer será el periodo en el que se producirá el transporte del sedimento.

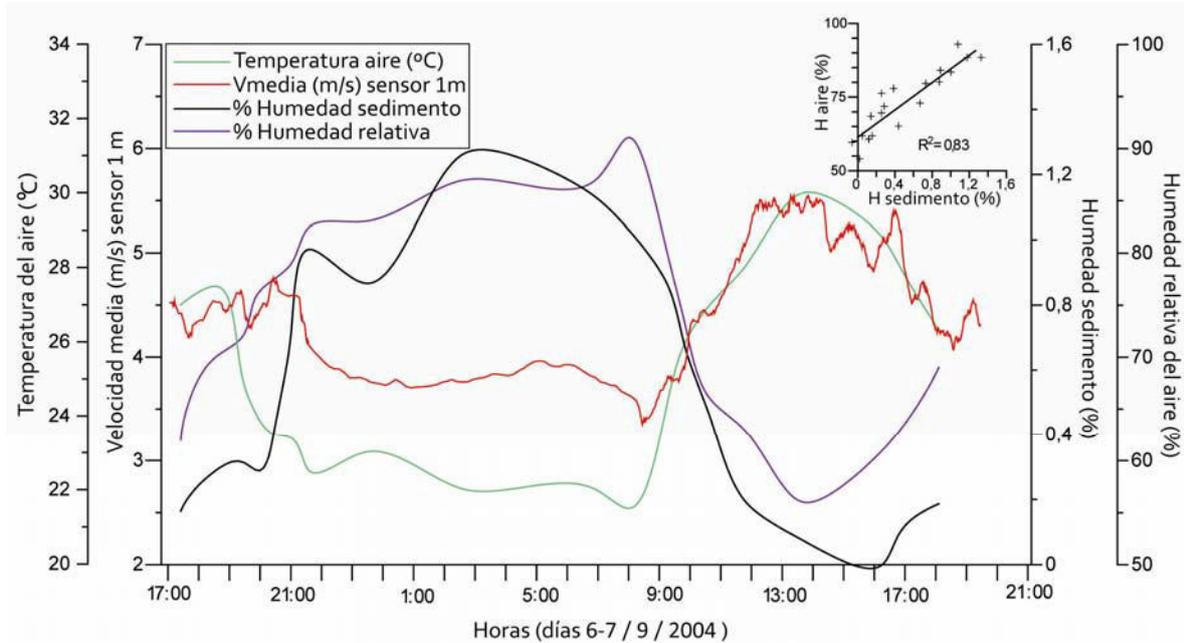


Figura 4.18. Relación entre temperatura del aire (°C), velocidad media registrada por el sensor a 1 metro de altura (m/s) (media móvil de 5 días), % humedad del sedimento y % humedad relativa del aire durante los días 6 y 7/9/2004 (gráficas suavizadas). Relación entre la humedad relativa del aire y humedad del sedimento superficial.

Las rosas de viento calculadas para las 27 horas de los días 6 y 7 y las 4 horas del día 8 (figura 4.19), muestran un viento constante en dirección NNE, si bien se observa que en la tarde del día 8, el viento presentó valores más intensos y su dirección fue prácticamente N.

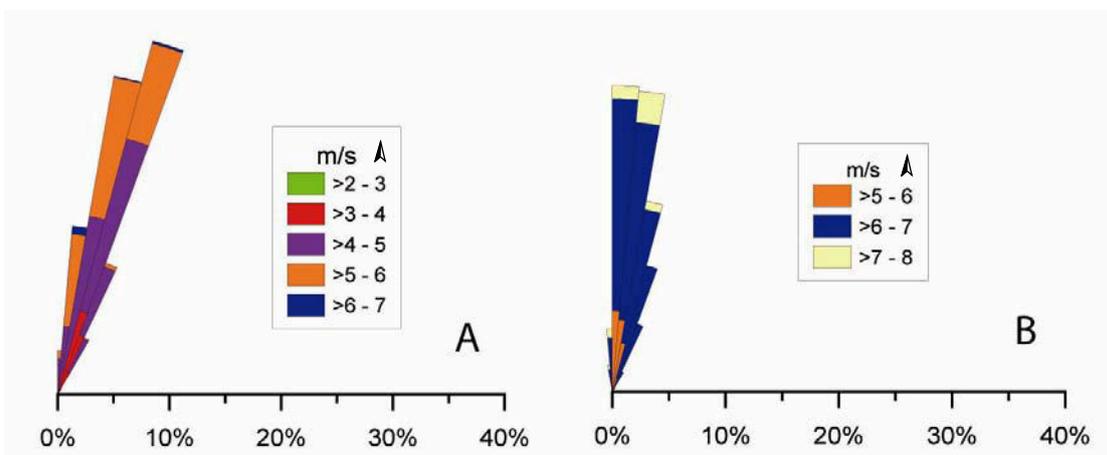


Figura 4.19. A) Rosa de viento de 27 horas, días 6 y 7/9/2004 y B) Rosa de viento de 4 horas del día 8/9/2004. Datos de viento a 1 metro de altura.

La tabla 4.5 muestra las tasas de transporte (Q) de las campañas de septiembre del 2003 y septiembre del 2004, para cada intervalo de tiempo en el que las trampas estuvieron funcionando, así como el tipo de sustrato, la cobertura vegetal, el contenido en humedad y la velocidad del viento.

Fecha	Grupo	%cob arb.	%cob herb.	Nº	Intervalo	Vel. media (m/s)	%Hum. Sed.	Tipo de sustrato	Q (kg/m·h)
15/09/03	A	5	5	1	13:07 - 13:22	4,5	nd	arena	0,001
				2	14:51 - 15:05	4,2	nd	arena	0,001
	B	0	0	1	13:27 - 13:42	3,9	nd	arena	0,000
				2	14:28 - 14:44	4,5	nd	arena	0,010
				3	16:39 - 16:56	4,5	nd	arena	0,000
				4	16:59 - 17:13	4,5	0,16	arena	0,022
6-7/09/04	A	25	0	2	17:37 - 17:47	4,0	0,21	arena	0,001
				3	18:43 - 18:50	4,4	0,31	arena	0,002
				4	19:49 - 20:00	4,4	0,29	arena	0,021
				5	20:23 - 20:34	4,9	0,41	arena	0,147
				6	21:16 - 21:29	4,4	0,96	arena	0,003
				7	8:17 - 8:30	3,4	0,97	arena	0,000
				8	9:10 - 9:23	3,8	0,86	arena	0,000
				9	9:46 - 9:57	4,0	0,62	arena	0,003
				10	10:35 - 10:47	4,5	0,45	arena	0,036
				11	11:43 - 11:51	5,1	0,19	arena	0,807
				12	11:59 - 12:04	5,2	0,17	arena	0,885
				13	14:04 - 14:09	5,2	0,05	arena	1,049
				14	16:08 - 16:13	5,2	0	arena	0,387
				15	17:00 - 17:06	4,7	0,12	arena	0,024
				16	17:12 - 17:18	4,5	0,13	arena	0,012
				17	17:57 - 18:03	4,2	0,17	arena	0,004
				08/09/04	B	15	0	1	14:50 - 14:57
2	15:34 - 15:46	6,3	nd					gravas -	0,004
3	16:09 - 16:21	6,1	nd					50%	0,001
4	16:40 - 16:52	6,5	nd					arenas	0,000
C	20	30	1		14:50 - 14:57	6,4	nd	20%	0,047
			2		15:34 - 15:46	6,3	nd	gravas -	0,007
			3		16:09 - 16:21	6,1	nd	80%	0,008
			4		16:40 - 16:52	6,5	nd	arenas	0,002

Tabla 4.5. Tasas de transporte obtenidas mediante las trampas de sedimento y características principales que influyen en el transporte. Se han resaltados los valores de $Q_e \geq 0,1$ y se han representado las rosas de arena correspondientes. nd= no dato.

El día 15/9/2003 se pueden comparar dos zonas con el mismo tipo de sustrato y diferentes coberturas vegetales (grupos A y B en tabla 4.5). El escaso viento registrado durante esta campaña permite explicar la ausencia de transporte significativo en todas las trampas utilizadas. El único intervalo que presenta algo de transporte es el B2, lo cual es razonable considerando que en la zona B hay menor cobertura vegetal que en la A.

Aunque durante los días 6-7/9/2004 se registra transporte en varios de los intervalos, solo se produce Q_e en A5, A11, A12, A13 y A14 (tabla 4.5). Todos estos intervalos presentan las mayores velocidades medias de viento, y en general presentan valores bajos de humedad en el sedimento (figura 4.20). El único valor ligeramente anómalo es el correspondiente al grupo A14, cuyo valor de transporte no se ajusta a la pauta que presentan el resto de grupos. Por otro lado, las rosas de viento muestran un transporte generalizado hacia el sur, si bien en el intervalo A5 el transporte es hacia el SSO. El transporte registrado se produce a pesar de que la vegetación arbustiva tiene un 25% de cobertura y hay ausencia total de vegetación herbácea.

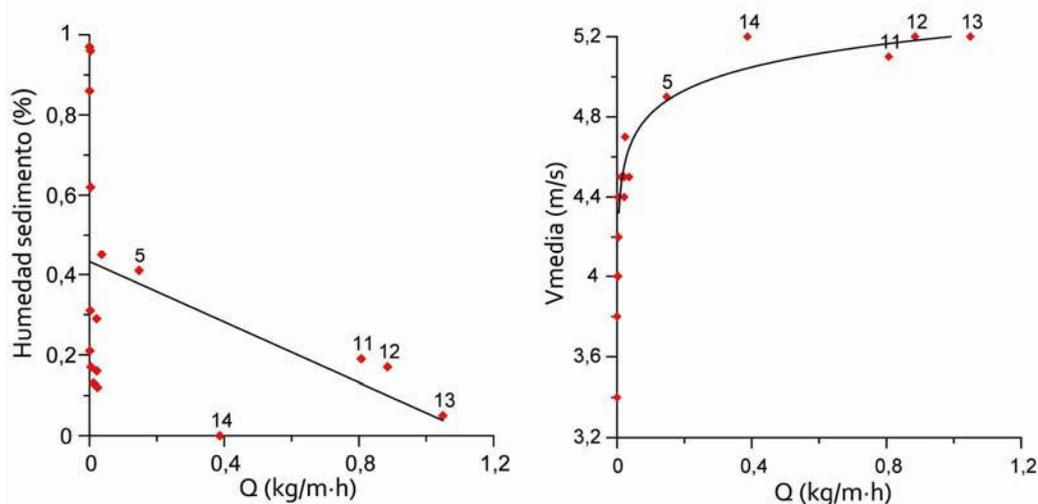


Figura 4.20. Relación entre la humedad del sedimento y la velocidad media del viento con la tasa de transporte. Numerados los grupos de trampa que mostraron transporte de sedimento efectivo (tabla 4.5).

Durante el día 8/9/2004 solo se registra algo de transporte en el intervalo C1 aunque la velocidad media del viento es la mayor de todas las campañas alcanzando los 6,5 m/s y el experimento se realizó durante las horas del día en que la humedad es menor. Asumiendo que la humedad del sustrato para este día es similar a la del mismo intervalo de tiempo del día anterior, y por tanto cercana al 0%, la diferencia de transporte con respecto al registrado el día anterior se debe a las diferencias en el tipo de sustrato y la cobertura vegetal. Como el transporte de sedimentos de los grupos de trampas B y C se registró simultáneamente, y por tanto en idénticas condiciones de viento, se puede establecer que hay mayor transporte en la zona C que en la B, y ello a pesar de tener mayor cobertura vegetal. Este experimento muestra cómo la mayor ó menor disponibilidad de arena es un factor aún más limitante que la cobertura vegetal a la hora de producirse el transporte, ya que la zona C presenta mayor proporción de arenas que la B.

Por otra parte, comparando los valores de Q obtenidos para el grupo C con los del grupo A del día anterior, se observa que aunque la velocidad del viento es superior, el

hecho de que el primero presente menos proporción de arenas y un 30% de cobertura vegetal herbácea es suficiente para frenar el transporte de sedimentos en la zona.

Los resultados anteriores permiten establecer que el valor de la velocidad umbral con la que comienza el transporte de sedimentos se encuentra entre los 4,4-4,7 m/s, pero para que se alcancen valores de transporte efectivo ($Q_e \geq 0,1 \text{ kg/m}\cdot\text{h}$) la velocidad media a 1 m de altura debe ser mayor o igual a 4,9 m/s, siempre que la humedad del sedimento no sea elevada, que la proporción de arenas sea elevada y que la cobertura vegetal sea escasa.

Con estos resultados se puede determinar que el transporte de sedimentos en El Jable va a variar dependiendo de los diferentes factores locales que influyan en él.

Problemas derivados de la toma de datos

Se ha comprobado durante el trabajo de campo que muchas veces el viento se presenta de forma racheada, y son estas rachas de viento, bastante más intensas que la velocidad media, las que pueden producir transporte aún cuando la velocidad media no supere el umbral de movimiento. Por esta razón y teniendo en cuenta que las comparaciones de Q se hacen con valores de velocidad media del viento, se puede observar algo más de transporte en un intervalo de trampas en el que una racha de viento fuerte haya conseguido movilizar algo más de sedimento, que en otro intervalo en el que la velocidad media sea ligeramente mayor, pero en el que no han existido rachas fuertes de viento. La figura 4.21 muestra un ajuste bastante bueno al representar la media de las rachas máximas obtenidas en cada grupo de trampas frente al transporte medido, si bien nuevamente el punto 14 presenta valores ligeramente anómalos.

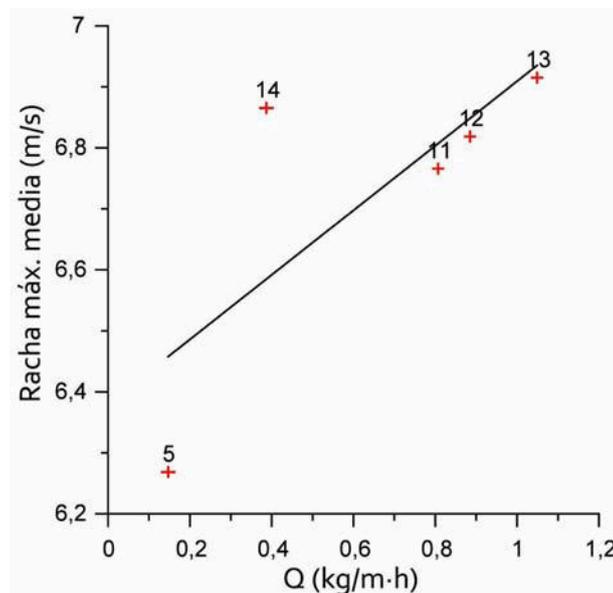


Figura 4.21. Relación entre la media de las rachas máximas frente al transporte de los grupos de trampas A5, A11, A12, A13, A14.

Otro de los efectos eólicos que pueden influir en el transporte es la variabilidad direccional, puesto que Q es un valor de la resultante del transporte recogido en las 4 trampas que forman cada grupo. De esta manera, si el viento se presenta variable en dirección, se puede observar transporte en las trampas, pero la resultante puede indicar que el transporte neto ha sido muy pequeño.

Uno de los problemas frecuentes que se producen con este tipo de trampas de sedimento e indicativo de que no existe un transporte intenso es que la tela que se coloca alrededor de la trampa para evitar el socavamiento, en muchas ocasiones queda al descubierto, con lo que además se modifica el resultado de Q porque la movilidad de los granos de arena sobre la tela no es la misma que sobre la propia arena. Para evitar este efecto se cubre de arena dicha tela, pero ello conlleva una cierta alteración de la cohesión natural del sedimento superficial.

Además de esto, durante los momentos de mayor humedad relativa del aire, parte del sedimento transportado se queda adherido a la malla húmeda, teniendo que eliminarlo antes de colocar las bolsas en cada intervalo y recogerlo e incluirlo en la bolsa al retirarla para minimizar errores. En este proceso la malla puede quedar parcialmente obstruida, con el añadido de que esos granos de arena no son contados.

Todos estos problemas hacen que, bajo condiciones ambientales como las encontradas en El Jable y valores de $Q \leq 0,1 \text{ kg/m}\cdot\text{h}$, las trampas cilíndricas verticales del tipo de las utilizadas en este trabajo no sean las más adecuadas para estudios cuantitativos del transporte de sedimentos. A pesar de ello son de las más utilizadas en trabajos de esta tipología (Nordstrom y McCluskey, 1985; Maia *et al.*, 2005; Nordstrom *et al.*, 2006). Las razones de su uso son diversas, pero podrían clasificarse en dos tipos: A) razones relacionadas con la efectividad de las trampas, pues como se ha visto en este trabajo, dan una idea bastante representativa de las diferencias de transporte según el tipo de sustrato, de la influencia del contenido de humedad en el sedimento, además de que son igualmente útiles para el cálculo de la velocidad umbral de viento en el que comienza a producirse el transporte; B) razones relacionadas con el diseño de las trampas, pues son trampas que por sus características son baratas, se pueden construir fácilmente y son ligeras, lo que facilita su transporte.

4.3.1.3.- Comparación de los datos empíricos con los modelos teóricos de transporte

Para comparar los resultados empíricos con las ecuaciones teóricas de transporte, se ha representado la velocidad media del viento frente a la altura de los diferentes sensores para todos los intervalos de trampas de los días 6 y 7/9/2004 (figura 4.22.A). De esta gráfica se obtienen los valores de U_z , z , y de U' y z' en el caso de que exista transporte que se sustituyen en la fórmula (4), para calcular la U_* de cada intervalo. El valor de ρ_a para

cada intervalo de trampas con Q_e se ha calculado con el dato de presión atmosférica de ese día obtenido de la página web www.meterored.com y la humedad relativa del aire y la temperatura exacta que difiere para cada intervalo de trampas (tabla 4.6). La ecuación de Kawamura necesita además el valor de la velocidad de fricción umbral o crítica U_{*t} que se obtiene de la fórmula (3), (tabla 4.6). Posteriormente esta U_{*t} se sustituirá en las diferentes ecuaciones para calcular Q (tabla 4.7).

	T5	T11	T12	T13	T14
ρ_a	1,1832	1,1648	1,1629	1,1612	1,1616
U_{*t}	0,215	0,217	0,217	0,217	0,217

Tabla 4.6.- Valores de ρ_a y U_{*t} para las distintas series de trampas en que se registró transporte efectivo.

Los resultados reflejados en la figura 4.22.A, muestran con claridad que el perfil de viento presenta menor pendiente cuanto mayor es la tasa de transporte. Coincidiendo con Bagnold (1941), cuando no hay transporte, el punto focal se encuentra en un área con valores menores, tanto en altura como en velocidad, que una vez comenzado el movimiento de las partículas. Estos resultados son para un sustrato arenoso sin vegetación herbácea y con vegetación arbustiva de un 25%.

En la figura 4.22.B se han representado también los perfiles de viento del día 8/9/2004 donde no hubo Q_e . En ella, los perfiles son prácticamente paralelos, salvo el perfil de viento correspondiente al grupo C1, que presenta algo menos de pendiente que el resto y que coincide con el único momento del día 8/9/2004 donde se registró algo de transporte.

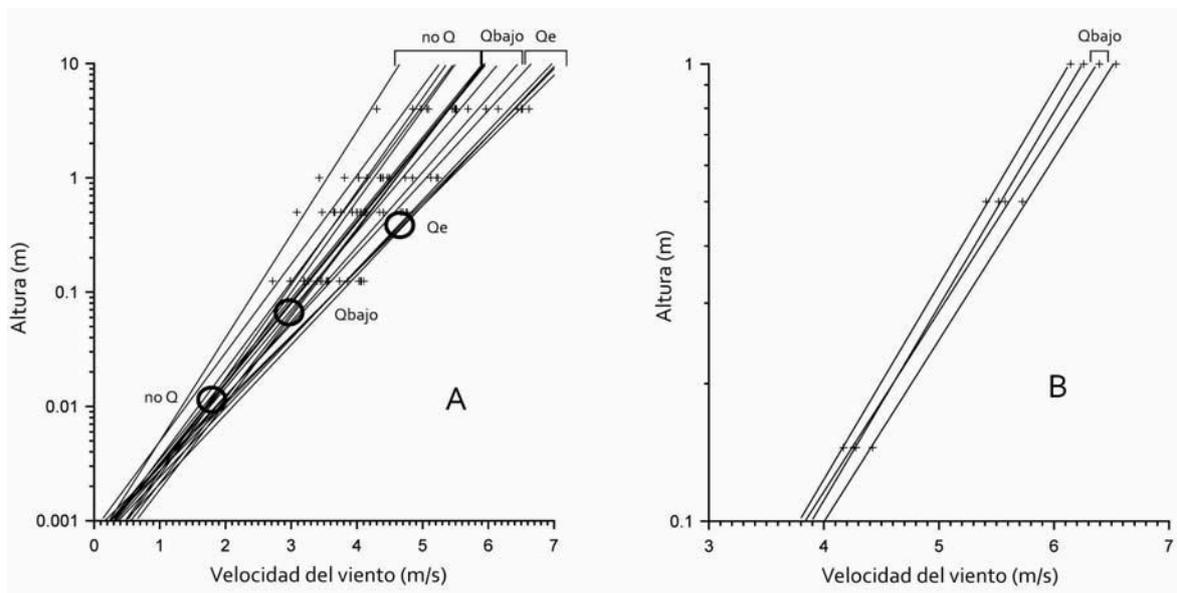


Figura 4.22. A) Perfiles de viento de los días 6 y 7/9/2004. Los círculos marcan el punto focal en función del transporte obtenido. B) Perfiles de viento del día 8/9/2004. Q: tasa de transporte; Qe: tasa de transporte efectivo.

Como se puede observar en la tabla 4.7, comparando solo los perfiles en los que hubo Q_e , se obtuvo un valor diferente del punto focal para el grupo 5 que para los demás grupos juntos. Esto se debe a que este perfil se unía al resto de perfiles de viento en un punto donde los valores eran muy inferiores, pareciéndose más a un intervalo de trampas con bajo transporte o sin transporte. Si evaluamos los valores de $Q_{empírico}$ se observa que el grupo 5 es el que menor valor presenta.

Nº	U_z	z	U'	z'	ρ_a	U^* (m/s)	$Q_{Bagnold}$ (kg/m·h)	Q_{Zingg} (kg/m·h)	$Q_{Kawamura}$ (kg/m·h)	$Q_{empírico}$ (kg/m·h)
5	5,06	1	1,1	0,0035	1,18	0,280	18,372	8,742	18,358	0,147
11	5,3	1	4,5	0,3	1,17	0,266	15,452	7,352	14,922	0,807
12	5,43	1	4,5	0,3	1,16	0,309	24,235	11,532	25,356	0,885
13	5,37	1	4,5	0,3	1,16	0,289	19,812	9,427	20,135	1,049
14	5,39	1	4,5	0,3	1,16	0,296	21,217	10,095	21,799	0,387

Tabla 4.7. Valores de Q teóricos según diferentes autores y Q empírico cuando el transporte fue efectivo durante los días 6 y 7/9/2004.

Una vez calculadas las Q con las ecuaciones de 3 autores diferentes, se observa que todas ellas sobreestiman el transporte de sedimentos de la zona (tabla 4.7), siendo la ecuación de Zingg (1953) la que más se aproxima a los resultados empíricos de Q (figura 4.23).

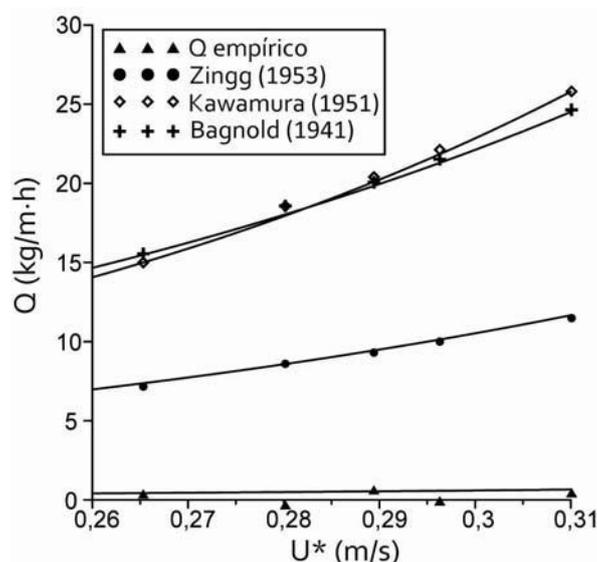


Figura 4.23. Comparación de las tasas de transporte teóricas y empíricas.

La gran diferencia encontrada entre los valores teóricos y empíricos sin duda se debe a que las ecuaciones teóricas parten de la premisa expuesta anteriormente, que considera sistemas ideales con gran disponibilidad de sedimentos, ausencia total de humedad, partículas de tamaño homogéneo y sin ningún tipo de obstáculos como la vegetación o las variaciones topográficas.

4.3.1.4.- Estimación del transporte eólico en la zona de mayor Q_e (zona 3)

La zona de mayor probabilidad de transporte efectivo (zona 3 de la figura 4.13), no es homogénea en cuanto al transporte de sedimento que en ella se produce. De esta manera, esta zona se ha subdividido en 6 sectores de características homogéneas en cuanto a las distintas variables que influyen en el transporte de sedimentos. Los límites de estas áreas son en general difusos, salvo los sectores de menor tamaño (1, 2, 3 y 6) que presentan límites bastante definidos (figura 4.24).

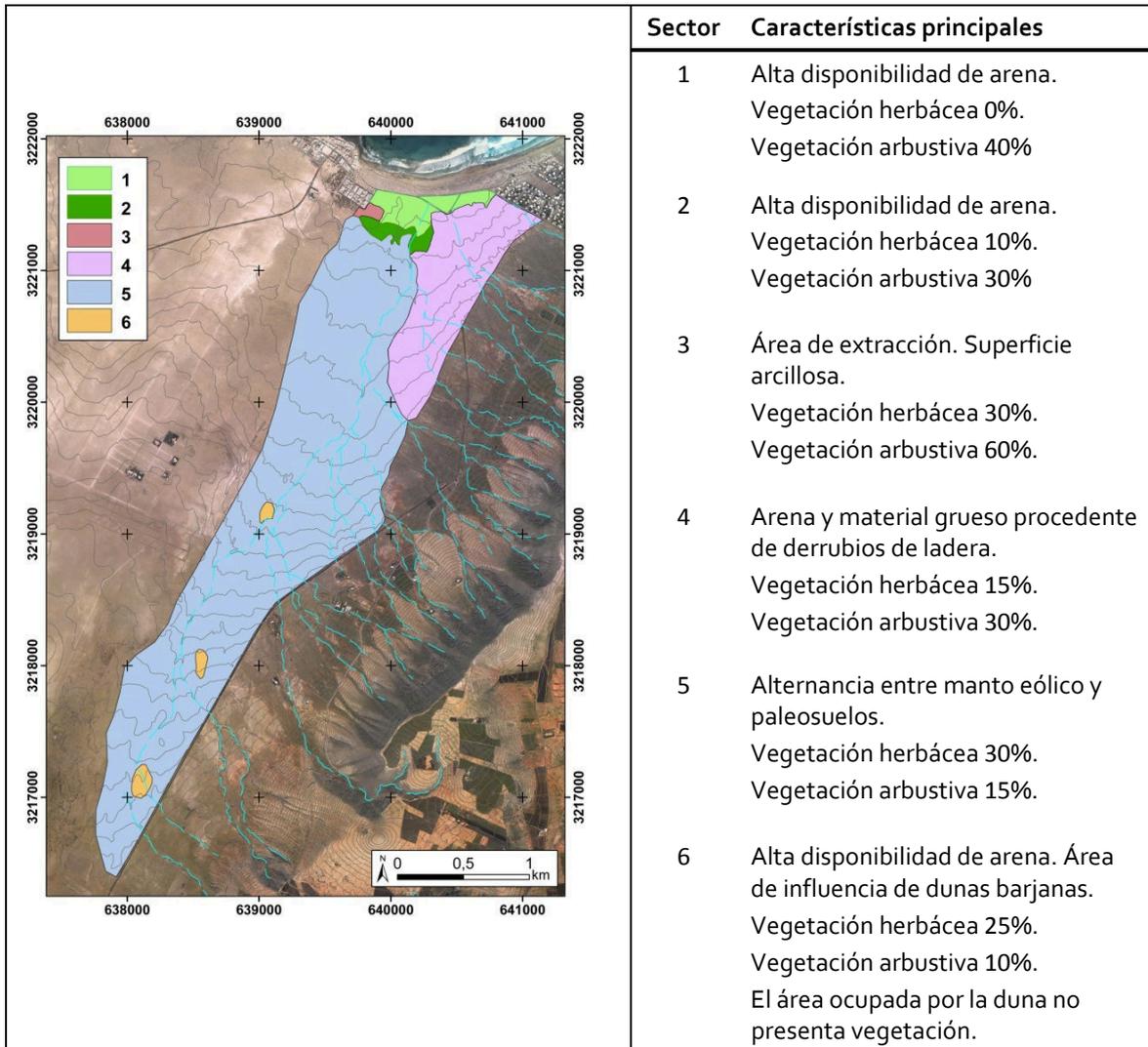


Figura 4.24. Cartografía general de la vegetación y el tipo de sedimento superficial condicionante del transporte en la zona 3 de la figura 4.13. Los porcentajes de cobertura vegetal se han estimado a partir de medidas sobre fotografía aérea y trabajo de campo.

Como se ha visto anteriormente, aparte de la intensidad del viento y la humedad relativa del aire que son comunes para toda el área, la disponibilidad de sedimento y la cobertura vegetal son los dos factores más importantes que condicionan la movilidad del sedimento.

La vegetación herbácea presenta un mayor obstáculo frente al transporte de arena que la vegetación arbustiva, puesto que esta última está más localizada y permite el flujo de arena entre los distintos ejemplares. Aunque la vegetación arbustiva retiene mayor cantidad de sedimentos por ejemplar, la vegetación herbácea crece muy junta y de manera extensa, con lo que su efecto de retención de sedimento, espacialmente hablando, es mayor. A esto se le une el que al no existir una dinámica sedimentaria importante, la vegetación no llega a ser enterrada por la arena transportada, con lo que en condiciones favorables se desarrolla, como se ha citado anteriormente, formando un manto que puede llegar a imposibilitar cualquier tipo de transporte.

Por otro lado, en épocas de lluvia y debido a que el tipo de pluviometría que se produce en la isla es de corta duración, la que va a condicionar el movimiento de la arena es la vegetación herbácea. Esto se debe a que lo que ocurre principalmente con la vegetación arbustiva es que se torna más frondosa, mientras que la vegetación herbácea se desarrolla cubriendo la superficie, tanto por el crecimiento de los ejemplares ya existentes, como por la creación de nuevos ejemplares a partir de las semillas que con poca cantidad de agua son capaces de germinar y desarrollarse.

Como se ha visto anteriormente, la proporción de arena frente a material grueso es de gran importancia. Esto se debe principalmente a que no hay tanta disponibilidad de sedimento que pueda ser transportado y a que el material grueso ejerce un efecto de trampa de sedimento a pequeña escala, haciendo que se acumule el material más fino a sotavento interrumpiendo el transporte. Como añadido, el material grueso modifica el flujo de viento creando nuevas turbulencias que aumentan la rugosidad del sustrato y por tanto modifican el perfil del viento haciendo que la velocidad umbral sea mayor (Bagnold, 1941).

Teniendo en cuenta estos efectos y considerando una época seca, se producirá un mayor transporte efectivo en los sectores 1 y 2 (figura 4.24), contiguos a la playa, donde hay mayor disponibilidad de arena y una baja concentración de vegetación herbácea.

El sector 3 carece de transporte, puesto que es una zona prácticamente cubierta en su totalidad por vegetación.

El sector 4 corresponde a un área con gran cantidad de material grueso de tamaño cantos (entre 2 y 20 cm de eje mayor), provenientes de los derrubios de ladera, y una cobertura vegetal del 45%. Este hecho sumado a que la pendiente de la ladera y la urbanización Famara no favorecen el transporte del material entrante, hace que en este sector casi no se produzca transporte efectivo.

El sector 5 que es el más extenso, presenta en su superficie en diferente proporción arenas y sedimentos gruesos procedentes principalmente de paleosuelos inferiores. En

este sector y aunque el porcentaje de cobertura vegetal sea el mismo que en el sector 4, se produce algo de transporte efectivo. Esto se debe principalmente a que presenta bastante mayor proporción de arenas que de material grueso, y a que este material grueso presenta menor tamaño que el presente en dicho sector. De esta manera, aunque la cobertura de vegetación herbácea sea algo mayor, la disponibilidad y el tipo de sedimentos son las características que van a condicionar el transporte.

El sector 6 representa el área de influencia de los sedimentos de las dunas barjanas y presenta gran disponibilidad de arena. En este sector, el transporte del manto eólico va a ser mayor debido a esta disponibilidad de sedimentos.

De esta manera se puede hacer una estimación del transporte efectivo en toda la zona 3, considerando la movilidad del sedimento en los diferentes sectores y diferenciando 3 situaciones distintas: 1) épocas secas, coincidiendo con más horas de sol y una insolación mayor (figura 4.25.A); 2) épocas húmedas, en las que se producen más días de lluvia, la insolación es menor y hay menos horas de luz. En concreto los días de lluvia en los que el sedimento está mojado, se produce una alta cohesión de las partículas de arena, produciéndose transporte solo con una intensidad del viento elevada en zonas desprovistas de vegetación herbácea (figura 4.25.B); 3) épocas del año en las que debido a las precipitaciones se desarrolla completamente la vegetación herbácea cubriendo la superficie (figura 4.25.C). Cabe señalar, que en este último caso, el sector 6 solo presenta transporte en el montículo de la duna y no en sus alrededores donde, aunque exista una alta disponibilidad de sedimento, la vegetación prácticamente imposibilita el movimiento de la arena (figura 4.8).

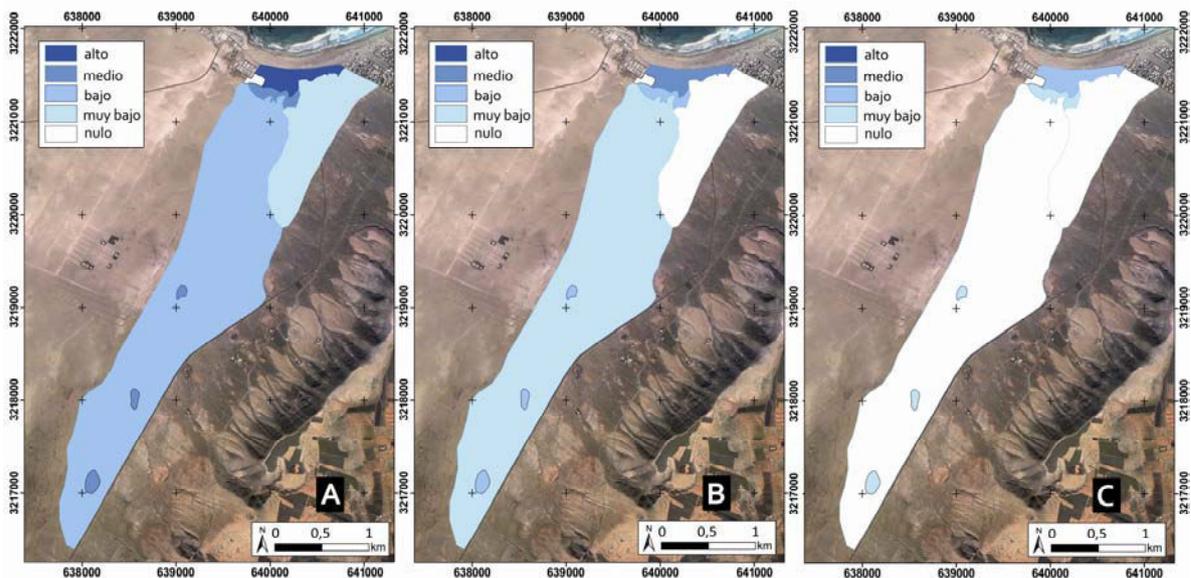


Figura 4.25. Estimación del transporte efectivo de la zona 3 según sectores. A) épocas secas; B) épocas húmedas; C) días de lluvia y épocas del año en la que la vegetación herbácea está completamente desarrollada.

Para visualizar la distribución de los días en los que la lluvia puede paralizar casi por completo el transporte en esta zona, la figura 4.26 muestra los días de lluvia de un año en el que se registraron 50 días de lluvia (2004) y otro en el que se registraron solo 19 (2007). Como se ha comentado anteriormente, se observa que la época de mayor pluviometría es entre noviembre y mayo.

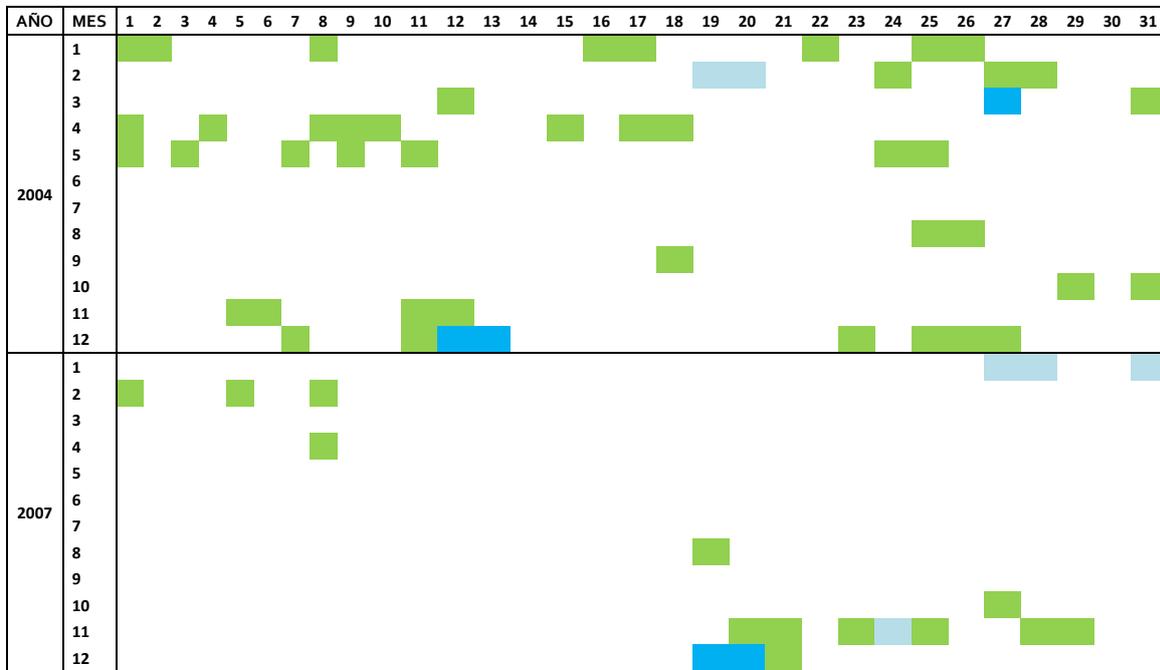


Figura 4.26. Distribución de la pluviometría en 2004 y 2007. El color verde indica precipitación <5 mm, el celeste entre 5-10 mm y el azul >10 mm. La precipitación máxima fue de 41,4 mm en un día. Datos de la estación Caleta de Famara-Teguise.

Con todos estos datos se puede afirmar que el transporte efectivo en la superficie de El Jable se producirá preferentemente en los sectores 1, 2 y 6 (proximidades de la Playa de Famara y alrededor de las tres dunas barjanas) y en menor medida en el 5. Este transporte tendrá lugar desde media mañana hasta el atardecer, y concentrado entre los meses de mayo a noviembre. Esta época presenta menor pluviometría, y los días son más largos y con una insolación mayor. Además existe menor humedad ambiental y los vientos alisios presentan velocidades mayores y son más constantes del NNE.

4.3.2.- Trazadores fluorescentes

4.3.2.1.- Descripción del experimento

El uso de trazadores para determinar transporte de sedimentos está principalmente enfocado al cálculo de la deriva litoral (White e Inman, 1989; Vila-Concejo *et al.*, 2004; McComb y Black, 2005), pero no a los ambientes eólicos, del que solo se ha encontrado un trabajo (Berg, 1983).

Para determinar la utilidad de los trazadores fluorescentes en el cálculo del transporte de sedimentos en ambientes eólicos, comparar los resultados con los datos de transporte de las trampas tipo Leatherman y obtener un patrón de distribución del sedimento transportado, se realizó un experimento con trazadores que se llevó a cabo coincidiendo con la 4ª campaña de campo el día 7/9/2004. Los resultados de este experimento se encuentran en Cabrera y Alonso (2010).

Antes de realizar el experimento en el campo, se realizó una comparación granulométrica del sedimento original y del trazador (figura 4.27).

