

CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA

2.1 Introducción

En este capítulo se discuten los principales antecedentes geológicos del área de estudio obtenidos a partir de la integración de la recopilación bibliográfica detallada de los distintos trabajos geológicos desarrollados en la isla, la interpretación de descripciones geológicas de sondeos obtenidos de inventarios anteriores y las observaciones realizadas por el autor durante el desarrollo de la investigación.

La cartografía geológica presentada resume una revisión de las cartas geológicas a escala 1:25.000 realizadas por el IGME (en prensa), la cual fue comprobada en campo y modificada según los objetivos de esta investigación. Para la revisión de la cartografía en campo se utilizaron fotografías aéreas pancromáticas de escala aproximada 1:33.000, correspondientes a las líneas de vuelo 5499-5513, 5515-5530, 5533-5548, 5569-5583 y 5587-5602 del llamado vuelo americano de 1954, que es el que corresponde a una situación de menor alteración territorial.

Para la interpretación de cortes geológicos se complementó la cartografía geológica de superficie a escala 1:25.000 con las descripciones litológicas de sondeos, incluidas en el inventario del “Proyecto de actualización de infraestructura hidrológica, vigilancia y catálogo de acuíferos” (ITGE, 1991).

2.2.- Investigaciones previas

El primer estudio geológico global de la isla de Fuerteventura fue realizado por Fuster *et al.* (1968). En el mismo se incluye la cartografía y se definen las principales unidades volcánicas y plutónicas de la isla. En este trabajo también se incluyen numerosos datos de campo y abundantes análisis químicos y petrográficos de muestras de roca de las diferentes formaciones geológicas.

Estudios detallados de los edificios volcánicos subaéreos miocenos de la isla han sido realizados por Ancochea *et al.* (1991), Cubas *et al.* (1992), Hernan *et al.* (1993) y recientemente por Stillman (1999).

La cronoestratigrafía se ha realizado a partir de dataciones radiométricas absolutas de K/Ar en la mayoría de las unidades volcánicas de Fuerteventura, las cuales han sido realizadas por Grunau *et al.* (1975), Coello *et al.* (1992) y Balcells *et al.* (1994).

Los depósitos marinos fosilíferos de edad pliocena, pleistocena y cuaternaria son caracterizados desde el punto de vista cronoestratigráfico, bioestratigráfico y paleontológico por Meco (1975, 1977, 1981, 1982, 1983, 1988), Zazo *et al.* (1997) y Meco y Petit Maire (1989). Los datos obtenidos por estos autores, junto a los estudios en depósitos eólicos de la

isla realizados por Coudé-Gaussen y Rognon (1988), Petit Maire *et al.* (1986), Hillaire-Marcel *et al.* (1995), y Rognon y Coudé-Gaussen (1996), han permitido establecer importantes aspectos paleoclimáticos del Pleistoceno Superior y Holoceno.

La cartografía geológica a escala 1:25.000 ha sido realizada para toda la isla por el IGME (1984-1992). Sin embargo, en el momento de redactar la tesis sólo han sido publicadas las hojas de Puerto de Rosario, Pájara, Betancuria y Antigua.

2.3.- Marco geológico de la Isla de Fuerteventura

En la Isla de Fuerteventura afloran rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas que reflejan eventos geológicos desarrollados desde el Cretácico Superior hasta el Reciente. De acuerdo a su origen, características petrológicas y edad, se han agrupado en dos megaunidades correspondientes al Dominio del Complejo Basal y al Dominio Subaéreo (Gastesi, 1969; Coello *et al.*, 1992; Balcells *et al.*, 1994). El Dominio del Complejo Basal lo constituyen rocas sedimentarias de origen oceánico, lavas submarinas, rocas intrusivas y un denso enjambre de diques. El Dominio Subaéreo está integrado por emisiones volcánicas y unidades plutónicas posteriores a la emersión del Complejo Basal, y tienen edades miocenas, pliocenas y cuaternarias.

Las unidades han sido descritas, de más antigua a más nueva, como Complejo Basal, Fase Miocena, Fase Pliocena, Fase Pleistocena Inferior y Fase Pleistocena Media - Holocena. La Tabla 2.1 presenta la correlación de nombres formales asignados a las distintas unidades por Fuster *et al.* (1968) y por el PLAN MAGNA (IGME, 1984; 1989-92).

2.3.1.- Complejo Basal

El Complejo Basal representa el período de construcción más antigua de la isla y sus afloramientos abarcan la parte centro-oriental de Fuerteventura. Las rocas más antiguas reconocidas en esta unidad corresponden a sedimentitas marinas de edad Cretácica, formadas en un ambiente oceánico profundo y compuestas por series turbidíticas con intercalaciones calcáreas y silíceas. Toda la serie está deformada y plegada. Inmediatamente sobre las sedimentitas submarinas se desarrolló una importante actividad volcánica submarina, que generó el nacimiento submarino de la isla (fase de sea-mount). Corresponden a lavas y tobas basálticas y traquibasálticas submarinas, intruidas por plutones de composición básica y ultrabásica (Figura 2.1).

Durante el Paleógeno-Mioceno, en un régimen tectónico extensional, se desarrolló un complejo filoniano de extraordinaria densidad (Fuster *et al.*, 1980). Puede evaluarse de modo aproximado que la proporción de diques es de 75-95 por 100 dentro de la secuencia sedimentaria mesozoica y volcánica submarina, y de 50 por 100 en las intrusiones plutónicas.

FUSTER <i>et al.</i> (1968)	PLAN MAGNA, IGME (1984)	PLAN MAGNA (1989-92)	
SERIE BASALTICA IV <i>Volcanes con conos de cónider</i>	SERIE VOLCANICA IV	FASE PLEISTOCENA MEDIA-Holocena: <i>Episodios recientes (Malpaís)</i>	
SERIE BASALTICA III <i>Volcanes con conos de cónider</i>	SERIE VOLCANICA III		
SERIE BASALTICA II <i>Volcanes con conos de cónider. Volcanes en escudo</i>	SERIE VOLCANICA II		FASE PLEISTOCENA INFERIOR
			FASE Pliocena Superior
		FASE Pliocena Inferior	
SERIE BASALTICA I <i>Basaltos fisurales</i>	SERIE VOLCANICA I	FASE MIOCENA <i>(Estratovolcanes de Tetir, Gran Tarajal y Jandía)</i>	
<i>Complejos sieníticos circulares</i> <i>Tobas y aglomerados subaéreos</i> <i>Rocas volcánicas submarinas</i> <i>Sedimentos silíceos</i> <i>Complejo básico estratiforme</i>	<u>COMPLEJO BASAL</u> <i>Form. sálicas recientes</i> <i>Basaltos plagio clásicos</i> <i>Serie plutónica IV (Vega R. Palmas)</i>	FORMACION DE TRANSICION	
		<u>DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL</u> <i>Serie volcano-plutónica tardía</i> <i>(Edificio Morro Negro)</i> <i>(Edificio Betancuria)</i> <i>(Edificio Vega de Río Palmas)</i>	
	<i>Serie Plutónica III (C. de Pájara)</i>	<i>Serie plutónica de Mézquez</i>	
	<i>Serie plutónica II</i>	<i>Serie plutónica alcalina indiferenciada</i>	
	<i>Serie plutónica I</i>	<i>Serie plutónica ultralcalina</i>	
	<i>Form. tobas y brechas sálicas</i> <i>Form. volcánica submarina</i>	<i>Serie volcánica indiferenciada, en parte de origen submarino</i>	
	<i>Sedimentos mesozoicos</i>	<i>Sedimentos de fondo oceánico</i>	

Tabla 2.3.1.- Correlación estratigráfica de la isla de Fuerteventura (modificado de IGME, en prensa).

2.3.2.- Fase Miocena

Originalmente esta unidad volcánica fue definida por Fuster *et al.*(1968) como Serie Basáltica I y corresponde al primer episodio volcánico subaéreo tras el emplazamiento del Complejo Basal. La Fase Miocena tuvo lugar durante el Mioceno, entre hace 30 y 12 Ma aproximadamente (Ballcells *et al.*, 1994). Corresponde una fase de intensa actividad volcánica por medio de la cual se construyó la estructura principal de la isla. Es posible separar tres grandes edificios volcánicos cuya evolución ha sido independiente: Tetir o norte, Gran Tarajal o centro y Jandía o sur. La Figura 2.2 muestra la extensión superficial de los materiales de esta formación, así como una estimación de las áreas de emisión. Esta actividad volcánica es asociada a una fisura de gran magnitud que tiene una dirección NNE-SSO y que se prolonga hacia el norte en la isla de Lanzarote y Banco de la Concepción.

La estructura de los edificios la componen numerosas coladas basálticas de escasa potencia, intercaladas con escorias, piroclastos y aglomerados. Las coladas se encuentran buzando hacia el NW en el norte, hacia el Este en el centro y hacia el SE en el sur.

