

Grado en Geografía y Ordenación del Territorio

2014-2015

EL RELLENO VOLCÁNICO PLEISTOCENO
DE LOS VALLES DE TEGUESTE Y
GUERRA

Trabajo realizado por: Cristian Orihuela Brownbill

Dirigido por: Constantino Criado Hernández

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	5
2. CONTEXTO GEOGRÁFICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	5
3. ANTECEDENTES	9
4. OBJETIVO E HIPÓTESIS	10
5. FUENTE Y METODOLOGÍA.....	10
6. RESULTADOS	12
6.1. Edificios volcánicos	12
6.2. Perfiles magnetoestratigráficos.....	14
6.2.1. Las Goteras (Bajamar)	16
6.2.2. Ensenada de la Gotera.....	17
6.2.3. Caleta de Milán.....	19
6.2.4. Caleta del Roncador (Jóver)	21
6.2.5. Cantera (Oeste de Jóver).....	22
6.2.6. Barranco del Espinal	23
6.2.7. Juan Fernández	24
6.2.8. El Pris.....	25
6.2.9. Mesa del Mar	26
6.3. Petrografía de las muestras	27
6.3.1. Caleta de Milán (bajo)	29
6.3.2. Caleta de Milán (alto)	29
6.3.3. Juan Fernández (bajo).....	30
6.3.4. Juan Fernández (alto).....	31
6.3.5. Barranco de Tejina (medio)	31
6.3.6. Barranco de Tejina (alto)	32
6.3.7. Portezuelo	33
7. DISCUSIÓN	33
8. CONCLUSIONES	40

9. POSIBLE APLICACIÓN	41
10. AGRADECIMIENTOS	41
11. BIBLIOGRAFÍA	41

RESUMEN

En el macizo de Anaga se encuentran, junto al macizo de Teno y Roque del Conde, los materiales subaéreos más antiguos, que constituyen el sustrato común a toda la isla (Carracedo, 2011). En Anaga la actividad volcánica cesó hace poco más de 3 Ma., sin embargo, en el Cuaternario se produjo una renovación en la actividad eruptiva basáltica, dando como resultado el recubrimiento parcial de los sectores más occidentales, fundamentalmente las zonas bajas de lo que hoy son los valles de Tegueste y Guerra. La actividad eruptiva responsable de este rejuvenecimiento geológico se produjo a través de conos, de forma aún reconocible, situados tanto en el exterior como en el interior de estas depresiones. El objetivo del presente trabajo es el estudio y reconocimiento de dicho relleno volcánico cuaternario utilizando técnicas magnetoestratigráficas.

Palabras clave: Evolución geomorfológica, Cuaternario, paleomagnetismo, Valle de Tegueste, Valle Guerra.

The Pleistocene volcanic infilling of the Tegueste and Guerra valleys

ABSTRACT

In the Anaga massif we can find, along with the Teno massif and Roque del Conde, the oldest subaerial materials that constitute the common substrate of the entire island (Carracedo, 2011). In Anaga the volcanic activity stopped a little over 3 million years ago, however, in the Quaternary there was a renewal of the basaltic eruptive activity, resulting in the partial coverage of the Western sectors, mainly the lowlands of what is known now as the valleys of Tegueste and Guerra. The eruptive activity responsible for this geological rejuvenation occurred through cinder cones that still are recognizable, located both outside and inside of these depressions. The aim of this work is the study and recognition of this Quaternary volcanic filling with the help of magnetostratigraphic techniques.

Key words: Geomorphological evolution, Quaternary, paleomagnetism, Tegueste Valley, Guerra Valley.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo aborda el estudio del relleno volcánico cuaternario en los valles de Tegueste y Guerra. Se ha realizado una reconstrucción del proceso de relleno, utilizando criterios estratigráficos, geológicos y geomorfológicos, apoyados en análisis petrográficos y de polaridad magnética.

Se trata de un área de estudio de cierta complejidad en el que se observan los conos volcánicos responsables del relleno en la zona sur, desde la cual, las coladas de lava se deslizaron pendiente abajo hasta llegar al mar. En la costa, al norte del área de estudio, se pueden observar distintas formaciones que fueron sepultadas por las coladas de la fase de rejuvenecimiento, entre las que se encuentran paleodunas, capas de pumitas, y paquetes de coladas basálticas de polaridad positiva (Jaramillo 1,06-0,90 Ma), polaridad negativa (Matuyama 2,45-0,78 Ma) y de polaridad normal (Brunhes 0,78-0,00 Ma), que han quedado expuestas gracias a la acción erosiva del mar y a la torrencial en algunos barrancos.

El estudio de los barrancos y de los acantilados permite llevar a cabo la realización de perfiles estratigráficos

2. CONTEXTO GEOGRÁFICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra en el NE de la isla de Tenerife. Próxima al macizo antiguo de Anaga, comprende parte de los municipios de Tegueste, San Cristóbal de La Laguna y Tacoronte. Se extiende desde el norte siguiendo el Barranco de Vargas en Bajamar hasta su desembocadura, y abarcando toda la costa hacia el SO hasta llegar al Barranco de San Jerónimo próximo a Mesa del Mar. Desde este punto recorre el barranco de San Jerónimo hasta Los Naranjeros, para posteriormente continuar hacia el sur por el Barranco de las Lajas. A continuación sigue por el este incluyendo una serie de conos volcánicos, entre los que destaca Montaña del Aire y se dirige hacia el norte, donde sube por El Pulpito y continúa sobre la línea de cumbres hacia el NE hasta llegar al Barranco Aguas de Dios, por el que continúa hasta llegar a la Mesa de Tejina para finalmente llegar al Barranco de Vargas bordeando el macizo de Anaga.

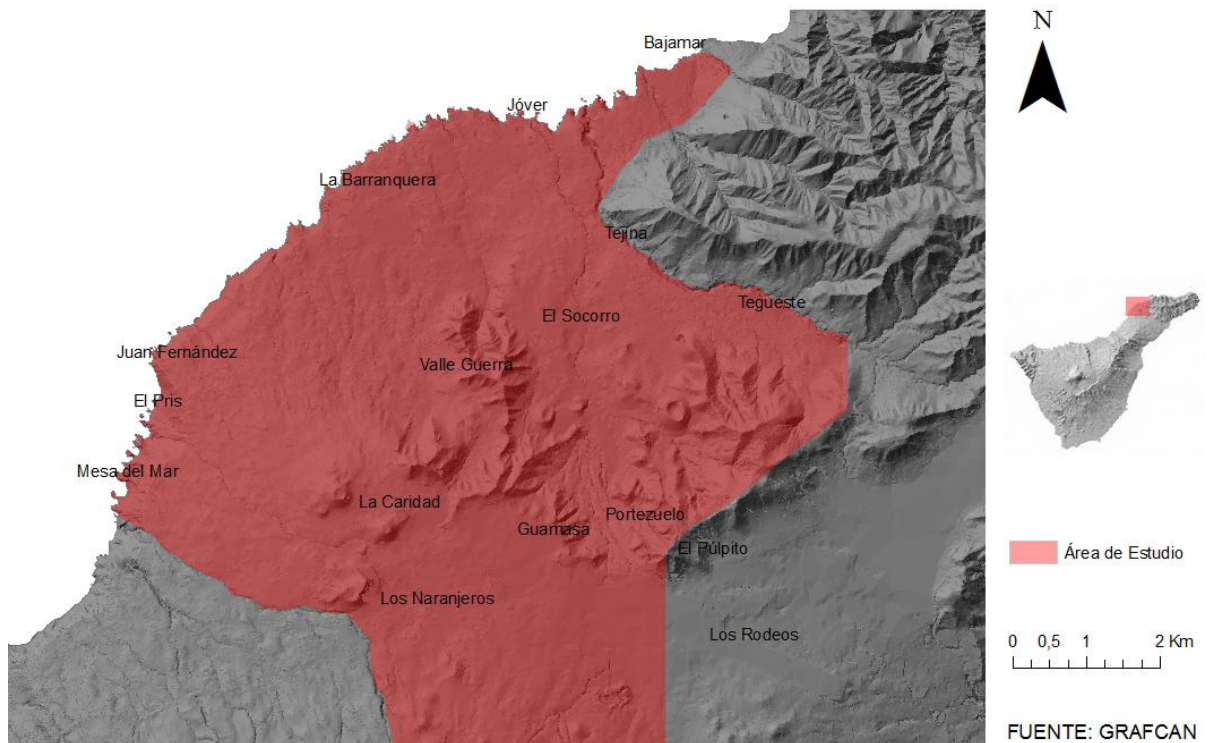


Figura 1. Mapa de delimitación del área de estudio. Elaboración propia.

En el macizo de Anaga se encuentran, junto con Teno y Roque del Conde, los afloramientos más antiguos de Tenerife pertenecientes al período Mioceno Superior y al Plioceno Inferior y Superior. Se establecen 3 períodos constructivos: uno hace más de 6,5 Ma, el segundo entre 6,5 y 4,5 Ma con una posible pausa en torno a los 5,4-4,8 Ma y una última etapa entorno a 3,6 Ma (Ancochea *et al.*, 1990). Se trata pues de un área que se encuentra fuertemente desmantelada por los procesos de erosión y en los que no se han registrado erupciones volcánicas desde entonces, salvo por la del volcán de Las Rozas volcánico de Las Rozas, emitido en su totalidad a inicios del Cuaternario, tratándose de un episodio constructivo terminal que se inscribe, por tanto, en una estructura altamente erosionada (Criado, 1981; Yanes *et al.*, 1988).

La Etapa de Rejuvenecimiento Pleistocena, anteriormente denominada Serie III, deriva de una reactivación volcánica cuaternaria, que dentro de nuestro área de estudio, va a provocar el relleno de los valles de Tegueste y Valle Guerra, mediante la emisión de material lávico a través de una serie de conos volcánicos. Anteriormente a este relleno del Cuaternario los paleovalles de Tegueste y Guerra debían presentar rasgos geomorfológicos similares a los que se observan en el resto de los valles de Anaga: perfil transversal en V y fuerte pendiente de las laderas (Criado, 1981). Sin embargo, aunque mostrasen ambos rasgos geomorfológicos similares en el pasado, cabe

mencionar que según Carracedo *et al.* (2009), el sector de cumbres que se extiende desde Mesa Mota hasta El Pulpito y la cordillera de El Boquerón, no formarían parte del macizo de Anaga, sino del Rift NE de la isla de Tenerife, sobre el cual se sitúa el propio macizo de Anaga, teniendo ambos un origen distinto como queda explicado en la figura 2. Esta idea acerca de la existencia de dos unidades distintas con una discontinuidad de al menos 2 Ma se nutre de las edades registradas en las dataciones absolutas realizadas por Ancochea *et al.* (1990) en donde se reconocen valores de 3,59 y 3,28 Ma por encima de la discordancia mientras que por debajo señala valores de 6,12 y 6,5 Ma ; Thirlwall *et al.* (2000) por su parte data la parte inferior obteniendo una edad de $8,05 \pm 0,14$ Ma y finalmente, Guillou *et al.* (2004) registra valores de 4,20, 4,04 y 4,01 Ma, en las lavas que se encuentran encima de la discordancia. Sin embargo, es necesario señalar que estos resultados no se reflejan en los obtenidos por Martín *et al.* (2008), en el cual se realizó un sondeo cerca del caserío de Pedro Álvarez que abarcaba desde los 588 m hasta el nivel medio del mar. Se dataron 3 muestras obtenidas en una secuencia de unos 580 m de espesor, y en donde los resultados de K/Ar arrojan valores acotados entre los 4 y 4,4 Ma, de lo que se deduce que la construcción de esta parte del edificio Anaga se realizó muy rápidamente, en tan sólo 400.000 años.

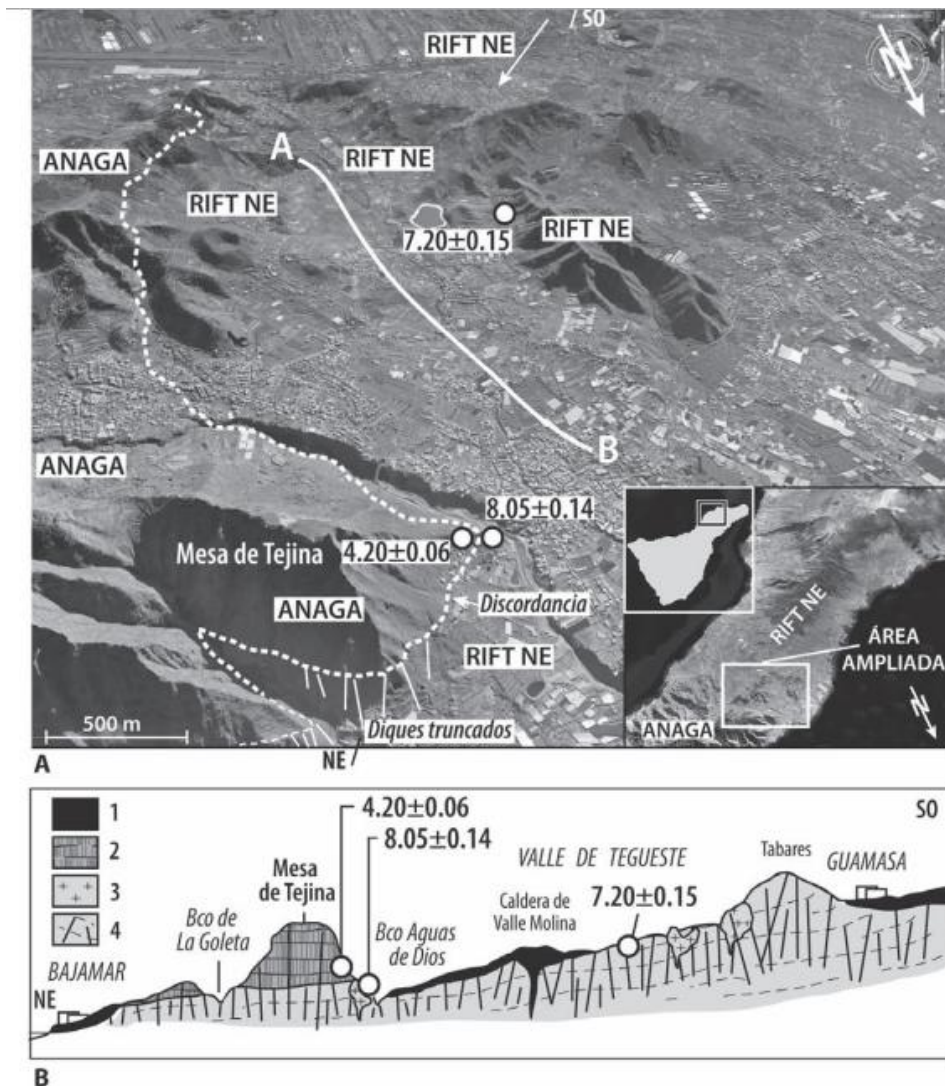


Figura 2. A. Superposición del macizo plio-pleistoceno de Anaga sobre el extremo del Rift NE mioceno. Obsérvese que el apoyo de Anaga sobre la formación subyacente es discordante. Esta discordancia parece evidenciarse, además, por la gran diferencia de las edades radioisotópicas (en Ma) a ambos lados del contacto discordante. Sin embargo, la edad de la base de la formación Anaga (8.05 Ma) es muy similar a la del otro lado del valle (7.20 Ma), ambas del Mioceno y aparentemente correspondientes a la primera fase de actividad del Rift NE. B. Corte geológico SO-NE mostrando la disposición de las formaciones descritas. 1. Volcanismo de la fase dispersa del Rift NE (Pleistoceno). 2. Formación de lavas horizontales de Anaga (Plioceno). 3. Intrusiones sálicas en las formaciones miocenas del Rift NE. 4. Rift NE mioceno. Carracedo *et al* (2009).