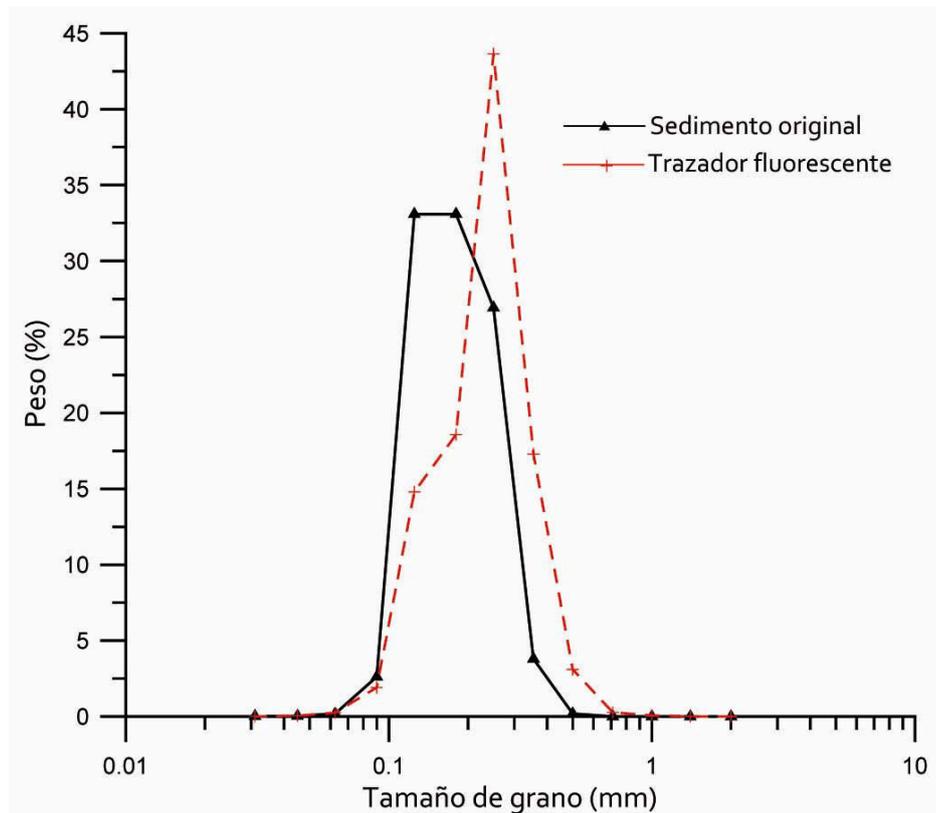


Figura 4.27. Distribución del tamaño de grano para la muestra original y el trazador fluorescente.

Los resultados revelan que ambas muestras presentan similares distribuciones unimodales, aunque la original es ligeramente más fina y está mejor clasificada que la arena del trazador. También se observa que el trazador forma pequeños agregados que incrementan ligeramente el tamaño medio, que pasa de 0,208 mm en la muestra original a 0,268 mm en el trazador.

El experimento se localizó en la estación 1 (figura 2.4), en un claro sin vegetación herbácea entre la vegetación arbustiva de la zona (figura 4.28.A). Como ya se explicó en el capítulo de metodología, el trazador estuvo bajo la acción del viento durante 90 min y el viento registrado durante ese periodo se muestra en la figura 4.28.B.

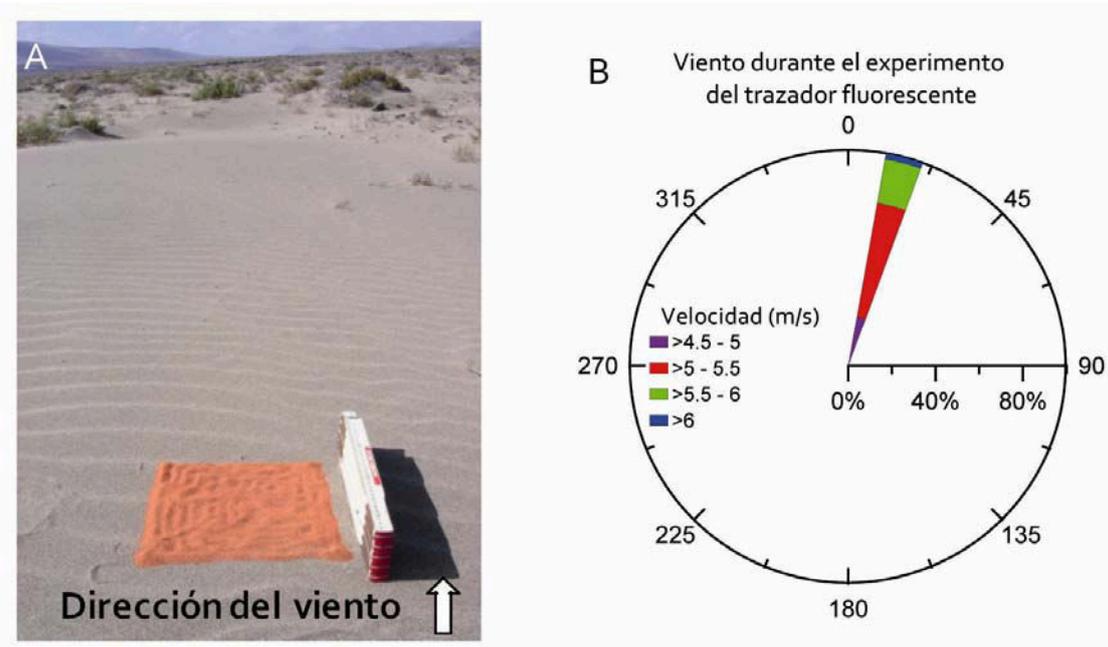


Figura 4.28. A) localización del trazador; B) rosa de viento durante el experimento.

4.3.2.2.- Resultados

La velocidad media del viento registrada por el sensor de 1 m de altura para el periodo en el que estuvo expuesto el trazador fue de 5,26 m/s. Los intervalos de trampas que coincidieron con el periodo del trazador fueron la T11 y T12, y la velocidad media del viento para estos dos intervalos fue de 5,12 y 5,21 m/s respectivamente.

La tasa de transporte del trazador fluorescente (Q_{trazador}) se calculó por medio de la velocidad del centro de masas (distancia que se ha movido el centroide en un tiempo determinado, V_{trazador}). Teniendo en cuenta que la distancia recorrida por el centroide fue de 0,875 m hacia el sur (figura 4.29.A) y que el periodo en el que el trazador estuvo bajo la acción del viento fue de 90 min, la V_{trazador} fue de 0,00972 m/min.

De acuerdo con Komar e Inman (1970),

$$Q_{\text{trazador}} = V_{\text{trazador}} * A \quad (6)$$

donde A es el área de la sección transversal de la capa que se mueve.

La geometría de la capa de movimiento, está relacionada en los experimentos de transporte en playas con la distribución de flujo transversal de la profundidad de mezcla (Silva *et al.*, 2007). Esta capa móvil, presenta normalmente la anchura de la zona de *swash* y el grosor de la arena en movimiento, cuya profundidad es variable dependiendo de la pendiente de la playa y del oleaje, y se mide normalmente desde una bajamar a la siguiente bajamar (Ferreira *et al.*, 2000).

En ambientes eólicos el concepto de capa móvil no es muy común pero puede ser usada con el mismo propósito. Esta es el área en la dirección normal al viento en la que tiene lugar el transporte de sedimentos en un periodo de tiempo determinado. En este caso este área se puede estimar asumiendo que solo se adhieren las partículas superficiales o muy cerca de la superficie. Además, se observó que después de los 90 min seguía habiendo muchos granos de trazador en el punto de inyección, aunque parte de este fue enterrado con sedimento original de la zona de barlovento. Se comprobó que tanto la arena marcada del punto de inyección como la transportada hacia el sur se disponían después de los 90 minutos siguiendo la forma de las rizaduras (figura 4.29.B).

Teniendo en cuenta que el depósito de trazador en el punto de inyección tenía una potencia de 3-5 mm y que aún quedaba bastante arena marcada en el punto de inyección, es evidente que la capa móvil presenta una potencia menor de esos 3-5 mm. Esto parece bastante razonable debido a la baja intensidad del viento ($5,2 \text{ m/s}^2$) y al estrecho periodo en el que estuvo operativo el experimento (90 min).

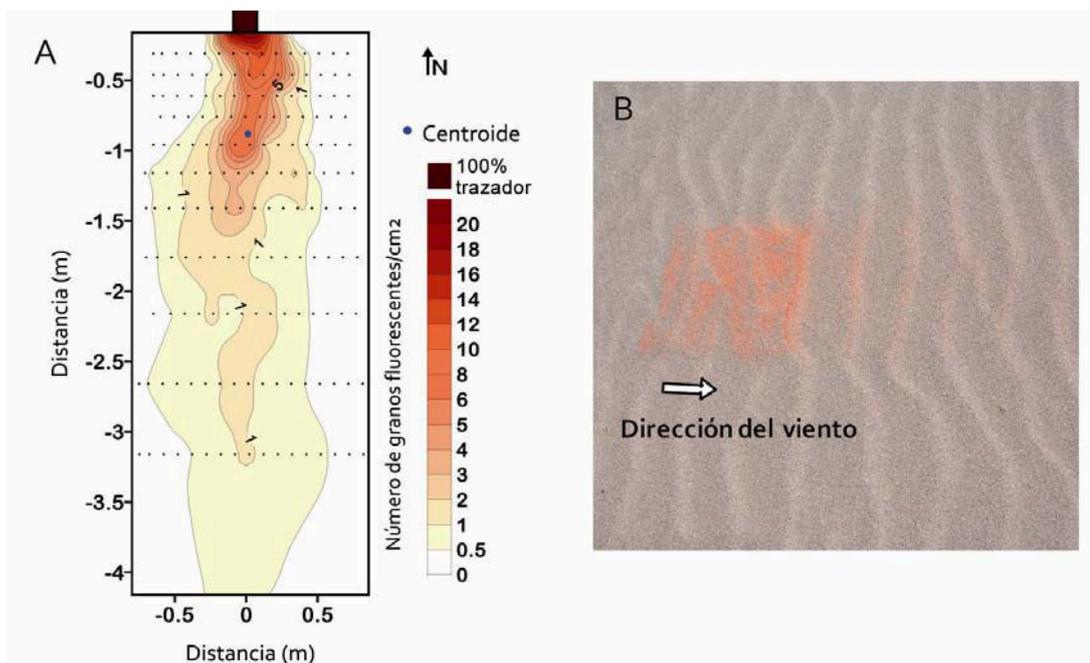


Figura 4.29. A) Patrón de distribución del trazador fluorescente. Cada punto indica el centro de la cinta de 10 cm de longitud donde fueron contados los granos adheridos. B) Distribución del trazador en el punto de inyección justo antes de comenzar el muestreo.

Como el muestreo se realizó de manera que solo se adherían las partículas superficiales, la potencia de la capa móvil se consideró el tamaño medio de las partículas marcadas con el trazador ($D_{\text{trazador}} = 0,268 \text{ mm}$). Normalizando la capa móvil a una anchura de 1 m con $A = 0,000268 \text{ m}^2/\text{m}$, la tasa de transporte de la ecuación (6) tiene como resultado $Q_{\text{trazador}} = 1,56 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{m}\cdot\text{h}$.

Considerando la densidad específica del sedimento $\rho_s = 2770 \text{ kg/m}^3$ la tasa de transporte resultante es $Q_{\text{trazador}} = 0,433 \text{ kg/m}\cdot\text{h}$.

4.3.2.3.- Comparación de las tasas de transporte calculadas con las ecuaciones teóricas

La siguiente tabla muestra los resultados de las tasas de transporte de sedimento obtenidas de forma empírica con las trampas de sedimento tipo Leatherman (1978) y las tasas teóricas aplicando la ecuación de Bagnold (1941) para los intervalos de trampas 11 y 12, además de la Q del trazador fluorescente (tabla 4.8):

Intervalos	U*	Q_{trampa}	Q_{trazador}	Q_{Bagnold}
T11	0,266	0,807	0,433	15,452
T12	0,309	0,885		24,235

Tabla 4.8. Velocidad de fricción (m/s) y tasas de transporte (kg/m·h) calculadas por diferentes métodos para los intervalos T11 y T12 y con el trazador fluorescente.

Como ya se comprobó anteriormente, las tasas de transporte obtenidas según la ecuación de Bagnold sobreestiman el transporte calculado empíricamente. Los resultados obtenidos con el método del trazador fluorescente se aproximan a los obtenidos con las trampas cilíndricas verticales, si bien son ligeramente menores.

Comparando los resultados de las trampas de sedimento y del trazador fluorescente se obtiene que:

$$Q_{T11} = 1,87 Q_{trazador} \quad (7)$$

$$Q_{T12} = 2,05 Q_{trazador} \quad (8)$$

Aunque en la literatura no se ha encontrado ninguna expresión equivalente, esta relación en la que la tasa de transporte calculada con las trampas de sedimento es aproximadamente el doble a la calculada con el trazador fluorescente, parece bastante razonable y puede ser explicada por tres factores: (1) $Q_{trazador}$ solo tiene en cuenta el transporte de las partículas marcadas mientras que las trampas tienen en cuenta cualquier partícula en movimiento, (2) en el experimento con el trazador las partículas no teñidas también son transportadas y pueden cubrir parcialmente las partículas marcadas impidiendo que sean recolectadas por medio de nuestra metodología. Este dato además puede indicar que la lámina de arena móvil puede tener un grosor mayor que el tamaño de un grano, (3) la diferencia entre el tamaño medio del sedimento original y el marcado con el trazador. Las partículas pintadas pueden cambiar de peso haciendo que sean más difíciles de transportar que las originales con el tipo de vientos que se registraron durante los experimentos. Todos estos factores pueden explicar la baja tasa de transporte medida con el trazador en comparación con las trampas de sedimento.

Los resultados obtenidos para $Q_{Bagnold}$ difieren ligeramente de los datos publicados por Cabrera y Alonso (2010), debido a que en ese momento no se disponía de los datos

necesarios para calcular con exactitud la densidad del aire en cada momento, seleccionando.

Otra de las correcciones que se ha realizado sobre los datos publicados se debe a que en el cálculo de Q_{trampa} de T12 se corrigió el número de minutos en los que estuvo funcionando el grupo de trampas y que se habían tenido en cuenta para realizar los cálculos. De esta manera, como cabía esperar, las tasas de transporte de T11 y T12 dan resultados similares.

4.4.- DINÁMICA DE DUNAS

4.4.1.- Cambios morfológicos en dunas asociadas a vegetación

Aunque las dunas asociadas a vegetación presentan pequeñas variaciones morfológicas de distinta índole, normalmente relacionadas con cambios en la vegetación que las forma, los cambios más notables se producen en las dunas de sombra cuando se modifica la dirección del viento.

Como se ha mostrado anteriormente, en la zona de estudio predominan los vientos de componente NNE. Cuando cambia la dirección del viento, generalmente a componente sur, la cola de arena se reorienta completamente. En este proceso parte de la arena deja de formar parte de la duna pasando a formar parte del manto eólico o de otras dunas (figura 4.30).

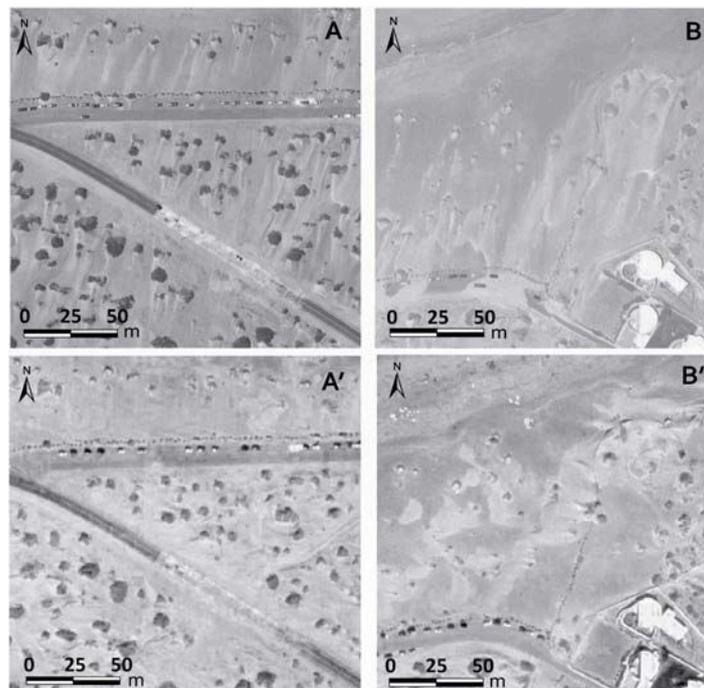


Figura 4.30. Las cuatro fotografías pertenecen al campo de dunas de Famara y muestran los depósitos de sedimento alrededor de la vegetación en condiciones normales con viento de componente NNE el día 21/5/2009 (A y B) y de componente SE el día 25/1/2008 (A' y B').

4.4.2.- Movilidad de dunas barjanas

El cálculo de la migración de las dunas a lo largo de los años ha evolucionado a medida que lo ha hecho la tecnología. Así pues, en la bibliografía se encuentran técnicas relativamente sencillas y económicas para realizar dichos cálculos como los levantamientos topográficos (Jiménez *et al.*, 1999; Dong *et al.*, 2000) o la utilización de GPS y DGPS (Rebêlo *et al.*, 2002; Elbelrhiti *et al.*, 2005) y ya en las últimas décadas fotografías aéreas, imágenes satélites y LIDAR (Parker, 1999; Marín *et al.*, 2005; Yao *et al.*, 2007).

Para realizar el estudio de dinámica eólica actual en El Jable y obtener un registro de la variabilidad estacional de las tres dunas libres (duna norte-DN, duna centro-DC y duna sur-DS) que se hallan en él (figura 2.7), se utilizaron diferentes metodologías: mediciones a partir de puntos fijos, mediciones a partir de GPS y mediciones a partir de levantamientos topográficos.

4.4.2.1.- Mediciones a partir de puntos fijos

Esta metodología consistió en colocar diversas estacas paralelas y a unos metros de distancia de las caras de avalancha. En la figura 4.31 están representadas las caras de avalancha de distintas campañas respecto a la posición de las correspondientes estacas para las tres dunas.

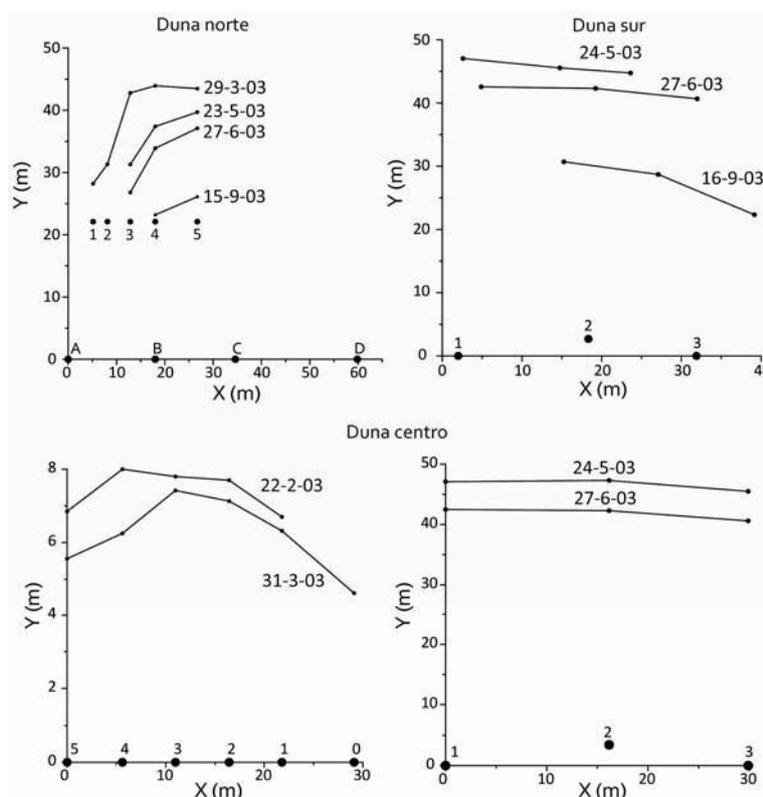


Figura 4.31. Avance de las caras de avalancha de las dunas barjanas. El eje X presenta una orientación aproximada a 125°N.

Los resultados de la DN muestran que las estacas 1 y 2 quedan enterradas desde la primera campaña y ya en la última solo se pueden obtener medidas con las estacas 4 y 5. Las letras de la A a la D representan nuevas estacas colocadas para poder seguir realizando el seguimiento por este método después de la desaparición de las anteriores. En la DC todas las estacas quedaron enterradas entre marzo y mayo del 2003, de esta manera aunque se obtuvo la tasa de avance, no se pudo correlacionar un periodo con otro.

La tabla 4.9 muestra las tasas de avance que han sido calculadas tomando como referencia el avance de la cara de avalancha perpendicular a la alineación de las estacas.

Intervalo	DN (m/a)	DC (m/a)	DS (m/a)
2/03-3/03	-	7,3	-
3/03-5/03	51,1	-	-
5/03-6/03	40,2	51,1	36,5
6/03-9/03	51,1	-	58,4

Tabla 4.9. Tasas de avance de las tres dunas barjanas en metros/año.

Esta metodología resultó no ser la más apropiada para calcular la tasa de avance de las dunas barjanas de El Jable. Debido a la asimetría que presentaban las dunas sumado a la forma irregular de las caras de avalancha, el posicionamiento de las estacas resultó complicado. Como resultado, después de un tiempo, algunas de ellas quedaban fuera del frente de la duna y no se seguían utilizando en las medidas. A esto se le sumó que la velocidad de las dunas entre algunas campañas fue superior a la estimada, quedando las estacas enterradas.

Aunque se utilizó una brújula para realizar las mediciones en el campo, con los resultados obtenidos solo se consiguió una estimación de la dirección de avance de las dunas.

4.4.2.2.- Mediciones a partir de GPS

De las 12 campañas realizadas entre 2003 y 2009 en las que se realizó un estudio de evolución de las 3 dunas barjanas marcando su contorno con GPS, se seleccionaron 4 con un intervalo aproximado entre ellas de 2 años para su representación gráfica. Estas se posicionaron sobre la cartografía de la zona (figura 4.32).

Uno de los principales rasgos que llama la atención en dicha figura es la diferencia morfológica de la DN con respecto a las otras dos. Mientras que DC y DS son dunas libres y presentan una morfología similar, la DN adapta su forma a la red viaria abandonada sobre la que discurre y a los barrancos de sus inmediaciones. De esta forma, mientras que

la DN presenta generalmente el brazo O más alargado, a la DC y DS les ocurre lo contrario. Esta morfología se debe a las dos direcciones que presenta el viento de la zona, siendo el de dirección norte menos intenso que el NNE.

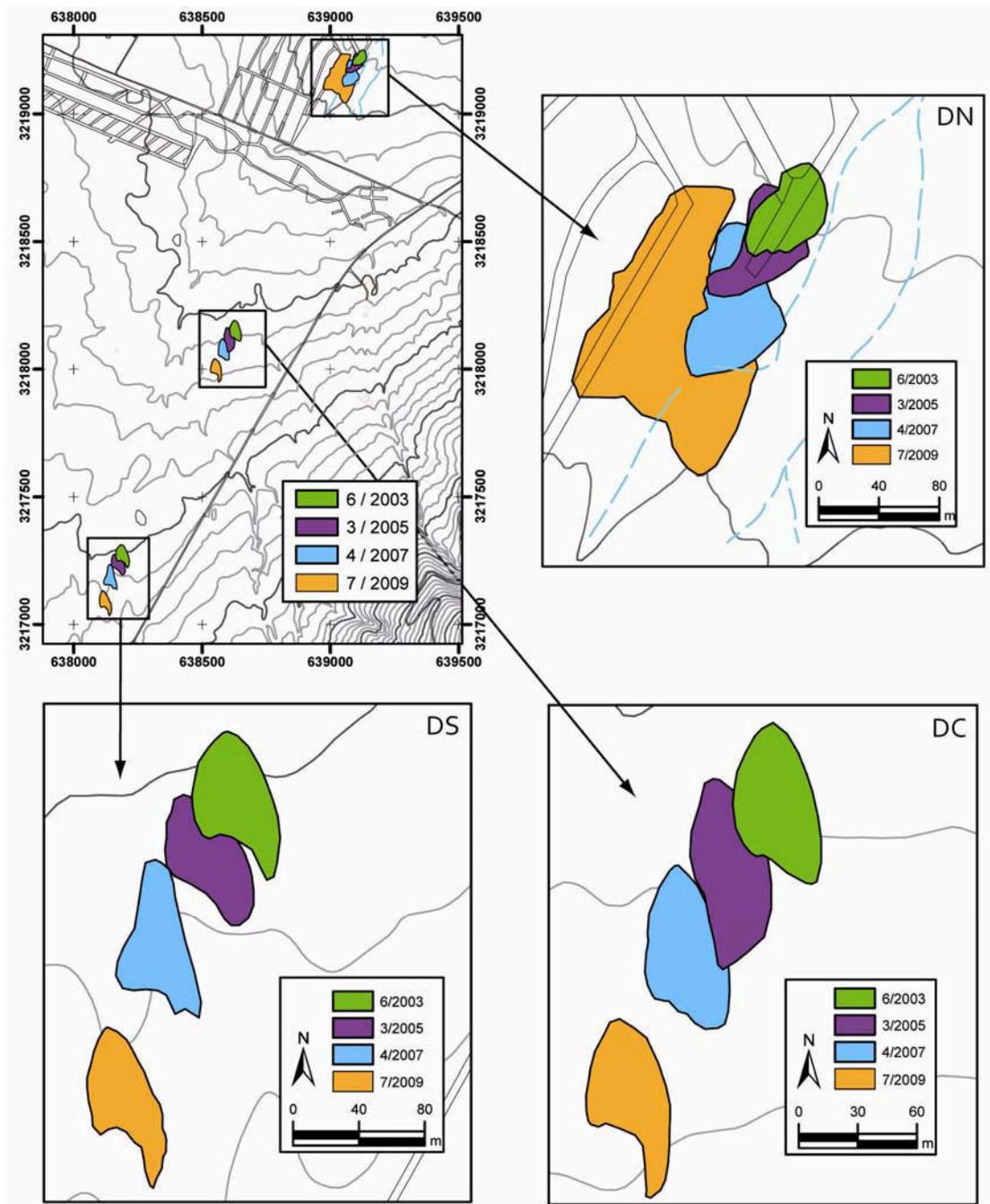


Figura 4.32. Evolución de las tres dunas barjanas para el periodo 2003-2009.

Siguiendo con la morfología y teniendo en cuenta que la DN presenta una forma condicionada, se observa que los contornos de la DC y DS en las campañas de 2003 y 2009, presentan prácticamente la misma forma, característica del viento de la zona, con una cara de avalancha bien definida en dirección SSO, mientras que en las campañas de 2005 y 2007 los contornos de las dunas presentan ciertas modificaciones. En el 2005 se observan las caras de avalancha alteradas y una nueva cara de avalancha no del todo formada hacia el NO. En la campaña del 2007 aparecen dos caras de avalancha en vez de

una, y se observa que la DS presenta un estrechamiento en su cuerpo debido a que está superando una loma, y mientras la mitad sur de la duna ya ha superado el obstáculo topográfico, la zona de barlovento de la duna aún permanece en la pendiente de la loma.

Con esta metodología sí se observa claramente la dirección de avance de las tres dunas en dirección SSO (28°N la DN y DC y 20°N la DS), lo cual sin duda es fruto de la acción de los vientos alisios dominantes en la zona (Cabrera y Alonso, 2006).

Debido a la asimetría de las barjanas y a que las caras de avalancha no son completamente perpendiculares al movimiento, la dirección de avance se ha calculado modificando ligeramente el método de cresta a cresta, basado en que el movimiento de la cresta de una duna durante un periodo determinado sigue una dirección perpendicular a esta (Yao *et al.*, 2007). En este trabajo no se utiliza el punto central de la cara de avalancha de cada duna en cada campaña, sino que se ha tomado como referencia el punto de la cara de avalancha que coincide con la dirección resultante del movimiento total de cada duna. De este modo y para las 4 campañas seleccionadas, las tasas de avance de las barjanas obtenidas a partir de las medidas de GPS en campo (tabla 4.10), muestran que la duna septentrional es la que presenta una menor tasa de avance. Esto se debe a que esta duna discurre, como se ha citado anteriormente, entre los restos de una red viaria abandonada que retiene parte del sedimento, sumado al hecho de que en épocas de lluvias, se ve afectada por un proceso de intensa erosión causada por los barrancos de las inmediaciones. Las otras dos dunas presentan menos obstáculos al movimiento, si bien a lo largo de su recorrido han atravesado zonas más vegetadas y ligeros cambios topográficos que pueden explicar las variaciones en la tasa de movimiento.

Intervalo	DN (m/a)	DC (m/a)	DS (m/a)
06/03 - 03/05	13,9	34,8	23,8
03/05 - 04/07	31,9	14,8	32,8
04/07 - 07/09	23,9	30,2	36,6
06/03 - 07/09	23,9	26,1	31,7

Tabla 4.10. Tasa de avance de las tres barjanas (m/año) para diferentes periodos entre 2003-2007 a partir de los datos tomados con GPS.

Respecto a la superficie ocupada por cada duna, la tabla 4.11 muestra que las dunas presentan pequeñas variaciones en su extensión a lo largo del tiempo. Esto es debido a cambios estacionales en la dirección del viento y a elementos ambientales como cambios topográficos, vegetación, etc. La extensa superficie de la DN registrada en el 2007 y 2009 se debe a que en estas dos campañas la DN no presentaba morfología de barjana sino más bien era un extenso depósito de arena.

Fecha	DN (m ²)	DC (m ²)	DS (m ²)
06/2003	2167	2509	2887
03/2005	2557	2704	2593
04/2007	4208	2508	2703
07/2009	12643	2220	2452

Tabla 4.11. Superficie (m²) ocupada por cada una de las tres barjanas a partir de los datos tomados con GPS.

Tomando los registros de las 12 campañas y representando los metros de avance de las tres dunas entre cada campaña, se observa que la DC y DS presentan un movimiento bastante constante, mientras que la DN sufre más variaciones (figura 4.33). Los retrocesos registrados en la DN entre los periodos de 11/04-3/05 y 4/07-3/08 no son retrocesos tales: en el primero de los casos es consecuencia de la variabilidad morfológica que sufre la cara de avalancha de esta duna atrapada entre los restos de la red viaria abandonada; y en el segundo, la cara de avalancha no avanza como consecuencia del paso de un barranco paralelo a esta. Probablemente esto último sea una de las causas principales por las que esta duna desde el año 2007 se muestre como una extensa acumulación de arena y no como una duna propiamente formada.

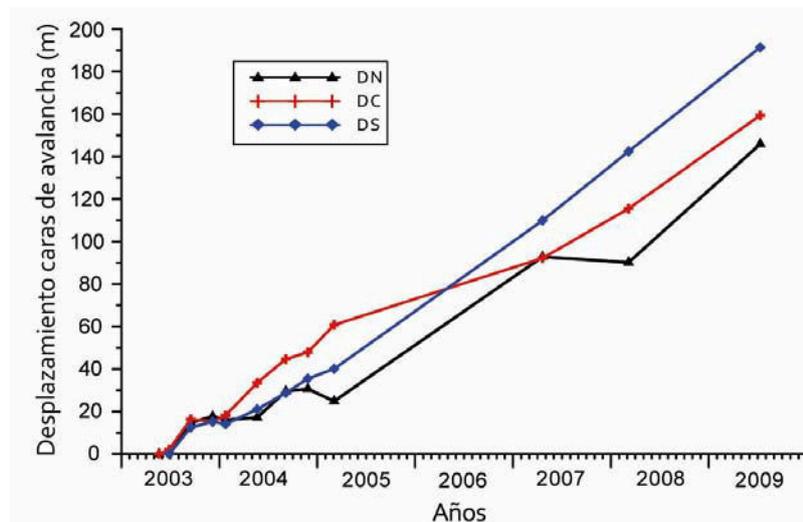


Figura 4.33. Avance de las caras de avalancha calculadas con el contorno realizado con GPS. El origen en el eje de desplazamientos hace referencia a la primera de las campañas realizadas.

La tabla 4.12 muestra las tasas de avance para las tres dunas entre todas las campañas realizadas. En ella se observan las variaciones estacionales que sufren, así como las diferencias particulares que presenta cada una sobre la tasa de avance en un mismo periodo. Como ya se ha comentado, se puede observar que la duna que presenta mayor tasa de avance hacia el SSO es la DS seguida de la DC y por último la DN. De esta manera se explica que el recorrido de la DS en este periodo (191,4m) sea mayor que en las otras 2 (145,9 m y 159,4 m la DN y DC respectivamente).

Intervalo	DN (m/a)	DC (m/a)	DS (m/a)
05/03 - 06/03	14,4	20,2	-
06/03 - 09/03	60,7	65,2	57,0
09/03 - 12/03	12,9	-4,9	12,5
12/03 - 01/04	-12,2	22,1	-9,1
01/04 - 05/04	3,4	47,3	21,7
05/04 - 09/04	42,3	38,2	26,3
09/04 - 11/04	4,9	14,2	29,8
11/04 - 03/05	-21,6	48,0	17,1
03/05 - 04/07	31,9	14,8	32,8
04/07 - 03/08	-3,0	26,5	37,0
03/08 - 07/09	41,4	32,6	36,4
<i>05/03 - 07/09</i>	<i>23,8</i>	<i>26,0</i>	<i>31,7</i>

Tabla 4.12. Tasas de avance hacia el SSO de las dunas norte (DN), centro (DC) y sur (DS) en metros/año.

Uno de los mayores problemas de este método es la falta de precisión del propio método. A fin de minimizar este error las medidas siempre se tomaban en condiciones en que el aparato daba un error ≤ 5 m. Si bien para grandes periodos este error se minimiza, en intervalos de tiempo más pequeños la incertidumbre de los valores medidos aumenta. A esto se le añade que cuando los contornos de dos campañas se encuentran muy próximos, cualquier cambio brusco en la forma de la cara de avalancha o de la duna en si misma producida por un cambio de viento puntual genera medidas distorsionadas.

Sin embargo, esta metodología permite obtener tasas medias de avance con la precisión suficiente para hacer una estimación del avance de estas geoformas a lo largo de El Jable que presenta una longitud de 21 km de largo, además de ser una buena herramienta para determinar las variaciones morfológicas que sufren las dunas de una manera práctica, rápida y económica.

4.4.2.3.- Mediciones a partir de levantamientos topográficos

Entre el 2003 y el 2007 se realizaron 10 campañas, en las que se efectuó el levantamiento topográfico de la DS mediante una estación total electrónica. Se seleccionaron 3 campañas para representar el movimiento de la duna en 3D en la que se observa como durante este periodo la duna ha migrado superando una loma (figura 4.34). En este proceso, como se verá más adelante, la duna sufrió algunas modificaciones.

Las medidas tomadas se representan en metros de distancia desde el punto (0,0) donde se posiciona la estación total. Estos datos no se encuentran georreferenciados, de

modo que para poder calcular y comparar las tasas de desplazamiento con las obtenidas con GPS, se tomó la dirección de desplazamiento calculada con GPS y se corrigió tomando como referencia la dirección de la cara de avalancha de una determinada campaña en los dos métodos. La diferencia en grados entre estas dos se utilizó para corregir la dirección en el levantamiento topográfico.

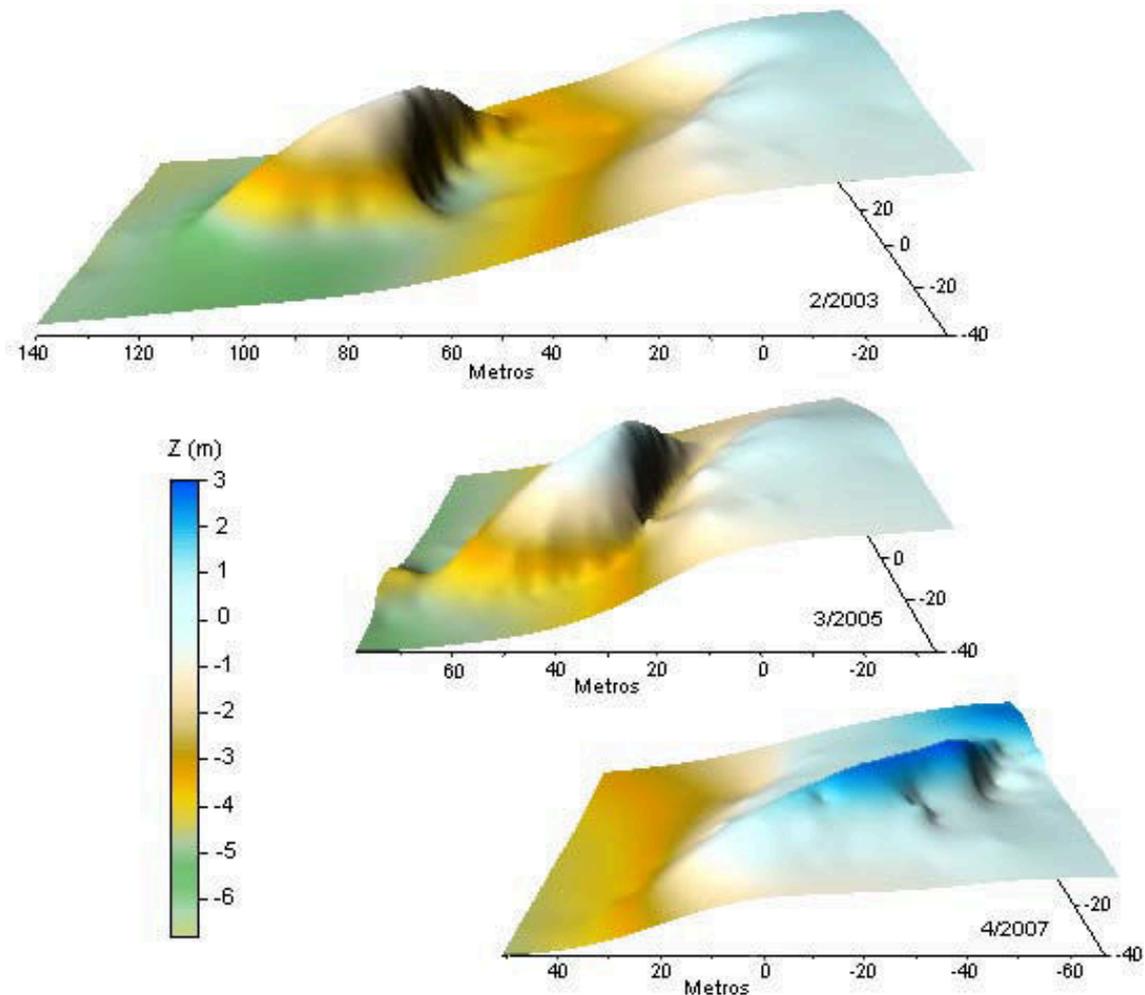


Figura 4.34. Desplazamiento de la DS. La Z indica la altura, siendo el cero la altura del punto fijo donde se posiciona la estación total.

A partir de los levantamientos topográficos se calculó el volumen de la DS, para lo que se creó para cada campaña un nivel base con los puntos tomados en los alrededores de la duna y restándose a la topografía completa. Se realizaron pruebas con una base común para todas las campañas, pero daba peores resultados a causa de que la topografía de los alrededores de la duna cambiaba ligeramente de una campaña a otra por el movimiento del sedimento que la rodea. De esta manera, el programa al interpolar crea una superficie base no válida para todas las campañas.

La tabla 4.13 muestra las dimensiones de la DS así como su volumen para cada campaña, junto con los metros de avance y las tasas de desplazamiento calculadas con este método.

Fecha	X	Y	Z	Vol. (m ³)	Migración (m)	Tasa (m/a)
2/03	36	54	3,4	4177	} 6,2	25,7
5/03	35	59	3,2	4686		} 15
9/03	38	57	3,2	4469	} 2	
12/03	39	56	3,4	4845		} -0,4
1/04	32	55	3,6	4436	} 5	
5/04	29	58	2,8	4138		} 12,9
9/04	27	58	2,8	4333	} 2,6	
11/04	31	56	3,2	4267		} 4,1
3/05	32	49	3	4071	} 68,5	
4/07	21	69	2,4	2179		
<i>Media</i>	<i>32</i>	<i>57,1</i>	<i>3,1</i>	<i>4160</i>	<i>115,9</i>	<i>27,9</i>

Tabla 4.13. X distancia de brazo a brazo (m), Y longitud (m), Z altura (m), volumen (m³), migración (m) y tasa de desplazamiento de la DS.

La significativa reducción de volumen que sufre la duna en el 2007 se debe con toda probabilidad a que la duna ha superado un obstáculo topográfico haciendo que el sedimento que lo iba superando se transportara a mayor velocidad que el cuerpo de la duna. De esta manera la duna disminuyó su volumen prácticamente a la mitad, mientras que al sur de esta se produjeron acumulaciones de sedimento importantes entre la vegetación de la zona. Esta disminución de volumen es con gran probabilidad la causa de que la tasa de desplazamiento media para esta duna haya aumentado de 23,4 m/a en el intervalo 2/03-3/05 a 32,2 m/a entre 3/05-4/07 (Parker, 1999; Elbelrhiti *et al.*, 2005).

Se observa, al igual que con el método anterior, que la tasa de desplazamiento no es constante y que entre mayo y septiembre es considerablemente mayor que en el resto del año, periodo que corresponde con vientos más constantes de dirección NNE.

Algunos autores utilizan los parámetros adimensionales Z/X y X/Y donde Z es la altura de la duna, Y la longitud y X la distancia entre los dos brazos de la duna, para caracterizar la geometría de las barjanas (Jiménez *et al.*, 1999; Dong *et al.*, 2000). Jiménez *et al.* (1999) realizan un estudio sobre un campo de barjanas cuyas dimensiones medias son Z=31; X=260; Y=133 y concluyen que existe una significativa relación lineal entre las relaciones anteriormente citadas. En ese caso se observa que la anchura de la duna es aproximadamente el doble que su longitud, mientras que en las barjanas de El Jable ocurre lo contrario, siendo la longitud 1,8 veces su anchura (Z=3,1; X=32; Y=57). La correlación entre X e Y es baja, con lo que se determina que la longitud de la duna no varía de forma proporcional a su anchura (figura 4.35.A).

En cuanto a la relación Z/X, dicho estudio vuelve a encontrar una relación lineal significativa, definiendo que cuanto más ancha sea la duna mayor altura tendrá. El valor para la DS es de 0,12 presentando una aceptable correlación (figura 4.35.B), coincidiendo con el resultado obtenido por Jiménez *et al.* (1999) y del mismo orden de magnitud que otros trabajos en varios campos de barjanas a lo largo del mundo (Finkel, 1959; Hastenrath, 1987; Hesp y Hasting, 1998). De esta forma se puede definir que cuanto mayor sea la anchura de la duna mayor altura presentará.

