

Pro. F-12/427

T
13
70

Departamento de Mineralogía y Petrología
Universidad de Granada

UNIVERSIDAD DE GRANADA

Facultad de Ciencias

Fecha 15 JUN 1992

ENTRADA NUM. 1193 bis

Tesis Doctoral

UNIVERSIDAD DE GRANADA

Facultad de Ciencias

Fecha 13 JUL 1992

SALIDA NUM. 598

EL VOLCANISMO CALCO-ALCALINO DE CABO DE GATA (ALMERIA)

Estudio Volcanológico y Petroológico

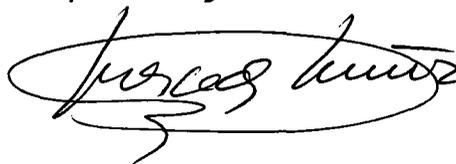
Juan Manuel Fernández Soler

Junio 1992



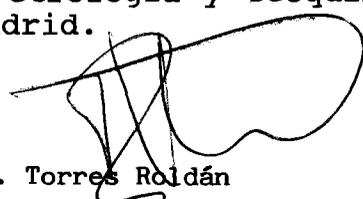
Los trabajos contenidos en esta memoria que presenta el Licenciado en Ciencias Geológicas D. Juan Manuel Fernández Soler, para aspirar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas han sido realizados bajo mi dirección.

Granada, 8 de junio de 1992



Fdo. Mercedes Muñoz García, Catedrática del Departamento de Petrología y Geoquímica, Univ. Complutense de Madrid.

Ponente:



R.L. Torres Roldán

INDICE

| | |
|--|----|
| PRIMERA PARTE: INTRODUCCION | 1 |
| 1. INTRODUCCION..... | 2 |
| 1.1 LOCALIZACION GEOGRAFICA..... | 2 |
| 2. ANTECEDENTES..... | 4 |
| 3. CONTEXTO GEOLOGICO..... | 7 |
| 3.1 ESTRUCTURA DE LAS CORDILLERAS BETICAS..... | 7 |
| 3.2 EVOLUCION EN EL GEOLOGICO..... | 9 |
| 3.3 NATURALEZA DE LA LITOSFERA EN EL AREA DE ALBORAN. DATOS GEOFISICOS..... | 12 |
| 3.4 VOLCANISMO NEOGENO EN EL MEDITERRANEO BETICO- RIFEÑO..... | 14 |
| 3.5 EL VOLCANISMO CENOZOICO DE LAS CORDILLERAS BETICAS ORIENTALES..... | 18 |
| -LA ISLA DE ALBORAN | |
| -VOLCANISMO DE CABO DE GATA | |
| -VOLCANISMO DE NIJAR-VERA-MAZARRON | |
| -VOLCANISMO ULTRAPOTASICO | |
| -BASALTOS DE CARTAGENA | |
| -OTRAS MANIFESTACIONES MAGMATICAS | |
| -CAMPOS GEOTERMICOS Y MNERALIZACIONES | |
| 3.5 LA CUENCA DE NIJAR-CARBONERAS.. | 24 |
| NEOGENO ANTIGUO | |
| NEOGENO RECIENTE | |
| SEGUNDA PARTE: LITOSTRATIGRAFIA | 28 |
| 4. SECTOR SUR..... | 29 |
| SERIE PIROCLASTICA INFERIOR..... | 30 |
| ROCAS MASIVAS DEL CICLO INFERIOR..... | 33 |
| SERIE SUPERIOR..... | 33 |
| ANDESITAS ANFIBOLICAS TARDIAS..... | 35 |
| 5. ZONA DEL BORRONAR..... | 36 |
| 6. AREA DE LOS FRAILES..... | 40 |
| 6.1 ESTRATIGRAFIA GENERAL..... | 40 |
| 6.2 FRAILES I (FR1)..... | 42 |
| 6.3 FRAILES II (FR2)..... | 47 |
| 6.4 DIQUES Y DOMOS DACITICOS..... | 49 |
| 6.5 SINTESIS DEL GRUPO SUR..... | 50 |
| 7. COMPLEJO DE RODALQUILAR..... | 51 |
| 7.1 IGNIMBRITAS DE CINTO..... | 52 |
| FACIES DE OUTFLOW | |
| FACIES DE INTRACALDERA | |
| 7.2 IGNIMBRITAS DE LAZARAS..... | 57 |
| 7.3 DOMOS DEL COMPLEJO DE RODALQUILAR..... | 57 |
| 7.4 ALTERACIONES Y MINERLIZACIONES..... | 58 |
| 8. SECTOR DE LAS NEGRAS | |
| 8.1 INTRODUCCION..... | 59 |
| 8.2 SERIE..... | 59 |
| 9. CARBONERAS..... | 65 |
| AREA DE TRANSICION A CARBONERAS..... | 68 |
| 10. SERRATA DE NIJAR..... | 72 |
| 10.1 BASAMENTO..... | 72 |
| 10.2 MATERIALES VOLCANICOS..... | 73 |
| MITAD SUR | |
| MITAD NORTE | |
| 10.3 EDADES..... | 76 |

| | |
|--|-----|
| TERCERA PARTE. ESTUDIO PETROLOGICO | 78 |
| 11. PETROGRAFIA..... | 79 |
| 11.1 ANDESITAS BASALTICAS Y PIROXENICAS..... | 79 |
| 11.2 ANDESITAS PIROXENICAS-ANFIBOLICAS..... | 80 |
| 11.3 ANDESITAS..... | 81 |
| 11.4 ENCLAVES BASICOS MICROLITICOS..... | 81 |
| 11.5 VITROFIDOS ANFIBOLICOS..... | 82 |
| 11.6 DACITAS PIROXENICAS..... | 83 |
| 11.7 DACITAS ANFIBOLICAS..... | 83 |
| 11.8 RIODACITAS VITREAS DE LA SERRATA..... | 84 |
| 11.9 RIODACITAS Y RIOLITAS BIOTITICAS..... | 84 |
| 11.10 RIODACITAS PIROXENICAS..... | 85 |
| 11.11 ROCAS HOLOCRISTALINAS..... | 86 |
| 12. GEOQUIMICA..... | 88 |
| 12.1 SELECCION DE MUESTRAS Y METODOS..... | 88 |
| 12.2 VARIACIONES COMPOSICIONALES GLOBALES..... | 90 |
| 12.3 RELACIONES ENTRE ELEMENTOS TRAZA..... | 98 |
| 12.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTALES..... | 99 |
| 13. COMPOSICION MINERALOGICA..... | 101 |
| 13.1 CONDICIONES DE ANALISIS..... | 101 |
| 13.2 MUESTRAS ANALIZADAS..... | 101 |
| 13.3 OLIVINO..... | 102 |
| 13.4 FELDESPATOS..... | 102 |
| 13.5 PIROXENOS..... | 105 |
| 13.6 ANFIBOLES..... | 108 |
| 13.7 BIOTITAS..... | 111 |
| 13.8 OXIDOS DE FE-TI..... | 112 |
| 13.9 CUARZO..... | 113 |
| 13.10 OTROS MINERALES..... | 113 |
| 14. ESTIMACION DE LAS VARIABLES INTENSIVAS DE CRIS- TALIZACION..... | 114 |
| 14.1 TEMPERATURA-FUGACIDAD DE OXIGENO..... | 114 |
| 14.2 PRESION TOTAL..... | 116 |
| 14.3 PRESION PARCIAL DE AGUA..... | 117 |
| CUARTA PARTE DISCUSION DE LOS RESULTADOS | 120 |
| 15. MECANISMOS ERUPTIVOS Y MODELOS DE FACIES..... | 121 |
| 15.1 INTRODUCCION..... | 121 |
| 15.2 ROCAS MASIVAS: DOMOS Y CAMPOS DE DOMOS..... | 121 |
| 15.3 DEPOSITOS PIROCLASTICOS..... | 123 |
| 15.4 OTROS DEPOSITOS..... | 129 |
| 15.5 MODELOS DE FACIES..... | 131 |
| 15.6 DISCUSION FINAL..... | 133 |
| 16. MECANISMOS DE EVOLUCION MAGMATICA..... | 135 |
| 17. UN MODELO PARA EL VOLCANISMO DE CABO DE GATA Y SU EXTENSION A LA PROVINCIA MAGMATICA BETICO-RIFEÑA . DESARROLLO DE ACTIVIDAD MAGMATICA EN EL DOMINIO BETO RIFEÑO..... | 153 |
| QUINTA PARTE. CONCLUSIONES | 170 |
| 18. CONCLUSIONES..... | 171 |
| 18.1 ESTRATIGRAFICAS..... | 171 |
| 18.2 VOLCANICAS..... | 171 |
| 18.3 PETROLOGICAS..... | 173 |
| 18.4 MAGMATOGENESIS REGIONAL..... | 175 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS | 177 |
| APENDICE 1. PROCEDIMIENTO DE FLUORESCENCIA DE RX | |
| APENDICE 2. ANALISIS DE ROCA TOTAL | |
| APENDICE 3. ANALISIS DE MINERALES | |

Volcanismo de Cabo de Gata

PRIMERA PARTE

INTRODUCCION

1. INTRODUCCION

1.1 LOCALIZACION GEOGRAFICA

El conjunto volcánico de Cabo de Gata aparece bien delimitado en la parte este del Campo de Níjar, formando un área triangular entre la Falla de Carboneras y la costa desde Cabo de Gata hasta la zona del castillo de Macenas, entre Carboneras y Mojácar (Fig 1.1). Geográficamente comprende la alineación montañosa de la Sierra del Cabo de Gata, la Serrata de Níjar y la parte meridional de Sierra Cabrera. Su extensión coincide en gran medida con la del Parque Natural del Cabo de Gata-Níjar, y se encuentra comprendida en las hojas 1059 (Cabo de Gata), 1060 (El Pozo de los Frailes), 1046 (Carboneras), 1031 (Sorbas) y 1032 (Mojácar) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000. Las principales unidades del relieve en ésta zona son:

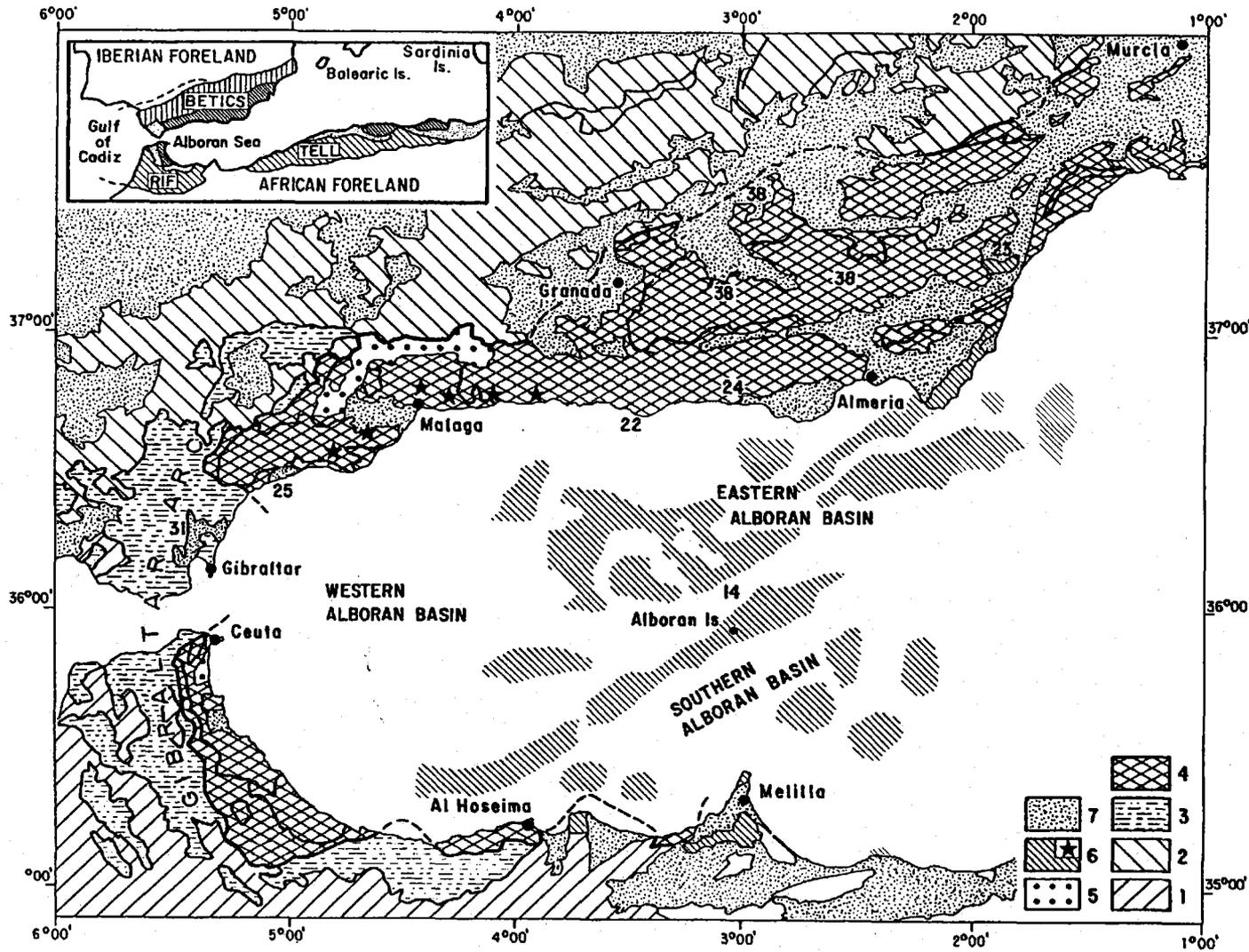
La **Sierra del Cabo de Gata** es una cadena con una longitud de unos 50 km y 3 a 10 km de anchura, extendida en sentido NE-SW a lo largo de la costa, y formada por montes de poca altitud (máxima 490 en el Cerro del Fraile), pero relieve abrupto a causa tanto de la naturaleza volcánica como del árido clima de esta zona.

El **Campo de Níjar** es el extremo oriental de la Cuenca sedimentaria neógena de Almería. Está rellena por materiales miocenos, pliocenos y cuaternarios.

La **Serrata de Níjar** es una alineación de colinas de unos 10-12 km de largo y 1-2 km de anchura, que divide al Campo de Níjar, y que está situada justo sobre la Falla de Carboneras. En esta serrata afloran los materiales volcánicos situados bajos los sedimentos neógenos, y las rocas del sustrato (maláguides y alpujárrides) debido al efecto de pinzamientos de la citada falla.

La **Falla de Carboneras** constituye el límite natural de la zona volcánica de Cabo de Gata en sentido estricto; al Norte de Carboneras, este accidente separa las rocas volcánicas de los materiales metamórficos Maláguides, Alpujárrides y Nevado-filábrides de la alineación **Sierra Cabrera-Sierra Alhamilla**. Aparte de la Serrata, otros pequeños afloramientos de rocas volcánicas aparecen a lo largo de la falla de Carboneras.

La extensión del sistema volcánico de Cabo de Gata bajo el fondo marino es más importante que el volumen de materiales actualmente emergidos (Fig..., IGME, 1982). La



Volcanismo de Cabo de Gata

plataforma continental prolonga unos 25-30 km la longitud de la Sierra de Cabo de Gata; además aparecen otros relieves volcánicos importantes (bancos de Sabinal, La Polacra, Genoveses y Chella) lo que demuestra que los afloramientos emergidos de materiales volcánicos son sólo una pequeña fracción de una provincia volcánica mucho más extensa.

2. ANTECEDENTES

Las primeras publicaciones sobre la geología de la zona de Cabo de Gata datan del siglo pasado (e.g. Donayre, 1877; Botella, 1879) pero los primeros datos importantes son los de Ossan (1889, 1891), quien presenta las primeras descripciones de las litologías y los primeros datos analíticos; reconoce así mismo la estructura de la zona volcánica y la relación del volcanismo a fracturas SW-NE. Después de estos trabajos pioneros, merece destacarse los datos de interés sobre esta zona que aparecen en el trabajo de San Miguel de la Cámara (1936), en un trabajo de síntesis de las rocas eruptivas de España en el que se habla someramente de la zona del SE de España.

No sería hasta los años sesenta que comienza un estudio más detallado de Cabo de Gata y en general del volcanismo bético de la mano del grupo dirigido por el Prof. Fúster en la Universidad Complutense de Madrid. De este estudio resultan los trabajos de Fúster et al. (1965) que establece las sucesiones volcánicas y petrografía en la zona del Pozo de los Frailes, Paez Carrión y Sanchez Soria (1965), que hacen lo mismo para el área más al sur de San José, Coello y Castañón (1965), para la zona próxima a Carboneras, León (1965) en el Cerro de los Lobos, Fúster et al. (1967) sobre las andesitas piroxénicas de la Mesa de Roldán, y Sanchez Cela (1968a y b), quien describe en su tesis las sucesiones volcánicas y los materiales de la zona central de la cadena volcánica, en el área en torno a la localidad de Las Negras.

En el conjunto de esos trabajos se publican las primeras cartografías detalladas de la zona, se distucen los mecanismos volcánicos de formación y las descripciones petrograficas son abundantes; falta en cambio un tratamiento geoquímico más profundo de las rocas.

Lodder (1966; de Roever y Lodder, 1965) estudia también el área de las Negras y Rodalquilar, solapando pues con el trabajo de Sanchez Cela (1968a), pero con un mayor interés sobre las mineralizaciones de oro y alunita, en un afán de no interferir con el grupo de Madrid. La sucesión estratigráfica de los materiales volcánicos es, no obstante, bastante diferente de la propuesta por Sanchez Cela (1968a), para el mismo área.

Paralelamente se realizaron numerosos trabajos enfocados a la mineralogía de los depósitos bentoníticos tan abundantes en Cabo de Gata (Linares, 1963); especialmente a partir de 1970, se establece un estudio sistemático de la génesis y geoquímica de las bentonitas y de sus materiales de procedencia (e.g. Linares et al., 1972; Terrer, 1974, Reyes, 1977; Reyes et al., 1979; Caballero et al., 1983; Leone et al., 1980).

Volcanismo de Cabo de Gata

Polo (1974) realiza su tesis sobre los anfíboles de la Sierra de Gata; adicionalmente presenta numerosos análisis químicos de las rocas volcánicas, muchos de los cuales son desgraciadamente de escasa calidad. En este trabajo, y en el de Carmona (19...) en el área al oeste de San José, las sucesiones volcánicas reconocidas son las de los trabajos del grupo de Fúster antes mencionados.

Araña y Vegas (1974) reconocen la zonación en tres grupos progresivamente más ricos en potasio y la atribuyen a una subducción en dirección NW durante el mioceno. Otro proceso de subducción, pero hacia el sur, es propuesto por Delarue y Brousse (1974).

López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) hacen un estudio mineralógico y geoquímico sintético y una sistematización del volcanismo neógeno bético y proponen una hipótesis genética para las volcanitas orogénicas también en el marco de un proceso de subducción clásico. Esta hipótesis es posteriormente revisada (López Ruiz Y Rodríguez Badiola, 1984; Hertogen et al., 1985,1988; Martín Escorza y López Ruiz, 1988)

Molin (1980) estudia también el volcanismo neógeno bético y recopila los datos analíticos disponibles en esa época y aporta numerosos datos adicionales. Como interpretación de todo ello aboga también por una hipótesis de subducción en dirección N o NW durante el Mioceno.

Coetáneamente con los trabajos de Molin, e incluso a partir de algunas de sus muestras, se realizan los primeros trabajos de dataciones radiométricas, fundamentalmente por el método K/Ar de las rocas de Cabo de Gata y del resto del volcanismo neógeno bético (Bellon, 1976; Bellon y Brousse, 1977; Bellon y Letouzey, 1977; Bellon et al., 1983; ver también Nobel et al., 1981) en un programa de dataciones del magmatismo en el Mediterráneo Occidental.

Díaz de Federico et al. (1979) y Puga (1980) rechazan el modelo de génesis de los magmas calco-alcalinos de Cabo de Gata a partir de una subducción activa en el Mioceno y los relacionan a su vez con la presencia en la zona de Alborán de un manto anómalo, hidratado, a causa de la actuación de una subducción, más antigua, de los materiales nevado-filábrides bajo los alpujárrides.

La monografía de Bordet (1985) es uno de los trabajos más importantes realizados sobre el conjunto de Cabo de Gata, y es parte de un amplio programa de estudios del IGAL de París sobre la evolución de las cuencas neógenas del Dominio Bético Oriental. En este trabajo se subdivide el volcanismo de Cabo de Gata en tres grupos, A, B, y C (en un trabajo anterior, - Bellon et al., 1983- se distinguía un cuarto grupo D), subdivisión que es la comunmente empleada en trabajos posteriores del grupo francés (ver p. ej. Chapelle, 1989). En esta monografía se incluye un esquema cartográfico de índole volcanológica y se presenta un conjunto de datos de análisis de elementos mayoritarios bastante exhaustivo, aunque en mi

opinión escasamente elaborados. Otros trabajos significativos del grupo del IGAL sobre Cabo de Gata son los de Bordet y de Larouziere (1982 y 1983), Bordet et al. (1982) y Montenat et al. (1984). En relación con ésto, Hernandez et al. (1987) y Larouzière et al. (1988) proponen una relación del magmatismo neógeno bético con una zona de desgarre de escala litosférica trans-Alborán.

Otras cartografías sobre el área que nos ocupa son las realizadas para el plan MAGNA del IGME (Pineda et al., 1981a,b y c); como resultado de ellas, Pineda (1984) propone una nueva estratigrafía para los materiales volcánicos y estudia las mineralizaciones asociadas a ellos.

Más reciente es el trabajo de Vergely (1986) sobre la geoquímica y mineralogía de las rocas de las proximidades de San José.

Di Battistini et al. (1987) aportan e interpretan nuevos datos radiométricos y estratigráficos que complementan los anteriormente disponibles de Bellon et al. (1983).

Como resultados preliminares de esta tesis, se han publicado tres artículos (Fernández Soler, 1987; Fernández Soler y Muñoz, 1987, 1988) que describen las facies volcánicas más significativas que aparecen en algunos sectores de Cabo de Gata y se reconocen modelos de facies para la actividad volcánica.

En el artículo de Toscani et al. (1990) se hace un estudio geoquímico de las andesitas piroxénicas de Cabo de Gata, a partir de elementos traza e isótopos de Sr, y se proponen hipótesis acerca del papel jugado en su génesis procesos de metasomatismo en el manto, asimilación cortical y cristalización fraccionada.

Ultimamente, con la reanudación de la actividad minera en el distrito de Rodalquilar, se han intensificado los estudios acerca de diversos aspectos de la zona de Cabo de Gata. Así, Muckel (1987, ver también Luhr, 1987, y Pohl, 1989) presenta un somero trabajo sobre la petrología de las volcanitas de Cabo de Gata, proponen un modelo de tectónica colisional y añaden algunos datos acerca de las alteraciones hidrotermales. Arribas et al. (1989), Cunningham et al. (1990) y Rytuba et al. (1988,1990) vuelven a estudiar algunas zonas de la Sierra de Cabo de Gata, centrandose sobre todo en la génesis de las mineralizaciones de interés económico. Especial énfasis es dado al reconocimiento del funcionamiento de calderas en la evolución magmática de las rocas de esta región. Friedrich et al. (1984), Kross (1986) y Sängner-von Oepen et al. (1989, 1990) se concentran en el estudio -sobre todo con datos geoquímicos y de inclusiones fluidas- de las mineralizaciones de oro-alunita de Rodalquilar.

3. CONTEXTO GEOLOGICO

3.1 ESTRUCTURA DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

La aparición del volcanismo mioceno de Cabo de Gata y en general el volcanismo del SE de España es uno de los muchos efectos de la evolución orogénica Bético-Rifeña, y cuya historia está a su vez condicionada por el juego de la apertura del Atlántico y la aproximación colisional N-S entre las placas africana y eurasiática. En este conjunto Bético-Rifeño, la evolución geodinámica en el Neógeno ha estado marcada por la existencia del llamado "Dominio de Alborán" (o microplaca de Alborán), que ha migrado hacia el oeste en el Mioceno Inferior-Medio, yuxtaponiéndose y/o superponiéndose a los llamados dominios Sudibérico y Norteafricano. Esta migración ha configurado la disposición en dominios tal y como se presentan hoy; estos dominios se han dividido tradicionalmente en base a sus rasgos evolutivos mas relevantes en Zonas Externas e Internas.

- Las **Zonas Externas**, también denominadas Dominios Sudibérico y Norteafricano, representan los paleomargenes continentales mesozoicos de los antepaíses ibérico y africano, respectivamente, sobre los que se apoyan. Presentan series con representaciones desde el Trias al Neógeno. Han funcionado según una tectónica de cobertera y no presentan efectos metamórficos. Se dividen a su vez en:

- *Prebético*, compuesto por materiales sedimentarios formados en ambientes marinos someros o continentales, que constituyen un paraautóctono para el antepaís sudibérico.

- *Subbético*, que formaba parte de una plataforma marina somera hasta el Lias, a partir de cuando se forman subcuencas con sedimentaciones francamente pelágicas; contiene también rocas de composición basáltica; estructuralmente está formado por varias unidades alóctonas, con un despegue estructural a nivel del Trias, que cabalgan unas sobre otras y sobre el Prebético.

- Las **Zonas Internas** forman el actualmente denominado "dominio de Alborán". Se caracterizan por su estructuración en mantos de corrimiento en los que están incluidas también las series paleozoicas; estos mantos están modificados posteriormente por plegamientos y tectónica frágil. Uno de los aspectos más reseñables es que muchas de sus unidades tectónicas han sufrido metamorfismo alpino importante. En las Béticas, se distinguen tres conjuntos de mantos principales, llamados Complejo Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, en orden ascendente:

- El *Complejo Nevado-Filábride* aparece en ventanas tectónicas bajo el

Alpujárride en la mitad oriental de la cordillera, y está formado por series metamórficas potentes de metasedimentos paleozoicos y triásicos, con algunos cuerpos de rocas ultrabásicas, básicas y metagranitoides. Durante la evolución alpina este complejo ha sido afectado por un metamorfismo de alta presión, con formación de eclogitas, seguido por fases posteriores de metamorfismo bajo gradientes intermedios, en facies de anfibolitas y finalmente facies de esquistos verdes. Estructuralmente se compone de varias unidades tectónicas separadas por zonas de cizalla.

- El *Complejo Alpujárride* está también compuesto por sedimentos paleoicos y triásicos, distribuidos en varios grupos de unidades tectónicas. Estos materiales están afectados de desigual manera por procesos de metamorfismo, con paragénesis de gradientes intermedios (en facies de anfibolitas) sucedidas por paragenesis de baja presión. En algunos puntos se han encontrado paragénesis de alta presión (Goffé et al. 1989); otras series, en cambio, no muestran ninguna evidencias de metamorfismo. En la parte occidental (Malaga), aparecen masas de peridotitas rodeadas por aureolas de rocas metamorfizadas a altas presiones y temperaturas (facies de granulitas).

- El *Complejo Maláguide* es apenas o nada metamórfico y contiene series con representación desde el paleozoico hasta el Eoceno. Su extensión en tierra firme es limitada, pero se han encontrado materiales maláguides en los sondeos efectuados en el Mar de Alborán, donde probablemente constituya buena parte del sustrato.

Entre las zonas Internas y Externas aparecen otros dominios intermedios, formados por sedimentos Mesozoicos y Terciarios intensamente deformados, que forman las Unidades del Flysch, el Complejo Dorsaliano y el Complejo Pre-Dorsal.

La idea más aceptada acerca de la relación entre estos grandes dominios estructurales bético-rifeños afirma que las Zona Internas (o Dominio de Alborán) derivan de áreas situadas originariamente al este de su posición actual, donde formaban un dominio continental junto con las Kabílias, los Montes Peloritanos y Calabria. La formación de la cuenca Argelino-Provenzal y la rotación de Córcega y Cerdeña desde el Oligoceno tardío hasta el Mioceno Medio provocaron la desorganización de dicho dominio y el inicio del movimiento de las zonas Internas Béticas y del Rif hacia el oeste. Durante su traslación hacia su actual posición, estas Zonas empujaron a los dominios del Flysch, Dorsal y Pre-Dorsal, llegando a colisionar e incluso cabalgar a las Zonas Externas. El desplazamiento calculado de las Zonas Internas en relación a las Externas es de 400-500 km, y en su movimiento de cuña creó la actual disposición del Arco de Gibraltar (Cabalgamiento cortical de Gibraltar).

Poco se sabe de la evolución previa a ese acercamiento en las Zonas Internas. Procesos de convergencia previos o simultáneos al movimiento del Dominio de Alborán debieron causar complejos apilamientos de mantos, en los que el Nevado-Filábride ocupaba la posición

inferior, y fué sometido localmente a presiones superiores a los 13 kbar, lo que permitió la formación de facies de alta presión (eclogitas y esquistos azules) en las rocas básicas de este complejo (e.g. Puga, 1977; Díaz de Federico et al., 1978; Gómez Pugnaire y Fernández Soler, 1987) testimoniada también en algunos metasedimentos (Gómez Pugnaire y Cámara, 1990). Las asociaciones de alta presión recientemente encontradas en las unidades alpujárrides (Goffé et al., 1990) pueden tener un significado análogo. Como consecuencia, se produjo un engrosamiento de la corteza en el Dominio de Alborán, en el que rocas continentales alcanzaron profundidades de 40 km, lo que contrasta con los 13-20 km de espesor que tiene hoy en día la corteza continental bajo el Mar de Alborán (Banda et al., 1983). La cinemática precisa de esta convergencia no es bien conocida y es actualmente sujeto de amplia discusión e investigación (e.g. Tubía y Cuevas, 1986; García Dueñas et al., 1987; Doblas y Oyarzun, 1989; Platt y Vissers, 1989; Coppier, 1989; Galindo et al., 1989; Balanyá y García Dueñas, 1991; Jabaloy, 1991; Monié et al., 1991).

Simultáneamente al acercamiento colisional del Dominio de Alborán y la consiguiente formación del Cabalgamiento Cortical de Gibraltar (Balanyá y García Dueñas, 1986; Balanyá et al., 1987), se desarrolla un proceso de extensión en las partes centrales del sistema, con la formación del Mar de Alborán, como prolongación de la apertura de la Cuenca Argelino-Provenzal. La mayor parte de la cuenca de Alborán se formó desde el Burdigaliense, hasta el Serravaliense (o Tortoniense inicial), en un proceso de extensión muy rápida (Docherty et al., 1991, Monié et al. 1991). La disposición actual de la cuenca de Alborán está definida por un basamento dispuesto según un conjunto de horst y grabens con numerosos altos de origen volcánico, y una cobertera sedimentaria muy potente.

Con toda seguridad en esta extensión jugó un papel determinante el funcionamiento de fallas normales de bajo ángulo, con desarrollo de rocas miloníticas (García Dueñas et al., 1986), uno de cuyos efectos más importantes fué el situar las rocas metamorfizadas a altas presiones en contacto con rocas con características metamórficas muy diferentes (Platt et al., 1983). Otra manifestación de la extensión es el emplazamiento de los macizos peridotíticos en torno al arco de Gibraltar

3.2 EVOLUCION EN EL NEÓGENO

El contacto entre las Zonas Internas y Externas quedó suturado a partir del Mioceno Medio. En este mismo periodo, o quizás incluso desde el Burdigaliense, se empieza a formar la cuenca de Alborán como prolongación de la cuenca Argelino-Provenzal, en un proceso de extensión asimétrica.

Las etapas iniciales de la evolución durante el Neógeno se conocen poco debido a la

escasa disponibilidad de afloramientos. En cambio, para el Neógeno tardío la cantidad de información y conocimiento es mucho mayor. Desde el Mioceno Inferior a la actualidad la región está sometida a esfuerzos compresivos máximos en dirección N-S a NE-SW; a consecuencia de los cuales se han generado varios sistemas de fracturas que cortan a los conjuntos de mantos de las Zonas Internas y Externas (Bocalletti et al., 1987): (A) sistema de desgarres en general dextrorsos ESE a E-W de gran salto, (Accidente Cadiz-Alicante, Corredor de las Alpujarras); (B) sistema N120/150, con saltos de menor magnitud; (C) sistema NNEo NE, con movimientos sinistrorsos, sistema que predomina en el sector oriental de las Cordilleras Béticas (fallas de Carboneras, Palomares, Alhama, etc.); también aparecen algunas fallas de dirección N-S.

Aunque la evolución desde el Tortoniense corresponde a un acortamiento aproximadamente N-S y una extensión ortogonal, se han reconocido cambios en la orientación de acortamiento (Ott d'Estevou et al., 1985; Montenat et al., 1987a y b):

-Tortoniense inferior a superior, incluso Mioceno medio (Rodríguez Fernández et al., 1988, 1990), con σ_1 en dirección NW-SE

-Tortoniense superior a Plioceno, orientación N-S

-Plioceno tardío hasta el presente, orientación de σ_1 NNW-SSE.

En este periodo, el régimen tectónico de la región está caracterizado por la actividad de estos sistemas de fracturas que crearon un mosaico de bloques elevados y cuencas sedimentarias más o menos diferenciadas unas de otras y rellenas mayormente por depósitos marinos; ésta disposición se origina a su vez en varias etapas de estructuración sinsedimentaria, a las que hay que añadir la actuación de los procesos magmáticos. Podemos hacer a este respecto una división mayor entre Neógeno antiguo (Mioceno inferior y medio) y Neógeno reciente (Mioceno superior y Plioceno)

Los materiales del **NEOGENO ANTIGUO**, en las Zonas Internas, se encuentran únicamente en algunos afloramientos esporádicos, siempre fuertemente estructurados (e.g. Chapelle, 1989; Montenat et al, 1978, 1990; Serrano, 1988, 1989); buena parte de ellos se formaron en cuencas que no tienen estricta relación con las cuencas en las que afloran ahora. Aparece en cambio más desarrollado en los márgenes septentrionales y meridionales del Subbético¹.

el **NEOGENO RECIENTE** contiene series completas y constituyen el relleno esencial de las cuencas actuales, ubicadas tanto en las Zonas Externas (Gualdalquivir) como

¹ Existía comunicación abierta entre el Atlántico y el Mediterráneo a través de la Cuenca del Guadalquivir y las Zonas Externas.

en las Internas (cuencas de las provincias de Almería y Murcia) o sobre ambas (cuencas de Granada y Guadix-Baza), aunque hay grandes diferencias de unas cuencas a otras. En el sector de Almería-Murcia, en que funcionó la actividad magmática, predominó la sedimentación marina casi continua hasta el Messiniense o Plioceno, aunque se reconocen varias superficies de erosión. Esquemáticamente, se pueden distinguir niveles semejantes en la mayor parte de las cuencas:

-*Tortonense I*, compuesto principalmente por depósitos detríticos gruesos (abanicos aluviales), y en ocasiones depósitos turbidíticos.

-*Tortonense II*, transgresivo sobre el nivel anterior, y donde predominan también los materiales detríticos

-La sedimentación *Messiniense* se caracteriza por una disminución del aporte terrígeno y una reducción gradual de la profundidad; se forman carbonatos arrecifales en los bordes de las cuencas, que pasan hacia el centro de las cuencas a diversas facies calcáreo-detríticas y diatomíticas; posteriormente (Martín y Braga, 1990), se forman depósitos evaporíticos.

-*Plioceno*, con sedimentación marina en las cuencas actualmente cercanas a la costa; al final de este periodo se produce una emersión general y formación de depósitos marinos someros y continentales.

De acuerdo con la relación entre las cuencas y la evolución de los sistemas de fracturas que las originaron, Montenat et al. (1987) distinguen dos tipos principales de cuencas:

-Surcos sobre desgarres ("sillons sur décrochements"), sinclinales de forma alargada, fuertemente subsidentes, situados sobre fracturas de desgarre y formados en un contexto de deformación compresiva o transpresiva sinsedimentaria.

-Grabens, de formas rectangulares, y formados en situaciones de extensión, ya sea debido al juego conjugado de fallas de salto en dirección dextrorsas N100 y sinistrorsas N60 (e.g. cuenca de Mazarrón), o bien a estructuras extensionales en relevo ligadas a grandes fallas de desgarre (clásicos "pull-apart").

3.3 NATURALEZA DE LA LITOSFERA EN EL AREA DE ALBORAN. DATOS GEOFISICOS

1. Se dispone actualmente de un cubrimiento aceptable de estudios de sismica de refracción profunda en el Mar de Alborán y Béticas. Las principales conclusiones de estos estudios son:

- (a) Para el Mar de Alborán: La velocidad cortical media para las ondas P_n es de 6 a 6.13 km/s. En la corteza inferior no se identifica una capa de baja velocidad. La profundidad media a la que se encuentra la "Moho" es de 17 Km. (15 a 20 km.). Bajo esta Moho, la velocidad de las ondas P_n es de 7.5 a 7.9, anormalmente bajas. Estos valores han sido interpretados previamente como correspondientes a un manto superior anómalo hidratado, aunque existen posibilidades alternativas⁽²⁾. En conjunto, la estructura del Mar de Alborán observada en los estudios de sismica profunda corresponde a una corteza continental muy adelgazada, sobre un manto superior anómalo(?).
- (b) Para el sector oriental de las Cordilleras Béticas el espesor medio de la corteza en las Zonas Internas Béticas es de 30-40 km, existiendo algunos saltos bruscos en los espesores que están patentemente relacionados con algunas de las fallas de funcionamiento transcurrente más importantes (falla de Alhama-Palomares, corredor de la Alpujarra, etc.). Así mismo, hay un salto brusco de espesor de la corteza entre Mar de Alborán y Béticas, también relacionado con fracturas mayores. Inmediatamente bajo la Moho, se aprecia una capa de 6 km en la que la velocidad de las ondas P_n es de 8.0 a 8.2 km/s, y bajo ella, un nivel de velocidad de P_n bajo (7.8 km/s) hasta los 63 km de profundidad.
- (c) En la cuenca Argelina, inmediatamente al este del Mar de Alborán, la Moho está a 11 km, con velocidad para el manto de 7.7 km/s. En las partes más centrales de la cuenca llega a haber corteza oceánica, pero la mayor parte de ella es corteza continental de tipo transicional (Morelli 1985).

Los estudios a partir de tomografías sísmicas en el Mediterráneo (Spakman, 1986)

² Aunque en contextos similares, de tipo distensivo, se han reconocido capas con velocidades de P_m en el mismo rango de las apreciadas bajo Alborán. En esos casos, las velocidades bajas y ausencia de capas de baja velocidad se explican por mecanismos de "underplating" (citas....).

Volcanismo de Cabo de Gata

demuestran la existencia, bajo el orógeno Bético-Riféño y todo el Mediterráneo en general, de una losa subducente, buzante al N de litosfera oceánica a profundidades de 250-600 km.

2. Las anomalías gravitatorias de Bouguer muestran un alto central en el Mar de Alborán que continúa hacia el este como un alto axial en el Mediterráneo Occidental. Cálculos a partir de estos datos confirman el modelo de corteza continental adelgazada y "manto anómalo" bajo ella.

3. Los datos aeromagnéticos sugieren una apertura del Mar de Alborán en una dirección NNW-SSE (Galdeano et al. 1974); tal situación se da también en la parte sur de la cuenca Argelina. Algunas de las lineaciones magnéticas observadas, con direcciones N30 y N60, son correlacionables con altos de origen volcánico (ver .. citas).

4. Flujo térmico: los valores observados (Albert-Beltrán 1979, Cermák 1982) indican la presencia de altos gradientes (41-56 C/km) y altas tasas de flujo térmico (1.7 UHF). Se observa una correlación negativa aproximada entre espesor calculado para la corteza y magnitud de la anomalía térmica, dándose los valores mayores en las zonas en las que la transferencia de calor es favorecida por un menor espesor de la corteza y/o una cobertera sedimentaria rica en materiales de alta conductividad térmica como las evaporitas.

3.4 VOLCANISMO NEOGENO EN EL MEDITERRANEO BETICO - MAGHREBIDE.

El Mediterráneo Occidental ha producido durante el Neógeno muy numerosas y variadas manifestaciones de actividad ígnea, en consonancia con el desarrollo orogénico alpino de la región. Estas manifestaciones incluyen mayoritariamente rocas de origen volcánico además de otras, menos abundantes, emplazadas en condiciones plutónicas; son asignables, en base a sus caracteres petrológico-geoquímicos, a asociaciones tan diversas como calco-alcalinas, shoshoníticas, toleíticas, alcalinas y potásicas de distinta índole.