Los principales volcanes que llevan a cabo el relleno de los valles de Tegueste y Guerra se encuentran distribuidos dentro de la banda estructural Nororiental que define Dóniz (2009). Los identificamos en la figura 3 como 7 conos situados en el extremo norte.

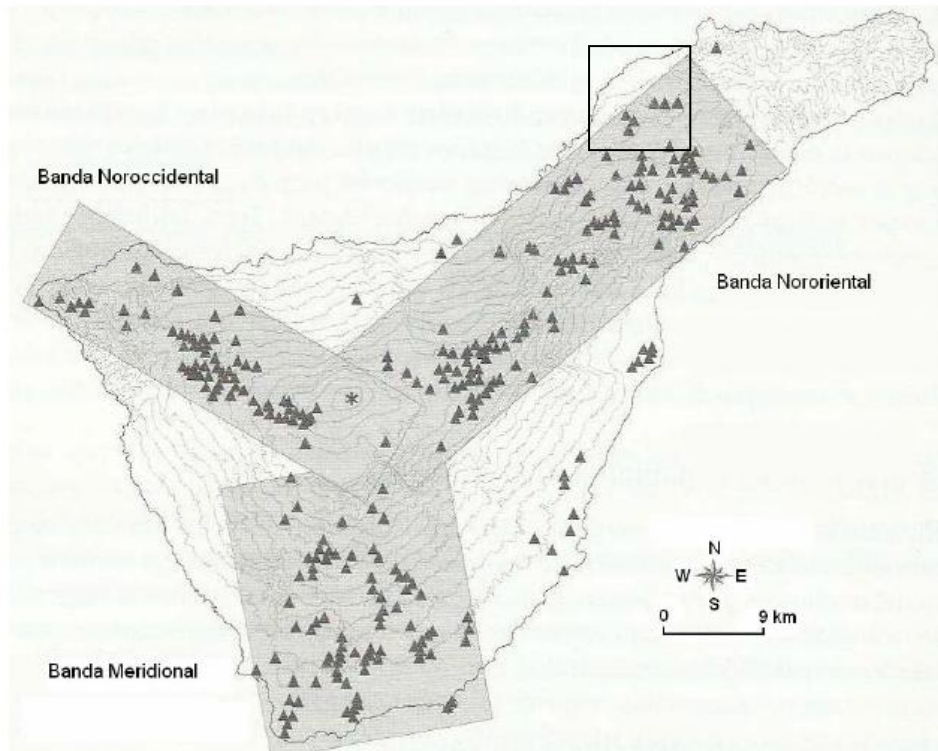


Figura 3. Representación de las bandas estructurales y de los volcanés monogénicos. Dóniz, J. (2009).

3. ANTECEDENTES

El presente trabajo consiste en un estudio de reconstrucción del volcanismo en los valles de Tegueste y Guerra, teniendo como principal apoyo el uso de mediciones paleomagnéticas en la elaboración de la estratigrafía.

En Canarias el paleomagnetismo ha resultado de gran utilidad con anterioridad en otros estudios. Carracedo fue el primero en aplicar la escala de inversiones geomagnéticas tanto como control de las edades radiométricas obtenidas como método de correlación estratigráfica. En 1979 Carracedo publica un trabajo en el que se incluye el primer mapa de polaridades geomagnéticas de una isla volcánica, sirviendo como refinamiento para de la estratigrafía volcánica y de la cartografía geológica de la isla de Tenerife. Siguiendo esta línea, el presente trabajo pretende aplicar estas técnicas en una escala más reducida que engloba los valles de Tegueste y Guerra.

Por otro lado es en los trabajos de Fúster *et al.* (1968) donde se aborda por primera vez la definición de unidades volcanoestratigráficas, introduciendo el concepto de Series Basálticas I, II, III y IV o también denominados Serie Basáltica Antigua para la I y Series Basálticas Recientes a las otras 3. Sin embargo, aunque estas Series llevan

usándose durante muchos años, Carracedo (2011) explica que el término Serie conlleva un conjunto de inconvenientes en las islas debido a las diferencias de edades que presentan entre ellas. De esta manera, las Series Antiguas de La Palma y El Hierro son en muchos casos más jóvenes que las Series Recientes de las islas orientales. Es por ello que propone hacer uso de las principales etapas de desarrollo de las islas volcánicas para que sea más ilustrativo desde un punto de vista genético y geocronológico y evitar el término Serie. Debido a esto, hemos optado por referirnos a estas coladas lávicas como Etapa de Rejuvenecimiento Pleistocena.

4. OBJETIVO E HIPÓTESIS

El objetivo del presente trabajo es la reconstrucción del proceso de modificación de la geomorfología propia de un macizo volcánico antiguo debido al el rejuvenecimiento geológico derivado del volcanismo basáltico Pleistoceno.

Se plantean cuatro hipótesis:

1. Los valles de Tegueste y Guerra quedan protegidos de los aportes lávicos del rift NE por los relieves que van de Mesa Mota a Garimba, restos de una antigua cresta.
2. El relleno de los valles es muy escaso debido a esa protección y se debe, fundamentalmente, a las emisiones volcánicas procedentes de centros radicados en el interior de los valles, a excepción de algunos aportes laterales.
3. Ambos valles se podrían clasificar como auténticos “Valles Intercolinares” (Fúster *et al.*, 1968).
4. El uso de la estratigrafía basada en el paleomagnetismo, permitiría conocer el desarrollo temporal de estos rellenos.

5. FUENTE Y METODOLOGÍA

Para conseguir los objetivos propuestos se han utilizado metodologías y técnicas diferentes.

Ha sido necesario un proceso de consulta de bibliografía para conocer los rasgos geológicos de la zona y su entorno. Por otro lado, se ha empleado la cartografía geológica del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) a escala 1:25.000.

El análisis topográfico basado en la lectura de los mapas de pendientes e hipsométrico (figuras 4 y 5) permite discriminar las zonas remodeladas por el volcanismo pleistoceno de las más antiguas, mucho más abruptas.

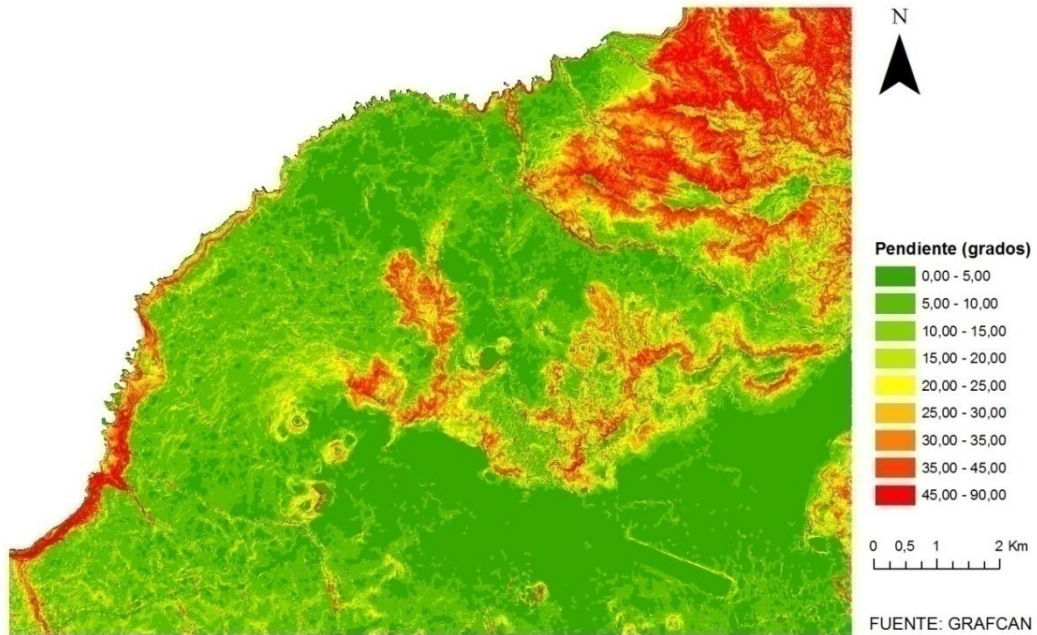


Figura 4. Mapa de pendientes de los valles de Tegueste y Guerra. Elaboración propia.

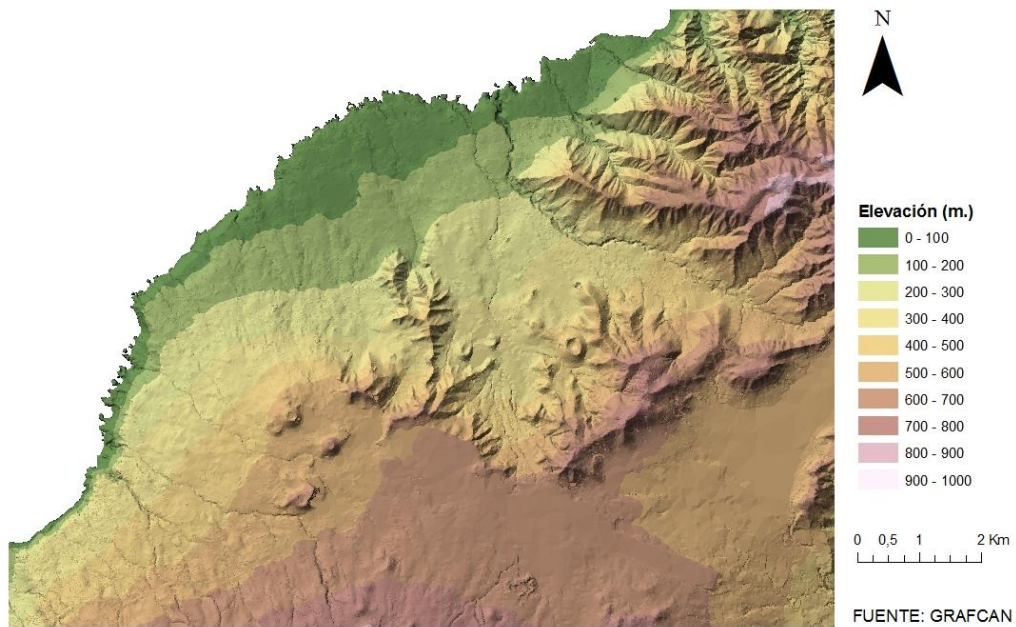


Figura 5. Mapa hipsométrico de los valles de Tegueste y Guerra. Elaboración propia.

Una vez reconocidos los sectores remodelados y con ayuda de Google Earth se buscaron los puntos donde había afloramientos rocosos susceptibles de mostrarnos una estratigrafía compleja y con posibilidad de medir la polaridad geomagnética.

En el trabajo de campo se tomaron medidas de paleomagnetismo con un magnetómetro Flux Gate portátil y se levantaron 9 columnas magnetoestratigráficas en distintos puntos de la costa y barrancos. La datación paleomagnética se basa en el hecho de que los polos magnéticos terrestres cambian en el espacio y en el tiempo. Estas variaciones quedan registradas en los dipolos férricos de las rocas ígneas, que mantienen la dirección del campo magnético existente en el momento de enfriarse (punto de Curie a 400 °C). Existen periodos de polaridad normal y otros de polaridad inversa que han sido reconocidos y representados en una escala geomagnética. De esta forma si por ejemplo detectamos una muestra con polaridad negativa nos encontramos con una isócrona que nos indica que la colada tiene una antigüedad superior a los 0,78 Ma, ya que se encontraría fuera del periodo geomagnético normal actual denominado Brunhes.

Todas las muestras se georreferenciaron con las coordenadas UTM obtenidas con un GPS Garmin. En algunas secuencias complejas se obtuvieron muestras rocosas sobre las que se confeccionaron láminas delgadas que, una vez examinadas con el microscopio petrográfico Motic, modelo PM-20, permitieron determinar la petrografía de las mismas.

Finalmente para la realización de la cartografía se ha utilizado el ArcGIS 9.3, tomando como base de la cartografía el mapa topográfico 1:5000 de GRAFCAN (formato DGN).

6. RESULTADOS

6.1. Edificios volcánicos

Entre los edificios volcánicos que forman parte de esta fase de rejuvenecimiento pleistoceno destacan 7. La información acerca de la morfología y envergadura de los conos ha sido realizada en base al trabajo de Dóniz (2004), quedando resumido en las tablas 1 y 2.

Envergadura	Altura (m)	Volumen (Km ³)	Superficie (Km ²)
Grande	>200	>0,1	>0,5
Medio	>100 - ≤200	≤0,1 - ≥0,01	≥0,2 - 0,5≤
Pequeño	≤100	<0,01	<0,2

Tabla 1. Relación de los parámetros e intervalos utilizados para establecer la envergadura de los volcanes simples (Dóniz, 2004).

Cono Volcánico	Morfología	Envergadura
Montaña Calderita	Anular simétrico	Mediano
Santo Domingo	Herradura típica	Pequeño
Caldera Valle Molina	Herradura típica	Pequeño
Montaña Atalaya	Anular simétrico	Pequeño
Montaña Caldera	Anular simétrico	Pequeño
Naranjeros	Edificio múltiple	Mediano
Montaña del Aire	Anular simétrico	Pequeño

Tabla 2. Morfología y envergadura que muestra cada uno de los conos volcánicos basado en los datos publicados por Dóniz (2004). Elaboración propia.

La evolución que presentan este tipo de conos depende en gran parte de la edad, sin embargo existen otros muchos factores a tener en cuenta: la morfología del aparato volcánico, el tipo de material, condiciones climáticas, características topográficas del área en el que se localiza, ocupación biológica, la acción antrópica, etc. (Dóniz y Romero, 2007).