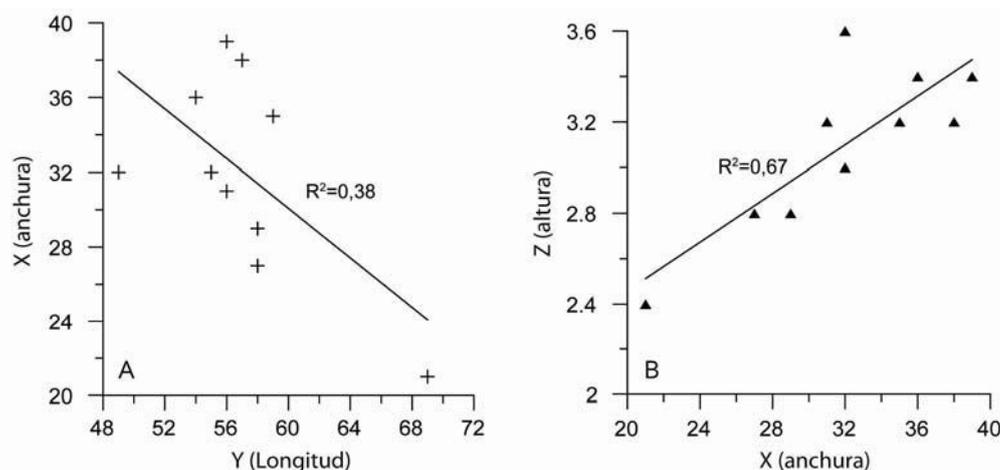


Figura 4.35. Relaciones entre los diferentes parámetros de la duna sur (DS).

Jiménez *et al.* (1999) obtienen una tasa media de migración en 30 años de 17,5 m/a para unas dunas con volúmenes muy superiores a las de El Jable, de entre 125-1000 (*1000) m³ y alturas de 18-55 m. Las relaciones entre los parámetros adimensionales funcionan mejor en dunas de gran tamaño que se encuentran en equilibrio con el viento de la zona.

Dong *et al.* (2000) realizan un estudio monitorizando dunas mediante levantamiento topográfico con el que obtiene tasas de desplazamiento de 7,29 m/a y 5,56 m/a en dos años consecutivos. La zona presenta un régimen de viento muy variable y las dunas tienen alturas entre 0,5-2 m e incluso alguna que llega a los 3-4 m. Estas dunas presentan una buena correlación Z/X, pero como ocurre en el caso de la DS la correlación entre X/Y es baja. Las tasas de desplazamiento obtenidas en las barjanas de El Jable son bastante superiores a estas, cuando por su tamaño debería ser al contrario. Sin duda la causa es que en nuestro caso el régimen de viento no es tan variable, permitiendo que las dunas avancen de manera más constante.

El desarrollo de una duna tiene dos prerequisites: que el viento sea capaz de transportar la arena y que haya suficiente disponibilidad de esta. Además, la sensibilidad de las dunas a cambios en el régimen de viento está relacionada con su tamaño. De esta manera las dunas pequeñas son modificadas fácilmente porque presentan un reducido volumen de arena, mientras que con las grandes dunas ocurre lo contrario (Lancaster,

1995). Por otro lado, los cambios en la cara de avalancha, pueden ser otro aspecto del desarrollo inmaduro de las dunas y de la complejidad del régimen de viento local. Las grandes dunas en equilibrio con el viento local pueden ser capaces de ajustar su forma para que este sea favorable al desarrollo de la propia duna, mientras que las dunas inmaduras son más susceptibles de ser modificadas por el viento local y de esta manera sus caras de avalancha cambian fácilmente con los cambios de dirección del viento (Dong *et al.*, 2000).

Bagnold (1941) define la tasa de flujo de la arena en la cresta de una duna barjana (Q), teniendo en cuenta que al moverse, el volumen desplazado en un tiempo T es igual a la distancia desplazada A multiplicado por la altura de la duna Z . Por lo tanto, si γ es el peso específico de la arena sin compactar:

$$A \cdot Z = QT/\gamma \quad (9)$$

de esta manera, la tasa de avance de la duna debe variar de forma directamente proporcional a la tasa de movimiento de la arena sobre la cresta y de forma inversa a la altura.

En el caso de la DS, el peso específico de la arena sin compactar es de 1500 kg/m^3 . Si tomamos los valores medios de A , Z y T de la tabla 4.13, se obtiene que la tasa media del flujo de la arena en la cresta de la duna es de $553,70 \text{ kg/m}\cdot\text{h}$. Bagnold (1954) da unos valores de $460 \text{ kg/m}\cdot\text{h}$, si bien en su caso la densidad del sedimento es de 1700 kg/m^3 , la velocidad del viento es de $13,5 \text{ m/s}$ y la altura de la duna es de 15 m .

Por último, la comparación de las tasas medias de desplazamiento de la cara de avalancha de la DS medidas con GPS y mediante levantamientos topográficos para un mismo intervalo de tiempo (9/2003-4/2007) (figura 4.36), muestra que la migración de la cara de avalancha presenta un comportamiento prácticamente análogo con ambas técnicas.

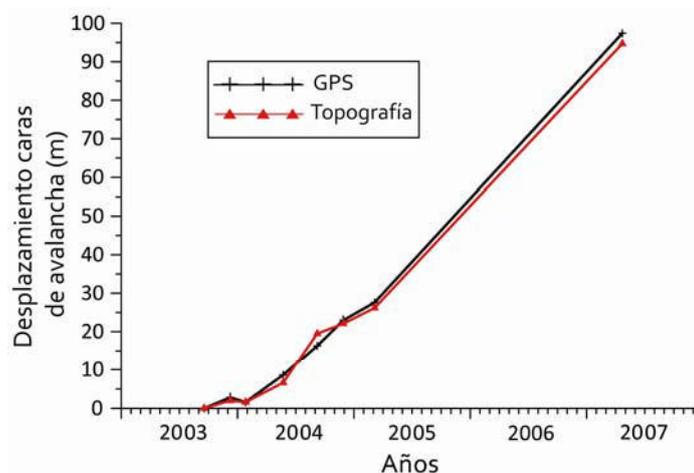
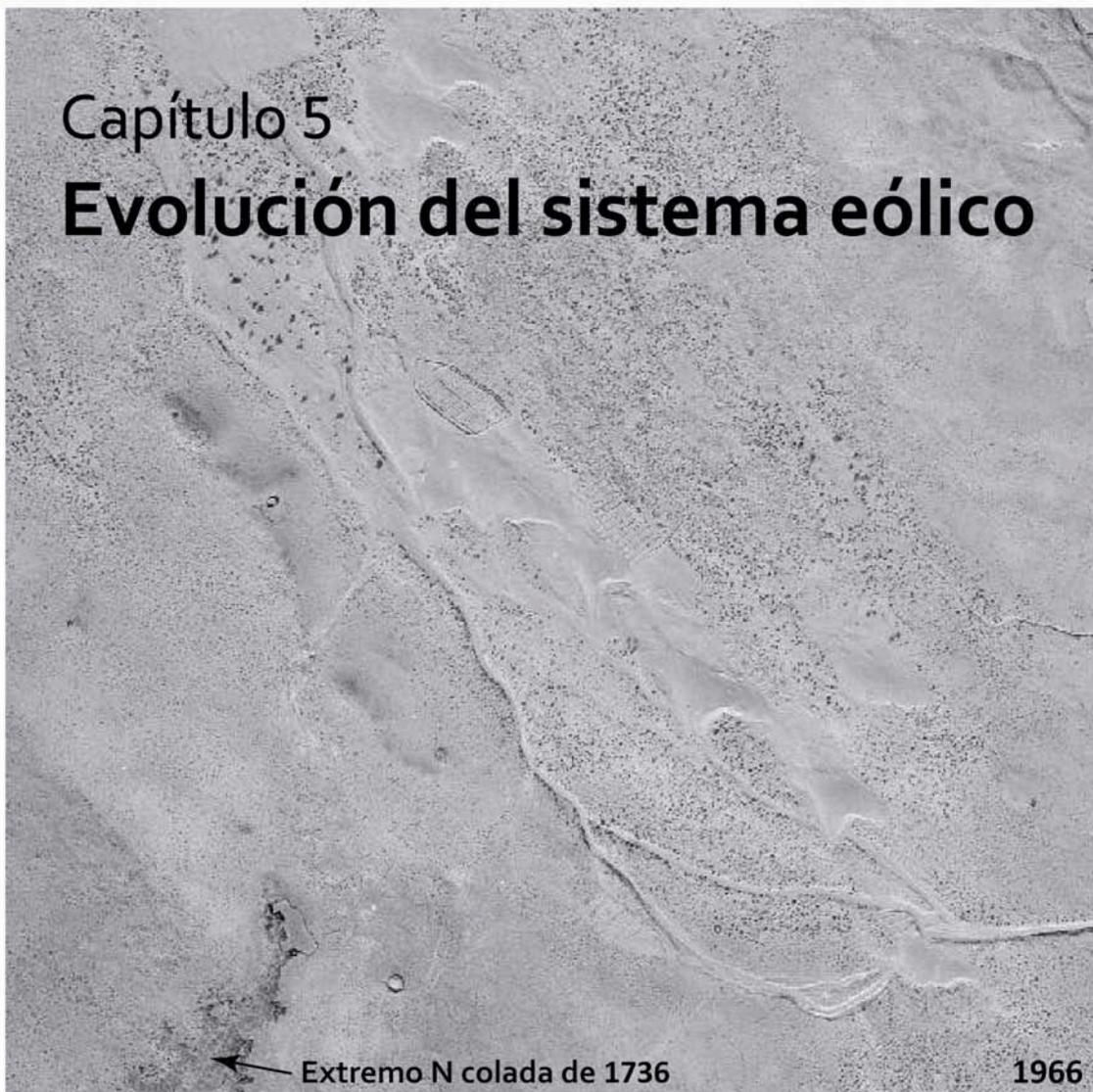


Figura 4.36. Comparación entre el registro del desplazamiento de la cara de avalancha de la DS en las distintas campañas obtenidas con GPS y con levantamiento topográfico.

Las tasas medias de avance son de 27,1 m/a a partir de las mediciones con GPS y de 26,4 m/a las obtenidas mediante los levantamientos topográficos, lo que confirma la validez de ambas metodologías.

Capítulo 5

Evolución del sistema eólico



5.1.- EVOLUCIÓN HISTÓRICA

Existen varias referencias históricas sobre El Jable de Lanzarote a lo largo de los últimos siglos. Esto se debe principalmente a que la dinámica eólica ha generado importantes problemas sobre la que ha sido históricamente una de las zonas agrícolas más productivas de la isla.

En concreto, los documentos históricos encontrados hacen referencia a los problemas que causaban las arenas de El Jable, principalmente sobre las cosechas y las poblaciones de sus cercanías entre los que destacan los dos asentamientos más grandes de la isla, Teguiise, primera capital de la isla citada en estos documentos como "La Villa de Teguiise" o simplemente "La Villa", y San Bartolomé (figura 1.7).

Siguiendo un orden cronológico de los documentos más relevantes hallados, se encuentra que a principios del siglo XVII el obispo Murga hace la siguiente descripción:

"En aquella isla hay unos grandísimos montones de arena, que van corriendo entre dos mares insensiblemente que ven caminar de manera que como las aguas son, que salen de mar y vuelven a entrar en él, y es tan grande la altura, que se podrían hundir a partes seis hombres, de allí corren a menos de una legua de la Villa".

En 1770 se relata que en la zona hay *"una sierra de arena a manera de rio que va dominando aquel término e impide la producción de pastos"*.

Sobre los problemas que causaba el avance de las arenas hacia el interior de la isla, ya en 1822 se relata *"la necesidad de impedir los daños que causa el curso de la arena blanca que llaman jable"*. Para intentar paliar este inconveniente, los ayuntamientos de Teguiise y San Bartolomé emitieron varias ordenanzas con la intención de impedir que el rio de El Jable se hiciera cada vez más ancho. De este modo prohibieron la roza de aulaga, especie que crecía salvaje y fijaba estas arenas, además de que no se cultivara en los terrenos que estaban ocupados por jable. Estas ordenanzas no fueron aprobadas por la Diputación Provincial, entre otras cosas porque los propietarios particulares protestaron por la imposibilidad de cultivar en la zona.

Sin embargo, hubiera sido muy deseable que se aprobaran dichas ordenanzas, pues prohibir la roza de la aulaga no es algo trivial. De hecho, parece ser que entre los años 1800 y 1830 escaseó el material combustible para los hornos de cal, actividad de gran importancia en la época que además utilizaba el caliche existente en la zona y sus alrededores, por lo que la población recurrió a la tala de la vegetación de la zona norte de El Jable, dejándola yerma. La pérdida de cobertura vegetal produjo una removilización del sedimento, lo que favoreció un transporte hacia el sur llegando a enterrar pueblos

enteros, entre ellos Fiquiniego que es uno de los asentamientos aborígenes más importantes de El Jable (Hernández-Pacheco, 1909; De León *et al.*, 1990; Perera, 2004).

En 1830 el párroco de San Bartolomé, Baltasar Perdomo, dibujó un croquis de la zona donde señaló los límites de El Jable en 1800 y las zonas cubiertas, tanto por manto eólico como por dunas (Hernández-Pacheco, 1909). En dicho croquis se señalan: zonas donde al ensancharse el paso de las arenas quedaron enterradas casas y cultivos; la localización de la vegetación que evitaba que el sedimento fuera transportado hacia el sur; e incluso apunta propuestas de gestión para contener el avance del sedimento hacia las casas y poblaciones cercanas. La leyenda de dicho croquis se encuentra en el pie de la figura 5.1.

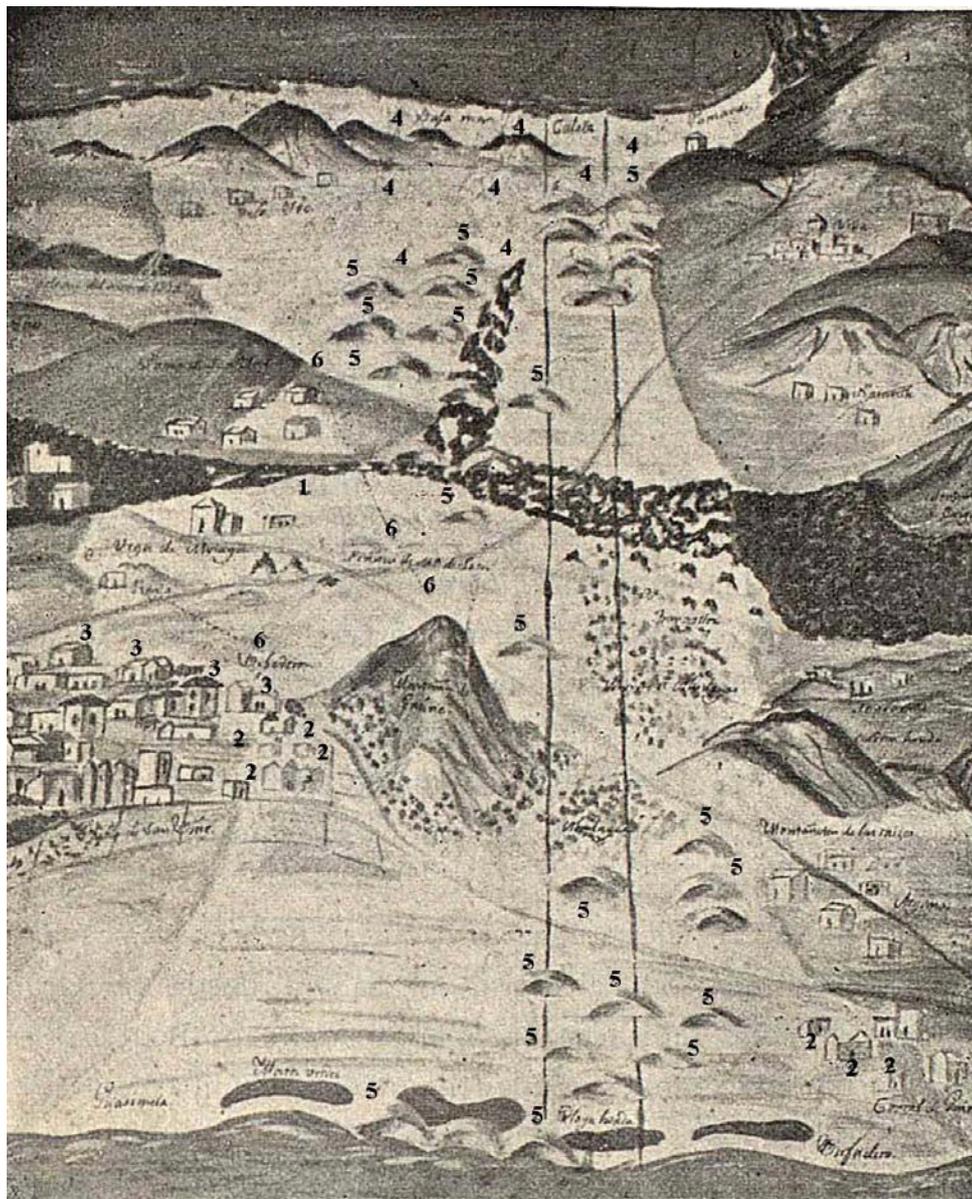


Figura 5.1. Croquis de Baltasar Perdomo, modificado de Hernández Pacheco (1909). Leyenda: (1) *Lo que fue Mozaga y donde en 1830 solo quedaba la ermita y un vecino, y los demás se han pasado sobre el volcán;* (2) *Casas ya arruinadas por las arenas;* (3) *Casas donde ya tocan las arenas;* (4) *Campos que se hallaban cubiertos de arbustos que impedían que las arenas que arrojaban y arrojan las playas de la Caleta y Famara se extendieran y que han sido desmontados;* (5) *Montañas de arena movediza que llamamos médanos;* (6) *Donde deben hacerse paredes de dirección.*

Por otra parte, se observa que la colada de 1736 está semienterrada. Esto indica que el manto eólico no tenía gran espesor y que la gran cantidad de sedimento que atravesaba la isla era transportado en forma de dunas. Como se observa en dicho croquis, existían dunas al este y oeste del brazo norte de la colada así como sobre ésta. También señala dunas al sur de la zona donde se bifurca la colada y entre Monte Mina, Zonzamas y la costa sur, donde dibuja dunas en el mismo litoral (figura 1.7).

Entre junio y julio de 1907 el profesor Eduardo Hernández Pacheco realizó una expedición científica a Lanzarote y las isletas canarias de La Graciosa, Montaña Clara, Alegranza y Lobos. Este detallado estudio geológico recoge una amplia descripción de El Jable (Hernández-Pacheco, 1909).

Según esta descripción *"el manto de arenas móviles tiene, por lo general, poco espesor puesto que entre él asoma la corriente de lava destacada del gran campo formado por las erupciones del siglo XVIII cubiertas por El Jable. Sin embargo en algunos sitios estas arenas se acumulan en gran cantidad formando médanos"*. Y comenta que en el viaje que hicieron a la isla en Junio de 1907 existía, en la carretera que une Arrecife con Yaiza, *"un médano de forma perfecta de media luna, de un centenar de metros de largo y alto de 14 a 16"*.

En relación a las características del sedimento, el autor lo describe como *"...blancas y diminutas laminillas, resultantes de una intensa trituración de conchas, no percibiéndose entre las partículas ninguna que muestre el característico brillo vítreo del cuarzo. Se nota tan solo tal o cual granillo negro o parduzco consistente en particulillas de lava o basalto del suelo de la isla. Es una arena fina, blanca y mate, de granos muy uniforme que rara vez pasan del milímetro"*. Esta descripción no corresponde con la composición del sedimento actual de la zona donde se localizan las dunas barjanas, como se ha indicado en el capítulo 3, que presenta entre un 30-60% de material carbonatado. Este dato podría señalar un cambio en las características de los aportes de sedimento marino al sistema, si bien al no tener análisis del material de esta época ni la zona exacta donde se realizó esta observación, queda como mera hipótesis.

En lo relativo a la agricultura, Hernández-Pacheco en sus textos señala que al contrario de lo que se pueda pensar y de acuerdo con los estudios del señor Pereyra (Pereyra-Galviatti, 1907), este arenal no es ni estéril ni improductivo, sino que tiene una gran importancia agrícola, debida principalmente a que guarda la humedad. La lluvia es muy escasa y no existen arroyos ni casi manantiales, lo que obliga a almacenar, para cubrir las necesidades de los ganados y las personas, el agua de lluvia en *aljibes* y grandes depósitos al aire libre llamados *maretas*, siendo la más célebre de entre estas últimas la situada en la Villa de Teguisse.

Hernández Pacheco recogió en 1908 parte de la información de su viaje en dos mapas geológicos. El primero de ellos, representado en blanco y negro (figura 5.2), es en

realidad un mapa geomorfológico donde muestra la topografía y los límites de El Jable, así como las dunas existentes (Hernández-Pacheco, 2002). En él se observa que la ubicación de las dunas es bastante parecida a la que reflejaba el croquis de 1830.

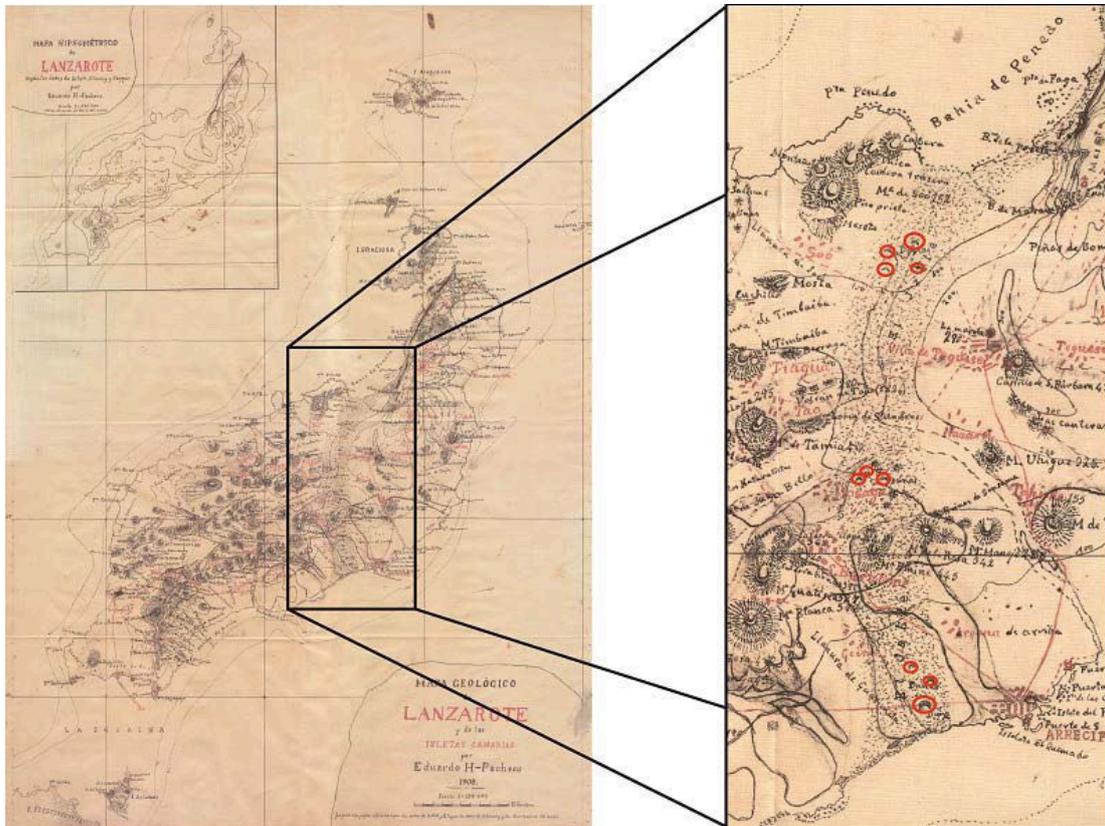


Figura 5.2. Mapa geológico modificado de Hernández-Pacheco (1909). Los círculos rojos señalan la localización de las dunas barjanas existentes.

El otro mapa está representado en color y señala los materiales geológicos superficiales de la isla en el que se realiza la primera diferenciación encontrada de sedimentos que cubren El Jable, separando las "arenas calcáreas voladoras" de la mitad este, de lo que él define como "formación subaérea con pseudo-fósiles" y "lavas viejas muy alteradas o tobas de proyección" del oeste (figura 5.3). Como ocurría en el croquis de 1830 anteriormente mencionado, Hernández-Pacheco dibuja semienterrada la colada de 1736, además de una duna de un centenar de metros de largo que se localizaba al sur de El Jable, en la carretera de Arrecife a Yaiza.

Toda esta información hace referencia a que en los siglos XVII al XIX existía un sistema eólico activo formado por dunas de gran tamaño que atravesaban El Jable, transportando gran cantidad de sedimentos a través de la isla desde la Playa de Famara hasta la costa sur alimentando las playas de esta zona. A principios del siglo XX ya se observa un cierto deterioro de este sistema de dunas, que aunque aún disponía de un número considerable de ellas ya no suponían un gran problema para la población, entendiendo que la cantidad de sedimento transportado había disminuido considerablemente.

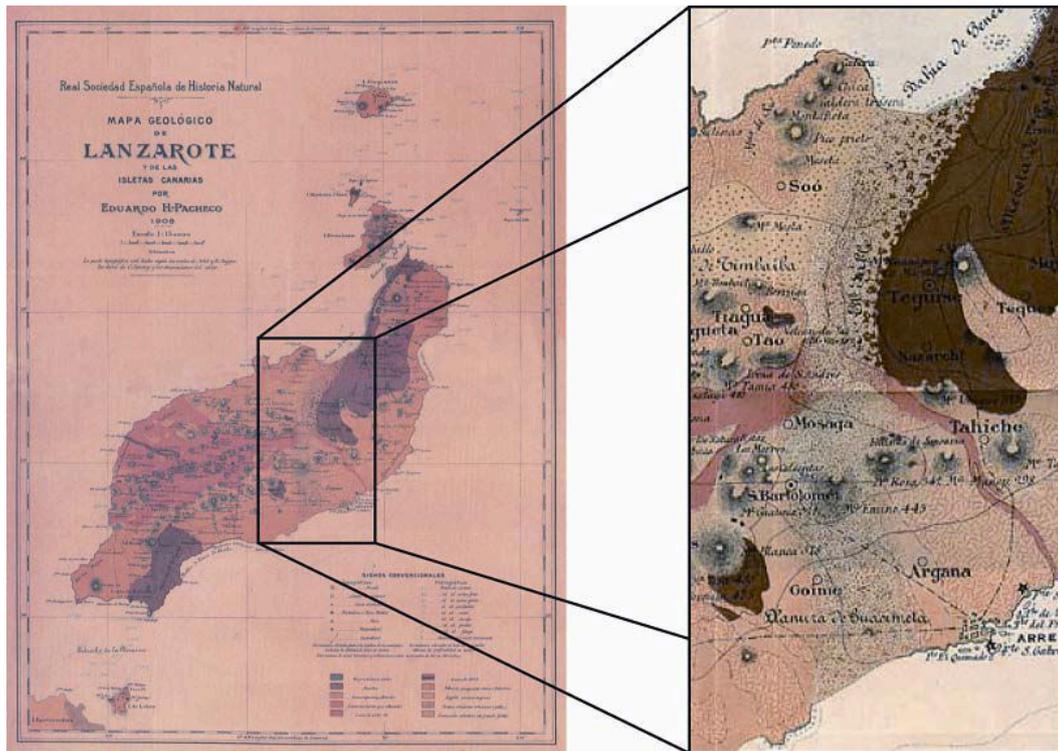


Figura 5.3. Mapa geológico modificado de Hernández-Pacheco (1909).

Por otro lado se observa, tanto en los mapas de Hernández Pacheco como en el croquis de Baltasar Perdomo, que las dunas no se disponen de forma continua, sino que aparecen en grupos a lo largo de todo el sistema. Esto puede deberse a varias causas: que estas zonas presenten una topografía que favorece la acumulación del sedimento que forma estas dunas; que la zona entre estos grupos donde no se encuentran dunas está sometida a intervenciones antrópicas de tipo extractivo por localizarse cerca de cultivos, pueblos y/o carreteras; o que los aportes se produjeran por pulsos estacionales, aportando mayor cantidad de sedimentos en un momento determinado, lo que permitiría la acumulación del sedimento y la formación de dunas.

5.2.- ESCALA RECIENTE

La evolución de El Jable desde los años 50 del pasado siglo hasta la actualidad se ha abordado a partir del estudio de varios sectores por separado. Estos sectores constituyen las zonas con las variaciones más representativas de todo el área de estudio. Los cinco sectores considerados se indican en el capítulo 2 (figura 2.8).

5.2.1.- Sector A

Este sector se localiza anexo a la Playa de Famara y es la zona de aportes marinos a El Jable. El sistema de dunas de este sector abarca un área aproximada de 0,45 km² y las

geoformas existentes son principalmente dunas en montículo asociadas a vegetación (*nebkhas*). Estas pueden presentar una cola de arena a sotavento con lo que también se les puede llamar dunas de sombra. En menor medida también se pueden encontrar ecodunas, dunas remanentes (*remnant knobs*, según Hesp y Thom, 1990) e incluso alguna pequeña y efímera duna barjana (figura 5.4). La vegetación que forma estas *nebkhas* presenta una anchura que varía entre 1 y 15 metros de ancho. En zonas donde se produce mayor acumulación de sedimentos, se forman mantos eólicos de gran potencia con dunas vegetadas en su superficie que llegan a alcanzar alturas de 4 metros. La vegetación que fija estas dunas, como ya se ha comentado en el capítulo 4, varía gradualmente desde la costa hacia el interior, siendo el balancón (*Traganum moquini*) la especie más abundante en la costa, mientras que hacia el interior de la isla van apareciendo el salado de marisma (*Sarcocornia perennis*) y la aulaga (*Launaea arborescence*), que por su menor porte originan geoformas de menor tamaño.

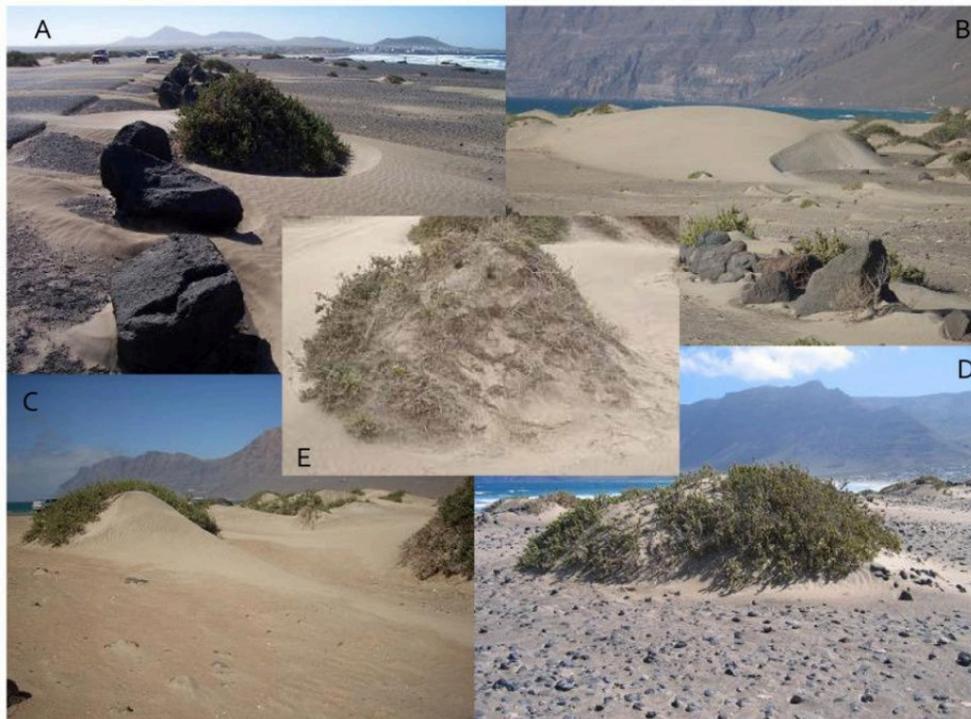


Figura 5.4. Tipos de dunas que se pueden encontrar en el sector A. A) ecodunas; B) barjana; C) duna de sombra; D) nebkha; E) duna remanente.

El estudio evolutivo del sector A abarca el periodo 1955-2008 y se ha subdividido en 5 zonas, que representan las áreas donde se han producido los cambios más relevantes (figura 5.5). De este modo, A1 es la zona oeste del sistema de dunas que incluye parte de la carretera y de Caleta de Famara; A2 se encuentra en la zona aproximadamente central incluyendo también parte de la carretera, y tiene como referencia la localización de un pozo; A3 recoge al norte de la carretera, parte del sistema que presenta menor densidad de vegetación, y al sur el campo de dunas y un nivel de arcillas; A4 señala la esquina occidental de la urbanización Famara; A5 engloba la zona al SO de dicha urbanización, que recoge parte del campo de dunas y parte de los derrubios de ladera de la zona.

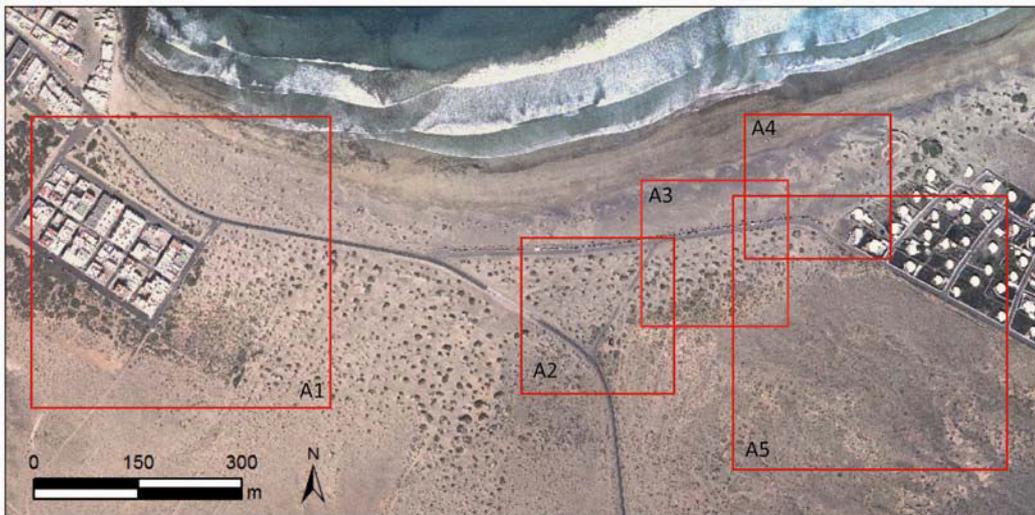


Figura 5.5. Localización de las 5 zonas seleccionadas para el estudio de evolución del sector A sobre la fotografía aérea de 2008. Caleta de Famara y urbanización Famara a izquierda y derecha de la fotografía respectivamente.

Aunque se disponía de los vuelos de 1955 y 1966, la escala (1:20000) y la calidad de las fotografías aéreas no permitieron realizar un buen análisis por zonas diferenciadas como en el resto de los vuelos. Además, en el vuelo de 1966 el área fotografiada en las distintas pasadas quedaba siempre en los bordes de la fotografía. Por ello en estos dos vuelos se analizó el sector A en su conjunto en los fotogramas sin georreferenciar. A la hora de comparar las geoformas hay que tener en cuenta que el vuelo de 2008 se realizó bajo condiciones anómalas del viento, que en ese momento era de componente sur.

En la fotografía de 1955 (figura 5.6), se observan las primeras casas del pueblo de Caleta de Famara y la carretera, de tierra aún, que unía este pueblo con Tegui. También se puede observar que la vegetación era escasa y que la arena que entraba en la isla era transportada libremente hacia el SSO. En el lado derecho de la carretera se localizan tres dunas barjanas señaladas por un círculo verde. La formación de este tipo de dunas en la zona, señala el notable aporte de sedimento y la escasez de vegetación existente.

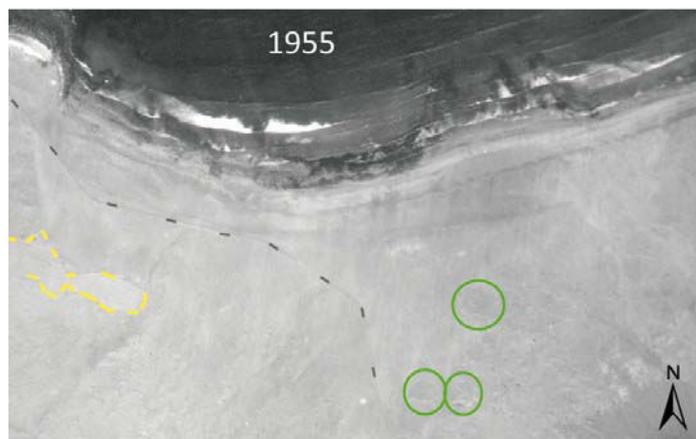


Figura 5.6. Sector A en 1955. La línea discontinua amarilla señala una zona de cultivo. La línea discontinua gris señala la carretera de tierra que llega a Caleta de Famara desde el sur. Los círculos verdes señalan la localización de 3 dunas barjanas.

En la figura 5.7, correspondiente a 1966, se observa que 11 años después se había desarrollado la vegetación, cubriendo la superficie del sector. En ella, como en el fotograma de 1955, se identifica la entrada de sedimento por las sombras lineales características en dirección SSO. En esta fotografía aérea solo se identifica 1 pequeña duna barjana muy próxima a la zona intermareal donde la vegetación es escasa.

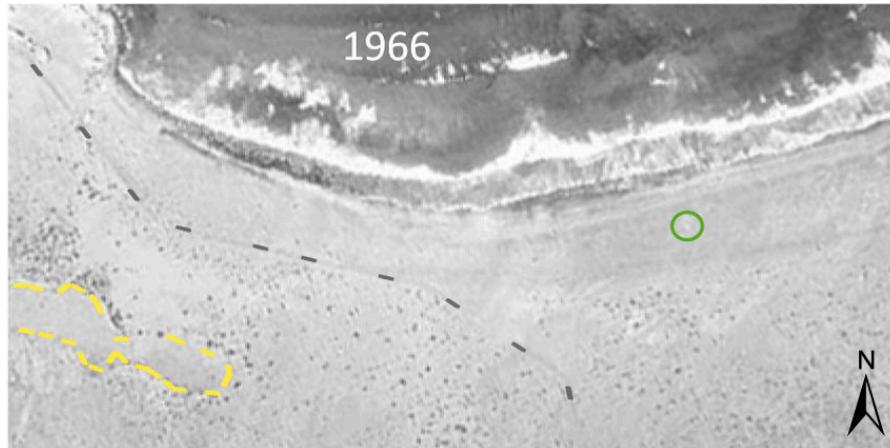


Figura 5.7. Sector A en 1966. Las líneas discontinuas amarilla y gris señalan una zona de cultivo y la carretera de tierra que llega a Caleta de Famara desde el sur respectivamente. El círculo verde señala la localización de la única duna barjana.

La figura 5.8 muestra la evolución de A1. En esta zona se observa que ya en 1977, la carretera aparece asfaltada y ha comenzado el abandono de la zona de cultivo marcada en los fotogramas anteriores, con la consecuente colonización de la vegetación de la zona. Este área de cultivo corresponde con la letra J de la figura 4.6. y el número 3 de la figura 4.24 del capítulo anterior.

En el año 1980 se encuentran las primeras construcciones de ampliación de Caleta de Famara justo al norte de esta zona de cultivo. Por otro lado se observa que en 1991 parte de esta zona de cultivo había sido limpiada. Existen dos posibles razones de ello, preparar el terreno para un nuevo cultivo, o lo que es más probable, para una nueva ampliación del pueblo, que se paralizaría debido a la Ley 22/1988, de 28 de julio, de Costas, que fue aprobada en Real Decreto 1471/1989 de 1 de diciembre de 1989. Esta última teoría se apoya en que en vuelos posteriores y hasta la actualidad no se observa cultivo alguno y sí la progresiva colonización de las especies vegetales de la zona.

En cuanto a la vegetación de la zona, el cambio más importante se produce entre 1955 y 1966, con una intensa colonización sobre el sector (figuras 5.6 y 5.7). Desde 1966 hasta 1977 parece más o menos constante, hasta que entre 1977 y 1980 se vuelve a producir de nuevo un incremento en el desarrollo de la vegetación, coincidiendo con el desarrollo urbanístico de la zona, que se mantiene más o menos constante hasta la actualidad.