La Figura 3.7 muestra, de una manera esquemática, la posición de las principales zonas de actividad magmática en el área bético-rifeña y maghrebí, y las series volcánicas a las que han sido asignadas por los diferentes autores que han trabajado en cada una de ellas. Se remite al lector a síntesis sobre múltiples aspectos zonales del volcanismo en Araña y Vegas (1974), Bellon (1976), Bellon y Brousse (1977), Bellon et al. (1984), Delarue y Brousse (1974), Girod y Girod (1977), Hernandez y Bellon (1985), Hernandez et al. (1987), López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980), entre otros. En este apartado se hará una breve referencia a las principales características de las provincias más significativas.

- Existen pruebas de un magmatismo de edad Eoceno y Oligoceno-Mioceno inferior en puntos del sur de España, Marruecos, Argelia (e Italia); dentro del área bético-maghrebí, se reconocen fundamentalmente algunos niveles de tufitas y silexitas (muy extendidas en el Mediterráneo Occidental, Lorenz 1984), basaltos alcalinos implicados en la tectónica de mantos alpina (Leblanc y Hernandez 1976) y diques de composición básica cortando al Complejo Maláguide (Torres Roldán et al. 1987). Se trata pues de actividad previa a las últimas fases de estructuración en mantos de este sector del Mediterráneo.

- Cerdeña. En esta isla aparece un conjunto volcánico muy extenso compuesto por basaltos alumínicos, andesitas, dacitas y en menor proporción riolitas (Dupuy et al., 1979; Dostal et al., 1982). Estas rocas constituyen una serie calco-alcalina posiblemente relacionada a la rotación antihoraria del bloque de Córcega y Cerdeña hacia Italia, lo que se inició hace unos 30 m.a. y acabó hace unos 15-16 m.a. (Bellon et al. 1977) Esta rotación implicaría una subducción de litosfera oceánica. Las rocas volcánicas se formaron en varios episodios entre los 34 y 13.5 m.a. (Oligoceno tardío a Mioceno

medio) (e.g. Bellon, 1976). Con posterioridad se produjo un ciclo volcánico alcalino de edad Plioceno-Cuaternario (5 a 0.14 m.a.; Beccaluva et al., 1985), en relación con una fase de extensión tectónica, y cuya manifestación más importante es el complejo volcánico de Monte Arci y Montiferro (Di Battistini et al., 1990).

Mallorca y Golfo de Valencia. Alvaro et al (1987), Wadsworth y Adams (1989) y Mitjavila et al. (1990) describen algunos niveles de rocas volcanoclásticas calcoalcalinas que afloran en Mallorca, intercaladas entre sedimentos marinos someros o continentales, y que dan edades radiométricas de 18.6-19 m.a. (Burdigaliense Inferior); composicionalmente se trata de dacitas y riolitas y se presentan en facies ignimbríticas. Otras rocas volcánicas han sido muestreadas en el fondo del Golfo de Valencia (DSDP, Ryan et al., 1972); se trata de basaltos y dacitas de afinidad calcoalcalina.

Los estudios sísmicos han mostrado en el volcánismo está bastante extendido en el fondo del Golfo de Valencia. Martí y Roca (1989) distinguen dos ciclos volcánicos en esta actividad magmática:

- (a) Un ciclo calcoalcalino (andesitas y riolitas), en el Mioceno Inferior y Medio
- (b) Un ciclo alcalino, representado por basaltos emitidos desde el Mioceno Medio al Cuaternario reciente, y que afloran principalmente en el margen peninsular.

Argelia. Bellon et al. (1977) señalan la existencia en áreas próximas a Argel de tres fases de actividad magmática importante, entre los 15.6 y 8.9 m.a. A escala regional, las manifestaciones son progresivamente más recientes hacia el oeste. Se trata en resumen de focos de pequeño tamaño, aislados y próximos a la costa, de caracteres calcoalcalinos y más potásicos (Hernandez y Lepvrier 1979), con algunas manifestaciones plutónicas. Parece haber una relación entre magmatismo, emplazamiento de los mantos kabíldes y apertura de la cuenca argelina-surbalear

Oran. Se encuentran en esta área elementos volcánicos de tendencia calcoalcalina potásica miocena (Sahel de Orán, M'Sirda, "Moyenne Tafna") y algunos focos de menor entidad y composición basáltica. El magmatismo calcoalcalino potásico es el más antiguo (datado por Bellon et al. (1984) en el Mioceno superior, 13 a 7.9 m.a.) y ha sido dividido en 3 conjuntos por Megartsi (1985); las composiciones van de basaltos aluminicos a riolitas. En el Plioceno se producen lavas basálticas alcalinas, junto con cantidades menores de hawaiitas y mugearitas. Como en el caso de la provincia de Argel, el magmatismo mioceno aparece en fases distensivas que ocurren ligados a la

subsistencia de la cuenca argelina-surbaleár despues de las etapas principales de formación de los mantos rifeños-kabílides.

Rif. Este área ha sido estudiada en detalle por Hernandez (1983) y Hernandez y Bellon (1985). De manera paralela al caso de Orán, en esta zona aparece una asociación basáltica alcalina de edad pliocuaternaria. Durante el Mioceno, en cambio, se reconoce una mayor variedad litológica, que brevemente se puede sintetizar en los siguientes tipos:

- Serie calco-alcalina (de mediano contenido en K_2O en el volcán de Ras Tarf. Este centro andesítico piroxénico es comparable por su composición, edad (unos 12 m.a.) y dinámica eruptiva a algunas de las rocas de Cabo de Gata (Hilali y Houzay 1982, Hernandez 1983, Bourdier 198x).
- En el cabo de Tres Forcas (e.g. Fúster 1955, Hernandez 1983) las rocas son de composición riolítica-riodacítica, y se formaron en torno a los 9.6 m.a. Aparecen en su base interestratificadas con sedimentos tortonienses. Su línea de evolución probablemente esté más asociada a lavas calco-alcalinas como las de Ras Tarf que a otras volcánicas espacialmente más cercanas como las del edificio del Gurugú, más potásicas.
- Asociaciones de tipo shoshonítico constituyendo la mayor parte del edificio del Gurugú, incluyendo varios centros satélite, y de los macizos de Guilliz, más al sur. Existen algunas manifestaciones de tipo plutónico (microgranodioritas de Beni bou Ifrou). Las emisiones de esta asociación se produjeron entre 9.6 y 4.7 m.a. (Hernandez y Bellon 1985) y van desde absarokitas a riolitas. Hernandez (1982, 1983, 1986) reconoce en esta serie la importancia de los efectos de mezclas de magmas asociados a evolución por cristalización fraccionada.

Las rocas basálticas pliocuaternarias se desarrollaron en la cuenca de la Moulouya, en la cuenca de Guercif (asociadas a las rocas shoshoníticas de Guilliz) y alguna pequeña manifestación en la zona del Gurugú.

SE de España. Puesto que parte de las rocas de esta provincia volcánica son las que han de ser estudiadas en esta tesis, se hará una descripción más completa en el apartado XX. Baste decir por ahora que, paralelamente al caso del Rif, aparece una serie basáltica alcalina en el Plioceno, y asociaciones calco-alcalina, shoshonítica (además de rocas lamprofíticas) en el Mioceno Medio Superior. La isla de Alborán, por el contrario,

manifiesta caracteres de afinidad toleítica.

Si bien el magmatismo basáltico alcalino de edad pliocena presente en muchas de las provincias indicadas arriba está muy posiblemente originado en tectónicas distensivas y conectado de alguna manera a rocas similares en el Atlas, Campos de Calatrava, Olot, etc., las asociaciones de tipo "orogénico" ofrecen campo a más polémica. Como factores comunes a ellas destacan, y contradictoriamente a su carácter "orogénico" puede señalarse:

- Relación a fases distensivas después de las principales episodios compresivos (formadores de mantos) y a la formación de las cuencas sedimentarias neógenas (incluyendo las cuencas de Alborán y la surbaleárica).

- Ausencia de polaridades de tipo geoquímico y cronológico bien definidas.

- No hay una localización lineal neta (i.e. no se trata de "arcos volcánicos"), sino que por el contrario se aprecia una dispersión de los focos volcánicos cubriendo buena parte de las Zonas Internas y proximidades de sus contactos con las Externas; en casos como algunas lamproítas béticas, la situación es francamente sobre Zonas Externas.

3.5 EL VOLCANISMO CENOZOICO DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS ORIENTALES

Las primeras manifestaciones magmáticas orogénicas en las Cordilleras Béticas aparecen en forma de diques de composición basáltica o andesítica basáltica que afloran en la zona de Málaga y Estepona, y que intruyen en el Complejo Maláguide (Torres Roldán et al. 1986). Estos materiales presentan afinidad toleítica y se les ha atribuido, en base a datación K/Ar, una edad Aquitaniense-Burdigaliense. Su edad es pues anterior a las últimas fases de cabalgamientos en la estructuración orogénica de la cordillera, y de hecho cantos procedentes de estos diques se encuentran en la llamada "brecha de la Viñuela", formación sedimentaria que aparece pinzada entre mantos de cabalgamiento al NE de Málaga (Torres Roldán et al. 1986).

Los pequeños filones de leucogranitos que afloran en S^a Cabrera, al N. de Carboneras, han proporcionado edades radiométricas entre 20,8 y 22,7 m.a. (Bellon et al., 1983; Priem et al., 1991; Zeck et al., 1989)

Otros materiales de origen supuestamente volcánico son las "tufitas ácidas" que aparecen al N de Velez-Málaga (Chauve et al., 1973) y en la zona de Velez Blanco (De Clercq et al., 1975), de edad Burdigaliense Inferior, y que suelen aparecer asociadas a niveles de silexitas, rocas de amplia distribución en el Mediterráneo Occidental en esa edad (Lorenz, 1984). Su datación radiométrica (21-22 m.a.; Bellon et al., 1983) es compatible con esta edad. No obstante, Galán et al. (1984) discrepan, por argumentaciones mineralógicas, de que estas rocas sean realmente de origen volcánico.

Las manifestaciones magmáticas más abundantes se encuentran no obstante en el sector oriental de las Cordilleras Béticas, y con toda seguridad ocupan una gran parte de la superficie bajo el Mar de Alborán (Fig. 3.9)

LA ISLA DE ALBORAN y otras rocas volcánicas bajo el MAR DE ALBORAN

Se trata, para el caso de Alborán, de los restos de un edificio volcánico compuesto por brechas y tobas de basaltos y andesitas de bajo contenido en K₂O (según la clasificación de Gill, 1981); Algunas descripciones y columnas estratigráficas han sido publicadas por Gaibar Puertas (1969) y Hernández Pacheco e Ibarrola (1970). Aunque dataciones iniciales (Bellon, 1976) le asignaron una edad de 23 m.a., Hernández et al. (1987) datan las rocas de Alborán en 6.9 m.a., una edad próxima a las de parte de las rocas de Cabo de Gata, con algunas de las

cuales guardan semejanzas petrográficas y composicionales importantes. Para Molin (1980), existe en Alborán un grupo que presenta caracteres propios de una serie toleítica, y un segundo de caracteres calco-alcalinos, aunque afirma ésto con reservas debido a la limitada disponibilidad de datos sobre las rocas de este centro magmático.

Además de esta pequeña isla, el Mar de Alborán presenta gran abundancia de edificios de origen volcánico (IGME, 1982), que de hecho son volumétricamente mucho más importantes que los que en la actualidad aparecen emergidos (Fig. 3.9); en algunos de ellos, como el edificio del banco de Chella, son muy patentes morfologías que podrían ser calderas volcánicas. A pesar de su gran desarrollo, estas rocas han sido poco estudiadas hasta la actualidad. Molin (1980) estudia algunas de las muestras dragadas en la campaña Jean Charcot de 1967 y concluye que se trata de materiales, en general tufíticos, con caracteres mineralógicos semejantes a los de las rocas del grupo de Cabo de Gata; así, dominan las andesitas con plagioclasa, orto y clinopiroxeno, y hay además andesitas y dacitas con hornblenda y algo de biotita.

VOLCANISMO DE CABO DE GATA

Este conjunto volcánico es el más importante volumétricamente de los materiales emergidos. A diferencia de los otros grupos, aflora de forma casi continua entre el Cabo de Gata y la localidad de Carboneras, y a lo largo de la falla de Carboneras, en la Serrata de Níjar. Corresponde a la "serie calco-alcalina s.s." de López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) y se caracteriza por presentar una variedad de litologías desde andesitas basálticas a riolitas, pertenecientes a una serie calco-alcalina de contenido medio en potasio (Gill, 1981)., con predominio de los términos intermedios (andesitas y dacitas). Este magmatismo actuó desde el Langhiense al Tortoniense Superior. En puntos de esta zona aparecen también algunos basaltos asociados a margas de edad Burdigaliense Superior-Langhiense (Bordet, 1985), pero su adscripción a este grupo es dudosa.

VOLCANISMO DE NIJAR-VERA-MAZARRON

Este grupo de materiales volcánicos se presenta como edificios aislados de pequeño tamaño, que han hecho su aparición a favor de fracturas N20, N60 y N110.

- Hoyazo de Níjar (Zeck, 1966)
- Vera (Fúster, 1956; Alvado, 1986)
- Mazarrón (Corbellá Martí, 1969; Rodríguez Badiola, 1973; Larouzière, 1985)

- Cartagena-Mar Menor (Fúster et al., 1952; Rodríguez Badiola, 1973)

Predominan las formas extrusivas (domos, diques y brechas de domo, con menor proporción de manifestaciones piroclásticas (Molin, 1980; Larouziere, 1985).

Las peculiaridades de este grupo volcánico, en particular su elevado contenido en enclaves de origen cortical, junto a otros de tipo magmático, y la abundancia de cristales de cordierita y granate como supuestos mineales ígneos primarios, han promovido muchos estudios petrológicos detallados de estos materiales (e.g. Zeck, 1970; Rodríguez Badiola, 1973, López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980; Molin, 1980; Munksgaard, 1984; Larouziere, 1985).

López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) denominan a este grupo "Rocas Calco-alcalinas potásicas y Shoshoníticas"; Bellon et al (1983) las agrupan dentro del "Grupo de Mazarrón", y Hernández et al (1987) las denominan "Volcanismo Anatético". Las dataciones K/Ar, complementadas con datos bioestratigráficos (Bellon et al., 1983) sitúan este volcanismo en el intervalo 8.3-6.6 m.a., es decir, en el Tortoniense Superior, y es por tanto coetáneo a las últimas manifestaciones del volcanismo de tipo Cabo de Gata.

Su característica distintiva común es la mayor o menor abundancia de enclaves que se pueden agrupar en dos tipos:

1. Rocas metamórficas, fundamentalmente gneisses de almandino-biotitas-sillimanita-plagioclasa, con cordierita y sanidina. Otras rocas metamórficas presentes son esquistos y cuarcitas, claramente accidentales,
2. Rocas de carácter ígneo, variantes entre gabros con anfíbol-biotita, gabros con ortopiroxeno-biotita, cuarzodioritas con cordierita e inclusiones basaltoides.

Los gneisses han sido interpretados por Zeck (1980) como restitas de anatexia de rocas corticales profundas, generando un magma dacítico. Las inclusiones de carácter ígneo se consideran procedentes de un magma básico incorporado al fundido anatético, al cual contaminó.

Desde un punto de vista geoquímico, se trata de rocas en general con cierto contenido en corindón nomativo. Atendiendo a la clasificación de Gill (1981), las rocas de este grupo pueden diferenciarse en (Venturelli et al., in press):

- Andesitas calco-alcalinas, con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno, en el área del Mar Menor.

- Rocas de afinidad shoshonítica, en las zonas de Mazarrón, La Union y Vera. Dentro de este grupo hay que incluir algunas rocas (las "dellenitas" de Fúster et al., 1957) de Mazarrón y Vera que parecen proceder de mezclas de magmas lamproíticos y dacíticos (Larouzière, 1985; Toscani et al., in press). Las dacitas del Hoyazo de Níjar son petrográficamente asimilables a

este grupo; no obstante, su composición corresponde a una dacita calco-alcalina rica en K_2O .

- Algunas dacitas calco-alcalinas ricas en K_2O de Mazarrón, con aspectos geoquímicos intermedios entre los dos grupos anteriores.

Se han encontrado también afloramientos microtonalíticos relacionados con este grupo volcánico (Castroviejo et al., 1990)

VOLCANISMO ULTRAPOTASICO (LAMPROITAS)

Las rocas lamproíticas del SE de España son rocas de un gran interés petrogenético y geodinámico, en cuanto que proporcionan información de primer orden acerca de la composición y evolución del manto terrestre. El estudio de estas inhabituales rocas, conocidas hasta hace poco en escasos lugares (Australia u Estados Unidos basicamente) se ha visto acrecentado en los últimos tiempos por esta razón, unida al hecho de que algunas facies de rocas lamproíticas sonb portadoras de diamantes. Esto ha permitido que se hayan encontrado y estudiado afloramientos de este tipo de rocas en muchos otros lugares (ver Foley et al., 1986 para referencias de localidades típicas).

Las rocas lamproíticas del SE de España se distribuyen sobre un área relativamente amplia en las provincias de Albacete, Almería y Murcia, formando pequeños edificios de tipo domático, diques y algunas coladas que extruyen en los sedimentos terciarios (Fúster y Gastesi, 1964; Fúster et al., 1967; Corbella Marti, 1969; Pellicer, 1973; Fernández y Hernández Pacheco, 1972; . Las dataciones radiométricas (K/Ar) dan edades entre 7.2 y 8.6 m.a. (Nobel et al., 1971) o 5.7-7 m.a. (Bellon et al., 1983), correspondientes al Mioceno Superior (Messiniense).

La característica petrográfica distintiva de las lamproitas es la inusual asociación de fenocristales de olivino con otros, muy abundantes modalmente, de flogopita (y biotita). Otros minerales frecuentes son orto y clinopiroxeno, anfíbol (richterita), leucita y sanidina. Apatito, espinela, analcima y carbonatos magmáticos son otras fases presentes. Las variaciones mineralógicas han generado una nomenclatura localista de las rocas ultrapotásicas (Jumillitas, fortunitas, cancalitas y veritas en el SE de España); de acuerdo con los criterios expuestos por Foley et al. (1986), dicha nomenclatura no responde en todas las ocasiones a una adecuada caracterización geoquímica.

Composicionalmente las lamproitas son rocas alcalinas orendíticas que se caracterizan por presentar aspectos propios de un origen claramente mantélico (altos contenidos en Mg, Ni, Cr, etc.) junto a otros mas propios de un origen cortical (alto contenido en K_2O y P, Rb, Ba,

Th, Zr y tierras raras). Los contenidos de SiO₂ son variables , y los de FeO_t y CaO son bajos (Venturelli et al., 1984a).

Los magmas lamproíticos probablemente provienen de la fusión parcial de un manto con flogopita, enriquecido en elementos incompatibles por algun proceso metasomático, aunque algún tipo de contaminación cortical no debe excluirse de su evolución (Venturelli et al., 1984). Otros aspectos geoquímicos y mineralógicos de estas peculiares rocas pueden encontrarse en Molin (1980), Larouzière (1985), Nelson et al. (1986), Wagner y Velde (1986), Venturelli et al. (1988,1991).

BASALTOS DE CARTAGENA

Son pequeños aparatos aislados, constituidos por coladas de lava de pequeño tamaño, asociadas a conos de tipo estromboliano, repartidos en el borde norte de la Sierra de Cartagena. Composicionalmente son basaltos olivínicos pertenecientes a una serie alcalina. Estos materiales ha traído a la superficie numerosos xenolitos de rocas procedentes del manto superior (peridotitas, piroxenitas anfibólicas, rocas ultramáficas ricas en anfíbol) o de la corteza (esquistos albiticos y rocas de alto grado -granulitas cuarzo-feldespáticas, interpretadas como fragmentos de materiales en zonas proximas a la base de la corteza), y numerosos xenocristales (anfíboles, piroxenos, etc.) (Sagredo, 1972,1973,1976; Boivin,1982; Vielzeuf, 1983, Capedri et al. 1989)

Las dataciones radiométricas (Bellon y Brousse, 1977, Bellon et al., 1983) para estas rocas indican edades entre 4 y 2 m.a. (Plioceno); la discontinuidad cronológica con el resto de las manifestaciones volcánicas, así como sus características mineralógicas y químicas diferencian a este grupo del resto de los materiales con caracteres más propios de márgenes convergentes.

OTRAS MANIFESTACIONES MAGMATICAS

Incluiremos aquí algunos niveles de poca potencia de rocas volcaniclásticas que aparecen aislados e interestratificados en las series sedimentarias de las cuencas terciarias béticas (e.g. cuenca de Sorbas, Ott d'Estevou, 1980; cuenca de Hinojar, de Larouziere, 1985; Níjar, Serrano, 1990). De esta roca no existen datos geoquímicos precisos, pero las mineralogías descritas en los trabajos citados apuntan a una relación con las rocas del grupo de CG (calco-alcalinas s.s.)

CAMPOS GEOTERMICOS Y MINERALIZACIONES

Como consecuencia de la actividad volcánica y subvolcánica se desarrollaron durante el Mioceno una serie de sistemas hidrotermales simultáneos a la emisión de las rocas volcánicas, cuyos principales efectos fueron los siguientes:

- (1) Alteraciones de rango menor, sin interés económico.
- (2) Grandes áreas de alteraciones-mineralizaciones, comunmente con disposiciones zonales: el mecanismo de actuación de estos campos geotermales fue probablemente un sistema de celdas convectivas, en las que el elemento fluido móvil era agua meteórica o marina (con un mínimo aporte de agua juvenil). Estos campos hidrotermales se favorecieron en muchos casos de los sistemas de fracturación creados por la formación de calderas volcánicas (e.g. Arribas et al., 1990), aunque más comunmente se sitúan en relación con los sistemas de fracturación regionales (Hernández et al., 1987). Los fluidos alcanzaron temperaturas de 400-500°C y produjeron una disposición zonal de las alteraciones (silicificaciones, argilizaciones, sericitizaciones, propilitizaciones carbonataciones, greenalitización, etc.)
- (3) Formación de yacimientos de bentonitas en el conjunto de CG: se formaron por la alteración de plagioclasas y vidrio volcánico por fluidos hidrotermales de origen meteórico, a bajas temperaturas (<70°C; Leone et al., 1983).

3.5 ENTORNO GEOLOGICO. LA CUENCA DE NIJAR-CARBONERAS

La cuenca neógena de Níjar-Carboneras se desarrolla alrededor de un accidente tectónico mayor, la Falla de Carboneras, que divide a esta cuenca en dos conjuntos cuyas características deposicionales durante el Mioceno Superior son muy diferentes (Chapelle, 1988; Montenat et al., 1990)

-Un dominio septentrional, el Campo de Níjar, adosada a los relieves béticos de Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera. Contiene una serie sedimentaria de espesor medio, con materiales desde el Tortoniense superior al pliocuaternario. Las manifestaciones magmáticas son modestas (Hoyazo de Níjar)

-Un dominio meridional, el bloque de Cabo de Gata, donde la actividad magmática ha originado potentes acumulaciones de volcanitas (>1100 m), de edad esencialmente tortoniense, y parcialmente recubiertas por complejos arrecifales del messiniense, y depósitos pliocenos y cuaternarios.

A lo largo del accidente cizallante de Carboneras aparecen materiales de naturaleza diversa (sustrato bético, rocas volcánicas y depósitos neógenos) muy imbricados y tectonizados, disponiéndose según una característica estructura "flower" (Montenat et al. 1987). Chapelle (1988, ver también Montenat et al., 1990, y Coppier, 1990) reconstruye en su la cinemática y evolución paleogeográfica de la cuenca de Níjar-Carboneras (Fig.....), partiendo de una cuantificación del desplazamiento horizontal a lo largo de la Falla de Carboneras, a lo largo de la cual el bloque de Cabo de Gata se desplazó en dirección NE a lo largo del Mioceno Superior; a los trabajos citados referimos al lector interesado en una descripción más completa de dicha paleogeografía.

NEOGENO ANTIGUO: aparece unicamente como pequeños afloramientos muy tectonizados que jalonan la Falla de Carboneras. Los principales aparecen en:

* Zona de la Torre del Peñón (Cjo. Bordonares), al N de Carboneras (margas grises): Burdigaliense Superior (Montenat et al., 1990), o límite Burdigaliense-Langhiense (Serrano, 1988)

* Rambla de Granatilla (carretera Carboneras-Mojácar): margas verdes con intercalaciones volcánicas del Burdigaliense Superior, y margas verdes con edad próxima al límite Burdigaliense-Langhiense (Serrano, 1988)

* Rambla de Cajón (NO de Carboneras): (a) margas y margocalizas claras, de edad burdigaliense, y (b) serie de más de 200 m. de margas grises con intercalaciones turbidíticas, y algunos niveles volcánicos andesíticos, de edad Langhiense según Montenat et al., 1990.

* Serrata de Níjar: margas verdosas-grises muy tectonizadas, con fauna del Burdigaliense Superior y del Langhiense.

Se trata en resumen de depósitos pelágicos con algunos aportes turbidíticos, asociados a niveles volcánicos, muy modificados por la actividad tectónica de la Falla de Carboneras, de manera que la mayor parte de los contactos son tectónicos; en la rambla de Granatilla, no obstante, se puede observar, según Serrano (1988), la superposición directa del conjunto volcánico sobre las margas pelágicas del Langhiense, lo que proporciona una determinación del inicio de la actividad magmática en CG.

NEOGENO RECIENTE:

TORTONIENSE I. En este periodo tiene amplio desarrollo la actividad erutiva en el bloque de Cabo de Gata, en un ambiente costero en el que niveles sedimentarios litorales se intercalan entre los materiales volcánicos. En el bloque septentrional no se conocen depósitos de esta edad.

TORTONIENSE II. El bloque septentrional fue sumergido en este periodo, instaurándose un medio marino con sedimentación esencialmente terrígena, favorecida por el juego de fallas normales. La actividad volcánica en este bloque está limitada a la formación del Hoyazo de Níjar. En el bloque de Cabo de Gata se produce otra fase principal de edificación volcánica, también en medios próximos a la línea de costa.

MESSINIENSE. En esta época cesan las manifestaciones magmáticas. La tasa de subsidencia de la cuenca disminuye y también decrecen los aportes detríticos, instalándose en cambio una sedimentación esencialmente carbonatada o margosa; se forman complejos arrecifales en torno a los grandes relieves, al SE de Sierra Alhamilla (Níjar) y contorneando a los aparatos volcánicos de Cabo de Gata, arrecifes que se prolongan en taludes carbonatados, y pasan a facies de cuenca con depósitos limosos pelágicos y diatomitas; en una fase posterior, la restricción del medio marino es mayor y se forman niveles de evaporitas en las zonas más deprimidas y subsidentes, y carbonatos estromatolíticos en las zonas costeras.

PLIOCENO y CUATERNARIO: El inicio del Plioceno se caracteriza por el establecimiento de un medio marino abierto; el macizo de Cabo de Gata aparece ahora emergido, y el mar forma un estrecho desde Carboneras al golfo de Almería. En el Plioceno superior el dominio marino se retrae y se generaliza la sedimentación costera, a la que hay que añadir el desarrollo de abanicos clásticos a causa del levantamiento y plegamiento de los relieves béticos; se forma en este periodo la estructura "flower" de la Serrata. Esta situación se prolonga en el Cuaternario, con la completa emersión de la cuenca hasta la situación actual.

J.M. Fernández Soler

SEGUNDA PARTE

LITOESTRATIGRAFIA

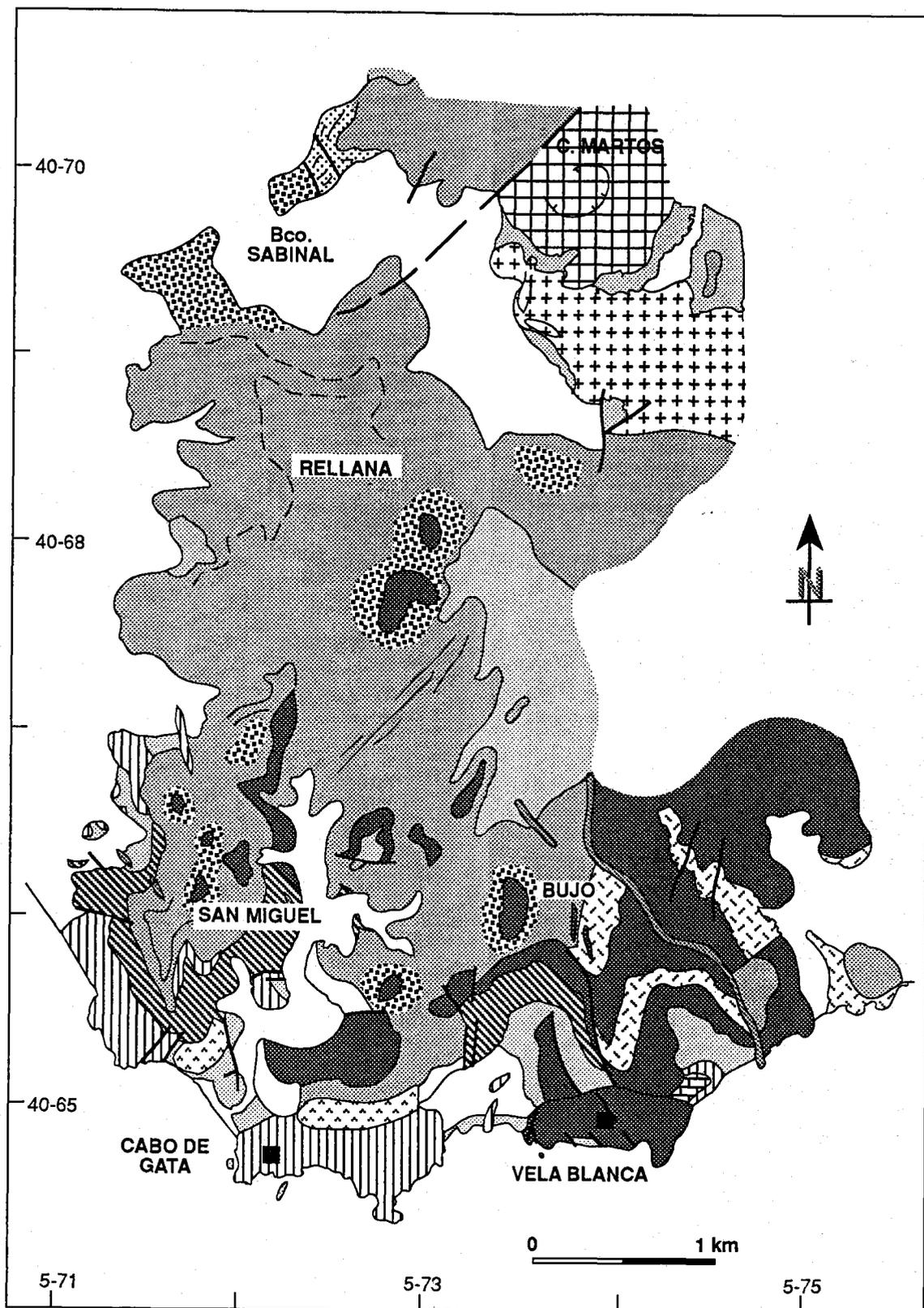
4. SECTOR SUR

El macizo meridional de CG, es decir la zona montañosa situada al sur de la Carretera de San José, está constituido por un edificio volcánico compuesto, cuyas alturas máximas se alcanzan en los vértices Revancha y Cerro Carneros. Esta es una de las zonas más abruptas de CG y de las menos estudiadas hasta la actualidad. A esto ha contribuido sin duda el alto grado de alteración hidrotermal que presentan la mayoría de las rocas aflorantes en esta zona, que alcanza su mayor desarrollo en la parte central de este conjunto, donde se encuentra el distrito minero de Los Alemanes, en el que se han explotado yacimientos de Pb-Ag-Au y Mn de escasa entidad, relacionados a filones y chimeneas de brechas (Pineda, 1984). Esta alteración hidrotermal, en las zonas más próximas al área de las mineralizaciones, llega a obliterar por completo la mineralogía, texturas y estructuras volcánicas, incluso a gran escala (e.g. domos); en casos más favorables, las estructuras y texturas se conservan, pero los minerales ígneos han sido transformados en mayor o menor medida. Páez Carrión y Sanchez Soria (1965) hicieron un estudio más completo de estos procesos de transformación secundaria. Una de las consecuencias de esta alteración fué el cambio de composición química y notablemente el enriquecimiento secundario en potasio y otros elementos móviles de las rocas, lo que llevó a Bordet (1985) a considerar a estas rocas como rocas "hiperpotásicas".

Bordet (1985) llama a este sector "secuencia de Lo Alto" y la divide en dos elementos, el "volcán de la Majada de Lo Alto", y el "volcán de Alemanes Nuevos", constituidos según él por riolitas y riolitas hiperpotásicas. Cada uno de los dos elementos sería, en su opinión, un volcán en escudo formado por apilamiento de ignimbritas con buzamientos divergentes, y atravesadas por algunos domos y filones. Este esquema, en opinión del autor de esta tesis, es demasiado simplista tanto petrográfica como volcanológicamente. Así, en este sector aparece una mayor variedad de depósitos volcánicos, además de las citadas ignimbritas, y su estructuración no se corresponde con la propuesta por Bordet (1985). Por otra parte, un cuidadoso estudio petrográfico y una más adecuada selección de rocas menos alteradas para su análisis nos permite confirmar que las litologías originales eran en una gran proporción rocas andesíticas y dacíticas, y también el carácter secundario del enriquecimiento en K_2O .

En esta zona se seleccionó para un estudio algo más detallado la parte situada al sur del Bco. Sabinal, y se hicieron reconocimientos más someros en el resto (Fernández Soler y

SIERRA DEL CABO DE GATA SECTOR SUR



Muñoz, 1987). Dentro de este sector, analizaremos en un apartado posterior la serie volcánica que aparece en el pequeño macizo situado entre las calas de Monsul y Genoveses, y su relación con el resto del conjunto.

SERIE PIROCLASTICA INFERIOR

Estos materiales son intruidos por un grupo de cuerpos domáticos, de composición análoga, y originados en actividad eruptiva simultánea; el tránsito roca masiva-roca piroclástica es en ocasiones gradual, lo que prueba su contemporaneidad a escala geológica. Dentro de esta serie inferior se distinguen dos miembros fundamentales:

- una unidad de tobas y brechas basales blancas
- una unidad de tobas grises intermedias

COLADAS PIROCLASTICAS BLANCAS BASALES (SCG-1)

A causa de su posición basal, estas rocas, de color blanco muy característico, afloran limitadamente en puntos aislados de la costa, en la base del cerro San Miguel y en la zona del Bco. Sabinal-Minas Los Alemanes, ocupando buena parte de la zona central del macizo meridional de CG, donde están muy afectados por los procesos hidrotermales y mineralizaciones. Se corresponden con el "volcanismo dacítico" de Páez Carrión y Sanchez Soria (1965), y las "tobas dacítico-riolíticas" de Sanchez Cela (1968a y b), aunque muestran mayor continuidad que la expresada por dichos trabajos y el de Pineda et al. (1984).

Los lugares tipo de observación se sitúan en las proximidades del faro de CG, y a ambos lados del gran domo de Vela Blanca (Fig.4.1) y posiblemente sean correlacionables con el miembro riolítico del Morron de Genoveses (Fm. Borronar). Su extensión horizontal es bastante grande, y también lo son las potencias, que alcanzan valores mínimos de 100 m. (valor mínimo en Vela Blanca, puesto que no aflora la base).

Se trata de un depósito masivo y bastante homogéneo, rico en fragmentos de pómez alterados, en el que se reconoce una estratificación definida por variaciones en el tamaño de los fragmentos de pómez y las proporciones de fragmentos líticos, y distribución de éstos en "enjambres" (alignment bedding), aspecto típico de flujos en régimen laminar y de acumulaciones en los bordes de lóbulos de las coladas piroclásticas (Rowley et al., 1981); el conjunto se muestra aparentemente con una única unidad de enfriamiento, pero no ha sido posible diferenciar unidades eruptivas diferentes, a causa de la alteración hidrotermal.

Los fragmentos de pómez (MP: 30cm) suelen estar muy bentonitizados, y en zonas más centrales, aparecen silicificados, pero aún conservando la textura eutaxítica típica. En ocasiones se presentan aplastados formando estructuras flameadas, por aplastamiento y soldadura de un flujo aún caliente. Los fragmentos líticos (ML:10-25 cm), de color muy oscuro y formas redondeadas, no son demasiado abundantes, y están completamente silicificados, de manera que no se puede distinguir la litología originaria. En general, hay gradaciones del tamaño de grano de la fracción gruesa ("coarse-tail grading") más o menos complejas.

A techo aparece localmente un depósito de hasta unos 2 m de tamaño de grano más fino (arena gruesa), que presenta laminación horizontal o cruzada de bajo ángulo ("surge"); el paso a la colada piroclástica inferior es gradual.

El conjunto es atravesado por filones fumarólicos de degasificación de la propia colada piroclástica.

Petrográficamente la roca es una riolita o riodacita, muy alterada, en la que se pueden reconocer cristales de cuarzo, plagioclasas, biotita y algunos restos de anfíbol.

ROCAS VOLCANICLASTICAS INTERMEDIAS (SCG-2)

Aparecen unicamente en la parte más meridional. En esta unidad, que se caracteriza por una coloración grisácea y/o rojiza en el campo, aparece una diversidad de rocas piroclásticas, incluyendo coladas de pómez, depósitos de surge, niveles de brechas piroclásticas y rocas epiclásticas originadas por remobilización sedimentaria de las anteriores.

Esta unidad aflora especialmente en la base del Cerro San Miguel-Testa, y en el collado de Vela Blanca (Fig. 4.1). El contacto con la unidad inferior es concordante; el contacto superior, en cambio, varía de discordante a concordante, según los puntos. La potencia, muy variable, puede llegar a los 60-80 m. disminuyendo hacia el norte. Las figuras 4.2 y 4.3 muestran las secuencias encontradas para estos materiales en varios de sus afloramientos. Estas secuencias muestran ciclicidades de diversos tipos y raramente aparecen completas. El efecto de la alteración hidrotermal sobre estas tobas y brechas ya sido desigual.

Distinguiremos sintéticamente tres facies piroclásticas: coladas piroclásticas pumíceas, depósitos de "surge".

COLADAS PIROCLASTICAS PUMICEAS (IGNIMBRITAS)

De coloración grisácea típica, se presentan interestratificados con las otras facies, formando unidades de flujo de potencia en general pequeña (0.5-2 m). No es posible correlacionar ninguna de estas unidades individualmente en puntos diferentes del área estudiada, a causa de la limitada continuidad lateral de los afloramientos.

Estas rocas se componen de fragmentos de pómez y en menor proporción fragmentos de obsidiana hidratados (perlíticos); los tamaños máximos (MP) raramente exceden los 30 cm. A diferencia de las coladas basales, en estas unidades hay una mayor proporción de fragmentos líticos, y los signos de soldadura y aplastamiento del pómez son menos abundantes, indicando emplazamientos a menor temperatura. Se reconocen gradaciones normales para los fragmentos de pómez.

DEPOSITOS DE SURGE

Están bien representados en esta unidad. Se componen principalmente de fragmentos de vidrio alterados, y cristales, concentrados en el tamaño arena, con un grado de selección granulométrica medio. La geometría de cada uno de los niveles individuales no es observable por la limitación de afloramientos. Su característica más peculiar es la abundancia de estructuras internas ligadas a corrientes (estratificaciones cruzadas, laminaciones horizontales, ripples) junto a niveles más masivos. También aparecen marcas de impacto balístico (bedding sags), que indican la situación del punto de emisión hacia el sur de los materiales actualmente aflorantes. Otros aspectos presentes son gradaciones normales e inversas del tamaño de grano, y niveles erosivos locales entre algunas unidades o entre niveles de surge y coladas piroclásticas.

Estos depósitos de surge aparecen en algunos casos bajo los niveles de coladas piroclásticas, a las que pasan de manera gradual ("ash-cloud surges"); mas raramente aparecen bajo ellas ("ground surges").

BRECHAS LITICAS PIROCLASTICAS

Los niveles de brechas líticas que aparecen en esta unidad se presentan como brechas líticas proximales, sin estratificación interna y escaso empobrecimiento en finos, de manera parecida a las descritas por Walker (1985). Corresponden a un cambio de facies de los niveles de coladas pumíticas por una acumulación de los bloques líticos, más densos y con menor posibilidad de transporte, en la base de las coladas piroclásticas en la zona más proxima al centro de emisión. Son facilmente distinguibles de las brechas autoclásticas por su mayor proporción de matriz, mejor redondeamiento de los fragmentos líticos, que además tienen

tamaños máximos mucho menores de los habituales en las brechas autoclásticas (ML: 0.5-0.6 m.); la presencia de chimeneas de degasificación testimonia un mecanismo de emplazamiento como coladas piroclásticas.