Atendiendo a las modificaciones que han sufrido por incisiones torrenciales, Dóniz (2009) apunta que debido a la propia configuración topográfica y morfológica, las bocas cratéricas constituyen los sectores más idóneos para el establecimiento pequeños cauces, y, es por ese motivo que son las primeras en formarse, actuando como pequeñas cuencas de recepción. Con esto en cuenta observamos como los conos volcánicos situados al oeste del área de estudio (Montaña Atalaya, Montaña Caldera y Naranjeros) y Montaña Aire (localizado algo más al sur) no presentan incisiones de tipo torrencial, a diferencia de los localizados al este (Montaña Calderita, Santo Domingo y Caldera Valle Molina) que presentan barrancos en su dorso el primero, y en sus cráteres los dos restantes.

Sin embargo, el elemento que más ha influido en la evolución morfológica de los conos volcánicos es, con gran diferencia, el antrópico, donde nos encontramos los casos de

Montaña Calderita, Santo Domingo y Caldera Valle Molina, transformados debido a su uso como zonas de cultivo (terrazas de viñedos por lo general); el cono de los Naranjeros, donde buena parte del edificio volcánico ha desaparecido debido a la extracción de áridos; y Montaña del Aire que fue desmantelada para usar sus materiales en la obra de ampliación de la pista de aterrizaje del aeropuerto de Los Rodeos, pasando posteriormente a su uso como vertedero.

6.2. Perfiles magnetoestratigráficos

El área de estudio está compuesta en su gran mayoría de basaltos de polaridad positiva del periodo geomagnético actual (Brunhes 0,78 – 0,00 Ma). Sin embargo, en la costa se pueden distinguir estratos de polaridad negativa pertenecientes a la época Matuyama, junto a otros de polaridad positiva, posiblemente Jaramillo. Entre las capas de distinta polaridad se intercalan paleodunas y diferentes capas de pumita que las separan de los niveles basálticos. Existe no obstante, zonas de la costa en las que no es posible observar los estratos de pumita, habiendo sido sepultados por capas lávicas de polaridad positiva de de la Etapa de Rejuvenecimiento Pleistoceno que todavía no han sido desmanteladas por la erosión marina, aunque puntualmente pueden ser observadas en algunos cortes de carretera o en barrancos. Las zonas en la que sobresale las coladas de polaridad negativa destacan por su carácter masivo y por su pendiente de acusada verticalidad, donde la acción del mar ha provocado el retroceso de la línea de costa y ha formado acantilados de una altitud considerable en los sectores más antiguos del relleno cuaternario.

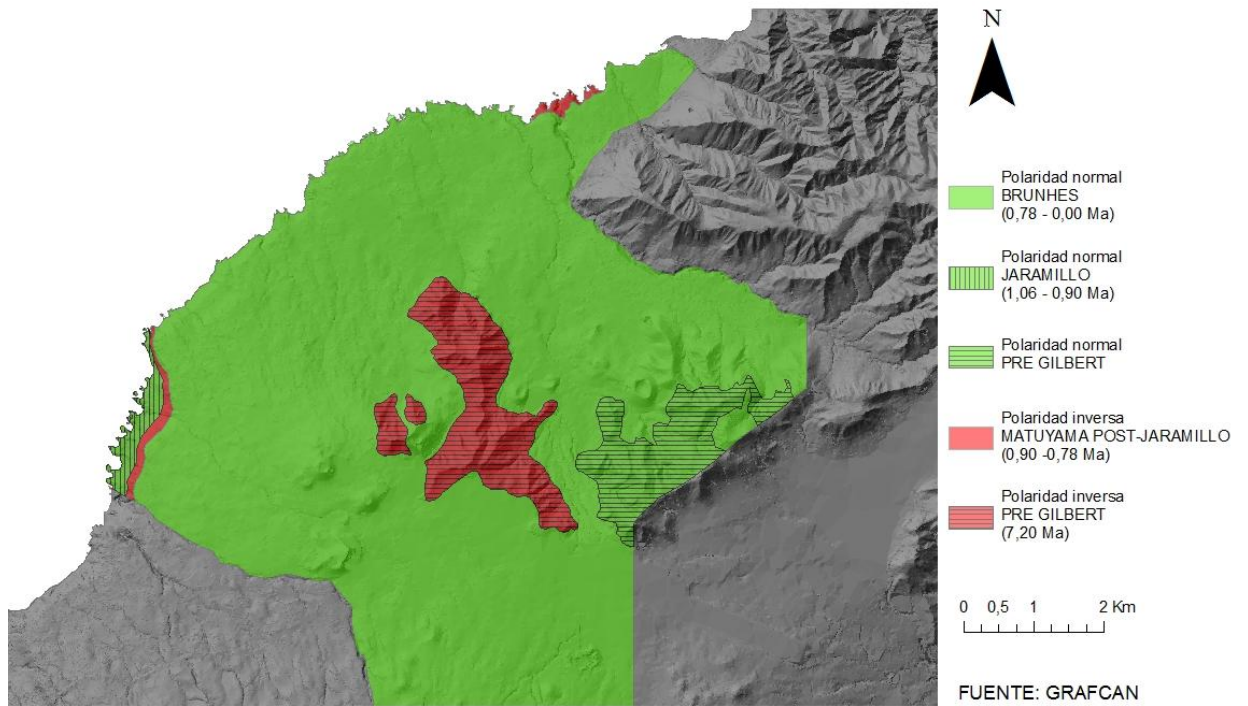


Figura 6. Mapa de polaridades geomagnéticas. Elaborado a partir de Carracedo (1979), dataciones radiométricas actuales (Carracedo *et al*, 2009), mapa geológico de GRAFCAN y mediciones de paleomagnetismo propias. Elaboración propia.

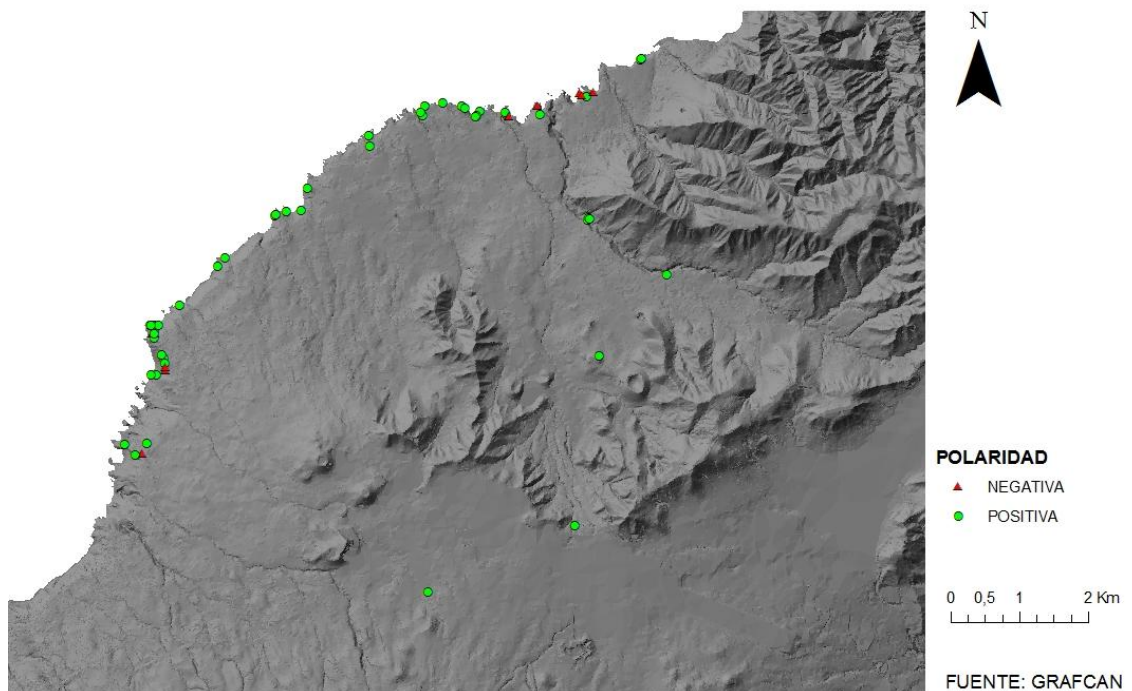


Figura 7. Puntos en los que se han llevado a cabo mediciones de paleomagnetismo. Elaboración propia.

A continuación se procederá a la descripción de los distintos perfiles estratigráficos estudiados:

6.2.1. Las Goteras (Bajamar)

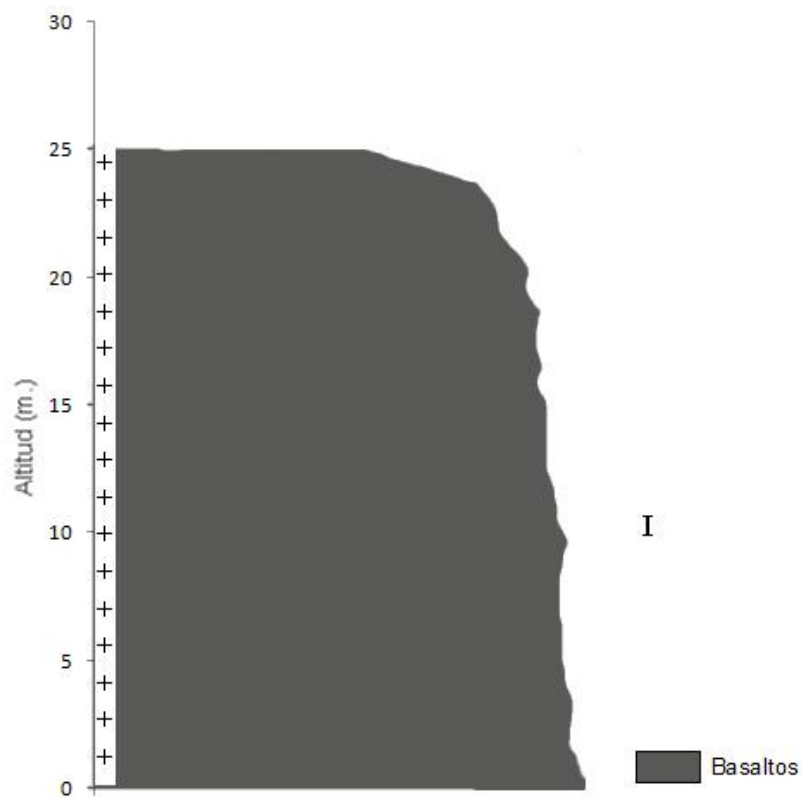


Figura 8. Perfil magnetoestratigráfico de Las Goteras (Bajamar) (UTM 28R X: 0368122; Y: 3159324).
Elaboración propia.

I. Se ha distinguido tan solo un nivel. Se trata de un acantilado formado por coladas de basaltos que alcanza los 25 metros de altura y que presenta una polaridad normal, perteneciente al período geomagnético de Brunhes.

6.2.2. Ensenada de la Gotera

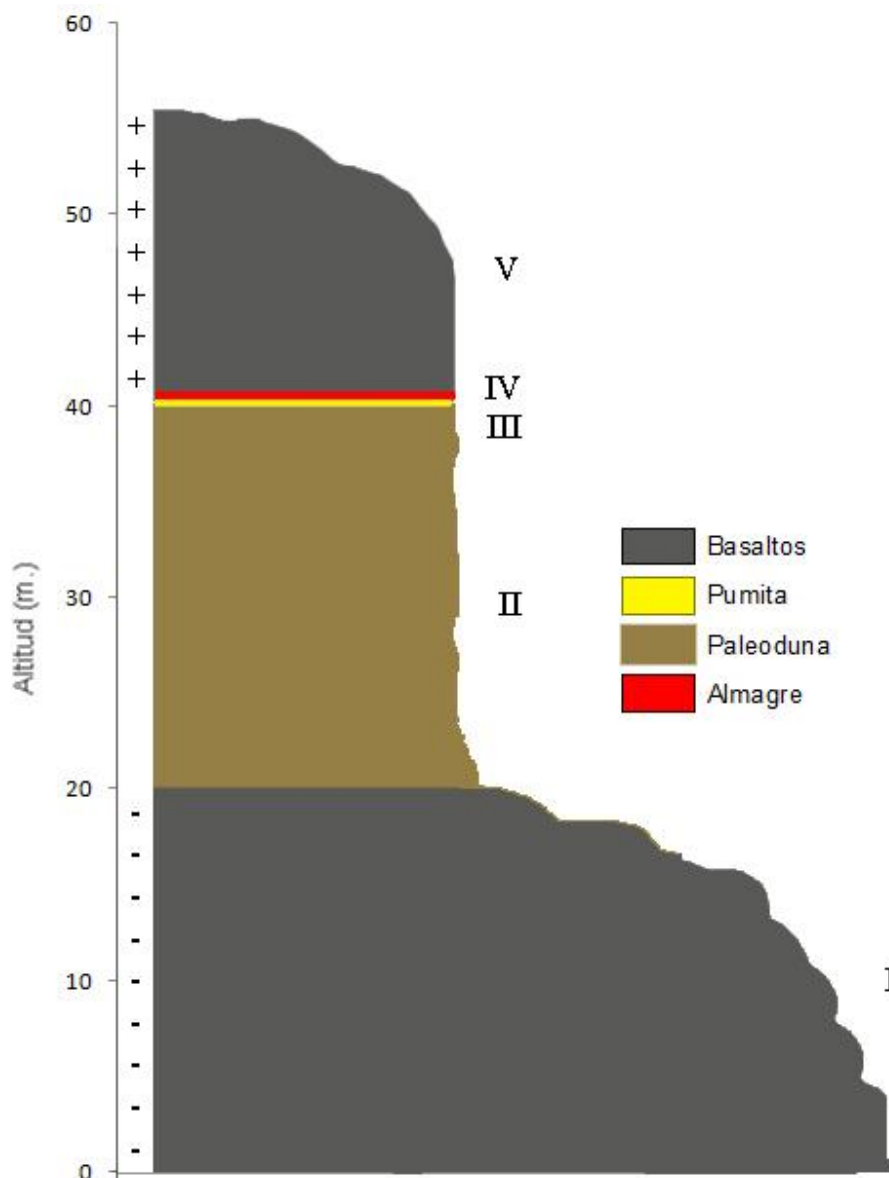


Figura 9. Perfil magnetoestratigráfico de Ensenada de la Gotera (UTM 28R X: 0367425; Y: 3158809).
Elaboración propia.

I. Se puede distinguir un primer nivel compuesto por una colada masiva de basalto de polaridad negativa de alrededor de 20 metros de espesor.