El relieve de esta unidad es muy característico y corresponde a elevaciones alargadas y transversales, conocidas con el nombre local de “cuchillos”, y es debido a su intensa incisión por erosión.

2.3.3.- Fase Pliocena

Esta fase volcánica se correlaciona parcialmente con las dos subseries establecidas dentro de la Serie Basáltica II por Fuster *et al.* (1968). Desde el final de las últimas erupciones volcánicas que dieron lugar a la formación de los tres grandes edificios volcánicos miocenos (12 Ma), cesa toda la actividad volcánica hasta comienzos del Plioceno. Durante un período de aproximadamente 7 Ma dominan los procesos erosivos en los que las estructuras volcánicas miocenas son erosionadas, modificando su morfología y estableciendo las características generales del relieve actual de la isla.

La actividad volcánica se reanuda en el Plioceno Inferior, con una única erupción que dio lugar al emplazamiento, sobre el Complejo Basal, del edificio volcánico de Morro Valdés (Figura 2.3). Esta actividad volcánica es menos masiva que la desarrollada durante el Mioceno y se produce en la mitad centro-norte de la Isla. Posteriormente en el Plioceno Superior se reanuda el volcanismo con mayor intensidad, apareciendo numerosos centros de emisión.

En general las erupciones son muy puntuales, con formación de edificios piroclásticos de carácter estromboliano y volcanes en escudo. En general se presentan alineados según directrices fisurales con una dirección NNE-SSO.

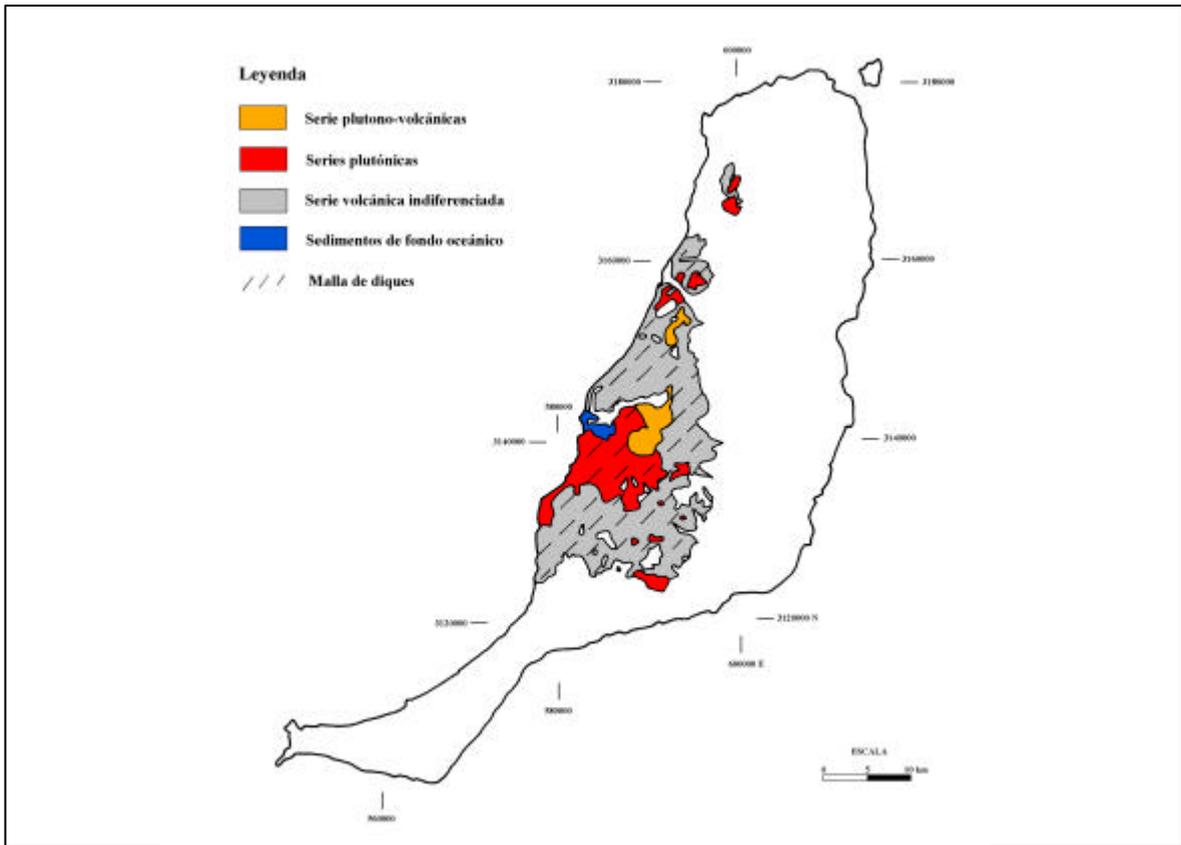


Figura 2.1.- Extensión superficial de los materiales del Complejo Basal en la isla de Fuerteventura (tomado de IGME, en prensa)

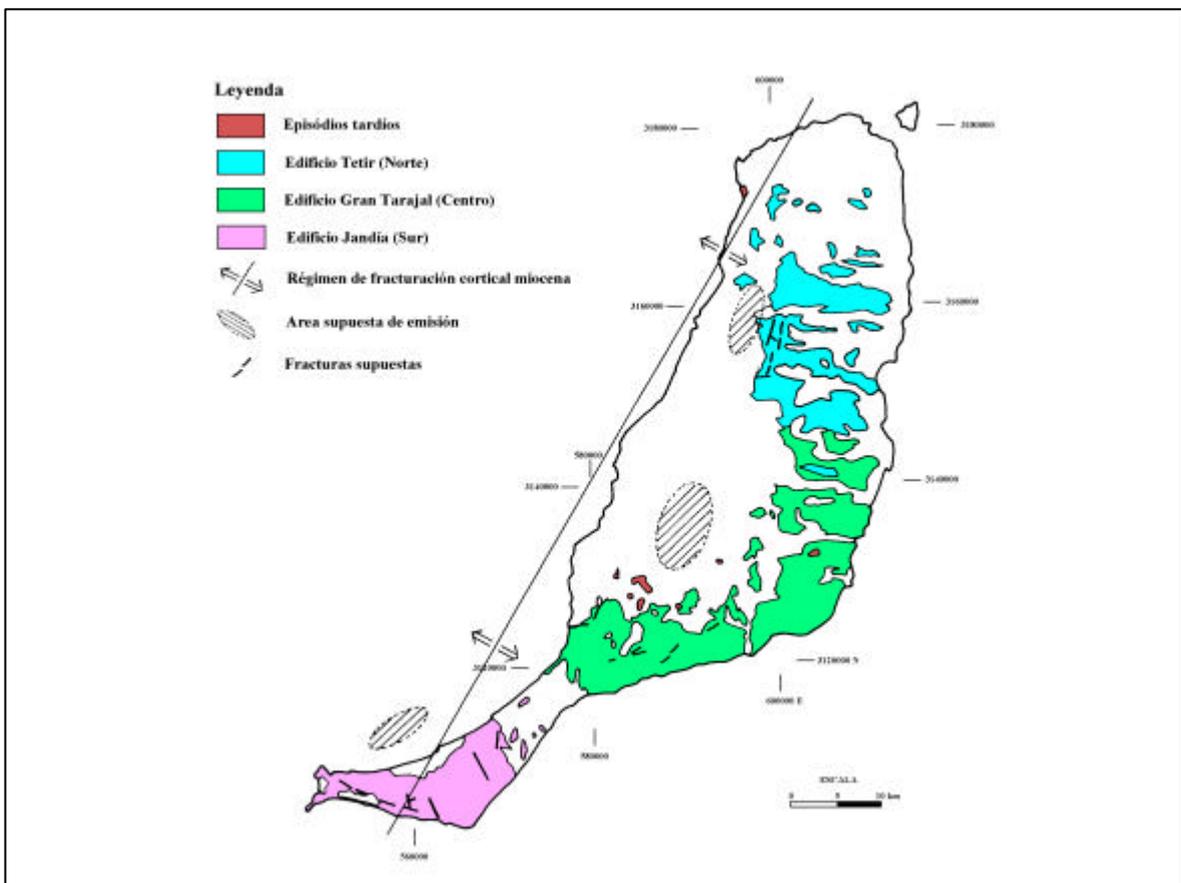


Figura 2.2.- Extensión superficial de los edificios volcánicos miocenos en la isla de Fuerteventura (tomado de IGME, en prensa)

2.3.4.- Fase Pleistocena Inferior

Esta fase volcánica se correlaciona parcialmente con las dos subseries establecidas dentro de la Serie Basáltica II y la Serie Basáltica III-A de Fuster *et al.* (1968). Corresponden a edificios volcánicos emplazados directamente sobre los “cuchillos” miocenos (o en sus laderas) en la mitad norte de la Isla (Figura 2.3). Son edificios estrombolianos, en general de grandes dimensiones, constituidos por lapilli, escorias y bombas (IGME, en prensa). Algunos edificios volcánicos de esta fase son Montaña Escanfraga, Montaña Blanca, Llanos del Palo y La Calderetilla. La conservación de los volcanes es regular, aunque manifiestan su morfología original.