ROCAS MASIVAS (LAVAS) DEL CICLO INFERIOR

Aparecen como cumulodomas y domos efluyentes que cortan a las rocas del SCG-1. Los casos más representativos son el grupo de domos que constituyen la zona entre el faro de Cabo de Gata y Punta Negra, y el domo de la Punta de la Testa. En la ladera oeste del c. San Miguel aparecen otros pequeños domos de este grupo, que a pesar del su intenso grado de alteración se reconocen como domos influyentes, dispuestos además en una pequeña disposición radial, lo que pudiera estar relacionado con el funcionamiento de calderas de pequeño tamaño en este ciclo (Fernández Soler y Muñoz, 1987). Un aspecto destacable relativo a la alteración que afecta a estas rocas es que muy comunmente provoca en ellas un aspecto granular y un carácter muy deleznable que en ocasiones puede llegar a provocar su confusión con rocas piroclásticas; este fenómeno fue estudiado por Allen (1988) en rocas de facies similares a las aquí presentes, y cuyo examen detallado le permitió proponer una serie de criterios para distinguir las litologías y texturas originales a partir de rocas alteradas de apariencia fragmentaria.

El domo (o mejor grupo de domos) del faro de CG es muy llamativo; está compuesto por una dacita con fenocristales de anfibol y biotita de tamaño grande (hasta ~1 cm). Se trata de un grupo de domos coalescentes, probablemente endógenos, en los que destacan los siguientes aspectos estructurales:

- foliación de flujo y pliegues en el borde;
- bandeo de flujo muy constante en todo el conjunto;
- disyunción prismática muy bien desarrollada (Foto XXX, portada).

SERIE SUPERIOR (SCG-3)

Se compone de rocas andesíticas piroxénicas, muy alteradas, de coloraciones mucho más oscuras que las rocas del ciclo inferior y aspecto muy monótono en el campo. Predominan las Brechas líticas, y hay además domos, diques y coladas de lava, algunas coladas piroclásticas pumíticas y niveles de "surge". Las potencias máximas de esta unidad se sitúan entre 150-200 m.

FACIES:

ROCAS MASIVAS Y BRECHAS LITICAS AUTOCLASTICAS ASOCIADAS.

Constituyen el mayor volumen de esta unidad. Son especialmente abundantes en la vertiente sur del Bco. Sabinal, donde se encuentran acumulaciones de brechas autoclásticas, sin estructuras internas, de hasta 100 m de potencia. Los domos, columnado, y muchas veces indiferenciables de las brechas, culminan los cerros más elevados de la zona (S. Miguel, Bujo, Revancha, etc.).

Un caso típico de estas rocas es el domo de Vela Blanca, del que fueron emitidas varias coladas columnadas que caracterizan la línea de costa entre Vela Blanca y Monsul. Estas rocas están muy afectadas por alteración hidrotermal, y mineralizaciones de Mn, pero su naturaleza original de andesita piroxénica es aún reconocible. Del domo parten varias coladas lávicas con una disyunción columnar muy marcada cuya inclinación permite además reconocer el punto de procedencia.

BRECHAS LITICAS PIROCLASTICAS

Se trata de niveles de brechas líticas originadas como coladas piroclásticas de tipo "block-and-ash flows", en ocasiones difíciles de distinguir en el campo de las brechas autoclásticas anteriores. No obstante, se puede reconocer en ellas la disposición según niveles de geometrías laminares más definidas, mayor proporción de matriz y presencia de chimeneas de degasificación, que testimonia un transporte por procesos de fluidificación. Se reconocen unidades individuales de enfriamiento de unos 25-50 m. de potencia. El tamaño de fragmentos medio es de unos 45 mm. aunque los depósitos no están bien granoseleccionados y algunos fragmentos llegan a los 1-1,5 m. Este tipo de depósitos se formaría en procesos de disrupción explosiva y colapso de domos en crecimiento de tipo peleano.

COLADAS PUMITICAS Y NIVELES DE SURGE

En la zona aparecen varias unidades de rocas piroclásticas reconocibles como coladas pumíticas (ignimbritas), comúnmente asociadas a niveles de surge. Es posible que estas unidades sean representantes en distintas localidades de un mismo episodio explosivo, pero no existe continuidad suficiente como para establecer dicha correlación con certeza. En particular,

estos niveles aparecen , en el área investigada, en:

-puntos del Bco. Sabinal, y parte alta del cerro S. Miguel; son alternancias de niveles de coladas piroclásticas pumíticas y niveles de "surge", con estructuras de corrientes y de fluidificación sinsedimentaria; las coladas pumíticas están poco soldadas, y presentan moldes invertidos de pómez.

-nivel ignimbrítico ocre-rojizo característico, situado por encima del cerro Vela Blanca, muy soldado y con amplio desarrollo de estructuras flameadas. El tamaño de los fragmentos de pómez es mayor que en los casos anteriores (hasta 30-40 cm). el grado de alteración es importante.

-en Cala Carbón, nivel ignimbrítico muy soldado y flameado, intercalado entre brechas líticas. Es con bastante probabilidad un equivalente lateral del nivel anterior, pero menos alterado. En algunos puntos, el aplastamiento es tal que se llega a formar una laminación. Domina la fracción ceniza o pómez de tamaño lapilli. Contiene un nivel rico en líticos de unos 50-80 cm. de potencia. Además del pómez, de coloración ocre o blanca, aparecen fragmentos de pómez bandeado, de hasta unos 50 cm. de tamaño. El paso a las brechas líticas que se superponen se hace por medio de un nivel de "surge".

ANDESITAS ANFIBOLICAS TARDIAS

Sobre las andesitas piroxénicas que forman la unidad anterior, se ha encontrado un pequeño edificio cónico (Cerro Martos en la topografía militar), perfectamente diferenciable del resto, compuesto por unas andesitas ricas en anfíbol, conteniendo además biotita y piroxenos. Se trata de rocas bastante menos alteradas que el resto de las rocas volcánicas subyacentes, por lo que sería razonable pensar que su formación pudo tener una relación directa con la formación de los campos hidrotermales que afectaron a las rocas previas.

Dentro de este edificio hemos podido reconocer una facies lávica (masiva), asociada a rocas volcanoclásticas de grano medio a muy fino (base-surges?). Esto parece indicar un origen en condiciones marinas someras.

5. ZONA DEL BORRONAR

En este trabajo consideramos que las rocas que se analizarán a continuación pertenecen al conjunto volcánico del grupo Sur (capítulo 4), pero hemos optado por describirlas separadamente por varias razones:

– Por un lado presentan un menor o nulo grado de alteración, y ello las hace más atractivas para un estudio volcanológico y petrológico preciso.

– Su posición estratigráfica ha sido erróneamente situado en otros trabajos. Bordet et al. (1985) agrupan las andesitas piroxénicas de esta formación junto con otros edificios andesítico-piroxénicos (Lobos, Plomo, Mesa Roldán, etc.) en una unidad que denominan grupo D, que representaría una última fase de volcanismo en CG. Posteriormente, Bordet (1985) asigna a este conjunto de unidades relativamente máficas dentro de un grupo B_b, para diferenciarlas de otro grupo Ba, compuesto por andesitas y dacitas con anfíbol. En su cartografía, no obstante, aparecen bajo el símbolo Ba. Son parte de las "andesitas piroxénicas de Páez Carrión y Sanchez Soria (1965).

– Como veremos a continuación algunas de sus facies indican, en nuestra opinión, un tipo de actividad eruptiva particular que merece la pena considerar en detalle.

Los afloramientos correspondientes a esta unidad se distribuyen entre las playas de Genoveses, Monsul y Cala Carbón, formando el relieve del Borronar, que le da nombre, y que es cortado en abruptos acantilados por el mar. También interpretamos como perteneciente a esta unidad un pequeño afloramiento de brechas andesíticas piroxénicas que aparece en la línea de costa justo bajo la Torre de Caliguera, al NE de San José. Esta unidad tal como se ha reconocido en este trabajo, se compone de varias facies diferentes, con un miembro inferior de composición riolítica, y un miembro superior compuestos por andesitas piroxénicas.

Una serie tipo puede encontrarse en el flanco norte del Morrón de Genoveses. En este punto, las andesitas piroxénicas forman un cuerpo masivo que deja ver en su base un depósito de colada piroclástica pumítica (ignimbrita) de color blanco-grisáceo. Las andesitas piroxénicas, negras, cortan discordantemente a esta unidad y producen en el contacto una superficie de rubefacción opalina, de colores ocre. La colada piroclástica tiene unos 10-15 m.

de potencia aflorante, y es una brecha sin granoselección, "matrix supported", en la que fracción gruesa consiste en fragmentos de pómez riolítico-dacítico, algunos de los cuales muestran un bandeo, fragmentos juveniles más densos de obsidiana, y algunos fragmentos líticos accesorios; la fracción fina de esta colada piroclástica está formada por pequeños fragmentos de pómez, esquirlas de vidrio aplastadas y soldadas, y escasos cristales euhédricos a subhédricos de feldespatos, cuarzo y biotita. Algunas estructuras de escape de gases se han reconocido en esta colada. Este nivel está coronado por un nivel de "pyroclastic surge", finamente estratificado, con estructuras planares o ligeramente onduladas; este nivel se compone por fragmentos de menor tamaño de grano, en general tamaño arena, aunque en algunos puntos se encuentran abundantes fragmentos de pómez similares a los de la colada de pómez infrayacente. Alcanza los 10 m. de potencia. Sobre los tramos de "surge" aparece una secuencia de niveles de coladas piroclásticas formando varias unidades discernibles por variaciones en el tamaño de los fragmentos de pómez, por la presencia de gradaciones de tamaño de grano ("coarse-tail gradings"), normales para los líticos e inversas para el pómez, por las proporciones en de fragmentos líticos, y por las intercalaciones de pequeños niveles de "surge", en los que aparecen estructuras hidráulicas como estratificaciones cruzadas y ripples.

Una característica distintiva de este tramo más alto es la mucha mayor proporción de líticos de composición andesítica piroxénica cuya composición y caracteres petrográficos son similares a los de las andesitas piroxénicas del miembro superior, que describimos a continuación

Aparte del pequeño afloramiento de riolitas, la mayor extensión del afloramiento de esta formación está formada por las andesitas piroxénicas del miembro superior. Este miembro superior está formado por un conjunto de brechas líticas, en las que se puede reconocer la actividad de varios procesos eruptivos separados, cada uno de los cuales produce varias litofacies diferentes. Se pueden distinguir en conjunto las siguientes litofacies:

-Rocas masivas: formadas por restos de domos, coladas y diques, en los que destaca espectacularmente la disyunción columnar, con distribuciones en abanicos. Las transiciones a las brechas líticas son graduales, y se reconocen brechas basales en las coladas (coladas muy viscosas tipo "blocky").

-Niveles piroclásticos finos, con fragmentos de tamaño arena, en capas discontinuas de hasta varios metros de potencia, reconocibles como depósitos de "surge" bien estratificados a escala centimétrica; tienen diagnósticamente estructuras hidráulicas direccionales abundantes; también se encuentran marcas de impacto ("bedding sags").

-Dos tipos de brechas líticas, pueden distinguirse:

-un primer grupo está formado por brechas autoclásticas, compuestas por fragmentos

densos de andesita piroxénica, que alcanzan incluso tamaño de varios metros, algo vesiculares, empastados en una escasa proporción de matriz formada por fragmentos más pequeños de la misma litología, y fragmentos rotos de cristales de plagioclasa y piroxenos. Su paso gradual a los cuerpos de rocas masivas es claro, y no se presentan en niveles definidos, sino contorneado a los mencionados cuerpos masivos.

-un segundo grupo estaría formado por niveles de brechas líticas de caracteres muy parecidos a las antes descritas, con la salvedad de presentar: (a) fragmentos de tamaños menores en general; (b) éstos presentan menor angulosidad; (c) la proporción de matriz es mayor, y (d) se aprecia una cierta tendencia a estar estratificados, aunque en todo caso su paso a los niveles de brechas autoclásticas es gradual. La presencia de chimeneas de degasificación en estos niveles sugiere un origen relacionado con mecanismos de fluidificación.

-Las rocas más peculiares de este conjunto son unos cuerpos, de algunas decenas de metros de extensión aflorante de rocas, de tamaño de grano fino (arena), de color muy blanco, que afloran en escasos puntos a lo largo de la costa. Se componen de fragmentos de cristales de plagioclasa y piroxenos, y fragmentos vítreos no vesiculares, con formas ecuanter muy angulosas; internamente no presentan estructuración, conteniendo dispersos algunos fragmentos de las andesitas oscuras, algo alineados y definiendo formas contorneantes; no hay layering, y el paso a las brechas autoclásticas es perfectamente gradual (Fig.XX). Las características texturales y estructuras macroscópicas indican que se trata probablemente de un tipo de hialoclastitas de composición relativamente silíceas, similares a las descritas por Kano (1989) en Japón, o Yamagishi (1987) y Yamagishi y Dimroth (1985), entre otros.

El análisis estructural descrito para estas rocas identifica lavas coherentes, autobrechas, hialoclastitas y depósitos de "surge"; el reconocimiento de estas gfacies, la reconstrucción de su organización y morfología, permiten recomponer el modo de emplazamiento de las lavas. Las lavas formaron domos, algunos diques y coladas tabulares de corto recorrido, emplazados en un medio marino somero, según un modelo parecido al propuesto por Pichler (1965; ver también Allen, 1988; Kano, 1991) para el emplazamiento de lavas silíceas en medios marinos. Este modelo se esquematiza en la Figura 5.2.

La presencia de los fragmentos de andesitas piroxénicas de caracteres químicos y petrográficos muy similares a los del tramo superior en las ignimbritas del tramo inferior, junto a la presencia de pómez bandeado, señala, en mi opinión la importancia de los procesos de mezclas de magma en la evolución de las riolitas inferiores. Posiblemente la erupción de éstas se desencadenó a causa de la inyección del magma andesítico muy caliente en una cámara

magmática ocupada por las riolitas; la posterior emisión de las andesitas piroxénicas significaría la fase final del vaciado de dicha cámara magmática.

En las proximidades de San José, en la costa justo bajo la torre de Caliguera, hay un pequeño afloramiento de brechas de andesitas piroxénicas que otros autores (e.g. Fúster et al., 1966) han agrupado junto a las andesitas basálticas del cerro de los Frailes (FR-2); en este trabajo proponemos que estas rocas están relacionadas con las andesitas piroxénicas del Borronar, en base a (a) su posición estratigráfica, (b), identidad de facies volcániclaística, (c) características petrográficas (fenocristales presentes, proporciones entre ellos, tamaño medio de cristales,..) y (d) composición química muy semejante.

6. AREA DE LOS FRAILES

(POZO DE LOS FRAILES-SAN JOSE-ISLETA)

6.1 ESTRATIGRAFIA GENERAL

El elemento geográfico distintivo de esta zona es el edificio volcánico de los Frailes (493 m.), un estratovolcán relativamente poco desmantelado. Las características generales de los materiales de esta zona fueron establecidas por Fúster et al. (1965) y Bordet (1985), y más recientemente por Fernández Soler (1987) y Cunningham et al. (1990). Una correlación de las diversas unidades diferenciadas en dichos trabajos se presenta en la figura.

De acuerdo con los datos estratigráficos y geocronológicos, podemos distinguir dos periodos de formación de los materiales de esta zona

MATERIALES INFERIORES (Pre-Frailes)

Comprenden materiales desde riolíticos a andesíticos piroxénicos. La mejor representación de las rocas de esta conjunto se puede encontrar en los alrededores del Pozo de los Frailes y algo más al norte (Capitana, Pausica); en los alrededores de San José aparece como los "aglomerados viejos" a los que Fúster et al. atribuyeron una edad burdigaliense. En su mayor parte estos materiales son rocas piroclásticas y autoclásticas muy alteradas.

En las proximidades del Pozo de los Frailes, esta unidad presenta dos tramos sucesivos: de muro a techo:

(a) una colada piroclástica pumítica, de coloración clara o parda, muy alterada en casi toda su extensión, incluso completamente silicificada. Además de los fragmentos de pómez (muy alterado, con MP de 2-5 cm), hay una pequeña proporción de fragmentos líticos concentrados en lentejones. El tamaño de estos bloques líticos alcanza los 50 cm.

Dentro de de estos fragmentos líticos se pueden distinguir:
-rocas hidrotermalizadas, de naturaleza original irreconocible.

Volcanismo de Cabo de Gata

-fragmentos de color oscuro, formados por una roca muy vítrea, con estructura fluidal, muy bien conservados. Los escasos fenocristales son de plagioclasa (8%), ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti (1%).

Podemos correlacionar con esta unidad la colada de pómez blanca, muy bentonitizada, que aparece en la línea de costa en las proximidades de San José y bco. Caliguera, y que es cubierto por los "aglomerados viejos". Esta roca se compone de fragmentos de pómez muy alterado en los que se reconocen cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita, en una matriz recristalizada, silicificada o bentonitizada.

(b) Intruyendo en el depósito anterior, y cubriéndolo en casi su totalidad, aparece una unidad, aparece una formación de domos y brechas de domo, afectados de manera desigual por alteraciones propilíticas. Estos domos se disponen en múltiples centros repartidos por toda el área, según un dispositivo "multi-vent". Se encuentran además algunos diques, y localizados depósitos piroclásticos de "surge" (p ej. puerto de San José, molino al sur de San José)

Litológicamente se componen de andesitas y dacitas con fenocristales de ortopiroxeno, hornblenda, biotita y óxidos de Fe-Ti, en variables proporciones, además de plagioclasa y raramente cuarzo. Existe además una gran variedad de aspectos texturales.

6.2 FRAILES I (Unidad FR1)

Esta es una unidad discontinua, compuesta por varias unidades eruptivas separadas por niveles sedimentarios. Se apoya irregularmente sobre las rocas andesíticas piroxénico-anfibólicas descritas en la sección anterior, o sobre las andesitas piroxénicas de la formación Borronar en la Cala Higuera. Las secciones tipo de esta unidad se encuentran en el Bco. de Caliguera y de La Palma. Describiremos a continuación los materiales que aparecen en dichas series.

BRECHAS AUTOCLASTICAS y DOMOS (andesitas anfibólicas).

Constituyen la mayor parte del volumen de esta unidad. Se trata de brechas lítica autoclásticas muy soldadas, de colores grises-blancos, más rojizas o verdosas por alteración, compuestas por fragmentos muy heterométricos, de entre los que destacan grandes bloques, algunos de los cuales llegan a alcanzar dimensiones enormes (decenas de metros). Muchos de estos bloques se presentan como restos de coladas lávicas, con estructura fluidal paralela a los bordes de la colada, y poco desarrollo de disyunción columnar. La morfología de las unidades de brechas es groseramente tabular, careciendo de cualquier otro tipo de ordenación.

Los fragmentos de las brechas son de una andesita rica en hornblenda y plagioclasa, con proporciones variables de piroxeno y biotita reconocibles a simple vista. Se puede reconocer en muchos casos el alineamiento de los cristales de hornblenda ligado a la extrusión de la lava original. Algunos fragmentos aparecen con coloraciones más oscuras y un brillo más graso; se trata en esos casos de fragmentos más silicificados y recristalizados, pero de características petrográficas originales idénticas a las de los otros fragmentos.

Entre los niveles de brechas aparecen domos de las mismas litologías, caracterizados por prominentes disyunciones columnares, y por laminaciones de flujo en los bordes. En muchos casos, es difícil saber si se trata de verdaderos domos enraizados o de fragmentos de gran tamaño que forman parte de las brechas. En cualquier caso está clara la procedencia de las unidades de brechas de la fragmentación de los domos en crecimiento.

Dentro de los fragmentos de estos materiales se encuentran enclaves relativamente abundantes de una roca muy rica en cristales, compuesta a simple vista por cristales de plagioclasa y hornblenda, de tamaño de cristales claramente menor que en las lavas encajantes. Estas inclusiones, de formas redondeadas y de 10 a 40 cm. de tamaño, han sido interpretados

por Bordet (1985) y Vergely (1986) como enclaves básicos atrapados en las rocas andesíticas y dacíticas, testimoniando así la actuación de procesos de mezclas de magmas en estas rocas. Más adelante se discutirá sobre la petrografía y alternativas al origen de estos enclaves, que aparecen en otras unidades de CG (e.g. Carboneras)

En la serie de Caliguera (Fig.6.3) aparecen tre unidades de estas brechas autoclásticas, entre las que hay niveles sedimentarios y una unidad de colada piroclástica pumítica. Es de destacar que la última unidad de estas brechas se sitúa directamente bajo las andesitas piroxénicas del ciclo superior, y por encima del nivel sedimentario ("calizas de Heterosteginas" y arenas de playa) en el que otros autores (e.g. Fúster et al., 1965; Bordet, 1985) han situado el límite entre los ciclos piroxénico y anfibólico.

ROCAS PIROCLASTICAS

Este tipo de depósitos aparece concentrado aporoximadamente en un mismo nivel, dentro del ciclo anfibólico (es decir, aparecen rocas autoclásticas de este ciclo tanto a muro como a techo).

Los principales niveles de rocas piroclásticas son descritos a continuación.

COLADA DE POMEZ DE CALIGUERA

Este nivel aparece contorneando el cerro de La Palma y a ambos lados del cerro Caliguera, tiene unos 40-50 m. de potencia y está coronado por un depósito de "ash-cloud surge" de potencias variables entre 3-4 m. y unos 12 m. Se apoya sobre un nivel calcarenítico, y a techo es cubierto por un delgado nivel epiclástico, de colores rojizos a causa de la rubefacción provocada por un nivel de brechas autoclásticas superior. La coloración blanca de este nivel es distintiva.

Geoméricamente el nivel aparece encauzado en una depresión entre niveles de brechas autoclásticas.

Está compuesta principalmente por fragmentos de pómez blanco de tamaño lapilli (MP~30-40 cm, tamaño medio ~ 4 cm), de composición andesita-dacita muy rica en biotita y hornblenda, y un contenido variable de fragmentos líticos más oscuros, sobre todo de rocas andesíticas piroxénicas, fragmentos juveniles de andesita-dacita anfibólica poco vesicular, y rocas hidrotermalizadas; se encuentran también algunos (ciertamete escasos) fragmentos de pómez bandeado. La proporción de matriz de tamaño ceniza es baja (se trataría de una "fines-depleted" ignimbrite"), y está compuesta sobre todo por pequeños fragmentos de cristales y

pómez. No hay soldadura. Estructuralmente es bastante masiva, con un "alignment bedding" muy marcado; pueden reconocerse varias unidades de flujo, pero el conjunto debe representar una unidad de enfriamiento única; el tamaño del pómez es algo monero en la parte basal. Pueden encontrarse algunas chimeneas de degasificación. Un carácter destacable es la presencia de enjambres o bolsadas ricas en fragmentos líticos de tamaño de grano relativamente grande (incluso 1 m, valores típicos: 30 cm), cuya génesis se discutirá más adelante.

El conjunto de características descritas apunta claramente a un origen como colada piroclástica pumítica o ignimbrita ("fines-depleted ignimbrite" en el sentido de Walker, 1983), encauzada y de bajo volumen y "high-aspect ratio" (HARI). Esto contrasta con la opinión de Cunningham et al. (1990), quienes le suponen un origen como depósito de caída soldada ("welded airfall tuff").

El techo es un nivel de tamaño arena-lapili fino, caracterizado por una prominente estratificación cruzada de gran ángulo, en sets más o menos tabulares, y por laminación horizontal, que indican una dirección de flujo N120-140E. Estas características sugieren un origen para este nivel como depósito de "surge" seco de tipo "ash cloud surge". El paso a la colada piroclástica es gradual, por medio de lentejones de surge intercalados en la parte alta de la colada pumítica.

En zonas más al oeste de Caliguera, esta unidad está más bentonitizada, pero sus caracteres originales son aún reconocibles.

ROCAS PIROCLASTICAS AL NORTE DE LOS FRAILES

Inmediatamente al norte del los Frailes, en la zona entre Presillas Bajas, la Isleta y los Escullos, aparecen, en la posición estratigráfica comparable a las coladas piroclásticas de Caliguera, un conjunto de rocas piroclásticas y sedimentarias de facies variadas. Los ejemplos más importantes y de mejor calidad de afloramiento se pueden encontrar en las canteras de bentonitas del Morrón de Mateo y los Escullos, y la costa entre los Escullos y la Isleta.

En la cantera del Morrón de Mateo se pueden reconocer dos facies de origen piroclástico:

BASE SURGES y co-surge falls

Se trata de alternancias complejas cíclicas de niveles de 1-20 cm de potencia, de dos litologías: (a) niveles de una litología arenosa, compuesta por fragmentos de cristales de

plagioclasa y anfíbol, líticos y algo de vidrio bentonitizado, y con estructuras de corrientes (principalmente laminación horizontal, ocasionalmente se encuentran estratificaciones cruzadas); reconocemos estos depósitos como producto de erupciones tipo "surge"; estos niveles alternan con (b), niveles compuestos por fragmentos de lapilli muy bentonitizado, procedente de pómez o de lapilli acrecional; Cada par nivel de surge masivo - nivel de "co-surge fall" se ha producido como consecuencia de la segregación del "surge" en un cuerpo principal inferior más concentrado y una nube en suspensión más diluída que produce los niveles de "co-surge fall" (Cas y Wright, 1987)

En la costa junto a los Escullos aparecen también estos niveles, pero con dos diferencias con respecto al Morrón de Mateo:

1. Menor tamaño de fragmentos, tanto para los niveles de surge como para los de caída
2. Menor potencia media de los niveles individuales (2 cm.)

FALLS

Se presentan como niveles de potencias métricas (1-2 m), compuestos por fragmentos de pómez blanco o verdoso bastante homométricos (MP ~ 6-10 cm), sin apenas matriz y muy bentonitizados (explotados en canteras), que alternan con niveles de "surge"; se encuentran algunas marcas de impacto (bedding sags) originadas por la caída de bloques líticos más densos. Aun se reconocen los fenocristales de anfíbol.

Es importante apreciar que esta facies presenta un mayor desarrollo hacia el oeste, aunque no es posible proporcionar valores de potencias, ni por tanto dibujar isopacas que permitan reconocer el punto de emisión. Algunas marcas de impacto, ciertamente no muy abundantes, también parecen señalar un punto de emisión situado en algún punto próximo situado hacia el oeste.

IGNIMBRITAS (coladas de pómez)

La colada piroclástica de Escullos: Se trata de una colada piroclástica de pómez, de colores ocres y con abundantes fragmentos líticos, cuya morfología parece indicar que rellena un relieve deprimido (Fig.6.4). Cubre a los niveles de surge descritos antes, por medio de un contacto gradual. Sus mejores afloramientos se encuentran a lo largo de la costa entre Escullos y la Isleta, donde se pueden diferenciar varias unidades de flujo, de potencias mínimas de 10-15 m. En general es bastante masiva, salvo por la presencia de "alignment beddings" muy marcados sobre todo en los bordes de las unidades de flujo individuales. Los fragmentos de

pómez (tamaños medios 3-6 cm.) son de color blanco, con fenocristales escasos de plagioclasa anfíbol y algo de mica, y predominan sobre los fragmentos líticos. Estos son de andesitas anfibólicas mas o menos variadas, y tienen tamaños de grano similares a los de pómez, salvo en la parte inferior de cada unidad, donde se concentran en bolsadas lenticulares irregulares de brecha lítica ("ground breccias").

La proporción de matriz es, como en la colada piroclástica de Caliguera, relativamente baja. No es descartable que ambas sean correlacionables y se originaran en un mismo proceso eruptivo.

SEDIMENTARIO

Comprende niveles arenosos, conglomeráticos, calcareníticos y calizos, de 1 a 10-15 m. de potencia, que aparecen en varios puntos en toda la unidad FR-I. Son en su mayoría depósitos de playa y marinos someros, cuyo estudio paleontológico (Di Battistini et al, 1987) indica una edad Tortoniense inferior.

ULTIMOS DOMOS DE ANDESITAS (Amatista, Tomate, Isleta)

Las últimas manifestaciones de este ciclo inferior fueron la emisión de unos complejos de domos en diversos puntos e.g.:

- Cerro Amatista
- Cala de Tomate (Hoya de la Torre)

Se trata de rocas fundamentalmente andesíticas piroxénicas, en las que el anfíbol parece de manera subordinada o no existe. Se diferencian bien de las andesitas piroxénicas del grupo Frailes II, ya que suelen estar bastante más alteradas, y sus aspectos texturales y quimismo son también diferentes. El domo de Amatista es un domo efluyente hacia el SO, asociado a una formación de autobrechas que se sitúan concordantemente sobre las tobas ignimbríticas en la Hoya del Paraíso.

El domo de Tomate ha sido situado junto a las andesitas piroxénicas de FR-2 (superiores) en las cartografías publicadas previamente (Fúster et al., 1965; Bordet, 1985; Pineda et al, 1981; Fernández Soler, 1988; Cunningham et al., 1990); en este trabajo sin embargo pensamos que es más razonable asignarlo a este grupo en base a las diferencias composicionales, petrográficas y mayor grado de alteración que las andesitas piroxénicas-basálticas de la unidad FR-2.

EDADES.

Esta unidad es discontinua en el tiempo, como lo prueban los niveles sedimentarios intercalados entre unidades eruptivas individuales. Las dataciones radiométricas citadas en la literatura para rocas pertenecientes con seguridad a esta unidad, señalan edades entre 11.6 y 12.4 m.a. (Bellon et al., 1983; Di Battistini et al., 1987). Cunningham et al. (1990) data en 14.4 m.a. la formación de una caldera en cuyo interior se habrían asentado las rocas de esta unidad.

6.3 FRAILES II (Unidad FR2)

Esta unidad representa uno de los edificios volcánicos más representativos y menos desmantelados de CG, así como uno de los más peculiares geoquímicamente, como se verá más adelante. Esta formada por un conjunto de andesitas basálticas de colores característicamente muy oscuros, que corona los dos cerros del Fraile y Fraile Chico, cuyas cimas son dos domos que representan los puntos de emisión de las rocas de este conjunto.

Las dataciones radiométricas (K/Ar) efectuadas sobre materiales de esta unidad señalan valores de 7.9 m.a. (Bellon et al., 1983) y 8.5-8.6 m.a. (Di Battistini et al., 1987), lo que corresponde a un Tortonense Superior.

SERIE DE LA PALMA-FRAILE

Una sucesión típica de esta unidad se puede observar en la subida al cerro del Fraile desde las canteras situadas al oeste, en las proximidades del cortijo de la Palma. Esta serie se muestra en la figura 6.5.

(a) Coladas de lava IIA

Son la primera manifestación de la actividad del ciclo andesítico piroxénico, y aparecen en la zona de canteras de la base del Bco. de La Palma. Dada su posición, no es posible identificar su extensión original, aunque parece que estuvieron restringidas a un área no mucho mayor que la que ocupan ahora. Estas lavas son muy poco vesiculares y tienen una alta proporción de matriz hialopilítica (superior al 50%).

(b) Conjunto principal de brechas.

Sobre las coladas, y cubriendo un área mucho mayor, se dispone un conjunto formado mayoritariamente por **brechas** piroclásticas groseramente estratificadas, entre las que aparecen

niveles delgados de tamaño de grano más fino y algunos diques. Este conjunto forma la mayor parte de esta unidad.

Este conjunto de brechas se caracteriza por una estratificación mal definida, no reconocible a escala de detalle, y de buzamientos muy variables incluso en pequeñas distancias (desde horizontales a unos 60°). La estratificación está definida groseramente por variaciones en el tamaño medio de los fragmentos, cuya disposición es muy caótica, y por las alternancias de niveles de brechas con otros niveles más escoriaceos. Otras características son una mediana granoclasificación, la angulosidad de los fragmentos líticos y ausencia de soldadura. Aparentemente estos materiales se ha debido formar por procesos piroclásticos muy proximales, probablemente en erupciones de tipo estromboliano, asociadas quizá a algunos mecanismos de remobilización y depósito de tipo grain-flow.

Aparecen también, especialmente en la base, niveles de brechas líticas diferenciables de las anteriores por una mayor proporción de material de grano fino, y por su carácter no autosoportado ("matrix-supported"); un mecanismo de depósito como "flujos densos" (de tipo grain-flow) puede explicar las características de estos materiales. Dada su gran semejanza con las brechas descritas anteriormente, no ha sido posible diferenciar niveles individuales y estudiar la geometría de estos depósitos.

Intercalados aparecen niveles muy bien estratificados de rocas piroclásticas finas, en especial en la parte baja de la serie. Un origen a partir de "**pyroclastic surges**" puede deducirse por la presencia de estructuras hidrodinámicas de régimen de flujo alto (antidunas, laminaciones horizontales) y medio (estratificaciones cruzadas). Las potencias típicas son de uno o varios metros, llegando a los 10-15 m en algunos casos. Están compuestas fundamentalmente por fragmentos líticos de tamaño arena o lapilli, y fragmentos de cristales, pero en general con escasa participación de material vítreo.

(c) Posteriormente siguió un periodo caracterizado por la emisión de varias **coladas** de lava, que actualmente aparecen apiladas dando inconfundibles resaltes en el terreno. Estas coladas presentan bases autoclásticas muy desarrolladas, con bloques de hasta 1-2 m. Las coladas individuales (2 o 3) alcanzan potencias de 10-15 m. Están compuestas por una andesita basáltica bastante vesicular, y con menor proporción de matriz (35-45%) que las coladas anteriores.

(d) La construcción de esta unidad concluye con la extrusión de los dos domos sumitales que forman las cumbres principales, alimentados probablemente por fracturas ENE-OSO. El domo

del Fraile Chico extruyó directamente sobre las rocas sedimentarias y anfibólicas anteriores, mientras que el del Fraile Grande aparece sobre las coladas del apartado anterior. Ambos se presentan rodeados por una corona de brechas autoclásticas.

Interpretación.

Las facies reseñadas y su evolución permiten proponer para esta unidad una evolución eruptiva que refleja por un lado un cambio en las características reológicas del magma, y por otro posiblemente un paso de condiciones marinas someras a francamente subaéreas:

La abundancia de depósitos de "surge" hacia la base de esta unidad, depósitos que además no suelen presentar fragmentos de pomez indica en nuestra opinión una importante participación de actividad freatomagmática; puesto que esta unidad aparece sobre depósitos marinos, es razonable pensar que esta actividad explosiva se debió a interacciones entre agua de mar y magma caliente. Conforme el edificio creció y se elevó sobre el nivel del mar, cesa la actividad explosiva y se pasa a una actividad puramente efusiva, con la emisión de coladas lávicas, y por fin con la formación de los domos sumitales a causa de un aumento de la viscosidad de la lava.

6.4 DIQUES Y DOMOS DACITICOS

En numerosos puntos desde la zona del Sabinal (Grupo Sur) hasta las proximidades de los Escullos se pueden encontrar algunos diques y domos de composición y aspectos de campo muy diferentes de los materiales encajantes. Se trata de rocas, de colores típicamente rojizos y siempre muy alterados. Se trata de dacitas o riodacitas, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda.

Este grupo de rocas está petrográfica y composicionalmente emparentado con las rocas del conjunto volcánico de Rodalquilar que aparece inmediatamente al norte (grupo C de Bordet, 1985)

Un ejemplo importante de domo es el que constituye el *Morrón de Mateo*, que corta y altera a las rocas piroclásticas de la unidad Frailes-I; otro domo puede encontrarse al NE de la población del Pozo de los Frailes. El Cerro de Enmedio, un domo efluyente con laminación de flujo muy bien desarrollada, que forma un pequeño relieve al NE de San José, pudiera ser atribuido a este grupo (Bordet, 1985), aunque la ausencia de cuarzo como fenocristal y las medidas radiométricas (11.6 m.a., Di Battistini et al., 1987) más bien le señala, en nuestra opinión, una pertenencia al grupo Frailes I.

El edificio más importante de este grupo en esta zona es el *Cerro Garbanzal*, un domo

en mesa de gran tamaño. Esta compuesto por una dacita rojiza con biotitas y anfíboles oxidados, y pobre en fenocristales de cuarzo. Esta conrtado por una gran falla, y sobre él se puede encontrar un resto de sedimentos arrecifales del messiniense. Otra característica de este edificio es la abundancia de indicios de mineralizaciones de Mn, que han llegado a se explotadas.

6.5 SINTESIS DEL GRUPO SUR.

Una serie de conclusiones pueden extraerse del estudio de las sucesiones volcánicas en la mitad sur del conjunto de CG.

Por un lado, la distinción entre los grupos A y B que hace Bordet (1985) no es, en nuestra opinión, correcta; así mismo, la distinción entre grupos Ak y An en la zona de San Jose es artificial y solo expresa el tipo y magnitud de la alteración de las rocas.

En las rocas descritas hasta ahora hay dos grupos diferenciables cronológicamente:

1. Por un lado, las andesitas basálticas de FR-II y los diques y domos dacíticos rojizos relacionados con el volcanismo de Rodalquilar se formaron en el Tortoniense Superior(edades inferiores a 9 m.a.).

2. Los materiales infrayacentes han aportado edades entre 12.5 y 10.8 m.a., y por tanto constituyen un episodio volcánico muy anterior, y no tiene por qué existir relación alguna entre ambos. Dentro de este episodio, se pueden distinguir sintéticamente una serie de fases:

(a) una fase inicial muy explosiva (SCG-1), con erupciones ignimbríticas riolíticas de gran volumen seguramente ligadas a calderas.

(b) un paso progresivo y continuo hacia rocas más máficas. que acaba con la emisión de rocas andesíticas piroxénicas, y

(c) se acaba con una dinámica esecialmente extrusiva (formación de domos) con composiciones muy heterogéneas e intermedias entre las riodacitas y las andesitas piroxénicas; en algunos casos muchos indicios de procesos de mezclas de magmas.

Mas adelante se evaluarán las posibles implicaciones petrológicas de esta sucesión de litologías y mecanismos erutivos, en términos geoquímico-estratigráficos y de evolución de cámaras magmáticas.

7. COMPLEJO DE RODALQUILAR

El área en torno al distrito minero de Rodalquilar contiene un conjunto de rocas volcánicas persistentemente muy alteradas, la mayor parte de las cuales contienen cuarzo como fenocristal. Estas rocas fueron estudiadas por Lodder (1966), quién reconoce el origen ignimbrítico de parte de ellas. Concretamente distingue las siguientes unidades, en orden de edad decreciente:

- Unidad de Molino (fenodacitas anfibólicas)
- Complejo de Cinto (con ignimbritas)
- Complejo de Torerillo (con ignimbritas)
- Complejo de Gallinaza (fenodacitas y fenobasaltos)

Sánchez Cela (1968) propone en cambio un origen extrusivo para estas rocas ("dacitas masivas") y habla de "rocalquilarización" para denominar la intensa alteración.