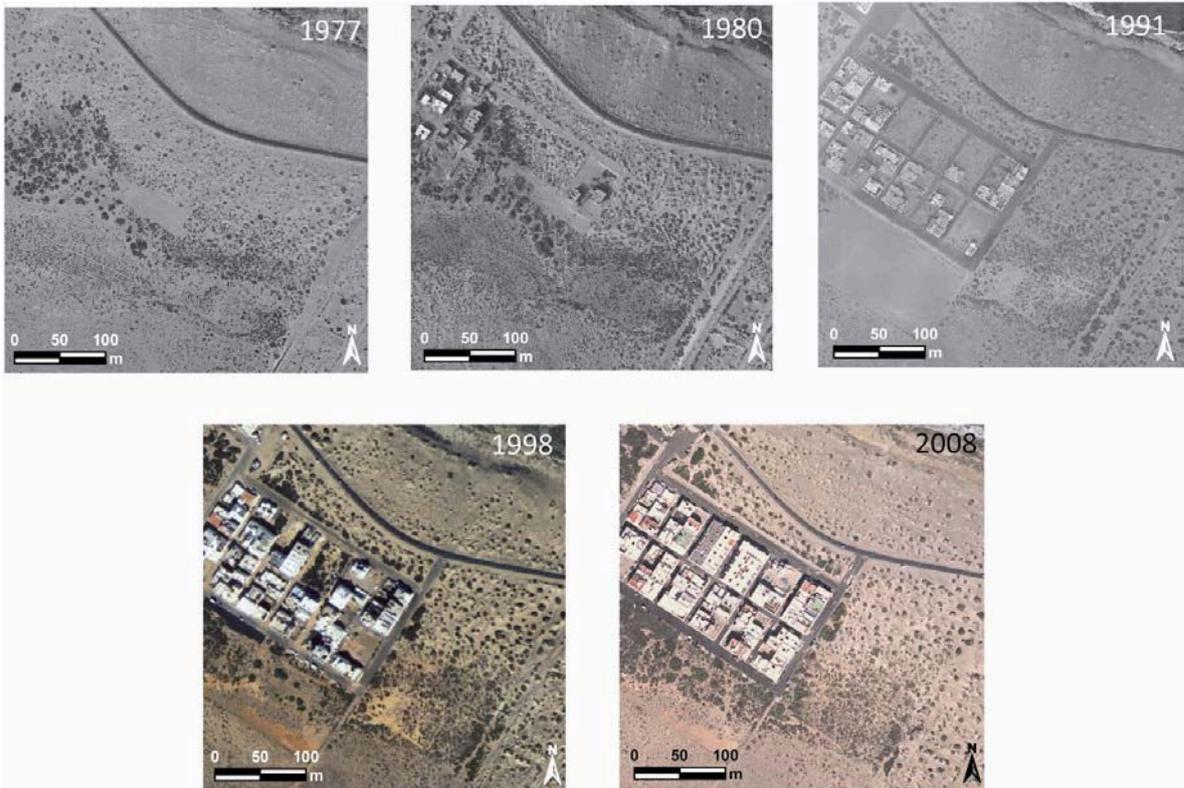


Figura 5.8. Evolución temporal de la zona A1 desde 1977 a 2008.

En la zona A2 (figura 5.9) se muestra claramente la estabilización gradual del sedimento que se ha producido en este sector.

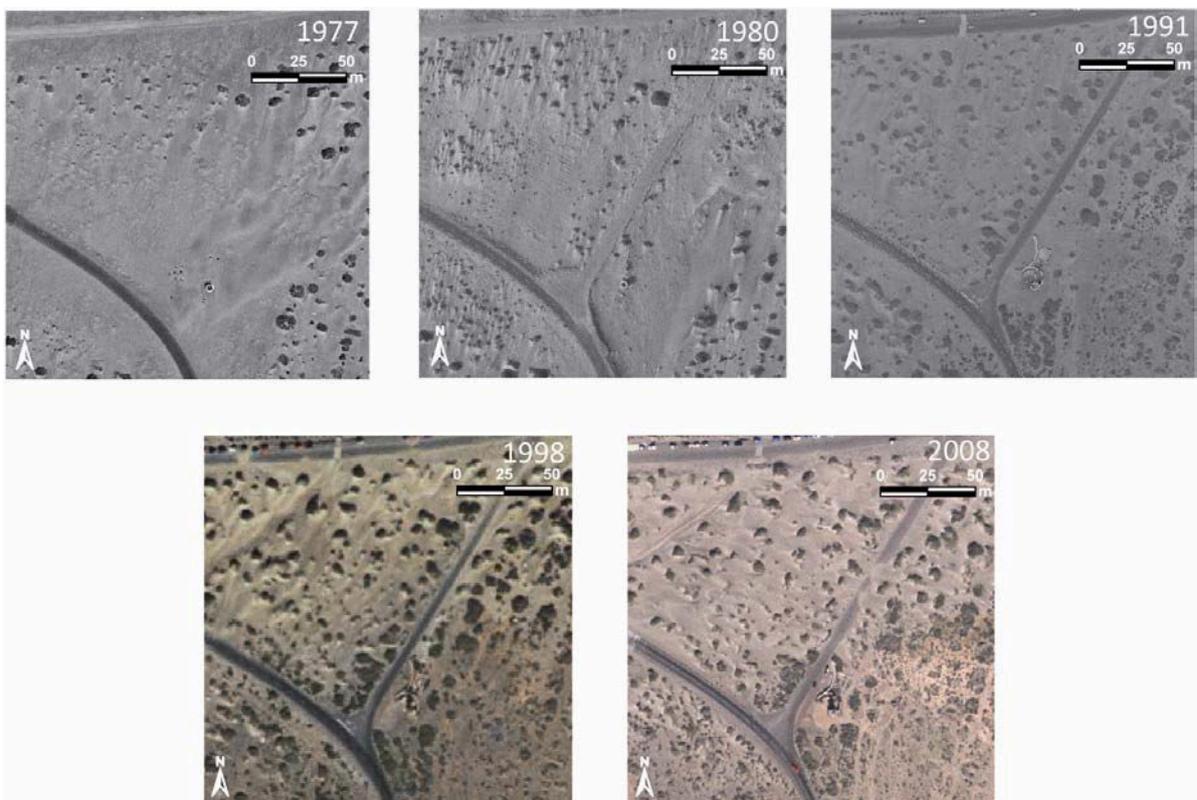


Figura 5.9. Evolución temporal de la zona A2 desde 1977 a 2008.

Aunque en el fotograma de 1966 ya aparece cobertura vegetal, en el correspondiente a 1977 se observa que parte del manto eólico sigue libre, formando grandes áreas aún sin vegetación debido a la cantidad de sedimento que circula por esta zona. Además, se observa que la carretera que une Caleta de Famara con las poblaciones del sur aparece asfaltada. A finales de los años 60 comienza la construcción de la urbanización Famara, por lo que ya en 1977 aparece la carretera (zona superior de la fotografía), de tierra en ese momento, que une esta urbanización con el pueblo. Alrededor de dicha carretera aparece una zona sin vegetación, que en 1980 aparece colonizada por pequeños pero abundantes ejemplares vegetales. Es también en ese año cuando se construye el desvío hacia la urbanización, alrededor del cual crece en mayor medida la vegetación. Desde 1980 hasta 1991 donde ya aparece toda la carretera asfaltada, la vegetación en la zona inferior de la fotografía, al sur del pozo, aumenta su porte, mientras que en la esquina SE va desapareciendo progresivamente. Esto último se debe a la disminución en espesor de la capa de sedimentos eólicos, lo que favorece la aparición de especies de menor porte, que como se ha comentado en el capítulo anterior, se corresponderían con aulagas.

En la zona A3 (figura 5.10) se observa que en 1977 había una franja de unos 25 m de amplitud a ambos lados de la carretera totalmente desprovista de vegetación. De hecho, en el zoom de este fotograma se pueden distinguir huellas de maquinaria pesada a ambos lados de la carretera.

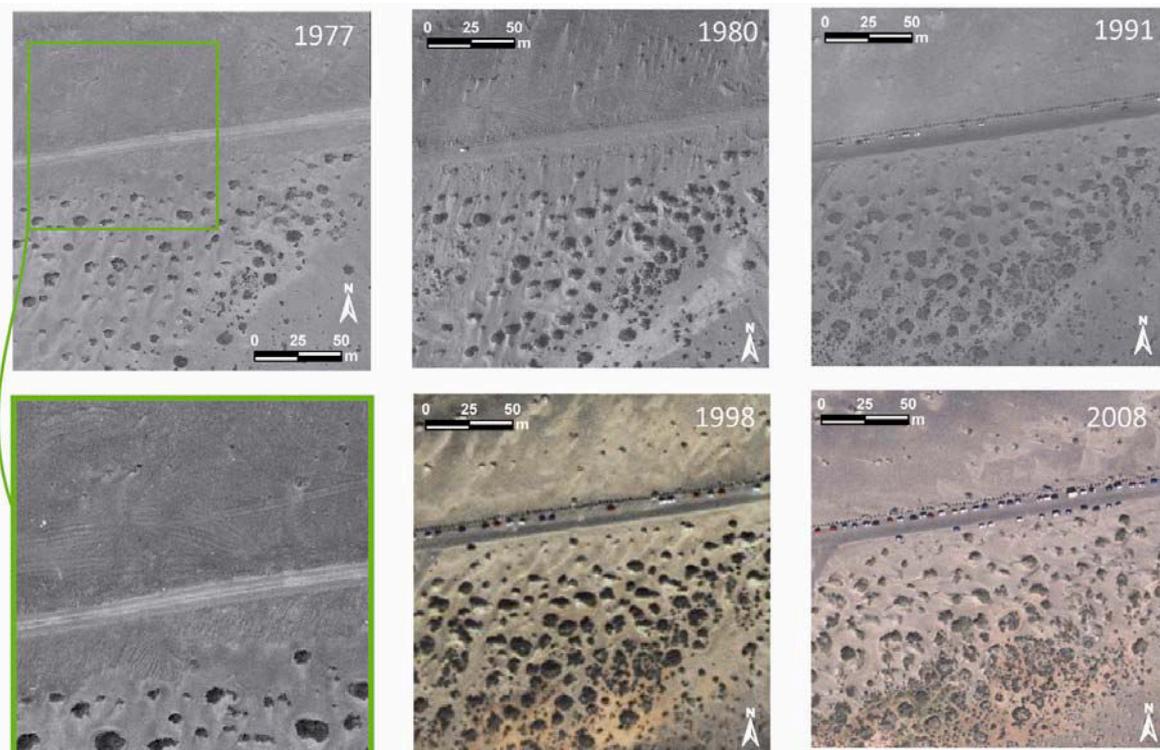


Figura 5.10. Evolución temporal de la zona A3 desde 1977 a 2008. Detalle de la fotografía aérea de 1977 en el recuadro verde.

Las huellas localizadas en el margen meridional que desaparecen casi por completo en 1980 bajo la incipiente vegetación, son casi perpendiculares a la carretera, lo que

apunta a que se hicieron, bien para arrastrar y amontonar la arena hacia el sur, ó bien para extraerla. Por el contrario, en el margen septentrional las roderas son paralelas a la carretera y en 1980 siguen siendo claramente perceptibles, lo que indica que no hay ganancia neta de materiales en esta zona y que el sustrato está formado por cantos rodados que permiten mantener las huellas casi intactas después de tres años.

Por otro lado se vuelve a observar un incremento de la cobertura vegetal entre 1977 y 1980. A partir de esta fecha se observa un aumento tanto en el tamaño de los ejemplares como en la cobertura vegetal, sobre todo en la zona inferior de la fotografía que se desarrolla sobre un sustrato arcilloso.

Como ya se ha comentado, la construcción de la urbanización de Famara comenzó a finales de los años 60. En la figura 5.11 se observa como la urbanización fue construida sobre el manto eólico (más claro) que se formaba en la zona con la entrada de sedimentos desde la Playa de Famara, irrumpiendo así en la dinámica sedimentaria natural de la zona. A partir de la construcción de esta urbanización, el sedimento que entra queda atrapado en la zona más próxima la playa, modificando además el sistema de dunas de su entorno.

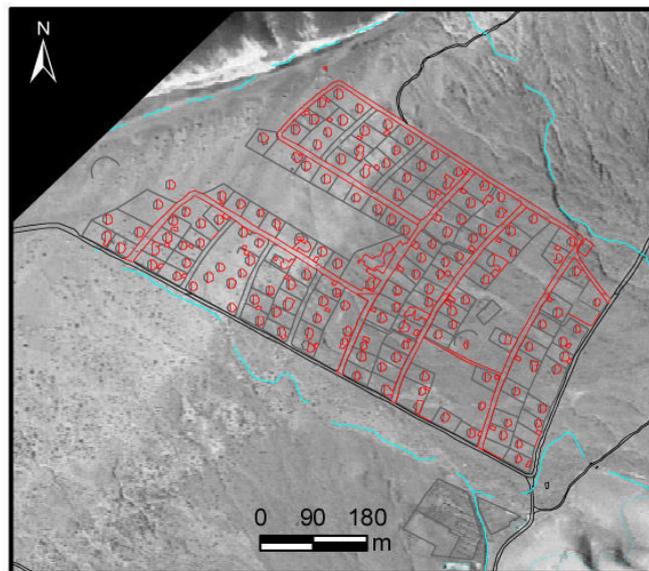


Figura 5.11. Cartografía de 1998 de la urbanización Famara y sus alrededores sobre fotografía aérea de 1966. Contorno de la urbanización en rojo, carreteras y caminos en negro, construcciones varias en gris y red de barrancos en celeste.

En este sentido, en la zona A4 (figura 5.12) se observa como el sedimento entrante se acumula en el muro semicircular, aunque por su disposición frente a la dirección de entrada del sedimento, la arena en esta zona sigue su curso hacia el SO. Por otro lado, la cobertura vegetal es prácticamente la misma en 1977 y 1980, salvo en la zona próxima a la urbanización donde se observa un ligero incremento tanto en el número como en el porte de los ejemplares ya existentes. Desde 1980 hasta 2008 se observa que esta zona ha perdido alguno de los ejemplares de vegetación más pequeños, si bien han aparecido algunos nuevos alrededor de la urbanización.

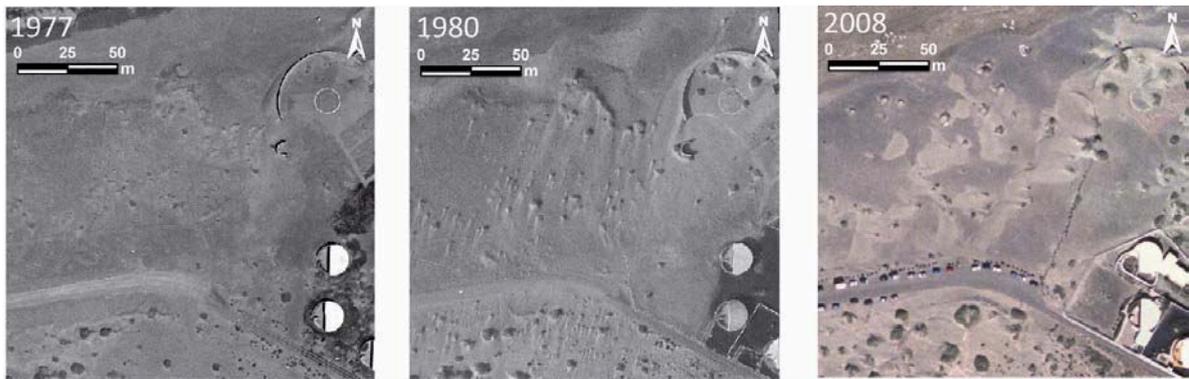


Figura 5.12. Evolución temporal de la zona A4 desde 1977 a 2008.

Por lo que respecta a la zona A5, la comparación de la figura 5.11 con la 5.13 muestra claramente como la urbanización ha creado una zona de sombra sedimentaria al sur de la misma, marcando aún más el límite entre los sedimentos eólicos marinos y los derrubios de ladera. Los cambios más significativos se dan en la esquina superior izquierda de la fotografía aérea, donde desde 1980 aparece el sustrato arcilloso comentado en el sector A3, que no vuelve a verse cubierto de sedimentos eólicos, así como el cauce de barranco que discurre paralelo al flanco meridional de la urbanización. Su repentina aparición (no existía en 1977 y está perfectamente formado en 1980), linealidad y encajamiento apuntan a que se trata de una obra artificial destinada a proteger la urbanización de posibles riadas desde los Riscos de Famara.

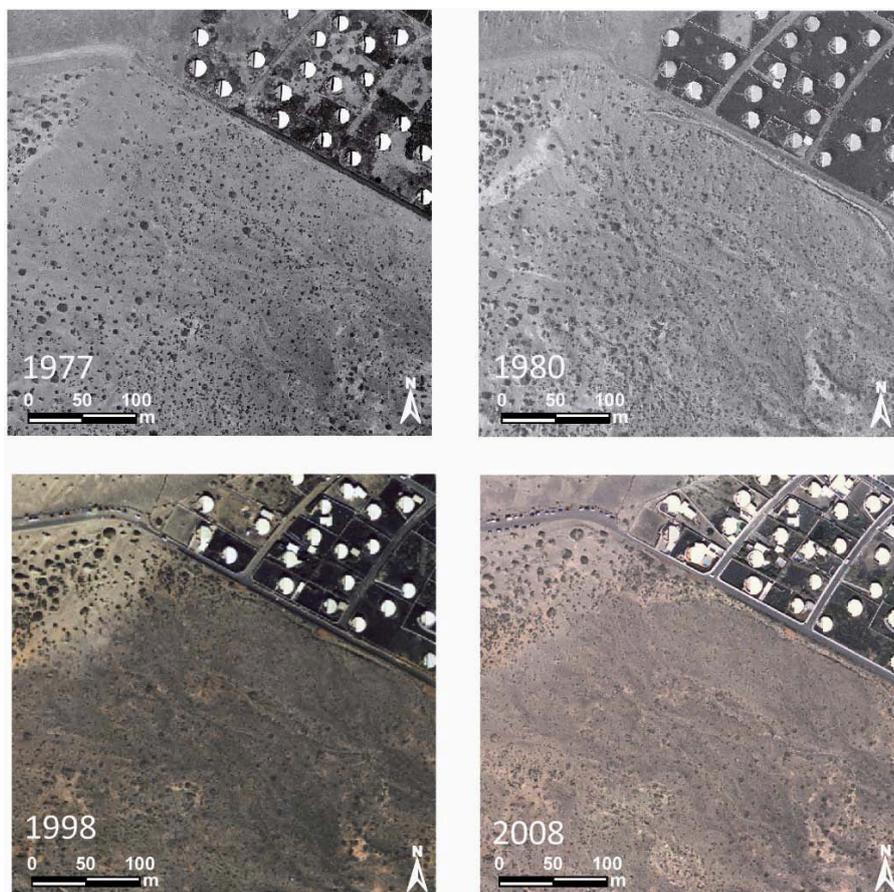


Figura 5.13. Evolución temporal de la zona A5 desde 1977 a 2008.

De esta manera, se observa que la evolución del sector A ha venido marcada tanto por la disminución de los aportes sedimentarios marinos, como por las actuaciones antrópicas llevadas a cabo en la zona.

Como se ha visto, la existencia de dunas barjanas en 1955 sugiere que los aportes de sedimento marino en este año debían de ser bastante considerables. Además, el hecho de que el manto eólico de la zona apenas tenga vegetación apunta a la existencia de un transporte eólico muy intenso. La paulatina colonización vegetal que se produce a partir de las décadas de 1960-1970, es un indicador de que los aportes van disminuyendo, permitiendo por tanto, que las especies vegetales más adaptadas puedan enraizar y prosperar en un ambiente tan hostil. Sin duda, el desarrollo de la vegetación en la zona ha sido determinante para la fijación del sedimento y el desarrollo de un sistema de dunas tal y como lo conocemos actualmente.

En cuanto a las modificaciones antrópicas realizadas en este sector, la figura 5.14 muestra dos claros ejemplos de la interferencia de la dinámica sedimentaria de la zona, debido a las construcciones realizadas tanto en la urbanización Famara como en Caleta de Famara.



Figura 5.14. Acumulaciones de sedimento en las zonas donde el transporte eólico es interceptado por construcciones. A) Urbanización Famara; B) Caleta de Famara.

Como añadido a los efectos de modificación del recorrido natural de las arenas por causas antrópicas, entre los años 1966 y 1977 se asfalta la carretera que une Caleta de Famara con el pueblo de Tegui, al sur, y lo mismo ocurre entre 1985 y 1990 con la vía que une Caleta de Famara con la urbanización del mismo nombre. Además, en la fotografía aérea de 1991 aparece una alineación de rocas de 1x1 metros de tamaño medio en el borde norte de esta carretera, colocadas para impedir la entrada de vehículos a la playa. Estas probablemente se colocaron a la vez que esta parte de la carretera (figura 5.15.A).

Otra de las actuaciones antrópicas que deterioran el sistema de dunas son unas construcciones semicirculares, localmente llamadas *goros*, realizadas con los cantos rodados de la playa, con la finalidad de protegerse del viento. Estos goros se encuentran

principalmente en la primera línea de dunas costeras a sotavento de las nebkhas, dañando sistemáticamente el ejemplar vegetal que la ha generado (figura 5.15.B).



Figura 5.15. Ejemplos de modificación antrópica. A) Grandes rocas al borde de la carretera. Invasión de arena sobre la carretera; B) goro adosado a un balcón en la Playa de Famara.

5.2.2.- Sector B

Este sector se caracteriza por presentar un manto eólico activo de potencia variable sobre el que se desarrollan pequeñas nebkhas y tres barjanas (figura 2.7), cuya dinámica ha sido analizada en el capítulo anterior (zona 3 de la figura 4.13). La evolución de este sector se ha centrado principalmente en los cambios que se han producido en el sistema de dunas barjanas de la zona a lo largo de las últimas décadas (Cabrera y Alonso, 2009).

Analizando los fotogramas de los distintos vuelos y digitalizando los contornos de las barjanas en cada uno de ellos, se observa que el sistema eólico ha experimentado una notable disminución en el número de dunas (figura 5.16) y una estabilización en el sedimento móvil.

En el año 1955 se observa que este sistema estaba compuesto por 28 dunas, además de varias zonas con láminas de arena no vegetadas. Estas últimas se diferencian claramente en los fotogramas como una mancha clara sobre áreas de cultivos o zonas vegetadas más oscuras, y que no presentan un relieve considerable ni caras de avalancha. Ya en este año no se observan dunas en el lado oeste de la colada de lava de 1736 de las que se tiene constancia hasta 1907 (Hernández-Pacheco, 1909).

En el año 1966 el número de barjanas disminuye a 22 y las láminas de arena que aún están presentes se encuentran más difusas debido al crecimiento de la vegetación. Ya en el año 1990 el sector solo presenta 4 dunas, estando las dos más meridionales muy próximas entre sí. A partir de 1998 únicamente se diferencian 3 dunas.

En los cuatro últimos vuelos, este sector se presenta más vegetado y apenas se encuentran evidencias de las grandes zonas cubiertas por láminas de arena que se mostraban en el vuelo de 1955.

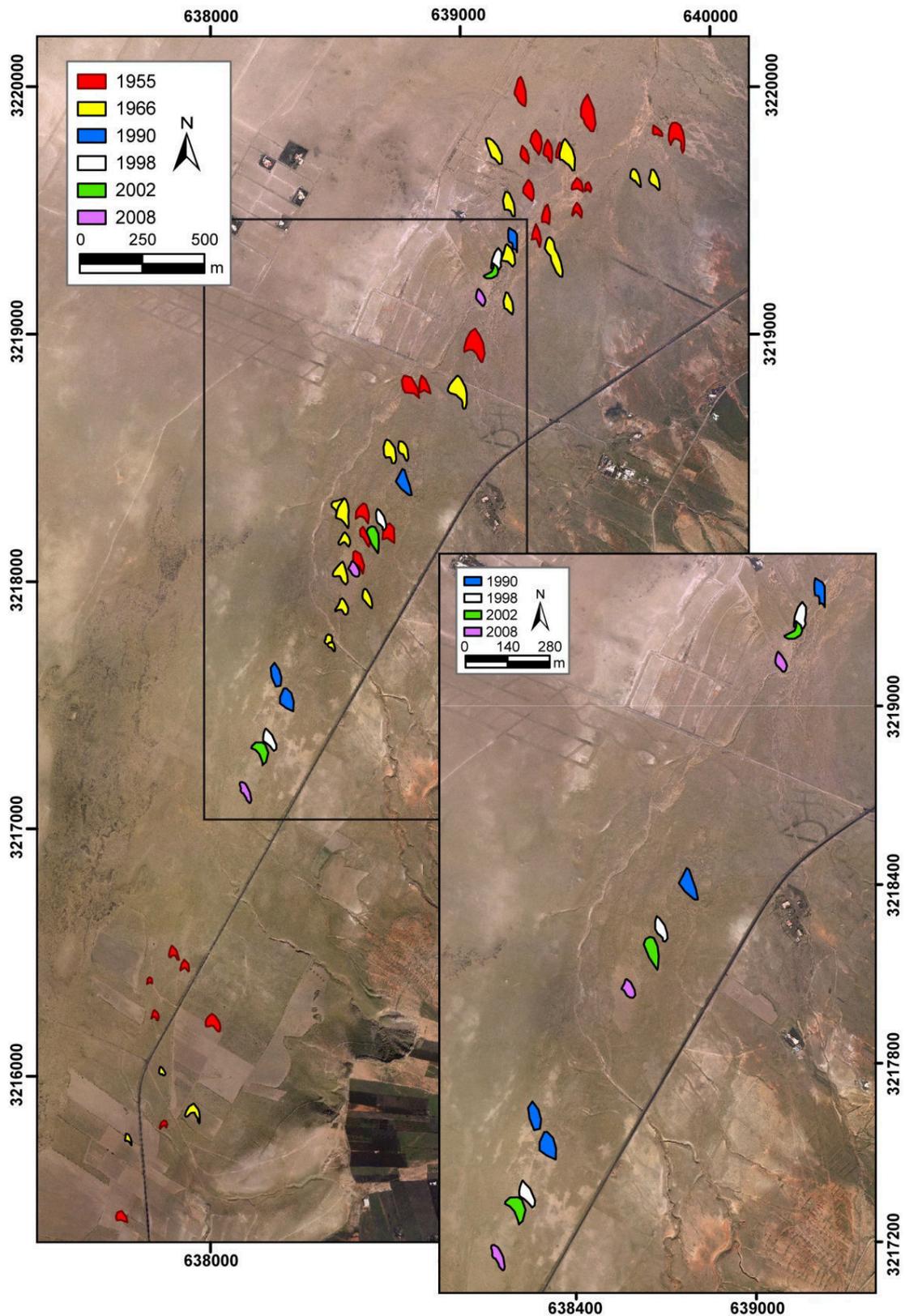


Figura 5.16. Digitalización de las dunas del sector B en el periodo 1955-2008 sobre ortofoto de 2008. Zoom de la zona en la que se representa solo la evolución de las dunas que existen en la actualidad.

Varias son las causas que podrían ser responsables de la desaparición de las dunas: a) pérdida de sedimentos y dunas por causas naturales, entre los que se encuentran la escorrentía superficial fruto de lluvias muy intensas, la transferencia del sedimento de las

dunas hacia el manto eólico subyacente favorecido por la cada vez más densa cobertura vegetal, y que los aportes de sedimento marino al sistema sean cada vez menores. A esto se le añade, como se demostró en el capítulo anterior, que dunas móviles de volumen relativamente pequeño, experimentan pérdidas de sedimento muy significativas al tener que superar obstáculos topográficos; b) pérdida de sedimentos y dunas por causas antrópicas, siendo las principales las actividades extractivas y el trazado urbano abandonado de la zona.

Probablemente la causa real sea un compendio de todas ellas, aunque las que parecen más determinantes en esta desaparición son la falta de aportes, combinada con la retención progresiva del sedimento por la vegetación de la zona, todo ello potenciado por las extracciones puntuales de áridos.

Por otro lado, la evolución del número de dunas presenta 2 períodos claramente distintos (figura 5.17): a) entre 1955 y 1990 desaparecen un total de 24 dunas con una tendencia casi lineal. De haber proseguido esa tendencia, las dunas barjanas libres habrían desaparecido por completo alrededor de 1995; b) desde 1990 hasta la actualidad sólo ha desaparecido una duna. Esto se debe probablemente a que las dunas que primero desaparecen son las de menor volumen, que son más fácilmente erosionables.

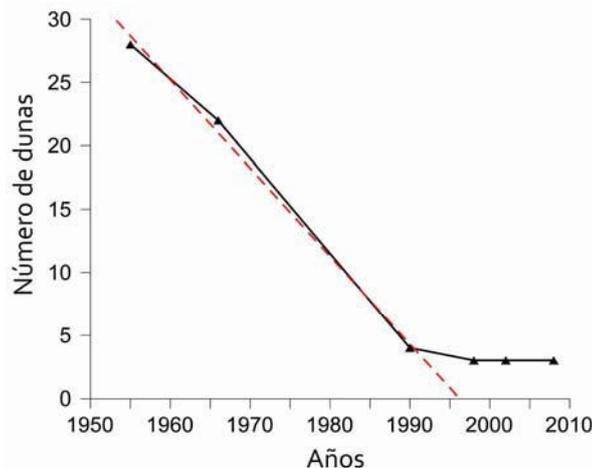


Figura 5.17. Evolución del número de dunas desde 1950 a 2008.

En cuanto a la disposición espacial de estas dunas, siguen una clara alineación NNE-SSO (figura 5.18), lo cual es reflejo de los vientos dominantes y de la orientación de los Riscos de Famara, que con sus 670 m de altura máxima constituyen un resalte topográfico que sin duda contribuye a generar un flujo de viento de dirección muy marcada. No obstante, hay dos irregularidades en esta alineación general:

a) en el extremo septentrional esta alineación se ensancha hacia las proximidades de la Playa de Famara, lo cual, unido a la aparición de barjanas en el sector A en 1955, corrobora que dicha playa ha sido la principal zona de aportes sedimentarios a partir de los cuales se generaban este tipo de dunas. Además, la forma característica en V está

claramente influenciada por la topografía que favorece la concentración del sedimento a medida que se desplaza hacia el S.

b) en el extremo meridional las dunas están más dispersas y la alineación general es prácticamente N-S, lo que sin duda se debe al efecto topográfico, pues en esta zona la altura de los Riscos de Famara disminuye considerablemente y el gradiente topográfico es mucho más suave. Esta modificación en la topografía origina un leve cambio en la dirección del viento, que se registra prácticamente N-S en la estación Aeropuerto-San Bartolomé (figura 4.3 y anexo II).

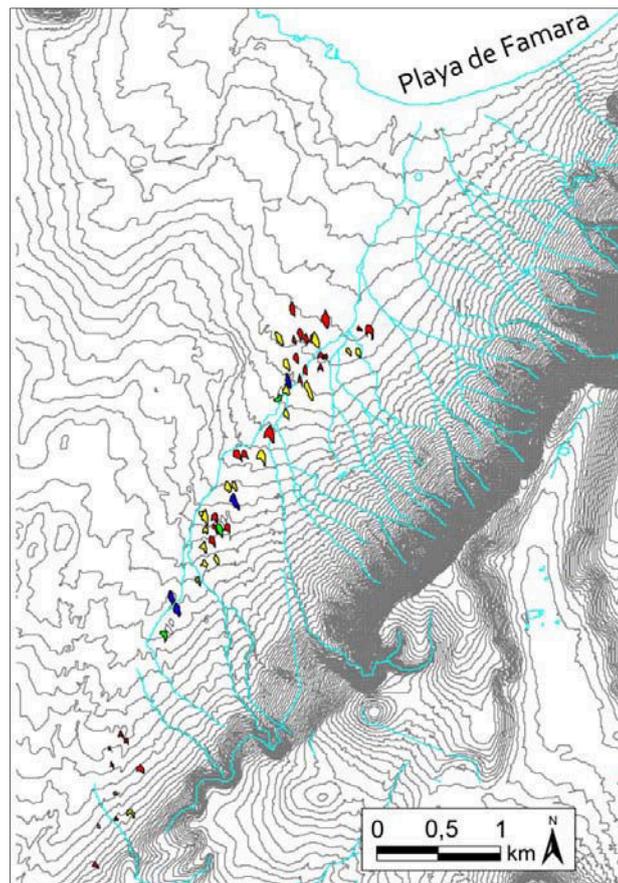


Figura 5.18. Disposición de las dunas barjanas sobre la topografía de la zona. Curvas de nivel cada 5 metros.

Una vez identificada cada duna en los distintos fotogramas, se procedió al cálculo de la tasa de avance en metros/año de cada una de ellas para cada periodo. Con el fin de mejorar el análisis, este sector se ha dividido en tres zonas según localización. De esta forma en la zona superior B1 se encuentra la evolución de la actual duna norte (DN), en la zona central B2 se encuentran las dunas centro (DC) y sur (DS), mientras que en B3 se encuentra el grupo inferior (figura 5.19).

Como se puede observar en dicha figura, no todas las dunas permanecen invariables a lo largo de los años, observándose como algunas se unen para formar nuevas geoformas, otras desaparecen, e incluso llegan a generarse algunas dunas nuevas. Por ello, para realizar el cálculo de la tasa de avance, no se han tenido en cuenta aquellas que

por distintas razones no se pudieran identificar correctamente en los años posteriores. Estos casos han sido señalados en la figura 5.19 con círculos de línea discontinua.

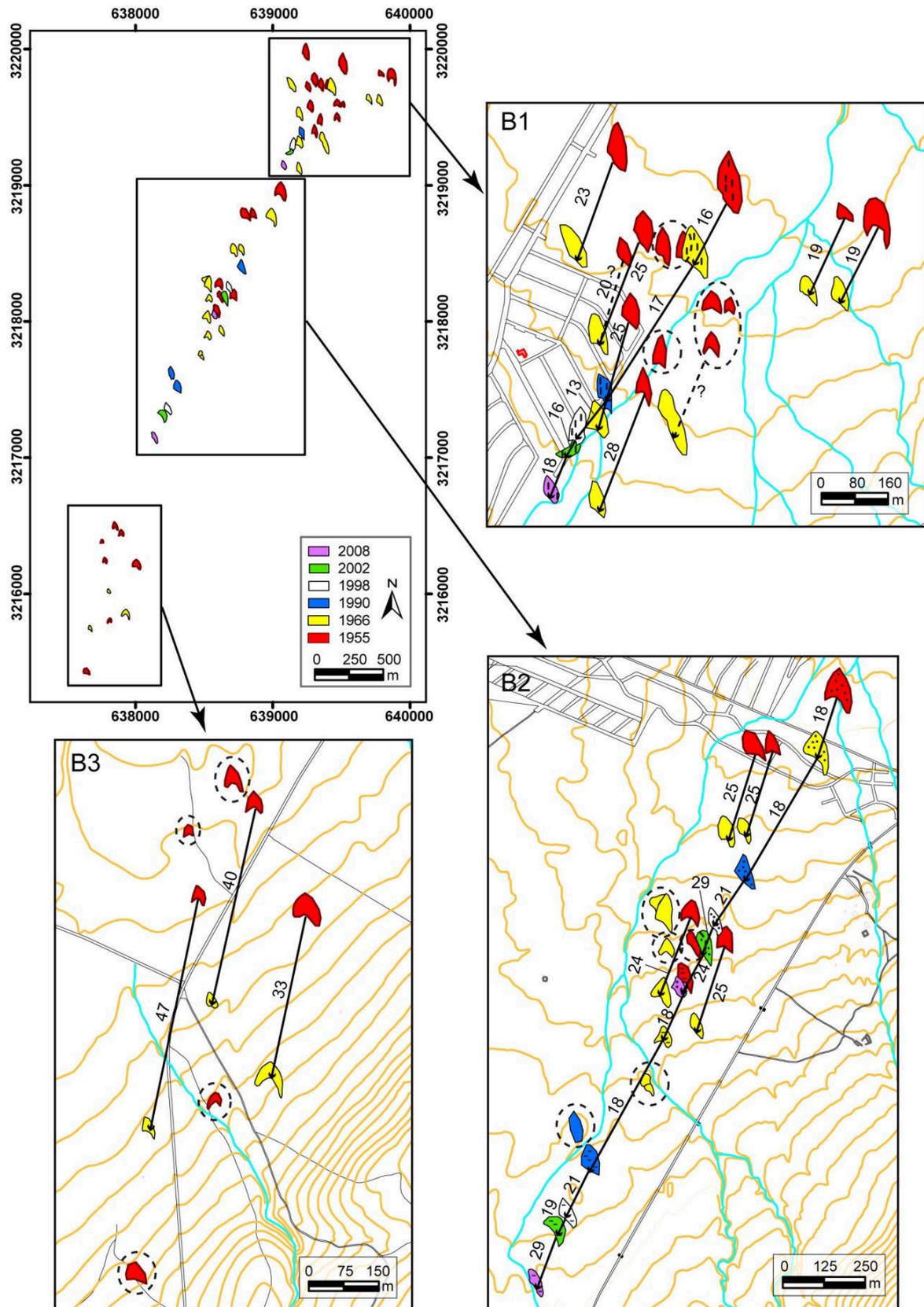


Figura 5.19. Tasas de avance de las dunas barjanas del sector B (m/a) para el periodo 1955-2008. Curvas de nivel cada 5 metros. Los contornos pertenecientes a la evolución de las 3 dunas que existen en la actualidad se han marcado con distintas tramas.

A diferencia de las tasas de avance calculadas en el capítulo anterior con GPS y levantamientos topográficos, en el que se tomaba de referencia el desplazamiento medio de cada duna durante todo el periodo de estudio (2003-2009), en este caso se optó por realizar los cálculos utilizando el punto central de las caras de avalancha (Yao *et al.*, 2007). Esto se debe a que a lo largo de un periodo tan prolongado (1955-2008), los ligeros cambios que se observaban entre 2003-2009 se acentúan y el cambio en la dirección del movimiento de las dunas es más significativo. Esto se nota especialmente entre los intervalos de 1955-1966 y 1990-2008, presentando en el primero una pendiente ligeramente más pronunciada. De esta manera se obtiene un dato más representativo de la tasa de avance de las dunas.

La tasa de avance media calculada para el periodo 1955-1966 es de 21,6 m/a para la zona superior (B1), 23,4 m/a para la zona intermedia (B2) y 40 m/a para la zona inferior (B3). Este aumento gradual de la tasa de avance hacia el sur se debe a la disminución del volumen de las dunas con el consiguiente incremento de la velocidad de transporte, observándose que las dunas del grupo B3 presentan menor área que las de los restantes grupos.

En iguales condiciones de viento, las dunas con mayor volumen presentan valores de transporte menores que las más pequeñas. Esto se refleja claramente en un estudio realizado en un campo de barjanas en el sur de Perú, donde se observa como algunas dunas alcanzan en su recorrido a otras de mayor tamaño subiendo por la cara de barlovento de estas, formándose dunas compuestas (Parker-Gay, 1999).

La tabla 5.1 refleja las tasas de avance calculadas para el periodo 1955-2008, para las tres dunas que siguen existiendo actualmente. La posición de la duna sur en el año 1966 no ha podido ser identificada con certeza por lo que las tasas calculadas con este año no son del todo fiables.

Periodo	DN (m/a)	DC (m/a)	DS (m/a)
1955-1966	16	18	18?
1966-1990	17	18	18?
1990-1998	13	21	21
1998-2002	16	29	19
2002-2008	18	24	29
<i>1955-2008</i>	<i>16</i>	<i>22</i>	<i>21</i>

Tabla 5.1. Tasa de avance de cada una de las tres dunas barjanas (metros/año) para diferentes periodos comprendidos entre 1955-2008, calculados a partir de la fotografía aérea.

Teniendo en cuenta las relaciones ya mencionadas en el capítulo anterior sobre la longitud, anchura y altura de este tipo de dunas, el tamaño de la DN (B1) es cada vez

menor, pero en vez de aumentar la tasa de avance como le correspondería a una morfología de menor tamaño, ésta es más o menos constante o incluso llega a disminuir entre 1990-1998.

Por otro lado, la DC y DS tienen un comportamiento más parecido entre sí aumentando la velocidad de avance con el tiempo, aunque la DC entre 1998 y 2002 presenta una tasa de migración bastante mayor que la DS.

Estas variaciones del comportamiento ideal de la tasa de avance de las dunas frente al tamaño se deben, como ya se ha comentado en el capítulo anterior, a que la DN se ve alterada por la presencia del trazado urbano abandonado y los barrancos de la zona, mientras que la DS en este periodo ha superado un obstáculo topográfico (figura 4.34).

Comparando los resultados del avance total de las tres dunas durante un amplio periodo disminuye la magnitud de los cambios puntuales que se producen en cada una de ellas, pudiendo afirmar que la DN es la más lenta de las tres por las causas anteriormente citadas, mientras que las otras dos dunas presentan valores similares debido a que no presentan grandes obstáculos en sus trayectorias.

De los datos expuestos en la tabla 5.1 se desprende que mientras la DN ha recorrido desde 1955 unos 850 metros, la DC y DS han avanzado unos 1100 metros. Considerando que desde la posición actual hasta la costa sur aún faltan más de 10 km de recorrido, se descarta totalmente que la causa de la desaparición de las dunas haya sido su salida del sistema por dicha costa, como ocurría antiguamente.

La tabla 5.2 muestra el área de cada duna desde 1955 hasta 2008. Aunque existen variaciones a lo largo de los años, en ella se puede observar que el área de las dunas muestra una disminución clara. Como ya se ha comentado, la posición de la DS en 1966 es dudosa, con lo que el área corresponde a la duna que se ha tomado en las anteriores medidas.

Año	DN (m ²)	DC (m ²)	DS (m ²)
1955	5402	5934	2191
1966	4671	5107	1811?
1990	3422	4856	3639
1998	2574	1970	2502
2002	1511	3104	3100
2008	1535	1689	1946

Tabla 5.2. Áreas (m²) de las tres dunas barjanas actuales del sector B, entre los años 1955 y 2008.

La figura 5.20 representa el tamaño medio de las dunas frente a la tasa de avance. El resultado es una tendencia general que indica que a menor tamaño mayor es la velocidad con la que se mueven las dunas. La disparidad en los datos se debe a que utilizamos el área de las dunas y no su volumen que sería lo más correcto para realizar este tipo de cálculos, y a todas las variaciones que sufren las dunas por los obstáculos del terreno.

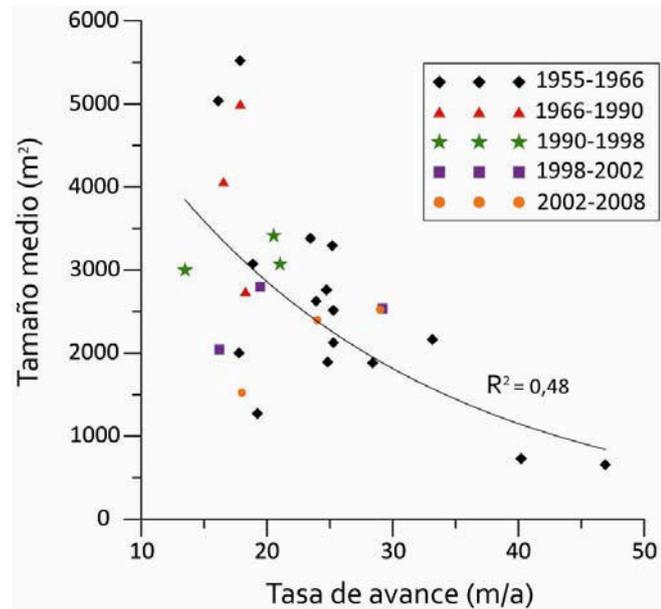


Figura 5.20. Relación entre el área media de cada duna entre dos periodos consecutivos y las tasas de avance correspondientes a dicho periodo.