Las lavas de estos volcanes caen en cascada desde los relieves más altos, canalizándose después por los distintos barrancos hasta llegar a la costa, donde en algunos casos forman una extensa plataforma subhorizontal. Son de tipo “pahoehoe” en las proximidades de los centros de emisión y en las partes más distales pasan a ser de tipo “aa”, escoriáceas, poco vesiculares y potentes (IGME, en prensa). Son de composición basáltica olivínica y algunos presentan enclaves ultrabásicos como dunitas, lherzolita, etc. (Sagredo, 1969).

2.3.5.- Fase Pleistocena Media - Holocena

Corresponden a eventos volcánicos desarrollados principalmente en la parte norte y central de la Isla y son correlacionables con la Serie III-B, III-c y Serie IV de Fuster *et al.* (1968). Las dataciones radiométricas sitúan los episodios más antiguos de esta fase en 0,8 Ma (Coello *et al.*, 1992).

El volcanismo es de tipo fisural y se manifiesta en una distribución espacial alineada de los centros de emisión (Figura 2.4). Los edificios volcánicos se presentan perfectamente conservados y sus coladas son los típicos “malpaises”. Los productos de estas erupciones son siempre de naturaleza basáltica, predominando las lavas sobre los depósitos piroclásticos. La mayor concentración de depósitos piroclásticos, como bombas, lapillis y escorias, se concentran en el edificio volcánico.

Las coladas de lava de esta unidad presentan una gran homogeneidad composicional y corresponden a basaltos de olivino y piroxeno tipo augita. En general son muy vesiculares en la parte superior y en la parte central se caracterizan por presentar estructuras columnares.

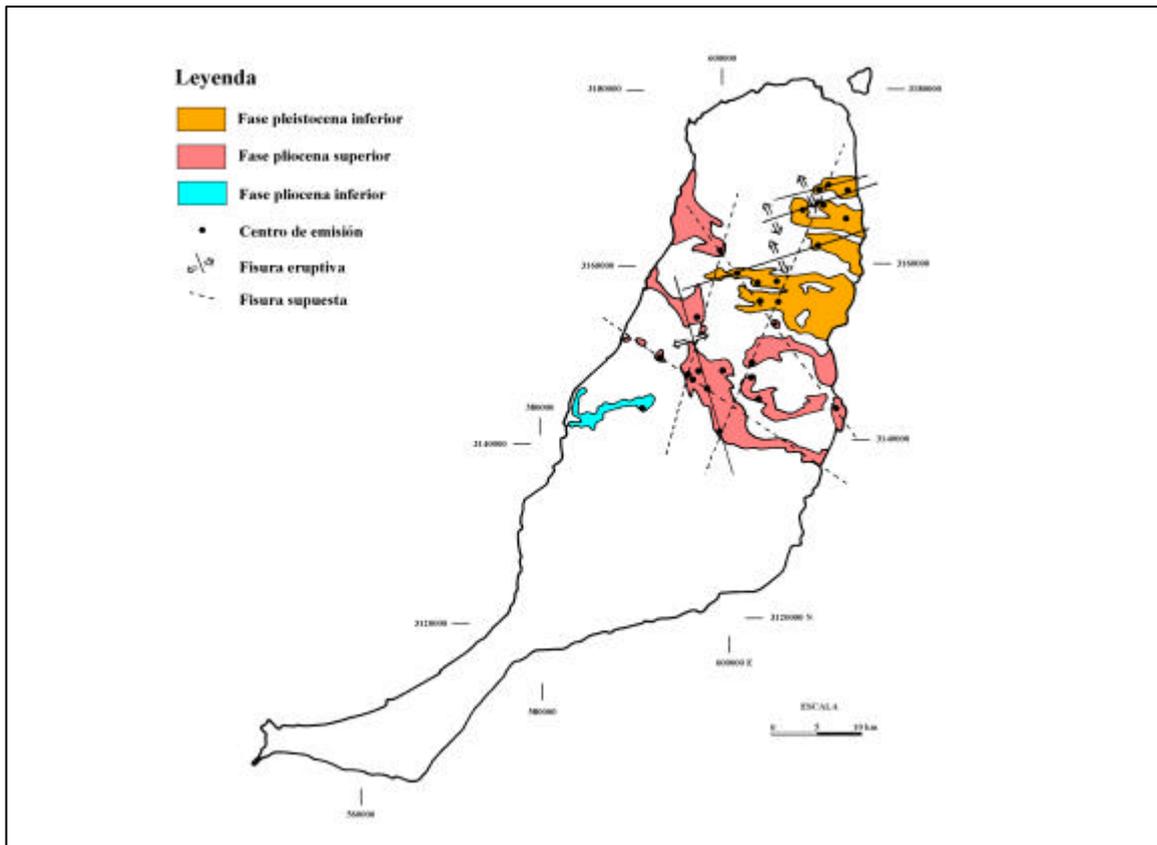


Figura 2.3.- Extensión superficial de los afloramientos volcánicos del Plioceno - Pleistoceno Inferior en la isla de Fuerteventura (tomado de IGME, en prensa)

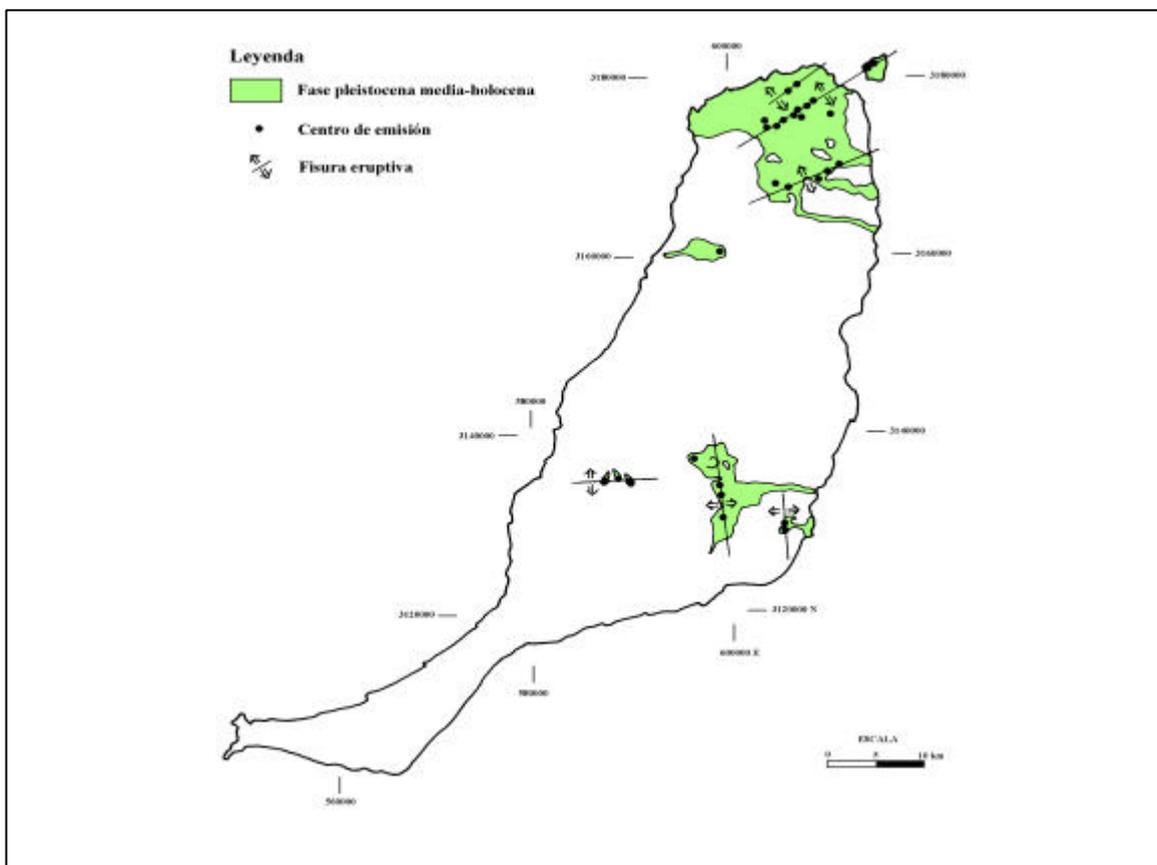


Figura 2.4.- Extensión superficial de los afloramientos volcánicos del Pleistoceno Superior – Holoceno en la isla de Fuerteventura (tomado de IGME, en prensa)

2.4.- Geología del área de estudio

En el área de estudio se reconocen tres unidades geológicas principales: a) lavas e intrusivos localizados en la parte occidental, y que conforman el complejo Basal y b) lavas con algunas intercalaciones piroclásticas localizadas en la parte oriental y que corresponden a las erupciones miocenas que dieron origen al Edificio de Gran Tarajal y c) extenso campo de lavas y piroclastos recientes localizados en la Depresión Central y que constituye el Malpaís (Figuras 2.5 y 2.6).