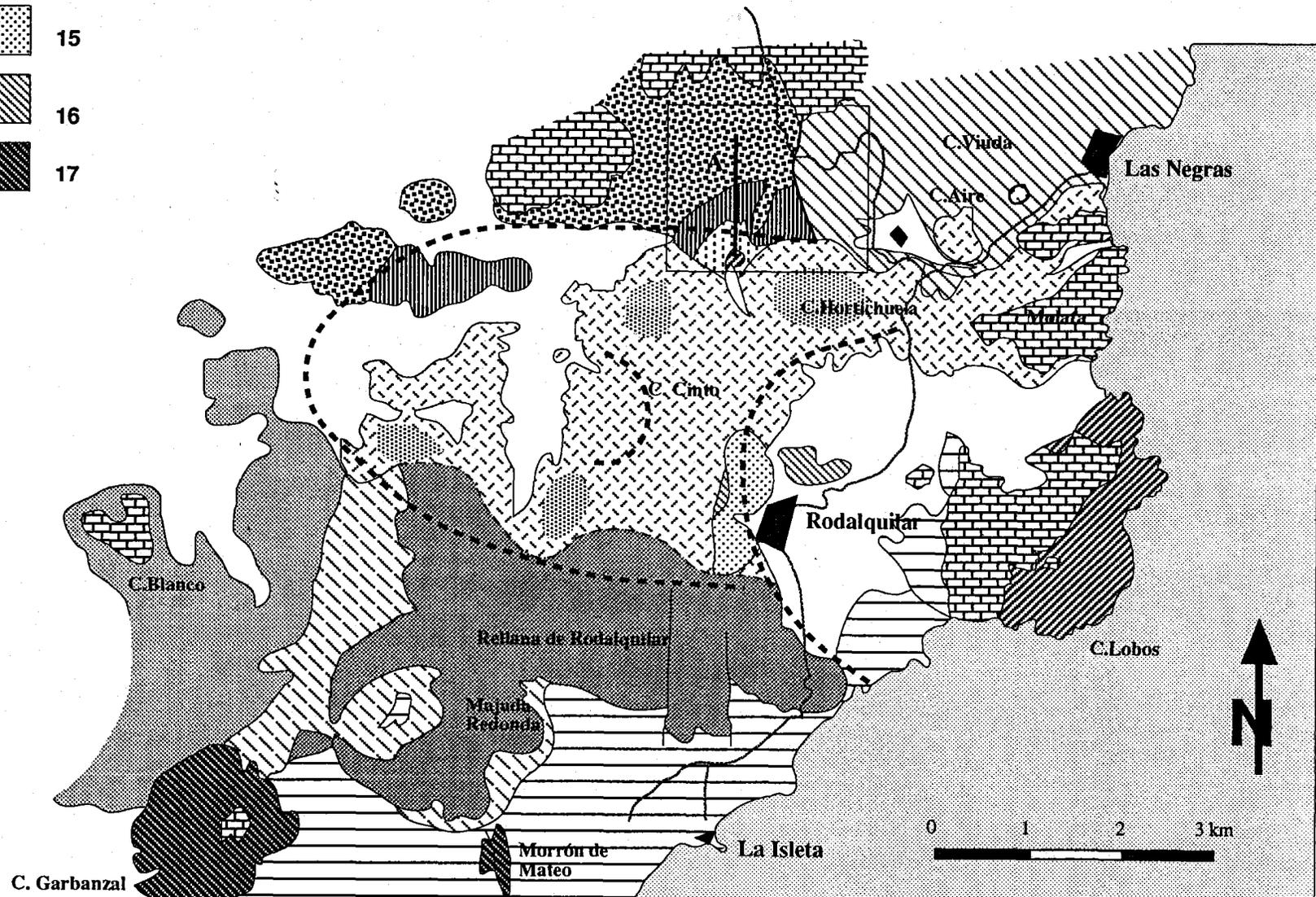
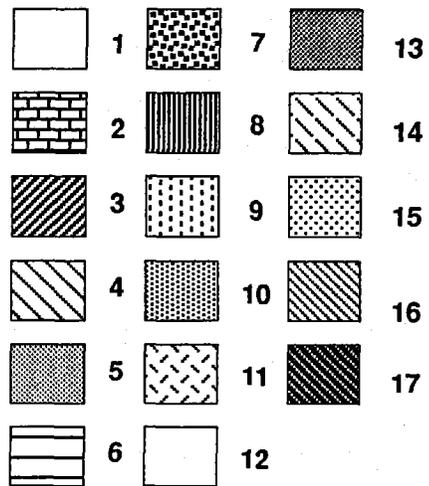
Bordet (1985) agrupa esta zona dentro de su "grupo C", formado por varios elementos volcánicos de composición ácida. Se refiere a ellas también como "rocas hiperpotásicas". En particular destaca la estratigrafía la existencia de dos unidades ignimbríticas principales (tobas de Faltiguera-Avellán e ignimbritas de La Rellana).

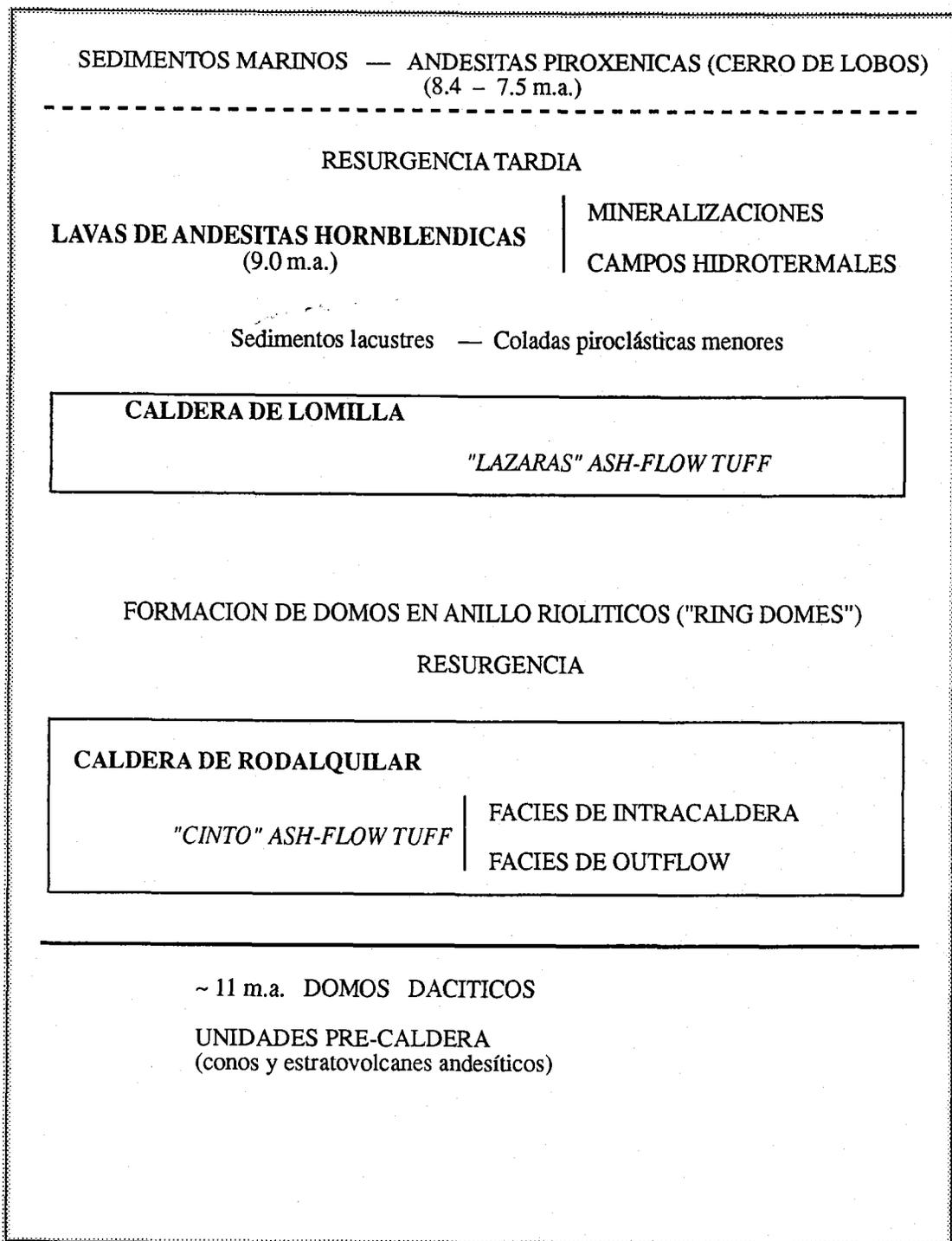
Rytuba et al. (1990) relacionan el complejo volcánico de Rodalquilar con la formación de dos calderas anidadas, la caldera de Rodalquilar, en relación con las "Cinto ash-flow tuffs", y la caldera de Lomilla, asociada a la "Lázaras ash-flow tuff". La alteración y mineralización serían consecuencia de un episodio posterior de actividad magmática de composición intermedia ("hornblende andesites").

No hemos realizado un estudio muy pormenorizado del conjunto volcánico de Rodalquilar. Las posibilidades de este estudio están además muy limitadas por el intenso grado de alteración hidrotermal. La discusión siguiente toma como base la secuencia de episodios volcánicos descrita por Rytuba et al. (1990), a partir de la cual describiremos los materiales y replantaremos sus mecanismos de formación.

Rytuba et al. (1990; Arribas et al. 1989) proponen que el complejo de Rodalquilar consiste en dos calderas anidadas desarrolladas sobre un conjunto volcánico andesítico de estratovolcanes y conos. La secuencia resumida de episodios volcánicos se esquematiza en la figura 7.1, en la que hemos añadido una correspondencia con las unidades distinguidas por

SIERRA DEL CABO DE GATA SECTOR DE RODALQUILAR





(Basado en Rytuba et al. 1990)

Lodder (1966). Lo esencial es que una primera caldera (**caldera de Rodalquilar**) se formó como consecuencia de la emisión de un gran nivel de tobas ignimbríticas (**Cinto ash-flow tuffs**), y la segunda caldera (**caldera de Lomilla**) a su vez se corresponde con la emisión de las "**Lázaras ash-flow tuffs**"; posteriormente se produjo la intrusión y emisión de andesitas anfibólicas, lo que además ocasionó la alteración y mineralizaciones características de esta zona. Para una descripción más detallada de la historia eruptiva nos remitimos al mencionado trabajo de Rytuba et al. (1990).

7.1 IGIMBRITAS DE CINTO (CINTO ASH-FLOW TUFFS)

FACIES DE "OUTFLOW"

El límite Sur del conjunto de Rodalquilar es la línea de escarpes que va desde la cortijada de Presillas Bajas hasta el Cerro de los Guardias en la línea de costa. La secuencia de rocas volcánicas que afloran aquí es una serie prácticamente horizontal con una amplia representación de rocas de origen piroclástico, y coincide con la "facies de outflow" de Rytuba et al (1990). Dentro de este conjunto, se han reconocido en esta tesis dos tramos separados por una discontinuidad muy marcada.

TRAMO INFERIOR

Se puede encontrar bien diferenciado al NO de Presillas Bajas, y en el cráter de Majada Redonda. Está compuesto, en su mayor proporción, por coladas piroclásticas pumíceas, de coloraciones ocres o blancas, formando unidades de flujo múltiples de escala métrica (1–5 m.). Los procesos de alteración, silicificación y disolución diferencial del pómez les confieren en ocasiones un aspecto muy escoriáceo. Algunos niveles de estas coladas piroclásticas son muy ricos en fragmentos líticos, formando auténticas brechas líticas piroclásticas. Otros tramos aparecen muy soldados y con frecuentes chimeneas de degasificación.

Intercalados entre éstos se encuentran niveles muy abundantes de rocas piroclásticas de tamaño de grano fino, con estructuras hidrodinámicas como estratificaciones cruzadas, laminaciones horizontales, ripple marks, etc. La relación de estos niveles con las coladas piroclásticas señalan un origen a partir de "pyroclastic surges" (ash–cloud surges y ground

surges).

Se encuentran también niveles piroclásticos finos con características de facies de origen hidroclástico, con alternancias de niveles de "base surges" y "falls" a escala decimétrica; en estos niveles se encuentran ripples de oleaje. El depósito de este tramo en un ambiente marino somero parece pues muy probable.

Petrográficamente no es fácil caracterizar estas rocas dada su alteración. Los elementos más característicos son la presencia de fenocristales de cuarzo, plagioclasa alterada y escasos restos de biotita y anfíbol (dacitas-riodacitas?).

TRAMO SUPERIOR

Sobre este tramo se encuentra un nivel tabular de colada piroclástica muy soldada, de coloro rojizo, compuesta por una dacita con grandes fenocristales de cuarzo con golfos de corrosión. Esta unidad alcanza una potencia de hasta más de 150 m. formando la tabla o pequeña meseta de La Rellana. Es por tanto una de las unidades piroclásticas de mayor volumen del conjunto de Cabo de Gata. Este nivel se apoya sobre las rocas piroclásticas descritas en el apartado anterior o bien sobre otras rocas más antiguas del sector de Los Frailes (unidades Pre-Frailes y Frailes I).

Petrográficamente se compone de una dacita rica en grandes fenocristales de cuarzo con golfos de corrosión, plagioclasas más o menos transformadas a sericita y carbonatos, y biotitas oxidadas y cloritizadas. La matriz contiene restos de microcristales de feldespatos.

FACIES DE INTRACALDERA

Esta parte constituye el principal encajante de la alteración hidrotermal-mineralización del distrito de Rodalquilar y es por tanto la facies peor conservada. La secuencia que se describe a continuación, de la que forman parte los materiales de la facies de intracaldera, muestra no obstante un predominio de rocas poco o nada alteradas, y está situada al sur de la antigua carretera de Níjar a Las Negras, al sur del Cerro Artichuela (rambla del Granadillo; Fig. 7.3). Este grupo de rocas aparece en trabajos anteriores bajo diversas denominaciones y en general poco detalle. Así, en el mapa del IGME aparecen agrupados como "brechas piroclásticas poligénicas", Sanchez Cela (1968a) habla de tobas y conglomerados poligénicos, y Bordet (1985) simplemente lo asigna a su grupo volcánico B_a. Más recientemente, la mayor

parte de los materiales presentes aquí han sido asignados por Rytuba et al. (1990) a la facies de intracaldera correspondiente a la formación de la caldera de Rodalquilar.

La secuencia observada se esquematiza en la figura 7.3 y se describe a continuación, en orden ascendente.

ANDESITAS PIROXENICAS.

La base de la serie está marcada por un pequeño afloramiento de andesitas basálticas de colores oscuros, y facies masiva o autobrechoide; Las relaciones con las rocas próximas no son suficientemente claras, los contactos son por medio de fallas, y por tanto cualquier tentativa de correlación con otras unidades de litología semejante en la zona sería demasiado especulativa.

RCH-1 RIOLITAS IGNIMBRITICAS

El principio observable de la serie es una unidad de colada pirocástica pumítica, compuesta por lapilli de pómez blanco, muy deleznable, y fragmentos líticos, sobre todo de andesitas piroxénicas, en una matriz de tamaño de grano arena, enriquecida en cristales. El pómez es una riolacita (riolita?) biotítica. Además es frecuente encontrar cantos muy ricos en cristales, prácticamente holocristalinos, que se describirán más adelante.

La potencia visible de este tramo es de unos 10-15 m.

RCH-2 BRECHAS RIODACITICAS

Sobre esta unidad aparece, por medio de un contacto erosivo, una unidad caótica de brechas líticas, con una estratificación ligeramente definida por variaciones en el tamaño de los fragmentos; algunos de estos cantos llegan a alcanzar tamaños superiores a 1 m. Se trata de una brecha polimítica, con un predominio de los fragmentos de dacitas anfibólicas. La matriz es poco abundante, y está compuesta por fragmentos de pómez tamaño arena, esquirlas de vidrio y cristales rotos, lo que señala algún tipo de relación con procesos explosivos en la génesis de estas rocas. La presencia de niveles más ricos en fragmentos heterométricos de pómez señala indudablemente un origen a partir de coladas piroclásticas pumíticas, representado una facies muy proximal en la que se acumulan los fragmentos líticos, demasiado densos para ser transportados a mayores distancias ("co-ignimbrite lag breccias"). La potencia de esta unidad es de unos 200 m.

RCH-3 LAVAS DACITICAS

El siguiente paso en la evolución eruptiva de esta serie es la emisión de un delgado (2-3 m) nivel de lava que se apoya sobre las brechas anteriores. macroscópicamente se caracteriza por una foliación de flujo prominente, contorsionada y replegada en algún punto. Petrográficamente se trata de una dacita de matriz muy vítrea, poco vesicular, y con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, piroxenos.

RCH-4 Coladas piroclásticas pumíticas dacíticas, ricas en líticos.

La siguiente unidad es un conjunto de tobas y brechas (tobas poligénicas de otros autores) interpretables como coladas piroclásticas pumíticas o ignimbritas, de baja temperatura y sin signos de soldadura; está formada por proporciones variables de pómez blanco de tamaño incluso decimétrico, rico en plagioclasa, anfíbol y cuarzo, y abundantes fragmentos líticos de diferentes tipos, fundamentalmente:

- dacitas anfibólicas (juveniles, porciones menos vesiculares del magma emitido)
- andesitas piroxénicas
- rocas holocristalinas (acumulos de fenocristales)
- rocas hidrotermalizadas, de coloraciones verdosas.

Una sucesión típica de esta unidad se puede observar en la antigua carretera a Las Negras, bajo el cerro Artichuela. En este punto se cortan varias unidades de flujo reconocibles por variaciones en el tamaño de los fragmentos de pómez, gradaciones de tamaño inversas para el pómez, y normales para los líticos, que forman bolsadas hacia las bases de cada unidad de flujo. Es de destacar la ausencia de niveles de surge o de caída ligados a estas coladas piroclásticas.

La potencia de esta unidad es de unos 60 m. La mineralogía de los fragmentos de pómez incluye plagioclasa, hornblenda, biotita, cummingtonita, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. Por sus características macroscópicas, petrografía y composición química de los fragmentos de pómez, esta unidad es muy semejante a la unidad (o formación) Plomo que aparece más al norte, entre Las Negras y Agua Amarga.

RCH-5 LAVAS Y BRECHAS DE ROCAS HIBRIDAS

Por medio de un contacto neto, sobre las colada piroclásticas dacíticas de la unidad anterior se encuentra una formación de brechas y lavas extrusivas de litología andesítica anfibólico-piroxénica. Esta formación ocupa un area extensa, desde la zona del cerro Loma Pelada, cerro del Huevo, el propio Risco de la Chimba y Artichuela. En esta zona varios puntos aparecen como conductos de emisión, como domos con fuerte desarrollo de disyunciones columnares, y quizá coladas, pero sobre todo predominan los niveles de autobrechas de domo, que forman varias unidades eruptivas diferenciables por ejemplo en la carratera antigua de Las Negras. Además se encuentran algunos niveles de depósitos de "surge" intercalados entre las unidades de brechas;

Quizá la característica más llamativa de esta unidad sea sus peculiaridades texturales. Se trata de rocas fuertemente porfídicas en las que a simple vista destacan los fenocristales de anfíbol. Al microscopio se observa que estos fenocristales están casi completamente transformados a un agregado muy rico en oxidos de Fe-Ti (opacita), o bien a agregados de crecimientos epitaxiales de piroxenos. También hay restos de fenocristales de biotita opacítica, y fenocristales de orto y clinopiroxenos, y oxidos de Fe-Ti (aparte de los opacíticos). La matriz, de aspecto pilotáxico, es curiosamente muy rica en clinopiroxenos, además de microcristales de plagioclasa y menas.

Relación con el sector de Las Negras — LAVAS DACITICAS ANFIBOLICAS

La actividad eruptiva en esta serie culmina con la extrusión, posterior o simultáneamente a RCH-5, de lavas en forma de domos y autobrechas, formadas por riocitas y dacitas ricas en hornblenda. En esta fase se forma el domo que forma la cumbre de Artichuela-Gallinaza, y otro grupo de pequeñas extrusiones, que deforman y llevan a la vertical las unidades piroclásticas que lo rodean (ignimbritas riolíticas y andesitas piroxénicas de la unidad NEG-1). Este domo de Artichuela-Gallinaza pertenece a la Unidad NEG-4 del sector de Las Negras y ha funcionado como un cumulo-domo exógeno que ha extruido en varias fases rodeándose de una corona de brechas. Está formado por una dacita con hornblenda y biotita, bastante alterada.

La serie descrita por tanto es anterior a esta unidad extrusiva NEG-4 de la zona de Las Negras, mientras que la última unidad (RCH-5), también extrusiva puede ser coetánea con NEG-4.

7.2 LAZARAS ASH-FLOW TUFFS

Una sección ilustrativa de la secuencia de materiales de esta unidad se puede observar en el valle y camino situados inmediatamente al oeste de la población de Rodalquilar. Esta sección se compone básicamente de tres tramos:

– uno inferior, compuesto por una alternancia horizontal, a escala centimétrica de depósitos ricos en pómez ("falls"?) y de depósitos de "surges" con tamaño de grano arena y algunas laminaciones cruzadas. La potencia es de unos 5 m y se sitúa sobre los materiales muy alterados de color blanco de las ignimbritas de Cinto. Macroscópicamente este tramo se asemeja mucho en su tipo de facies a los depósitos hidromagmáticos de las canteras del Morrón de Mateo (capítulo 6) y para ellos un origen hidromagmático es también propuesto en este trabajo (Lodder, 1966 les supone un origen fluvial). A pesar de la alteración, se reconoce que los fragmentos de pómez corresponden posiblemente a una riodacita con fenocristales de cuarzo, plagioclasa completamente alterada, y biotitas oxidadas. Erosivamente sobre el nivel anterior aparece otro nivel, de origen epiclástico, compuesto por grandes fragmentos redondeados (hasta unos 40 cm.), heterométricos, de pómez y rocas de unidades anteriores.

– un conjunto superior, formado por una ignimbrita muy soldada, de unos 100 m. de potencia, canalizada sobre una topografía irregular. La base (unos 10 m.) de este tramo contiene fragmentos de pómez verdoso aplastado (MP: 4-6 cm.), en una matriz abundante de ceniza blanca. Contiene además algunos fragmentos líticos muy alterados (andesitas anfibólicas y piroxénicas). El resto es muy compacto y se caracteriza por su coloración más oscura, ocre en corte fresco, disyunción columnar muy bien desarrollada. Microscópicamente se estas rocas contienen también fenocristales de cuarzo, biotita y feldespatos completamente transformados.

7.3 DOMOS DEL COMPLEJO DE RODALQUILAR

El Cerro Garbanzal es un domo en mesa de gran tamaño. Esta compuesto por una dacita rojiza con biotitas y anfíboles oxidados, y pobre en fenocristales de cuarzo. Esta conrtado por una gran falla, y sobre él se puede encontrar un resto de sedimentos arrecifales del messiniense. Otra característica de este edificio es la abundancia de indicios de mineralizaciones

de Mn, que han llegado a ser explotadas.

7.4 ALTERACIONES Y MINERALIZACIONES

La zona de Rodalquilar se caracteriza por una disposición zonada de la zonación de la alteración hidrotermal. Los fenocristales de cuarzo son probablemente la única fase mineral no afectada por los procesos hidrotermales. La zonación va desde una alteración silíceo y argilítica avanzada en las proximidades de las estructuras mineralizadas que pasa lateralmente a argilítica y después hacia una alteración propilítica regionalmente más desarrollada (Lodder, 1966; Sanger-von Oepen et al. 1989, 1990). Segun Arribas et al. (1989), la alteraci3n asociada a las mineralizaciones, de tipo sulfatado-ácido, es ocasionada por la intrusi3n en profundidad de plugs y diques de andesitas hornblendicas. Bajo la zona mineralizada, la alteraci3n pasa a ser de tipo argiltico.

Las mineralizaciones asociadas en el complejo de Rodalquilar son de tres tipos (Rytuba et al 1988; ver tambi3n Arribas et al. 1988, 1989 y Pineda 1984) (Fig.7.4):

– dep3sitos de alunita: filones y dep3sitos de reemplazamiento en los dep3sitos de intracaldera.

– dep3sitos de oro-alunita: son los más importantes desde un punto de vista econ3mico y se encuentran preferentemente en fracturas radiales y conc3ntricas relacionada a la formaci3n de la caldera de Lomilla.

– dep3sitos filonianos de Pb-Zn-Ag-Au: se asocian a fracturas N-S que cortan todo el conjunto volcánico de Rodalquilar.

8. SECTOR DE LAS NEGRAS

8.1 INTRODUCCION

Estudiamos en este apartado el sector central de la alineación de CG, entre las zona minera de Rodalquilar y los sedimentos arrecifales messinienses que forman las cumbres al NO de Las Negras. Este sector ha sido estudiado previamente por Lodder (1966), León (1967), Sanchez Cela (1968b), Pineda et al. (1981) y Bordet (1985). Las sucesiones volcánicas presentadas por estos autores son muy diferentes, incluso completamente contradictorias entre sí, y las escasas dataciones radiométricas disponibles para este sector no cubren las unidades volcanoestratigráficas presentes, e incluso suministran fechas dispares y a veces discordantes con la disposición estratigráfica visible en el campo.

La secuencia de unidades volcanoestratigráficas descrita a continuación corresponde a la serie reconstruible en orden ascendente para el sector de Las Negras, desde la localidad de Hortichuelas hacia el norte. En la figura 8.1 se presenta un esquema de la distribución de unidades volcanoestratigráficas diferenciadas en este trabajo. En este sector las rocas suelen estar bastante bien conservadas, casi completamente carentes de signos de alteración hidrotermal posterior, y existe una gran variedad de tipos litológicos. Hemos dividido este conjunto en cuatro grandes unidades volcanoestratigráficas en virtud de criterios litológicos y de los mecanismos eruptivos inferidos para cada una de ellas.

UNIDAD NEG-1

Esta unidad presenta dos tramos:

La base está formada por una **ignimbrita riolítica** blanca-gris, localmente muy soldada, que aflora en las proximidades de las poblaciones de Hortichuelas. Los fragmentos de pómez (MP: 40-50 cm) son de un riolita con baja proporción de fenocristales de plagioclasa,

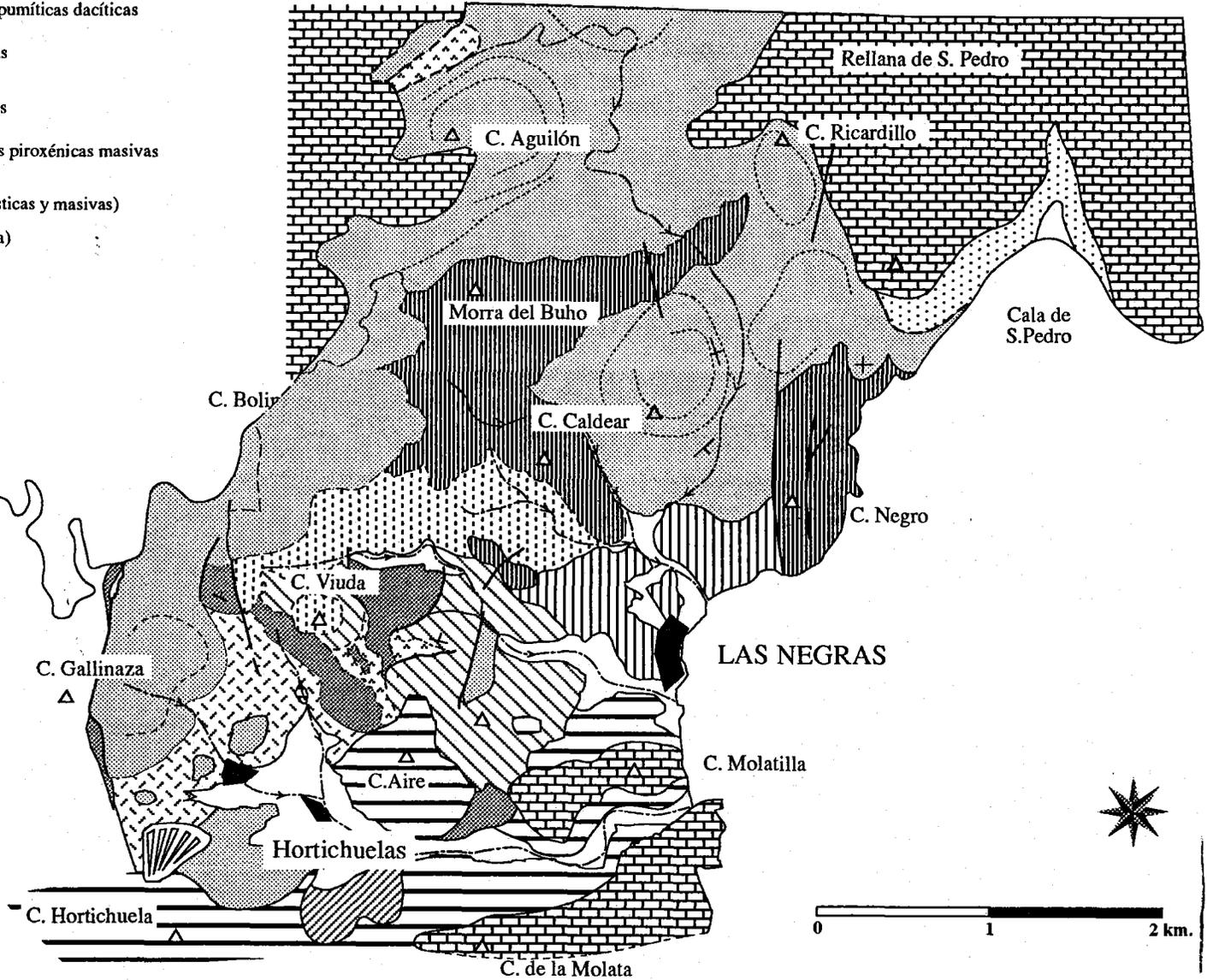
-  Sedimentos arrecifales messinienses
-  Rocas dacíticas del Complejo de Rdalquilar

- NEG-4  Formación de PLOMO. Coladas piroclásticas pumíticas dacíticas
-  Domos y brechas de domo dacíticas anfibólicas
- NEG-3  Andesitas piroxénicas: brechas y rocas masivas
-  Brechas polimícticas (debris flows) y andesitas piroxénicas masivas
- NEG-2  Brechas dacíticas con cummingtonita (piroclásticas y masivas)
-  Megabrechas dacíticas (depósitos de avalancha)
-  Ignimbrita riolítica
- NEG-1  Brechas de andesitas piroxénicas
-  Ignimbritas riolíticas

 Límites aproximados de domos masivos

 arroyo

 vértice montañés



cuarzo y biotita. La proporción de líticos es muy variable. Se pueden reconocer varias unidades de flujo por la proporción de estos líticos, así como por la intercalación de algunos niveles de surge laminares y poco desarrollados; aparecen además algunas intercalaciones de capas de calcarenitas bioclásticas masivas. En el tercio superior de esta unidad hay un aumento progresivo de la proporción de fragmentos líticos de andesitas piroxénica, y por fin se pasa gradualmente a una brecha lítica de andesitas piroxénicas, en la que la matriz es aún rica en fragmentos de pómez y cristales de cuarzo y biotita. Aparentemente no hay una discontinuidad entre el proceso eruptivo que dió lugar a las ignimbritas riolíticas y las brechas líticas de andesitas piroxénicas; se trataría por tanto de una unidad eruptiva composicionalmente zonada, en la que, como en muchos otros casos reconocidos en otros lugares (Bibliografía..... Hildreth), la disposición superior de los materiales más básicos refleja su posición inferior en la cámara magmática.

Las **brechas de andesitas piroxénicas** presentan un cierto grado de estratificación, definido por variaciones de color que señalan la proporción de pómez. Al menos tres unidades son así fácilmente diferenciables en el campo en el área del Cerro de la Viuda.

Petrográficamente se trata de andesitas piroxénicas y andesitas basálticas formadas por fenocristales de plagioclasa, orto y clinopiroxeno en una matriz microlítica y a veces algo vesicular. En algunas láminas se ha encontrado restos de olivino.

UNIDAD NEG-2 (CERRO VIUDA)

IGNIMBRITA RIOLITICA BLANCA : Es una unidad de colada piroclástica formada por fragmentos de pómez blanco, de composición riolítica con biotita, muy similar a la de la unidad NEG-1 inferior. Geométricamente aparece como una unidad canalizada (valley-ponded), de unos 20-30 m. de potencia máxima, que se apoya sobre las andesitas piroxénicas descritas en el párrafo anterior; sólo muy localizadamente se ha encontrado un nivel sedimentario poco importante entre ambas.

BRECHAS DACITICAS : El paso de las ignimbritas a esta unidad es bastante neto, e implica un cambio muy repentino del mecanismo eruptivo. Agruparemos en esta unidad un conjunto heterogéneo de brechas de litología dacítica y de facies volcánica variable; en lugares de buenos afloramientos se ha reconocido la presencia de varias facies diferentes, pero es difícil

su representación cartográfica dado el alto grado de similitud de aspecto en el campo. La mayor parte de este conjunto son una brechas muy caótica, con fragmentos líticos de hasta varios metros de tamaño y sin estructuración alguna, en las cuales es posible reconocer dos tipos de zonas diferentes, que guardan bastante semejanza con las "matrix facies" y "block facies" de los depósitos de avalancha (Siebert, 1984). En las BLOCK FACIES encontramos una brecha lítica caótica típica, formada por cantos de tamaños muy diversos, alta angulosidad y una cierta proporción de matriz de grano fino; en la MATRIX FACIES, en cambio, la cantidad de matriz fina es prácticamente nula, y en realidad se trata de "megabloques", de decenas de metros de tamaño y de composición homogénea, internamente fracturados pero en los que aún encajan visualmente unos fragmentos con otros. Estas características son típicas de los depósitos de avalanchas, y en particular la presencia de "megabloques" lo distingue de otros depósitos en principio parecidos como los lahares.

COLADAS PIROCLASTICAS LITICAS (brechas líticas dacíticas con cummingtonita)

Aunque a veces son difíciles de distinguir en el campo de las brechas anteriores, difieren de aquellas en varios aspectos muy significativos en cuanto a su génesis. Por un lado, existe una homogeneidad de composición entre todos los fragmentos presentes, y de éstos con la matriz; por otro lado, éstos fragmentos se presentan como fragmentos juveniles, en algunos puntos bastante vesiculares, sin trazas importantes de alteraciones, y mayor grado de redondeamiento que los pertenecientes a la unidad descrita anteriormente; el tamaño máximo de fragmentos es así mismo menor (ML: 50 cm); aunque tampoco se trata propiamente de una brecha "matrix-supported", la proporción de matriz es mayor. Los dos aspectos más destacables son la intercalación de niveles de indudable origen piroclástico ("surges" con estructuras laminares), y la presencia de chimeneas de degasificación, que apunta claramente a un emplazamiento como coladas piroclásticas ricas en líticos ("lithic-and-ash pyroclastic flows" en la clasificación de Smith y Roobol, 1982).

Petrográficamente se trata de dacitas anfibólicas, compuestas por fenocristales de:

plagioclasa-hornblenda-biotita-cummingtonita-ortopiroxeno-cuarzo

en una matriz vítrea. La presencia de cummingtonita es precisamente uno de sus rasgos composicionales más característicos.

UNIDAD NEG-3 ANDESITAS PIROXENICAS (BRECHA NEGRA)

Esta unidad constituye uno de los elementos paisajísticos típicos de esta zona, y precisamente al color muy oscuro de estas andesitas se debe el nombre de la localidad de Las Negras. Esta unidad aflora esencialmente en el Cerro Negro, Caldear y Morra de Buho (o

Bujo). Sanchez Cela (1968a) los denominó "conglomerados piroxénicos", y Bordet (1985) los incluye, junto con las andesitas piroxénicas de NEG-1 bajo la denominación común de "Brecha Negra", no reconociendo que en realidad se trata de unidades diferentes.

Está constituida en su mayor volumen por brechas líticas de andesitas piroxénicas, además de por algunos diques que alimentaron a estas brechas. Estas brechas están relativamente bien estratificadas y sus fragmentos son algo escoriáceos, moderadamente vesiculares y muy heterométricos. La proporción de matriz es muy variable y puede llegar a estar ausente.

Esta unidad se interpreta como una facies "near-vent", procedente de erupciones moderadamente explosivas de lavas andesíticas, de caracteres muy similares al caso de las andesitas basálticas de los Frailes (FR-2).

UNIDAD NEG -4 LAVAS: DOMOS Y BRECHAS DE DOMO

Es una fase esencialmente extrusiva, compuesta por un grupo de domos y autobrechas, formados por dacitas anfibólicas. Constituyen buena parte de los relieves más elevados al O y NO de Las Negras (Bolinas, Agüillas, Ricardillo, Aguilón, Calar, Gallinaza- Artichuela, además de algunos diques también repartidos en un área más o menos extensa. Pueden considerarse la finalización de los eventos eruptivos en esta zona de CG.

Aunque los agrupamos dentro de una misma unidad, estos materiales resultaron de varios procesos eruptivos no simultáneos; la diferencia de tiempo, no obstante, no debió ser importante dada la ausencia de niveles sedimentarios o paleosuelos bien desarrollados en los contactos entre diferentes unidades eruptivas.

En la mayor parte de los casos se trata de domos extrusivos, además de algunos diques, que formaron un campo de domos alineados según directrices aproximadas N30E. Los ejemplos más destacados son:

- el domo del cerro Bolinas es uno de los casos de cuerpos con geometría de domo en mesa o fortaleza. Otros domos al N de Las Negras son más bien domos efluyentes, habiendo emitido algunas coladas de corto recorrido.

- los domos del cerro de Agüillas, Ricardillo y Gallinaza presentan geometría típica de cumulodomo, con bordes caracterizados por laminaciones de fluo muy prominentes, contorno rodeado por un caparazón de autobrechas, y varias fases de expansión del domo señaladas por la presencia de niveles de brechas dentro de la roca masiva.

Desde un punto de vista petrográfico, el denominador común de este grupo es que se

trata de rocas dacíticas, siempre con un grado importante de alteración, caracterizadas por la presencia de fenocristales de hornblenda de tamaño relativamente grande, junto a plagioclasas, cuarzo, y en ocasiones biotita o piroxenos, en una matriz originalmente vítrea.

LAVAS Y BRECHAS SUPERIORES (con cummingtonita)

Las autobrechas que constituyen el caparazón del domo de Cerro Bolinas es recubierto por un nivel de unos 25-30 m. de potencia, de brechas de dacitas anfibólicas con cummingtonita, petrográficamente muy parecido a las mencionadas anteriormente, y sin signos de alteraciones; se trata de brechas muy heterométricas formadas por procesos de colapso de domo; asociadas a ellas aparece algunos nivelitos de "surges" laminados, lo que unido al carácter medianamente vesicular de los fragmentos de las brechas señala una componente de participación explosiva en la erupción de estos materiales.

Rocas de esta litología y facies aparecen más al NO, en las proximidades de Fernán Pérez. También debió formar parte de este grupo el gran domo que forma el actual cerro de La Higuera, que aparece en el extremo norte de la alineación volcánica, bajo los arrecifes coralinos del Messiniense (Fig.8.1)

FORMACION DEL PLOMO (IGNIMBRITAS DEL PLOMO)

Esta unidad aparece en una extensión relativamente grande, desde la cala de S. Pedro hasta Agua Amarga (Fig.8.3), aflorando sobre todo en la Rambla del Plomo, donde Sanchez Cela (1968a) la denomina "tobas poligénicas". La base solamente se puede observar en el área de San Pedro, al N de Las Negras. La potencia debe ser superior a los 100 m. En muchos puntos las rocas de esta unidad han sido bentonitizados, y son muy numerosas las explotaciones de bentonitas en materiales de esta unidad, incluyendo las mayores de Cabo de Gata (Los Trancos, Pozo Usero).

Se compone de una única unidad de enfriamiento de colada piroclástica pumítica, empobrecida en finos, y formada por fragmentos de pómez dacítico anfibólico (MP 20-25 cm), de coloración blanca-grisácea, junto a fragmentos más densos de dacita anfibólica y fragmentos muy oscuros de andesitas basálticas (ML 30-40 cm.). Estos fragmentos tienden a acumularse, como es habitual en las coladas pumíticas, en lentejones o "enjambres". La proporción de la fracción fina es pequeña, y se compone fundamentalmente de fragmentos de cristales y en menor cantidad esquirlas de vidrio. Son abundantes las chimeneas de degasificación.

Se pueden reconocer además algunos niveles de "surge" intercalados, junto a canales de "scour" y otros indicios de la participación de corrientes tractivas turbulentas en la génesis de

esta unidad.

Una sección típica de esta unidad se puede encontrar en la carretera a Agua Amarga.

Al microscopio los fragmentos de pómez de esta unidad contienen plagioclasa, hornblenda, cuarzo y biotita en una matriz vítrea vesicular; en algunas láminas aparecen además piroxeno y cummingtonita.

9. CARBONERAS

El único trabajo previo sobre las rocas volcánicas de la zona de Carboneras es el de Coello y Castañón (1965), además del trabajo global de Bordet (1985). Sobre aspectos más puntuales de las rocas y cronología de este sector están los trabajos de Bordet et al (1982) y Serrano y González Donoso (1989).

BASAMENTO

El contacto entre las rocas volcánicas y el basamento bético es generalmente por medio de la falla de Carboneras. En esta zona el basamento está compuesto por esquistos, filitas y gneisses alpujárrides y nevado-filábrides.

Serrano (1988) estudia los niveles sedimentarios que aparecen en la base de la secuencia volcánica, y que están formados por margas verdes pelágicas del Burdigaliense superior y Langhiense, que aparecen en varios puntos a lo largo de la falla de Carboneras.

ROCAS MASIVAS INFERIORES. UNIDAD DE MALCO. CB-1

Esta unidad está compuesta por materiales lávicos y autobrechas. Petrográficamente se trata de andesitas piroxénicas o piroxénico-anfibólicas. Los ejemplos más representativos se pueden reconocer en la playa del Algarrobico y carretera Mojácar-Carboneras, y en el collado de Algarrobico y Solana del Ramé – domo de Malco" de Bordet, (1985). Su disposición coincide pues en cierta medida con la señalada por Bordet (1985) para su grupo A en la zona de Carboneras.

Los afloramientos en la zona de la playa del Algarrobico son andesitas piroxénicas, sin fenocristales de hornblenda. Se ha analizado una muestra de este punto (muestra 38-6)

Un pequeño afloramiento de rocas (autobrechas) que tentativamente asociamos a esta unidad se encuentra al sur de la población del Llano de Don Antonio. En este caso se trata de una andesita piroxénica con algunos cristales de hornblenda con bordes opacíticos. De este punto provienen las rocas analizadas 40-4 y 40-5, cuya composición es muy similar a la 38-6 antes citada.