II. Se trata de una duna fósil de arena bioclástica (restos de gasterópodos, lamelibranquios y foraminíferos) con una débil proporción de granos de origen volcánico (Criado, 1981) en la que se puede observar distintos niveles, presentando estratos de encostramiento y arenas alteradas de aspecto terroso que evidencia distintos

periodos climáticos de suficiente humedad como para producir la inmovilización de los carbonatos.

III. Capa de pómez grosero (88'3% de elementos mayores de 5mm; 11'7% entre 5-2 mm (Criado y Yanes, 1990)) y poco consolidado, relacionado quizá con explosiones plinianas del área central.

IV. Corresponde al almagre relacionado con las coladas del nivel V.

V. Coladas basálticas que provienen de los volcanes de Tegueste y el Socorro (0,78-0,00 Ma; Carracedo, 1979). Se trata de coladas recientes de polaridad positiva que sepultaron los estratos inferiores de pumita y arena.



Figura 10. Fotografía de Ensenada de la Gotera. La flecha señala a una persona que hace la función de escala. Autor: Orihuela, C. (2015).

6.2.3. Caleta de Milán

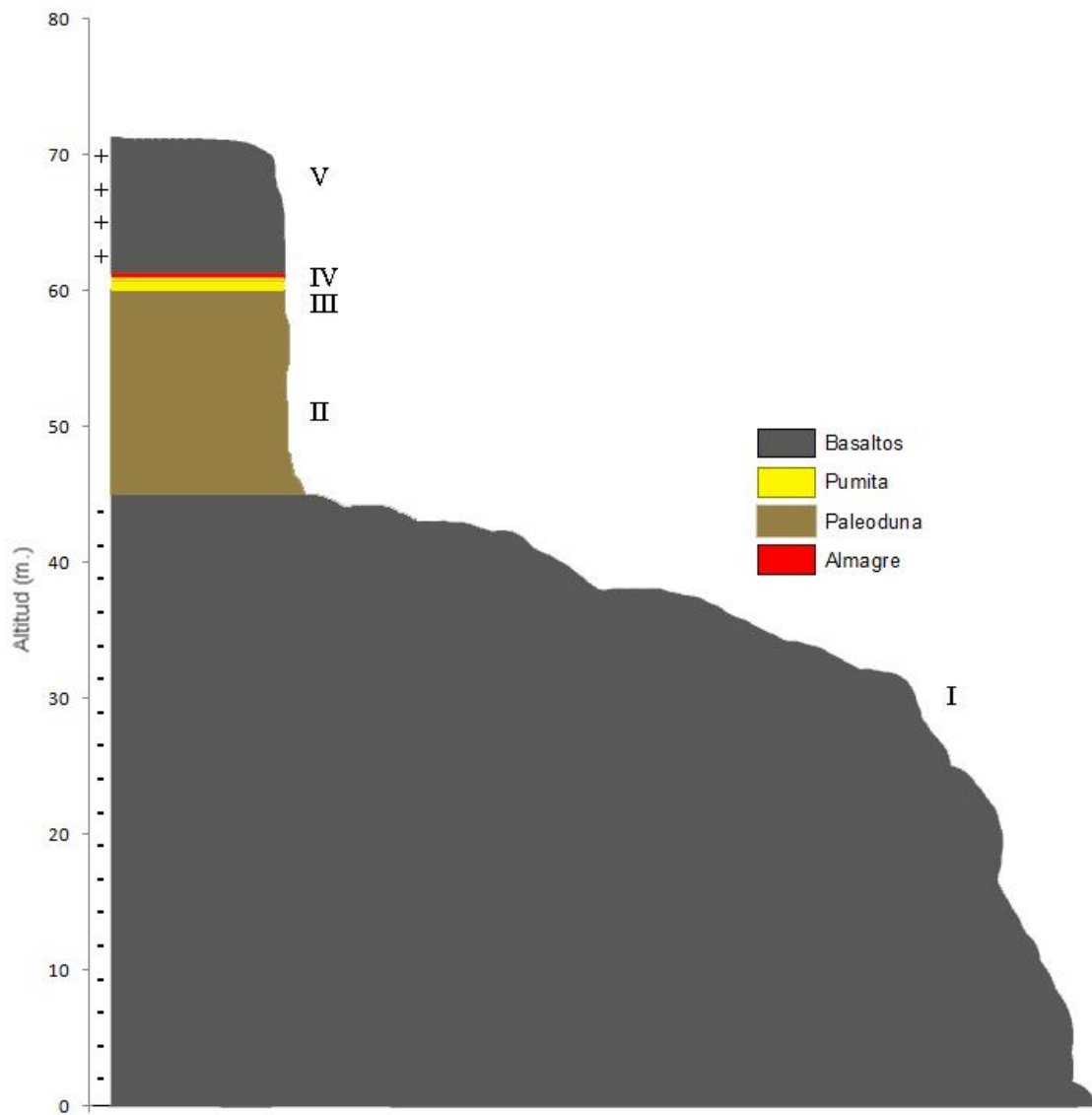


Figura 11. Perfil magnetoestratigráfico de Caleta de Milán (UTM 28R X: 0366716; Y: 3158535).
Elaboración propia.



Figura 12. Fotografía en la que se aprecia las distintas capas de los niveles III y IV en Caleta de Milán. Autor: Orihuela, C. (2015).

I. Nivel formado por una capa de gran potencia de basalto de polaridad negativa y que conforma un acantilado activo.

II. Paleoduna, que al igual que en Ensenada de la Gotera, presenta distintos niveles dentro de ella que refleja diferentes periodos climáticos con depósitos eólicos, niveles de encostramiento y arenas alteradas.

III. Se incluye una capa de pumitas finas (43'6% de 5 mm, 19'7% entre 5-2 mm y 36'4% menor de 2 mm; Criado y Yanes, 1990) sobre la que sitúa una capa delgada de textura limosa, dos capas de piroclastos sálicos groseros (66'7% mayor de 5 mm, 19% entre 5-2 mm y 18'6% menor de 2 mm (Criado y Yanes, 1990). En total presenta un espesor algo superior a los 2 metros.

IV. Nivel de almagre producido por las coladas del nivel V.

V. Coladas de la antiguamente denominada Serie III (0,78-0,00 Ma; Carracedo, 1979). Pertenecientes al periodo geomagnético de Bruhnes, presentando una polaridad positiva y un espesor de aproximadamente 10 metros.

6.2.4. Caleta del Roncador (Jóver)

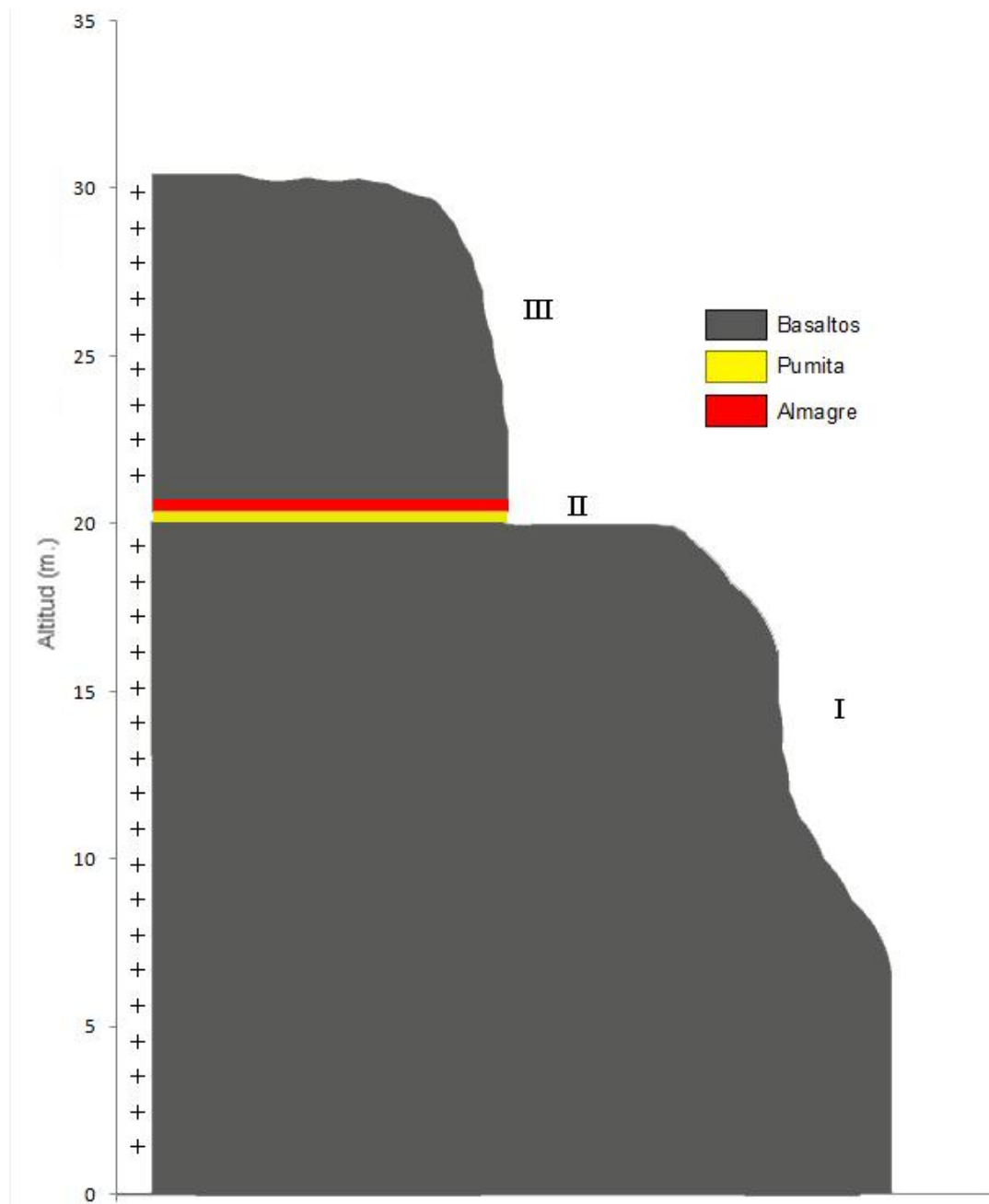


Figura 13. Perfil magnetoestratigráfico de Caleta del Roncador, localizado en Jóver (UTM 28R X: 0365734; Y: 3158473). Elaboración propia.

I. Nivel de coladas basálticas de polaridad positiva de 20 metros de espesor.

II. Estrato de pumitas groseras sobre el que se sitúa un almagre producido por las coladas del nivel III.

III. Coladas de polaridad positiva del período geomagnético Brunhes de 10 metros de potencia.

6.2.5 Cantera (Oeste de Jóver)

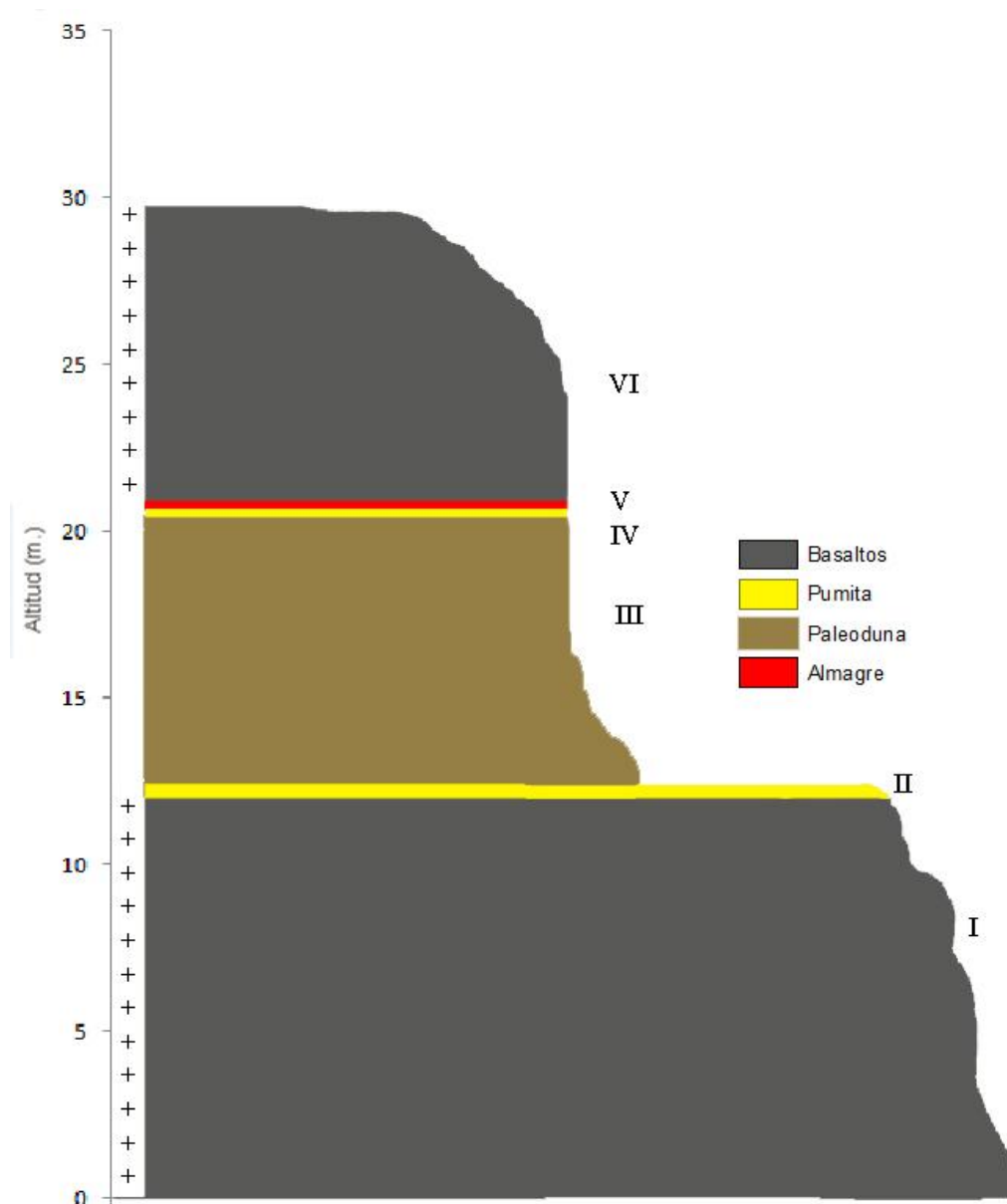


Figura 14. Perfil magnetoestratigráfico del sector oeste de Jóver (UTM 28R X: 0365483; Y: 3158594).
Elaboración propia.

I. Coladas basálticas de polaridad positiva y de 12 metros de espesor.

II. Capa de pumita de gran compacidad.

III. Estrato correspondiente a una paleoduna organógena similar a las descritas anteriormente. Como señala Yanes (1981), la duna ocupa una gran extensión superficial, pero esta extensión pudo haber sido mayor, viéndose limitado por el hecho de que se corresponde con una zona de extracción de áridos.