2.4.1.- Complejo Basal

El Complejo Basal se distribuye en la parte centro-occidental de la zona y sus afloramientos se extienden hacia el Norte, fuera de los límites del área de estudio. Dentro de esta unidad quedan incluidos sedimentos mesozoicos de fondo oceánico, rocas volcánicas indiferenciadas, en parte de origen submarino, y un complejo plutónico de composición principal básica y ultrabásica.

Sedimentos mesozoicos de fondo oceánico

Es la formación más antigua del Archipiélago Canario y está representada por una secuencia de rocas turbidíticas con algunas intercalaciones de basaltos y brechas volcánicas en la parte superior. Sus afloramientos son reconocidos desde el sur del barranco de Ajuy, hasta el Norte de la caleta de la Peña Vieja. La potencia total de esta unidad es de aproximadamente 1600 m, apareciendo siempre en posición estratigráfica invertida. Fuster *et al.* (1980) divide esta formación en tres unidades principales (Figura 2.7), que en orden de más antigua a más nueva corresponden a:

- Unidad A

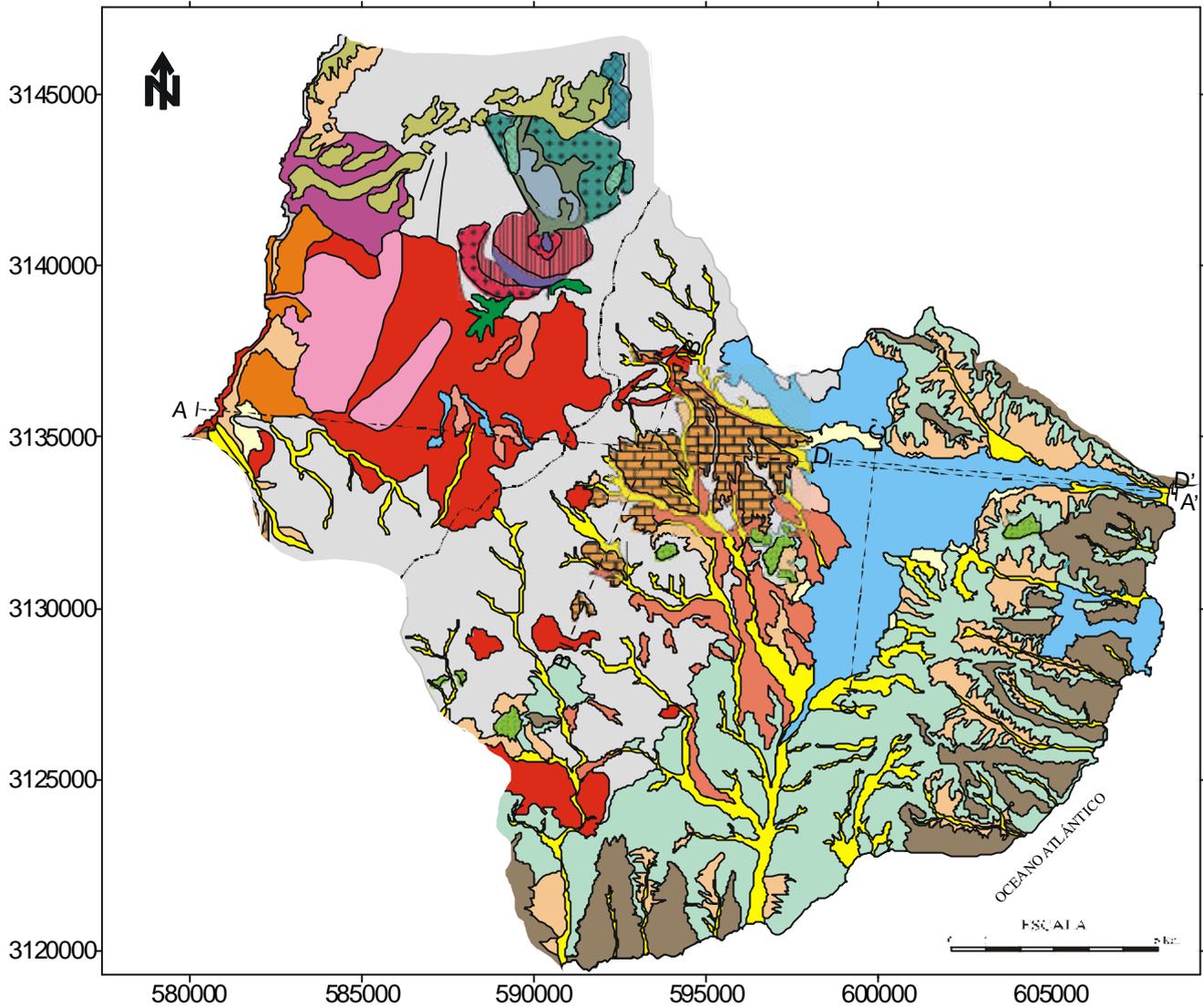
Presenta una potencia total de 600 m y esta constituida por una alternancia de ritmitas, lutitas oscuras, calizas y areniscas. La base de esta unidad no aparece expuesta en la isla. Sólo aparece cortada por intrusiones posteriores.

- Unidad B

Tiene un espesor aproximado de 800 m y esta compuesta por turbiditas de origen exclusivamente terrígeno, con algunas alternancias de areniscas amarillas y lutitas negras. El tránsito con la unidad infrayacente es brusco, por lo que no se descarta un contacto por falla.

- Unidad C

Compuesta por lutitas, margas y calizas, cuya potencia sobrepasa los 250 m. El contacto con la unidad infrayacente es transicional y puede definirse por la aparición de los primeros niveles con foraminíferos planctónicos. El contacto superior queda marcado por la aparición de las brechas volcánicas submarinas.



LEYENDA

Unidades Sedimentarias Recientes

- Depósitos de relleno de barranco
- Conos de deyección y coluviones
- Sedimentos aluviales
- Depósitos de arenas finas y limos
- Depósitos de caliche

Malpaís (Fase Pleistocena-Holocena)

- Coladas basálticas y piroclastos (Malpaís)

Edificio Morro Valdés (Fase Pliocena Inferior)

- Coladas basálticas y piroclastos

Edificio Gran Tarajal (Mioceno Medio-Inferior)

- Coladas basálticas y conos de tefra enterrados (Serie I Inferior)
- Coladas basálticas y conos de tefra enterrados (Serie I Intermedia y Superior)
- Coladas basálticas (Serie I Tardía)

Complejo Basal (Eoceno - Cretácico Superior)

- Intrusivos sílicos
- Sienitas
- Piroclastos (tobas y brechas básicas y sílicas)/Traquitas
- Coladas de basaltos plagioclásicos
- Piroxenitas y gabros/Traquitas
- Brechas traquíticas
- Traquitas
- Sienitas
- Gabros
- Werhlitas, piroxenitas y gabros (Serie Ultramáfica)
- Gabros, piroxenitas, traquisienitas y sienitas (Serie Plutónica Alcalina Indiferenciada)
- Meltilgitas, ijolitas, sienitas y carbonatitas (Serie Ultraalcalina Inicial)
- Lavas y piroclastos básicos de origen submarino
- Lutitas, areniscas, margas, calizas y brechas volcánicas intercaladas (Sedimentos de Fondo Océánico)

Edificio Betancuria

Complejo Subvolcánico de Vega de Río Palmas

Figura 2.5.- Mapa geológico del área de estudio (modificado de IGME, en prensa)