. UNIDAD DE SANTO (MEGABRECHA) (CB-2)

La mejor representación de esta unidad se puede encontrar a lo largo de la carretera Mojácar-Carboneras, o a lo largo de la costa hasta la Punta del Santo, aunque esta formación se extiende bastante hacia el oeste (proximidades del Saltador)

En este conjunto agrupamos un grupo heterogéneo de materiales, de aspecto muy variado, y con límites mal definidos entre los diferentes facies.

La base de la formación es una unidad de "pumice-flow" de colores claros (ocres-blancos), muy rica en fragmentos líticos de rocas metamórficas y rocas hidrotermalizadas de origen impreciso. Los fragmentos de pómez están muy soldados y localmente muy aplastados, formando "fiamme". Esta unidad, de potencias generalmente inferiores a 10 m., se apoya discordantemente, en áreas próximas a la falla de Carboneras, sobre limos ocres del Mioceno medio. Más al sur, en la zona de el Algarrobo, se apoya, aunque con contactos muy afectados por la tectónica, sobre las andesitas masivas o autobréchicas descritas en la sección anterior.

Asociados a esta unidad aparecen niveles de "surge", con fragmentos de tamaño arena fina o gruesa, con abundantes laminaciones horizontales, cruzadas y ripples. Estos niveles de "surges" pueden ser bastante potentes en algunos puntos (15-20 m.).

El mayor volumen del conjunto lo constituye una unidad formada por una matriz rica en pómez dacítico-anfibólico, heterométrico y muy soldado, de manera que en muchos puntos tiene apariencia de roca masiva, englobando también abundantes bloques de otras litologías, de las que destacan algunos bloques de obsidiana negra, también dacítica-anfibólica, de contornos muy lobulados. Interpretamos pues esta unidad como una colada piroclástica pumítica de alta temperatura, en la que los fragmentos vítreos oscuros representan las porciones de material juvenil menos vesicular.

Una sección típica de esta unidad se puede encontrar a lo largo de la costa bajo el Cerro de Arrapar, y se muestra en la Figura 9.1.

Al sur del Llano de Don Antonio, esta unidad está representada por un delgado nivel de colada piroclástica pumítica muy laminada, verdosa y rica en cristales. Otro pequeño afloramiento se encuentra en la salida de Carboneras hacia el sur.

Petrográficamente se trata de andesitas anfibólicas, caracterizadas por fenocristales de plagioclasa y anfíbol de tamaño pequeño en una matriz vítrea (recristalizada en los fragmentos de obsidiana); la proporción de cristales no es muy alta (~25%); en algunas muestras hay además ortopiroxeno.

CAMPO DE DOMOS DE CARBONERAS CB- 3

Constituye una gran extensión entre la rambla de Carboneras y el área próxima a Pozo Usero, unos 10 km al SO. Entre esa unidad y la anterior se encuentran en algunos puntos un nivel epiclástico formado por fragmentos redondeados y heterométricos de rocas volcánicas englobados en una matriz rojiza (oxidada) limosa (debris-flows?). Esta unidad está formada predominantemente por brechas de domo carentes de estructuración alguna, y algunos domos compuestos por rocas masivas. El tránsito rocas masivas-brechas es gradual, lo que prueba el origen autoclástico de estas brechas. Litológicamente las rocas son unas andesitas ácidas-dacitas caracterizadas por la abundancia de grandes fenocristales de hornblenda, de incluso algunos centímetros de tamaño, y con orientaciones fluidales. Al microscopio se presentan como rocas porfídicas de matriz vítrea o microcristalina, con una alta proporción de fenocristales de plagioclasa, grandes anfíboles sin signos de reabsorción, piroxenos, algo de cuarzo y ocasionalmente biotita.

Las autobrechas son de coloraciones ocres o grisáceas. a veces rojizas en superficie. Alcanzan potencias de más de 100 m. Los domos masivos presentan coloraciones más verdosas, suelen estar algo más alterados y presentan foliaciones de flujo y disyunciones columnares.

En la zona del río Alías (área de Islica-Alvarico), este conjunto está muy afectado por alteraciones hidrotermales, que llegan a destruir por completo sus caracteres petrográficos originales e incluso dan lugar a algunas mineralizaciones de interés económico (piritas, mina del Palaín o Palañ). Fuera de esta zona, es muy común que estas rocas presenten signos de alteraciones en mayor o menor grado: desvitrificaciones, oxidaciones, sulfataciones, etc.; los piroxenos y los feldespatos son en general los fenocristales más afectados por alteraciones.

LA BRECHA ROJA

Bordet et al. (1982) describen bajo este nombre unos materiales, de coloración roja muy intensa y distintiva en el campo, caracterizados por estar compuestos por una mezcla de roca volcánica brechificada y sedimentos marinos ricos en fósiles. Bordet et al. (1982) interpretan este conjunto, que aparece en Carboneras y la Serrata de Níjar, como un olistostroma de material volcánico durante cuyo emplazamiento hubo formación de diques neptúnicos que rellenaron las grietas en la roca volcánica, y posteriormente una mezcla más

intensa de lodos sedimentarios y fragmentos volcánicos.

EDADES

De los trabajos de Bellon (1976) y Bellon et al. (1983) se dispone de algunas dataciones radiométricas K–Ar de las rocas volcánicas del sector de Carboneras. Hemos intentado asociar las muestras datadas con las unidades volcánicas reconocidas en este trabajo, en base a las breves descripciones y la situación de las muestras señaladas en los trabajos mencionados. De ello puede establecerse la siguiente tabla de edades:

| | | |
|---------------|------------------------|--|
| U. Malco | <u>R. Granadilla</u> | 15.5 – 12.2 (!) (langhiense-serravaliense) |
| U. Santo | <u>Torre del Peñon</u> | 10.7 – 10.85 (tortoniense) |
| U. Carboneras | <u>R. Carboneras</u> | 10.4 |

De acuerdo con ésto, y a falta de datos más detallados, la unidad de Malco es esencialmente de edad langhiense-serravaliense, mientras que el resto de los materiales volcánicos son tortonienses. Estas asignaciones por supuesto han de tomarse con mucha reserva.

AREA TRANSICIONAL A CARBONERAS

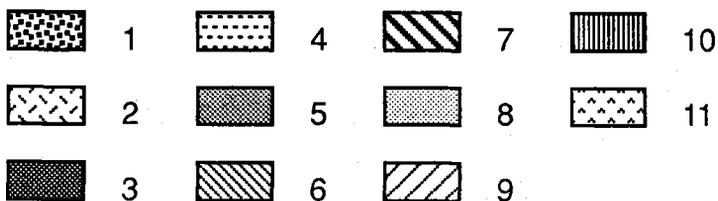
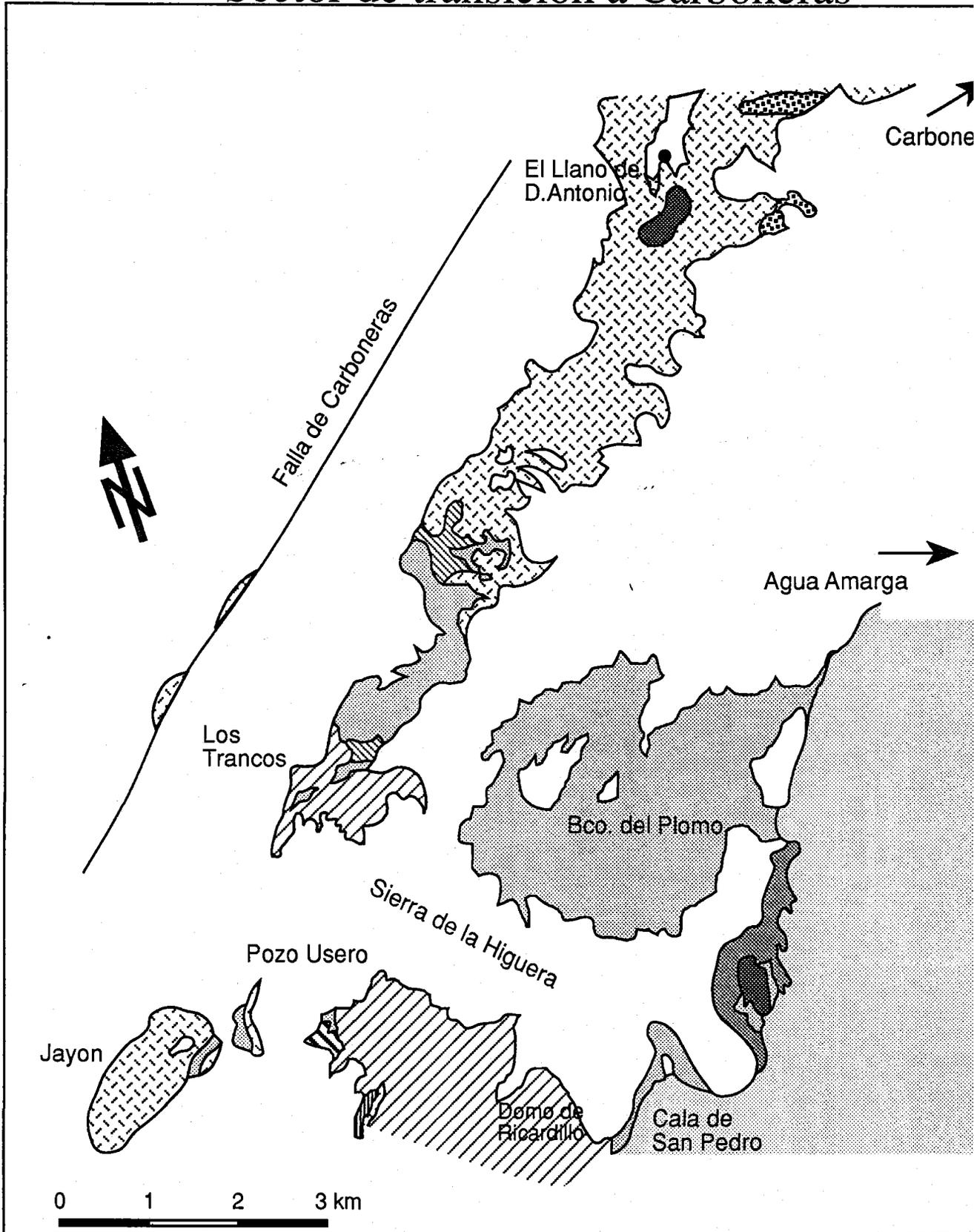
En el área intermedia entre la alineación de arrecifes messinienses al N de Las Negras y la zona de Carboneras se pueden distinguir los siguientes elementos volcánicos esencialmente (fig. 8.3):

- una unidad de coladas piroclásticas pumíticas, ricas en fragmentos líticos (FM. PLOMO, ver capítulo 8)
- unos niveles de surges y brechas poligénicas, originadas por procesos de debris-flows (¿lahares?), situados sobre esas coladas piroclásticas
- por encima se sitúan diversos edificios domáticos más o menos dispersos (Unidad de CARBONERAS (CB-3) y otros).

Tanto los domos y brechas de la unidad de Carboneras (CB-3), como formación de coladas piroclásticas pumíceas del Plomo han sido descritas en párrafos anteriores. Incidiremos

Sierra del Cabo de Gata

Sector de transición a Carboneras



aquí en otros elementos volcánicos que no aparecen o no son correlacionables con los que se han descrito en otras zonas.

DOMOS DACITICOS-ANDESITICOS ANFIBOLICOS

Se trata de edificios extrusivos, compuestos por autobrechas y restos de cuerpos masivos, que cortan y parcialmente cubren a las coladas piroclásticas del Plomo. Su aspecto micro y macroscópico es muy característico, puesto que se trata de andesitas o dacitas, de colores rojizos por alteración, con la peculiaridad de contener abundantes fenocristales de hornblenda de gran tamaño (hasta 4 o 5 cm.). Hacia el norte forma la Unidad (o Formación de Carboneras). Otros edificios son el domo de Jayón y el de Pozo Usero (sobre las canteras de bentonita de Los Trancos y Pozo Usero), que formaron altos sobre los que se instalaron los arrecifes coralinos del messiniense.

Estos mismos materiales aparecen en algunos pequeños afloramientos situados a lo largo de la falla de Carboneras (e.g. Majada del Curica – Bordet, 1985 – y cortijada del Argamasón).

Es la alteración submarina la que confiere el color rojizo a estas rocas, que suelen estar atravesadas o percoladas por filoncillos de material sedimentario, de modo semejante a lo que se describirá más adelante para la llamada "Brecha Roja de Carboneras" (Bordet et al., 1982).

VITROFIDOS de SAN PEDRO-PLOMO

Esta unidad constituye un pequeño edificio volcánico, de hasta unos 200 m. de potencia, que aparece bajo los arrecifes messinienses de la Rellana de San Pedro, biseccionado por la línea de costa.

Volcanológicamente se trata de un edificio domático que intruye en las coladas piroclásticas de la Fm. Plomo, y del que se reconocen varios domos o conductos de alimentación lávicos, que pasan gradualmente a un potente conjunto de brechas de domo típicas, que los rodean por completo. La extrusión del domo ha provocado la deformación de los materiales atravesados y el pinzamiento de porciones de ellos en los materiales emitidos. Esto explica la presencia de algunos fragmentos de las tobas de la Fm. Plomo y de rocas sedimentarias tortonienses en el seno de esta formación (Sanchez Cela, 1968a; Bordet, 1985).

Petrográficamente se trata de unas andesitas muy vítreas (vitrófidos de Sanchez Cela, 1968a), con algunos fenocristales de pequeño tamaño de plagioclasa y anfíbol, y muy raramente algunos cristales de piroxeno.

MESA ROLDAN

Al igual que el caso anterior, el edificio de Mesa Roldán se ajusta también a un modelo clásico de domo extrusivo rodeado de caparazón o superficie de autobrechas. Este es un edificio aislado, que debió constituir una isla o alto relieve en su periodo de formación (Tortoniense Superior -8.7 M.A.- Bellon et al., 1983), sobre el que posteriormente (al igual que en el caso de los vitrófidios del punto anterior) se instalaron los arrecifes coralinos típicos del Messiniense en esta cuenca.

Estas rocas han sido estudiadas en profundidad por Fúster et al. (1968). Son andesitas piroxénicas, muy porfídicas, con fenocristales de plagioclasa, orto y clinopiroxeno, en una matriz hialopílica a pilotáxica compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxenos y opacos.

En las andesitas piroxénicas de Mesa Roldán se pueden encontrar enclaves de rocas metamórficas (cuarcitas, areniscas y gneises) de pequeño tamaño y con efectos térmicos bien desarrollados (Fúster et al., 1967). En este trabajo no se han encontrado dichos enclaves en este punto; en cambio sí que aparecen enclaves, de varios centímetros de tamaño, ricos en piroxenos y plagioclasa, casi holocristalinos, muy semejantes a los enclaves de Caliguera.

Dentro del edificio de Mesa Roldán se pueden distinguir las siguientes facies:

- rocas masivas y autobrechas
- rocas piroclásticas finas ("surges"): son depósitos de surge muy groseros, especialmente abundantes en el camino de bajada a la playa de Los Muertos, donde llegan a alcanzar una potencia de unos 10-15 m.; están constituidos por fragmentos líticos (ML: 2-3 cm), angulosos y poco vesiculares, y sin pómez; las estructuras dominantes son algunas estratificaciones cruzadas y sobre todo laminaciones horizontales.
- conglomerados: diferenciables claramente de las autobrechas que constituyen el grueso del edificio, en base a un mayor grado de redondeamiento y clasificación de los cantos, mejor estratificación y superficies erosivas en el contacto brecha-conglomerado. Se sitúan recubriendo el conjunto de brechas de domo, y se pueden observar por ejemplo en la playa de los Muertos. Interpretamos estas rocas como remobilizados epiclásticos de las rocas que forman el edificio.

La formación de este edificio se realizó probablemente en un medio marino, durante el

Volcanismo de Cabo de Gata

tortoniense superior, formando un alto fondo sobre la cuenca de Almería, en el que se instalaron posteriormente los arrecifes coralinos que lo coronan. En base el tipo de facies presentes, la actividad eruptiva que los formó fue de tipo extrusivo, con una participación explosiva limitada a la formación de los niveles piroclásticos finos en procesos de fragmentación hidromagmáticos por interacción agua marina-lava, y posterior depósito a partir de flujos turbulentos. La alteración de las brechas de domo y la formación de los conglomerados corresponden al desmantelamiento del edificio entre la erupción y la instalación de los arrecifes.

10. SERRATA DE NIJAR

10.1 BASAMENTO

Las rocas que constituyen el sustrato bético de las rocas volcánicas aparecen en varios puntos de la Serrata de Níjar, especialmente en su mitad norte. Los afloramientos más importantes se encuentran en la zona de Las Rosas, proximidades del cerro de Las Bichas, y más al sur en el cerro Tostana; algunos pequeños afloramientos pueden también encontrarse en las canteras de Archidona.

Se reconocen diferentes litologías asimilables a los diferentes complejos béticos. En las Rosas aflora un pequeño tramo de filitas violáceas y rocas dolomíticas oscuras, correspondiente al permotrias del **Complejo Alpujárride**.

Sobre él se dispone un conjunto mejor representado (<50 m.) de limos y areniscas rojas, con algunos niveles carbonatados ocre y también algunos conglomerados; este nivel es atribuible al permotrias del **Complejo Maláguide**. Sobre las arenisca y lutitas rojas aparece un paquete carbonatado de coloración clara y más de 150 m. de potencia. Dentro de este paquete, se distingue una parte dolomítica de edad supuestamente triásica, y otra parte de edad jurásica (Leal et al., 1971) en la que se han descrito facies oolíticas, brechoides y biomicríticas cuya fauna señala una edad Kimmeridgense-Tithónico. En algunos puntos, como el cerro Tostana, esta paquete carbonatado contiene mineralizaciones de hierro.

En general, los contactos entre los materiales del basamento y las rocas volcánicas son tectónicos tardíos.

Los materiales sedimentarios neógenos anteriores a las rocas volcánicas aparecen en algunos pequeños puntos en las proximidades de las canteras de Archidona, siempre muy tectonizados y sin que se pueda reconocer el contacto con el sustrato o las rocas volcánicas; se componen de limos verdosos que Bordet (1985) asignan al Langhiense en base a su comparación con los niveles datados con microfauna pelágica en la zona de Carboneras. Junto a estas margas aparecen, según Bordet (1985) rocas basálticas que señalan, según Bellon et al (1983), una edad de 15,15 m.a. (langhiense).

10.2 MATERIALES VOLCANICOS

Reconstruir con detalle la estratigrafía de las volcanitas de la Serrata de Níjar es bastante complicado a causa sobre todo del intensísimo grado de fracturación presente en esta pequeña alineación. Otra causa de complicación es la abundancia de inyecciones de material bentonítico formado por alteración de material volcánico vítreo. No obstante, es posible diferenciar en la Serrata dos zonas con productos volcánicos muy diferentes:

- aproximadamente en la mitad norte hay casi exclusivamente brechas y rocas masivas de dacitas y andesitas anfibólicas.
- en la mitad sur, en cambio, hay un mucho mayor desarrollo de ignimbritas (coladas piroclásticas), además de otros tipos de brechas.

MITAD SUR

Dentro de esta zona pueden reconocerse la siguientes litologías:

ROCAS IGNIMBRITICAS CLARAS

El carácter ignimbrítico de gran parte de los materiales que constituyen el sector meridional de la Serrata no ha sido reconocido en publicaciones anteriores (e.g. Bordet et al., 1985) - en la hoja correspondiente del IGME aparecen incluidos bajo el epígrafe de "tobas poligénicas".

Se trata en realidad una unidad compuesta por múltiples unidades de flujo cuyos límites no son fácilmente precisables a causa de la intensidad de perturbación tectónica que afecta a toda la Serrata. La potencia visible del conjunto puede superar los 200 m.

Los cortes más característicos se pueden estudiar en las canteras de Archidona y Pecho de los Cristos, donde la alteración de estas rocas a bentonitas es explotada comercialmente, y en el corte a lo largo del llamado Collado de Naja. Se trata de un conjunto de coladas piroclásticas de colores claros u ocres, con signos de soldadura y aplastamiento muy manifiestos en algunos puntos. Son abundantes las chimeneas de degasificación. La proporción y tipología de los fragmentos líticos es muy variable según los puntos. En algunos casos llegan a concentrarse formando niveles de brechas líticas dentro de las ignimbritas Dentro

de estos fragmentos líticos se pueden encontrar:

- dacitas y riodacitas anfibólicas
- andesitas piroxénicas
- cantos holocristalinos ("granófidos")
- rocas del basamento (dolomías, pizarras, filitas, etc.)

En cuanto a la litología de los fragmentos de pómez, predominan las riodacitas y riolitas con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, con cantidades menores de hornblenda. En otros puntos la proporción de hornblenda es mayor, y por fin, se puede reconocer un grupo con predominio (además de cuarzo y plagioclasa) de los fenocristales de hornblenda, además de una cantidad menor de piroxenos y apenas biotita – en una muestra se ha encontrado además algunos cristales de cummingtonita.

Dentro de estas ignimbritas se han encontrado fragmentos de rocas holocristalinas de grano medio, que al microscopio presentan textura granofídica. Estos fragmentos, de tamaños normalmente inferiores a 20 cm, se componen de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico y biotitas muy férricas, a veces hornblenda.

ROCAS VITREAS (RIODACITAS)

En las canteras de Archidona, interestratificadas con las ignimbritas descritas en el párrafo anterior, una roca de aspecto masivo o brechoide y con una textura perlítica muy desarrollada que las hace muy deleznable. A techo y muro están brechificadas. La potencia total es de unos 15–20 m.

En algunos puntos presentan texturas algo vesiculares. Se trata de rocas de composición riolítica (riodacítica), compuestas por una muy alta proporción de matriz vítrea y muy escasos microcristales de plagioclasa.

ANDESITAS ANFIBOLICAS

Aparecen como pequeños jirones pizados entre fallas y están formadas por autobrechas de andesitas caracterizadas por la presencia de grandes fenocristales de hornblenda, además de plagioclasa y ortopiroxeno, en una matriz vítrea. La similitud con las andesitas de grandes anfíboles de Carboneras o de Pozo Usero es muy grande.

BRECHA POLIMICTICA

Estas rocas aparecen a techo de las ignimbritas. Se componen de una altísima proporción de fragmentos líticos de diferente naturaleza:

- andesitas piroxénicas de color negro, bastante abundantes
- andesitas y dacitas anfibólicas, a veces muy alteradas
- rocas del basamento (carbonatos y metapelitas)
- fragmentos de pómez, poco abundantes.

Se puede encontrar en algunos puntos un nivel de "surge" arenoso en la base de esta unidad, en contacto con las ignimbritas. La morfología de esta unidad, la presencia de pómez juvenil y su asociación a depósitos de "surge" sugieren para este nivel un origen a partir de coladas piroclásticas, constituyendo un nivel de "brechas líticas coignimbríticas" semejante a los descritos anteriormente en otras series.

Los fragmentos de andesitas piroxénicas, muy oscuros, son bastante abundantes y merecen una descripción aparte puesto que no habían sido mencionados en la literatura. Algunos de estos fragmentos, de diferentes localidades, han sido analizados (Apéndice 2). Se trata de andesitas piroxénicas y andesitas basálticas, muy oscuras, compuestas por plagioclasas, orto- y clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti, en matrices microlíticas de plagioclasas y piroxenos.

MITAD NORTE

ANDESITAS ANFIBOLICAS

A diferencia de la parte sur, aquí no apartecen niveles de ignimbritas pumíceas, y preomina en cambio un conjunto muy monótono de andesitas anibólicas, que se presentan como brechas esencialmente de tipo autoclástico, y rocas masivas, que se apoyan directamente sobre los materiales del basamento metamórfico. Estas andesitas son a su vez cubiertas por los materiales de la "brecha roja".

Al microscopio esta rocas se presentan como rocas porfídicas con fenocristales de plagioclasa, hornblenda con intensos signos de reabsorción (opacitización y reemplazamiento por piroxenos), ortopiroxenos y opacos, en una matriz microcristalina en la que los elementos más característicos son los abundantes cristales subhédricos de augita que aparecen en la mayoría de las muestras tomadas; por sus caracteres petrográficos se asemejan mucho a las rocas de la unidad NEG-4 en la zona de las Negras.

"BRECHA ROJA "

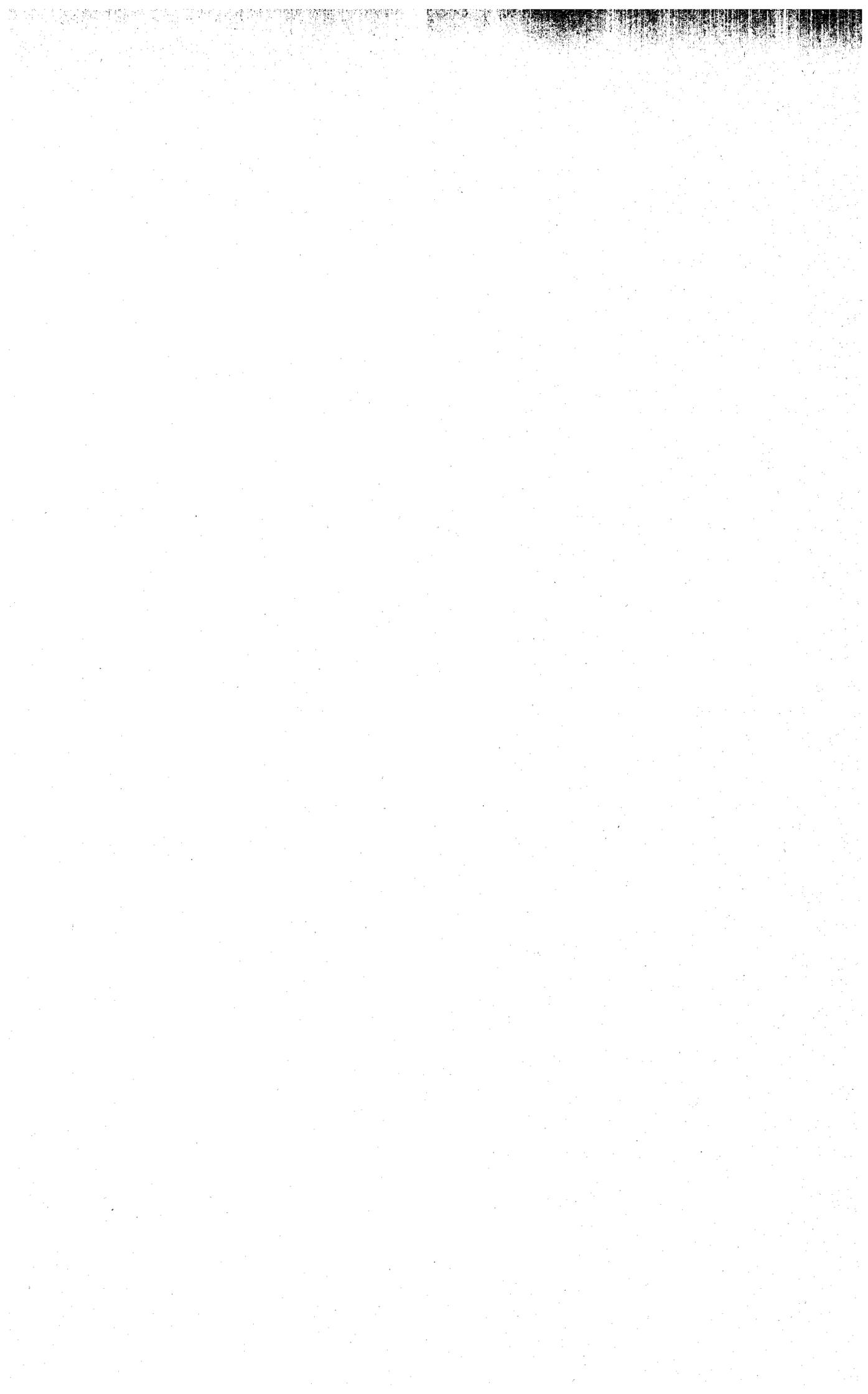
Presenta caracteres muy similares a la "brecha roja de Carboneras", tanto macro como microscópicamente, y de hecho Bordet et al (1982) las consideran como una misma unidad. Este nivel cubre como una tabla los materiales volcánicos a lo largo de toda la Serrata, y puede alcanzar una potencia de más de 100 m.

10.3 EDADES

De las rocas volcánicas de la Serrata se dispone de pocos datos geocronológicos (Bellon, 1976; Bellon et al., 1983).

Los fragmentos de "granófidos" que aparecen incluidos en ignimbritas señalan edades de 14 y 18 m.a.

De las rocas volcánicas solamente se cita una datación de 9.35 m.a. para unas rocas de la cantera de Archidona sin determinar, y otra de 15.15 para un basalto. Estos valores no proporcionan mucha determinación de la cronología de las litologías diferenciadas en este trabajo.



J.M. Fernández Soler

TERCERA PARTE

ESTUDIO PETROLOGICO

11. PETROGRAFIA

11.1 ANDESITAS BASALTICAS Y PIROXENICAS

Como se ha argumentado previamente, no se han analizado rocas que por su composición química sean plenamente basaltos. Aquellas con composiciones próximas al límite andesita basáltica – basalto son, en este trabajo, denominadas simplemente andesitas basálticas. Lamentablemente algunos fragmentos que muestran unos contenidos mayores en piroxenos y restos de posibles olivinos, y un tipo de vidrio muy oscuro, encontradas como fragmentos en la colada piroclástica del Plomo y en la Serrata no han sido aún analizados.

Las diferencias entre andesitas basálticas y piroxénicas es química pero ambos grupos son similares petrográficamente. Son rocas oscuras, generalmente poco alteradas, con texturas porfídicas y variables grados de vesicularidad, en las que se reconocen a simple vista cristales de plagioclasa y piroxenos de hasta 1-2 mm.

Al microscopio se muestran como rocas porfídicas seriadas, con fenocristales (hasta ~50% de la roca) de plagioclasa, piroxenos y opacos.

Las plagioclasas son los cristales más abundantes (hasta >30% de la roca) y varían desde microlitos en la matriz hasta fenocristales de 1-3 mm (más comúnmente ~0.3 mm). Pueden ser cristales euhédricos y sin inclusiones, con maclados y zonaciones oscilatorias intensas, o bien plagioclasas cribosas ("sieve"), claramente desequilibradas, con gran cantidad de inclusiones de vidrio, que siguen la zonación del cristal huésped o aparece de manera desordenada. Ambas suelen aparecer conjuntamente. Estas plagioclasas puede tener contornos euhédricos o bien estar rodeadas de una zona externa euhédrica y sin inclusiones. También suelen aparecer otras con núcleos límpidos y bordes cribosos. En otros casos las inclusiones son de mayor tamaño. Todos los tipos pueden tener inclusiones de piroxenos y óxidos.

Las proporciones de ortopiroxeno y clinopiroxeno son una de las diferencias más remarcables entre las andesitas piroxénicas de diferentes áreas. Las del Cerro de Los Lobos, p. ej., tienen sólo ortopiroxeno (sólo se encuentran 2 o 3 cristallitos más pequeños de augita en cada lámina); en las otras aparecen en proporciones similares (~10-15% de la roca) o bien el ortopiroxeno en una mayor proporción, y por fin en otras el piroxeno está limitado a unos pocos cristales por preparación (e.g. Cerro Negro, al norte de Las Negras). Los hábitos son normalmente euhédricos o subhédricos. Se suelen encontrar recrecimientos o coronas de orto

sobre clinopiroxeno y viceversa. Los fenocristales mayores tienen numerosas inclusiones. En raros casos (e.g. Los Lobos) se ven fenocristales con sus centros reabsorbidos y rellenos de vidrio.

Magnetitas e ilmenitas aparecen como microcristales anhédricos en la matriz o en inclusiones, y en algunas áreas forma fenocristales subhédricos de pequeño tamaño (<0.1 mm).

Todos estos minerales se asocian en numerosas acumulaciones glomeroporfídicas ("crystal clots").

Accesoriamente se encuentran algunos restos subhédricos de fenocristales de hornblenda verde con bordes de reabsorción ricos en opacos (e.g. Borronar, Las Negras); en algún caso aparece biotita también con borde de reabsorción, y en otros se ven xenocristales anhedrales de cuarzo rodeados por una corona de piroxenos. En los Frailes (unidad FR-2) hay cristales de olivino parcialmente transformados a iddingsita y siempre rodeados por una corona de hiperstena; entre ambos se desarrolla un intercrecimiento simpectítico de hiperstena y magnetita.

La matriz de las andesitas piroxénicas contiene microcristales de plagioclasa, piroxenos y opacos, y va desde facies muy ricas en un vidrio oscuro, a otras hialopílticas, afieltradas y pilotáxicas, variablemente recrystalizadas y alteradas. Algunas rocas pobres en fenocristales presentan ejemplos bonitos de texturas traquíticas. Parte de las rocas de FR-2 se caracterizan texturalmente por un entramado cristalino dictitaxítico de plagioclasas y algunos piroxenos, de Ø seriado, que rodean a algunos fenocristales poikilíticos mayores, y que dejan entre sus huecos un vidrio marrón con grandes vesículas.

11.2 ANDESITAS PIROXENICAS-ANFIBOLICAS

Son rocas oscuras completamente similares a las andesitas piroxénicas salvo por la mayor proporción de fenocristales de hornblenda, que está en cantidad similar al piroxeno. El clinopiroxeno está en menor cantidad, en otras rocas no aparece y en muchos casos está restringido solamente a los "crystal clots". No es posible establecer un límite neto petrográfico entre andesitas piroxénicas y anfibólicas y también se solapan composicionalmente. La hornblenda es la típica hornblenda verde de Cabo de Gata, con o sin bordes de alteración a óxidos de Fe-Ti+piroxenos+plagioclasa, y en algunas muestras tiene una coloración algo más oscura y rojiza, aunque en esos casos parece tratarse de un efecto de alteraciones secundarias.

11.3 ANDESITAS (con anfíbol – ortopiroxeno – biotita)

Rocas grisáceas o parduzas en superficie, generalmente con tonalidades más oscuras en las porciones más silicificadas o desvitrificadas, y claras en las más hidratadas (perlíticas). Son rocas muy porfídicas, con contenidos muy variables en fenocristales y diferentes tipos de matriz. Así hay rocas con matriz microlítica, pilotáxica o hialopilitica muy semejante a la de las andesitas piroxénica, mientras que en otros casos es completamente vítrea.

La plagioclasa es el fenocristal más abundante (~50% de los fenocristales) y se presenta tanto como cristales cribosos y manteados, plagados de inclusiones de vidrio concordantes con la zonación, como otros cristales carentes por completo de inclusiones y con hábito más idiomórfico.

La hornblenda verde es el ferromagnesiano predominante, y según la localidad, puede presentar o no bordes de desestabilización, transformándose a una asociación de microcristales de óxidos de Fe-Ti, o bien a plag-opx-ox.FeTi (bordes opacíticos) que puede llegar a afectar al fenocristal completo. Las facies con matriz vítrea son las que suelen tener fenocristales idiomórficos perfectamente estables y sin borde opacítico. Son muy numerosas las inclusiones de plagioclasa, biotita, piroxenos y apatito. La hornblenda suele estar maclada y en algunos casos muy zonada ópticamente, aunque esta zonación no refleja una gran variación composicional. En algunas zonas (ej. Fm. Carboneras) alcanza grandes dimensiones (varios centímetros).

Ortopiroxeno (raramente clino) aparece en baja proporción como fenocristales subhédricos de pequeño tamaño o inclusiones en anfíbol. Puede estar ausente en algunas facies. Las biotitas también forman inclusiones o fenocristales aislados con coronas de alteración de óxidos de hierro.

La matriz, contiene microlitos (tamaños de grano seriados hasta los fenocristales) de plagioclasa idiomórfica y menos cantidad de microlitos de anfíbol, biotitas y óxidos, embebidos en un vidrio claro con microcristales de naturaleza indistinguible. La matriz está modificada por procesos de desvitrificación e hidratación, formándose texturas esferulíticas, perlíticas y felsíticas.

En algunas aparecen cristales de cuarzo muy reabsorbidos. Son muy comunes las agrupaciones glomeroporfídicas ("crystal clots").

11.4 ENCLAVES BASICOS MICROLITICOS

Se presentan como inclusiones redondeadas que van desde tamaños inferiores al centímetro hasta incluso más de 40 cm, y se incorporan a lavas y brechas andesíticas anfibólicas (con ortopiroxeno y biotita) como las de la unidad FR-1 (Cala Higuera: muestras 2-

11 del apéndice 2) o Carboneras análisis 38-16) como ejemplos más destacados. Son los "enclaves básicos trempeés" de Bordet (1985) y Vergely (1986) quienes los suponen magmas básicos incorporados (mezclados) con el magma andesítico encajante, dada su composición básica.

Son rocas porfídicas, con menos del 10-15% de fenocristales de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno o biotita (\varnothing_{max} : 1 mm.), en una matriz microlítica compuesta por un enrejado de cristales aciculares de anfíbol (0.1-0.4 mm) y plaquetas subhédricas de plagioclasa, que dejan en los huecos un vidrio pardo parcialmente descitrificados (texturas microsferulíticas), y numerosas vacuolas rellenas de minerales secundarios.

Los fenocristales de plagioclasa contienen numerosas inclusiones de vidrio (plagioclasas cribosas) y zonaciones oscilatorias complejas y son xenomórficas. Hay también plagioclasas sin apenas inclusiones y con mayor tendencia a morfologías idiomórficas. Pueden contener inclusiones vítreas numerosas en sus zonas más externas (plagioclasas manteadas).

El anfíbol, una hornblenda verde, forma fenocristales muy pecilíticos, subhédricos, con gran cantidad de cristalitos de plagioclasas, apatito, óxidos y biotitas. En su periferia suelen tener signos de desestabilización (bordes opacíticos o transformaciones a piroxenos, zonaciones ligeras, etc.). La proporción de inclusiones puede ser tan grande como para poder hablar de anfíboles esqueléticos.

Los piroxenos son subhédricos, de tamaño pequeño y comúnmente transformados en su borde a anfíboles. Lo mismo ocurre para la biotita, que es completamente reemplazada por hornblenda, o tiene coronas opacíticas de piroxenos + plagioclasas + óxidos de Fe-Ti.

Los óxidos de Fe-Ti (magnetitas e ilmenitas) son microfenocristales o bien aparecen en las coronas de alteración de otros minerales. Dentro de los enclaves se encuentran algunas zonas vítreas, sin fenocristales, y gran cantidad de vesículas.

De características similares, salvo la presencia de piroxeno en vez de anfíboles, se han encontrado enclaves similares dentro de las andesitas piroxénicas de Mesa Roldán.

Estas inclusiones son similares a las descritas por De Silva (1986), y como en ese caso, parece más aceptable un origen por acumulación de cristales en bordes de cámara magmática y extracción de líquido residual que su pertenencia a un magma completamente extraño al encajante y mezclado con él, como proponen Bordet (1985) o Vergely (1986).

11.5 VITROFIDOS ANFIBOLICOS

Son andesitas ácidas a dacitas muy oscuras, compuestas por una matriz vítrea conteniendo una pequeña proporción (10-15%) de fenocristales de plagioclasa y hornblenda.

Aparecen por ejemplo al norte de Carboneras y en el Plomo. La matriz es vítrea con microlitos muy dispersos y dispuestos fluidalmente, es común que esté recrystalizada.

Las plagioclasas (0.2-0.5 mm) en el Plomo son euhédricas o subhédricas, zonadas y macladas pero no suelen contener inclusiones vítreas (1 o 2 plagioclasas cribosas) por lámina delgada. En Carboneras en cambio predominan las plagioclasas esqueletales.

Las hornblendas son de hábitos redondeados, subhédricos, y con delgados bordes opacíticos. Hay además algunos microlitos anhédricos de óxidos.

11.6 DACITAS PIROXENICAS con restos de anfíbol

Los casos típicos se encuentran en la zona entre Las Negras y Rodalquilar. Son las rocas con caracteres petrográficos más variados y complejos, originados por su generación situaciones de no equilibrio. En general son rocas de texturas porfídicas. Los fenocristales más grandes (hasta incluso ~ 10 mm) son de plagioclasas con zonas cribosas de contornos euhédricos, pero completamente inundadas por inclusiones vítreas en áreas concordantes con la zonación; suelen tener un borde limpio de inclusiones. Además se encuentran fenocristales de piroxenos (augitas e hiperstenas) que en algunas muestras tienen signos de desequilibrio (bordes oscuros de reacción y/o coronas de otros cristales de piroxeno) o alteradas, y restos de anfíboles de dos tipos:

- (a) transformados por completo a un agregado de acículas paralelas de piroxeno, conservándose externamente la forma del piroxeno
- (b) pseudomorfizados por completo a la asociación óxidos de Fe-Ti + plagioclasas + piroxenos (opacitas); a veces queda un pequeño resto de anfíbol.