5.2.3.- Sector C

Este sector se localiza al NO de El Jable, en la zona de depósitos de mayor potencia y que se correspondería con la localización del grupo de correlación B de las columnas estratigráficas del capítulo 3. Este sector lo recorren un gran número de caminos de arena, construidos con la finalidad de permitir a los agricultores llegar a los terrenos de cultivo de la zona desde los pueblos de los alrededores. En la actualidad, muchos de los cultivos han sido abandonados y la mayoría de los caminos son utilizados para la actividad extractiva que se realiza en la zona.

Aunque las extracciones de áridos comenzaron con anterioridad, seguramente coincidiendo con el desarrollo urbanístico de la isla a principios de los años '70, es en el vuelo de 1982 el más antiguo donde se ha conseguido observar claramente señales de estas extracciones. En este vuelo, las extracciones se localizan en un área reducida alrededor de la pista principal que une los dos extremos de El Jable (figura 5.21). En 1998 estas huellas aumentan su tamaño casi 6 veces y ya comienzan a extenderse hacia el norte. Ya en el año 2008, el área que ocupan estas extracciones es de alrededor de 12 veces el tamaño que tenían en 1982 (tabla en figura 5.22).

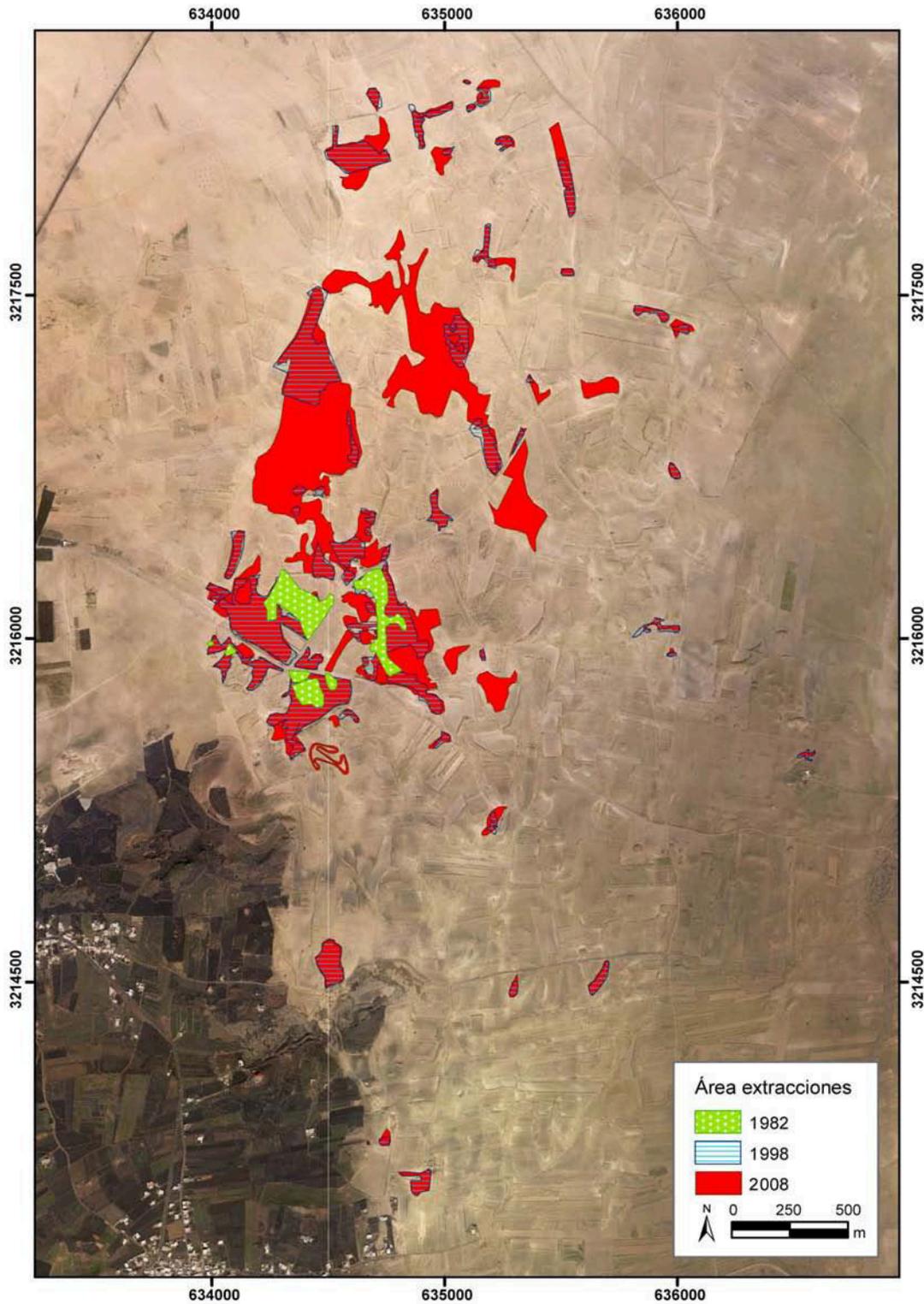


Figura 5.21. Evolución del sector C en el periodo 1982-2008.

Tomando como referencia la potencia de las columnas estratigráficas realizadas en este sector hasta el paleosuelo poligonal, que es por lo general el sustrato hasta donde llegan en profundidad las excavaciones de las áreas extractivas, se obtiene una profundidad media de 5 metros. Con esta profundidad media se ha estimado el volumen de áridos extraídos correspondiente al conjunto de huellas extractivas de cada año (tabla en figura 5.22).

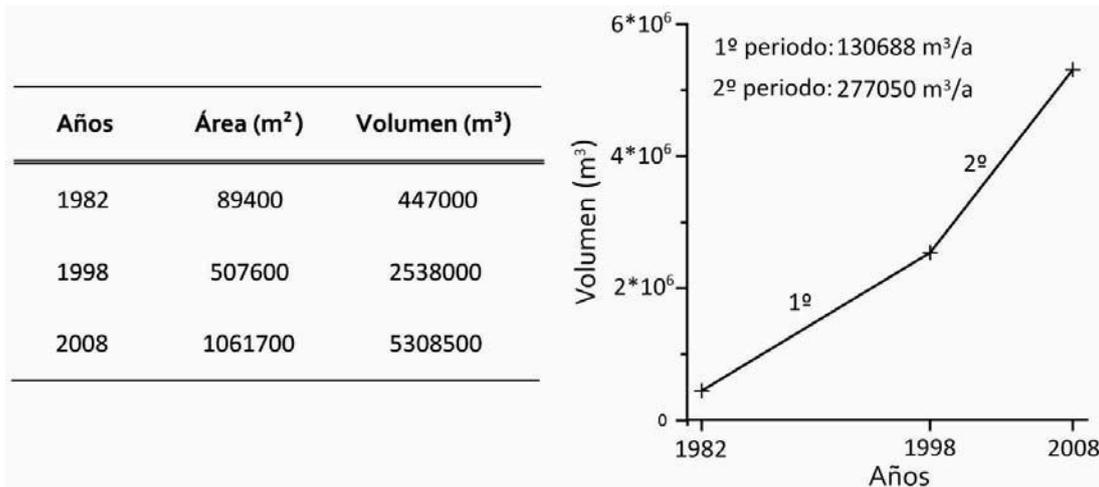


Figura 5.22. Evolución de las áreas de extracción de áridos desde 1982 hasta 2008 y estimación de volumen extraído suponiendo una profundidad media de 5 metros.

En la gráfica de la figura 5.22 resalta el cambio en la tasa de extracciones que se ha producido en la zona entre los dos periodos. Teniendo en cuenta que durante el 1º periodo el volumen extraído fue de 2.091.000 m³ y que durante el 2º fue de 2.770.500 m³, la tasa de extracciones en el 2º periodo fue de algo más del doble que en el 1º.

Si se considera un área de 3 x 1,5 km² para la zona donde se concentra la mayor parte de las huellas extractivas, se obtiene que han desaparecido en 26 años una cuarta parte de estos depósitos. Estos inmensos agujeros no se regeneran, y como se ha comentado en el capítulo 3, los depósitos donde se realizan estas extracciones guardan información, tanto paleontológica como sedimentológica, sobre la historia geológica y climática de la isla. Como añadido, se pierde parte del valor natural y paisajístico de la zona.

La información obtenida de la Dirección General de Costas y de los distintos medios de comunicación tanto provinciales como locales, confirman que los principales usos de los áridos de estas extracciones están enfocados hacia la construcción y la regeneración de algunas playas de la isla.

Un estudio realizado por el Cabildo de Lanzarote hace hincapié en cómo afecta a la integridad de los valores paisajísticos y naturales de la isla de Lanzarote la extracción de áridos a cielo abierto (Pascual y Mateo, 1998). En concreto, explica como la mayoría de las extracciones carecen de las preceptivas autorizaciones administrativas, y cuando se tienen se incumplen las especificaciones relativas a pantallas visuales, producción de polvo y ruido, etc. Además, no suele existir diseño o proyecto de extracción, lo que suele implicar un mayor daño ambiental y un menor aprovechamiento del recurso, y no se suele realizar ningún tipo de restauración o tratamiento posterior.

Por otro lado, cuando se ha redactado el Proyecto de Explotación y el Plan de Restauración, se detecta la ausencia de criterios ambientales en el diseño de explotación y en las soluciones adoptadas para su restauración.

5.2.4.- Sector D

Este sector lo forma la Playa de Famara de unos 4,5 km de longitud, cuya morfología se asemeja a la parte cóncava de una cuchara, presentando una zona prácticamente orientada E-O y otra NE-SO. Los sedimentos que componen esta playa varían estacionalmente presentando gran cantidad de cantos rodados en la zona intermareal durante el invierno, que son cubiertos prácticamente en su totalidad por arena cuando los alisios son más constantes durante los meses de verano. Además en la zona orientada E-O aflora una playa fósil.

Como ya se explicó en el capítulo anterior de forma indirecta al hablar de la vegetación, esta playa presenta una franja intermareal ancha que termina en una berma de cantos rodados donde se desarrollan las primeras dunas vegetadas (figura 5.23).



Figura 5.23. Perfil de la Playa de Famara durante la bajamar. Berma de cantos rodados marcada en línea discontinua.

Debido a la estabilidad que se observó en los diferentes vuelos analizados, se seleccionaron solo los fotogramas de los años 1955 y 2008 para realizar el análisis multitemporal de la zona. Para ello se tomó la línea de la berma de cantos, que coincidía en gran parte del sector con la marca del nivel de marea máxima.

Comparando la posición de la berma en los dos años, se observa que este sector es bastante estable, si bien existe un ligero avance en la zona D1 y un ligero retroceso en la zona D3, evidenciando una pequeña deriva litoral hacia el SO (figura 5.24). La aparente estabilidad de esta playa puede responder a que el cambio real se haya producido en el volumen de arena que llega a esa zona emergida. Al ser una playa considerablemente larga y con una zona intermareal ancha, no se hace tan evidente esa pérdida de volumen.

Por otro lado, desde 1955 ya se empiezan a ver algunos ejemplares vegetales aislados sobre el manto eólico del sector A, indicando una incipiente estabilización de la zona, si bien los aportes de sedimentos aún eran bastante considerables y permitían la formación de dunas barjanas (figura 5.6). Por lo tanto, parece ser que el transporte de sedimentos más significativo en esta playa se produce estacionalmente, con mayor cantidad de aportes en época estival, mientras que en época invernal predomina la erosión, tal como ocurre en muchas de las playas situadas en la costa norte de las islas del archipiélago canario, sin aportes netos en una escala decadal.

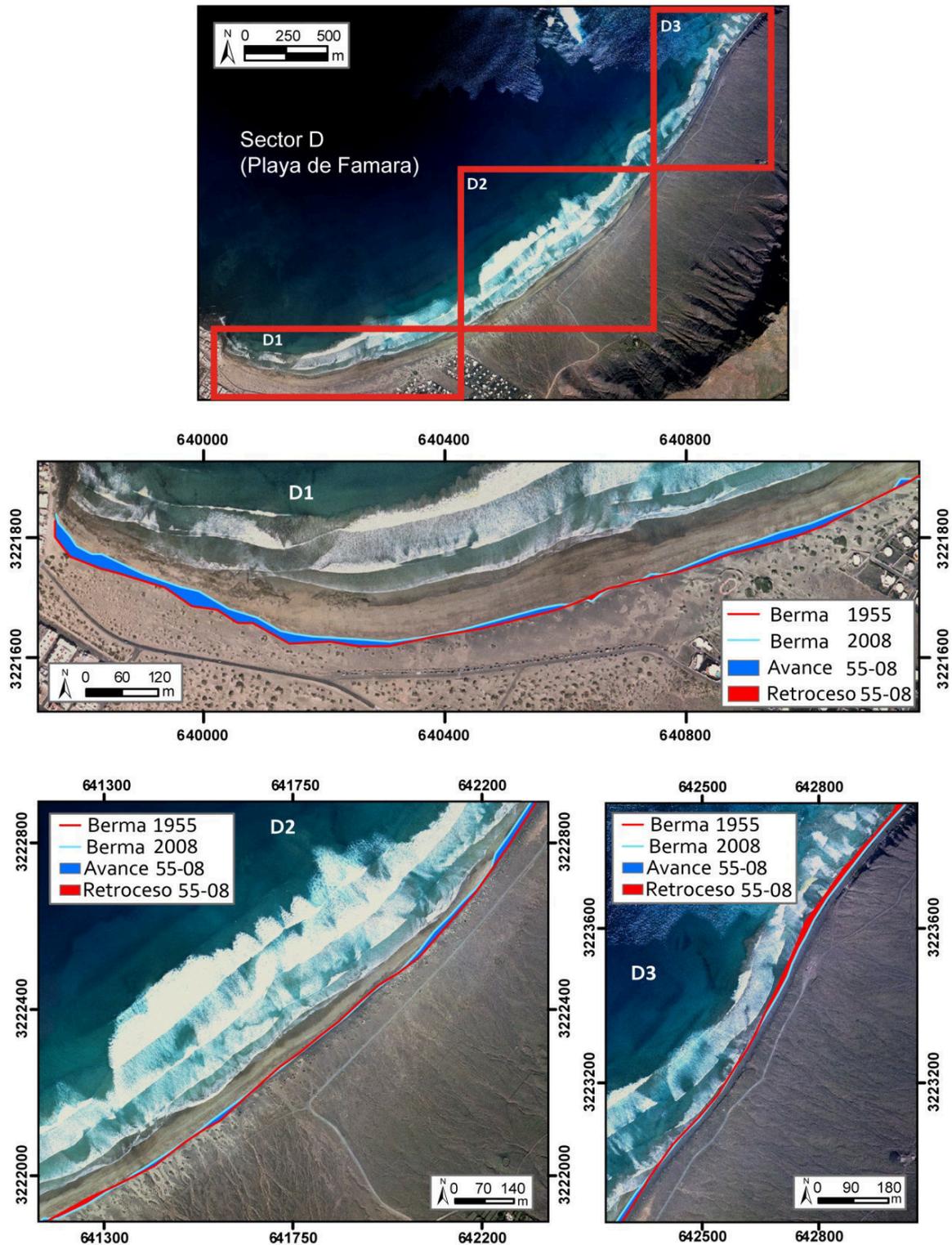


Figura 5.24. Evolución del sector D durante el periodo 1955-2008.

5.2.5.- Sector E

Este sector lo forman las distintas playas arenosas de la costa meridional de El Jable que se encuentran encajadas entre promontorios rocosos. Para llevar a cabo el estudio multitemporal se ha dividido la zona en tres partes. En el subsector E1 se localizan la zona

oriental de la playa de Matagorda y Playa Honda (figura 1.9 y 5.25), en E2 la playa de la Concha y la playa del Cable (figura 1.9 y 5.26) y en el E3 la playa de El Reducto, situada en la zona capitalina (figura 1.9 y 5.27). Después de analizar todos los vuelos disponibles se observó que el sector, salvo en los primeros vuelos, se mantenía bastante estable. Por ello, se decidió comparar el vuelo de 1955 con los de 1998 y 2008, entre los que sí se encuentran diferencias considerables.

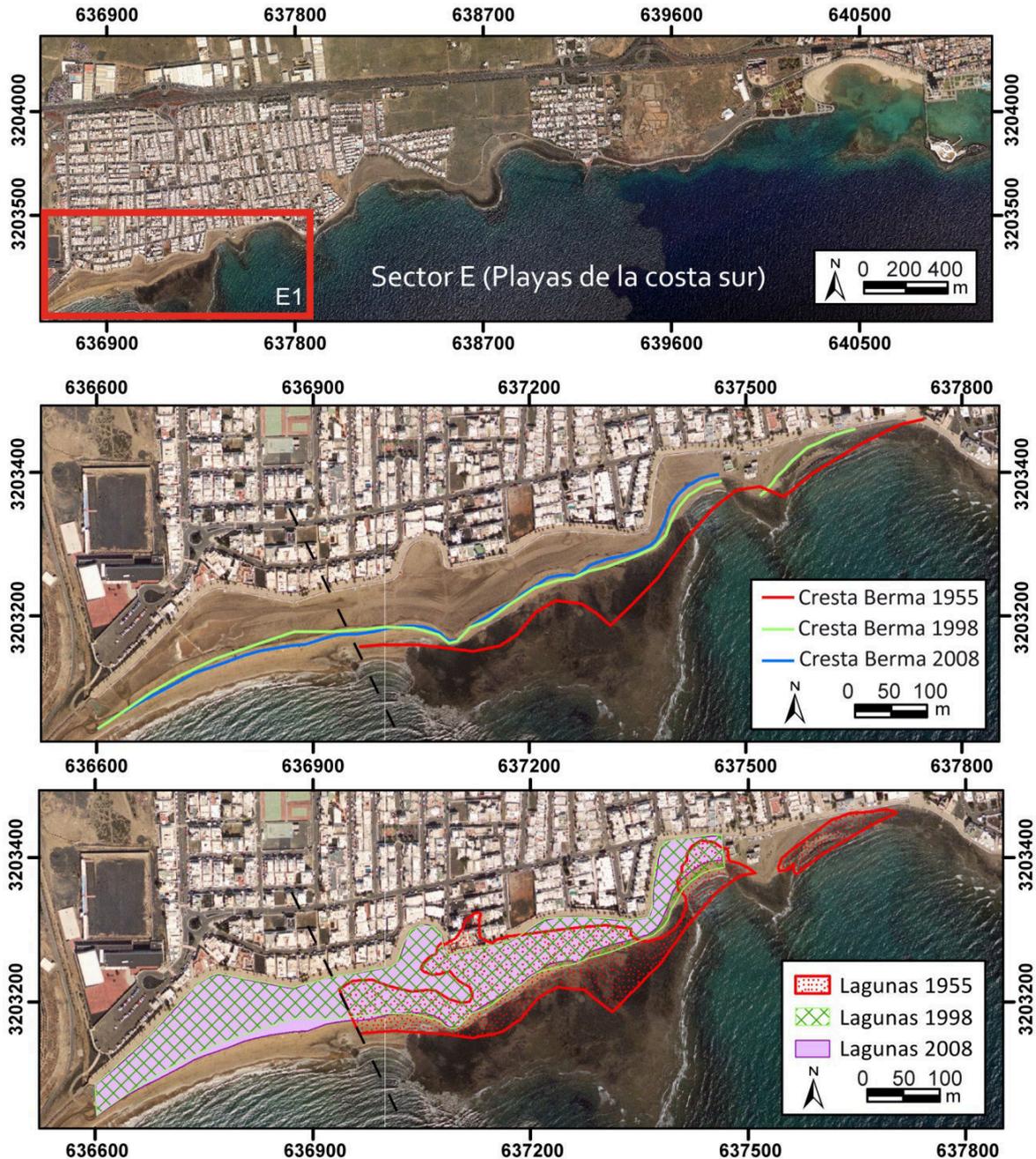


Figura 5.25. Evolución del subsector E1 (Matagorda-Playa Honda) en el periodo 1955-2008 sobre la ortofoto de 2008. La cresta de berma de la zona oriental de la playa en 1998 se encuentra en la misma posición que la de 2008. La línea negra discontinua indica el límite de la fotografía de 1955.

La posición de la berma en el subsector E1 desde 1955 a 1998 ha sufrido un considerable retroceso de 32 metros de media, mientras que entre 1998-2008 se ha

mantenido bastante constante. Por otro lado, la laguna ha sufrido modificaciones en su morfología en este periodo, debido a la construcción del paseo marítimo y la urbanización de la zona, que han encajado la playa impidiendo la libre interacción entre el sedimento de El Jable y esta. En cambio, entre 1998-2008 la laguna permanece constante sufriendo solo ligeras variaciones (figura 5.25).

En el subsector E2 se observa que las dos playas en 1955 eran más extensas que en 1998 y 2008, si bien los cambios detectados son mucho más importantes en la playa de La Concha (figura 5.26). La tabla 5.3 muestra cómo ha variado esta playa en longitud y posición relativa de la cresta de la berma en los periodos considerados. Se han calculado también las tasas de retroceso de la berma en los distintos periodos de esta playa, en la que se observa que ha pasado de casi 0,5 m/año antes de 1998 a 1 m/año después de esa fecha, si bien en este segundo periodo la longitud apenas ha variado.

Por el contrario, la playa del Cable apenas ha cambiado de morfología a lo largo de estas décadas, lo que pudiera ser debido a la ausencia de una barrera de edificaciones a barlovento de la playa, que permitiría aportes de sedimento desde la zona sur de El Jable.

De este modo, estos eventuales aportes compensarían las pérdidas por deriva litoral, que por la morfología que presenta esta playa parecen ser prácticamente inexistentes. No obstante, también cabe la posibilidad de que aunque no reciba aportes significativos desde El Jable, si en algún momento sufre procesos erosivos intensos, al ser una playa tan encajada, el sedimento permanecería en la zona sumergida dentro de la pequeña bahía, volviendo a la playa bajo condiciones de oleaje favorable. Por otro lado, también existe la posibilidad de que esta aparente estabilidad pudiera estar relacionada con regeneraciones periódicas por parte de la Dirección General de Costas en esta playa, extremo éste que se comenta más adelante.

Periodo	Variación longitud berma (m)	Retroceso medio berma (m)	Tasa retroceso (m/a)
1955-98	(-270)	20	0,47
1998-08	(+10)	10	1
1955-08	(-260)	30	0,57

Tabla 5.3. Cambios de las principales variables morfológicas en la playa de la Concha (subsector E2).

En cuanto a las lagunas, solo la playa de La Concha presenta este tipo de morfología, que en 1955 tenía un área de 14.947 m² superior a los 11.000 m² y 12775 m² de 1998 y 2008 respectivamente. El principal responsable de la diferencia de superficie entre las dos últimas fechas es la variación morfológica que sufre esta laguna.

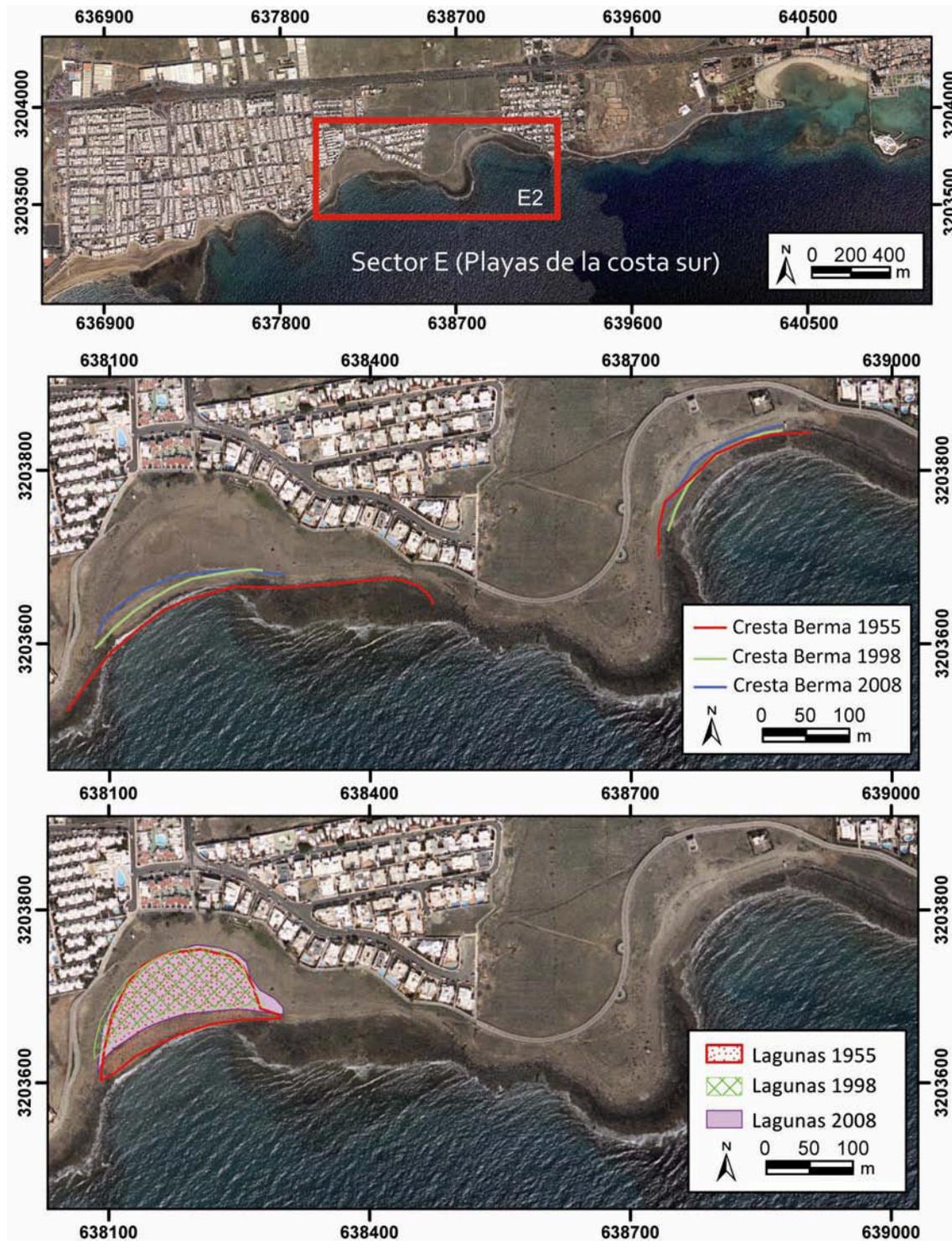


Figura 5.26. Evolución del sector E2 (playas de La Concha y del Cable a izquierda y derecha respectivamente) en el periodo 1955-2008.

En cuanto al subsector E3, la playa capitalina del Reducto ha sufrido uno de los mayores cambios de esta costa. En 1955 era una playa más extensa sin presencia de lagunas, y con una pequeña cala en el extremo occidental. Las modificaciones que se aprecian en fechas más recientes son de origen antrópico, y están motivadas por las obras de relleno en las que se ha ganado terreno al mar para la construcción de aparcamientos y zonas ajardinadas.

Estas actuaciones supusieron la desaparición de esa pequeña cala y del sector occidental de la playa del Reducto (figura 5.27).

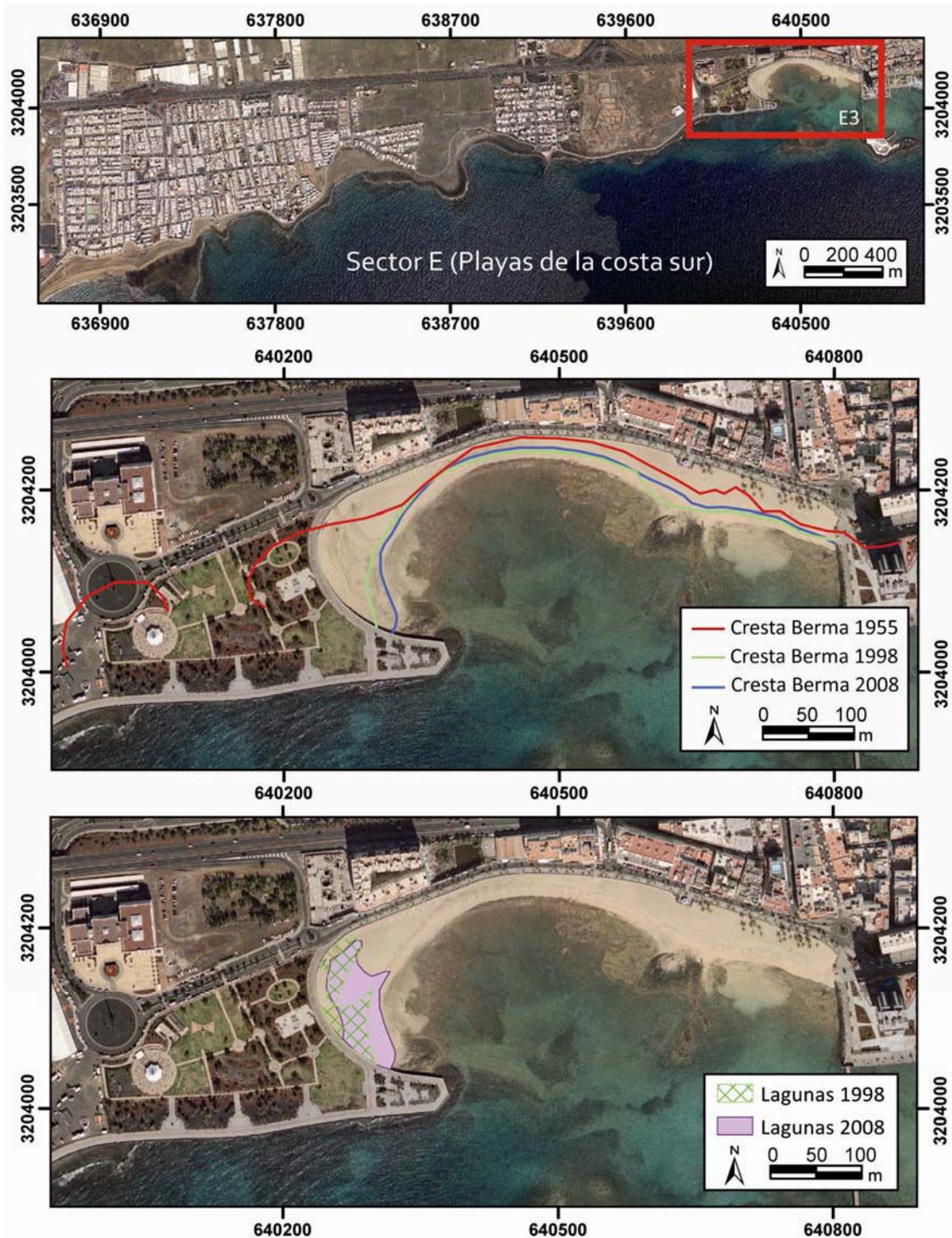


Figura 5.27. Evolución del sector E3 (playa del Reducto) en el periodo 1955-2008.

En este caso, la cresta de la berma ha avanzado en el periodo 1955-2008 una media de 13 metros, lo que sin duda está condicionado por las regeneraciones realizadas en esta playa. Entre 1998 y 2008 se observa un ligero retroceso de la berma en casi toda la playa y un avance en el extremo SO, lo que indicaría un cierto transporte longitudinal en sentido E-O. La laguna en 1998 se encuentra más hacia el oeste que en 2008 respondiendo al

cambio que se produce en esa zona en la cresta de la berma de la playa y cuya dinámica hace que se erosione el sedimento de la zona este depositándolo en la oeste.

Otro de los cambios importantes que se ha observado en este sector es la estabilización del sedimento al norte de las playas por la vegetación. Como ocurría en el sector A, en 1955 la zona se muestra casi desprovista de vegetación. En ese año la zona está completamente cubierta por parcelas agrícolas, siendo los arbustos que las delimitan prácticamente la única vegetación que se observa en la zona. Esta situación permanece en 1966, donde se reconocen las mismas casas aisladas en Playa Honda que se encontraban 11 años antes. Ya en 1977, acompañando al crecimiento urbanístico, aparecen especies vegetales colonizando las áreas de cultivo abandonadas evidenciando la estabilización del sedimento de la zona. A partir de esta fecha, la urbanización de la zona es tal que bloquea el escaso aporte que pudiera seguir existiendo desde El Jable a las playas.

Un estudio cedido por la Dirección General de Costas, analiza la evolución de las playas del municipio de Tias al sur de la isla, que incluye las playas al oeste del sector E. En este se explica que en esta zona el transporte litoral es poco relevante dada la estrechez de la plataforma. Por otro lado se aprecia un alto grado de estabilidad en estas playas, que responde a la escasa acción modeladora del oleaje y al tipo de playa que se sustenta sobre un promontorio rocoso que las condiciona a su vez, por estar encajadas transversalmente (De la Peña y Sánchez, 2006).

Si la deriva litoral en la zona tiene escasa importancia, el origen de los aportes principales de estas playas son las escorrentías que se producen ocasionalmente y el transporte eólico desde el norte. Si al hecho comprobado de que disminuyen los aportes que entran a la isla, se le suma la estabilización de los mismos por el crecimiento de la vegetación a lo largo de El Jable y el bloqueo físico al urbanizar la costa, parece evidente que las playas perderán su estado de equilibrio, y cualquier evento puntual que transporte mar adentro gran cantidad de sedimento de estas playas, cobrará importancia debido a la incapacidad de recuperación de las mismas.

Teniendo en cuenta que este sector se ha convertido en una de las zonas costeras turísticas más importantes de la isla, se ha realizado una revisión periódica para averiguar las posibles regeneraciones que han podido sufrir estas playas y que han de tenerse en cuenta en los resultados que se han expuesto.

El diario digital *lavozdelanzarote.com* ha sido el medio donde se han encontrado la mayoría de las noticias en las que se confirma la dinámica erosiva de las playas, tanto del sector A como las que se encuentran hacia el oeste. Como se ha comentado, la arena de las playas se encuentra sobre un sustrato volcánico que queda al descubierto sobre todo en momentos de erosión intensa, lo que conlleva a que las playas pierdan su atractivo

turístico. En julio de 1999 se redactó un informe para llevar a cabo la regeneración de la playa del Cable y la de La Concha, pero no se ha conseguido saber si se llevó a cabo o no. En octubre de 2009, el Parlamento de Canarias aprobó una iniciativa que instaba a todas las Administraciones implicadas a proceder cuanto antes a la regeneración de las playas de la costa este y sur de la isla. En esta iniciativa se sugería extraer arena de bancos de arenas submarinos.

De la información obtenida en la Dirección General de Costas y en los medios de comunicación se recoge que son, en muchos casos, los empresarios de la zona y las empresas que tienen la concesión de dichas playas las que promueven y realizan estas regeneraciones que no siempre siguen las normas establecidas.

En febrero de 2006 una noticia describe cómo después de que la tormenta Delta dejara sin arena Playa Flamingos, al sur de la isla, la compañía concesionaria de esta playa realizó una inyección de unos 2000 m³ de arena provenientes de la cantera de Muñique (sector C). En junio de 2008 una nueva noticia comenta que desde la Demarcación de Costas de Canarias, en respuesta a un parte de denuncia del marzo anterior, se le ha abierto un expediente al propietario de dicha empresa por "ocupación del dominio público marítimo-terrestre mediante vertidos de arena y extensión".

Uno de los grandes problemas para conocer que playas han sido intervenidas y cuando, como y de donde es extraída la arena utilizada en la regeneración, se debe a que la Dirección General de Costas lleva un registro de sus propias actuaciones, pero este registro pierde efectividad cuando se trata de autorizaciones que ellos dan a empresas, ayuntamientos, cabildos, etc., siendo esta última la situación más común en Lanzarote.

Con todo ello se resuelve que las playas más perjudicadas por la erosión son las que se encuentran al oeste del sector E, teniendo en cuenta que las playas de este sector, salvo la del Reducto (E3), parecen no haber recibido antes de 1998 aportes de sedimento relevantes que pudieran modificar el análisis realizado en este trabajo.

Capítulo 6

Propuesta de gestión de la Playa de Famara y del campo de dunas asociado



Este capítulo desarrolla una propuesta de gestión en la zona de la Playa de Famara y el campo de dunas asociado a esta. La propuesta se ha limitado a este sector por ser el único por el que se producen los escasos aportes de sedimentos marinos al sistema en la actualidad, y en consecuencia es sumamente sensible a los usos que se hagan en ella. Además, esta zona está sometida a una considerable actividad turística que agrava el desequilibrio existente en el campo de dunas.

6.1.- DESCRIPCIÓN Y USOS DE LA ZONA

La Playa de Famara y el sistema de dunas que se desarrolla asociado a ella se encuentran en el interior del Parque Natural del Archipiélago Chinijo, contando además con las figuras de protección de Lugar de Interés Comunitario (LIC) y Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA). Dicha zona se localiza anexa a la Bahía de Penedo, desde donde se produce el aporte de sedimento marino (figura 6.1).

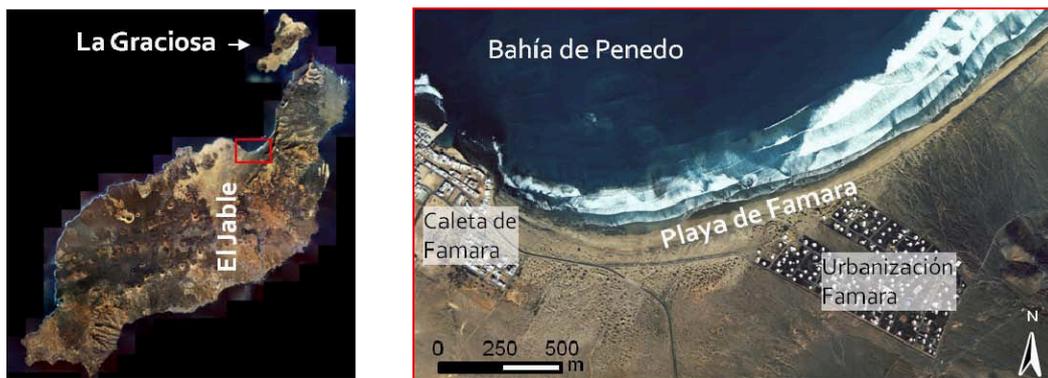


Figura 6.1. Localización de la zona.

Como se ha comentado anteriormente, la playa presenta una zona intermareal amplia debido a su suave perfil, que llega hasta una berma de cantos rodados que se mantiene durante todo el año. El sedimento en esta playa presenta variaciones estacionales que son más acusadas en la zona norte. Mientras que en época invernal, predomina la erosión aflorando los cantos rodados en la zona intermareal (figura 6.2), en época estival la arena se acumula en la playa cubriendo dichos cantos y suavizando aún más su perfil. Esta variabilidad en la llegada de sedimento a la playa coincide con los pulsos de arena que recibe la zona supramareal y que alimenta las dunas. Por otro lado la playa fósil que aflora al O se encuentra siempre descubierta, indicando que no se producen grandes aportes.

Otra de las características ya comentadas de este sistema, es la marcada diferencia entre la morfología de las dunas localizadas al norte y al sur de la carretera que une el pueblo de Caleta de Famara con la urbanización Famara. Las dunas de este sistema se generan a partir de cada ejemplar de vegetación que crece en la berma de cantos rodados

de forma diseminada y no como un primer cordón de dunas continuo como es habitual en otros sistemas eólicos (Hernández-Calvento *et al.*, 2009). El tamaño de estas dunas varía dependiendo del tamaño del ejemplar que las forma y este a su vez depende principalmente de la cantidad de sedimento de que disponga. De esta forma, las dunas al norte de la carretera presentan tamaños inferiores que las que se encuentran al sur, donde las condiciones ambientales permiten que se deposite mayor cantidad de arena.



Figura 6.2. Cantos aflorando en la zona intermareal de Playa de Famara en situación invernal típica (marzo 2003).

Por sus características naturales la Playa de Famara y su entorno son utilizados como zona de recreo; área de descanso (sol y baño); zona de práctica de deportes náuticos, casi todos relacionados con las características eólicas de la zona (surf, windsurf y kitesurf); además de senderismo, que se realiza a lo largo de la playa y los Riscos de Famara. De forma esporádica también se realizan en la zona N fiestas de particulares, y los fines de semana el estacionamiento de multitud de vehículos.

Las señalizaciones que se encuentran en la zona son escasas y pertenecen principalmente a la red viaria. Asimismo, existe algún cartel informativo para los usuarios de la playa y varias banderas rojas que indican durante todo el año la peligrosidad del baño en la zona.

6.2.- PROBLEMÁTICA

El principal problema que presenta la Playa de Famara es la **escasez de aporte sedimentario** (A en figura 6.7). La cantidad de este aporte es tan bajo que, como ya se ha comentado, no es capaz de cubrir la playa fósil que no presenta gran potencia, e incluso en épocas estivales aunque en menor medida, se observan cantos rodados tanto en la zona intermareal como en la berma.

Otro de los problemas se presenta en la distribución de la arena eólica sobre la berma. Mientras que en la zona de la urbanización Famara se ha ido **acumulando gran cantidad de sedimento llegando a cubrirla parcialmente** (figura 6.3 y B en figura 6.7), en una amplia zona localizada al oeste de esta urbanización el **sustrato está formado por cantos rodados** sobre los que se desarrollan muy pocas nebkhas y solo se observa transporte en forma de láminas de arena diseminadas sobre los cantos (figura 6.4 y C en figura 6.7). Además, la arena que se **extrae** de la urbanización no siempre es recolocada en el sistema de dunas.