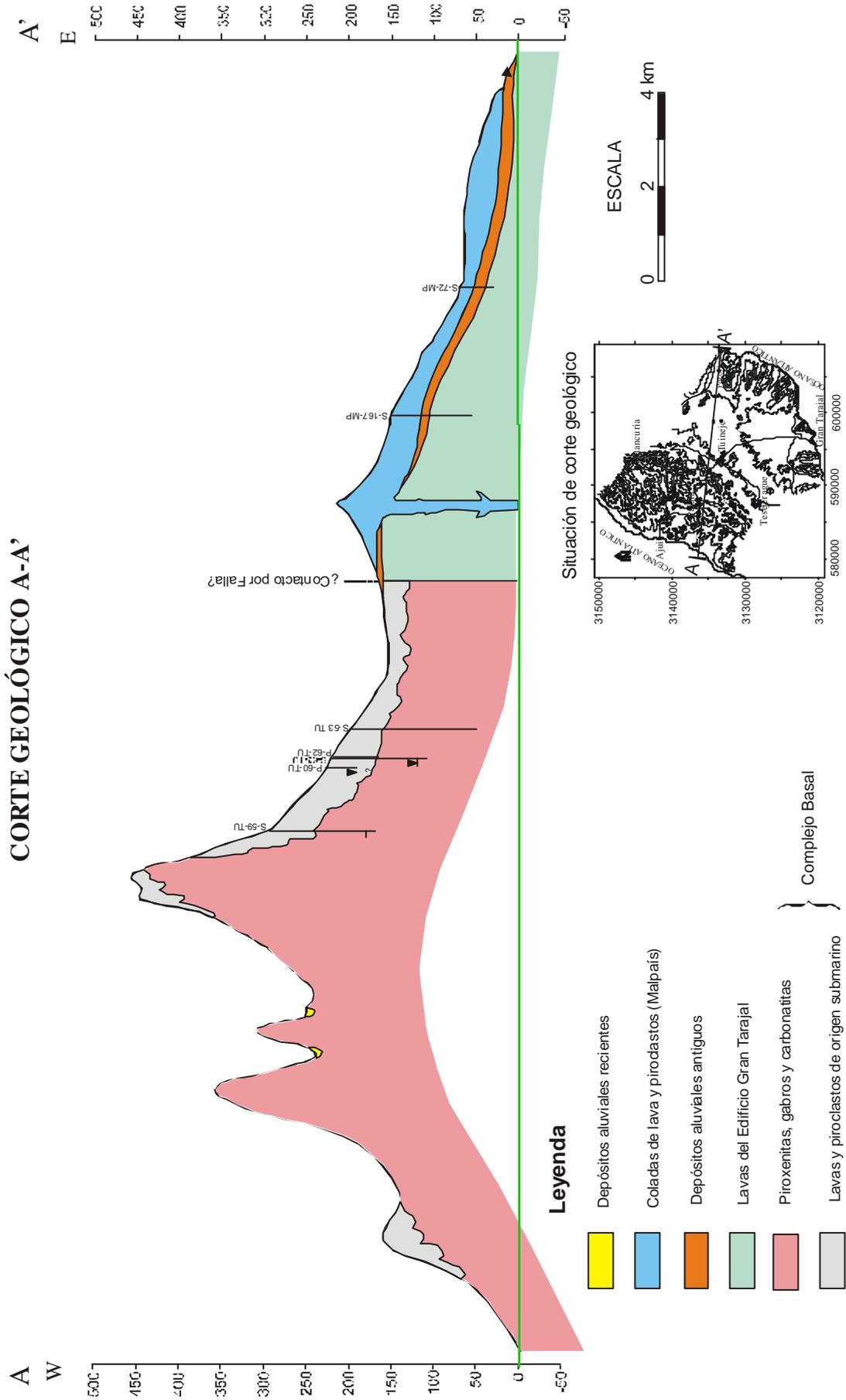


Figura 2.6.- Corte geológico general W-E del área de estudio. Ver situación geológica en la Figura 2.5.

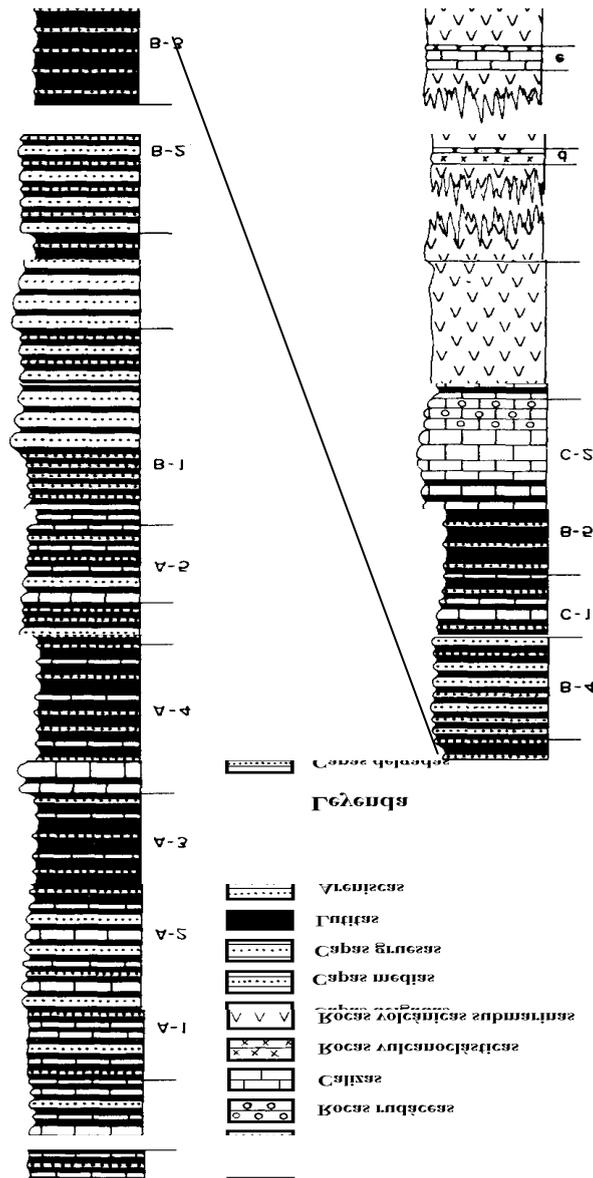


Figura 2.7.- Columna estratigráfica general de los materiales sedimentarios y volcánicos del Complejo Basal (tomada de Fuster *et al.*, 1980).

Formación volcánica submarina

Inmediatamente sobre las sedimentitas submarinas se desarrolló una importante actividad volcánica submarina, que generó el nacimiento submarino de la isla (fase de sea-mount).

Dentro de esta formación se incluyen brechas, tobas y lavas de composición basáltica, traquibasáltica y traquítica. Toda la secuencia volcánica está intensamente intruída por una red de familias de diques básicos subparalelos, de orientación preferencial N10°-45°E. La intensa intrusión de diques hace que las rocas encajantes queden reducidas a hojuelas entre diques, lo que unido a una carencia importante de contrastes litológicos entre ambas unidades hace muy difícil su identificación en campo.

Las lavas en general presentan una textura afanítica, y a veces porfídica con abundantes fenocristales de piroxeno. También se destaca en su composición la presencia de abundante piritita diseminada.

Las lavas basálticas en algunos casos presentan estructuras almohadilladas (tipo “pillow”), con gran cantidad de amígdalas que pueden estar rellenas por epidota, clorita, carbonato y sílice. Su mineralogía principal esta compuesta por olivinos (casi completamente alterados a serpentina), clinopiroxenos tipo augita (frecuentemente alterados a clorita y tremolita) y plagioclasas que se presentan como microlitos en la matriz. Como minerales accesorios presentan gran cantidad de piritita diseminada.

Intrusiones plutónicas

Las intrusiones en el Complejo Basal conforman una serie de pequeños plutones independientes que se agrupan en cuatro unidades principales:

- Serie ultraalcalina inicial
- Serie plutónica alcalina indiferenciada
- Serie ultramáfica
- Intrusiones circulares finales

- Serie ultraalcalina inicial

Sus afloramientos se localizan en el margen oriental del área de estudio y pueden ser observados en los acantilados costeros de este sector. Los episodios plutónicos de carácter ultraalcalino son los más antiguos de Fuerteventura y corresponden a intrusivos emplazados en condiciones subvolcánicas e hipoabisales. Barrera *et al.* (1981) interpreta esta unidad intrusiva como facies apicales de intrusivos más grandes ubicados a mayor profundidad. Litológicamente la serie plutónica esta constituida por meltigitas, ijolitas y sienitas, y, como diferenciados finales, venas de carbonatita.

- Serie plutónica alcalina indiferenciada

Bajo esta denominación se agrupan intrusiones plurifaciales que corresponden a un porcentaje elevado de las rocas plutónicas del Complejo Basal (IGME, en prensa). En general la serie esta constituida por gabros de distintas texturas y que corresponderían a distintas intrusiones. La secuencia esta constituida por rocas intrusivas progresivas, que comienzan con facies piroxeníticas y gabroideas, para terminar con diferenciados sieníticos y traquisieníticos. No se descarta que algunos de estos afloramientos tengan edades anteriores al emplazamiento de la serie ultraalcalina inicial.

- Serie ultramáfica

Sus afloramientos pueden ser agrupados en dos cuerpos paralelos, elongados en dirección aproximada N-S y situados al oeste de la localidad de Pájara. Los tipos litológicos

más característicos corresponden a werhlitas, piroxenitas y gabros. Cuando entra en contacto con rocas sálicas de la serie ultraalcalina inicial produce removilización e incluso anatexia de contacto de los materiales sieníticos preexistentes (Fuster *et al.*, 1980).

- Intrusiones circulares finales (Complejo circular de Vega de Río Palmas y Edificio Betancuria)

Corresponde a áreas volcano-plutónicas de edades miocenas, que comprenden el Complejo circular de Vega de Río Palmas y el Edificio Betancuria.