En algunas láminas quedan pequeños cristales xenomorfos de anfíbol. La biotita también aparece como fenocristales transformados casi por completo a opacita, o bien como inclusiones en los grandes fenocristales de plagioclasa. También hay grandes fenocristales reabsorbidos y rotos de cuarzo.

La matriz contiene abundantes cristales de clino y ortopiroxeno, subhédricos, plagioclasa y opacos. Es llamativa la cantidad de clinopiroxeno para unas rocas de composición química muy ácida (~65 % SiO₂).

11.7 DACITAS ANFIBOLICAS

Como ocurre en muchas otras asociaciones calco-alcalinas, no es posible en la suite de CG establecer un criterio petrográfico correcto de distinción entre andesitas y dacitas, siendo el paso entre ambas perfectamente gradual. Así, muchas rocas con más del 63% SiO₂ anhídrido no contienen cuarzo como fenocristal, otras que son químicamente andesitas sí lo hacen. Las

características de este grupo son bastante parecidas a las descritas para las andesitas ácidas anfibólicas. Las únicas diferencias reseñables son: la mayor proporción de biotita en las dacitas, menor contenido en hiperstena y casi total ausencia de augitas, presencia más generalizada de fenocristales de cuarzo, y matriz vítrea con diminutos microcristales de plagioclasa. En ésta se pueden distinguir zonas "fluidales" con variaciones en el contenido en microcristales y en el color.

El anfíbol más frecuente es también la hornblenda verde típica de CG, y en este grupo de dacitas es más raro encontrar bordes de desestabilización. En la zona de Las Negras y en algunas rocas piroclásticas de la Serrata de Níjar además de hornblenda hay cummingtonita, también de contornos euhédricos. Aparece como fenocristales aislados (hasta 3-4 mm), asociados a hornblenda, plagioclasa e ilmenita en agregados glomeroporfídicos, o bien como recrecimientos sobre hornblendas (o viceversa). El opaco predominante es la ilmenita (con formas euhédricas o como inclusiones en otros minerales) pero hay también magnetita. También es más común la presencia de microlitos de apatito que en las andesitas.

11.8 RIODACITAS VITREAS DE LA SERRATA

Materiales que aparecen en coladas piroclásticas en la Serrata de Níjar. Carecen casi por completo de fenocristales, y están constituidos casi exclusivamente por vidrio variablemente vesicular. En las muestras más soldadas llega a constituir una obsidiana sin vesículas, muy hidratada, lo que le confiere un carácter perlítico muy intenso (la roca es muy friable). Solo se encuentran algunos pequeños restos anhédricos de biotita, plagioclasa, anfíbol y cuarzo, y microlitos de naturaleza no reconocible. Son rocas muy susceptibles a la alteración y bentonitización y sobre ellas se alojan los grandes depósitos bentoníticos de la Serrata.

11.9 RIODACITAS Y RIOLITAS BIOTITICAS O BIOTITICAS - ANFIBOLICAS

Similares casi por completo a las descritas en el párrafo anterior. La diferencia está en la presencia de una proporción mayor de fenocristales (hasta un 20%; $\emptyset < 1\text{mm}$) de plagioclasa, cuarzo globuloso y biotitas kinkadas muy pleocroicas en tonos marrones; en algunas muestras hay microcristales de ilmenita y algunos pequeños fenocristales xenomorfos de hornblenda verde. La plagioclasa suele tener poca o nula cantidad de las inclusiones vítreas que se dan en el resto de la serie de CG, y están muy fragmentadas. Ejemplos: riolitas de Genoveses, y SCG-1, riolitas de unidad NEG-1, riodacitas de NEG-2, etc.

11.10 RIODACITAS PIROXENICAS

Se trata de rocas que aparecen como fragmentos líticos en materiales piroclásticos en el área de los Frailes y Borronar. Son rocas oscuras, muy vítreas y de textura fluidal muy intensa, de matriz algo desvitrificada. Contienen una pequeña proporción de fenocristales euhédricos de plagioclasa y piroxenos, y microcristales de óxidos de Fe-Ti. La foliación de flujo se adapta a la forma de estos fenocristales. La naturaleza riodacítica se ha determinado por la composición química de la roca total, unido a que la composición de las plagioclasas es bastante sódica y los ortopiroxenos tienen menor Mg#.

11.11 ROCAS HOLOCRISTALINAS

GRANOFIDOS

Los fragmentos de granófidos de CG estudiados (rocas analizadas: 42-1 y 42-2) aparecen como clastos incorporados a las ignimbritas riolíticas de la Serrata en varios puntos de la Serrata de Níjar, donde alcanzan tamaños de hasta 20-30 cm. Sánchez Cela (1968b) describe cantos con similares características para zonas próximas a Las Negras, pero no se han encontrado en esta trabajo. Contienen cuarzo en cristales subhédricos o en crecimientos micropegmatíticos con feldespato potásico; éste también aparece como cristales xenomórficos mayores. Hay también cristales subhédricos de plagioclasa sódica profusamente zonada, en torno a la cual se disponen los crecimientos micrográficos, biotita subhédrica de coloraciones verdes (muy férrica) y muy pleocroica, y circón. Hay menores cantidades de relictos de anfíbol, accesorios como circón, apatito, y cavidades rellenas de calcedonia tardía. En otros casos (roca analizada 33-9) los enclaves micropegmatíticos están peor representados y la textura de de un tamaño de grano más grosero.

GRANITOIDES EN "PEBBLE DYKES"

Rocas granudas, presentes como clastos de tamaño centimétrico en "pebble-dykes" en varios puntos de CG (Bordet y de Larouziere, 1982, Montenat et al. 1984). En este trabajo no se han encontrado muchos ejemplos y nos remitimos a los trabajos referido en la sentencia anterior y a Bordet (1985) para unas descripciones más completas. Son rocas verdosas o grisáceas que van desde dioritas a adamellititas. Contienen cuarzo irregular que rodea a abundantes cristales subhédricos de plagioclasa muy zonada. En algunos hay también cristales de feldespato potásico muy sericitizado que engloba cristales tabulares menores de plagioclasa. Los ferromagnesianos son biotitas (parcial o totalmente transformadas a clorita) o anfíbo, algunos restos de piroxenos y en algun caso turmalinas. Hay algunos agregados micáceos intergranulares en varias láminas. Las texturas muestran un origen como acumulados para el conjunto de estas rocas.

ROCAS GRANUDAS EN COLADAS PIROCLASTICAS Y LAVAS

Los más característicos aparecen como clastos en algunas coladas piroclásticas en la región entre las Negras y Rodalquilar (ej. muestras analizadas 21-18 y 22-5). También algunos casos en Carboneras. La mayor cantidad se encuentra en las coladas piroclásticas riolíticas de

la unidad NEG-2, donde son bastante abundantes. Son rocas claras de aspecto sacaroide con estructura microgranuda. Contienen cuarzo, plagioclasa (An 40-90), biotita y anfíbol, de caracteres ópticos (y composicionales) completamente similares a los de las rocas encajantes. En estas rocas se identifican unos fenocristales subidiomórficos (1-4 mm) de plagioclasa muy zonada y comunmente con el núcleo muy rico en inclusiones de vidrio, y cristales aciculares de hornblenda verde, rodeados por una matriz compuesta por cristales subhedricos de plagioclasa, cuarzo, biotitas y hornblendas (zonadas). Hay además agujillas de apatito. La textura es de tipo acumulativo, y quedan huecos rellenos de vidrio incoloro con vacuolas. En algunos casos se ven algunas texturas micropegmatíticas en las interfases plagioclasa-vidrio. los ferromagnesianos se agrupan en dispositivos radiales, y están tranformados a cloritas. Interpretamos estas rocas como acumulados de cristales en bordes de cámara magmáticas, cogenéticos con las rocas encajantes, y no como productos de un "plutonismo" independiente situado al SE de CG y sumergida actualmente, como resumidamente propone Bordet (1985).

El leucogranito del Rio Cajón no forma parte de la suite calco-alcalina de CG, dada su mayor antigüedad, y no se ha considerado en este trabajo.

12. GEOQUIMICA

12.1 SELECCION DE MUESTRAS Y METODOS ANALITICOS

El estudio petrográfico y geoquímico de las rocas de CG está basado en el estudio microscópico, por luz transmitida y reflejada en algunos casos, de unas 500 láminas delgadas. Una selección de ellas se han estudiado además por microsonda electrónica.

Se han realizado numerosos análisis químicos de rocas total (un listado completo se presenta en el apéndice 2. Siempre que ha sido posible, los análisis se ha realizado sobre rocas masivas, fragmentos individuales separados de brechas, o fragmentos individuales de pómez, separados de la matriz. La selección se ha hecho con la intención, por un lado, de reflejar al máximo la diversidad composicional de cada fase de evolución magmática, y por otro, de establecer diagramas quimio-estratigráficos que expresen la naturaleza de las tendencias geoquímicas en el tiempo y espacio. En la selección se han tratado de evitar así mismo aquellas muestras con signos de alteración secundaria (hidrotermal o superficial), aunque algunos análisis se han tenido que efectuar en rocas alteradas para aquellas unidades en las que no se han encontrado muestras más adecuadas.

ELEMENTOS MAYORES

La mayor parte de las muestras seleccionadas fueron trituradas en molino de anillos de ágata, unas pocas en molino de acero. Los análisis de elementos mayores ha sido analizados por Fluorescencia de Rayos X (XRF), a partir de perlas de vidrio fundido; el trabajo se ha efectuado en varias en varias etapas:

-La mayoría han sido analizadas por X-Ray Assay Laboratories de Ontario, Canadá, utilizando un espectrómetro simultáneo Philips 1600.

-Otro grupo de muestras fueron analizadas por L. Toscani y G. Venturelli (U. Parma, Italia) con espectrómetro un Philips 1400.

-Un último grupo de rocas (5) fueron analizadas, en las últimas fases de elaboración de esta tesis, en un Philips 1404 de la Universidad de Granada. Más detalles sobre las condiciones de análisis se encuentran en el apéndice 1.

En todos los casos se ha determinado la Pérdida por Calcinación (P.C.) por métodos gravimétricos convencionales. En las rocas analizadas en Canadá se ha determinado además el contenido en FeO.

Los análisis han sido recalculados, para su representación gráfica y tratamiento, a sumas de 100% sin volátiles, es decir, excluyendo la P.C. El FeO ha sido recalculado asumiendo una razón $\text{FeO}/\text{FeO}^* = 0.7$, pero reconocemos que ésta puede no corresponder al estado de oxidación real de algunas muestras.

ELEMENTOS TRAZA

Los contenidos en elementos traza se han determinado en los tres laboratorios citados, utilizando varios métodos, en la mayor parte de las muestras analizadas también para elementos mayores. Un listado completo aparece en los apéndices 2 y 3.

Unas 30 muestras se analizaron por XRF en los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada, para lo cual fue necesario poner a punto y calibrar las rutinas de análisis de trazas para el Philips 1404. Una descripción más detallada de las condiciones y técnicas de análisis se encuentra en el apéndice XX. Los elementos medidos en este conjunto fueron: Sc, V, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Pb, Rb, Sr, Zr, Ba y Nb. Para el caso del Nb, elemento de gran interés en la interpretación petrogenética, y que en magmas orogénicos se encuentra con concentraciones muy bajas (inferiores a 10 ppm), se han empleado tiempos de contaje dobles que para los otros elementos.

Otro conjunto fue analizado en X-Ray Assay Labs. utilizando una combinación de métodos diferentes, que incluyen XRF (S, Cl, Rb, Sr, Y, Zr, Ba), Espectroscopía de emisión por ICP (Li, Co, Ni, Cu, Zn, Pb) y DCP (B, V) y Activación Neutrónica instrumental (Sc, Cr, Cs, Tierras Raras, Th, U). Como expresión de la precisión de los datos suministrados, la Tabla XX muestra los límites de detección indicados por el laboratorio canadiense. En este sentido, hemos de indicar que, debido al método analítico empleado (XRF con perla de vidrio) el límite de detección de 10 ppm para el Nb hace inusables los contenidos de este elemento que fueron reportados por este laboratorio; esto mismo ocurre con Ta y Hf, cuyas bajas concentraciones requieren análisis más precisos que los suministrados por este laboratorio, y de ahí que no se hayan podido utilizar para este trabajo. Algo parecido podríamos decir para los contenidos en Tierras Raras, cuya baja precisión para el rango de concentraciones presentes en las rocas analizadas resta representatividad y no hace sino aumentar la dispersión en los diagramas en los que se han empleado.

Por fin, un último grupo fué analizado en la Universidad de Parma por L. Toscani y G. Venturelli, por métodos clásicos de XRF (cf. Toscani et al., 1989). Por gentileza de estos

investigadores, se ha dispuesto así mismo de numerosos análisis aún inéditos realizados en dicho centro.

El autor es consciente de que la multitud de fuentes para los análisis químicos de este trabajo es posible causa de inconsistencia y de no estricta comparabilidad de los datos obtenidos en laboratorios diferentes, y de que ésto pueda ser el origen de parte de la dispersión presente en los diagramas petrológicos. No obstante, se ha podido comprobar, a partir de análisis de una misma muestra, o de muestras equivalentes y supuestamente de composiciones semejantes, en diferentes laboratorios, que los datos obtenidos son comparables, con divergencias que no suelen superar la propia precisión del método analítico. A este respecto, un grupo de análisis de trazas hechos en Canadá mostró diferencias más que importantes (sobre todo para el Zr) con otros análisis de rocas que en principio debían ser semejantes; tal divergencia se pudo explicar porque los análisis en Canadá se hicieron en esa ocasión por ICP-AES, lo que requiere una disolución de la muestra; aparentemente las disoluciones no fueron muy completas y algunos elementos, especialmente los concentrados en los minerales más "refractarios" (como el Zr) fueron los más afectados. A consecuencia de ello, esos análisis fueron rechazados y se repitieron posteriormente en Granada, dando resultados perfectamente coherentes.

12.2 VARIACIONES COMPOSICIONALES GLOBALES

En el esquema de clasificación de Le Bas et al. (1986), en el que las rocas son denominadas en base al contenido en SiO_2 y suma de álcalis (Fig. 12.1), las rocas analizadas cubren, de manera continua, un amplio espectro desde andesitas basálticas a riolitas. De acuerdo con esta clasificación, los basaltos tienen $\text{SiO}_2 < 52\%$, andesitas basálticas 52-57%, andesitas 57-63%; el límite entre dacitas y riolitas varía entre 68 y 72% (Fig. 12.1). El término "riodacita" se aplicará a aquellas rocas cuya mineralogía está dominada por cuarzo, plagioclasa y biotita, y que a falta de análisis químicos no es posible asignar exactamente a dacita o riolita.

Solamente un par de muestras se aproximan al campo de los basaltos, sin llegar a entrar en él. Molin (1980) presenta análisis de rocas clasificables como basaltos según los criterios expuestos, y señala que la presencia de olivino permite, en su opinión, hacer una distinción tajante entre éstos y las andesitas basálticas en CG; no obstante, nosotros hemos comprobado que rocas con olivino de la misma localidad que la indicada por Molin (1980) se sitúan dentro del campo de las andesitas basálticas. Desde nuestro punto de vista, por tanto, no es razonable ni práctico hacer tal distinción neta entre basaltos y andesitas basálticas, puesto que realmente existe una continuidad química y petrográfica en todo el rango composicional presente; si realmente hay rocas clasificables como basaltos en CG, éstas no serían sino unos representantes extremos de las andesitas basálticas, pero en ningún caso un grupo petrológico diferenciable de ellas.

ELEMENTOS MAYORES

Los diagramas Harker de variación de los elementos mayores (Fig.12.3) con la sílice tomada como índice de grado de diferenciación, muestran una considerable dispersión y patrones continuos entre 53 y 76% SiO₂. La mayoría de los óxidos presentan un mayor grado de dispersión en el tramo con menores contenidos en sílice, y correlaciones más lineales en las rocas más ricas en sílice, posiblemente debido al efecto de suma constante a 100%, por el que es posible una mayor variabilidad en los valores de los demás óxidos cuanto menor sea el de SiO₂. Es significativa también la escasez de rocas en el intervalo 65-70% SiO₂ (en base anhidra), lo que podría constituir una laguna composicional.

En virtud de la ausencia de enriquecimiento en Fe, la mayor parte de las rocas de CG son calco-alcalinas. La relación FeO*/MgO permanece casi constante con valores próximos a 1-1.8 con el aumento en sílice. Solamente parte de las rocas muestreadas en la Serrata de Níjar presentan un enriquecimiento en FeO con el aumento en SiO₂, muy manifiesto en el diagrama FeO*/MgO vs SiO₂, donde llegan a situarse en el campo toleítico de Miyashiro (1974). Fe₂O₃tot (1-9%) y MgO (0.2-7%) se correlacionan negativamente con la sílice.

Los contenidos en K₂O varían lineal y positivamente con la sílice desde 0.7 en algunas andesitas basálticas a valores próximos a 5 en las riolitas (Fig. 12.2). Estos valores muestran que las rocas de CG siguen un trend que va desde el campo de las andesitas de bajo K (Gill, 1981, rocas toleíticas según Peccerillo y Taylor, 1976) en las citadas andesitas basálticas, al campo de las riolitas calco-alcalinas de alto K (Peccerillo y Taylor, 1976), pero con la mayoría de las rocas proyectándose en el campo de medio K o calco-alcalino s.str.

Las concentraciones de Na₂O van de 2 a 3.5, con algunas riolitas que alcanzan el 4%¹. Aunque la variación es pequeña, parece dibujarse una correlación positiva con el SiO₂. Esto implica además un decrecimiento de la relación Na₂O/K₂O con el aumento de sílice. Estos valores de Na₂O son bajos comparativamente con otras series calco-alcalinas (Ewart, 1982). Esta característica se encuentra también en todas las rocas volcánicas neógenas del SE de España.

Como es distintivo de las rocas de ambientes orogénicos, el contenido del TiO₂ es bajo (0.1-0.8) y varía negativamente con el SiO₂. Se aprecia además un variación de la pendiente en

¹La mayoría de las riolitas analizadas son fragmentos individuales de pómez que presentan un importante grado de hidratación posiblemente secundaria, y posiblemente a ésto se deba el mayor grado de dispersión de los valores de K₂O y Na₂O.

el diagrama TiO_2 vs SiO_2 , que es mayor en dacitas y riolitas. El MnO también disminuye con la diferenciación, manteniéndose en valores muy bajos ($>0.2\%$).

Al_2O_3 (13-18%) y CaO (1-10%) también disminuyen con el SiO_2 . La dispersión para el aluminio es particularmente importante en las andesitas, en donde, además de la razón antes citada para dicha dispersión, hay que considerar también la posibilidad de que se deba a acumulación de plagioclasa. La relación Al_2O_3/CaO varía poco en andesitas y dacitas, entre 2 y 4 aproximadamente, y en las riolitas aumenta bruscamente hasta valores superiores a 16 (Fig. 12.4)

Los contenidos de P_2O_5 son bajos ($<0.2\%$), y en general se mantienen constantes en andesitas basálticas y andesitas, mientras que tienden a disminuir con la sílice en dacitas y riolitas, debido a la cristalización y fraccionamiento de apatito en las rocas más ácidas.

Sólo algunas dacitas y riolitas contienen corindón normativo (normalmente menos de 2%, máximo 4%), probablemente a causa de que los álcalis fueron selectivamente extraídos durante la hidratación de estas rocas vítreas, dejando un exceso de Al_2O_3 . El resto de la población estudiada contiene qz normativo, en el intervalo 8-30%, con valores medios en torno al 15-20%. Estos valores son consistentes con los valores habituales en las series calcoalcalinas de todo el mundo.

ELEMENTOS TRAZA

La mayoría de los elementos traza analizados varían sistemáticamente en sus concentraciones desde las andesitas basálticas a las riolitas, lo cual se refleja en la figura 12.5.

ELEMENTOS LITOFILOS ("LILE" y "HFS elements")

Los elementos litófilos de radio iónico grande ("LILE"), Rb, Ba, Th muestran un incremento lineal de sus concentraciones con el SiO_2 paralelamente al K_2O ; esto mismo ocurre para el Zr, representante de los elementos de alto potencial iónico (HFSE); las concentraciones de Ba muestran no obstante un grado de dispersión importante y ninguna tendencia clara se puede apreciar. El contenido en Sr (100-300 ppm), fuertemente controlado por la abundancia de plagioclasa cálcica, muestra un grado de dispersión considerable en andesitas y dacitas y tiende a ser menor en las riolitas.

La relación K/Rb es bastante constante a todo lo largo de la serie, y significativamente muy baja (90-250, normalmente inferior a 200), es decir valores anormalmente bajos en comparación con otras series de márgenes convergentes (el valor medio para lavas de arco de

islas es de 501, Morris y Hart, 1983). Las rocas de Cabo de Gata están también ligeramente empobrecidas en Ba, lo que se manifiesta por las relaciones Ba/La algo bajas (10-20, frente a una relación de 27.3 en lavas de arco de islas, Morris y Hart, 1983) Davidson et al. (1987) afirman que los enriquecimientos grandes en elementos LIL, acompañados por relaciones K/Rb bajas se producen en la evolución de un magma en un sistema abierto, debido principalmente a la participación de un componente cortical, rico en Rb y con razón K/Rb baja, asimilado concurrentemente a un proceso de fraccionamiento (AFC).

Paralelamente al TiO₂, las concentraciones de Nb son bajas (<13ppm), al igual que las de Ta (0.16-0.92 ppm, Toscani et al, 1990). Este empobrecimiento es más evidente en las relaciones La/Nb y La/Ta.

El Th (2-13 ppm) se comporta también como elemento incompatible y aumenta sus concentraciones con el SiO₂. La misma tendencia sigue el U (1.40-6.0 ppm), con una relación Th/U que oscila erráticamente entre 2 y 3,5 aproximadamente. Estos valores son comparables a los de otras series calco-alcalinas.

ELEMENTOS DE TRANSICION (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu y Zn) (Fig. 12.5)

Estos elementos presentan un marcado carácter compatible, y por tanto se correlacionan negativamente con la sílice. Los valores de Ni son siempre uniformemente bajos (>30 ppm), y sólo una riolita de la Serrata de Níjar y un fragmento lítico de andesita piroxénica del área de El Plomo (muestra 36-17), sobrepasan los 80 ppm. Los valores de Cr son inferiores a 100, aunque también en este caso algunas muestras de la Serrata y la muestra 36-17 de El Plomo alcanzan valores algo superiores, pero aún bajos. Estas bajas concentraciones de Ni y Cr, incluso para las rocas más máficas de la serie, indican que son rocas ya evolucionadas con respecto a productos directos de fusión parcial en el manto. Los contenidos en Co y Sc son así mismo muy bajos (<30 ppm y <40 ppm respectivamente), disminuyendo rápidamente al pasar de andesitas basálticas a andesitas y estabilizándose en torno a los 10 ppm para las dacitas y riolitas. La dispersión para todos estos elementos es debida al error analítico que es elevado a las bajas concentraciones observadas.

El V (0-300 ppm) presenta también un patrón análogo. Los contenidos en este elemento además se correlacionan con los de TiO₂ y FeO*. La mayor dispersión de éste elemento en andesitas y andesitas basálticas puede asimilarse probablemente a variaciones modales de los microfenocristales de óxidos de Fe y Ti.

Los contenidos de Cu (0-50 ppm) y Zn (30-90 ppm) varían en general muy dispersamente, pero se reconoce un trend de disminución progresiva con el aumento de SiO₂;

en particular, el Cu varía muy erráticamente en las andesitas, pero define una línea de variación bastante neta en las dacitas y riolitas; ésto podría implicar la cristalización de una fase sulfurada. El Pb muestra un comportamiento muy errático.

Las concentraciones de Ta y Hf no han podido ser determinadas con la suficiente precisión con los procedimientos analíticos empleados (el Ta aparece en concentraciones < 1ppm); el Hf aparece con concentraciones de 1-4 ppm, pero los valores obtenidos (XRAL) no son suficientemente precisos, de ahí que no presenten aquí dichos valores. Valores para las concentraciones de estos elementos en algunas rocas de CG han sido publicadas por Toscani et al. (1990) y Cunningham et al (1990) (datos también en Martín Escorza y López Ruiz, 1988, pero sin proporcionar los valores numéricos). El comportamiento del Ta es similar al de muchos elementos incompatibles: los valores menores corresponden a los de andesitas basálticas (0,16-0,30 ppm) y aumenta progresivamente en andesitas y dacitas; los valores máximos encontrados son de 0,92 ppm (andesita piroxénica de Los Lobos); las andesitas piroxénicas tienen valores muy variables entre 0,25 y 0,50 ppm, y las dacitas valores, también variables, algo superiores (en torno a 0,55-0,65 ppm). El Hf (1,1-3,8 ppm) tiene un comportamiento similar, con valores máximos en las andesitas ácidas y en las dacitas; para rocas más ricas en sílice, la entrada preferencial de Hf en el circón, que era una fase fraccionada durante la cristalización de esta rocas, condiciona una disminución del contenido en este elemento.

Zr y Hf muestran una excelente correlación. La relación media Zr/Hf para datos de la literatura es de 41, frente al valor de 34 condrítico (o de manto primitivo). Esto parece sugerir, en una interpretación simplificada, una pequeña cantidad de disolución de circones heredados (Zr/Hf \approx 60).

TIERRAS RARAS

Se han medido con una precisión aceptable los elementos La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb y Lu en una selección de muestras (Apéndice 2); También se determinó el Tb, pero sin la suficiente precisión, por lo que los valores no serán utilizados. En otro grupo de muestras se obtuvieron valores de La, Ce y Nd. Datos adicionales pueden encontrarse en Toscani et al. (1990) para las andesitas piroxénicas, y en Cunningham et al. (1990).

Los rangos de concentraciones de las tierras raras obtenidos se presentan en la fig.12.5,

en diagramas normalizados a composición condrítica (valores para condritas carbonáceas tipo 1, CGA 42, tomados de Nakamura (1984)). Todas las muestras se caracterizan por un enriquecimiento en Tierras Raras ligeras (LREE), que se hace más pronunciado al aumentar la diferenciación (fig. 12.5). Las Tierras Raras pesadas (HREE), no obstante, presentan patterns menos fraccionados, y tamponados a valores bastante constantes para toda la serie.

El La tiende a aumentar progresivamente con la sílice, hasta aproximadamente un 66% SiO_2 ; a partir de ese punto los valores son más erráticos y en general menores, lo que refleja el mayor grado de compatibilidad de este elemento en las rocas más ácidas, debido a la mayor tasa de fraccionación de algunos minerales accesorios (e.g. apatito) en estas rocas, y a un aumento con la diferenciación del Kd mineral-fundido, para las REE.

Las HREE no presentan un comportamiento sistemático con el grado de diferenciación, aunque los datos disponibles, como se ha indicado antes, son muy escasos. Las andesitas ácidas y dacitas presentan anomalías negativas de Eu (reconocibles a pesar de la falta de datos de Gd o Tb); el granófido de la Serrata muestra en cambio un anomalía positiva. Este efecto es visualizado en la figura 12.6, en la que se representa Sm/Eu (tomado como medida de la anomalía de Eu en ausencia de datos de Gd) frente a Sr; se incluyen los datos de Toscani et al. 1990) para las andesitas piroxénicas. Exceptuando el granófido, la correlación negativa entre Sr y Sm/Eu es consistente con el fraccionamiento de plagioclasa (Fig.12.7).

La ausencia de enriquecimiento en HREE (e Y) es un fenómeno común a las series volcánicas de márgenes convergentes calco-alcalinos. La constancia de estos elementos frente el enriquecimiento de las LREE puede en principio explicarse por participación de una paragénesis con granate o anfíbol, o por reacción con rocas de caja que contengan dichos minerales. El fraccionamiento exclusivo de la asociación común en las rocas andesitas basálticas (POAM) produciría un enriquecimiento en HREE. Se podría deducir que en la evolución de estas rocas pudo haber un proceso fraccionamiento de hornblenda en zonas más profundas de la corteza, y confirmación de ello pueden ser los restos de fenocristales que se encuentran en muchas andesitas piroxénicas. Otras posibilidades con efecto similar serían

- Interacción de magmas básicos con rocas de la corteza inferior por asimilación y reacción con las rocas encajantes
- Mezcla con fundidos parciales silíceos generados en este nivel.

Puesto que los Kd de las MREE (Gd a Er) son mayores que para las HREE, un excesivo papel de esta fase en la evolución de las rocas andesíticas provocaría la aparición de espectros de REE concavos, que no se han observado en nuestras rocas.

En el caso de la roca 42-2 (granófono de la Serrata, Fig. XXX), el espectro de REE en forma cóncava indica claramente su procedencia de un fundido en el que fraccionaba fuertemente el anfíbol.

La presencia de granate en rocas corticales profundas también puede ser la causa de la retención de las HREE. Las granulitas con granate son estables en la corteza inferior, y en el manto pueden aparecer en eclogitas y peridotitas. La derivación a partir del granate de eclogitas (fusión parcial de eclogitas en el manto) es rechazada por Gill (1981), pero es factible si ocurre en la corteza inferior (modificación de magmas básicos por material cortical).

Tanto en el caso del anfíbol como del granate, la interacción del material cortical aumentaría sensiblemente las LREE (y Ce/Yb), dejando casi invariables las HREE.

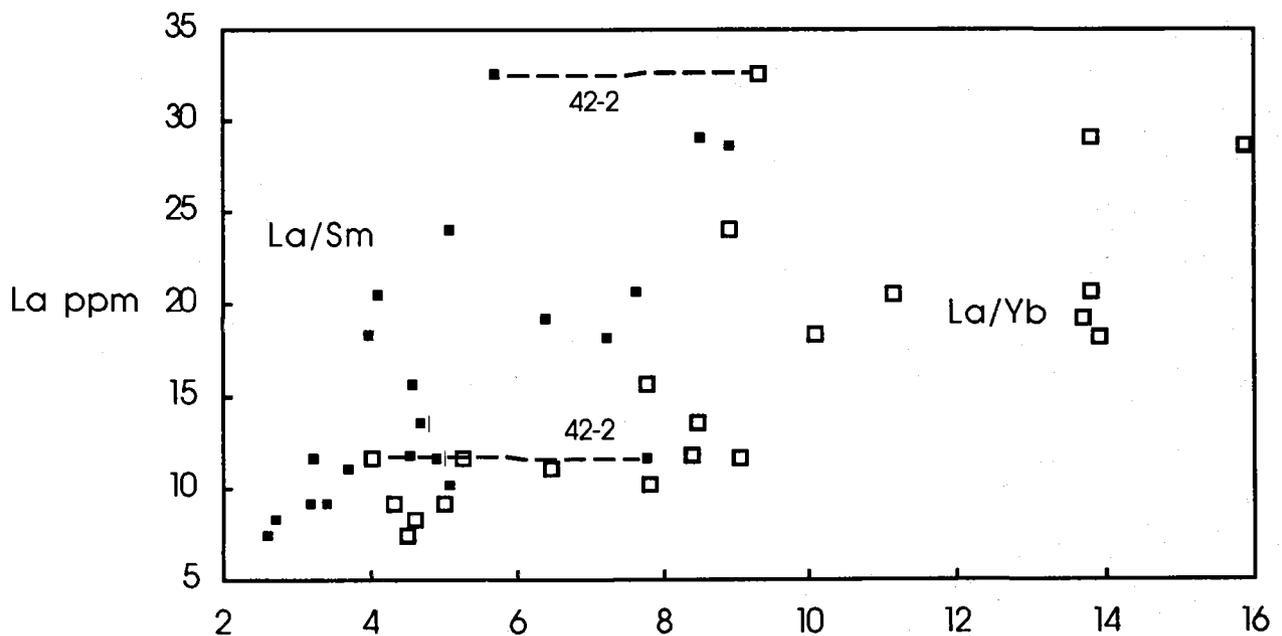


Figura 12.8. Diagrama La vs. La/Sm (puntos negros) o La/Yb para expresar la morfología de los diagramas de REE

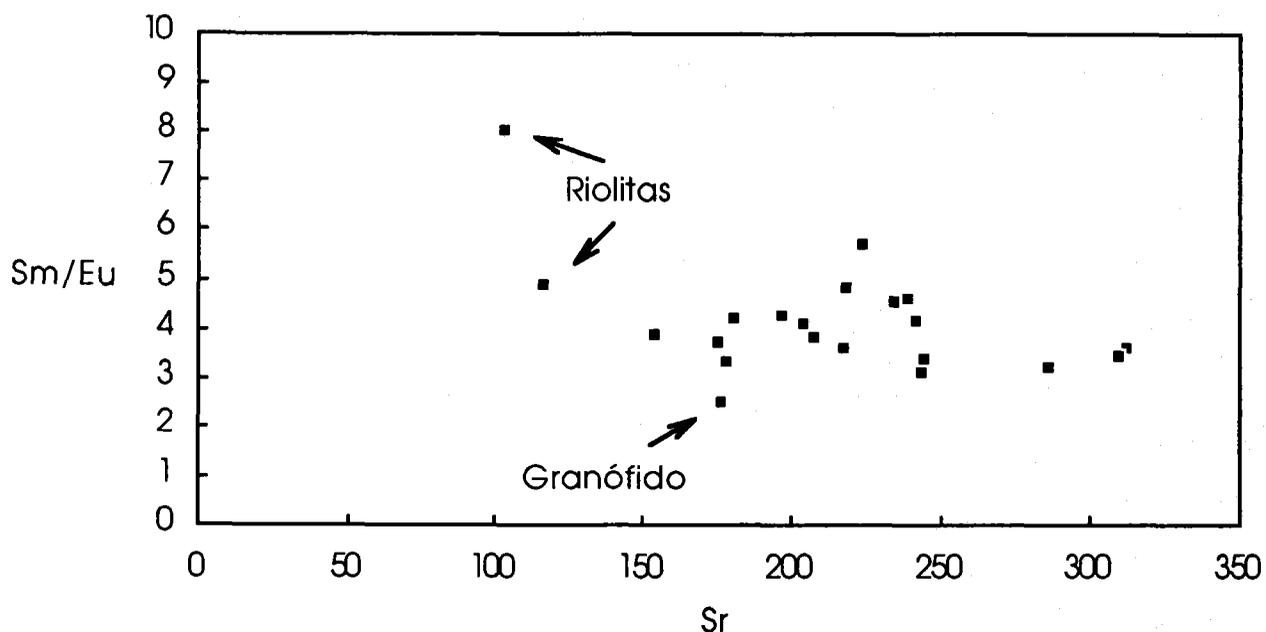


Fig. 12.7 Diagrama Sr vs.Sm/Eu

COMPOSICION ISOTOPICA

Los datos de relaciones isotópicas disponibles para las rocas de CG son los de Toscani et al. (1989) y de Hertogen et al. (1988). Las relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son bastante altas, oscilando en el intervalo 0.70794–0.71350 para las andesitas piroxénicas (Toscani et al. 1989). Estos valores están correlacionados con los valores de Rb/Sr.

Los valores de ϵNd citados por Hertogen et al. (1988) para las rocas calco-alcalinas del SE de España son de -6.4 , y las relaciones isotópicas de Pb, son bastante uniformes, con una signatura aparentemente cortical ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.84–18.91; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.67–15.69; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.94–39.88; Hertogen et al., 1985, 1988; López Ruiz y Wassermann, 1991)

Los valores $d^{18}\text{O}$ según Martín Escorza y López Ruiz (1988) (López Ruiz y Wasserman (1991) son elevados: 9.5–11.6, aunque atribuyen estos valores a fenómenos postmagmáticos de interacción agua-roca a baja temperatura. Estos valores elevados de $d^{18}\text{O}$ son también característicos de las otras series volcánicas neógenas (Munksgaard, 1984).

12.3 DIAGRAMAS DE RELACIONES ENTRE ELEMENTOS TRAZA.

En el diagrama Th/Y frente a Ta/Yb (fig. 12.9) se puede obtener información acerca de la naturaleza de las áreas fuente de los magmas mas primitivos (Pearce, 1982, 1983). En este diagrama las relaciones escogidas como ejes están diseñadas para para que el diagrama sea casi independiente de los procesos de cristalización fraccional o fusión parcial, siempre cuando las fases participantes sean plagioclasas y piroxenos. Los magmas derivados del manto superior, astenosférico o litosférico enriquecido por fundidos de bajo grado se sitúan proximos a la diagonal, a causa del igual comportamiento de Ta y Th. Un manto enriquecido por una componente de subducción (con Th pero no Ta o Yb) provocará un desplazamiento hacia mayores valores de Th/Yb (vector S en la figura XXX. La asimilación de corteza continental en general tiene el mismo efecto en este diagrama.

Las rocas volcánicas de Cabo de Gata representadas en este diagrama (Fig. XXX, datos de Toscani et al. 1990) forman un trend paralelo a la diagonal del manto, pero desplazado hacia valores mayores de Th/Yb. esto parece indicar una procedencia de un manto enriquecido al que se ha añadido una componentes de subducción. En este diagrama hemos rpresentado también el vector de desplazamiento modelizado (vector FC) para una cristalización fraccional de plagioclasa + hornblenda (un fraccionamiento de plagioclasa + piroxeno + magnetita no tiene apeneas ningún efecto sobre este diagrama). Las rocas más básicas son además las de menor Th/Yb. Esto puede indicar que el resto del grupo puede proceder de las mas básicas (ej. andesitas piroxénicas de Frailes) por fraccionamiento de anfíbol. Es de destacar que un proceso de AFC con una composición similar a la corteza continental superior (punto UC, Taylor y McLennan, 1985).

VARIACIONES E. COMPATIBLES-INCOMPATIBLES: GRADO DE FUSION PARCIAL

El diagrama Cr vs. Y (Fig. 12.10) no está grandemente afectado por fenómenos de heterogeneidad en el manto, y es particularmente útil para resaltar las diferencias en el grado de fusión parcial, que tiene a dibujar tendencias horizontales, perpendiculares a líneas subverticales formadas por cristalización fraccional (Pearce, 1982). Se ha añadido al diagrama algunas líneas modelizadas de fusión parcial para un manto astenosférico "normal", compuesto por lherzolita granatífera. Como se puede observar, la mayor parte de las muestras representadas (andesitas basálticas y piroxénicas) se sitúan en líneas subverticales indicando una tasa de fusión parcial similar para la mayor parte de la serie. Solamente dos muestras

(andesitas piroxénicas de Los Lobos; datos de Toscani et al. 1990) se sitúan hacia valores ligeramente superiores de Y. Una interpretación simple, pero no única, de este hecho sería una menor tasa de fusión parcial para el área fuente de estas rocas. Los valores de porcentaje de fusión parcial que se obtienen por proyección de la línea de evolución de CG hacia la línea modelizada de fusión parcial no deben ser considerados fiables, puesto que la validez cuantitativa del modelo representado está muy limitada debido al (a) desconocimiento de la composición precisa del área fuente, y (b) variación de los coeficientes de reparto en función de la composición, temperatura y presiones.

12.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTALES (spiderdiagramas)

El comportamiento de una selección de las rocas más básicas de CG, a falta de auténticos basaltos, con respecto a los elementos incompatibles se presenta conjuntamente en los diagramas de la figura 12.11, normalizados a los valores de MORB recomendados por Pearce (1982). En estos diagramas, el orden de incompatibilidad durante la fusión de una lherzolita aumenta desde el Yb al Th y Sr a Th (Pearce 1982, 1983).

En este tipo de diagramas, aplicables a la interpretación de rocas básicas, los magmas toleíticos afines al MORB presentan lógicamente patrones planos; el enriquecimiento de la litosfera por pequeños volúmenes de fundidos procedentes de la astenosfera produce magmas con patrones abombados hacia arriba, con máximos en el Ba, Th, Ta y Nb. Los magmas derivados de un manto enriquecido por una "componente de zona de subducción" (fluidos derivados de la lámina subducente) muestran enriquecimientos selectivos en los elementos de gran radio iónico (Sr, K, Ba, Th y LREE), y unos mínimos relativos en Nb-Ta y en el TiO₂. La asimilación cortical tiene este mismo efecto.