Figura 6.3. Zona norte de la urbanización Famara enterrada bajo la arena.



Figura 6.4. Láminas de arena sobre área de cantos rodados al oeste de la urbanización Famara (julio 2009).

Otra cuestión a considerar es que la **carretera** que une Caleta de Famara con la urbanización Famara y el pueblo de Tegüise (D en figura 6.7) atraviesa el sistema de dunas. Aunque dicha carretera parece haberse construido sobre una antigua berma que aparece ya en las fotografías aéreas de 1955 (figura 5.6), la construcción de la misma generó ciertas modificaciones en la dinámica natural del sedimento, entre los que destacan el cambio de perfil de la zona que se alteró para adecuar el terreno (figura 5.10); la colocación de grandes **rocas en el borde N** para impedir la entrada de vehículos a la playa (figura 5.15.A y 6.5.A); y el **tránsito y estacionamiento** de los mismos por la zona.

En ocasiones la arena que invade la carretera es retirada por tractores y colocada en el lado sur de la misma (figura 6.5.B). En este proceso esta arena eólica se mezcla con el material grueso de que está compuesto el sustrato inferior, formando un depósito de características diferentes a la distribución natural del sedimento en la zona.



Figura 6.5. A) Rocas en la parte norte de la carretera que une la urbanización Famara con Caleta de Famara. B) Maniobra de extracción del sedimento de la parte norte de dicha carretera.

A todo ello se le une el **deterioro de la vegetación** principalmente en primera línea de dunas (figura 6.6.A); la **acumulación de basura** proveniente tanto de los usuarios de la playa como de mar abierto (figura 6.6.B); la **falta de vigilancia** para impedir las actividades no permitidas dentro del Parque Natural que dañan la zona; y la **aparición de especies invasoras** (figura 6.6.C y E en figura 6.7). En un principio se barajó la posibilidad de que fuera la especie *Neurada procumbens* (patacamello), pero tras nuevos análisis parece tratarse de otra especie invasora y estamos a la espera de su correcta identificación. La *Neurada procumbens* fue introducida desde África por los dromedarios utilizados en las labores agrícolas, y presenta una gran capacidad de adaptación y expansión debido al característico sistema fijación que presentan sus semillas (Hernández-Calvento, 2002). Por la cercanía de su localización en El Jable con el pueblo de Caleta de Famara, probablemente su distribución tenga que ver con que se encuentra en una zona de paso desde el interior de El Jable hacia dicho pueblo.



Figura 6.6. A) Balancón deteriorado; B) acumulación de basura; C) Expansión de especie invasora.

La siguiente figura señala la localización de la problemática existente en la zona:



Figura 6.7. Localización de la problemática del sistema playa-duna de Famara. A- Falta de aportes; B- Acumulación de sedimentos en la urbanización Famara; C-Sustrato de cantos rodados; D-Carretera que atraviesa el sistema de dunas; E-zona colonizada por especie invasora.

6.3.- ANÁLISIS DE LAS CAUSAS

El problema de la falta de aportes al sistema eólico se encuentra directamente relacionado con la escasez de sedimentos en los bancos sumergidos. Como se puede observar en la figura 6.8, la Bahía de Penedo presenta un fondo rocoso sobre el que se localizan algunos bancos de arena, principalmente fina, en zonas favorecidas por la batimetría. Asimismo, y de forma dispersa, se localizan pequeñas acumulaciones de arena de tamaño medio y grueso.

La predicción de oleaje para el punto WANA 1025018, situado al NO de la Bahía de Penedo, indica que en torno al 65-70% de los datos el oleaje procede del N con pequeñas componentes del NO y NE, y una altura de ola significativa media (Hs) de aproximadamente 2 m (figura 6.9).

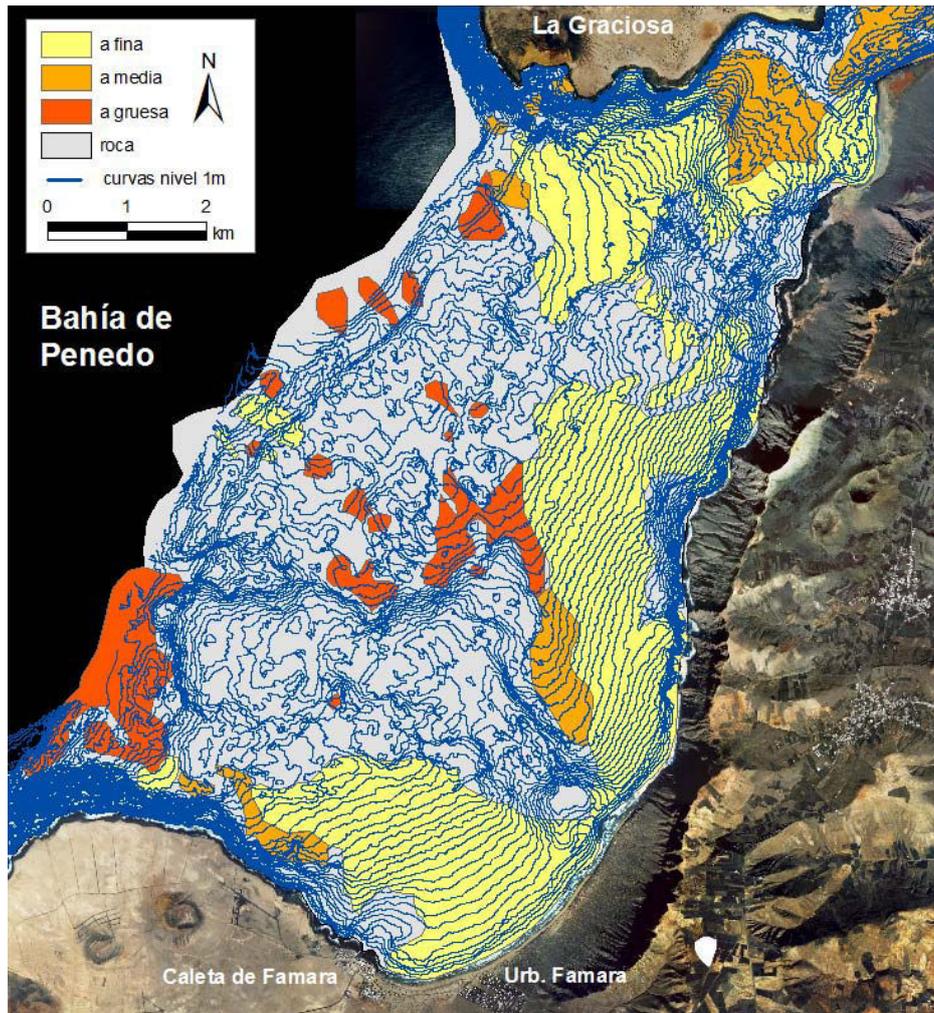


Figura 6.8. Batimetría y cartografía de fondo de la Bahía de Penedo. Datos obtenidos del estudio ecocartográfico de Lanzarote (MMA, 2002)

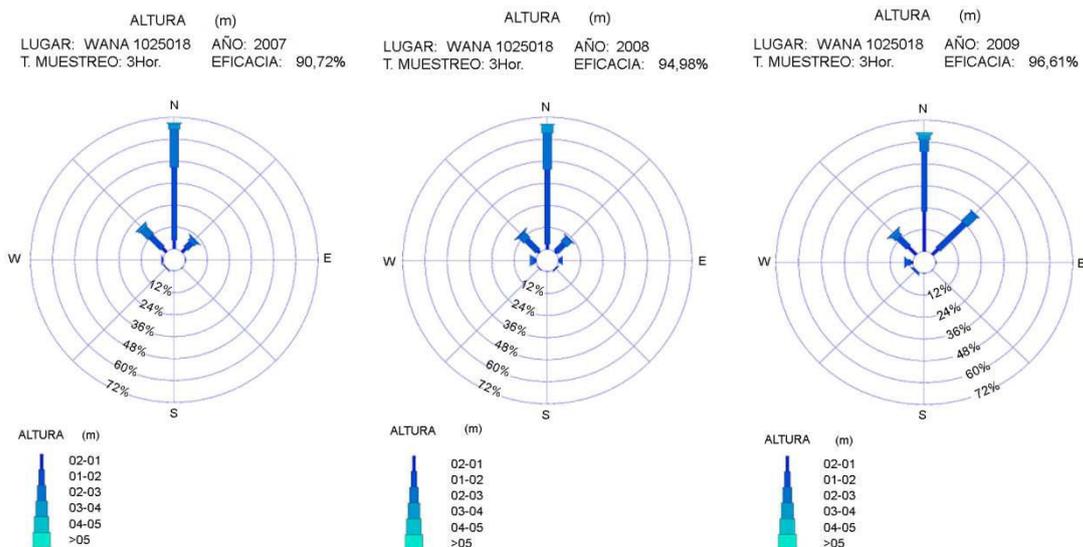


Figura 6.9. Rosas de oleaje (Hs) de 2007, 2008 y 2009 del punto WANA situado al NO de Bahía de Penedo.

Examinando la zona con diversas fotografías aéreas, tomadas casi todas entre enero y febrero de distintos años (1982, 1992, 1994, 2002 y 2004), se observa que el oleaje presenta un patrón similar en todas ellas, mostrando que la isla de La Graciosa ejerce un

efecto de protección que impide que el oleaje llegue de forma directa desde el N. De esta manera, por efecto de la plataforma, el oleaje se refracta cambiando su dirección de N a NO. Dentro de la Bahía de Penedo el oleaje sufre de nuevo un cambio local alrededor de Las Bajas por el proceso de difracción que sufre el oleaje al llegar a ellas. En esta zona se genera una pequeña deriva litoral hacia el SO que está directamente relacionada con dicha difracción. Por otro lado, en el sector occidental de la playa el oleaje del N que no se ve tan afectado por la presencia de La Graciosa, llega refractado hasta la costa, generando en la zona O de la playa una deriva litoral hacia el E, hasta aproximadamente la altura de la urbanización Famara. Desde esta urbanización hacia el NE, el oleaje presenta una dirección perpendicular a la costa, con una deriva litoral prácticamente nula, que al aproximarse a Las Bajas cambia de dirección por efecto de la difracción en torno a esta zona rocosa elevada (figura 6.10). Todo ello da explicación a: la formación del depósito de playa que se genera frente a Las Bajas; que la playa fósil nunca se encuentre completamente cubierta de sedimento; y que debido a la mayor acumulación de sedimentos en la zona centro de la playa, favorecida por la disminución de la pendiente en la berma de cantos cerca de la urbanización, se formen mayores depósitos de arena eólica en la zona supramareal de este área.

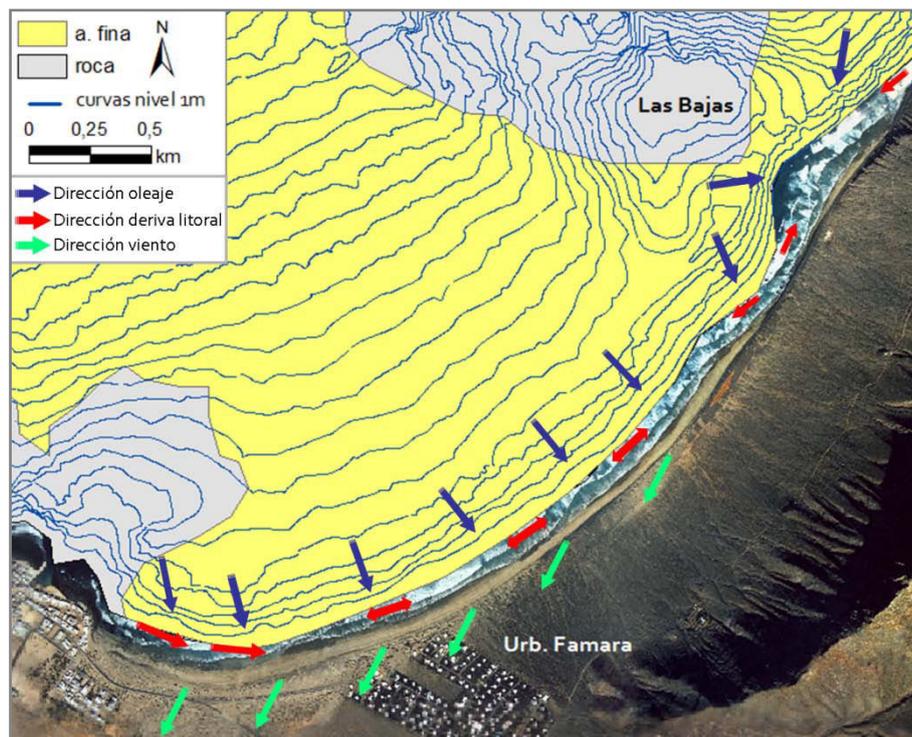


Figura 6.10. Esquema general de las direcciones del oleaje, deriva litoral y viento de la Playa de Famara.

Observando la cartografía de fondo de la Bahía de Penedo (figura 6.8) y teniendo en cuenta como se produce el transporte hacia la costa, se puede deducir que los bancos de arena que existen actualmente no reciben aportes nuevos desde la plataforma y que el único banco de arena que se comporta como fuente de sedimentos para la Playa de Famara es el de arenas finas que se encuentra al sur de la Bahía de Penedo, que se

extiende hasta los 25 m de profundidad. Es probable que algo de sedimento, aunque en cantidades muy pequeñas, también provenga de la zona de Las Bajas gracias a la pequeña deriva hacia el SO que se produce de forma local en dicha zona.

Para realizar una estimación de la profundidad máxima hasta la cual se puede obtener un transporte efectivo del sedimento hacia la playa (profundidad de cierre), se seleccionó el valor máximo de altura de ola significativa de los últimos 5 años para el punto WANA 1026018 (www.puertos.es) ($H_{s_{m\acute{a}x}} = 5,8$ m) y su periodo correspondiente ($T_{p_{m\acute{a}x}} = 15,4$ seg). Aplicando la fórmula propuesta por Hallermeier (1977):

$$d = 2,28 * H - 68,5 * (H^2 / g T^2)$$

donde d es la profundidad de cierre, H es la altura significativa de ola que excede 12 horas en al año y que en este caso, por carecer de este dato, ha sido sustituida por la altura máxima de ola registrada en los últimos 5 años (2005-2009), g es la aceleración debida a la gravedad, y T es el periodo asociado a dicha altura de ola, se obtiene una profundidad de cierre de 12 metros (figura 6.11). Esto indica que solo la mitad del único banco de arena que suministra sedimento a la Playa de Famara funciona como fuente potencial de sedimentos.

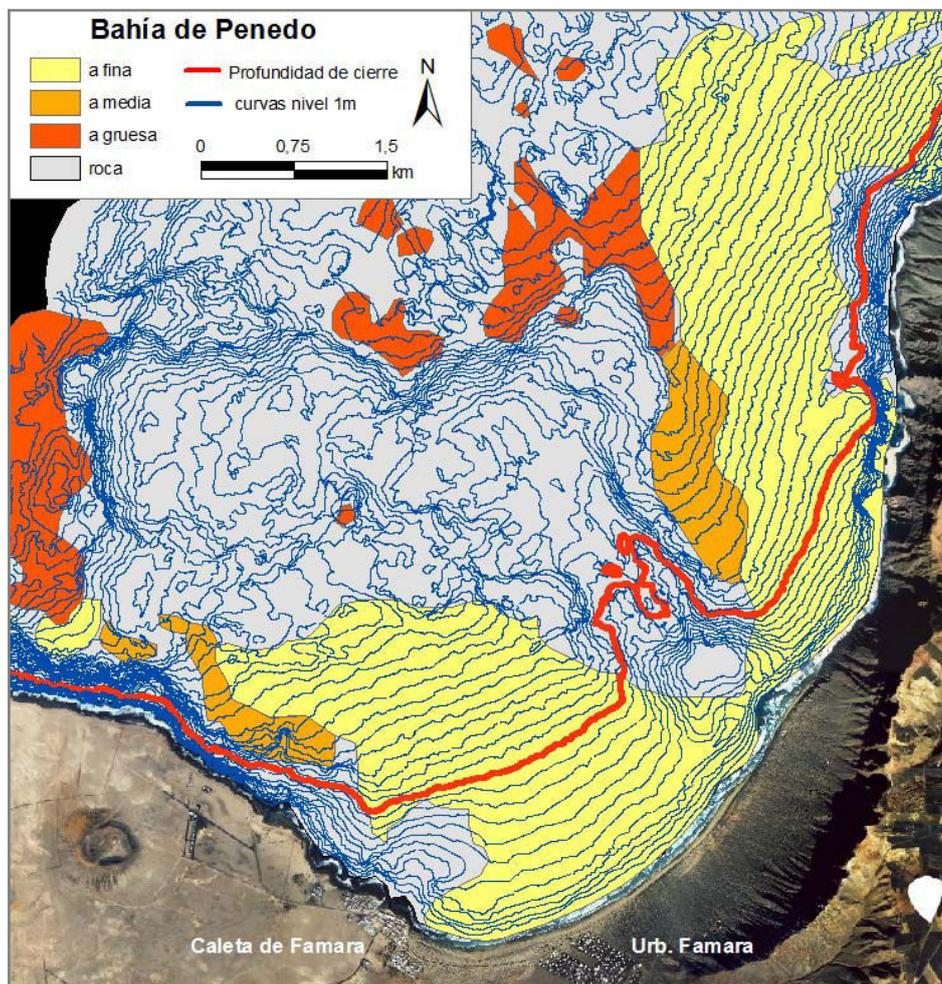


Figura 6.11. Representación de la profundidad de cierre en la Bahía de Penedo.

La baja cantidad de aportes de sedimentos y la escasa vegetación que se desarrolla en la zona oeste de la urbanización, son las principales causas de que queden al descubierto los cantos rodados en la zona supramareal. Una de las razones posibles de que en la zona no se desarrolle la vegetación, puede estar relacionada con el hecho de que este área coincide con la zona de la carretera donde estacionan los vehículos y por tanto es la zona de paso más común hacia la playa. Así mismo, los usuarios de la misma fabrican goros sobre las dunas vegetadas para protegerse del viento con el consecuente daño al ejemplar (figura 5.15.B).

Por otro lado la zona inferior de la urbanización Famara (la más próxima al mar) se encuentra en el área activa de la dinámica eólica, por lo que el sedimento transportado desde la playa se va acumulando en ella.

Debido a que los aportes al sistema son muy bajos, cualquier alteración en él magnifica su influencia. De esta manera, la existencia de la carretera no solo altera el transporte sobre una superficie de diferente rugosidad sobre la que no se puede desarrollar vegetación para fijar el sedimento, sino que todas las actuaciones derivadas de la existencia de esta, son perjudiciales para el mantenimiento de dicho sistema. Entre estas actuaciones derivadas destacan la acumulación de sedimento en las rocas del margen N de la carretera, el transporte irregular de arena por el paso de vehículos y la gestión de la arena acumulada en ella en los momentos de mayor entrada de sedimento al sistema.

6.4.- PROPUESTA DE ALTERNATIVAS

A continuación se presentan tres tipos de alternativas para mejorar la zona:

Alternativa 1 - No modifica estructuras

1a) Delimitación del perímetro del sistema de dunas con estacas de madera y cuerda para disuadir a los usuarios de entrar en la zona de protección.

1b) Colocación, en la zona de cantos al norte de la carretera, de captadores de arena de pequeñas dimensiones simulando la vegetación existente. De esta manera se consigue que las colas de arena creadas en la zona de sotavento por la retención del sedimento entrante, cubran más superficie a la vez que dejan pasar sedimento hacia el interior del sistema.

1c) Reubicación la arena atrapada en la urbanización Famara colocándola en las dunas al sur de la carretera y/o en los obstáculos colocados en el área de cantos.

1d) Eliminación de las rocas de la carretera, y colocar a ambos márgenes estacas de madera que impidan el estacionamiento de vehículos, pero que permita el tránsito de arena hacia el interior de la isla.

1e) Eliminación de los goros que existen en la actualidad.

1f) Creación de senderos guiados fuera del sistema de dunas entre Caleta de Famara y el interior de El Jable para evitar el paso libre sobre este.

1g) Colocación de carteles informativos sobre el Parque Natural y en particular del sistema playa-duna.

1h) Eliminación de especies invasoras de la zona.

Alternativa 2 - Elimina estructuras

Incluye todas las medidas propuestas en la solución 1 excepto las medidas 1c y 1d, además de las siguientes:

2a) Eliminación del tramo de carretera que une el pueblo de Caleta de Famara con la urbanización y que sigue hacia el sur hasta llegar al desvío por el que continúa la carretera hacia la zona superior de la urbanización. Favorecer esta medida mediante el asfaltado de este tramo de carretera desde el desvío hacia la urbanización (figura 6.12).



Figura 6.12. Modificación de la carretera que va desde Tegüise hacia el norte y que une Caleta de Famara con la urbanización Famara. A) Situación actual; B) Propuesta de mejora.

2b) Eliminación de la parte de la urbanización Famara que se ve afectada por la dinámica sedimentaria, permitiendo que las viviendas afectadas se reubiquen en el espacio localizado en la zona central de la urbanización (figura 6.13).

2c) Creación de una pasarela de madera elevada que conecte la urbanización con Caleta de Famara. Esta dispondrá de varios accesos a la playa por los que puedan transitar tanto viandantes como bicicletas, pero ningún tipo de vehículos a motor (figura 6.13).

2d) Colocación de carteles informativos sobre el Parque Natural a lo largo de la pasarela.

2e) Creación de un centro de interpretación del Parque Natural.

2f) Creación de rutas guiadas por expertos en el Parque Natural.

2g) Creación de senderos guiados alrededor del sistema de dunas y entre el pueblo de Caleta de Famara y el interior de El Jable para evitar el paso libre sobre las dunas y la extensión de especie invasora hacia el interior del sistema.

2h) Poner más vigilancia en la zona.

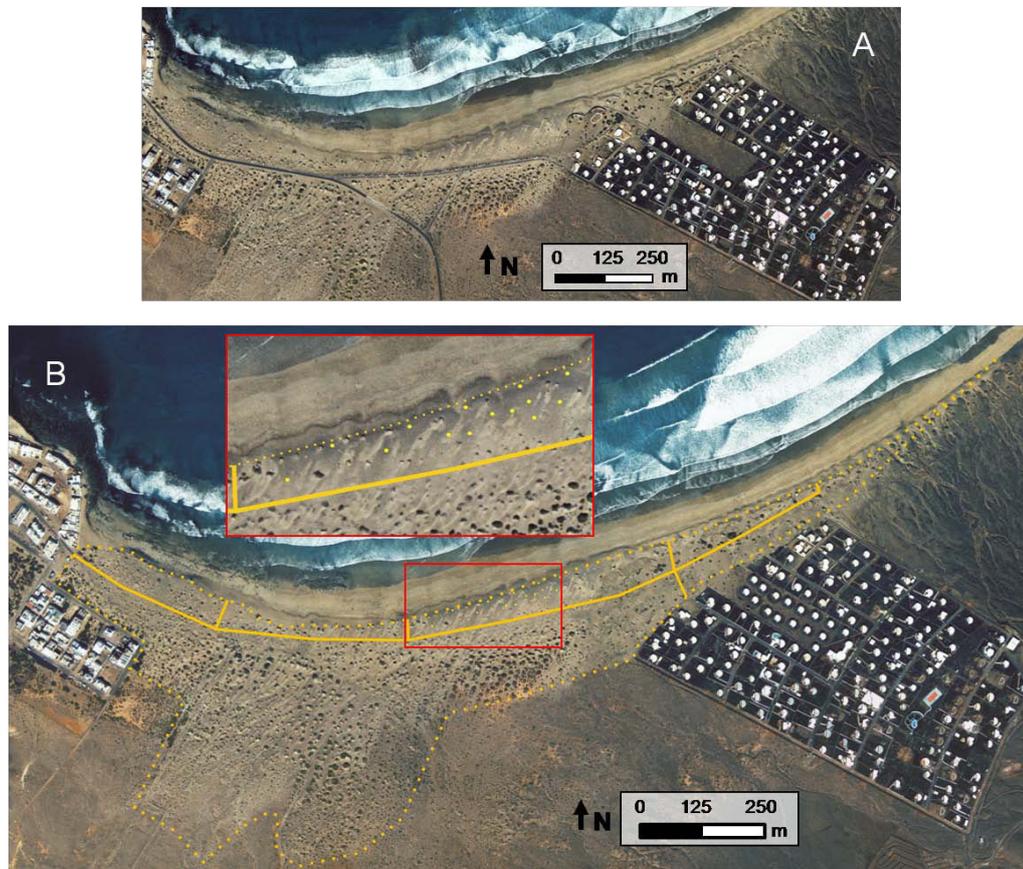


Figura 6.13. A) Situación original. B) Representación de la zona después de la aplicar la solución 2. La línea continua representa la pasarela elevada; La línea de puntos señala la delimitación con cuerda del sistema de dunas; Zoom de zona de cantos con una muestra de la colocación de los captadores de arena. Se han reubicado las viviendas afectadas por la actividad eólica en la zona central de la urbanización.

Alternativa 3 - Regeneración artificial

Otra de las posibles alternativas consiste en una regeneración artificial aportando arena a la zona de la playa donde la deriva es prácticamente nula. De esta forma se consigue que haya mayor disponibilidad de sedimento que puede ser transportado por acción eólica durante mayor tiempo, aumentando la cantidad de aportes de sedimento hacia el interior de la isla y regenerando el sistema de dunas. Estos nuevos aportes apoyados por los captadores de arena y demás medidas propuestas en la solución 2 garantizarían la conservación de este sistema.

Llevar a cabo estas soluciones es importante no solo desde el punto de vista de la gestión y conservación del sistema de dunas actuales más importante de Lanzarote, que se encuentra incluido dentro del Parque Natural del Archipiélago Chinijo, sino también para darle un valor añadido a la zona, transformándola en un área de mayor atractivo tanto turístico como social, en el que se podrán ampliar los conocimientos de la población sobre los particulares valores que encierran los sistemas eólicos de Canarias.

Capítulo 7

Síntesis y conclusiones



7.1.- SÍNTESIS

El Jable de Lanzarote se ha ido creando adaptándose al volcanismo de cada etapa de formación. Por diferentes causas como las variaciones del nivel del mar, el sedimento, generado en épocas cálidas con una gran productividad biológica, quedaba en aguas someras, y desde donde posteriormente era transportado por el oleaje hacia zonas emergidas a lo largo de toda la costa norte. A continuación la acción eólica tomaba el relevo, transportando este sedimento marino, mayoritariamente en forma de dunas, hacia el interior de la isla. Esta gran cantidad de sedimentos con una importante concentración de mallas de algas y otros organismos con esqueletos y caparazones calcáreos, tenía un contenido en carbonatos que oscilaba entre un 75 y 95%.

Los distintos niveles sedimentarios que formaron El Jable durante el Pleistoceno están separados por etapas en las que predominaba la erosión. Asimismo se encuentran en este registro paleoclimático al menos dos épocas bien diferenciadas, en las que se desarrollaron suelos bajo unas condiciones climáticas diferentes. En estos, se observan vestigios de vegetación (rizolitos), así como un gran número de gasterópodos terrestres y ootecas de insectos, lo que apunta a que estos suelos se formaron en un clima húmedo y bajo la acción de intensos vientos del este. Estos vientos explican la anormal presencia de cuarzo entre las partículas del sedimento.

A finales del Pleistoceno Superior se observa un cambio brusco en la composición de los sedimentos que entran en la isla, pues la concentración de carbonatos que presentan oscila entre un 50-60%. Este cambio se atribuye a dos factores principales: a) una nueva erosión intensa de los Riscos de Famara, lo que conlleva la formación de sedimentos terrígenos que van a parar a la Bahía de Penedo, y b) la menor formación de organismos marinos como consecuencia de un clima más frío. La posterior subida del nivel del mar, que tuvo lugar a principios del Holoceno, determinó un cambio en las zonas de entrada del sedimento que se limitaría principalmente a la Playa de Famara, dado que presenta una pendiente más suave y una plataforma más amplia que el resto de la costa norte. De esta forma, los bancos de arena sumergidos habrían quedado por debajo de la profundidad de removilización del oleaje.

En cuanto a la zona emergida, los depósitos más recientes localizados en la zona NE, están formados por sedimentos característicos de escorrentías intercalados con arenas eólicas. Estos materiales alcanzaron, al menos en algunas zonas, varios metros por encima de la cota actual.

Ya en épocas históricas, se tiene constancia de que el aporte de sedimento que se produce desde la Playa de Famara, genera un extenso sistema de dunas que recorre los 21 km de ancho de la isla y que desembocan en la costa sur alimentando las playas. Durante este periodo, los habitantes de la zona mantienen un duro conflicto entre el

aprovechamiento de El Jable como base de su sustento y la dinámica del sedimento, que en forma de dunas amenazaba sus casas y tierras de cultivo. A principios del siglo XIX se produjo una intensificación puntual del transporte como consecuencia de la eliminación de la cobertura vegetal, que fijaba el sedimento en la zona norte.

Sin embargo, desde mediados del siglo XIX se hace notoria la disminución del manto eólico susceptible de ser removilizado por el viento, debido al paulatino agotamiento de los bancos de arena sumergidos situados a menor profundidad. Ello originó que el número de dunas fuera disminuyendo progresivamente, circunstancia que aprovecharon los isleños, para ocupar cada vez más superficie de terreno con sus cultivos. Así, la alta concentración de terrígenos en la mitad meridional de El Jable, se explica por la intensa elaboración de enarenados en los que se mezclaban productos piroclásticos con el sedimento eólico.

La falta de aportes, así como el paulatino abandono de los cultivos en las últimas décadas, favorecieron el desarrollo de vegetación, y esta a su vez la estabilización del sustrato. Además, el desarrollo urbanístico de la zona ha empeorado el desequilibrio sedimentario ya existente, debido a su localización principalmente en la zona de entrada del sedimento. Todo ello unido a las extracciones de áridos que se llevan a cabo tanto de los depósitos pleistocenos como de los sedimentos más recientes, hace inevitable que si se quiere conservar este sistema, se tengan que adoptar medidas de gestión. Las zonas más vulnerables corresponden con las zonas de entrada de sedimento y las áreas de extracciones de áridos, cuyos depósitos son un registro paleoclimático irremplazable.

7.2.- CONCLUSIONES

Las conclusiones más destacadas se han agrupado en función de la temática de la que tratan.

7.2.1.- Aspectos metodológicos

- El contaje de puntos de lámina delgada da buenos resultados a la hora de medir la concentración de carbonato de la muestra, si bien sobrestima ligeramente los resultados obtenidos mediante las calcimetrías.

- Las trampas cilíndricas verticales utilizadas pierden efectividad en una zona donde la humedad relativa del aire es alta y cuando la arena presenta poca movilidad, ya que lo primero hace que se compacte el sedimento superficial aumentando la velocidad de fricción umbral y que el sedimento que es transportado se pegue a la malla de la trampa, mientras que lo segundo hace que los errores metodológicos se magnifiquen.

- Las tasas de transporte obtenidas con las trampas cilíndricas verticales, son aproximadamente el doble de las medidas mediante los trazadores fluorescentes, con la ventaja adicional de que el trazador permite obtener el patrón de desplazamiento de las partículas en movimiento.

- El cálculo de tasas de avance a partir de medidas desde puntos fijos de referencia, no da buenos resultados, dada la variabilidad morfológica de las dunas y la rapidez del avance. Por el contrario, el GPS de mano es un método práctico y económico que ofrece muy buenos resultados, mientras que los levantamientos topográficos con estación total y DGPS son métodos menos prácticos pero algo más precisos, además de que permiten obtener datos volumétricos. Por último, las tasas de avance obtenidas a partir del análisis multitemporal de fotografías aéreas dan resultados similares a los obtenidos con GPS, si bien permiten ampliar el periodo y la cobertura espacial del análisis.

7.2.2.- Aspectos climáticos y ambientales

- Existe una diferencia en el patrón de vientos entre la zona norte y sur de El Jable. En la primera, el viento dominante es de componente NNE, mientras que en la segunda es del N y más intenso. Esta variación está generada por los Riscos de Famara y la topografía de la zona.

- Las temperaturas registradas en la estación ubicada en el aeropuerto, dan en promedio 1°C más de temperatura que en la estación localizada en Caleta de Famara, lo que se atribuye al efecto refrescante de las brisas marinas que llegan desde el norte.

- La variación diaria de la humedad del sedimento en la superficie de El Jable, presenta una relación directa con la humedad relativa del aire e inversa con la velocidad del viento y la temperatura.

- La vegetación del sistema de dunas de Famara indica un claro gradiente desde la costa hacia el interior de la isla, condicionada principalmente por la cantidad de sedimento móvil. Esta vegetación a su vez, va a condicionar el tamaño de las dunas que se forman.

- Se ha encontrado un área anexa al pueblo de Caleta de Famara, que es zona de paso hacia el interior de El Jable, donde aparece una especie invasora.

7.2.3.- Aspectos sedimentológicos

- El sedimento superficial de El Jable se divide en cuatro grandes sectores según sus características granulométricas, mineralógicas y petrográficas.

- Parte de la heterogeneidad de El Jable responde a la actividad agrícola, que en ocasiones mezcla el sedimento superficial con cenizas volcánicas además de con los niveles inferiores, que en muchas áreas corresponden con paleosuelos.

- Un gran número de muestras superficiales, principalmente de la zona de materiales más antiguos presentan un alto contenido en cemento.

- Se han encontrado ooides en distintas concentraciones en algunos de los niveles estudiados. Estos son particularmente abundantes en los niveles de paleosuelos pleistocenos.

- Entre los fragmentos de roca encontrados en el sedimento superficial, los de origen volcánico que presentan alteración, predominan en las proximidades de los Riscos de Famara frente a los de origen sedimentario que lo hacen al NO de El Jable.

- Se ha encontrado cuarzo en partículas de tamaño arcilla, limo y arena. En las muestras correspondientes a los paleosuelos, estas partículas de cuarzo alcanzan tamaños de arenas gruesas, lo que indica condiciones de vientos muy intensos de componente este.

7.2.4.- Aspectos de dinámica sedimentaria

- De acuerdo con la clasificación de Gläser (1984), la superficie de El Jable está formada por sedimentos eólicos estables, salvo la zona NE y las playas de la costa sur que presentan sedimentos móviles.

- El manto eólico móvil presenta un espesor de escasos centímetros en casi todo El Jable, siendo algo mayor en la zona NE, mientras que en el resto del área de estudio se acumula en zonas puntuales, favorecidas por la topografía.

- Bajo las mismas condiciones de viento, los principales condicionantes de la dinámica del sedimento superficial son la cantidad de arena disponible, la cobertura vegetal y la humedad, si bien el primero de estos factores tiene mayor peso que los restantes.

- El mayor transporte efectivo en El Jable se produce principalmente en época estival, donde los alisios son más constantes y la elevada insolación y la falta de precipitaciones frenan el desarrollo de la vegetación. Este transporte se da preferentemente entre aproximadamente las 10:00 y 20:00 horas, cuando el viento es más intenso y la humedad del sedimento superficial es mínima.

- La zona de mayor transporte sedimentario se localiza al NE de El Jable. Este transporte a su vez no es homogéneo en toda el área, sino que está condicionado por el

tipo de sustrato, la cantidad de sedimento removilizable por el viento y el grado de cobertura vegetal.

- Los escasos aportes de sedimento marino que se producen actualmente por la Playa de Famara quedan retenidos en el campo de dunas de Famara, impidiendo que esta arena sea transportada hacia el sur.

- De las tres dunas barjanas que quedan actualmente, la que presenta mayor variabilidad morfológica es la duna norte, que tras haber superado los restos del trazado urbano abandonado, ha quedado reducida a un gran montículo de arena parcialmente vegetado. Por su parte, la duna sur ha visto reducido su volumen a cerca de la mitad tras superar una pequeña elevación topográfica, por lo que parece que ambas serán las siguientes en desaparecer. Por el contrario, la duna centro no ha experimentado grandes cambios desde 2003 a 2009.

- La tasa de avance neta de las dunas barjanas está condicionada por la estacionalidad del viento, siendo mucho mayor en épocas estivales y volviéndose nula en épocas invernales, debido a la presencia de fuertes vientos de componente sur. En promedio las dunas norte, centro y sur se desplazaron entre 2003 y 2009 a razón de 24, 26 y 32 m/a respectivamente.

7.2.5.- Aspectos evolutivos del sistema

- El sedimento de El Jable presenta dos etapas de formación bien diferenciadas. La primera etapa tuvo lugar durante el Pleistoceno y en ella se formaron grandes depósitos de sedimentos marinos bioclásticos que cubrieron al menos la mitad septentrional de El Jable, entre los que hay intercalados dos paleosuelos. La segunda etapa se desarrolló a finales del Pleistoceno Superior y Holoceno y se limita a la zona NE. Estos depósitos, de menor potencia que los anteriores, se caracterizan por tener un mayor contenido en terrígenos procedentes de la erosión de los Riscos de Famara.

- La reconstrucción histórica efectuada confirma que desde el siglo XVII existía un extenso campo de dunas que cruzaba la isla de norte a sur. Este campo de dunas ha experimentado un proceso erosivo como consecuencia fundamentalmente de la escasez de aportes marinos. Fruto de esta erosión es que en 1955 sólo quedaban 28 dunas móviles restringidas a la zona NE de El Jable y que en la actualidad se han visto reducidas a tres.

- Las playas de la costa sur han experimentado una considerable merma de superficie entre 1955 y 1998, coincidiendo con la disminución de los aportes marinos, el desarrollo de la vegetación debido al abandono de la actividad agraria y el desarrollo urbanístico de la zona, mientras que entre 1998-2008 se han mantenido bastante estables.

7.2.6.- Aspectos vinculados a los usos de El Jable

- Parte de la urbanización Famara (Island Homes) se construyó sobre lo que era un manto eólico activo. Es por ello que desde su construcción ha alterado la dinámica sedimentaria de la zona, ejerciendo de trampa de sedimento al impedir el transporte hacia el SO, y favoreciendo el crecimiento de la vegetación en las zonas de acumulación.

- Se estima que la tasa de extracciones de áridos realizadas en la zona NO de El Jable durante los años 1998-2008 ha sido más del doble que la que tuvo lugar durante el periodo 1982-1998. El volumen extraído hasta el año 2008 se estima en unos 5,3 millones de m³.

- Por su importancia como única entrada de sedimentos marinos a El Jable, su singularidad como uno de los escasos sistemas de dunas de Lanzarote y el valor paisajístico y recreativo que encierra, resulta imprescindible realizar una correcta gestión de la Playa de Famara y del campo de dunas asociado.

7.3.- LÍNEAS DE TRABAJO FUTURAS

Esta Tesis deja abiertos una serie de interrogantes, para los que sería conveniente abordar nuevas líneas de trabajo. Entre ellos se destacan los siguientes:

- Realización de algún sondeo en la zona NE y centro de El Jable para correlacionarlos con los materiales subyacentes del NO.

- Realización de nuevas dataciones de las coladas, volcanes y restos fósiles encontrados en los distintos niveles estudiados.

- Estudio de las características sedimentarias y potencia de los bancos de arena sumergidos en la Bahía de Penedo.

- Estudio del clima marítimo y de las corrientes costeras en la Bahía de Penedo, para analizar su potencial de transporte de sedimentos desde zonas sumergidas hacia la orilla.

- Cálculo de la tasa de transporte del sedimento que es removilizado desde la Playa de Famara hacia el sistema de dunas asociado y su variabilidad estacional.

- Control y gestión de las actividades extractivas en El Jable.

- Elaboración de una campaña de educación y concienciación destinada al turismo y los habitantes de la isla sobre la problemática de la escasez de arena en las playas de la zona de estudio.

- Realizar dos vuelos LIDAR sobre el sistema de dunas de Famara, uno durante la época estival, cuando la playa recibe más aportes, y otro durante los meses de invierno, para calcular el volumen de arena que presenta y su variación bajo condiciones de dinámica sedimentaria diferentes.

Referencias bibliográficas

- Alcántara-Carrió, J. 2003. *Dinámica sedimentaria eólica en el Istmo de Jandía (Fuerteventura). Modelización y cuantificación del transporte*. Cabildo de Gran Canaria, Gran Canaria, 288 pp.
- Alcántara-Carrió, J. y Alonso, I. 2002. Measurement and prediction of aeolian sediment transport at Jandía Isthmus (Fuerteventura, Canary Islands). *Journal of Coastal Research*, 18 (2), 300-315.
- Alonso, I., Jiménez, J.A. y Valdemoro, H.I. 2006. Estudio del estado actual de los sistemas dunares de Corralejo y Jandía (Fuerteventura). Identificación de problemas y propuestas de actuación. *Informe técnico II, Jandía*. Dirección General de Costas, MMA.
- Alonso, I., Sánchez-Pérez, I., Rodríguez, S., Pejenaute, I., Hernández, A., Menéndez, I., Hernández, L., Pérez-Chacón, E. y Cabrera, L.L. 2007. Aeolian dynamic changes due to the obstacle generated by *Traganum moquinii*. *Proceeding of International Conference on Management and Restoration of Coastal Dunes ICCD2007*, Santander, 11-18.
- Alonso-Zarza, A. M. y Silva, P.G. 2002. Quaternary laminar calcretes with bee nests: evidences of small-scale climatic fluctuations, Eastern Canary Islands, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178, 119-135.
- Alonso-Zarza, A. M., Calvo, J. P. y García del Cura, M. A. 1992. Palustrine sedimentation and associated features - grainification and pseudomicrokarst in the middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 76, 46-61.
- Ancochea, E., Barrera, J.L., Bellido, F., Benito, R., Brändle, J.L., Cebriá, J.M., Coello, J., Cubas, C.R., De la Nuez, J., Doblas, M., Gómez, J.A., Hernán, F., Herrera, R., Huertas, M.J., López-Ruiz, J., Martí, J., Muñoz, M. y Sagredo, J. 2004. En: J. Vera (ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 1-17.
- Anguita, F. y Hernán, F. 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Reserch*, 103 (1-4), 1-26.
- Aranda-Millán, F. 1909. Sobre Moluscos de Lanzarote (Canarias). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 9, 112-114.
- Araña, V. y Ortiz, R. 1991. The Canary Islands: Tectonics, magmatism and geodynamic. En: A. B. Kampunzu y R. T. Lubala (eds.), *Magmatism in Extensional Structural Settings. The Phanerozoic African Plate*, Springer-Verlag, 209-249.
- Arens, S.M. 1996. Rates of Aeolian transport on a beach in a temperate humid climate. *Geomorphology*, 17, 3-18.
- Ashley, G. 1978. Interpretation of polymodal sediments. *The Journal of Geology*, 86: 411-421.
- Bagnold, R.A. 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen, London, 265 pp.
- Bagnold, R.A. 1954. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Mineola, Nueva York, 265 pp.
- Batchelor, G.K. 1967. *An Introduction to Fluid Dynamics*. Cambridge Univ. Press, London.