IV. Capa de pumitas groseras (82'5% mayor de 5 mm, 10'2% entre 5-2 mm y 7'8% menor de 2 mm; Criado y Yanes, 1990).

V. Nivel de almagre relacionado con las coladas del nivel VI.

VI. Coladas de la antiguamente denominada Serie III

6.2.6. Barranco del Espinal

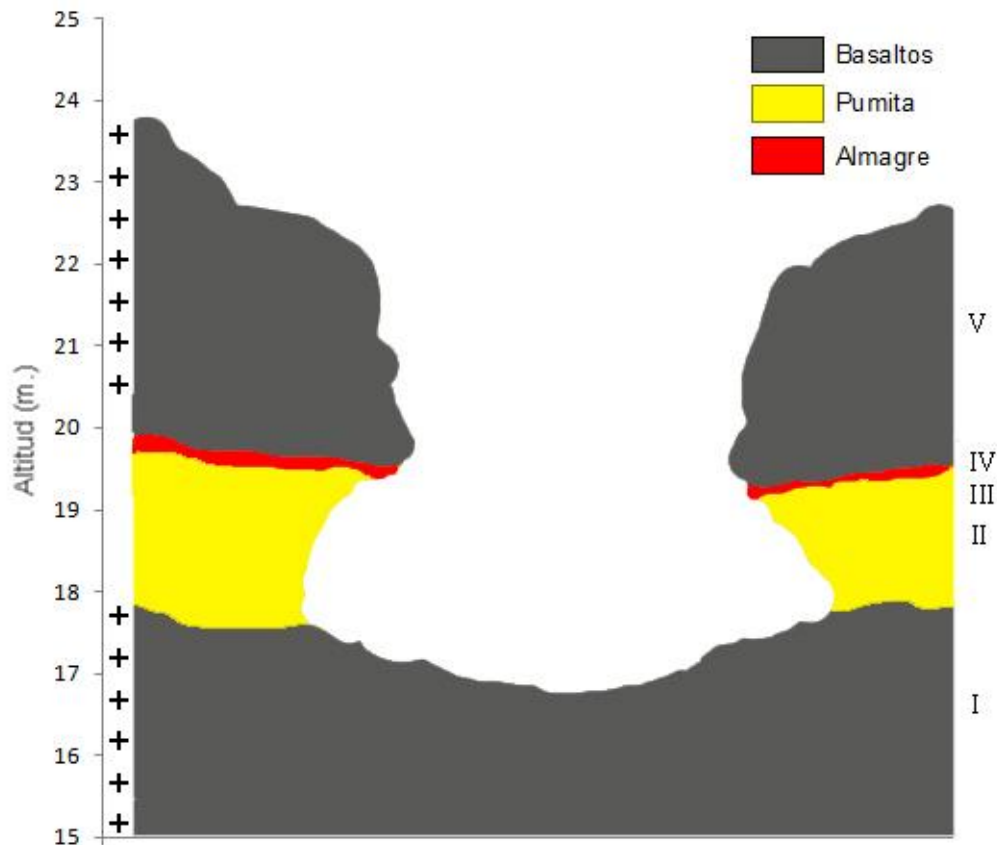


Figura 15. Perfil transversal del Barranco del Espinal (UTM 28R X: 0364916; Y: 3158401). Elaboración propia.

En el Barranco del Espinal podemos distinguir 5 niveles:

I. Coladas de la Serie Basáltica Reciente que muestran valores paleomagnéticos positivos (Brunhes).

II. Nivel de pumitas finas y compactas que muestran claramente una erosión diferencial con respecto a los basaltos del nivel I sobre los que se dispone. Ello provocado por la dinámica torrencial del barranco, que afecta más a este nivel al tratarse de un material más deleznable.

III. Capa de pumitas groseras de unos 40 cm de espesor y de aspecto similar al que aparece en todos los perfiles anteriores a excepción de Las Goteras.

IV. Almagre producido por las coladas basálticas del nivel V

V. Basaltos de polaridad normal Brunhes de 4 metros de potencia.

Desde La Barranquera hasta Juan Fernández se encuentra un tramo de costa en el que no ha sido posible su estudio en profundidad debido a la complicada accesibilidad y al recubrimiento vegetal que presentan sus laderas, lo que no ha permitido reconocer o tomar muestras de paleomagnetismo de los distintos niveles que componen la pendiente.

A partir de Juan Fernández (Tagoro) hasta Mesa del Mar, se han realizado otros 3 perfiles estratigráficos, descritos a continuación:

6.2.7. Juan Fernández

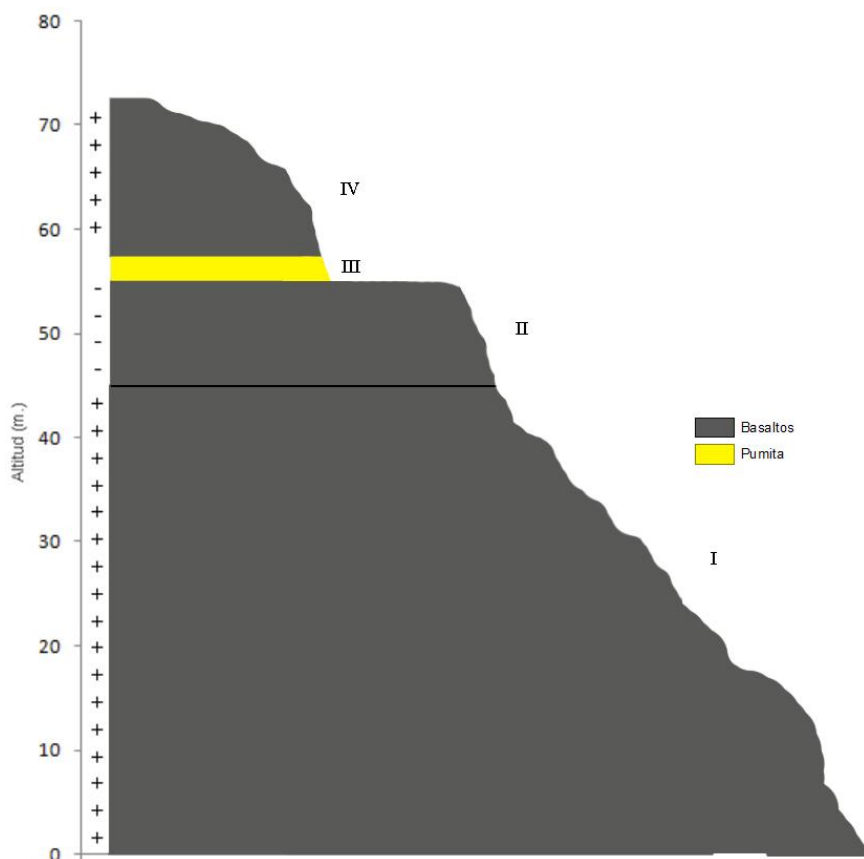


Figura 16. Perfil magnetoestratigráfico de Juan Fernández (UTM 28R X: 0361023; Y: 3155347) .
Elaboración propia.

I. El primer nivel se encuentra compuesto por un paquete de coladas basálticas de 45 metros de espesor y que presenta polaridad positiva.

II. Nos encontramos con un nivel de 10 metros de espesor en el que se registran valores de paleomagnetismo negativos (Matuyama).

III. Se trata de una capa de pumitas finas de cerca de 2,5 metros de potencia y de gran compacidad que se encuentra sepultada bajo las coladas del nivel IV.

IV. Nivel formado por las coladas de la Serie Basáltica Reciente, que se muestran valores positivos de de paleomagnetismo (Brunhes).

6.2.8. El Pris

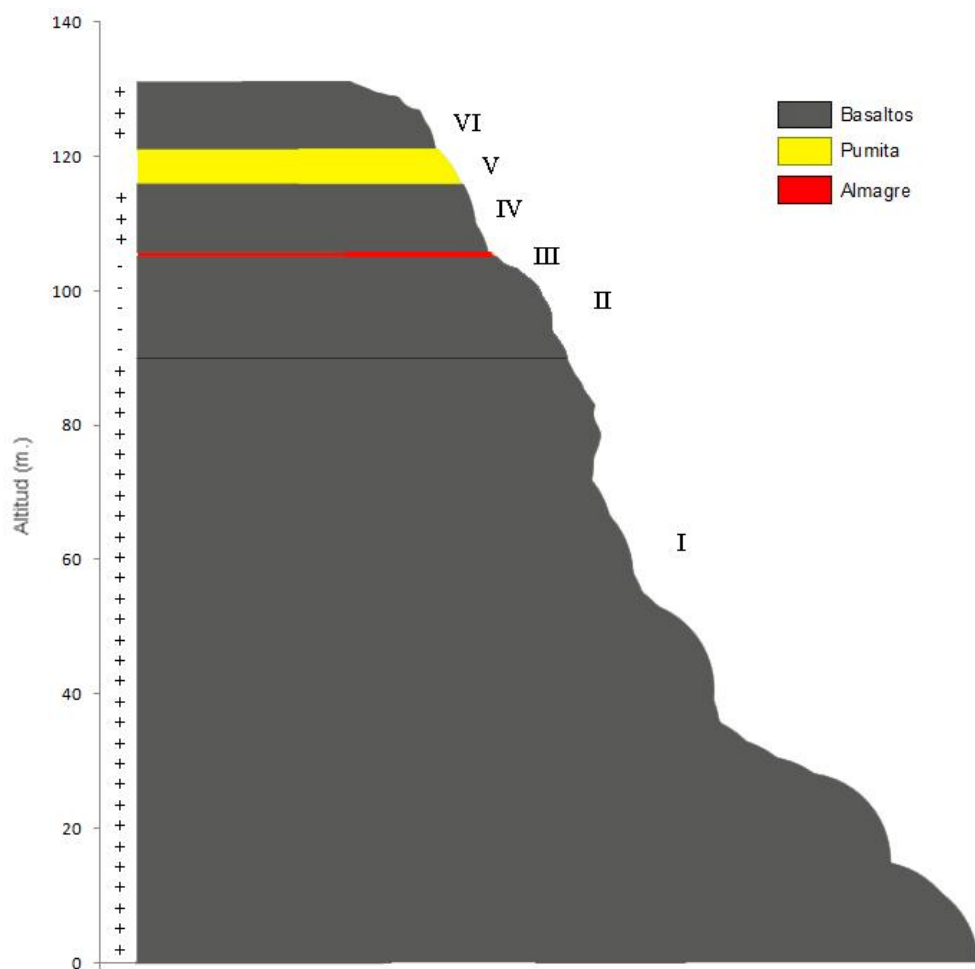


Figura 17. Perfil magnetoestratigráfico de El Pris (UTM 28R X: 0361037; Y: 3154726). Elaboración propia.

I. Paquete de coladas basálticas que se encuentran apiladas alcanzando los 90 metros de altitud. Presenta polaridad geomagnética normal.

II. Se compone de un paquete de coladas de 15 metros de espesor en los que se registra polaridad negativa

III. Un nivel de almagre a partir del cual hay un cambio de polaridad en las coladas basálticas.

IV. Compuesto por basaltos de polaridad positiva Brunhes de 10 metros de potencia

V. Nivel de pumitas finas de importante espesor (5 metros) y de gran compacidad

VI. Otro conjunto de coladas de basalto que al igual que el nivel IV pertenece al periodo de polaridad positiva actual (Brunhes).

6.2.9. Mesa del Mar

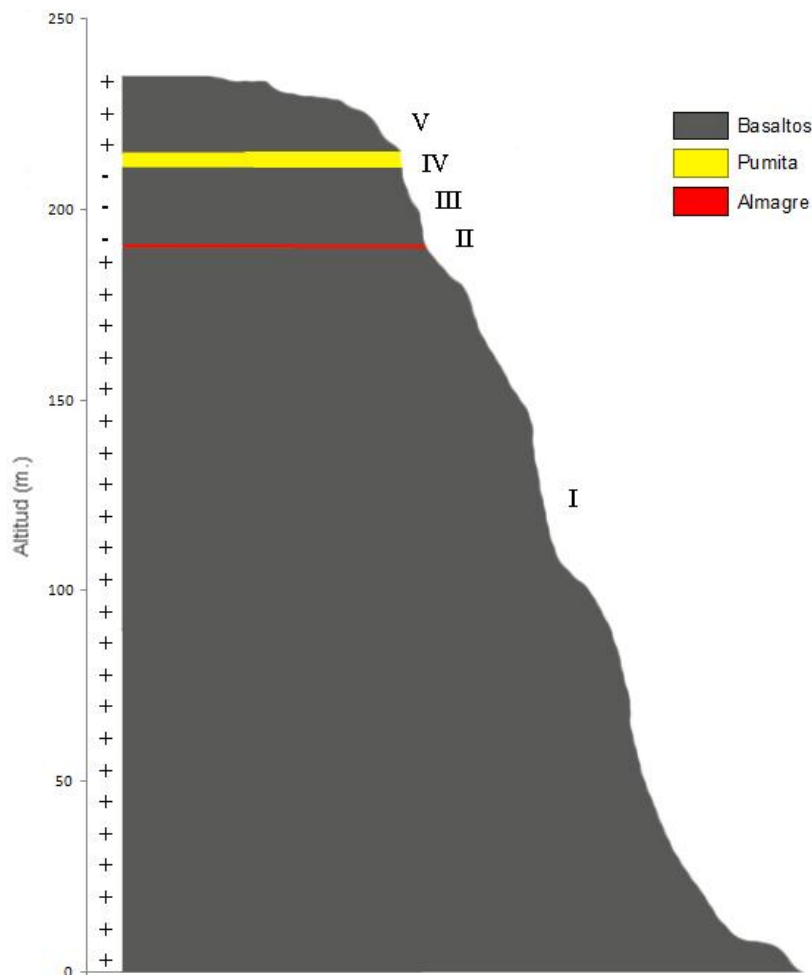


Figura 18. Perfil magnetoestratigráfico de Mesa del Mar (UTM 28R X: 0360602; Y: 3153665).
Elaboración propia.

I. Paquete de coladas basálticas de 190 metros de potencia en los que se registra valores de paleomagnetismo positivo

II. Nivel de almagre que representa una discontinuidad en la polaridad magnética de los basaltos, separando el nivel I del III.

III. Coladas de polaridad magnética negativa y de 20 metros de espesor que se encuentra delimitado por el almagre del nivel II y la capa de pumitas del nivel IV.