La composición de las andesitas piroxénicas de CG en estos diagramas es bastante uniforme, con picos muy pronunciados para el Rb y Th (20-100 x MORB) frente al Ba (8-25 x MORB), picos que aumentan con el grado de diferenciación. El diagrama para las rocas de Frailes es algo diferente a los demás (valores constantes de Rb-Ba-Th de ~ 20 x MORB)

En este tipo de diagrama es común reconocer el componente de enriquecimiento "intraplaca" en el manto superior, en virtud del enriquecimiento de Nb-Ta frente al Zr-Hf, y de éstos frente a Yb-Y. Las más básicas (andesitas basálticas de Frailes y Las Negras, Fig. 12.10) tienen valores comparables al MORB o solo un ligero enriquecimiento en Nb-Ta, con respecto al MORB, que aumentan en rocas más diferenciadas, y valores ligeramente negativos o próximos al MORB para Zr-Hf e Yb-Y. Aparentemente, estos patrones pueden interpretarse con una componente de magma originado en un área fuente como la del MORB, a

la que se superpone un enriquecimiento de "zona de subducción", con poca contribución de una componente de enriquecimiento "intraplaca" del manto.

En la figura 12.10 se muestran, a efectos comparativos, los diagramas araña para las rocas de los diques de Málaga (Torres Roldán et al. 1986) y para una muestra de Alborán (datos nuevos). En todos ellos se aprecia una componente de enriquecimiento en zona de subducción.

13. COMPOSICION MINERALOGICA

13.1 CONDICIONES DE ANALISIS

Los analisis de minerales se han efectuado con la microsonda completamente automatizada CAMEBAX SX50 de los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada, equipada con tres espectrómetros. Las condiciones operativas típicas fueron 20 kV de voltaje de aceleración y 30 nA de corriente de sonda, con diametros de sonda de 5-20 μ m. El tiempo de contaje fue de 15 s para el Na Y K y 20 para los demás elementos. Se utilizaron como patrones albita (Na), ortosa (K), periclasa (Mg), wollastonita (Ca), Al_2O_3 , Fe_2O_3 y $MnTiO_3$. La conversión intensidad-concentración se efectúa "on-line" utilizando el modelo de correcciones P&P rutinario en esta microsonda. Un error típico es de un 2% de la proporción de cada óxido.

13.2 MUESTRAS ANALIZADAS

Para su estudio por microsonda se seleccionaron las siguientes muestras, con la intención de cubrir un doble objetivo:

- por una lado tener una representación lo más completa posible de todas la litologías existentes en el conjunto volcánico de Cabo de Gata, y de sus variaciones petrográficas;
- por otro lado obtener información de la magnitud de las variables intensivas a las que cristalizaron los minerales primarios de estas rocas.

La Tabla siguiente contiene las muestras seleccionadas para microanálisis, y las unidades volcánicas a las que pertenecen. La mayoría de ellas se han analizado también para roca total.

SIERRA DE CABO DE GATA

ANDESITAS BASÁLTICAS Y PIROXENICAS

| | | |
|----------------------------|--------------|-------------|
| Frailes II | 19-8 y 19-12 | |
| Lobos | | 4-1 |
| Negras | 21-4 y | 45-5 |
| Borronar | 30-1 | |
| Inclusiones en Plomo | | 48-1 y 48-2 |
| Pre-Frailes (desquilibrio) | 29-2 | |

ANDESITAS Y DACITAS (ANFIBOLICAS)

| | | | |
|----------------------------------|---------------------------|-------|--|
| Frailes I | 28-8, | 17-6 | |
| | | 16-14 | (fragmento lítico vítreo) |
| (Enclaves básicos microlíticos): | | 42-10 | |
| | | | 42-11 dos porciones: enclave, y roca huesped |
| Negras | 21-3, 24-4, 22-3, 22-14 | | |
| | 36-20 (pómez de El Plomo) | | |

RIODACITAS (y riolitas) 49-3 (pómez) y 4-15

CARBONERAS

ANDESITAS PIROXENICAS 38-11

ANDESITAS ANFIBOLICAS 38-1

SERRATA DE NIJAR

ANDESITAS PIROXENICAS 11
 OBSIDIANAS (DACITAS Y RIODACITAS)(Archidona)
 42-6 y 42-9

FRAGMENTOS DE GRANOFIDOS
 33-9 y 42-1

13.3 OLIVINO

El olivino solamente se ha encontrado en algunas andesitas basálticas o piroxénicas de Los Frailes o Las Negras, y en muy escasa proporción (1 o 2 cristales por lámina delgada). Solamente un análisis se ha efectuado de olivino de Los Frailes (Tabal 13.1), correspondiendo a una composición de Fo65. Vergely (1986) reconoce un intervalo mayor (Fo 50 a 65). El olivino aparece como cristales subhédricos de 1-3 mm. de tamaño, comunmente iddingsitizado y perennemente rodeado de una corona de ortopiroxeno y/o magnetita, a veces con texturas simplectíticas.

13.4 FELDESPATOS

Aparecen dos feldespatos como minerales ígneos, plagioclasa y feldespato alcalino, éste ultimo aparece sólo como intercrecimientos gráficos en los fragmentos de granitoides de la Serrata, o bién como producto de recristalización y/o alteración post-magmática. La plagioclasa

aparece como mineral esencial en todas las rocas de CG, ya sea como fenocristales o bien como microcristales en la matriz, y muestra una gran variedad de características texturales y tipos de zonaciones, todas ellas típicamente omnipresentes en series volcánicas calco-alcalinas (Gill, 1982).

La variedad textural de las plagioclasas en las rocas de Cabo de Gata es muy grande. Las características más destacadas son:

- zonaciones muy desarrolladas y variadas
- abundancia de inclusiones, texturas sieve y texturas manteadas
- cristales reabsorvidos, de contornos euhédricos y golfos de corrosión
- presencia de cristales esqueléticos en algunas muestras
- aglomerados glomeroporfídicos de plagioclasas.
- texturas seriadas del tamaño de cristales de plagioclasa.

Los fenocristales de plagioclasa tiene tamaños (variables según la muestra) de hasta unos 3-5 mm. (en algunos casos se han encontrado cristales cribosos de más de 1 cm).

En todas las litologías, las plagioclasas puede formar tanto fenocristales euhédricos límpios como fenocristales cribosos ("sieve"). La textura cribosa consiste en numerosas inclusiones irregulares de grano fino en los núcleos o totalidad de fenocristales de plagioclasa. Muchos cristales cribosos presentan bordes reabsorvidos y han sido recrecidos por bordes de plagioclasas límpias. En otros casos, no hay recrecimientos y presentan contornos anhédricos e incluso golfos de corrosión.

Estas inclusiones se pueden formar tanto por disolución parcial de un fenocristal a consecuencia de reacción con el líquido que los rodea (e.g. Logfren y Norris, 1981; Tsuchiyama, 1985), o por quedar atrapadas durante un crecimiento rápido del cristal huesped (e.g. Hibbard, 1981; Kuo y Kirkpatrick, 1982). En uno u otro caso, hoy es comunmente aceptado que la mayor parte de este tipo de texturas de desequilibrio son generados por procesos de *mezcla de magmas*. La composición de las plagioclasas cribosas analizadas no son sustancialmente diferentes del resto de las plagioclasas presentes en cada roca analizada; inclusive los recrecimientos límpios que rodean a algunos núcleos cribosos presentan composiciones tanto más básicas como más ácidas que los núcleos.

Los microcristales presentan formas euhédricas tabulares; sus composiciones son generalmente las más sodicas de cada roca analizada, y se asemejan a las composiciones de los bordes de fenocristales con zonación normal.

EVOLUCION DE LOS CONTENIDOS EN Ca, Na Y K

El rango de composiciones presente es muy extenso (10-98 %An). Una selección de análisis de plagioclasas de CG aparece en la Tabla 13.2. La basicidad en general bastante alta de las plagioclasas de CG (Fig.13.1) es una característica habitual de las lavas calcoalcalinas (Ewart, 1979,1982).

El contenido en K_2O es generalmente bajo. En algunas muestras se ha analizado también Sr y Ba en plagioclasas: los contenidos observados son siempre muy bajos.

Una generalización que se puede formular respecto a la evolución de la composición de las plagioclasas, es que forman parte de las andesitas basálticas son las más anortíticas, disminuyendo "a grosso modo" la media de los contenidos en anortita progresivamente al pasar de andesitas a dacitas y a riolitas.

Las plagioclasas de las andesitas piroxénicas y andesitas basálticas presentan un rango de composición desde An 42 a An 98, con máximo modal en el rango An75-An90. Es posible encontrar prácticamente todo este intervalo incluso en una misma muestra. Los análisis más cálcicos corresponden por lo común a núcleos de fenocristales, presentes en aglomerados de cristales ("crystal clots") junto a piroxenos y óxidos de Fe-Ti, y los más sódicos a microcristales de la matriz. En los fenocristales, las zonaciones oscilatorias son muy abundantes y complejas, y están presentes en todas las muestras analizadas. Aunque no hemos realizado perfiles detallados, hemos observado que en muchos casos, la zonación óptica muy intensa no se corresponde con una variación de la composición química tan importante. Los fenocristales más pequeños, de tamaños seriados hasta microcristales, suelen presentar zonaciones tanto normales como inversas.

En las andesitas y dacitas anfibólicas y anfibólico-piroxénicas, el rango de basicidad de las plagioclasas se solapa casi por completo con el mencionado en el párrafo anterior (An 40 a An 95, con predominio del rango An 70–An 85). Al igual que el rango de composiciones, el conjunto de características texturales de las plagioclasas de estas rocas es idéntico al de las andesitas piroxénicas. Es significativo que los rangos de composiciones de plagioclasas de las andesitas anfibólicas es coincidente con el de algunas de éstas andesitas piroxénicas².

En las dacitas y riodacitas (riolitas) en las que el ferromagnesiano fundamental es la biotita, las plagioclasas son algo más sodicas, pero muestran también un intervalo muy amplio

²tampoco en este aspecto hay motivo para considerar que las andesitas piroxénicas sean siempre los representantes más máficos y menos evolucionados de Cabo de Gata.

y solapante con el de los otros tipos litológicos (An 35 - An 60 en la muestra de pómez 49-3, An 45 - An 85 en la muestra 4-15).

En los enclaves básicos microlíticos (e.g. Caliguera) la composición de las plagioclasas es bastante cálcica (predomina el intervalo An 70 - An 85) mientras que en las andesitas anfibólicas que las incluyen las plagioclasas son algo más sódicas (predominio de An 48 - An 70).

El único *feldespato alcalino* de origen ígneo encontrado aparece en los "granófidos" que aparecen como enclaves en la Serrata. Aquí aparece en intercrecimientos gráficos con cuarzo alrededor de "núcleos" de plagioclasas zonadas. La composición de este feldespato oscila entre Or 68 y Or 76 (Fig.13.1). Las *plagioclasas* muy zonadas, tienen las composiciones más sódicas que hemos encontrado, y cubren además un intervalo amplio (An 13 a An 50). Son además las plagioclasas más potásicas (Or 1.2 a Or 5).

CONTENIDOS EN Fe.

La figura XX muestra la variación del contenido en Fe en las plagioclasas analizadas, en relación con su contenido en anortita. Se puede observar una correlación positiva bastante neta, con un mayor grado de dispersión en las plagioclasas más anortíticas. Para cada una de las muestras independientemente, no obstante, la correlación es buena. Los valores máximos se dan para las plagioclasas de las andesitas basálticas (Frailes: 19-8; fragmento lítico 48-2; Serrata: 32-11). En las andesitas piroxénicas con las plagioclasas más cálcicas, se observa una correlación negativa entre contenido en Fe y de An (ej. muestras 4-1 y 21-4) (Fig.13.2).

13.5 PIROXENOS

Dos tipos de piroxenos se han encontrado, clinopiroxenos de tipo augíta o salita y ortopiroxenos, esencialmente hiperstena o broncitas, raramente ferrohiperstenas. Molin (1980) menciona la presencia de pigeonitas como microcristales en las andesitas basálticas de los Frailes, pero éstas no han sido reconocidas óptica ni analíticamente en este trabajo. La composición de los piroxenos analizados es típica de series calco-alcálicas (Ewart, 1979, 1982). Para la mayoría de los análisis, el contenido en Fe³⁺ se ha evaluado con el método de Papike et al. (1974). Se ha observado que los contenidos en Fe³⁺ calculados por este método para los clinopiroxenos eran nulos o muy pequeños, pero no así para los ortopiroxenos (Tablas 13.3).

El *ortopiroxeno*, bastante pleocroico, es después de la plagioclasa el mineral más abundante en las rocas volcánicas de Cabo de Gata, apareciendo desde andesitas piroxénicas hasta algunas riocitas. En las andesitas piroxénicas forma fenocristales euhédricos o subhédricos (< 3 mm.) que pueden alcanzar el 15% modal en la roca. Es común la formación de núcleos de ortopiroxeno rodeados por recrimineto augítico. En estas andesitas piroxénicas los agregados glomeroporfídicos de cristales de Plg–Opx–Cpx son abundantes. En algunas de estas rocas, además, el Opx se ha encontrado formando coronas de reacción de grano fino alrededor de xenocristales de cuarzo y biotita.

En las andesitas basálticas forma bordes simplectíticos con titanomagnetita, como coronas de reacción alrededor de restos de olivinos. Pequeñas agujas de Opx puede formar también parte de la matriz, intercrecidas con plagioclasa.

En las andesitas y dacitas anfibólicas, el ortopiroxeno (<3% modal) forma fenocristales subhédricos o está como inclusiones en hornblenda. En estas rocas además, orto y clinopiroxeno forman agregados pseudomorfo a partir de hornblendas.

Otra textura común de los ortopiroxenos es la presencia de núcleos ricos en inclusiones, rodeados de bordes euhédricos sin inclusiones.

El *piroxeno cálcico* es abundante (hasta un 6-7 %) en las andesitas basálticas y piroxénicas, y solo aparece ocasionalmente en andesitas anfibólicas y algunas dacitas. En las rocas más máficas, sus caracteres texturales son semejantes a las del ortopiroxeno: cristales euhédricos o subhédricos (<2 mm.) bien como fenocristales o formando parte de agregados glomeroporfídicos; también a veces como microcristal en la matriz.

COMPOSICION

El intervalo de soluciones sólidas en el piroxeno en las rocas de Cabo de Gata es casi tan extensa como todo el intervalo de las composiciones típicas de fenocristales de series calcoalcalinas. La proporción de los componentes "no cuadrilaterales" ("Others" de Papike et al., 1974) es de un promedio de 2-5 % en ortopiroxenos, y varía de 6 a 11 % en las augitas. Los contenidos de Cr, medidos en algunas muestras, son siempre muy bajos.

Los *ortopiroxenos* forman ocupan un sector linear y continuo muy bien definido en la base del cuadrilatero de los piroxenos (Fig.13.3). El componente Wo (< 4 %) presenta un máximo a Es₆₅. y a partir de ahí decrece con el aumento del enriquecimiento en Fe. hasta

valores inferiores a 1% en las hiperstenas (las ferrohiperstenas de la muestra 42-9 (Serrata), no obstante, tienen contenidos en Wo de 3 a 6%).

La tendencia general es a mayores contenidos de Fs (mayor Fe/Mg) en los ortopiroxenos de rocas más ácidas.

La sustitución de Si por Al en posición tetraédrica es baja (<0.045 Al IV, O = 6). La tendencia de evolución de esta sustitución es a ser menor en rocas más ácidas, puesto que los líquidos más ácidos son más ricos en sílice y pobres en alúmina.

El ortopiroxeno está en general poco zonado, tanto óptica como químicamente. El caso extremo de zonación se ha medido en una andesita piroxénica (Lobos: 4-1: $\Delta Es=10\%$ mol). Las variaciones de componentes no-cuadrilaterales (Al y Ti esencialmente) son más significativas. Algunas láminas delgadas han mostrado, no obstante, zonaciones ópticas más definidas, pero no se han analizado.

La tendencia de los *piroxenos cálcicos* es de una ligera sustitución inicial Ca-Mg seguida por una de la relación Fe/Mg. Así, en las andesitas basálticas y piroxénicas más básicas el contenido en el componente Wo es menor (40 a 44 %); en rocas más ácidas el valor medio es de Wo 45 (Fig. 13.3), mientras que la relación Fe/Mg es más variable.

La sustitución de Si por Al en posición tetraédrica es pequeña (<0.08 ; O=6), salvo en las andesitas basálticas de los Frailes (muestra 19-8) donde llegan a 0.11, y disminuye bruscamente en rocas más diferenciadas, hasta valores del orden de 0.02.

Los piroxenos cálcicos exhiben el mismo tipo de zonaciones que los ortopiroxenos, en general muy débiles o inexistentes. Las variaciones máximas medidas son inferiores a ΔEs 4-5 %mol. En un perfil de RX realizados con la microsonda sobre un gran fenocristal de piroxeno la única variación importante que se observó fue el contenido en Al. En rocas con otros indicios abundantes de mineralogías en desequilibrio, se han observado zonaciones ópticas más intensas, pero no ha sido posible efectuar análisis.

RELACIONES Ti-Al

Las relaciones entre Ti y Al en los piroxenos de algunas rocas de Cabo de Gata se muestran en la Figura XX, en un diagrama AlIV - Ti. Este diagrama es útil para ilustrar la relativa importancia de las sustituciones en los componentes "no cuadrilaterales" ("Others") de los piroxenos. Si los piroxenos se sitúan en dicho diagrama en la línea Ti/AlIV 1:2, la sustitución más importante en los componentes "no cuadrilaterales" es $Ti^{4+} - 2Al(IV)^{3+}$, en la que el balance de cargas es mantenido por una sustitución Al VI-Al IV. La correlación observada (Fig. 13.4) es buena, pero con una pendiente diferente de 1:2, señalando la entrada

de otros cationes R^{3+} en posición octaédrica.

El diagrama Na + AIV contra AlVI + 2Ti (Fig. 13.5) es útil para elucidar el estado de oxidación de estos elementos. Si todo el Fe en los piroxenos es Fe^{2+} , y el Ti es Ti^{4+} , los piroxenos se sitúan en la línea a 45° en esa diagrama. Una correlación desviada hacia el eje Na + AIV indica una cantidad significativa de Fe^{3+} enb estos piroxenos (par sustitucional ALIV- Fe^{3+}). Una desviación en sentido contrario indicaría la presencia de Ti^{3+} (o Cr^{2+}) y señalaría una fugacidad de oxígeno muy baja.

En resumen, de estos diagramas parece deducirse que los pares sustitucionales en los componentes "no cuadrilaterales" de los piroxenos son AIV-AlVI, ALIV- Ti^{4+} , y especialmente en clinopiroxenos, AIV- Fe^{3+} .

La tendencia de evolución de estos componentes durante la diferneciación magmática puede estudiarse en el diagrama de la Figura 13.5.

La disminución del Mg# indica esquemáticamente el grado de diferenciación. En este diagrama, se aprecia que la relación Ti/Al es mayor en clinopiroxenos que en ortopiroxenos coexistentes., y que aumenta en ambos conjuntamente con la relación Mg#. Esta variación en las rocas menos evolucionadas puede explicarse por un mayor grado de empobrecimiento en el contenido en Al (ligado al fraccionamiento de plagioclasa) que en Ti (ligado a los óxidos). En torno al valor de Mg#~70-68 los ortopiroxenos presentan un aumento rápido de la relación Ti/Al hasta valores superiores a 0.2. A partir de ahí, hay una disminución bastante abrupta de Ti/Al con la diferenciación, lo que se explica por la aparición de ilmenita, cuya altísima relación Ti/Al puede hacer variar la relación Ti/Al de líquido residual aún cuando en éste haya fraccionamiento de plagioclasa y la proporción de ilmenita fraccionada sea baja.

13.6 ANFIBOLES

El anfíbol predominante es la hornblenda verde, y es de hecho uno de los minerales más característicos y ubícuos de las rocas de CG, apareciendo en las andesitas y sobre todo en dacitas y riodacitas. Además aparece en algunas dacitas de Las Negras un anfíbol de tipo cummingtonítico. Una selección de análisis de hornblendas y cummingtonitas aparece en las tablas 13.4 y 13.5. Las fórmulas estructurales y el contenido en Fe^{3+} se han calculado sobre la base de 23 oxígenos con el programa de Spear y Kimball (1984) - de las opciones posibles la aceptada es la de "average Fe^{3+} ". Los valores de $Fe^{3+}/(Fe \text{ total})$ calculados varían poco, entre 0.25 y 0.30. Desgraciadamente no se han podido determinar Cl y F en anfíboles ni biotitas.

HORNBLENDA

Puesto que las composiciones tienen $(Ca + Na)_B > 1.34$ y $Na_B < 0.67$, se trata de anfíboles cálcicos con $(Na + K)_A < 0.5$, Si en el rango 6.5 - 7 y $Mg/(Mg+Fe) > 0.5$, lo que precisa su clasificación según Leake (1978) como magnesio-hornblendas. Sólo algunos pocos análisis podrían clasificarse como hornblendas tschermakíticas.

En las andesitas piroxénicas, la hornblenda puede aparecer como escasos fenocristales de contornos anhédricos y bordes opacíticos, en claro desequilibrio con el líquido encajante.

En las andesitas anfibólico-piroxénicas, la proporción modal del anfíbol es mayor (10-15%) y sus características texturales más variadas. Puede aparecer completamente reemplazado por intercrecimientos de óxidos de Fe-Ti + piroxenos + plagioclasa, que conservan la forma característica de la hornblenda. Otro tipo de reemplazamiento habitual es una sustitución por cristalitas de piroxenos orientados, que se han formado por reemplazamiento epitaxial al partir de la hornblenda, de manera que no solo se conserva la forma sino también llegan a conservarse las maclas de la hornblenda. Estos dos tipos de reemplazamientos de hornblendas pueden darse conjuntamente en la misma lámina delgada (ej. láminas analizadas por microsonda 22-3 y 29-2).

En las andesitas y dacitas anfibólicas la hornblenda es el principal ferromagnesiano, y puede presentar o no bordes opacíticos, y también puede coexistir con cummingtonita. El hábito es euhédrico o subhédrico y los fenocristales pueden alcanzar tamaños de grano muy grandes (hasta 5 cm. en Carboneras). Las inclusiones dentro de estos fenocristales son de plagioclasas, óxidos, biotita, apatito y circón esencialmente.

En las riodacitas y riolitas la hornblenda está subordinada a la biotita y suele aparecer como núcleos anhédricos rodeados por mica.

COMPOSICION

Las variaciones composicionales de la hornblenda se representan en las figuras 13.6.

La relación $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ varía entre 0.21 y 0.40, pero la mayoría de los análisis están en el intervalo 0.29 - 0.33. Esta relación, es en general, mayor en las hornblendas de dacitas y riodacitas, y menor en las rocas menos silíceas.

Las zonaciones ópticas son muy intensas en algunas muestras, pero no siempre están acompañadas de variaciones químicas muy importantes. Es posible encontrar tanto zonaciones con enriquecimientos en Fe hacia los bordes (normales) y viceversa, e incluso zonaciones oscilatorias en los grandes fenocristales de hornblenda de Carboneras.

En una gráfica Al^{VI} vs. $(Na+K)_A$ (Fig. 13.7) hemos comparado las hornblendas de

CG con anfíboles cristalizados experimentalmente a presiones moderadas (~5 kb), condiciones saturadas y subsaturadas de agua y fugacidad de oxígeno controlada. Las composiciones de anfíboles experimentales muestran un aumento de Al VI y (Na+K)_A al aumentar la temperatura (es decir, los anfíboles formados a mayor temperatura, a partir de líquidos menos evolucionados son más pargasíticos). Los anfíboles de Cabo de Gata difieren notablemente de los trends seguidos por estos anfíboles experimentales, en el sentido de situarse en el extremo de más bajas temperaturas pero a valores menores de (Na+K)_A. Esta disminución del componente edenítico refleja una menor abundancia en álcalis en la composición de las rocas iniciales.

La variación de la composición entre diferentes fenocristales de cada muestra, o de la zonación de éstos, sigue pautas similares a las de los trends experimentales, con pendientes positivas en la Figura 13.7. Las zonaciones reflejan pues variaciones de temperatura durante el crecimiento. Los contenidos mayores en (Na+K)_A se encuentran en los *enclaves básicos microlíticos* de Caliguera, y los más bajos, en las dacitas en las que aparece cummingtonita junto a hornblenda. En el caso de los enclaves básicos microlíticos, el amplio intervalo de composiciones presente refleja una historia complicada de la cristalización del anfíbol en éstas rocas, probablemente con fases de crecimiento a diferentes presiones y/o temperaturas, lo que también se manifiesta en la variedad textural del anfíbol. En las rocas encajantes de estos enclaves, la composición del anfíbol se proyecta en continuidad con el campo de los enclaves básicos. (Fig. 13.7). Los anfíboles de las andesitas piroxénicas contienen valores de álcalis y Al IV más elevados de los de las dacitas y andesitas anfibólicas, lo que indica que se han formado a mayores temperaturas.

La baja cantidad de Al octaédrico (Al VI: 0.12–0.25) es indicador que toda la cristalización del anfíbol tuvo lugar en zonas someras de la corteza (Helz, 1973; Allen y Boettcher, 1975, Hammarstron y Zen, 1986)

Los contenidos en Ti son también mayores en los anfíboles de andesitas piroxénicas y algunos de los de enclaves básicos, lo que también confirma que éstos han se han formado an mayores temperaturas.

CUMMINGTONITAS

Este tipo de anfíbol, de típica coloración verdosa muy débil y elevada birrefringencia, es bastante común como fenocristales euhédricos (< 2-3 mm.) en algunas dacitas y riodacitas de matriz vítrea de la zona de Las Negras. Aparece siempre asociado a hornblenda, como recrecimientos sobre cristales de hornblenda o bien como crecimientos de hornblenda sobre

núcleos de cummingtonita; raramente pueden encontrarse fenocristales aislados de cummingtonita, y en ningún caso como microcristales. Son siempre cristales muy homogéneos, con escasas inclusiones de plagioclasa o apatito. En contra del origen hidrotermal por López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980), interpretamos este anfíbol como mineral primario ígneo.

La composición de estas cummingtonitas está representada en la Tabla 13.5 y Figura 13.6. En general, las cummingtonitas analizadas son bastante homogéneas en su composición, con Si (O = 23): 7.76–7.81, Ca (O = 23): 0.24–0.40 y XMg: 0.5–0.60. Esta composición está en equilibrio con las hornblendas coexistentes.

13.7 BIOTITAS

Los fenocristales de biotita marrón forman tablas de hasta 1 mm. de espesor, que llegan a constituir hasta un 5 % de las rocas más ácidas, y son el mineral ferromagnesiano predominante o único en las riolacitas. Los cristales curvados y con kink-bands son abundantes en los fragmentos de pómez. Sólo muy raramente puede aparecer biotitas en la matriz. La biotita aparece además como pequeñas inclusiones en plagioclasas. En rocas más básicas (andesitas anfibólicas y piroxénicas) puede aparecer a veces, con hábitos anhédricos y rodeado o totalmente transformado a una corona de piroxenos + plagioclasa + óxidos (ilmenita, a diferencia de magnetita en los anfíboles) semejante a la que se produce para los anfíboles. En otras ocasiones se encuentran cristales de biotita temprana completamente rodeados por hornblenda verde. Muchos fenocristales de biotita contienen diminutas inclusiones de circón y apatito.

La composición de la biotitas analizadas se muestra en la Tabla 13.6 y Figura 13.8.

La biotitas de los granófidios de la Serrata son diferentes de las biotitas marrones del resto de la suite de CG. En este caso se trata de biotitas verdes, cuya composición (Figura 13.8) es mucho más férrica (XMg: 0.13–0.24) que la del resto de las biotitas (XMg: 0.48–0.64), en consonancia con la también elevada relación Fe/(Fe+Mg) en la roca total. Las rocas holocristalinas que aparecen como enclaves en las ignimbritas de Las Negras (muestra 29-7) tienen biotitas marrones con composiciones intermedias (XMg: 0.40–0.43).

Para las rocas volcánicas, los valores de XMg más elevados (>0.60) corresponden a las biotitas que aparecen en las andesitas anfibólicas, y los más bajos (0.48–0.51) a los que aparecen en los fragmentos de pómez riolítico. De acuerdo con éstos valores de XMg, se trata de biotitas ricas en Mg, cercanas al campo composicional de las flogopitas. El contenido en Ti

es alto. Estas variaciones composicionales descritas son típicas de otras biotitas de series volcánicas orogénicas (Ewart, 1979, 1982).

La variación en el contenido en Si es de 5.45–5.82, pero predominan las biotitas con 5.60–5.70 átomos de Si p.f.u. (fig. 13.9). No se aprecia ninguna relación entre el contenido en Si de la biotitas y la composición de la roca total.

13.8 OXIDOS DE FE-TI

Los óxidos de hierro y titanio son frecuentes en muchas de las rocas de CG. Aparecen como fenocristales individuales y/o como microcristales dispersos en la matriz.

Los óxidos presente son titanomagnetita e ilmenita (Tabla 13.7) y aparecen como fenocristales o microcristales en la matriz. Se observa que la magnetita está muy comunmente oxidada y transformada a maghemita o hematites. El contenido en Fe_2O_3 para los análisis de microsonda se ha efectuado por balance de cargas, y las fracciones molares de ulvoespinela (X_{ulv}) en las magnetitas y de los componentes R_2O_3 en las ilmenitas se han calculado según el procedimiento de Stormer (1983). Se ha evitado tener en cuenta los análisis de cristales que tuvieran signos de alteración, oxidación o exsoluciones tardías.

Aparecen bien como microfenocristales subhédrico o anhédricos, raramente euhédricos (0.2 - 0.4 mm) o con tamaños que varían gradualmente hasta tamaño submicroscópico en la matriz. La ilmenita aparece también como cristales tabulares euhedricos. Los óxidos forman también parte de los productos de transformación (opacitización) de anfíboles y biotitas.

En las andesitas basálticas el único óxido presente es la titanomagnetita. En andesitas piroxénicas empieza a aparecer ilmenita, y su abundancia con respecto a la magnetita aumenta, en general, con el aumento en SiO_2 de la roca, llegando a ser el único óxido en algunas dacitas y riódacitas. En las andesitas piroxénicas, suelen aparecer ambos en la matriz, mientras que en rocas más ácidas suelen estar relegados a fenocristales o están ausentes.

La ilmenita contiene una fracción de molécula de ilmenita (X_{ilm}) poco variable en cada muestra entre 0.85 y 0.91. En general, las proporciones mayores corresponden a las rocas menos silíceas (caso extremo: riolita 49-3: $X_{ilm}=0,94$), y las menores a las andesitas piroxénicas (el caso extremo en las del Cerro de Los Lobos, $X_{ilm} = 0,815$).

La titanomagnetita presenta composiciones más variables. Los contenidos en ulvoespinela son máximos en las andesitas rocas más máficas –andesitas basálticas y piroxénicas– (X_{ulv} : 0.34–0.50), y es menor en andesitas y dacitas anfibólicas y riódacitas (X_{ulv} : 0.22–0.36). En los enclaves básicos microlíticos el contenido en Ti es mayor (X_{ulv} :

0.30-0.37) que en las rocas encajantes (Xulv: 0.26).

Estas magnetitas contienen entre 0.5 y 1.8% de V_2O_5 . Los contenidos en Al y Cr son bajos (<3.5% Al_2O_3 y < 0.35% Cr_2O_3 ; las magnetitas de la muestra 38-11 tienen 0.5-0.6 % Cr_2O_3). Estos elementos no muestra ninguna variación sistemática con la composición de la roca.

13.9 CUARZO

Como mineral primario aparece como algunos xenocristales rodeados de coronas de piroxenos en rocas relativamente máficas, como algunas andesitas piroxénicas. Es más abundante (~5 %) en las dacitas anfibólicas, y muy abundante en la riodacitas y riolitas (especialmente fragmentos de pómez), llegando a constituir un 15-20 % modal en algunas muestras. Texturalmente aparece como fenocristales (de hasta 1 cm. de tamaño, pero normalmente <2 mm.) con los clásicos golfos de corrosión, y a veces con hábitos bipiramidales.

13.10 OTROS MINERALES

Los minerales accesorios de las rocas volcánicas de CG incluyen circón y apatito. No se han efectuado análisis de dichos minerales. El circón aparece como escasos cristales euhédricos muy pequeños incluidos dentro de hornblendas, biotitas y más raramente ortopiroxenos. El apatito forma prismas euhédricos (<0.2 mm) dentro de anfíboles, plagioclasa, y piroxenos. Ambos aparecen en las andesitas más ácidas, y sobre todo en dacitas y riodacitas.

14. ESTIMACION DE LAS VARIABLES INTENSIVAS DE CRISTALIZACION

14.1 TEMPERATURA-FUGACIDAD DE OXIGENO:

La coexistencia de cristales de titanomagnetita e ilmenita férrica homogéneos se ha utilizado para determinar las relaciones $T-f_{O_2}$ (Buddington y Lindsley, 1964) durante la cristalización de algunas muestras. Las fracciones molares de ulvoespinela (X_{usp}), hematites (X_{hm}) e ilmenita (X_{ilm}) fueron calculadas usando el procedimiento de Stormer (1983) para tener en cuenta el efecto de los elementos menores, y a partir de ellas, se derivaron los valores de temperatura y fugacidad de oxígeno usando el modelo de solución de Andersen y Lindsley (1985, 1988), que es una modificación del geotermómetro de Spencer y Lindsley (1981). Dada la bastante buena homogeneidad de la composición de los óxidos en cada muestra, y la carencia generalizada de medidas en cristales adyacentes de magnetita e ilmenita, hemos optado por realizar los cálculos a partir de los valores medios de actividades de ulvoespinela e ilmenita en cada muestra. No hemos efectuado específicamente un cálculo de errores, pero se cree que los resultados son exactos dentro de un intervalo típico de $\pm 30^\circ\text{C}$ y ± 1 unidad $\log f_{O_2}$. Los resultados se presentan en la Tabla 14.1 la figura 14.1. En dicha figura se incluyen además los valores obtenidos por López Ruiz et al. (1985), Molin (1980) y los citados por Toscani et al. (1990). El acuerdo con los valores obtenidos en este trabajo es bueno, a pesar de que las estimaciones de algunos de los trabajos citados se hicieron con formulaciones más antiguas de este geotermómetro.

En el diagrama hemos incluido la posición de los buffers hematites-magnetita (HM), níquel-óxido de níquel (NNO) y cuarzo-fayalita-magnetita (QFM). Los resultados obtenidos indican que las rocas volcánicas de Cabo de Gata se equilibraron según una curva buffer situada en el diagrama 14.1 sobre el buffer NNO y paralela a éste ($\log f_{O_2} - \log f_{O_2}(\text{QFM})$: 1.20). Los valores mayores de las temperaturas obtenidas se dan para las andesitas piroxénicas y enclaves básicos microlíticos (850 a 950°C), algo menores para las andesitas anfibólicas (en torno a 860°C), variables entre 770 y 800 para las dacitas, y de unos 700°C para las riolitas.

En las andesitas y dacitas piroxénicas se ha aplicado la geotermometría clásica de dos piroxenos, preferentemente, aunque no siempre, a partir de pares augita- ortopiroxeno en

agregados de cristales ("crystal clots"). Las formulaciones empleadas son las de Wood y Banno (1973), Wells (1977) y Kretz (1982). Los valores obtenidos con la ecuación de Wood y Banno (1973) aparecen en la Tabla 14.1

La abundancia en las rocas de Cabo de Gata de paragénesis con hornblenda y plagioclasa posibilita la determinación de valores de temperatura bastante precisos a partir del geotermómetro calibrado por Blundy y Holland (1990).

Se ha procurado, para mayor exactitud, aplicar el geotermómetro sólo a pares anfíbol-plagioclasa muy próximos, con un borde común, o inclusiones de plagioclasa en anfíbol. Las incertidumbres señaladas por Blundy y Holland (op.cit.) son de $\pm 75^{\circ}\text{C}$. Los valores obtenidos aparecen en la Tabla 14.1.

A falta de valores precisos de la P_{total} , los valores obtenidos de T quedan bastante restringidos en el intervalo $750\text{--}825^{\circ}\text{C}$, salvo para los enclaves básicos microlíticos de las andesitas anfibólicas de Caliguera, que indican temperaturas algo superiores ($850\text{--}950^{\circ}\text{C}$, dependiendo de la presión).

A pesar de la naturaleza desequilibrada de la mayoría de las asociaciones minerales analizadas, los resultados obtenidos con los diferentes geotermómetros son, en general, consistentes dentro del margen de error de cada uno de ellos. La mayor fiabilidad se ha dado al geotermómetro de óxidos de Fe-Ti y al de plagioclasa-anfíbol.

En los fragmentos de granófidios de la Serrata analizados por microsonda, se han empleado también la composición de plagioclasa y feldespato potásico coexistentes como geotermómetro (Powell y Powell, 1977). El rango de temperaturas obtenido es de $720\text{--}780^{\circ}\text{C}$.

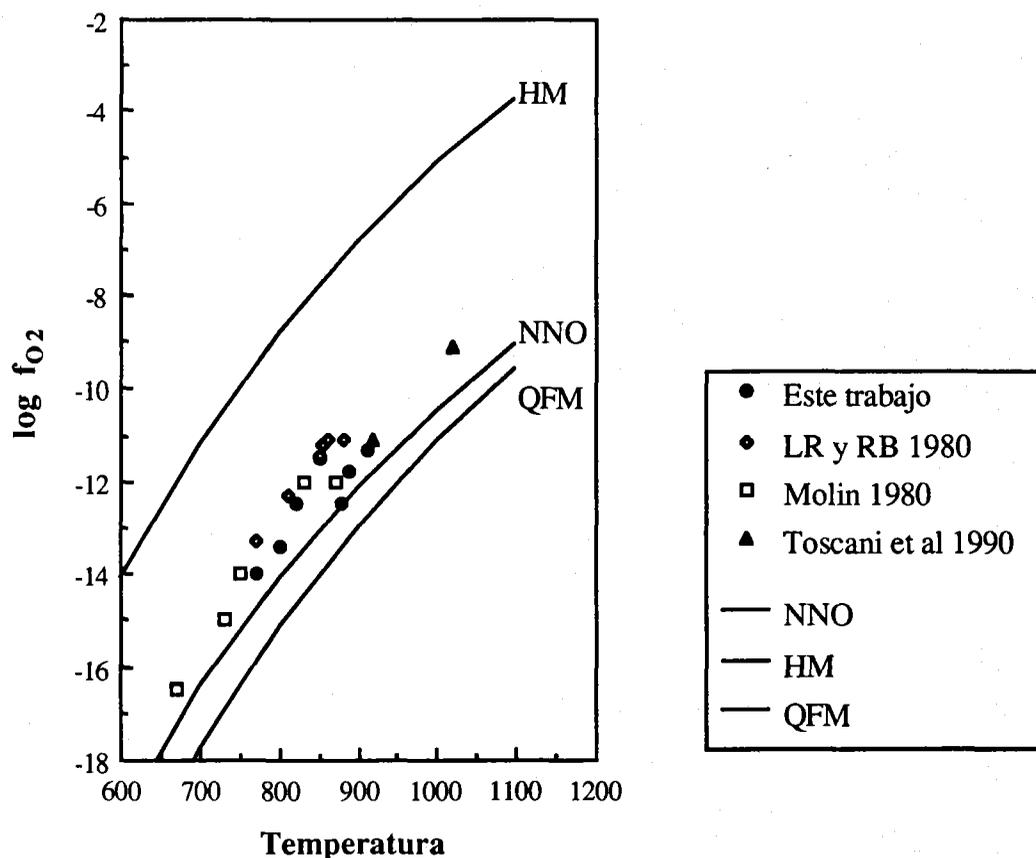
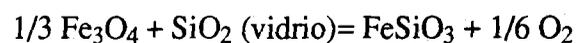
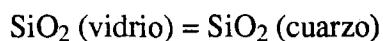


Fig. 14.1 Valores obtenidos para la T y fugacidad de oxígeno para las rocas de Cabo de Gata en este trabajo y otros anteriores.

14.2 PRESION TOTAL

Los valores de P_{total} se puede estimar, cuando se conoce la T y f_{O_2} , siguiendo el procedimiento ideado por Nicholls et al. (1971), a partir de la termodinámica de las dos reacciones siguientes (Ewart et al., 1971; Wood y Carmichael, 1973):



magnetita

ortopiroxeno

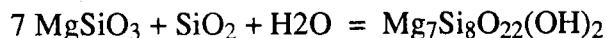
La actividad de Fe_3O_4 en la magnetita ha sido tomada como $1 - X(\text{Fe}_2\text{TiO}_4)$, y las actividades de FeSiO_3 y MgSiO_3 en el ortopiroxeno se han calculado, siguiendo a Wood y Banno (1973), suponiendo una distribución aleatoria de Fe y Mg en las posiciones M_1 y M_2 y un modelo de mezcla ideal.