- Bauer, B.O., Sherman, D.J., Nordstorm, K.F. y Gares, P.A. 1990. Aeolian transport and measurement across a beach and dune at Castroville, California. En: K.F. Nordstorm, N.P. Psuty y R.W.G. Carter (eds.), *Coastal Dunes: Form and Process*, Wiley, 39-55.
- Belly, Y. 1964. Sand movement by wind. U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center. *Technical Memo 1*, Addendum III, 24 pp.
- Berg, N.H. 1983. Field evaluation of some sand transport models. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 101-114.
- Besler, H. 1983. The response diagram: distinction between aeolian mobility and stability of sands and aeolian residuals by grain size parameters. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 45, 287-301.
- Betancort, A.R. y González A. 1990. Evolución reciente y estado actual de las estructuras agrarias de la isla de Lanzarote. En: Cabildo Insular de Lanzarote (ed.), *II Jornadas de Historia de Lanzarote y Fuerteventura*, tomo 2, 51-86.
- Blott, S.J. y Pye, K. 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Cabrera, L. y Alonso, I. 2006. Geomorfología eólica del sector NE de El Jable de Lanzarote: pasado y presente. En: J. Mangas, A. Lomoschitz y J. Yepes (eds). *III Jornadas Canarias de Geología*, 21-37.
- Cabrera, L. y Alonso, I. 2009. Evolución reciente del sistema eólico de El Jable de Lanzarote (Islas Canarias). En: J.A. Morales, M. Cantano, A. Rodríguez e I. Delgado (eds.), *Nuevas contribuciones sobre Geomorfología Litoral*, 87-90.
- Cabrera, L.L. y Alonso, I. 2010. Correlation of aeolian sediment transport measured by sand traps and fluorescent tracers. *Journal of Marine Systems*, 80, 235-242.
- Cabrera, L., Alonso, I. y Alcántara-Carrió, J. 2005. Caracterización Sedimentológica de "El Jable", Lanzarote. En: L. Hernández, I. Alonso, J. Mangas y A. Yanes (eds.). *Tendencias actuales en Geomorfología Litoral*, 137-141.
- Cabrera, L., Alonso, I. y Alcántara-Carrió, J. 2006. Spatial changes in surface sediments derived from the different sediment sources and land uses at "El Jable" (Lanzarote, Spain). *Journal of Coastal Research*, Special Issue 48, 28-34.
- Carracedo, J.C. y Day, S. 2002. *Canary Islands*. Terra Publishing, Hertfordshire, 296 pp.
- Carracedo, J. C. y Rodríguez-Badiola, E. 1991. *Lanzarote. La erupción volcánica de 1730*. Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote, Madrid, 183 pp.
- Carracedo, J.C. y Rodríguez-Badiola, E. 1993. Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote (Islas Canarias). *Revista de la Academia Canaria de Ciencias*, 4, 25-58.
- Carracedo, J.C. y Tilling, R.I. 2003. *Geología y volcanología de la islas volcánicas oceánicas: Canarias Hawaii*. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, 293, 73 pp.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez-Badiola, E., Canas, J.A., Pérez Torrado, J.F. 1998. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine*, 135 (5), 591-604.

- Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R., Rodríguez-Badiola, E. y Ahijado, A. 2002. Cenozoic Volcanism II: The Canary Islands. En: W. Gibbons y T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*, Geological Society of London, 439-472.
- Carracedo, J.C., Perez-Torrado, F.J. y Rodriguez-Badiola, E. 2008. Canarias Islas volcánicas intraplaca. En: F.J. Torrado y M.C. Cabrera (eds.), VII Congreso geológico de España, *Geo-guías*, 6, 11-25.
- Carter, R.W.G. 1988. *Coastal environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press., London, 617 pp.
- Chepil, W. S. 1957. Sedimentary characteristics of dust storms; part III, composition of suspended dust. *American journal of science*, 255, 206-213.
- Chuvieco, E. 1996. *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Rialp, Madrid, 568 pp.
- Chuvieco, E. 2002. *Teledetección Ambiental: La observación de la Tierra desde el Espacio*. Ariel Ciencia, Barcelona, 586 pp.
- Coello, J., Cantagrel, J.M., Hernán, F., Fúster, J. M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Diaz de Terán, J. R. y Cendredo, 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.
- Cooke, R.V., Warren, A. y Goudie, A.S. 1993. *Desert Geomorphology*. UCL Press, London, 526 pp.
- Criado, C. y Atoche, P. 2003. Estudio geoarqueológico del yacimiento de El Bebedero (siglos I a.C. a XIV d.C., Lanzarote, Islas Canarias). *Cuaternario y Geomorfología. AEQUA/Sociedad Española de Geomorfología*, 17 (1-2), 91-104.
- Criado, C. y Dorta, P. 2003. An unusual blood rain over Canary Islands (Spain). The storm of January 1999. *Journal of Arid Environments*, 55, 765-783.
- Cueto, L.A., Balcells, R., Gómez, J.A., Barrera, J.L., Ruiz, M^o.T., Hoyos, M., Brändle, J.L. 2004. *Mapa Geológico de España, 1:25000, 1^o edición. Hoja y memoria nº 1082. Tegüise. Lanzarote*. IGME-CSIC.
- Davidson-Arnott, R.G.D. y Law, M.N. 1990. Seasonal patterns and controls on sediment supply to coastal foredunes, Long Point, Lake Erie. En: K.F. Nordstrom, N.P. Psuty, y R.W.G. Carter (eds.). *Coastal Dunes: Form and Process*, John Wiley and Sons, 177-200.
- De la Peña, J.M. y Sánchez, F.J. 2006. Estudio de la dinámica litoral de las playas del municipio de Tías (Lanzarote). *Informe técnico*. CEDEX: 22-407-5-127. 37 pp.
- De León, J., Robayna, M.A. y Perera, M.A. 1990. Aspectos arqueológicos y etnográficos de la comarca del Jable. *II Jornadas de Historia de Lanzarote y Fuerteventura*. Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote, 284-319.
- Dong, Z., Wang, X. y Chen., G. 2000. Monitoring sand dune advance in the Taklimakan *Desert Geomorphology*, 35, 219-231.
- Dong, Z., Liu, X., Wang H. y Wang, X. 2003. Aeolian sand transport: a wind tunnel model. *Sedimentary Geology*, 161 (1-2), 71-83.
- Driscoll, E.M., Hendry, G.L. y Tinkler, K.J. 1965. The geology and geomorphology of Los Ajaches, Lanzarote. *Geological Journal*, 4, 321-334.

- Edwards, N. y Meco, J. 2000. Morphology and palaeoenvironment of brood cells of Quaternary ground-nesting solitary bees (Hymenoptera, Apidae) from Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Proceedings of the Geologists Association*, 3, 175-183.
- Elbelrhiti, H., Claudin, P. y Andreotti, B. 2005. Field evidence for surface-wave-induced instability of sand dunes. *Nature*, 437, 720-723.
- Ellis, W.N. y Ellis-Adam, A.C. 1993. Fossil brood cells of solitary bees on Fuerteventura and Lanzarote, Canary Islands (Hymenoptera: Apoidea). *Entomologische Berichte, Amsterdam*, 53, 161-173.
- Ferreira, O., Ciavola, P., Taborda, R., Bairros, M. y Dias, J.A. 2000. Sediment mixing depth determination for steep and gentle foreshores. *Journal of Coastal Research*, 16 (3), 830-839.
- Finkel, H.J. 1959. The barchans of Southern Peru. *Journal of Geology*, 67, 614-647.
- Flügel, E. 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag, Berlin, 633 pp.
- Folk, R.L. 1955. Student operator error in determination of roundness, sphericity, and grain size. *Journal of Sedimentary Petrology*, 25 (4), 297-301.
- Folk, K. y Ward, W. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Friedman, G.M. 1961. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, 514-529.
- Friedman, G.M., y Sanders, J.E. 1978. *Principles of sedimentology*. New York, John Wiley & Sons, 792 pp.
- Fúster, J.M., Aguiar, M. Bravo, T., Castañón, A., Coello, J., Herrera, F., Pignatelli, R. y Sánchez-Soria, P. 1958. Mapa geológico, 1:50000. Hoja 1083, Teguse. Instituto Geológico y Minero de España.
- Fúster, J.M., Hernández-Santin, D. y Sagredo, J. 1968. *Geología y volcanología de las Islas Canarias. Lanzarote*. C.S.I.C, 177 pp.
- Genisse, J.F. y Edwards, N. 2003. Ichnotaxonomy, origin and palaeoenvironment of Quaternary insect cells from Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Journal of the Kansas Entomological Society*, 76, 320-327.
- Gläser, B. 1984. Quantitative untersuchungen zur morphogenese und Mobilitat des altdiinenkomplexes in Provinz Weisser Nil. En: H.G. Mensching (ed.). Beitrage zur morphodynamik in relief des Jebel Marra massivs und in seiner Vorland (Darfur/Republik Sudan), Akad. Wiss. Gottingen, Hamburg, 202-217.
- Gobierno de Canarias. 2006. Plan Rector de Uso y Gestión del Parque Natural del Archipiélago Chinijo. Dirección General de Ordenación del Territorio.
- Greeley, R. e Iversen, J.I. 1985. *Wind as a Geological Process*. Cambridge University Press, Cambridge, 333 pp.
- Guitián, F. y Carballas, T. 1976. *Técnicas de Análisis de Suelos*. Pico Sacro, Santiago de Compostela, 288 pp.

- Hallermeier, R.J., 1977. *Calculating a yearly limit depth to the active beach profile*. 77-9, Army Corps of Engineers, Fort Belvoir, 28 pp.
- Hardisty, J. y Whitehouse, R.J.S. 1988. Evidence for a new sand transport process from experiments on Saharan dunes. *Nature*, 332, 532-534.
- Harmse, J.T. y Swanevelder, C.J. 1988. Further evidence for the applicability of Besler's "Response" diagram. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32(4), 471-479.
- Hartung, G. 1857. Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lazarote und Fuerteventura. Neue Denkschrift allgemeine Schweizer Gessellschaft für die gesam. *Natur/vissencsciaften*, 15, 1-168.
- Hastenrath, S. 1987. The barchan dunes of Southern Peru revisited. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 31-2, 167-178.
- Hausen, H. 1959. On the geology of Lanzarote, Graciosa and the Isletas (Canarian archipelago). *Commentationes Physico-Mathematicae*, 23 (4), 1-116.
- Hernández-Calvento, L. 2002. *Análisis de la evolución del sistema de dunas de Maspalomas, Gran Canaria, Islas Canarias (1960-2000)*. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 408 pp.
- Hernández-Calvento, L., Alonso, I., Hernández, A.I., Pérez-Chacón, E., Yanes, A. y Cabrera, L. 2009. Características propias de los sistemas eólicos actuales de canarias. Notas Preliminares. En: J.A. Morales, M. Cantano, A. Rodríguez e I. Delgado (eds.), *Nuevas contribuciones sobre geomorfología litoral*, 39-43.
- Hernández-Pacheco, E. 1909. Estudio geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias, *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 6, 107-342.
- Hernández-Pacheco, E. 2002. *Por los campos de lava*. Fundación César Manrique, 337 pp.
- Hesp, P. 1981. The formation of shadow dunes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(1), 101-111.
- Hesp, P.A. 1989. A review of biological and geomorphological processes involved in the initiation and development of incipient foredunes. En: C.H. Gimingham, W. Ritchie, B.B. Willetts y A.J. Willis (eds.). *Coastal sand dunes*, Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, 96B, 181-201.
- Hesp, P.A. y Hastings, K. 1998. Width, height and slope relationships and aerodynamic maintenance of barchans. *Geomorphology*, 22, 193-204.
- Hesp, P.A. y Thom, B.G. 1990. Geomorphology and evolution of transgressive dunefields. En: K. Nordstrom, N. Psuty and W. Carter (eds.). *Coastal Dunes: Form and Processes*, 253-288.
- Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, M., Gariepy, C., Zazo, C., Hoyos, M., Goy, J.J. 1995. U-series dating by the TIMS technique of land snails from paleosols in the Canary Islands. *Quaternary Research*, 44, 276-282.
- Hoernle, K. y Schmincke, H.U. 1993. The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: A blob model for the Canary hotspot. *Journal of Petrology*, 34, 599-626.

- Höllermann, P. 1990. Zur geoökodynamik von dünen eine fallstudie aus süd-Fuerteventura (Kanarische Inseln). *Geoökodynamik*, 11, 213-240.
- Horikawa, K., Hotta, S., Kubota, S. y Katori, S. 1984. Field measurement of blown sand transport rate by trench trap. *Coastal Engineering in Japan*, 27, 214-232.
- Hotta, S., Kubota, S., Katori, S. y Horikawa, K. 1984. Sand transport by wind on a wet sand surface. *Coastal Engineering*, 1265-1281.
- Howard, A.D., Morton, J.B., Gad-el-Hak, M. y Pierce, D.B. 1978. Sand transport model of barchan dune equilibrium. *Sedimentology*, 25, 307-338.
- Hsu, S.A. 1971. Wind shear stress criteria in aeolian sand transport. *Journal of Geophysical Research*, 76, 8684-8686.
- Illenberger, W. K. y Rust, I. C. 1986. Venturi-compensated aeolian sand trap for field use. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 541-543.
- Iversen, J.D., Greeley, R., White, B.R. y Pollack, J.B. 1976. The effect of vertical distortion in the modeling of sedimentation phenomena. *Journal of Geophysical Research*, 81, 4846-4856.
- Jackson, N.L. y Nordstrom, K.F. 1997. Field investigation of the effects of surface drying on sediment transport rates across a beach, Wildwood, New Jersey, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 611-621.
- Jackson, N.L. y Nordstrom, K. F. 1998. Aeolian sediment transport of sediment on a beach during and after rainfall. *Geomorphology*, 22, 151-157.
- Jiménez, J.A., Maia, L.P., Serra, J. y Morais, J.O. 1999. Aeolian dune migration along the Ceará coast, northeastern Brazil. *Sedimentology*, 46, 689-701.
- Jones, J.R. y Willetts, B.B. 1979. Errors in measuring uniform aeolian sand flow by means of an adjustable trap. *Sedimentology*, 26, 463-468.
- Kadib, A.A. 1965. A function for sand movement by wind. *Hydraulics Engineering Laboratory Report HEL-2-12*. University of California, Berkeley.
- Kawamura, R. 1951. Study of sand movement by wind. *Hydraulics Engineering Laboratory Report HEL-2-8*. University of California, Berkeley.
- Kind, R.J. 1976. A critical examination of the requirements for model simulation of wind-induced erosion/deposition phenomena such as snow drifting. *Atmospheric Environment*, 10, 219-227.
- Komar, P.D. e Inman, D.L. 1970. Longshore sand transport on beaches. *Journal of Geophysical Research*, 75, 5514-5527.
- Kuhlman, H. 1958. Quantitative measurements of aeolian sand transport. *Geografisk Tidsskrift*, 57, 51-74.
- Lancaster, N. 1985. Variations in wind velocity and sand transport rates on the windward flanks of desert sand dunes. *Sedimentology*, 32, 581-593.
- Lancaster, N. 1995. *Geomorphology of desert dunes*. Routledge, London, 290 pp.
- Leatherman, S.P. 1978. A new eolian sand trap design. *Sedimentology*, 25, 303-306.

- Lecointre, G., Tinkler, K. J. y Richards, G. 1967. The marine Quaternary of the Canary Islands. *Academy of Natural Science of Philadelphia Proceedings*, 119, 325-344.
- Lee, C. W. y Burgess, C.J. 1978. Sedimentation and tectonic controls in the Early Jurassic Central High Atlas trough, Morocco. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1199-1204.
- Lenz, V. 2001. *Analyse der Landbedeckung auf Lanzarote mit LANDSAT-TM-Satellitendaten*. Geographisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn. Bonn, 118 pp.
- Lettau, H. y Lettau, H.H. 1978. Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration. En: H.H. Lettau y K. Lettau, (eds.). *Exploring the World's Driest Climate IES Report*, 101, University of Wisconsin, Madison, 110-147.
- Livingstone, I. 1987. Grain size variation on a complex linear dune in Namib Desert. En: Frostick, L.E., Reid, I. (eds.), *Desert sediments, ancient and modern*. Geological Society of London, Blackwell, Oxford, 281-291.
- Logie, M. 1982. Influence of roughness elements and soil moisture of sand to wind erosion. *Catena*, Supplement 1, 161- 173.
- Lyles, L. y Woodruff, N. P. 1972. Boundary layer flow structure: effect on detachment of non-cohesive particles. En: H. Shen (ed.). *Sedimentation*, 2.1-2.16.
- Maegley, W.J. 1976. Saltation and martial sandstorms. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 14, 135-142.
- Maia, L.P., Freire, G.S.S. y Lacerda, L.D. 2005. Accelerated dune migration and aeolian transport during El Niño events along the NE Brazilian coast. *Journal of Coastal Research*, 21, 1121-1126.
- Mangas, J., Cabrera, L.L., Menéndez, I., Alonso I. 2008. Beachrock, biolitita y sedimentos arenosos costeros en la playa de Famara (N.E. de Lanzarote). *Geo-Temas*, 10, 559-562.
- Marin, L., Forman, S. L., Valdez, A. y Bunch F. 2005. 20th Century dune movements Great Sand Dunes National Park and Preserve, Colorado and relation to drought variability. *Geomorphology*, 70, 163-183.
- Marinoni, L. B. y Pasquarè, G. 1994. Tectonic evolution of the emergent part of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Islands. *Tectonophysics*, 239, 111–135.
- McComb, P.J., y Black, K.P. 2005. Detailed observations of littoral transport using artificial sediment tracer, in a high-energy rocky reef and iron sand environment. *Journal of Coastal Research*, 21, 358-373.
- McMinn, M., Jaume, D. y Alcover, J.A. 1990. Puffinus olsoni n.sp.: Nova espècie de Baldritja recentment extingida provinent de depòsits espeleològics de Fuerteventura i Lanzarote (Illes Canàries, Atlàntic Oriental). *Endins*, 16, 63-71.
- McKenna-Neuman, C. 2003. Aeolian Transport and Deposition. En: G. Middleton, M. Church, M. Coniglio, L. Harie, F. Longstaffe (eds.). *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, 928 pp.
- McKenna-Neuman, C. 2004. Effects of temperature and humidity upon the transport of sedimentary particles by wind. *Sedimentology*, 51 (1), 1-18.

- Meco, J. 1977. *Paleontología de Canarias. Los Strombus neógenos y cuaternanos del Atlántico euroafricano (taxonomía, biostatigrafía y paleoecología)*. Cabildo Insular de Gran Canaria, Las Palmas.
- Meco, J. 1986. La fauna pre-jandiense y su evolución durante el Cuaternario superior de Canarias. En: J. Meco y N. Petit-Maire (eds.). *Le Quaternaire recent des lies Cañaries*. Las Palmas-Marseille, 51-71.
- Meco, J. 2003. *Paleoclimatología de Lanzarote y La Graciosa*. Patrimonio Histórico del Cabildo de Lanzarote, 83 pp.
- Meco, J., Petit-Maire, N., Fontugne, M., Shimmiel, G. y Ramos, A.J. 1997. The quaternary deposits in Lanzarote and Fuerteventura (Eastern Canary Islands, Spain): an overview. En: J. Meco y N. Petit-Maire (eds.). *Climates of the Past, UNESCO-IUGS Earth Processes in Global Change, UPLGC*, 123-136.
- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., García Ramos, A.J. y Rodríguez-Yáñez, J.J. 2002. The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 185 (1-2), 197-210.
- Meco, J., Ballester, J., Betancort, J.F., Cilleros, A., Scaillet, S., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., Petit-Maire, N., Ramos, A.G.J., Perera, N., Meco, J.M. 2006. *Paleoclimatología del Neógeno en las Islas Canarias. Geliense, Pleistoceno y Holoceno*. Ministerio de Medio Ambiente-Universidad de las Palmas de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria, 204 pp.
- Meco, J., Petit-Maire, N., Ballester, J., Betancort, J.F. y Ramos, A.J.G. 2010. The Acridian plagues, a new Holocene and Pleistocene paleoclimatic indicator. *Global and Planetary Change, in press*.
- Menéndez, I., Cabrera, L., Sánchez-Pérez, I., Mangas, J. y Alonso I. 2009. Characterisation of two fluvio-lacustrine loessoid deposits on the island of Gran Canaria, Canary Islands. *Quaternary International*, 196 (1-2), 36-43.
- Middleton, N.J. y Goudie, A.S. 2001. *Saharan Dust: Sources and Trajectories. Transactions of the Institute of British Geographers*, 26, 165-181.
- Middleton, N.J., Betzer, P.R. y Bull, P.A. 2001. Long-range transport of "giant" aeolian quartz grains: linkage with discrete sedimentary sources and implications for protective particle transfer. *Marine Geology*, 177, 411-417.
- Ministerio de Medio Ambiente 2002. Estudio ecocartográfico del litoral de las islas de Lanzarote, Graciosa y Alegranza (Las Palmas). Dirección General de Costas.
- Mizota, Ch. y Matsuhisa, Y. 1995. Isotopic evidence for the eolian origin of quartz and mica in soils developed on volcanic materials in the Canary Archipelago. *Geoderma*, 66 (3-4), 313-320.
- Nakashima, Y. 1979. A fundamental study on the blown sand control. *Bulletin of the Kyshu University*, 51, 125-183.
- Nickling W.G. y Ecclestone, M. 1981. The effects of soluble salts on the threshold shear velocity of fine sand. *Sedimentology*, 28, 505-510.

- Nordstrom, K.F., y J.M. McCluskey 1985. The effects of houses and sand fences on the eolian sediment budget at Fire Island, New York. *Journal of Coastal Research*, 1, 39-46.
- Nordstrom, K.F., Psuty, N. y Carter, B. 1990. *Coastal Dunes: Form and Process*. John Wiley & Sons, Chichester, UK, 392 pp.
- Nordstrom, K.F., Jackson, N.L., Klein, A.H.F., Sherman, D.J. y Hesp., P.A. 2006. Offshore transport of sediment across a low protective foredune on a developed barrier island, Ocean City, New Jersey, USA. *Journal of Coastal Research*, 22, 1260-1267.
- O'Brien, M.P. y Rindlaub, B.D. 1936. The transportation of sand by wind. *Civil Engineering*, 6, 325-327.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Yanes, Y., Castillo, C., De La Nuez, J., Ibañez, M. y Alonso, M. R. 2006. 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*, 21(3), 287-306.
- Owen, P.R. 1964. Saltation of uniform grains in air. *Journal of Fluid Mechanics*, 20, 225-242.
- Pascual, L. y Mateo, M.E. 1998. Extracciones de áridos a cielo abierto en Lanzarote. Revista de la Consejería de Política Territorial y Medio Ambiente del Gobierno de Canarias, 11.
- Parker-Gay Jr., S. 1999. Observations regarding the movement of barchan sand dunes in the Nazca to Tanaca area of southern Peru. *Geomorphology*, 27 (3-4), 279-293.
- Perera, F. M. 2004. Aportación al problema de El Jable a principios del siglo XIX. En: Cabildo Insular de Lanzarote y Cabildo Insular de Fuerteventura (eds.). *X Jornadas de Historia sobre Lanzarote y Fuerteventura*, 1, 205-212.
- Pereyra-Galviatti, J. 1907. Notas de geología agrícola de la isla de Lanzarote. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 7, 363-368.
- Peryt, T.M. 1983. Oncoids: Comment to Recent developments. *Coated Grains*, Springer-Verlag, Berlín, 273-275.
- Petit-Maire, N., Delibras, G., Meco, J., Pomel, S. y Rosso, J.C. 1986. Paléodimatologie des Canaries Orientales (Fuerteventura). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 303, Ser. II, 303 (13), 1241-1246.
- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, 628 pp.
- Powers, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles, *Journal of Sedimentary Petrology* 23, 117-119.
- Pye, K. 1983. Coastal dunes. *Progress in Physical Geography*, 7, 531-557.
- Pye, K. 1994. *Sediment transport and depositional processes*. Blackwell Scientific Publications, 397 pp.
- Radok, U. 1977. Snow drift. *Journal of Glaciology*, 19, 123-139.
- Rebêlo, L.P., Brito, P.O. y Monteiro, J.H. 2002. Monitoring the Cresmina dune evolution (Portugal) using differential GPS. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 36, 591-604.

- Reyes, J.A., Pérez de Paz, P.L., García, S., Cabrera, M.V. y González, R. 2001. Cartografía de la vegetación de Canarias, 1:25000, Lanzarote. GRAFCAN.
- Rosen, P.S. 1978. An efficient, low cost, aeolian sampling system. *Sciences Technology Notes, Current Research. Part A, Geological Survey of Canada*, 78-1A, 531-532.
- Sarre, R.D. 1987. Aeolian sand transport. *Progress in Physical Geography*, 11, 157-182.
- Sorensen, M. 1991. An analytical model of wind-blown sand transport. *Acta Mechanica Supplementum*, 1, 67-82.
- Silva, A., Taborda, R., Rodrigues, A., Duarte, J. y Cascalho, J. 2007. Longshore drift estimation using fluorescent tracers: new insights from an experiment at Comporta Beach. *Portugal Marine Geology*, 240, 137-150.
- Silva, P.G., Zazo, C., Bardají, T., Baena, J., Lario, J. y Rosas, A. 2009. *Tabla Cronoestratigráfica del Cuaternario de la Península Ibérica*. AEQUA. <http://www.aequa.es/>
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D.K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z. y Su, R. 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology*, 152, 263-277.
- Thomas, D.S.G. 1986. The response diagram and ancient desert sands - a note. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30 (3), 363-369.
- Tsoar, H. 2005. Sand dunes mobility and stability in relation to climate. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 357, 50-56.
- Tucker, M. E. 1988. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 394 pp.
- Vila-Concejo, A., Ferreira, O., Ciavola, P., Matias, A., Dias, J.M.A. 2004. Tracer studies on the updrift margin of a complex inlet system. *Marine Geology*, 208, 43-72.
- Vincent, P.J. 1985. Some Saudi Arabian dune sands: A note on the use of the response diagram. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29 (1), 117-122.
- Von Kármán, T. 1934. Turbulence and skin friction. *Journal of Aeronautical Sciences*, 1, 1-20.
- Von Suchodoletz, H., Kuhn, P., Hambach, U., Dietze, M., Zoller, L. y Faust, D. 2009. Loess-like and palaeosol sediments from Lanzarote (Canary Islands/Spain) - Indicators of palaeoenvironmental change during the Late Quaternary. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 278, 71-87.
- Walker, C.A., Wragg, G.M. y Harrison, C.J.O. 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.
- White, B.R. 1979. Soil transport by wind on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4643-4651.
- White, T.E. e Inman, D.L. 1989. Transport determination by tracers. En: R.J. Seymour (ed.). *Nearshore sediment transport*. Plenum, New York, 115-128.

- Williamson, D., Jackson, M., Banerjee, S.K. y Petit-Maire, N. 2004. The magnetism of a glacial aeolianite sequence from Lanzarote (Canary Islands): coupling between luvic calcisol formation and Saharan dust trapping processes during wet deposition events off northwestern Sahara. *Geophysical Journal International*, 157, 1090-1104.
- Wilson, S.J. y R.U., Cooke 1980. Wind erosion. En: M.J. Kirkby y R.P.C. Morgan (eds.). *Soil Erosion*, Wiley, Chichester, 21, 7-25 1.
- Yao, Z. Y., Wang, T., Han, Z. W., Zhang, W. M. y Zhao, A. G. 2007. Migration of sand dunes on the northern Alxa Plateau, Inner Mongolia, China. *Journal of Arid Environments*, 70, 80-93.
- Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Goy, J.L., Ghaleb, B. y Hoyos, M. 1997. Cambios del nivel del mar-clima en los últimos 250 Ka (Canarias Orientales). *Boletín Geológico y Minero*, 108 (4-5), 159-169.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.Y., Soler, V., González, J.A., Dabrio, C.J. 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 Quaternary. *Quaternary Science Review*, 21, 2019-2046.
- Zazo, C., Hansen, A., Goy, J.L., Criado, C., González, J.A., Dabrio, C.J., Hillaire-Marcel, C., Bardají, T., Silva, P.G., Cabero, A., Civis, J., Soler, V. y Ghaleb, B. 2008. Geomorfología volcánica y variaciones del nivel del mar en Lanzarote y Fuerteventura (Plio-Cuaternario). En: F.J. Torrado y M.C. Cabrera (eds.). Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias. Lanzarote, Fuerteventura, Tenerife, La Gomera y El Hierro. Sociedad Geológica de España, *Geo-Guias*, 6, 143-172.
- Zingg, A.W. 1953. Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material. *Proceedings of the 5th Hydraulic Conference Bulletin*, 34, 111-135.

PÁGINAS WEB:

http://www.aemet.es/	Agencia Estatal de Meteorología
http://www.asolan.com/	ASOLAN
http://www.cabildodelanzarote.com/	Oficina de ordenación turística del Cabildo de Lanzarote
http://www.gobcan.es/agricultura/	Consejería de Agricultura Ganadería, Pesca y Alimentación
http://www2.gobiernodecanarias.org/istac/	Instituto Canario de Estadística
http://visor.grafcan.es/visorweb/	IDECanarias visor 2.0, GRAFCAN
http://www.ine.es/	Instituto Nacional de Estadística
http://www.lavozdelanzarote.com/	Periódico digital
http://www.marm.es/	Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino
http://www.meteored.com/	Meteorología
http://www.puertos.es/es/index.html	Puertos del Estado

Anexos

Muestra	Longitud	Latitud	Tamaño medio (ϕ)	Tamaño medio (mm)	Grado de selección (ϕ)	Asimetría (ϕ)	Carbonatos (%)
1	633120	3221660	2,09	0,26	1,37	-0,32	79
2	634000	3222500	1,75	0,35	0,89	0,09	86
3	635000	3222910	1,90	0,30	0,85	0,08	83
4	635980	3223680	1,41	0,43	0,87	0,17	88
5	637060	3223640	1,23	0,47	0,77	0,22	85
6p	638530	3222820	1,24	0,45	0,48	0,01	86
6	638610	3222660	1,41	0,42	1,06	-0,14	74
7	639050	3222340	1,73	0,37	1,27	-0,19	58
7p	638990	3222350	0,46	0,76	0,49	-0,04	86
8	640070	3221600	1,87	0,30	0,62	0,14	55
9	640970	3221690	2,55	0,18	0,35	-0,11	57
10	641980	3222430	2,52	0,18	0,48	-0,21	41
10p	641980	3222430	1,72	0,37	1,12	-0,39	63
11	642780	3223530	-0,25	2,70	1,54	1,70	27
11p	642780	3223530	1,95	0,27	0,54	0,17	59
12	636010	3223000	1,87	0,32	0,99	-0,02	80
13	636940	3223070	1,81	0,35	1,15	-0,11	67
14	638210	3222720	2,42	0,23	1,16	-0,19	40
15	633670	3222010	2,09	0,25	0,69	0,11	87
16	635310	3222020	1,79	0,36	1,51	-0,37	70
17	636020	3222120	1,50	0,40	0,81	0,10	73
18	637080	3222210	0,94	1,53	2,01	-0,41	47
19	638000	3222340	2,15	0,29	1,19	-0,41	40
20	639010	3222040	2,01	0,29	0,98	-0,18	49
21	632860	3221060	1,62	0,61	1,90	-0,38	72
22	633380	3221030	2,19	0,24	0,60	0,01	88
23	635800	3222100	1,95	0,29	0,80	0,06	80
24	637080	3220900	1,26	0,47	0,85	0,51	52
25	638060	3221130	2,22	0,25	0,97	-0,37	52
26	638740	3221090	2,21	0,24	0,96	-0,07	65
27	640000	3221000	2,41	0,20	0,44	-0,04	52
28	640820	3220970	1,44	0,54	1,48	-0,30	24
29	635010	3219940	1,69	0,38	1,42	-0,31	70
30	636010	3220000	1,92	0,30	1,08	-0,08	71
31	637010	3219750	2,12	0,26	0,84	-0,07	55
32	638100	3220000	2,30	0,22	1,12	-0,42	52
33	638850	3219900	2,33	0,22	0,92	-0,37	49

Anexo I.I. Tabla con la localización, parámetros granulométricos, y contenido en carbonato de las muestras de sedimento superficial.

Muestra	Longitud	Latitud	Tamaño medio (ϕ)	Tamaño medio (mm)	Grado de selección (ϕ)	Asimetría (ϕ)	Carbonatos (%)
34	640000	3220070	2,50	0,18	0,43	-0,17	52
35	633960	3219040	2,00	0,28	0,95	-0,01	77
36	634950	3218910	1,86	0,32	0,90	0,09	80
37	636110	3218990	2,18	0,25	0,84	-0,06	54
38	637040	3219010	2,26	0,22	0,57	-0,06	56
39	638140	3218900	2,39	0,20	0,47	-0,14	54
40	638900	3219190	2,43	0,19	0,49	-0,13	51
41	639960	3219060	1,72	0,43	1,55	-0,58	24
42	632930	3217950	1,85	0,31	0,85	0,05	80
43	634090	3217610	1,99	0,27	0,62	0,17	85
44	635060	3218000	1,76	0,33	0,80	0,09	73
45	635970	3217910	2,09	0,26	0,73	0,13	63
46	637070	3218030	2,18	0,25	1,26	-0,30	58
47	637540	3218000	2,52	0,18	0,44	-0,19	46
48	638790	3217950	2,40	0,20	0,63	-0,23	43
49.0	633120	3217030	0,79	1,20	1,83	-0,39	59
49	634190	3217010	1,85	0,30	0,69	0,08	88
50	635050	3216510	1,86	0,30	0,67	0,08	78
51	636360	3217010	2,23	0,23	0,63	0,02	56
52	637060	3217000	2,21	0,24	1,26	-0,49	43
53	638250	3216960	2,38	0,20	0,61	-0,39	42
54	634040	3216050	1,69	0,34	0,82	-0,07	83
55	634990	3215610	2,13	0,24	0,58	0,15	76
56	636060	3216360	2,06	0,26	0,73	0,15	66
57	637130	3216000	1,97	0,30	1,07	-0,27	41
58	637750	3216030	2,38	0,20	0,69	-0,35	41
59	634900	3215080	2,00	0,27	0,62	0,16	79
60	636010	3215010	2,00	0,29	0,98	-0,20	47
61	637000	3215030	1,73	0,41	1,63	-0,43	44
62	638040	3214980	2,48	0,19	0,42	-0,14	39
63	634880	3213550	2,08	0,25	0,58	0,15	79
64	636000	3214010	1,90	0,31	1,00	-0,07	42
65	637060	3213800	2,25	0,23	0,94	-0,28	44
66	638000	3214030	2,33	0,22	0,98	-0,35	36
67	635150	3212930	1,38	0,53	1,34	-0,40	48
68	636000	3213140	1,89	0,34	1,27	-0,41	42
69	636880	3212930	1,31	0,79	1,89	-0,54	35

Anexo I.I *continuación*. Tabla con la localización, parámetros granulométricos, y contenido en carbonato de las muestras de sedimento superficial.

Muestra	Longitud	Latitud	Tamaño medio (ϕ)	Tamaño medio (mm)	Grado de selección (ϕ)	Asimetría (ϕ)	Carbonatos (%)
70	638140	3212950	1,27	0,59	1,38	-0,30	24
71	636190	3211970	1,54	0,48	1,36	-0,29	32
72	635960	3210940	1,34	0,61	1,47	-0,31	29
73	636930	3211150	2,30	0,23	1,02	-0,48	39
74	637810	3211050	2,30	0,22	1,02	-0,43	39
75	635990	3210070	1,52	0,47	1,24	-0,19	30
76	637000	3210010	1,98	0,30	1,02	-0,37	41
77	637870	3210000	1,77	0,41	1,29	-0,52	36
78	636330	3208990	1,75	0,37	1,10	-0,24	38
79	637920	3209020	2,27	0,23	1,02	-0,40	36
80	636020	3207990	2,02	0,29	1,03	-0,30	38
81	637000	3208010	1,15	1,02	1,96	-0,64	39
82	638100	3208110	1,48	0,56	1,63	-0,47	29
83	639070	3208040	0,51	1,49	2,18	0,01	6
84	635940	3207210	1,56	0,49	1,36	-0,37	35
85	636800	3206920	2,27	0,23	0,89	-0,40	38
86	637940	3207020	2,10	0,26	0,73	-0,17	42
86.1	639020	3207020	1,13	0,65	1,48	-0,01	17
87	636000	3206000	1,45	0,50	1,31	-0,24	23
88	637000	3205960	1,86	0,35	1,18	-0,40	35
89	638050	3205880	2,01	0,29	0,96	-0,39	40
90	638980	3206070	2,25	0,23	0,69	-0,24	37
91	636930	3204990	2,10	0,26	0,77	-0,11	40
92	637670	3204980	1,78	0,37	1,13	-0,39	37
93	638910	3205070	1,82	0,35	1,08	-0,37	31
94	633140	3200690	2,17	0,24	0,55	-0,02	41
95	634500	3201190	2,32	0,21	0,48	-0,11	56
96	635260	3201500	2,31	0,21	0,47	-0,12	40
97	635910	3202350	2,03	0,26	0,49	0,20	49
98	636680	3203120	2,56	0,18	0,44	-0,26	51
99	637390	3203350	1,71	0,32	0,50	-0,06	38
100	638240	3203700	1,89	0,28	0,37	0,26	47
101	638810	3203830	1,55	0,37	0,69	-0,12	31
102	640650	3204200	2,08	0,25	0,56	0,17	68
A	632340	3221670	1,85	0,29	0,39	0,09	83
B	635750	3221000	1,35	0,74	1,85	-0,46	67

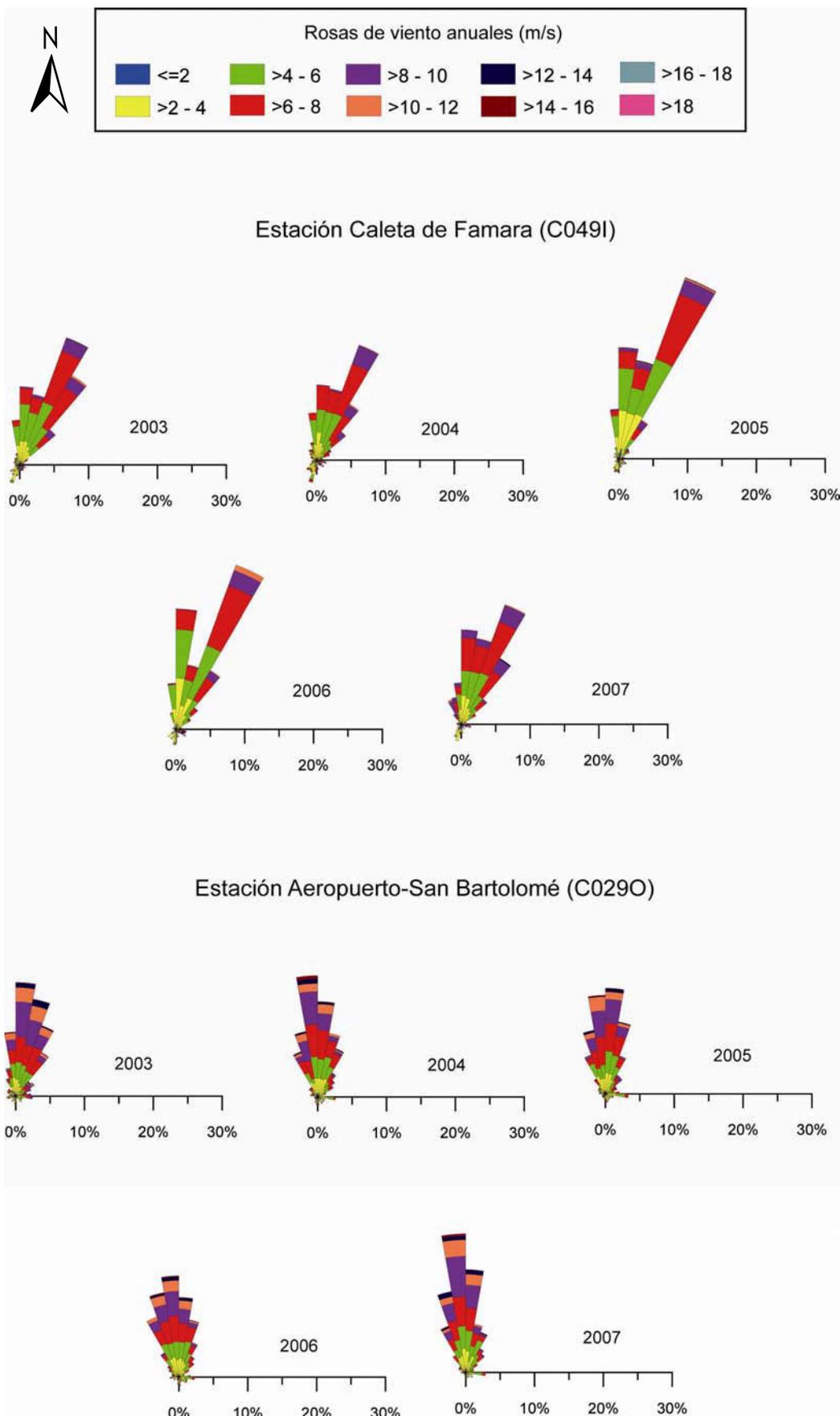
Anexo I.I *continuación*. Tabla con la localización, parámetros granulométricos, y contenido en carbonato de las muestras de sedimento superficial.