IV. Se trata de una capa de pumitas finas de gran compacidad y de 4 metros de espesor

VI. Basaltos que registra una polaridad magnética positiva Brunhes, y que cuenta con 20 metros de espesor.

6.3. Petrografía de las muestras

Se han recogido un total de 7 muestras para la confección de las láminas delgadas. Debido a una cuestión de economía de medios tuvimos que escoger puntos que fuesen de un interés especial.

De esta forma se han recogido las muestras en lugares significativos como en Caleta de Milán, correspondiente a niveles basálticos de distinta polaridad geomagnética que se encuentran separados por una paleoduna y por niveles pumíticos; en el caso del Barranco de Tejina se han seleccionado estratos a distintos niveles altitudinales expuestos por la dinámica torrencial; la muestra de El Portezuelo corresponde a coladas lávicas muy tardías que penetraron en los valles; y en Juan Fernández tomamos 2 muestras basálticas pertenecientes a distintos periodos geomagnéticos y que se encuentran separados por un nivel de pumitas finas.

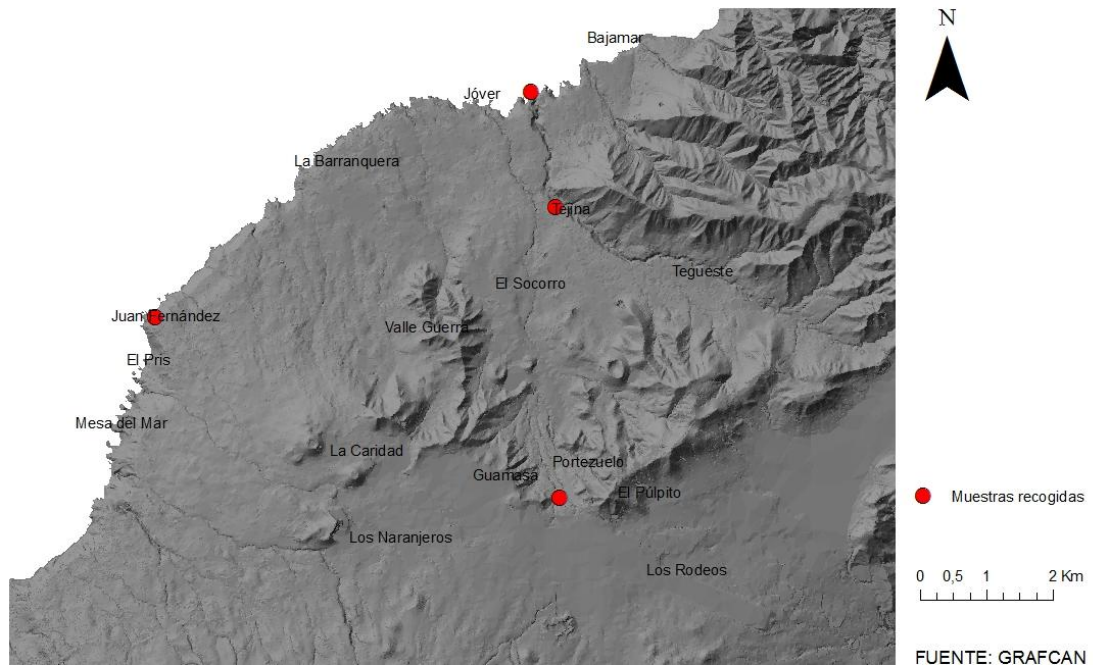


Figura 19. Localización de las muestras recogidas para la elaboración de las láminas delgadas. Elaboración Propia.

Con el estudio petrográfico se determinó la composición petrográfica de cada muestra a partir de la identificación mineralógica y estudios de sus relaciones texturales. Para ello se ha usado un microscopio petrográfico que tiene como particularidad la utilización de luz polarizada, que es aquella que vibra en un solo plano, a diferencia de la luz ordinaria que vibra en todas las direcciones. Para la obtención de la luz polarizada se utilizan dos primas de calcita, denominados nicoles.

El microscopio petrográfico permite identificar los minerales de las láminas delgadas, ya que entre sus propiedades se encuentran los colores de interferencia, que son propios de cada mineral.

A continuación procederemos a la descripción de las láminas delgadas obtenidas de las muestras, cuya localización se puede apreciar en la figura 19. Para poder llevar a cabo el análisis petrográfico se han empleado los libros de Mackenzie *et al.* (1984) y Mackenzie y Guildford (1996).

6.3.1. Caleta de Milán (bajo)

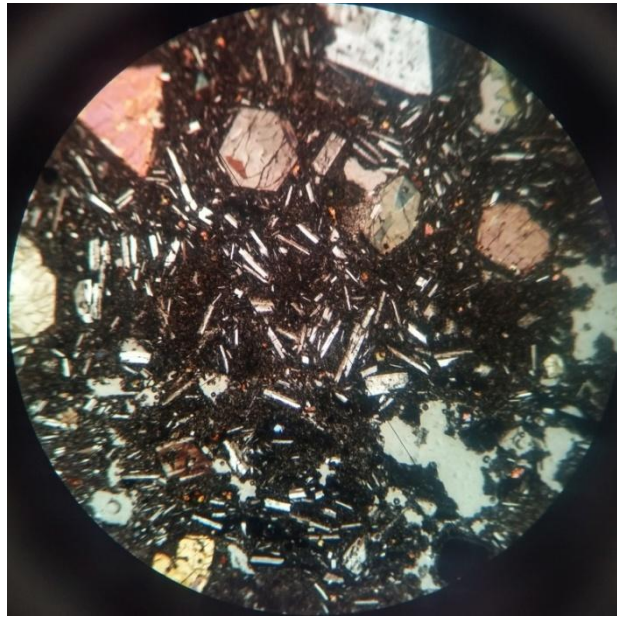


Figura 21. Lámina delgada de muestra recogida en la Caleta de Milán bajo la paleoduna (UTM 28R X: 0366625; Y: 3158618). Fotografía tomada con nicols cruzados. Autor: Orihuela, C. (2015).

Destacan los fenocristales augíticos, observándose en uno de ellos una estructura en forma de reloj de arena. Tiene pocos olivinos pequeños y alterados de color naranja y algunas plagioclasas que poseen una forma alargada.

6.3.2. Caleta de Milán (alto)

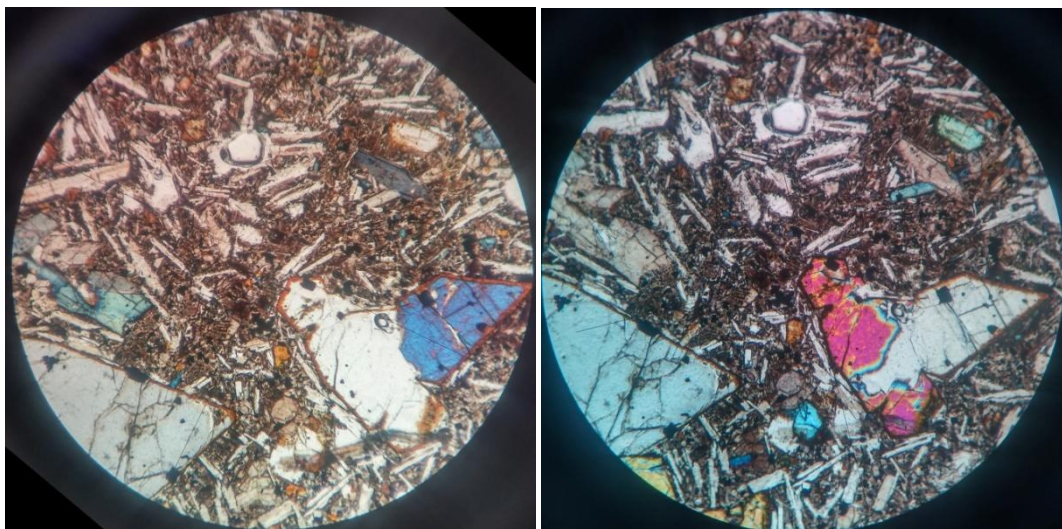


Figura 20. Lámina delgada de Caleta de Milán tomada de los basaltos sobre la paleoduna (UTM 28R X: 0366648 Y: 3158502). Fotografía tomada con nicols cruzados. Se aprecia como varían los colores de los cristales al hacer girar la muestra en el microscopio. Autor: Orihuela, C. (2015).

Observamos grandes cristales de olivino que presentan fracturas irregulares y una ligera alteración a lo largo de dichas fracturas, características propias de este mineral. Presenta augitas pequeñas (cambian de color amarillento a azul) y plagioclasas alargadas. Se trata por lo tanto de un basalto olivínico.

6.3.3. Juan Fernández (bajo)

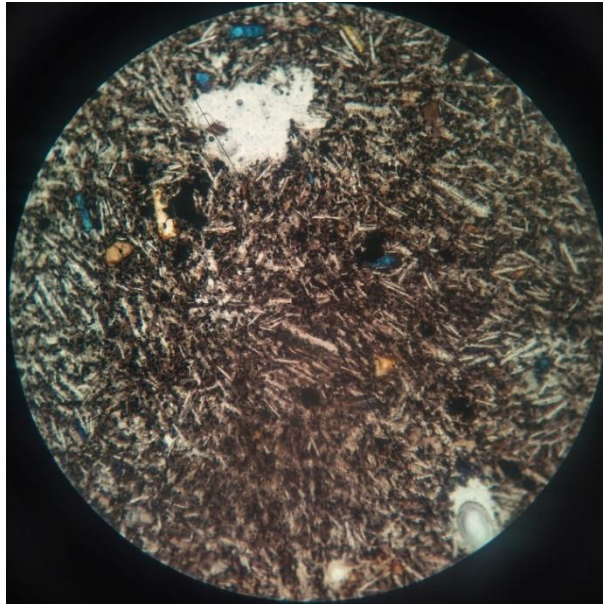


Figura 23. Lámina delgada de muestra recogida en Juan Fernández (UTM 28R X: 0361006; Y: 3155284). Fotografía tomada con nicols cruzados. Autor: Orihuela, C (2015).

Se compone principalmente de microcristales de plagioclasas (alargados). Cuenta también con pequeños cristales de olivino alterados de color naranja y cristales de augitas de color azul.

6.3.4. Juan Fernández (alto)

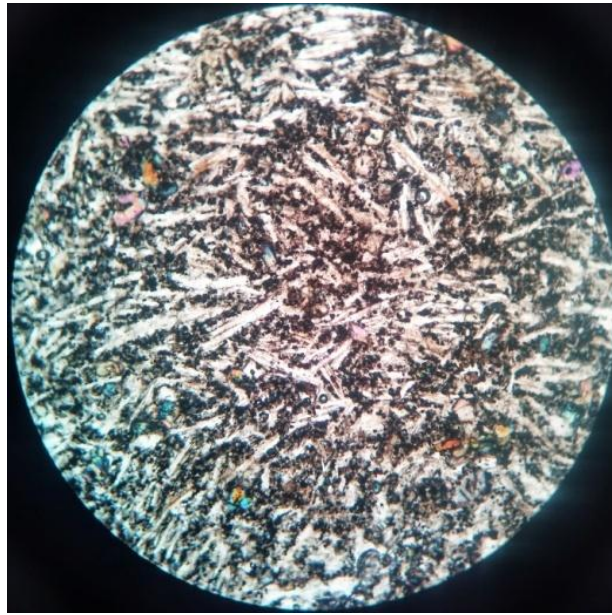


Figura 22. Lámina delgada de Juan Fernández (encima de capa de pumitas) (UTM 28R X: 0361021; Y: 3155236). Fotografía tomada con nicols cruzados. Autor: Orihuela, C. (2015).

Se trata de un basalto compuesto principalmente por cristales de plagioclasas. Presenta también algunos cristales de augitas y también pequeños cristales de olivino. Se trata de un basalto plagioclásico.

6.3.5. Barranco de Tejina (medio)

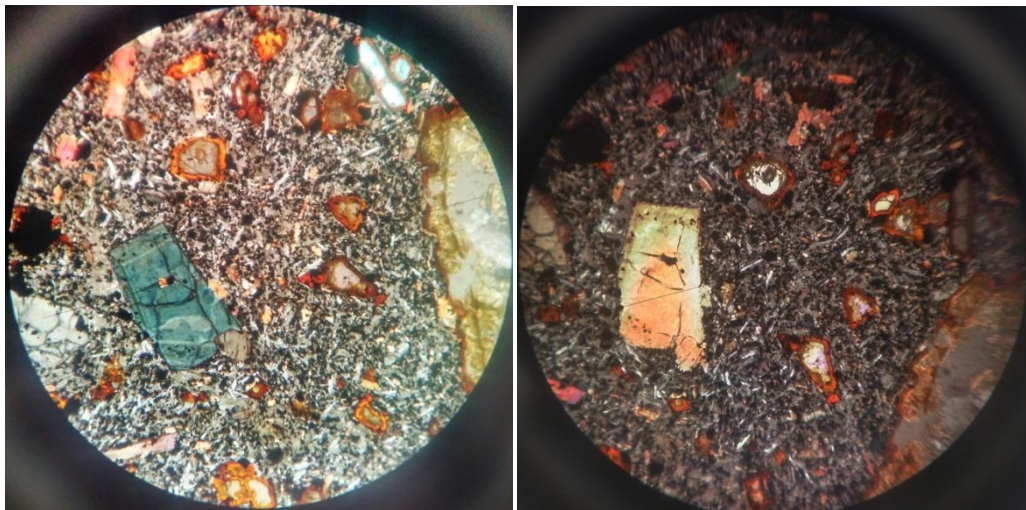


Figura 26. Lámina delgada del Barranco de Tejina (nivel medio) (UTM 28R X: 0367349; Y: 3156975). Fotografía tomada con nicols cruzados. Se puede observar cómo cambia el color de los cristales al hacer girar la muestra en el microscopio. Autor: Orihuela, C. (2015).

La muestra contiene varios olivinos muy alterados que presentan bordes naranjas y gran cantidad de pequeñas plagioclasas. Importantes cristales de augita. Basalto olivínico-augítico.