El Complejo circular de Vega de Río Palmas corresponde a una intrusión penetrativa de forma elipsoidal emplazada en un nivel alto y a elevada temperatura. Intruye a todas las series plutónicas anteriores y a las rocas volcánicas submarinas. Está compuesto por una intrusión múltiple de rocas básicas y sálicas, en sus variedades plutónicas y subvolcánicas. Litológicamente esta compuesta por gabros alcalinos que cortan indistintamente las rocas de la serie gabroide piroxénica y brechas de las formaciones volcánicas submarinas. Son muy escasos los diques que cortan a esta unidad intrusiva y la mayoría son de composición basáltica y traquibasáltica. Algunas dataciones radiométricas realizadas en el dique circular sienítico del complejo por AbdelMonem *et al.* (1971), Grunau *et al.* (1975) y Le Bas *et al.* (1986) indican que el emplazamiento de esta unidad se produjo aproximadamente hace 20,5 Ma. Esta edad es sincrónica con los edificios basálticos miocenos de la isla (Jandía y Gran Tarajal).

El Edificio Betancuria se sitúa al oeste de la localidad del mismo nombre y corresponde a un centro de emisión sálico fuertemente erosionado del que se conservan varios centros de conductos y brechas asociadas. Los tipos litológicos más característicos corresponden a coladas de basaltos plagioclásicos, sienitas, brechas básicas y sálicas, y gabros (IGME, en prensa). El contacto occidental de este complejo con las lavas submarinas del Complejo Basal es por falla y en la parte superior se encuentra cubierto por lavas correspondientes al edificio Morro Valdés (Plioceno Inferior).

2.4.2.- Estratovolcán de Gran Tarajal (Fase Miocena)

Dentro del área de estudio la Fase Miocena queda definida por el edificio de Gran Tarajal, el cual abarca la parte oriental del área de estudio y cuyos afloramientos actuales dibujan un semicírculo abierto hacia el noroeste. Ancochea (1991) diferencia cuatro subseries en el edificio de Gran Tarajal, las cuales denomina: Serie I Inferior, Serie I Intermedia, Serie I Superior y Serie I Tardía. Cada una de estas series se encuentra separada por discordancias angulares (Figura 2.8).

Las tres primeras series se adaptan a la estructura semicircular del edificio volcánico, presentando coladas de lava con una inclinación general hacia el E, mientras que la Serie I Tardía no sigue las pautas circulares de las series anteriores debido a que se originó tras la formación de la depresión central.

La Serie I Inferior estratigráficamente se sitúa sobre las rocas del Complejo Basal. No obstante, en la Depresión Central se ha interpretado un contacto por falla entre estas dos unidades, aunque se puede también considerar como un cortado topográfico abrupto, cuyo origen puede ser tectónico erosivo. Esta constituida esencialmente por lavas de composición basáltica, predominantemente picrítas y augitas. Buzan entre 20 y 30° E y alcanzan una potencia aproximada de 1500 m (Ancochea, 1991). Sus afloramientos se distribuyen en parte de la Depresión Central y en las partes bajas de los “cuchillos”.

La Serie I Intermedia suele apoyarse sobre la Inferior, aunque localmente puede apoyarse sobre el Complejo Basal. Está constituida por coladas de lava de composición basáltica y por piroclastos también basálticos. Las coladas presentan un buzamiento de 10-20°E y toda la secuencia alcanza un espesor de 400 m.

La Serie I Superior aparece discordante sobre cualquiera de las series anteriores. Está compuesta por lavas basálticas que en total pueden alcanzar una potencia entre 200 y 300 m.

La Serie I Tardía es una unidad volumétricamente menor respecto a las otras subseries y, como se mencionó anteriormente, se caracteriza por no seguir la pauta circular de las series anteriores. Sus afloramientos aparecen aislados en algunos “cuchillos” y en la Depresión Central.

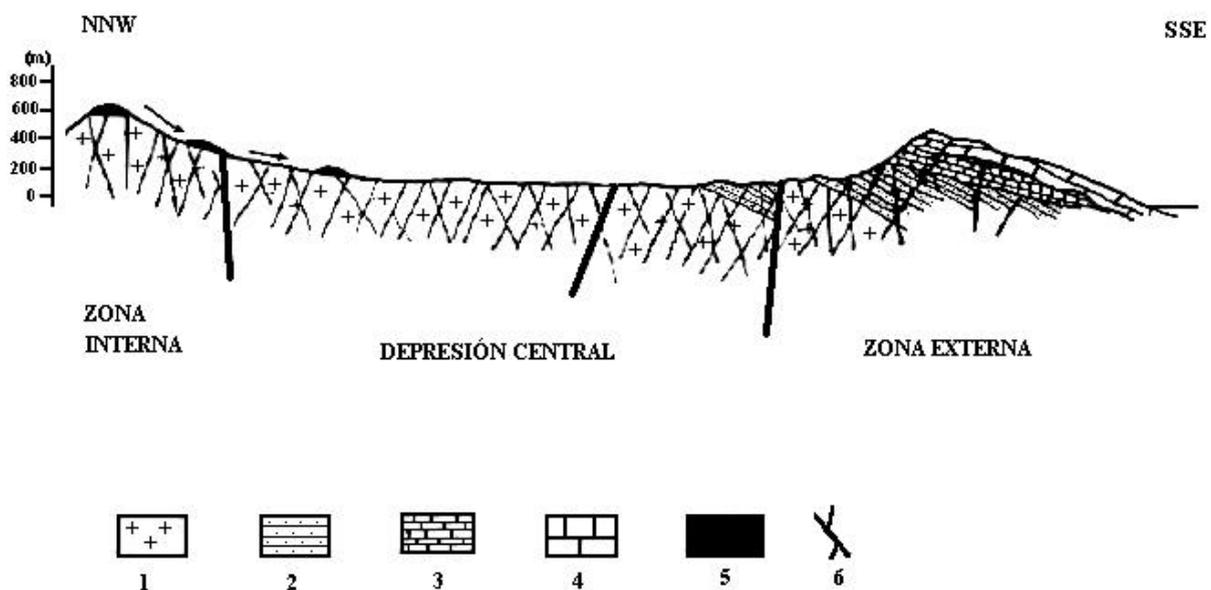


Figura 2.8.- Corte geológico esquemático del edificio de Gran Tarajal (tomado de Ancochea *et al.*, 1991).
1. Complejo Basal.-2. Serie I Inferior.-3. Serie I Intermedia.-4. Serie I Superior.-5. Serie I Tardía.-6. Diques.

2.4.3.- Edificio Morro Valdés (Fase Pliocena Inferior)

En la vertiente occidental del Macizo de Betancuria afloran de modo aislado coladas de lava basálticas y depósitos piroclásticos correspondientes a un estratovolcán en escudo fuertemente erosionado. Esta estructura volcánica es la única actividad volcánica del Plioceno

Inferior que se conoce en la isla de Fuerteventura. Dataciones radiométricas efectuadas a las coladas de lava por Meco y Stearns (1981) y Coello *et al.* (1992) le asignan una edad variable entre los 5,8 y 5,0 Ma.

Algunas de las coladas que emitió este edificio volcánico alcanzaron el mar, aunque en la actualidad se localizan sobre el nivel del mar. Corresponden a coladas basálticas muy vesiculares y que presentan estructuras almohadilladas (pillow-lava) de diámetros de 5-10 cm.

2.4.4.- Rasa Marina

En el margen occidental de área de estudio se reconocen depósitos marinos a lo largo del litoral, que indicarían movimientos verticales respecto al nivel del mar desde el Mioceno hasta el Holoceno (IGME, en prensa). Estos depósitos se localizan sobre el Complejo Basal, a alturas que oscilan entre los +10 y +50 m sobre el nivel del mar.

La edad de esta unidad ha sido determinada por medio del estudio paleontológico de la fauna fósil de los depósitos, así como por dataciones radiométricas efectuadas a las coladas de lava que los cubren. Mediante estudios paleontológicos Meco (1975, 1981 y 1983) les asigna una edad Mioceno-Plioceno Inferior.

2.4.5.- Volcanismo Reciente (Fase Pleistocena Media - Holocena)

En la parte central del área de estudio se localizan cuatro centros de emisión principales, alineados según una orientación aproximada N15°E. De norte a sur corresponden a los edificios volcánicos de: Caldera de Gaíria, Caldera de la Laguna, Caldera de Liria y Caldera de Arrabales. Son edificios de tefra constituidos por lapilli, escoria y bombas de composición basáltica, bien estratificados y de coloración oscura. A partir de la fotointerpretación también se han identificado otros centros de emisión de menor tamaño, ubicados en el campo de lavas del Malpaís.

Las emisiones de Caldera de Liria y Caldera de La Laguna dieron lugar a un extenso campo de lavas conocido como Malpaís Grande. Una parte de estas coladas de lava se canalizaron por el Barranco de Pozo Negro hasta llegar a la costa. Algunas dunas litorales cubiertas por estas coladas de lava en la localidad de Pozo Negro fueron datadas por Petit Maire *et al.* (1986) por medio de ^{14}C y su edad fue establecida en 23.000 ± 550 años, lo que fija una edad inferior para esta erupción volcánica.