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
3	20	0,3	2	0,6	45	13,86	6,7	0	7,3	1,3	0	0,67	1,98
5	25,3	0	0	1	44,6	8,58	8,25	0	5,6	0,3	5,3	0	0,6
7	12,43	0	1,13	0	21,19	9,61	0,57	0	14,12	8,19	15,82	16,67	0,28
7p	19,3	0	0	0	60,66	6,27	5,94	0,33	4,33	0,666	2	0	0,33
8	16,3	0,3	3	0	36,3	2,31	3,63	0,6	28,3	7,6	0	0	1,3
10	15	1,6	2,3	1	25	5,61	0,99	2,3	28	10,3	6,25	0	1,32
10p	14,3	0,6	1,6	0	47,3	7,92	0,99	0	15,6	4	5,33	0	1,98
11	4,3	0	3,3	0,6	9	5,28	1,98	0	57	14,6	1	0	2,6
11p	13,6	1	0,3	1,3	44	4,95	2,97	0,3	20,6	8,6	0	0	2
12	28	0,3	1,6	0,6	45,3	12,87	3,96	0	4	1	0,3	0,99	0,66
15	20,6	0	0	2	49,3	18,81	3,96	0	3	0,6	0	0,33	0,99
18	8	0,5	6	0,5	20,5	26	14	0	15,5	2	2	1,5	3,5
20	10,6	0,6	5,3	0,6	35,3	5,94	2,31	0	21	9	1,3	2,97	4,62
21	10,3	0	2,3	1	31,6	26,4	18,48	0	5,6	2	0	0	1,65
25	11	0	4,6	0	34,6	5,94	10,23	0,3	18,3	7,3	5	0	2,3
28	3	0	3,6	0	12,3	11,22	5,28	2	27,3	17	41	2,31	1,98
30	19,6	0	2,6	0,3	38,3	7,92	7,59	0	13,3	3	4	0,33	2,64
35	22	0	2	1,3	38,3	21,45	5,94	0	4,3	0,6	0,3	0,33	2,97
40	11,6	1,3	2,6	0,3	41,6	7,92	3,3	0,6	16,3	10,3	0,3	0	3,3
49	24,6	0	1,3	1	47,3	14,85	3,96	0,3	1,6	0,3	0,3	0	4
51	13,3	0	4	0,3	31	12,54	2,31	0	27	1	6	0	2,31
53	12,3	0,6	5	0,6	28,6	8,58	1,65	0	33,3	6,3	1	0	1,65
59	26,3	0,6	0,3	1	42	10,89	3,96	0	9	2	3	0	0,66
61	9,6	0	0,6	0,3	19,3	23,1	3,63	0	18,3	7	15,6	0	2,3
72	8,6	1	4,3	0	24	3,96	0,66	0	21,6	6,3	25	0,33	3,96
74	6,6	0,3	3	0,3	25,6	7,26	5,28	0,3	26,3	6,6	14	0,66	3,3
80	8	0	5	0	21,3	8,25	1,65	0	25,3	14,6	11,3	0,33	3,96
82	3	0,3	3	0	8	14,52	1,32	0	29,3	10	29,6	0,33	0,33
87	5	0	1,3	0,3	12,6	4,29	0,33	0	14,3	8,3	52	0,99	0,33
89	8,6	0	2	0	26	3,63	2,64	0,3	22,3	12,6	19,6	0	1,98
94	13,6	0	6,3	0	22,3	2,31	2,97	0	35,3	7,3	7	0	2,31
97	13	0,3	3	0,6	28,3	3,63	2,64	0,3	28,6	10,3	8	0	0,99
99	12,3	0,6	5	0,6	32,3	0,66	1,32	0,3	27	16,3	2,6	0	0,6
101	9	0	3,3	0	21,6	0,33	1,98	0,3	21,3	18,3	23,6	0	0
102	23,6	0	1,6	0,3	45,3	3,63	5,28	0	13,6	5,6	0,3	0	0,33
A	22,77	0	1,32	0,33	52,47	4,29	5,61	0	8,91	1,98	0,66	0	0,66
B	8	0,3	2,3	0	29,6	17,88	14,19	0	21,6	2,6	2	0	0,99

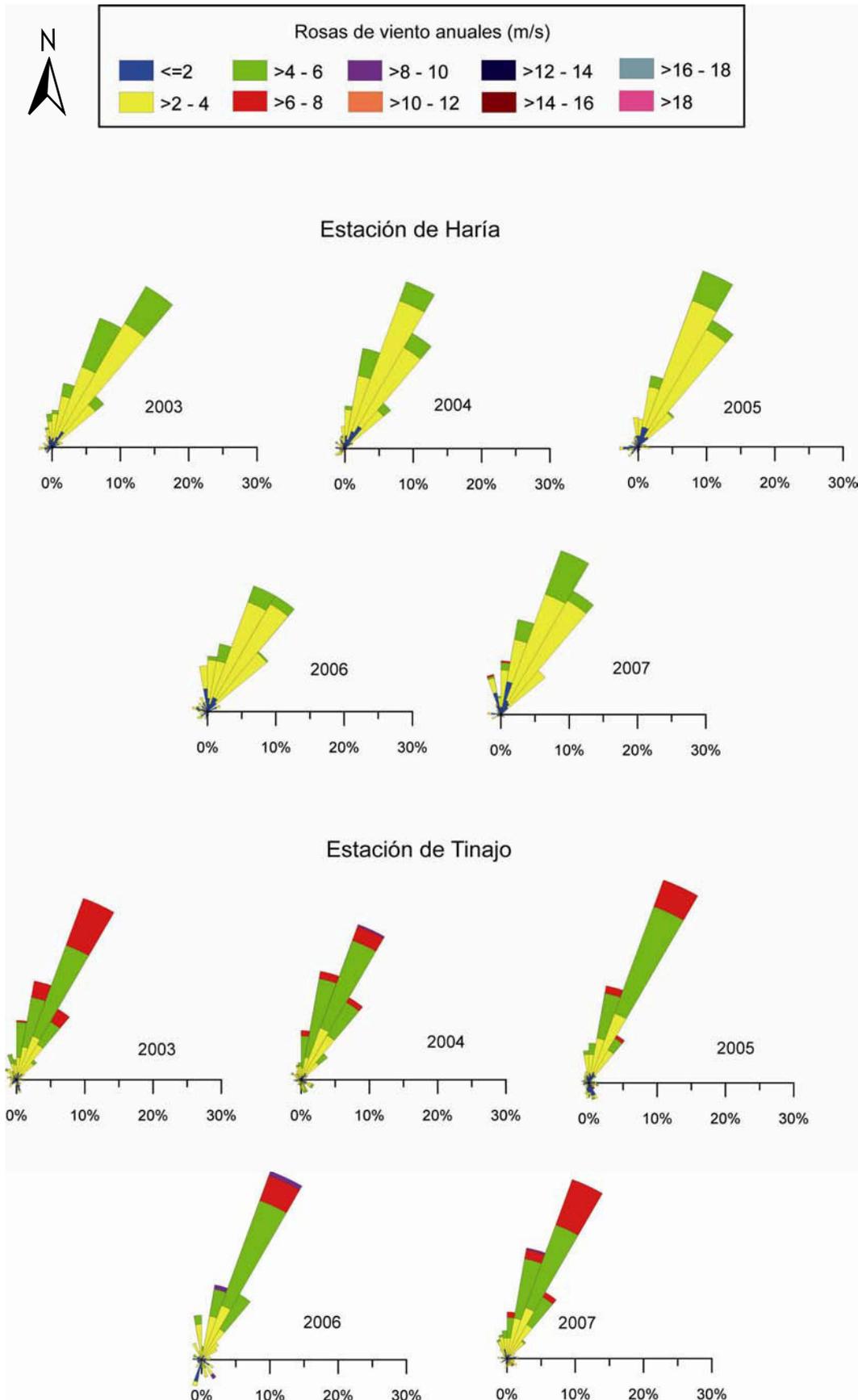
Anexo I.II. Porcentaje total de cada componente, resultado del contaje de puntos realizado a las láminas delgadas de las muestras superficiales. A) Muestra; B) mallas de alga; C) briozoos; D) minerales; E) foraminíferos; F) otros bioclastos; G) cemento; H) fragmentos de roca sedimentaria; I) calcita; J) fragmentos de roca volcánica muy alterada; K) fragmentos de roca volcánica medio alterada; L) fragmentos de roca volcánica poco alterada; M) Vidrio volcánico; N) óxidos.

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
M1	12,3	0	1,6	0,3	36	30,36	2,31	0	11,3	3,3	0	0	1,98
M13	9,3	0	7,6	0	17,6	10,56	2,97	0,3	32,3	17,6	0	0	1,32
M18	14,6	1	3,3	0	26	7,59	3,96	0	30,6	11	0	0	1,65
M24	12,3	0,6	2	0,6	41,3	13,86	3,3	0	14,3	9	0,3	0	1,98
M28	19,3	0,6	3	2	46,6	6,93	9,24	0	8,3	3	0	0	0,66
M30	15,3	0	0	0,3	28,6	50,82	0,99	0	2,3	1	0	0	0
M32	28,6	0	0,3	0,3	50,3	7,59	7,26	0	3,6	1,3	0	0	0,33
C5b	21,6	0	2	0,6	40,3	20,13	5,94	0	3	4	1,3	0	0,66

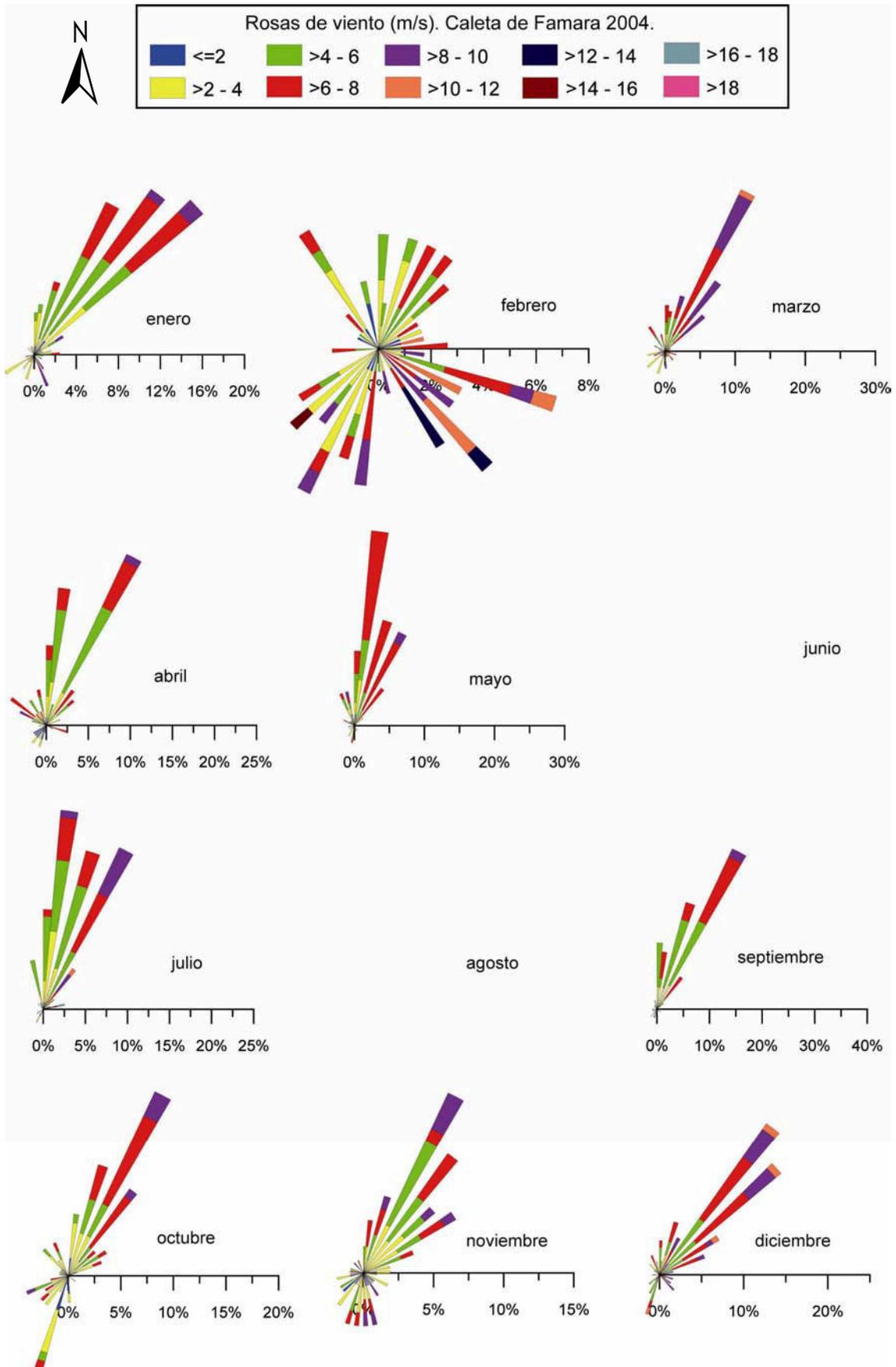
Anexo I.III. Porcentaje total de cada componente, resultado del contaje de puntos realizado a las muestras recogidas en los cortes geológicos y la calicata. A) Muestra; B) mallas de alga; C) briozoos; D) minerales; E) foraminíferos; F) otros bioclastos; G) cemento; H) fragmentos de roca sedimentaria; I) calcita; J) fragmentos de roca volcánica muy alterada; K) fragmentos de roca volcánica medio alterada; L) fragmentos de roca volcánica poco alterada; M) Vidrio volcánico; N) óxidos.



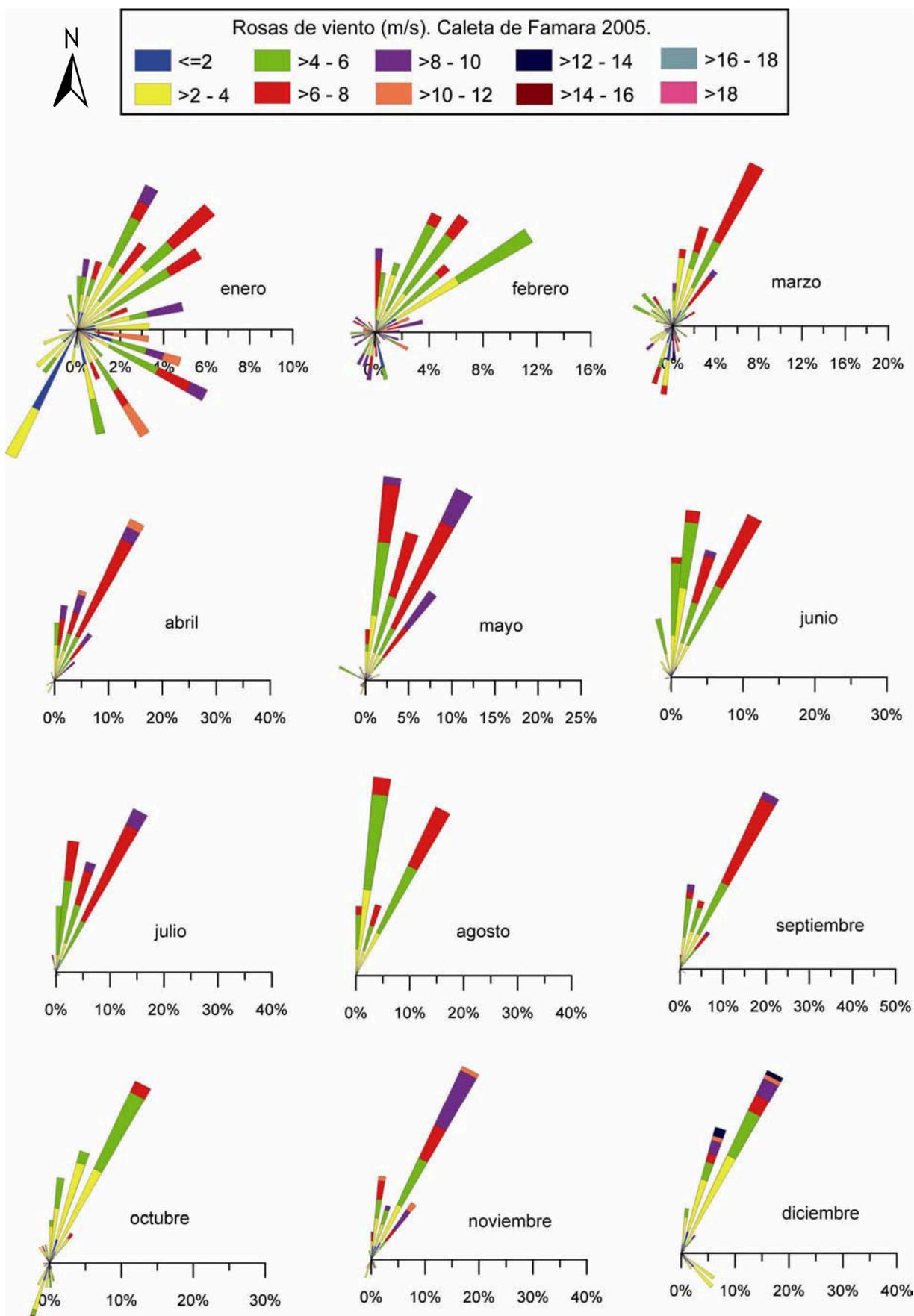
Anexo II.I. Rosas de viento anuales de las estaciones meteorológicas de Caleta de Famara y Aeropuerto-San Bartolomé. El eje horizontal indica el porcentaje de datos representado.



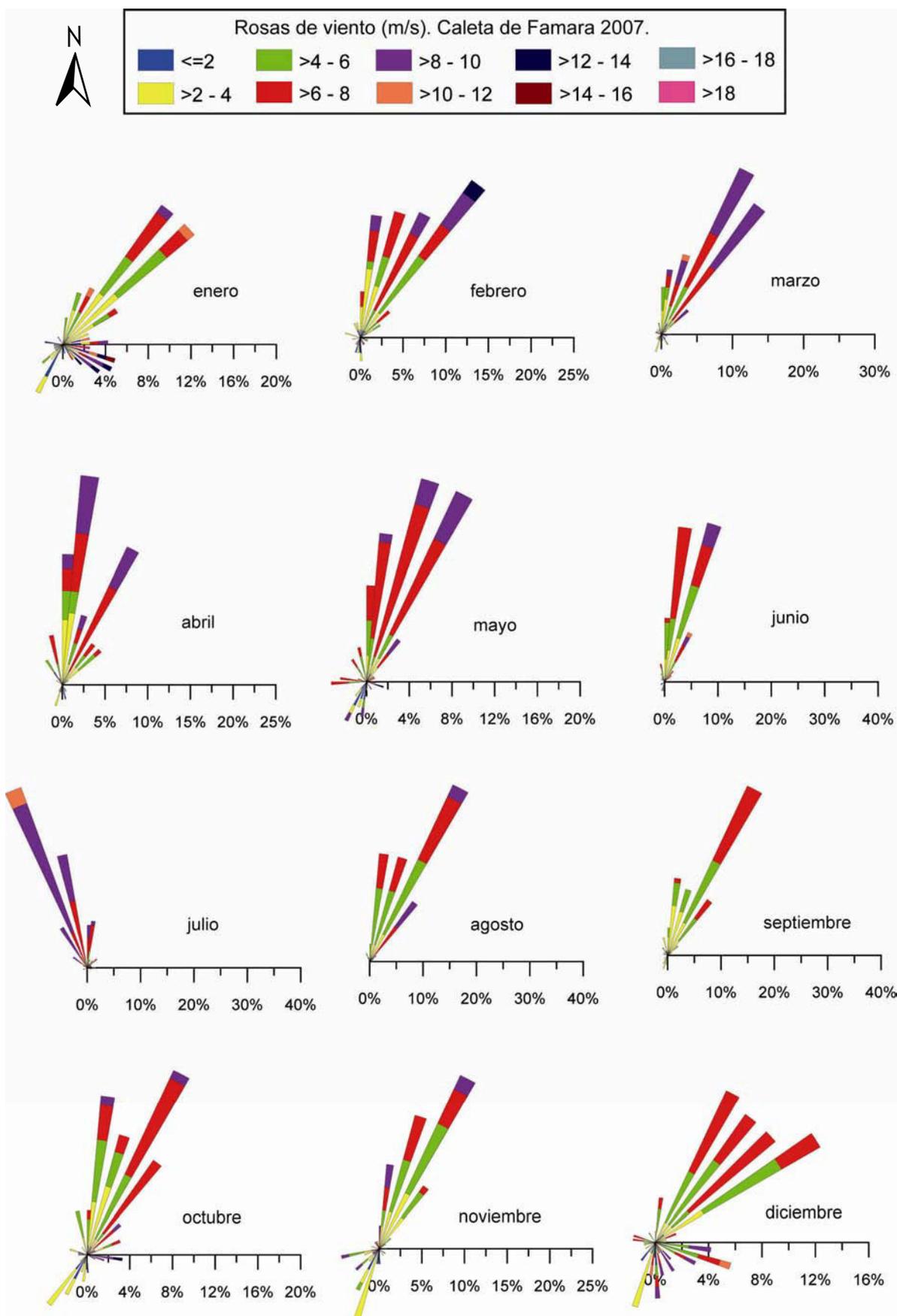
Anexo II.I. Rosas de viento anuales de las estaciones meteorológicas de Haría y Tinajo. El eje horizontal indica el porcentaje de datos representado.



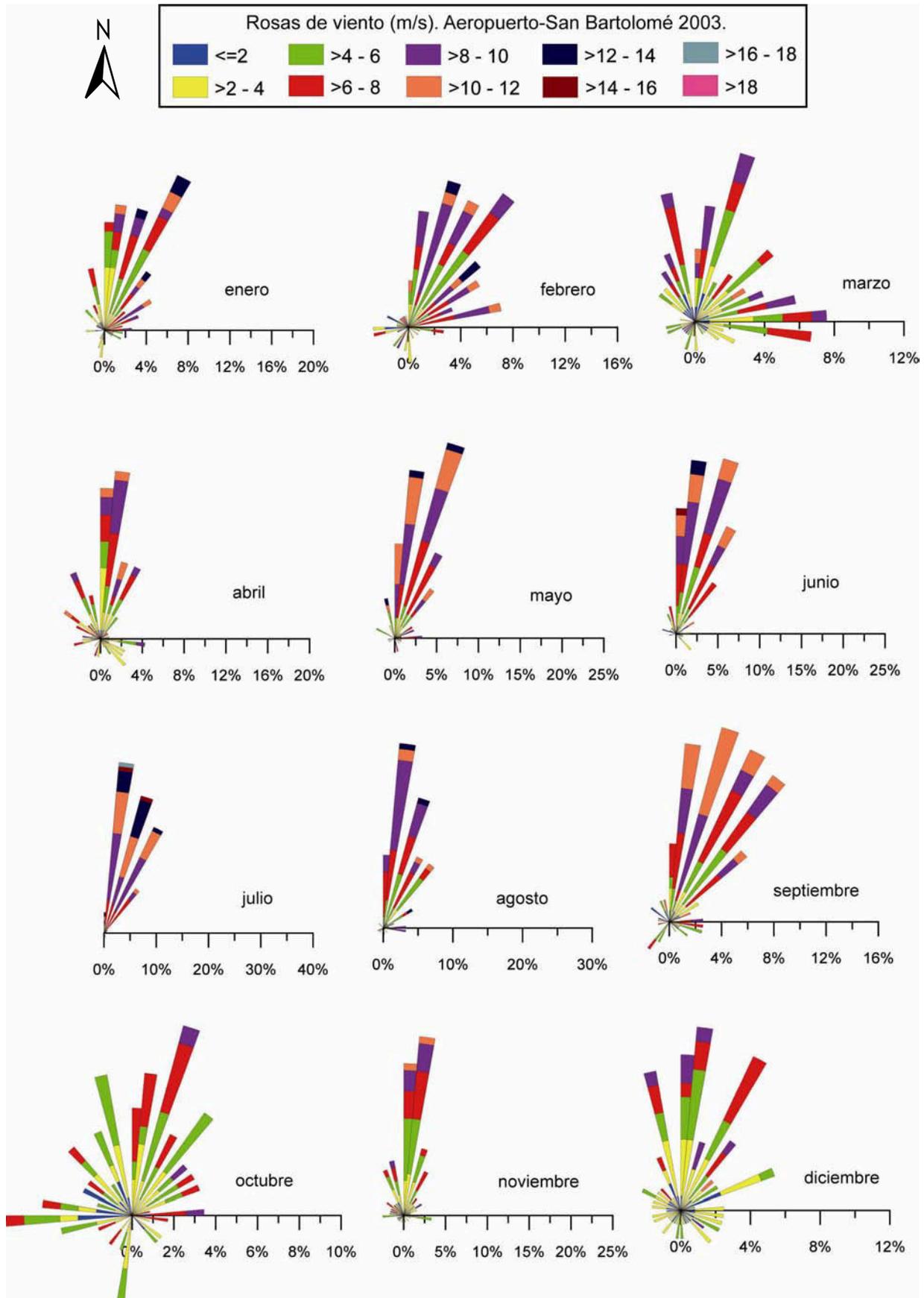
Anexo II.II. Rosas de viento mensuales para el año 2004. Datos de la estación meteorológica de Caleta de Famara. No se dispone de los datos de junio ni agosto. El eje horizontal indica el porcentaje de datos representado.



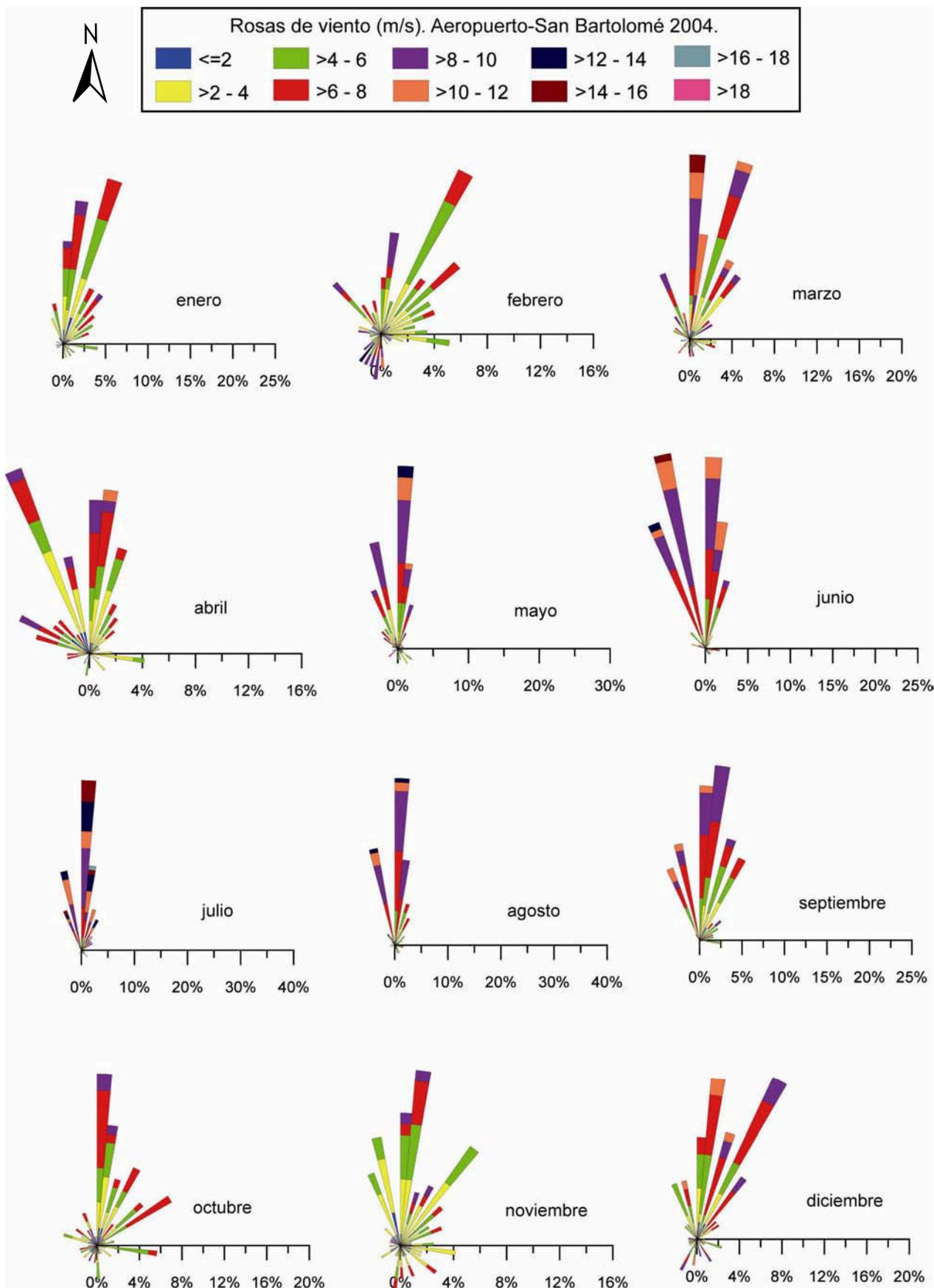
Anexo II.II. Rosas de viento mensuales para el año 2005. Datos de la estación meteorológica de Caleta de Famara.



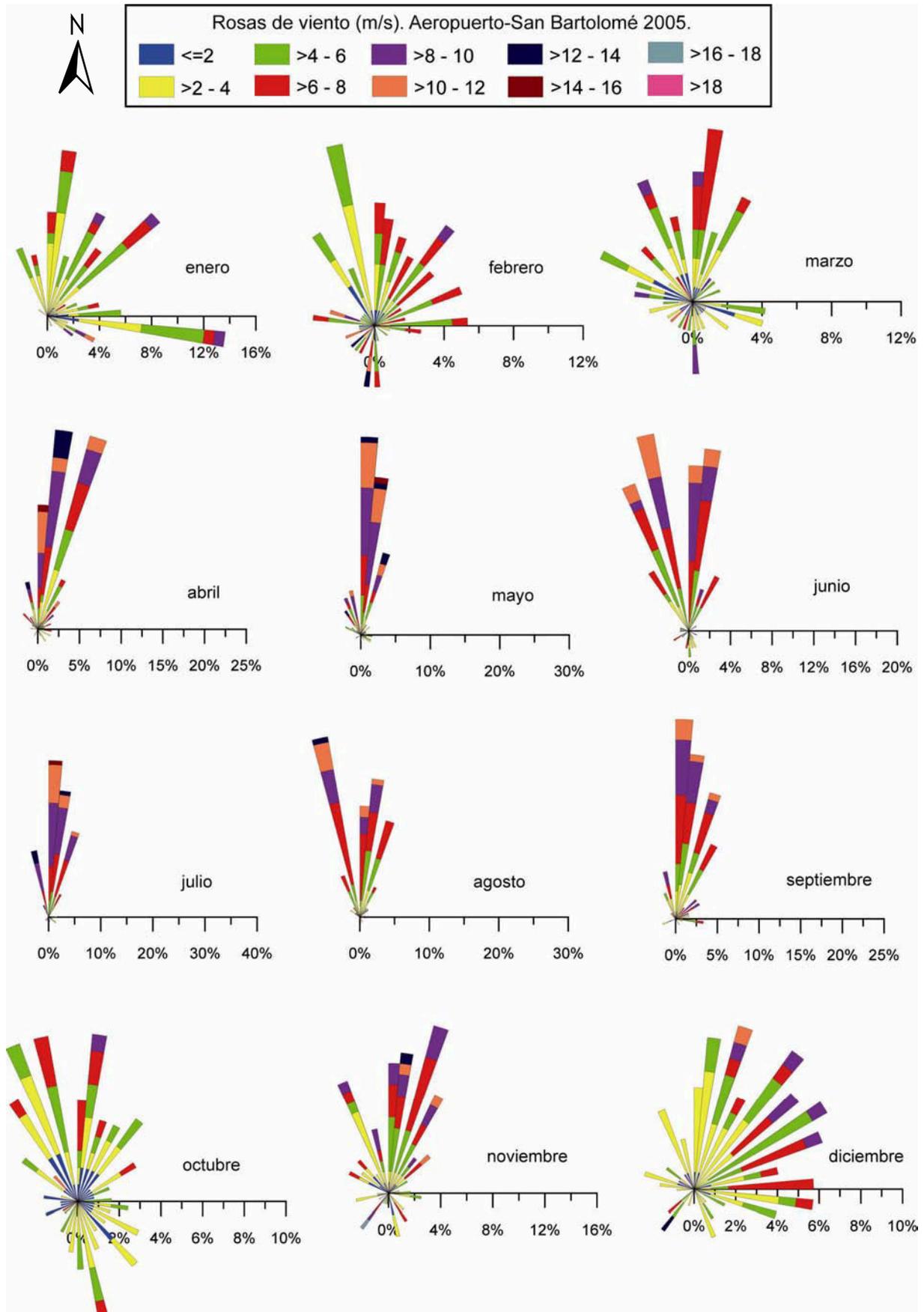
Anexo II.II. Rosas de viento mensuales para el año 2007. Datos de la estación meteorológica de Caleta de Famara.



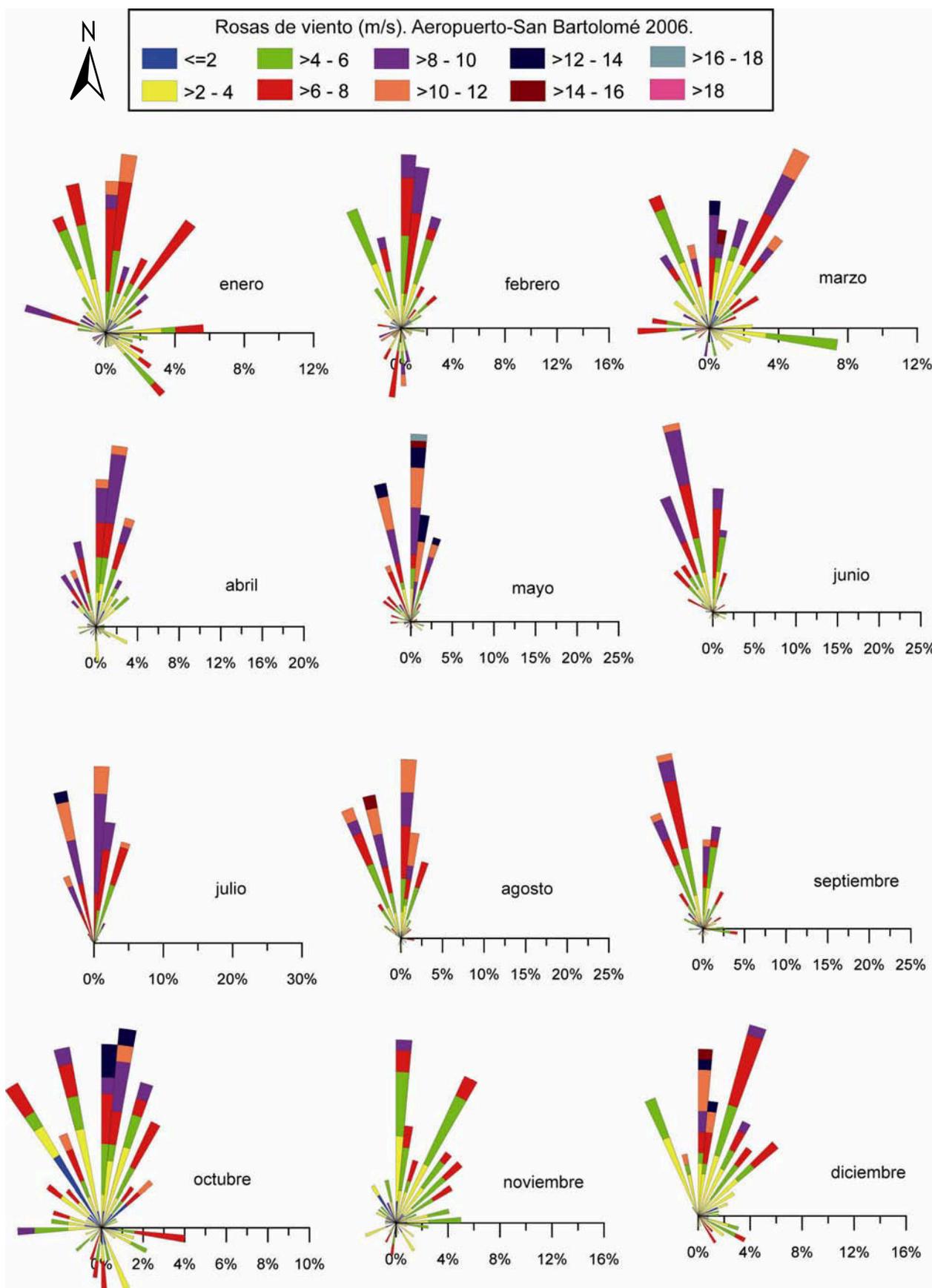
Anexo II.II. Rosas de viento mensuales para el año 2003. Datos de la estación meteorológica del Aeropuerto-San Bartolomé.



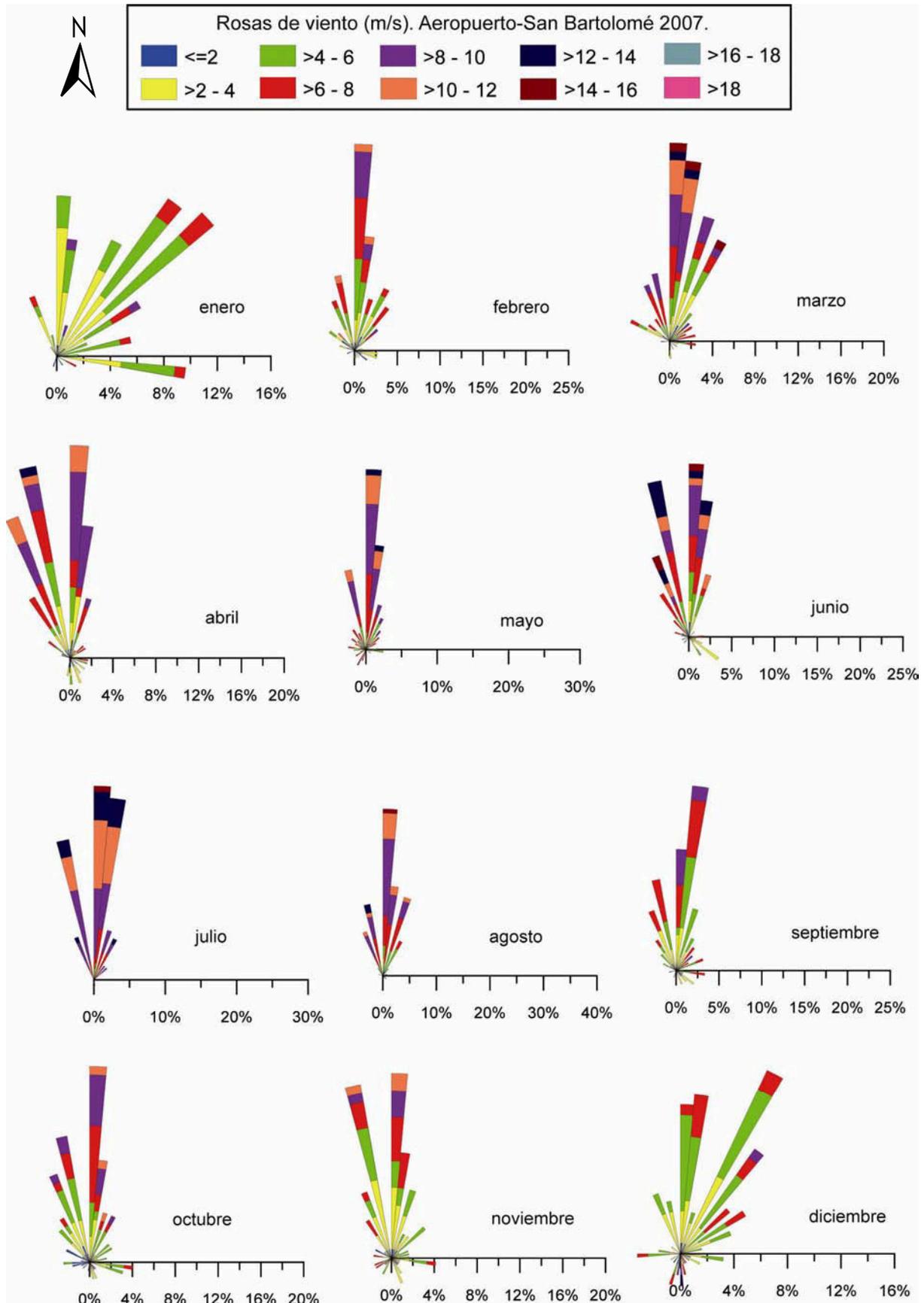
Anexo II.II. Rosas de viento mensuales para el año 2004. Datos de la estación meteorológica del Aeropuerto-San Bartolomé.



Anexo II.II. Rosas de viento mensuales para el año 2005. Datos de la estación meteorológica del Aeropuerto-San Bartolomé.



Anexo II.II. Rosas de viento mensuales para el año 2006. Datos de la estación meteorológica del Aeropuerto-San Bartolomé.



Anexo II.II. Rosas de viento mensuales para el año 2007. Datos de la estación meteorológica del Aeropuerto-San Bartolomé.