6.3.6. Barranco de Tejina (alto)

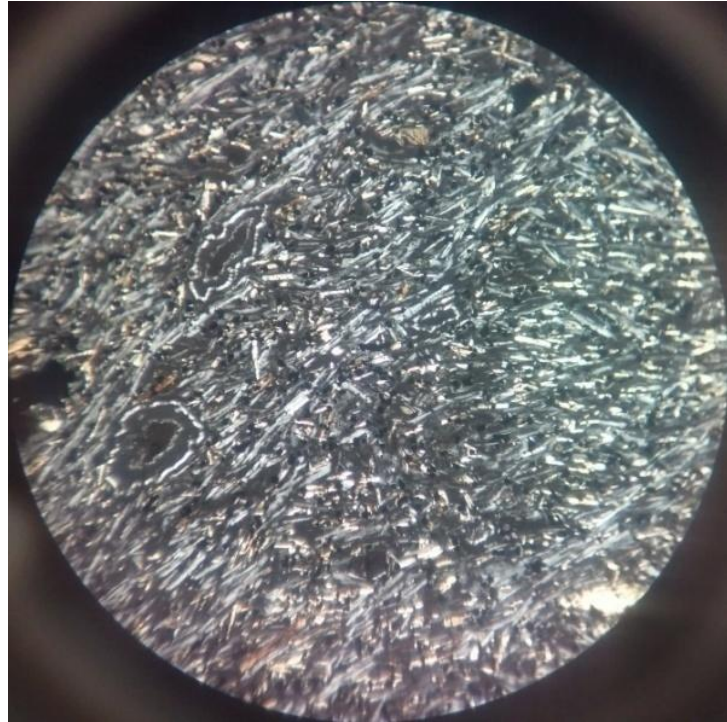


Figura 25. Lámina delgada del Barranco de Tejina (parte más elevada) (UTM 28R X: 0367169; Y: 3152488). Fotografía tomada con nicoles cruzados. Autor: Orihuela, C. (2015).

Basalto vítreo con muy pocos cristales. Tan solo presenta algunas plagioclasas y magnetitas (opaco).

6.3.7. Portezuelo



Figura 24. Lámina delga de Portezuelo (UTM: 28R X: 0367169; Y: 3152488). Fotografía tomada con nicoles cruzados. Autor: Orihuela, C. (2015).

Destaca la presencia de muchas magnetitas opacas (representada como puntos de color negro), algunos cristales de olivino de color rosado y plagioclasas alargadas de menor tamaño.

7. DISCUSIÓN

Observando y comparando los perfiles magnetoestratigráficos que nos encontramos desde Bajamar hasta el oeste de Jóver obtenemos como resultado los datos representados en la figura 27.

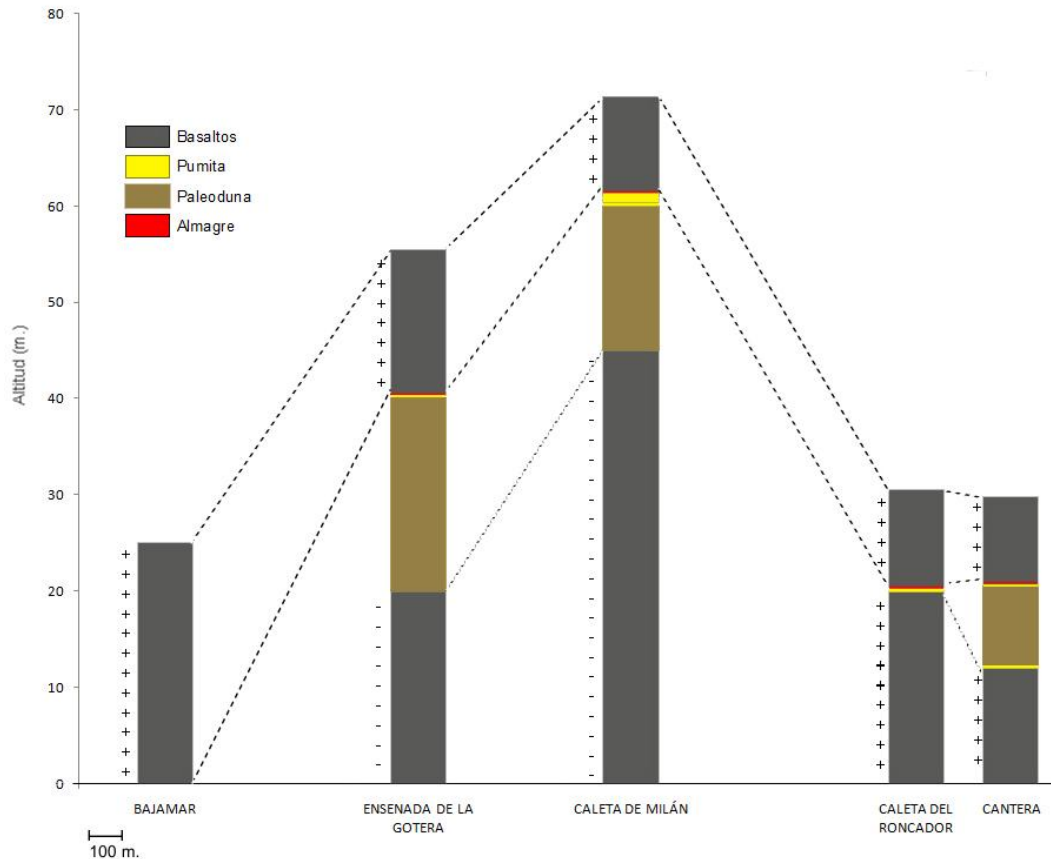


Figura 27. Determinación de las polaridades magnéticas y correlación de columnas estratigráficas. Elaboración propia.

Analizando las correlaciones obtenidas podemos aventurar que los niveles de polaridad negativa que encontramos en Ensenada de la Gotera y Caleta de Jóver coincidirían con una primera etapa de rejuvenecimiento del Valle de Tegueste, que pertenecería al periodo Matuyama Post-Jaramillo (0,90-0,78 Ma), tratándose de este modo de los niveles más antiguos del sector que abarca desde Bajamar hasta Jóver. Esto hace pensar que se trata de los primeros rellenos lávicos Pleistocenos que inician la remodelación del primitivo valle de Tegueste, procedentes quizás del volcán del Cementerio que parece muy antiguo a juzgar por su estado de conservación. Posteriormente, ya dentro del periodo actual Brunhes, se generarían las coladas de Caleta del Roncador y Jóver que presentan polaridad positiva. Esto último nos ayuda a situar mejor la formación de las paleodunas, ya que al localizarse sobre estos niveles basálticos positivos podemos considerar que tienen una antigüedad menor de 0,78 Ma al pertenecer al periodo geomagnético actual Brunhes.

Es necesario destacar la importancia paleontológica de los niveles dunares ya que se encuentran numerosos restos fósiles (principalmente gasterópodos), incluyendo especies que a día de hoy están extintas. Como señala Yanes (2010), las conchas de los caracoles terrestres fósiles son un gran indicador paleoambiental y paleoclimático, ya que los isótopos estables de las conchas están relacionados principalmente con la lluvia, temperatura del entorno y con el tipo de vegetación de la que se han alimentado sus individuos correspondientes. Por todo lo anterior, Yanes (2010) sugiere que dichos fósiles podrían ser empleados para reconstruir las condiciones atmosféricas y el tipo de vegetación dominantes en el pasado. Por otro lado, son precisamente los restos fósiles y las características de la estratificación de la arena, entrecruzándose, lo que nos confirman que el depósito corresponde a una duna y no a una playa levantada como se creía en un primer momento (Criado, 1981). Debió ser una formación dunar de gran importancia ya que se extiende de forma casi continua desde la Ensenada de la Gotera hasta Jóver.

Continuando desde Jóver hacia el oeste por la costa hasta llegar a La Barranquera nos encontramos con una sección algo monótona en la que tan solo se alcanza a ver coladas basálticas de polaridad normal. A pesar de esto, existen determinados puntos en los que aflora los niveles de pumita que se encuentran ocultos debajo como es el caso del Barranco del Espinal, en los que la erosión nos permite distinguir estos los niveles de pumita que observamos en Jóver, presentando un espesor de aproximadamente 1,5 metros.

Desde La Barranquera hasta Juan Fernández se encuentra un tramo de costa en el que no ha sido posible un estudio en detalle debido a la complicada accesibilidad y al recubrimiento vegetal que presentan sus laderas, lo que nos ha impedido reconocer o tomar muestras de paleomagnetismo de los distintos niveles que componen sus pendientes. Lo que si hemos podido comprobar es que el primer nivel corresponde a basaltos de polaridad normal.

A partir de Juan Fernández (Tagoro) hasta Mesa del Mar, se han realizado otros 3 perfiles estratigráficos. Mediante su observación y comparación obtenemos la correlación representada en la figura 28.

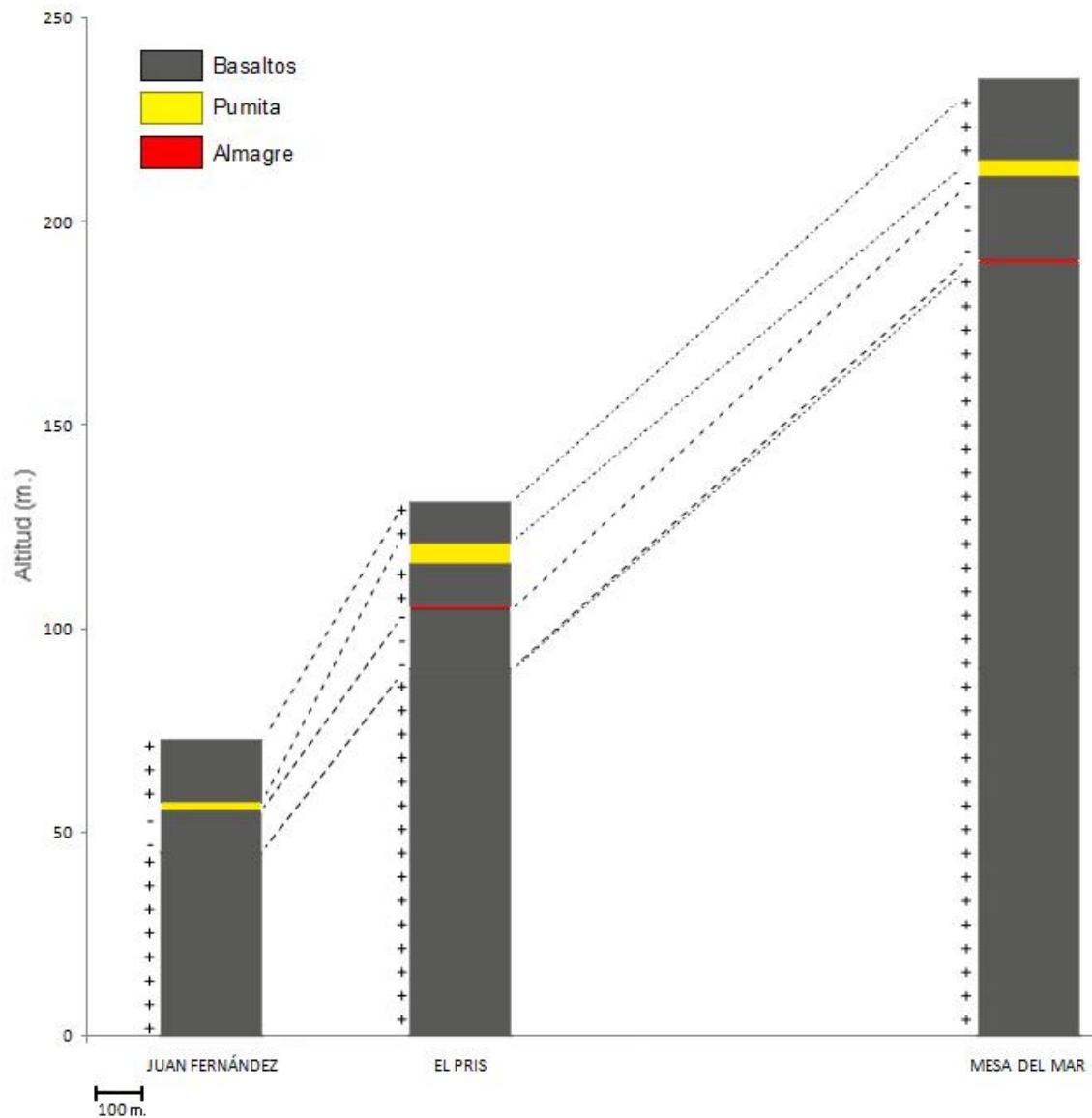


Figura 28. Determinación de las polaridades magnéticas y correlación de las columnas estratigráficas. Elaboración propia.

De dicha correlación podemos destacar varios puntos. Según Carracedo (1979) las coladas de la costa de Tacoronte se encuentran dentro del evento geomagnético polaridad positiva conocido como Jaramillo (1,06 – 0,90 Ma). En las mediciones de paleomagnetismo obtenidas en el campo observamos un primer nivel de basaltos de polaridad normal común en los 3 perfiles estudiados. En caso de que se corresponda con el evento de Jaramillo (1,06 – 0,90 Ma) nos encontraríamos con una ventana de tiempo geológicamente corta en la que se generaron paquetes de lavas basálticas de gran espesor y a las que siguieron las coladas de polaridad inversa Matuyama Post Jaramillo.

Por otro lado podemos reconocer como los niveles de pumita representados en los cortes se formaron durante el periodo geomagnético de Brunhes, ya que en el caso de El Pris se encontraron basaltos de polaridad positiva tanto por encima como por debajo.

En conclusión, los datos recogidos nos muestran una cronología que consistiría en: un primer momento durante la excursión geomagnética de Jaramillo donde se formó el nivel I; un segundo momento en el que hubo un recubrimiento por coladas de polaridad inversa de Matuyama Post Jaramillo; en tercer lugar una erupción de polaridad normal (Brunhes) que tan solo queda registrada en el corte de El Pris; un cuarto momento en el que se produce el recubrimiento de los tres cortes por una capa de pumitas finas y compactas; y por último se produciría el recubrimiento de esta capa de pumitas por coladas basálticas, del periodo geomagnético positivo de Brunhes, que se encontraban presentes en los cortes de Juan Fernández, El Pris y Mesa del Mar.

Como imagen de síntesis se ha elaborado la figura 29, que consiste en una representación del recorrido de las coladas del relleno pleistoceno en los valles de Tegueste y Guerra. En ella se han representando los 7 edificios volcánicos mencionados anteriormente (además de otros tantos más difíciles de reconocer), y la dirección de las coladas pleistocenas.

De esta manera nos encontramos con un relieve particular en el que podemos apreciar multitud de matices: Al sur del Valle de Tegueste, se puede observar cómo se produce un apilamiento de coladas, procedentes de Montaña del Aire y del conjunto de pequeños volcanes situados en sus cercanías, que quedan frenadas por las paredes del valle, de manera que van ganando altitud en la zona de Guamasa, dejando el interior del Valle de Tegueste en un nivel inferior. Este mismo efecto es observado en Valle Guerra producto de las emisiones del conjunto de edificios volcánicos localizados en La Caridad. Por otro lado, se puede llegar a ver como estas coladas exteriores no se limitan a elevar el relieve exterior, sino que llegan a colarse hacia dentro, participando levemente en el relleno interior, como puede observarse en El Portezuelo, donde se produjo el derrame de auténticas cascadas de lava que se colaron entre las montañas y fluyendo hacia el interior del valle (figura 30).