Las lavas basálticas de la Caldera de Arrabales se desplazaron por el valle de Teguital para canalizarse finalmente hacia el valle de Gran Tarajal. Las partes más distales de estas coladas aparecen expuestas como afloramientos aislados debido a que parte de ellas han sido cubiertas por depósitos aluviales recientes.

La Caldera de Gaíria se localiza al Este de la localidad de Tiscamanita y se encuentra emplazada en lavas del Complejo Basal. Se localiza ligeramente desplazada respecto a la alineación de las otras calderas. Es el edificio volcánico más grande de esta unidad y presenta un buen estado de conservación. Las coladas de lava que surgieron de esta estructura fluyeron

hacia la Depresión Central y se encuentran separadas de las coladas emitidas de las otras calderas. Este campo de lavas es conocido como Malpaís Chico.

Al S-E de la localidad de Pájara se reconocen tres edificios volcánicos alineados en dirección aproximada E-W y emplazados sobre rocas del Complejo Basal. Corresponden al volcán de la Cañada, volcán de Calderetas y volcán del barranco de los Barreros. Corresponden a edificios volcánicos de pequeño tamaño, desde los que surgieron coladas basálticas que alcanzaron una corta distancia desde los centros de emisión (máximo de 1250 m).

2.4.6.- Depósitos de caliche

Las costras calcáreas o caliche son muy frecuentes en el área de estudio, cubriendo indistintamente a materiales volcánicos y sedimentarios de edades anteriores al Pleistoceno Superior. Donde mayor desarrollo alcanzan es sobre rocas del Complejo Basal en las inmediaciones de la localidad de Tuineje. También se reconocen algunos afloramientos aislados sobre las lavas miocenas en las cuchillas de Pozo Negro y en el borde occidental del área de estudio.

Estos depósitos forman costras horizontales de color pardo-amarillo y presentan un espesor variable entre 0,5 y 3 m. En el subsuelo estos depósitos rellenan grietas y fisuras de los materiales volcánicos y pueden alcanzar varios metros de profundidad. Los caliches están compuestos por calizas magnesianas concrecionales que engloban numerosos clastos volcánicos, muy angulosos y de tamaños variables. En algunos caliches localizados en la parte occidental del área de estudio se observa que el proceso de incrustación calcárea puede estar seguido de un período de incrustación por yesos (IGME, 1984).

2.4.7.- Depósitos aluviales y coluviales

Los depósitos aluviales se localizan en el fondo de barrancos y se acumulan en zonas próximas a la desembocadura. Estos materiales sólo son arrastrados durante fuertes precipitaciones cuando se produce una escorrentía superficial importante. Son depósitos detríticos de escasa potencia, constituidos esencialmente por gravas y arenas de mala selección. En la mayoría de los barrancos de la vertiente oriental del Macizo de Betancuria los fragmentos son volcánicos, mientras que en la vertiente occidental abundan fragmentos de rocas plutónicas.

Las coladas de agua y barro que descienden tanto de la vertiente oriental del Macizo de Betancuria como de los cuchillos orientales pierden energía al llegar a la Depresión Central, debido a que disminuye la pendiente, y sólo arrastran la fracción más fina y en suspensión. Estos cursos de agua quedan encharcados al encontrarse con las coladas de lava del Malpaís. Cuando se evaporan dan lugar a la formación de extensos llanos compuestos de limos y en menor cantidad arcillas. El más importante por su extensión corresponde a la llamada Laguna de las Mujeres y los materiales provienen de aguas arriba de la localidad de

Tiscamanita.

Los depósitos coluviales se localizan principalmente en las laderas de los cuchillos debido a las pendientes abruptas de algunas laderas de esta unidad. En algunos casos estos depósitos se interdigitan con los depósitos de relleno de barranco en este sector. En el sector de Pozo Negro se identifican costras de caliche cubriendo a estos depósitos, por lo que en algunos casos su edad puede ser mayor que la de los depósitos aluviales.

2.5.- Geología del subsuelo

La disposición en profundidad de las distintas formaciones volcánicas, intrusivas y sedimentarias se caracteriza a partir de la información geológica de superficie y la descripción geológica de sondeos realizados para captaciones de agua subterránea y sondeos de reconocimiento de pequeño diámetro. Como se indicó anteriormente, la mayor parte de las descripciones geológicas de los sondeos procede del inventario llevado a cabo en el proyecto de “Actualización de la infraestructura hidrológica, vigilancia y catálogo de acuíferos” (ITGE, 1991). En este inventario se reunieron muchos datos procedentes de fuentes muy variadas, entre las que se destacan descripciones litológicas de sondeos de pequeño diámetro realizados por el extinto Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP) con el objetivo de exploración geológica e hidrogeológica.

2.5.1.- Complejo Basal

La mayoría de la información en profundidad que se tiene del Complejo Basal procede de la descripción geológica de los numerosos sondeos realizados en Tuineje y Tiscamanita para la captación de agua, por lo que esta caracterización geológica se centra en este sector. De la interpretación de las descripciones geológicas de los sondeos se pueden diferenciar en profundidad dos tipos litológicos principales del Complejo Basal en Tuineje: rocas volcánicas y rocas intrusivas.

Las rocas volcánicas (submarinas) descritas en los sondeos de este sector corresponden a traquibasaltos, traquitas, basaltos, brechas volcánicas y tobas soldadas, siendo los traquibasaltos y las tobas los tipos litológicos más comunes. En la mayoría de las descripciones geológicas se destaca en estas rocas la presencia de abundante piritita diseminada. Estas rocas afloran en Tuineje, Tiscamanita y Tesejerague, y aparecen cortadas por una gran cantidad de diques que dificultan su identificación. A partir de los sondeos realizados en este sector y suponiendo que las coladas de lava están en posición horizontal, se puede estimar un espesor mínimo de 68 m para esta unidad. Sin embargo, no se descarta que hacia el sur de Tuineje estos espesores puedan ser algo más elevados debido a la ausencia de afloramientos de rocas intrusivas en las proximidades.

Al sur de la localidad de Tiscamanita el espesor de las rocas volcánicas disminuye a medida que los sondeos se aproximan a un cuerpo intrusivo aislado localizado en torno a la Montaña de Adrián (Figura 2.9). Así, las potencias de las rocas volcánicas en estos sondeos

varían entre 25 y 14 m desde la superficie. Estos datos indicarían la continuidad de los afloramientos de las rocas intrusivas reconocidas en la Montaña de Adrián con las rocas intrusivas reconocidas en los sondeos próximos.

Las unidades intrusivas descritas en los distintos registros litológicos de los sondeos son muy variables en cuanto a composición y textura. La gran mayoría corresponden a peridotitas, gabros y en menor proporción a carbonatitas. La presencia de carbonatitas permite correlacionar estas rocas intrusivas con de la Serie Ultraalcalina Inicial. No obstante, a partir de la presencia gabros no se descarta la coexistencia de estas rocas con unidades intrusivas más jóvenes.

2.5.2.- Edificio Gran Tarajal

Las rocas de este volcán se distribuyen ampliamente en la parte centro-oriental del área de estudio. Estas aparecen bien expuestas en los “cuchillos” transversales. En el área de estudio el contacto de esta unidad con el Complejo Basal se sitúa en la Depresión Central, y podría ser que fuese por falla, como se ha comentado anteriormente.

En las partes más altas de los “cuchillos” los tipos litológicos corresponden a basaltos olivínicos y traquibasaltos correlacionables con la Serie I Intermedia y Serie I Superior, mientras que en las zonas más bajas se encuentran basaltos de piroxeno y basaltos de olivino y piroxeno característicos de la Serie I Inferior. En el sondeo S-72, localizado en el Barranco de Pozo Negro, se reconocen a 46 m de profundidad basaltos ankaramíticos afaníticos, típicos de la Serie I Inferior. Esto indicaría la continuidad de la Serie I Inferior bajo los depósitos aluviales presentes en los numerosos barrancos entre los “cuchillos”. En la Depresión Central las rocas de esta unidad se encuentran cubiertas por depósitos sedimentarios recientes y por el extenso campo de lavas que conforman el Malpaís. En los numerosos sondeos realizados en el Malpaís se observan basaltos ankaramíticos afaníticos y basaltos de olivino y piroxeno, característicos de la Serie I Inferior.

Al oeste del campo de lavas del Malpaís se localiza una extensa llanura cubierta por depósitos aluviales poco consolidados. En el sondeo S-136 las rocas de la Fase Miocena aparecen cubiertas por 12 m de depósitos aluviales y han sido descritas como basaltos masivos vacuolares tipo ankaramítico, ricos en piroxenos tipo augita. Este tipo de basaltos también es característico de la Serie I Inferior y coincide con las rocas volcánicas de esta unidad que afloran en gran parte de la Depresión Central.