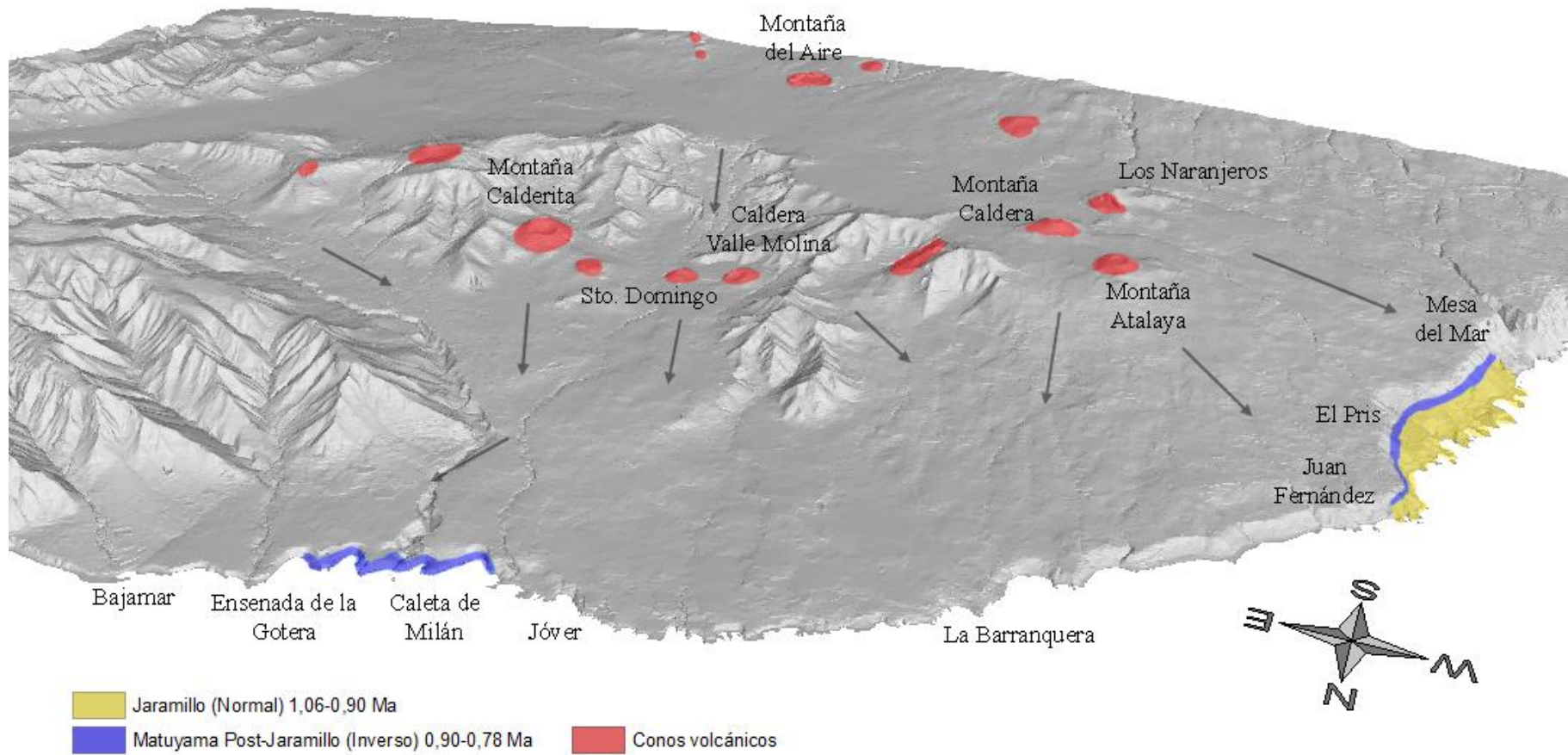


Figura 29. Esquema de reconstrucción de la formación del relleno de volcánico pleistoceno. Elaboración propia.

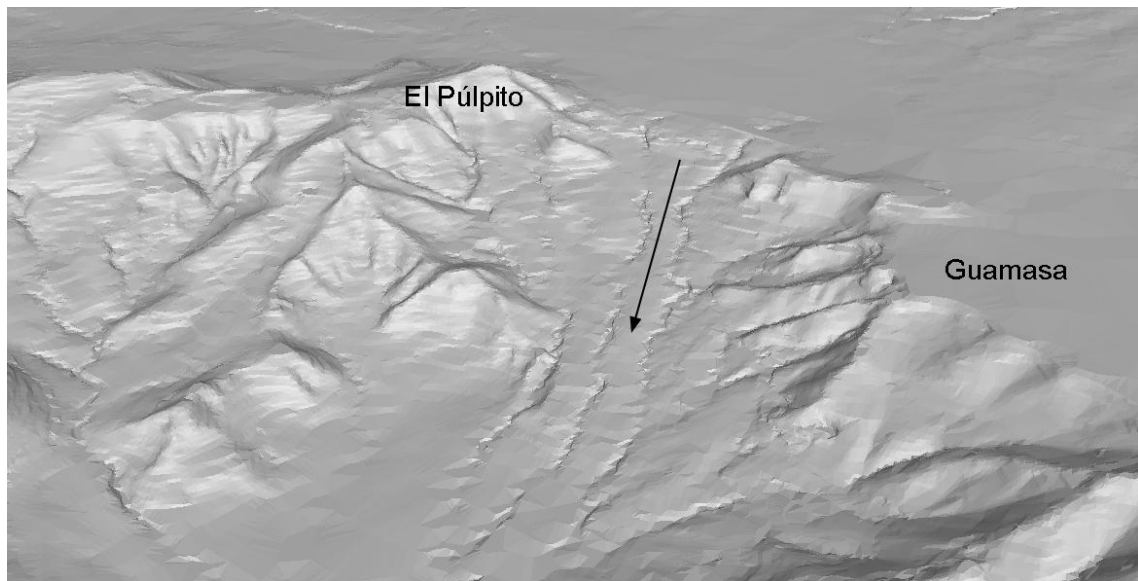


Figura 30. Detalle de como las coladas descenden por El Portezuelo. Elaboración propia.

Por otra parte, el conjunto de volcanes situados en el interior de los valles produce un relleno que transforma el antiguo paisaje. El flujo de las distintas coladas lávicas se desplazan por los valles en V alterando su morfología y suavizando sus pendientes, rellenando de esta forma la antigua depresión, adosándose a los bordes y abriéndose en abanico al llegar a la desembocadura, momento en el que el continuo apilamiento de coladas comienza a ganarle terreno al mar. De esta manera hacia el este las coladas se adosan al pie de la Mesa de Tejina dejando inactivo el antiguo acantilado (Criado, 1981). En el Valle de Tegueste estos conos volcánicos interiores derraman sus coladas desde distintos puntos de la cota superior hasta el mar, de manera que nos encontramos como las coladas bajan por Tegueste hacia Tejina y desde El Socorro hasta el mar. En el caso de Valle Guerra, nos encontramos con el volcán de El Boquerón, que de igual modo derrama sus lavas por el interior suavizando las pendientes de forma similar al descrito en el caso del Valle de Tegueste.

Finalmente los agentes erosivos juegan su parte, labrando los barrancos mediante la dinámica torrencial por un lado y el acantilamiento de algunos sectores de la costa debido a la acción marina por otro, quedando expuestas de esta manera, distintos niveles de coladas pertenecientes a diferentes episodios eruptivos.

8. CONCLUSIONES

Tras todo lo expuesto anteriormente podemos llegar a una serie de conclusiones:

El relleno volcánico cuaternario en los valles de Tegueste y Guerra, de tipo basáltico y con variaciones petrográficas importantes, se genera a lo largo de un amplio lapso de tiempo, rellenando las antiguas morfoestructuras terciarias desde el evento de Jaramillo hasta un momento aún por determinar del Pleistoceno Superior (1,06 – 0,01 Ma).

Sabemos que al menos hubo un periodo en el que se dieron emisiones de polaridad inversa Matuyama dentro del Valle de Tegueste. Posiblemente de los volcanes situados al sudeste del área de estudio, coladas que descenderían por el sector Tegueste-Tejina hasta llegar al mar.

El volcanismo es de tipo basáltico, con variaciones petrográficas importantes.

Es de gran importancia el volcanismo desarrollado durante el periodo geomagnético de Brunhes, ya que prácticamente la totalidad del área de estudio queda cubierta por estos aportes lávicos. A su vez, el periodo inverso Matuyama también es de cierta importancia, especialmente en los rellenos meridionales provenientes directamente de la dorsal.

Podría ser de gran interés la investigación de las intercalaciones pumíticas. Un estudio geoquímico con elementos trazas podría vincularlas a fases concretas de la génesis de las Cañadas, datadas por K/Ar (Martí y Gudmunsson, 2000) y dotarlas de valor tefrocronológico.

El presente trabajo abre la puerta a estudios más detallados, con la incorporación de análisis geoquímicos (óxidos totales y elementos traza) y dataciones absolutas por K/Ar, aplicadas sobre las secciones en las que hemos encontrado variaciones en la polaridad geomagnética. Obviamente, la aplicación de estas técnicas escapa al objetivo académico y a las posibilidades económicas del autor.

La formación de los espacios llanos debido a los flujos lávicos cuaternarios en los valles han permitido, que tras un proceso de edafogénesis, nos encontremos con uno de los mejores suelos de la isla, teniendo un extraordinario valor agrícola (Fernández *et al.*, 1982).

9. POSIBLE APLICACIÓN

Este trabajo supone un avance general del conocimiento de la geomorfología de la isla, especialmente de la comarca NE, una de las más densamente pobladas. El conocimiento en detalle de la evolución geomorfológica puede resultar de interés en diferentes proyectos relacionados con la ordenación del territorio.

Por otro lado, los niveles pumíticos encontrados evidencian el alcance de las erupciones plinianas del centro de la isla. Dichos niveles podrían resultar de interés en cuanto al estudio y evaluación del riesgo volcánico.

10. AGRADECIMIENTOS

El Dr. Ramón Casillas (UDI de Edafología y Geología de la ULL) nos facilitó la confección de las láminas delgadas de las muestras rocosas. El Dr. Francisco Pérez-Torrado (Departamento de Física de la ULPGC) nos facilitó el magnetómetro *Fluxgate* con el que hicimos las determinaciones de polaridad magnética. Finalmente, quería agradecer a Constantino Criado el apoyo y la atención prestados durante todo el proceso de elaboración de este Trabajo de Fin de Grado.

11. BIBLIOGRAFÍA

ANCOCHEA, E., FUSTER, J. M., IBARROLA, E., CENDRERO, A., COELLO, J., HERNAN, F., CANTAGREL, J. M., & JAMOND, C. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, pp. 231-249.

CARRACEDO, J.C. (1979). Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife. Santa Cruz de Tenerife, Aula de Cultura del Cabildo, 82 pp.

CARRACEDO, J.C. (2011). Geología de Canarias. I, Origen, evolución, edad y volcanismo. Madrid, Editorial Rueda, 398 pp.

CARRACEDO, J. C., GUILLOU, H., RODRÍGUEZ BADIOLA, E., PÉREZ-TORRADO, F. J., RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, A., PARIS, R., TROLL, V., WIESMAIER, S., DELCAMP, A., FERNÁNDEZ-TURIEL, J. L. (2009). La dorsal NE de Tenerife: hacia un modelo del origen y evolución de los rifts de islas oceánicas. *Estudios Geológicos*, 65(1), pp. 5 - 47.

- CRIADO, C. (1981). *Los paisajes naturales del macizo de Anaga*. Memoria de Licenciatura. Departamento de Geografía de La Universidad de La Laguna, 568 pp.
- CRIADO, C. & YANES, A. (1990). Paleodunas organógenas de la costa NE de Tenerife (Canarias). I *Reunión nacional de Geomorfología*, pp. 329-339.
- DÓNIZ, J. (2004). *Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogénico de la isla de Tenerife*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna, 378 pp.
- DÓNIZ, J. (2009). *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. Concejalía de Medio Ambiente, Ayto de Los Realejos, Tenerife, 219 pp
- DÓNIZ, J. & ROMERO, C. (2007). Gully erosion on cinder cones of Tenerife (Canary Islands, Spain). En Casalí, J. y Giménez, R. (eds). *Progress in gully erosion research*. Universidad Pública de Pamplona, pp. 40-41.
- FERNÁNDEZ, E., TEJEDOR, M. L., QUANTIN, P. (1982). *Suelos de regiones volcánicas: Tenerife, Islas Canarias*. Secretariado de Publicaciones. Universidad de La Laguna, 250 pp.
- FUSTER, J. M.; ARAÑA, V.; BRANDLE, J. L.; NAVARRO, J. M.; ALONSO, U. & APARICIO, A (1968). *Geología y volcanología de las Islas Canarias: Tenerife*. Inst. Lucas Mallada. C.I.S.C. 218 pp.
- GUILLOU, H., J. C. CARRACEDO, J. C., PARIS, R. & PEREZ TORRADO, F. J. (2004). Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, pp. 599– 614.
- IGME (1978). Mapa Geológico de España a escala 1:25.000: Tejina. Madrid.
- IGME (1978). Mapa Geológico de España a escala 1:25.000: Tacoronte. Madrid.
- IGME (1978). Mapa Geológico de España a escala 1:25.000: Santa Cruz de Tenerife. Madrid.
- MACKENZIE, W. S. & GUILDFORD, C. (1996). *Atlas de Petrografía: minerales formadores de rocas en lámina delgada*. Barcelona, Masson, 98 pp.

- MACKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H. & GUILDFORD, C. (1984). *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*. Essex (England) Longman, 148 pp.
- MARTÍ, J. & GUDMUNSSON, S. (2000). The Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, pp. 161-173.
- THIRLWALL, M. F., SINGER, B. S. & MARRINER, G. F. (2000). ³⁹Ar–⁴⁰Ar ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, pp. 247– 297.
- YANES, A.; LUIS, M. & ROMERO, C. (1988). La entidad geográfica de las islas bajas canarias. *Ería* 17, pp. 259-269.
- YANES, A. (1981). *Estructura morfológica de las costas de Tenerife. Memoria de Licenciatura*. Departamento de Geografía de La Universidad de La Laguna, 361 pp.
- YANES, A. (1990). *Morfología litoral de las Islas Canarias Occidentales*. La Laguna (Tenerife). Servicio de publicaciones de la universidad de La Laguna, 208 pp.
- YANES, Y. (2010). El interés científico de los caracoles terrestres. El caso de las Islas Canarias. *Boletín de la Real Sociedad Económica de Amigos del País de Tenerife*, pp. 251-265.