La base de esta unidad volcánica no aparece expuesta en ningún sondeo del área de estudio.

2.5.3.- Unidades sedimentarias y volcánicas del Pleistoceno-Holoceno

A partir de los sondeos realizados en el Malpaís se ha deducido la presencia de materiales no volcánicos interestratificados entre formaciones volcánicas. Corresponden a depósitos sedimentarios detríticos cuya base la conforman lavas basálticas asignadas al

edificio Gran Tarajal, y están cubiertos por lavas de composición basáltica y piroclastos del Malpaís. La unidad sedimentaria presenta una forma tabular alargada en dirección E-W, que se inclina ligeramente hacia el E en el curso medio del Barranco de Pozo Negro y se presenta horizontal en el curso inferior. Hacia los márgenes norte y sur esta unidad se acuña (Figura 2.10). El espesor máximo conocido de esta unidad, medido en el sondeo S-96, alcanza los 14 m. A partir de la geometría de esta unidad no se descarta que su origen esté asociado a los antiguos depósitos de relleno de barranco que ocuparon el Barranco de Pozo Negro antes de que fuese cubierto por coladas de lava del Malpaís. Este antiguo barranco se extendía hasta la actual Depresión Central (Figura 2.11).

La unidad sedimentaria se divide en dos tramos principales: a) un tramo superior constituido por cantos de rocas volcánicas antiguas y b) un tramo inferior de menor potencia, compuesto por arenas, en parte cementadas por caliche, que han sido descritas como un antiguo paleosuelo. Los materiales más gruesos posiblemente corresponden a depósitos coluviales arrastrados desde los “cuchillos”.

Las unidades volcánicas recientes que conforman el Malpaís están constituidas por lavas de composición basáltica con intercalaciones piroclásticas y escorias. En el sondeo S-96 se han identificado hasta dos niveles piroclásticos intercalados entre coladas basálticas olivínicas. En general los niveles de piroclastos presentan espesores muy reducidos, que no superan los cinco metros, mientras que las acumulaciones de coladas de lava pueden alcanzar varias decenas de metros (Figura 2.10). Los mayores espesores de los depósitos piroclásticos se encuentran en la Depresión Central, próximos a los centros de emisión.

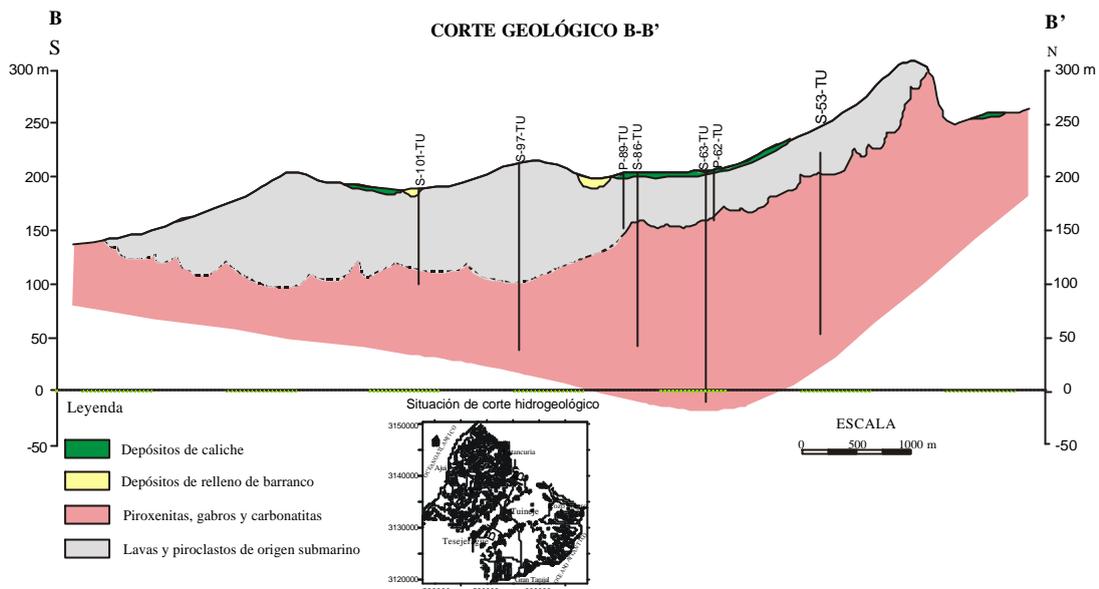


Figura 2.9.- Corte geológico de la zona de Tuineje. Ver situación geológica en la Figura 2.5.

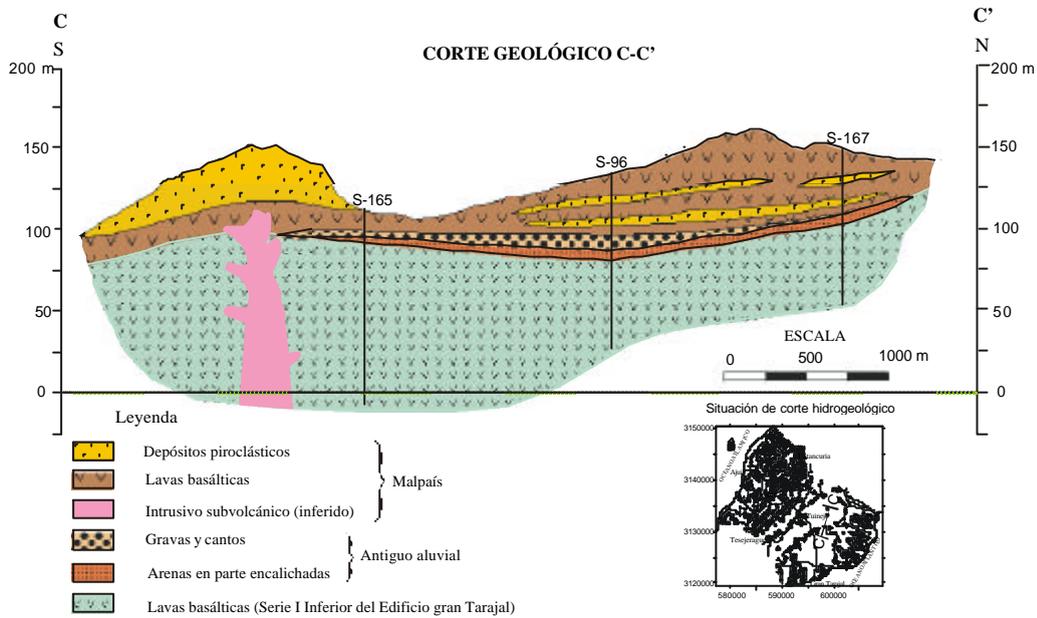


Figura 2.10.- Corte geológico C-C' del sector del Malpaís. Ver situación geológica en la Figura 2.5.

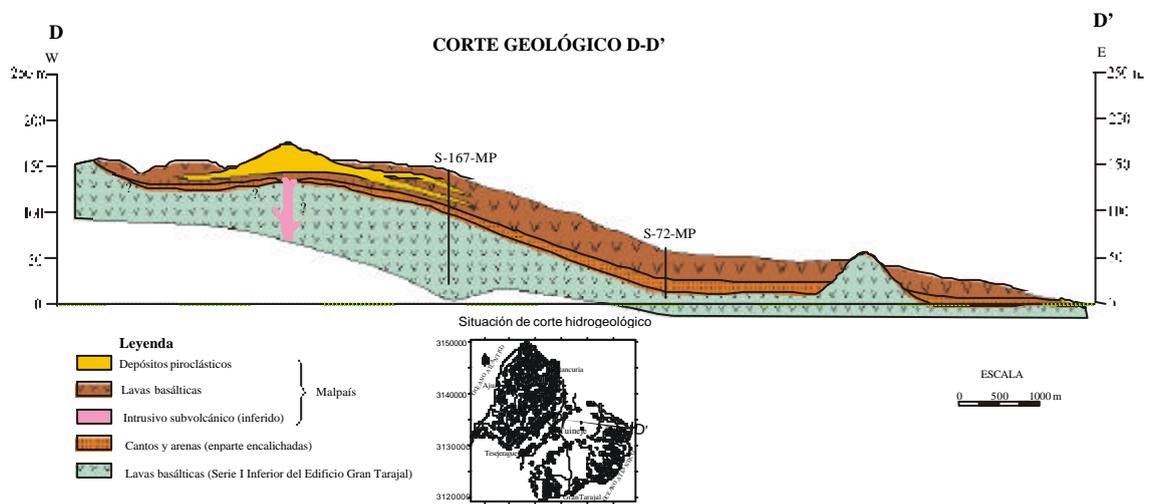


Figura 2.11.- Corte geológico dirección E-W del sector de Malpaís en Pozo Negro. Ver situación geológica en la Figura 2.5.