Este procedimiento proporciona además un valor de la actividad de SiO_2 (a_{SiO_2}). El método es más bien poco exacto y está muy afectado la heterogeneidad y no equilibrio de la composición de los fenocristales y por pequeños errores en las estimaciones previas de T y $f(\text{O}_2)$. Los valores obtenidos, que han de considerarse tan sólo como estimaciones aproximadas, se muestran en la Tabla 14.1.

14.3 PRESION PARCIAL DE AGUA

Merzbacher y Eggler (1984) calibraron experimentalmente un diagrama como geohigrómetro para rocas andesíticas y dacíticas. El diagrama es una proyección en en plano Pl–Opx–Qz+Or, derivada de la proyección de Baker y Eggler (1983). La composición de líquidos magmáticos puede ser utilizada, con este diagrama, para estimar los contenidos en H_2O de los líquidos en equilibrio con pl + opx + cpx. En la figura 14.2. se muestran las proyecciones en dicho diagrama de los vídrios analizados en este trabajo, así como la de análisis de roca total de diversas rocas volcánicas de Cabo de Gata. La tendencia mostrada por las rocas de Cabo de Gata está próxima al cotéctico Opx-Pl correspondiente a una proporción nula de agua. Sólo las rocas más evolucionadas forman un trend oblicuo a los cotécticos y que llega a alcanzar el correspondiente a una proporción de 4% de agua. Los vídrios se sitúan muy próximos al vértice S del diagrama, en una posición aproximadamente en la prolongación del cotéctico del 2% de agua.

Las rocas que presentan la asociación de fenocristales *cummingtonita* – *ortopiroxeno* – *cuarzo* – (*magnetita* – *ilmenita*) constituyen un buffer para el agua y en ellas es posible calcular, además de T, $f(\text{O}_2)$ y P_{total} , el valor de la presión parcial de agua, a partir de la reacción siguiente (Ewart et al., 1971, 1975; Wood y Carmichael, 1973), que constituyen un buffer para el agua:

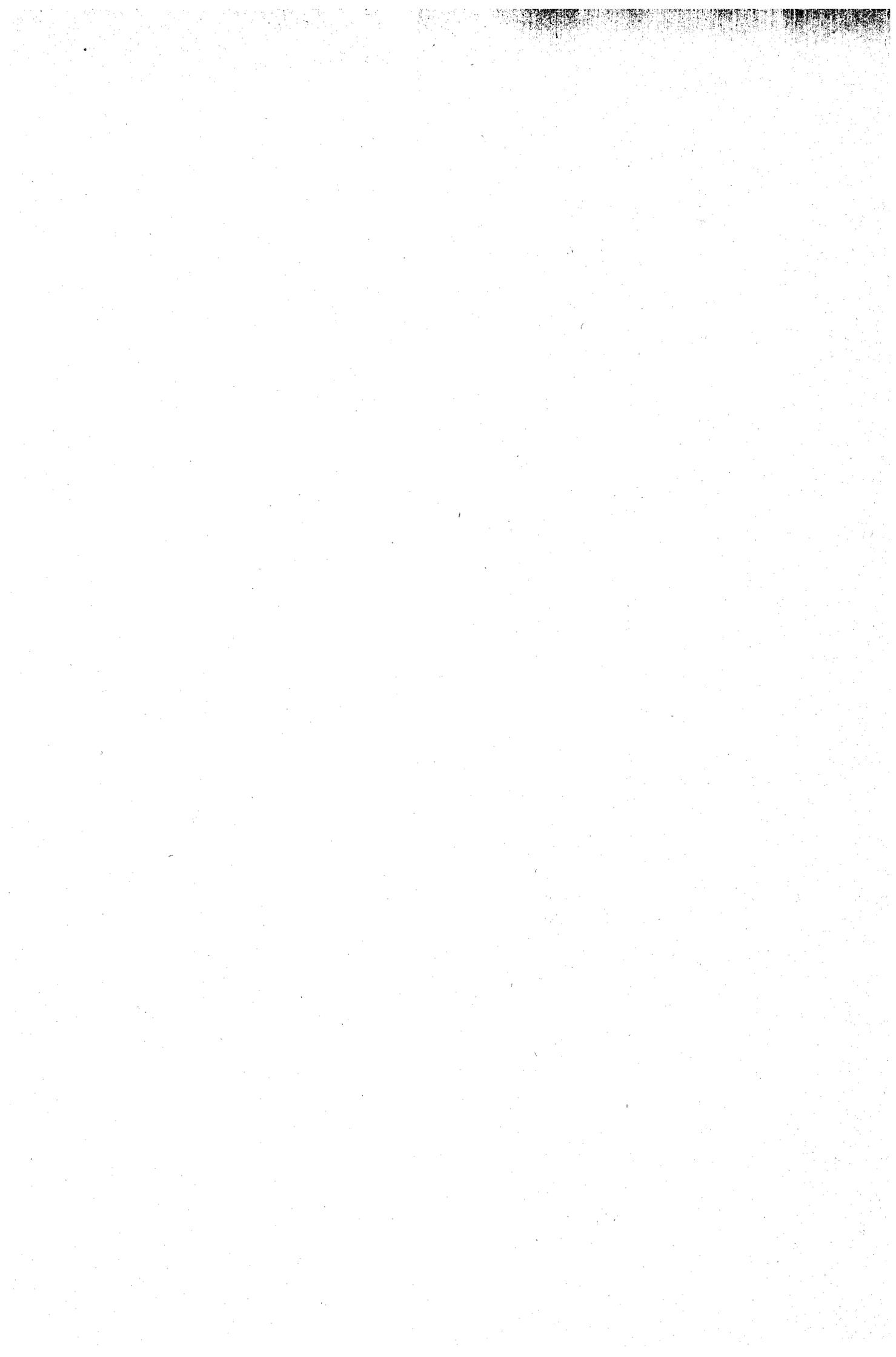


A partir de esta reacción, en equilibrio a una P y T dadas, se deriva el valor de fugacidad de agua como:

$$\log f_{\text{H}_2\text{O}} = \Delta G_r / 2.303 RT + \Delta V_{\text{solidos}} \cdot (P-1) / 2.303 RT + \log [a_{\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2(\text{anf})} / (a_{\text{MgSiO}_3(\text{px})})^7 \cdot a_{\text{SiO}_2(\text{qz})}]$$

De las muestras analizadas por microsonda, sólo la muestra 21-3 presentaba la paragénesis mencionada. El valor obtenido para la fugacidad de H₂O es de 890 bar, lo que equivale a una P_{H₂O} de ~1,25 kbar a 770°C (Burnham et al. 1969). Esto significa que P_{H₂O} es aproximadamente un 55% de la presión total, a diferencia de las dacitas con cummingtonita de Nueva Zelanda (Ewart et al., 1975) o las Antillas (D'Arco et al., 1981), en las que la presión de agua iguala prácticamente a la presión total.

Otras posibilidades, como por ejemplo calcular valores estimativos de P_{H₂O} a partir del componente cummingtonítico en la hornblenda (Ewart et al., 1975; Powell, 1975) u otros componentes del anfíbol (e.g. Helz, 1973; Arculus y Wills, 1980) no han sido consideradas por limitaciones de tiempo y por la relativa poca precisión de esos métodos.



J.M. Fernández Soler

CUARTA PARTE

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

15. MECANISMOS ERUPTIVOS Y MODELOS DE FACIES

15.1 INTRODUCCION

Molin (1980) distingue en CG entre aparatos volcánicos constituidos por lavas básicas e intermedias (tobas, brechas, coladas, necks, diques, filones y sills), y los constituidos por lavas ácidas (domos endógenos de diferentes morfologías). Estos productos forman edificios monogénicos o se agrupan, según este autor, en estratovolcanes. Rechaza no obstante la existencia de las "ignimbritas" en CG, descritas previamente (e.g. Lodder, 1966; Fúster et al., 1965). En su opinión, algunas de las "ignimbritas" descritas por otros autores son en realidad rocas masivas, y en esto concuerda con algunas indicaciones de Sanchez Cela (1968a).

Por el contrario, en nuestra opinión la actividad piroclástica es mucho más importante en CG que lo que se ha descrito hasta la actualidad, existiendo, como se ha descrito en capítulos precedentes, numerosas formaciones de origen piroclástico, constituidas por coladas piroclásticas de facies variadas, muchas de ellas consideradas como auténticas ignimbritas (en el sentido de "coladas piroclásticas ricas en pómez", como es comunmente aceptado por ejemplo por la escuela volcanológica inglesa).

En este capítulos haremos una breve discusión, aunque no exhaustiva, acerca de las características volcanológicas principales que se pueden encontrar en CG.

15.2 ROCAS MASIVAS: DOMOS Y CAMPOS DE DOMOS

Las rocas masivas de origen extrusivo y efusivo (domos, diques y coladas lávicas) forman el mayor porcentaje en volumen de los materiales emitidos en CG. Se encuentran numerosos ejemplos de diferentes morfologías de cuerpos masivos, predominando sobre todo los domos. A continuación se señalarán algunos de los casos más señalados:

* Coladas de lava: se dan sobre todo en *andesitas basálticas* y *piroxénicas* (FR-2, Borronar, SCG-3). Son de tipo block-lava, con bases brechicas muy desarrolladas y alcanzan potencias

de 5 a 30 m.. Discurren sobre relieves irregulares y tienden a afectar térmicamente a las rocas subyacentes. Su caracter más llamativo es la disyunción columnar muy bien desarrollada e irregular (muchas veces en abanicos).

Morfológicamente las escasas coladas de lava que aparecen sobre rocas más *ácidas* (*dacíticas*) son muy diferentes (e.j. RCH-3 en Rodalquilar, algunas coladas lávicas de SCG-2). La disyunción columnar no es tan común y viene a ser sustituida por una "flow-lamination" y foliación planar subhorizontal o contorsionada e irregular, entre base y techo muy brechificados. Estas coladas ácidas llegan a enraizarse en domos exógenos en algunos de los casos mencionados ("flowing domes", domos efluyentes o derramados en el sentido de Emami y Michel, 1982, ó Hernán et al., 1988).

* Cumulodomas endógenos: son los más frecuentes, especialmente en lavas de composiciones intermedias y dacíticas. Se componen de un núcleo masivo prismado y/o foliado, que puede llegar a faltar, rodeado de una envoltura de brechas autoclásticas, más autosoldadas cuanto más próximas al núcleo. Entre las brechas pueden conservarse "jirones" mayores de roca masiva con disyunciones columnares subhorizontales o en abanicos . Algunos llegan a emitir coladas masivas de corto recorrido ("flowing domes"; domo de Cala Hernández). La presencia de domos de este tipo en profundidad se manifiesta, en el caso del área minera de Rodalquilar, por el sistema hidrotermal que provoca (Rytuba et al., 1991) y que ocasiona también la formación de las concentraciones minerales. Ejemplos más destacados: domos de Mesa Roldán, campos de domos de FR-1, domos de Ricardillo, Plomo, Bolinas o Cerro del Calar en Las Negras, Cerro Jayón, etc.

* Criptodomas (endógenos) o domos de crecimiento subterráneo. No llegan a aflorar durante su formación, inyectándose entre otros materiales previos, a los que afectan térmicamente, produciendo aureolas de alteración rojizas y opalinas. En un caso idealizado (Fig.XX), se componen de: (a) una zona externa muy foliada e incluso algo brechoide-soldada, (b) una zona masiva y (c) una zona interna con disyunción columnar radial, pero más comúnmente reemplazada por una zona de autoalteración por acumulación de fluidos tardíos, que confiere un aspecto muy deleznable. Ejemplos significativos son el domo que aparece bajo la torre de Cala Higuera (FR-1), los domos complejos bajo el faro de Cabo de Gata (SCG-2) o el de Vela Blanca (SCG-3).

* Domos en Mesa o Fortaleza: el caso más significativo es el domo de Cerro Garbanzal, uno de

los relieves más importantes de la Sierra de Cabo de Gata, y que está parcialmente cubierto por restos de niveles sedimentarios messinienses.

* **Diques:** Se dan en todas las litologías. Algunos ejemplos destacados en varios puntos de SCG-3 (Fig. 4.1), FR-2 (canteras de La Palma), diques dacíticos rojizos de la zona del Pozo de los Frailes (Fernández Soler, 1988), diques dacíticos en las Negras (Fig. 8.1), diques de andesitas basálticas en el Cerro Negro, etc. Algunos pequeños diques de potencia decimétrica, intruidos entre niveles piroclásticos (p.ej. Collado de Vela Blanca) pueden considerarse como "sills".

* **Rocas hialoclásticas:** Algunas rocas arenosas y brechas descritas para el Borronar en el apartado 5, presenta características generables por emplazamiento de lavas andesíticas en medios marinos (Kano, 1989). La descripción de estos materiales está en el apartado mencionado y no re incidiremos sobre ella. Solamente habría que señalar que el origen "no explosivo" o freatomagmático de estas rocas queda demostrado entre otros aspectos por el estudio microscópico de los materiales cineríticos, donde se observa la ausencia de material vesicular. Los fragmentos son de material muy vítreo con morfologías "blocky", típicas de un origen freatomagmático o de enfriamiento rápido (Heiken y Wohletz, 1985).

15.3 DEPOSITOS PIROCLASTICOS

En este capítulo revisaremos los tipos principales de depósitos formados en procesos eruptivos de alta explosividad que aparecen en CG:

"FALLS" y "BASE SURGES"

Los depósitos de "caída" no son frecuentes en CG. Este hecho puede resultar del carácter muy proximal de los materiales presentes, la facilidad de los depósitos pumíceos de caída a ser re trabajados, especialmente en las condiciones marinas o costeras en las que se desarrolla el volcanismo de CG, o simplemente a un tipo de actividad volcánica en el que raramente se desarrollaron columnas eruptivas. El desarrollo de columnas eruptivas de envergadura está especialmente inhibido si la emisión se produce bajo una columna de agua, como se supone que ocurre para buena parte de la historia volcánica de CG, aunque otros factores puede provocarlo (p.ej. erupciones hidromagmáticas con baja temperatura, alta densidad y contenidos elevados en líticos; Martí et al. 1989). Los casos más importantes de "falls" en CG se han descrito en el apartado 6 y aparecen en el área Escullos-Isleta-canteras del

Morrón de Mateo (la "formación Morrón de Mateo" de Fernández Soler y Muñoz, 1988); este conjunto forma parte del nivel intermedio entre las unidades FR1 y FR2 y contiene sedimentos marinos. Otros niveles parecidos se han encontrado en el conjunto volcánico de Rodalquilar y zona de Presillas Altas.

Corresponden a alternancias de niveles cineríticos de "base surges" –producidos por erupciones hidromagmáticas en niveles marinos muy someros, de tipo surtseyano– con niveles de lapilli (facies de "co-surge fall"). El depósito de "base surge" corresponde a los materiales movilizados en la onda supersónica de las explosiones alternantes y repetitivas que caracterizan este tipo de actividad volcánica. Es por ello que muestran estructuras hidrodinámicas que prueban la elevada velocidad (laminaciones horizontales de régimen de flujo alto, antidunas, canales erosivos, etc.) además de impactos de bloques caídos balísticamente ("bedding sags" que implican una saturación en agua del material cinerítico) y algunas veces lapilli acrecional mal conservado debido a la alteración (bentonización). Los "co-surges", de potencias similares cada uno al "surge" adyacente, proceden de la caída de los materiales de las nubes coliformes acompañantes. Además, se asocian a ellos algunos niveles de "falls" de lapilli de varios metros de potencia y que implican la presencia de una columna eruptiva pliniana mejor desarrollada. No es posible reconocer estos niveles en otros puntos de CG o zonas próximas, por lo que no podemos reconstruir isopacas que permitan reconstruir la dinámica de la erupción causante y el foco de procedencia.

En las rocas andesíticas piroxenicas los depósitos de caída están representados por las brechas ligeramente estratificadas y algo escoriáceas de las unidades FR-2 y NEG-3; en ambos casos se trata de acumulaciones proximales de fragmentos de andesitas basálticas en las proximidades del punto de emisión a partir de erupciones moderadamente explosivas.

"COLADAS PIROCLASTICAS"

1. Un primer tipo corresponde a grandes niveles de coladas piroclásticas pumíticas o ignimbritas, masivas y compactadas o soldadas por procesos post-emplazamiento. Las potencias de las unidades eruptivas son grandes (decamétricas) y suelen carecer de cualquier otra estructuración, salvo diferencias en el grado de soldadura, o la presencia de "enjambres" o acumulaciones de fragmentos líticos o pumíticos de mayor tamaño. En algunos casos pueden encontrarse nivelitos decimétricos intercalados, de granulometría fina ("surges") que permite reconocer unidades de flujo individuales. La mayoría de ellas tienen litologías riódacíticas o

riolíticas (Ej. Tobas Blancas de Vela Blanca o Genoveses, Serrata de Níjar, base de NEG-1) y muy raramente andesítica (e.j. Borronar: Cala Carbón).

Algunas de estas unidades muestran un nivel de "ash-cloud surge" de 1–2 m de potencia. El volumen de estas unidades hace pensar que su emisión pudo estar ligada a la formación de calderas de colapso. Esta relación está probada en el Grupo sur (Fernández Soler y Muñoz, 1987) y sobre todo en el área de Rodalquilar (Rytuba et al., 1990).

2. Coladas piroclásticas compuestas por variables proporciones de pómez, fragmentos líticos y matriz cinerítica. Se trata de unidades de volúmenes variables. Así, la colada piroclástica de Cala Higuera es una unidad eruptiva múltiple, muy canalizada y de volumen relativamente pequeño, mientras que la colada piroclástica del Plomo (formación Plomo) ocupa una extensión bastante grande y tiene un espesor considerable (> 50 m.), aunque por lo general no hay datos suficientes para hacer una estimación cuantitativa del volumen.

Están constituidas por fragmentos de pómez (típicamente dacítico o andesítico anfibólico, y a veces muy alterado o hidratado) como claro material juvenil, con variaciones considerables del tamaño de grano (desde lapilli o más fino hasta en algunos casos bloques de > 30 cm. Además hay proporciones variables de fragmentos líticos densos, ya sea de composición mineralógica similar a los fragmentos de pómez (y por tanto interpretados también como material cognato) o de otras litologías (muy comunes son las andesitas piroxénicas), fragmentos de rocas hidrotermalizadas y otros de rocas holocristalinas en algunos puntos. El carácter deleznable del pómez y la altísima proporción que llegan a alcanzar los fragmentos líticos puede llevar a la confusión de algunas de estas unidades con otros tipos de brechas (lahares, "block-and-ash flows", etc.). Raramente se trata de depósitos sin signos de soldadura, probando así un emplazamiento a baja temperatura. Aspectos constitutivos destacables son:

- La abundancia de chimeneas y estructuras de degasificación.
- Secuencias con granoclasificaciones inversas para el pómez y normales para los líticos de mayor tamaño ("coarse-tail grading").
- Agrupamiento de los mayores clastos de pómez o de líticos en "enjambres".
- Asociaciones a depósitos de "surges" (ver apartados siguientes), a veces en condiciones de interstratificaciones alternantes.

Las litologías típicas de estas rocas son dacíticas o andesíticas ácidas, con anfíbol (raramente piroxénicas, como en Cala Carbón, Fm. Borronar - aptdo. 5)

Otras características dignas de resaltar en estos depósitos son comentadas a

continuación:

(a) Brechas co-ignimbríticas: Como se ha dicho, los líticos llegan a ser en algunos depósitos el material volumétricamente mayor, pero el origen a partir de coladas pumíceas queda reflejado en la presencia de pómez como clastos o dentro de la matriz del depósito. El origen de las brechas líticas "co-ignimbríticas" es un campo en pleno desarrollo y con amplia discusión (e.g. Wright y Walker, 1977, 1981; Walker, 1985; Bond y Sparks, 1985; Druitt y Sparks, 1982; Druitt et al, 1989; Freundt y Schmincke, 1985). Se puede distinguir varios tipos en función de sus características litológicas y relación a los demás términos de cada unidad de flujo. Así, p.ej. en la colada piroclástica que aflora entre Los Escullos y la Isleta o en la colada piroclástica de Cala Higuera hay casos típicos de "**ground breccias**" (en el sentido de Walker et al., 1981), como bolsadas lenticulares hacia la base de cada unidad de flujo (Fernández Soler y Muñoz, 1988) y que ocupan una posición equivalente a "capa 1" de las unidades de flujo. La formación o segregación de brechas líticas en ignimbríticas de pequeño volumen suele indicar un control esencial de la paleotopografía o rugosidad del terreno y la existencia de "saltos hidráulicos" (Freundt y Schmincke, 1985a y b).

En el tramo que hemos denominado RCH-2 (Zona de Rodalquilar, facies de intracaldera) las brechas co-ignimbríticas están muy desarrolladas. La ausencia de estratificación marcada descarta un origen como "co-ignimbrite lag fall breccias" (Walker, 1985). Druitt y Sparks (1982) describen brechas similares en Santorini (denominadas "**co-ignimbrite lag breccias**", sin implicaciones genéticas), interpretadas como facies proximales relacionadas también al colapso de calderas, y representando un equivalente lateral de la ignimbrítica, constituido por los materiales densos (cognatos o no) demasiado pesados para ser transportados lejos del punto de emisión. Rytuba et al. (1990) denominan "intracaldera collapse breccias" de su "Cinto ash-flow tuff" a facies consideradas en este trabajo como "lag breccias". El origen más aceptado (vease los trabajos de Walker, 1985, Druitt y Spark, 1984, y Druitt et al., 1989) implica una tasa de descarga muy rápida en erupciones muy explosivas, usualmente (pero no necesariamente) ligada a la formación de calderas. Una influencia adicional de la gran cantidad de líticos es la disminución de la temperatura de los flujos (hasta 300°C, Martí et al., 1991) lo que explica la general ausencia de soldadura.

(b) Empobrecimiento en finos:

En algunas coladas piroclásticas de este grupo se observa que la proporción de matriz es baja, y que ésta además se compone esencialmente de pequeños fragmentos líticos y

cristales, con poca representación de esquirlas de virio. Esta pérdida es conocida generalmente como empobrecimiento en finos, y aunque suele ser más común en depósitos de surge, ha sido reportada en otras situaciones para coladas piroclásticas (Walker, 1983). Walker (1983) propone varias situaciones en la formación y el transporte de coladas piroclásticas y "surges" en la que se puede producir el empobrecimiento en finos, resumidamente se trata de situaciones en el que un mayor grado de turbulencia en el flujo causa la eliminación de los materiales menos densos (cenizas vítricas) hacia la nube acompañante (p. ej. en la columna eruptiva, en cambios de pendiente, en el frente de los flujos por ingestión de aire, etc.)

(c) Fragmentos hidrotermalizados: uno de los aspectos más llamativos de algunas de estas unidades ignimbríticas es la presencia de clastos líticos alterados. Estos fragmentos son evidencia de la asociación de sistemas hidrotermales al proceso eruptivo, posiblemente como erupciones hidromagmáticas (por acceso de magma andesítico a un sistema hidrotermal). La coexistencia de clastos alterados y no alterados en las mismas unidades indica que la alteración no se produce dentro del depósito sino previamente. Algunos aspectos litológicos de estos fragmentos (e.g. redondeamiento, carácter poligénico, pátinas) señalan que el sistema hidrotermal estaba instalado sobre niveles de brechas (Druitt et al., 1989; Martí et al., 1989).

(d) Origen: Este tipo de coladas piroclásticas se origina en erupciones explosivas con desarrollo de columnas eruptivas altas. La turbulencia de estas columnas causa la elutriación de los finos y la importante ingestión de aire explica la baja temperatura de emplazamiento. La formación de coladas piroclásticas a partir de estas columnas se hace por colapsos discontinuos de la columna (produciendo alternancias rápidas "surges"-ignimbríticas-brechas co-ignimbríticas) o continuos (unidades de flujo individuales mayores). El transporte se hace naturalmente en un medio fluidificado denso muy rico en gas dispersante.

3. Coladas piroclásticas líticas (tipo "block-and-ash flow", terminología de Smith y Roobol, 1982): se trata de unidades de volumen pequeño o medio de brechas monolitológicas, muy heterométricas (\varnothing máximo > 1m.), no granoseleccionadas y con una proporción grande de matriz cinerítica (de igual composición), llegando a ser "matrix supported". No tienen una estructuración clara, salvo la ocasional presencia de algunas chimeneas de degasificación (ciertamente no muy abundantes), lo que puede utilizarse como prueba de origen a partir de flujos densos ricos en gases y lo distingue de otros tipos de brechas líticas similares. Los fragmentos líticos son densos, poco o no vesiculares y angulosos. Los más grandes pueden tener disyunciones de enfriamiento radiales.

Este tipo de depósitos se producen típicamente por colapso de domos en crecimiento, o también a partir de coladas lávicas en cambios abruptos de pendientes. el colapso puede ser puramente gravitacional (dinámica eruptiva "peleana") o bien mediante explosiones dirigidas (o ambas). Nairn y Self (1982) indican que el transporte de los materiales se produce principalmente por "grain flow" (en el que la dispersión del flujo es mantenida por la presión producida por interacciones grano-grano, con una participación emnro de una fase dispersante gaseosa. La nube acompañante del flujo piroclástico origina en algunos casos depósitos de "surge" a techo de cada unidad.

Ejemplos de este tipo de depósitos se pueden encontrar en el grupo sur y la zona de Monsul (Fm. Borronar) –andesitas piroxénicas–, y en Las Negras (unidad NEG-2) –dacitas anfibólicas–.

"SURGES"

En CG se han encontrado numerosos ejemplos de depósitos de "surge" de varios tipos genéticos, distinguibles en función de su posición a los depósitos piroclásticos asociados, y sus características litológicas y de facies.

* *Ash-cloud surges*, sobre las coladas piroclásticas (nivel 3a de Sparks, et al. 1973). Estos depósitos se originan a partir de la nube acompañante al flujo piroclástico. Aparecen bien estratificados, con potencias de uno o varios metros, situados a techo de las coladas piroclásticas pumíticas, con granulometría cinerítica o lapillica, y con frecuentes estructuras hidrodinámicas direccionales (dunas, estratificaciones cruzadas, estratificaciones horizontales de regimen de flujo alto, etc.) y en algunos casos lentejones ricos en fragmentos de pómez. Litológicamente están mejor granoclasificados que las coladas piroclásticas, con un enriquecimiento respecto a éstas en fragmentos de cristales y líticos, y escasez de fragmentos de vidrio. Ejemplos se pueden encontrar en:

- Sobre la colada piroclástica de Cala Higuera.
- Pozo Usero (zona de canteras de bentonitas)
- Tobas grises de Vela Blanca
- Carboneras (Carretera a Mojácar)
- Cráter de Majada Redonda

* *Ground surges*, situados a la base de las unidades eruptivas individuales de coladas piroclásticas. Son niveles de escala decimétrica o métrica que, como en el caso de los ash-cloud

surges, presentan abundantes estructuras hidrodinámicas indicativas de regímenes muy turbulentos de flujo alto (con caracteres propios de "dry surges"). También suelen estar enriquecidos en cristales y líticos y empobrecidos en material vesicular, con respecto a las coladas piroclásticas asociadas. Los depósitos de "ground surge" se forman por un colapso parcial de los márgenes de la columna eruptiva (Fisher, 1979) o proceden de pequeños flujos turbulentos eyectados, a causa de ingestión de aire, desde la cabeza del flujo piroclástico en movimiento. Ejemplos:

- Tobas grises de Vela Blanca
- Monsul (Foto XX)

* Niveles piroclásticos finos intercalados entre brechas líticas. Se trata de niveles con características similares a las niveles de "surge", pero que no aparecen asociados a coladas piroclásticas, y suelen intercalarse irregularmente entre grandes unidades de brechas líticas de orígenes diversos. Ejemplos muy notables se encuentran p.ej. en las andesitas piroxénicas de Borronar y en otros numerosos puntos. Para algunos de ellos es razonable un origen a partir de explosiones hidromagmáticas en zonas costeras, lo que estaría apoyado por:

- estructuras hidrodinámicas propias de "wet surges"
- presencia de marcas de impacto balístico, con deformaciones plásticas
- asociación a niveles "retrabajados" con estructuras de oleaje

Otros casos pueden corresponder a facies distales o equivalentes laterales de unidades de coladas piroclásticas.

Para otros casos, en fín, puede quedar la duda de que se trate de depósitos piroclásticos o depósitos retrabajados.

15.4 OTROS DEPOSITOS

"DEPOSITOS DE AVALANCHAS"

Se trata de niveles de geometría estratoide, compuestos por brechas líticas muy heterogéneas y fácilmente confundibles con otras de las facies descritas. Aparecen en la unidad NEG-2 p.ej., y pueden constituir también buena parte de la unidad CB-2 de Carboneras (capítulo 9). Se componene de una mezcla poco seleccionada de material brechificado y muy caótico. Predominan los fragmentos líticos previamente presente en el

volcán, con menores cantidades de material juvenil. El aspecto más distintivo es la presencia de grandes fragmentos, de hasta varias decenas de metros de tamaño, que han sido transportados varios kilómetros. Estos grandes bloques ("megabloques" de Ui, 1983) pueden estar a su vez transformados a brechas de composición homogénea ("*block facies*" de Glicken et al. 1981 o Voight et al. 1981), autosoportadas y en las que los fragmentos suelen encajar entre sí, rodeados de material fragmentario heterogéneo ("*matrix facies*"), mezclado y caótico. Esto es característico de los depósitos de avalancha o deslizamiento gravitatorio, y lo distingue de otros depósitos por otros aspectos semejantes (p.ej. lahares). Otros aspectos distintivos son su disposición con topografías "hummocky", pero este criterio no es aplicable a rocas antiguas como en CG.

Este tipo de depósitos (Siebert, 1984) se originan por la caída pendiente abajo de grandes sectores de un edificio volcánico (el caso más conocido recientemente es la erupción del Mt. St. Helens en Estados Unidos), formándose simultáneamente una caldera de avalancha. Concomitantemente puede producirse una actividad explosiva entre puramente magmática (erupciones tipo Bezymianny) o puramente freática (tipo Bandai). Además se trata comúnmente de explosiones dirigidas. Desde el reconocimiento de este tipo de depósitos en la erupción de mayo de 1981 en el Monte St. Helens, se han reconocido numerosos ejemplos en otros volcanes del mundo e incluso en volcanes submarinos (ver una recopilación en Siebert, 1984).

"PEBBLE DYKES"

Se han encontrado varios afloramientos de "pebble dykes" en CG, muchos de ellos ya reseñados en los trabajos de Montenat et al. (1984) y Bordet (1985). Los casos más importantes están en: SCG-3 (Bco. Sabinal), FR-1 (proximidades de Cala Higuera), Presillas Bajas, Rodalquilar (coladas piroclásticas de Cinto) y Serrata de Níjar. Son filones centimétricos, discordantes, irregulares y entrecruzados, rellenos de material fragmentario, que encajan en brechas líticas o en coladas piroclásticas pumíticas y que destacan de ellos por su coloración grisácea más oscura. Los clastos son muy heterométricos ($\varnothing < 30$ cm), de muy variada naturaleza (incluyendo rocas holocristalinas) y generalmente no hay material volcánico juvenil, la matriz está muy empobrecida en finos, siendo éstos sobre todo cristales rotos (esto sugiere una extracción de esta fracción por fluidos gaseosos durante el emplazamiento). El origen de estos diques está ligado a la liberación de material gaseoso a presión que es capaz de transportar fragmentos de rocas por fluidificación, durante su ascenso; de manera similar se han debido originar las chimeneas de brechas comunes en las áreas mineras (Rodalquilar,

Alemanes Nuevos, etc.). Algunos de los casos revisados (e.g. algunos diques de Presillas Bajas) puede tratarse simplemente de chimeneas de degasificación de coladas piroclásticas, en las que se produce una acumulación de clastos más gruesos y densos por elutriación de los finos, más fácilmente transportables.

15.5 MODELOS DE FACIES

CAMPOS DE DOMOS

El elemento volcánico fundamental en CG es el que llamaremos *campo de domos* (Fig. 15.1). Se trata de cuerpos domáticos individuales se son emitidos según un dispositivo "multi-vent", es decir, numerosos puntos de salida que están interconectados por sistemas de fracturación. Las diferencias en el tiempo de emisión de cada cuerpo domático son pequeñas, por los que es común que no aparezcan niveles de paleosuleos o sedimentarios muy importantes entre las diferentes unidades. Algunos domos son efluyentes, y en la mayoría las brechas domo pueden alcanzar una gran amplitud, de modo que el resultado final es una capa de brechas casi continúa pero de espesor irregular, dentro de la cual pueden encontrarse restos mayores de materiales masivos (domos, diques) que pueden servir para reconocer los puntos de emisión.

Así, se ha podido reconocer los puntos de emisión para la unidad CG-3 (Fig. 15.2; Fernández Soler y Muñoz, 1987), que se sitúan bastante bien alineados según un sistema de fracturas conjugadas de direcciones NE-SW y NW-SE.

Varias unidades volcanoestratigráficas situadas entre la latitud de Las Negras y Carboneras siguen también el modelo de campo de domos. La unidad mas importante a este respecto es la Fm. Carboneras. La alineación parece seguir, para los cuerpos masivos de las unidades NEG-4, directrices de fracturación bien definidas.

En las depresiones irregulares creadas entre diferentes domos se pueden encontrar acumulaciones de materiales sedimentarios o epiclásticos (Fig. 15.1). Estas mismas depresiones sirve para el alojamiento de algunas coladas ignimbríticas canalizadas, de pequeño volumen (p.ej. Cala Higuera). La asociación o intercalación de niveles sedimentarios costeros indica que este grupo de facies corresponde a un medio marino somero. Esta afirmación es apoyada también por la presencia de facies hialoclásticas en algunas unidades (capítulo 5), asociación lateral a "base surges" en Los Escullos, etc.

GRANDES SISTEMAS PIROCLASTICOS

Caso A: Calderas y sistemas magmáticos "zonados":

Conjuntos caracterizados al menos por dos fases importantes de crecimiento. Una primera fase está constituida por una actividad de muy alta explosividad, con formación de niveles ignimbríticos de gran volumen y composición ácida (riolítica o riodacítica), que pasan, sin una discontinuidad importante en el tiempo, a términos andesíticos (piroxénicos) cuya facies indican condiciones de mucho menor grado de explosividad. El caso extremo de esata sucesión es la descrita para los dos tramos de la unidad NEG-1 (capítulo 8). En una segunda fase, se produce la extrusión (por un dispositivo multi-vent" como el descrito en el apartado 4, de rocas con composiciones intermedias (andesitas ácidas y dacitas) en forma de campos de domos. Esta es la sucesión que se deduce para las rocas volcánicas más antiguas del conjunto más meridional (SCG 1 a 3). Intrusiones tardías producen campos hidrotermales, alteraciones y mineralizaciones.

Caso B:

El esquema de la figura 15.3 muestra la estructura general de este modelo de facies, que reponde a las características del área de Rodalquilar. Se caracteriza por la secuencia clásica siguiente:

- erupciones ignimbríticas ácidas de gran volumen + subsidencia de calderas de radio medio.
- relleno y/o resurgencia de caldera + formación de domos. Estos son emitidos en relación con los sistemas de fracturación ligados al colapso de las calderas, a diferencia del caso A.
- algunos centros volcánicos satélite más máficos, asociados temporalmente
- desarrollo de sistemas hidrotermales someros en relación con la posible intrusión de criptodomas.

EDIFICIOS AISLADOS

Este modelo correponde a algunos de los edificios que aparecen aislados, con un mayor caracter "central", como es el caso del edificio de Mesa Roldán, Cerro de Los Lobos, Los Frailes (unidad FR-2). Es decir, se trata de unidades formadas en la fase más tardía de la historia de CG (Tortonense superior) y de litologías mas bien máficas (andesitas basálticas o

piroxénicas). En estos edificios la emisión se concentra puntualmente produciendo acumulaciones de eyecciones (predominantemente brechas) próximas a un tipo de explosividad estromboliana y relacionadas la coladas de lava y block-lavas (caso de FR-2, que corresponde a las lavas más máficas y por tanto menos viscosas), o bien como producto de la autobrechificación de domos (Lobos, Mesa Roldán, fase final de FR-2). Aunque se trata de productos de erupciones de baja o nula explosividad, pueden encontrarse algunos depósitos cineríticos con estructuras hidrodinámicas, de tipo "surge" que pudieran haberse generado a causa de actividad hidromagmática menor; un ambiente costero parece una solución aceptable para este hecho, más si se tiene en cuenta que estos edificios tienen cubiertas sedimentarias marinas.

15.6 DISCUSION FINAL

Los tipos de edificios volcánicos, su disposición areal y las secuencias de facies indican, como aspectos reafirmados de la actividad magmática en CG, los siguientes puntos:

- Una buena parte del volcanismo de CG se desarrolla en condiciones submarinas o costeras, y como consecuencia se desencadenaron numerosas erupciones de alta explosividad por actividad hidromagmática, además de la formación de hialoclastitas ácidas en relación a cuerpos masivos o autobrechificados.
- La explosividad de gran parte de las unidades piroclásticas tiene su origen en (a) los mencionados procesos hidromagmáticos (interacción de agua -marina- y lavas), (b) en fenómenos de acceso de magmas menos diferenciados a la base de cámaras magmáticas en diferenciación, con la consiguiente circulación convectiva forzada en ellas y propiciación de la exsolución de gases.
- En la mayoría de los casos la viscosidad de los magmas y su contenido en volátiles no es suficiente para promover erupciones explosivas, formándose cuerpos extrusivos.
- Los volúmenes de los pulsos individuales que dan lugar a los edificios volcánicos, su disposición areal controlada por fracturas congruentes con el sistema de fracturación general del SE español, y la variedad petrográfica y composicional de los productos emitidos en edades comparables y espacialmente próximos, indica que, salvo algunas unidades (e.g. complejo de Rodalquilar), los edificios fueron alimentados por cámaras magmáticas más bien de pequeña magnitud; se dibuja así un sistema magmático con

cámaras poco o no interconectadas y a profundidades variables, desde condiciones someras a la mesocorteza. No existe una gran cámara magmática única como la que típicamente se presenta en otras provincias magmáticas y que suele estar acompañada de la formación de grandes calderas de tipo Valles (e.g. complejos de calderas de oeste de los Estados Unidos o provincia volcánica Romana). En el caso del complejo de Rodalquilar o de la unidad SGC-1 (grupo Sur) sí que pudo haber una instalación de una cámara somera de mayores proporciones y composición ácida, que además actuara como "filtro" para el ascenso de magmas menos evolucionados, pero en ningún caso comparable, en mi opinión, a las grandes calderas de tipo Valles (con radios de hasta decenas de km. frente a los inciertos 5-6 km de la cladera de Rodalquilar), como hacen Rytuba et al, 1991.

16. MECANISMOS DE EVOLUCION MAGMATICA

Muchas series calco-alcálicas composicionalmente similares a la de CG, reflejan historias evolutivas complejas en las que actúan fenómenos episódicos o concurrentes de cristalización fraccional, asimilación cortical y mezclas y "minglings" de magmas, además de la posibilidad de diferencias en el área fuente de los magmas (e.g. Grove et al. 1982; Gerlach y Grove, 1982; Grove y Kinzler, 1986). Para el estudio de estos fenómenos, se han desarrollado una serie de métodos numéricos que permiten una evaluación cuantitativa del comportamiento de elementos mayores y trazas durante los procesos de cristalización fraccional concurrente con asimilación/mezcla (Allègre y Minster, 1978; DePaolo, 1981; Nielsen y Dungan, 1983). Estos métodos solamente pueden servir para comprobar la factibilidad de unos modelos de líneas evolutivas, pero no pueden dar soluciones únicas a los problemas de diferenciación magmática.

En los párrafos que siguen a continuación examinaremos la posibilidad de evolución por estos mecanismos eruptivos en las rocas de CG. Para ello aceptamos como aproximación de la composición de los magmas iniciales el análisis de roca total (XRF), y los análisis por microsonda de fenocristales representativos.

CRISTALIZACION FRACCIONAL

Se han elaborado algunos cálculos de balance de masas, junto con modelos de elementos traza, a partir estos últimos de valores representativos de los coeficientes de reparto mineral-líquido de la literatura.

En los cálculos de balances de masas (programas XLFRAC, Stormer y Nicholls, 1978, y GPP, Geist y McBirney), es costumbre aceptar que valores de la suma de los cuadrados de las diferencias entre valor calculado y valor real (R^2) inferiores a 1.5 o 1.2 (e.g. Luhr y Carmichael, 1980) son indicativos de procesos de fraccionamiento de cristales. No obstante si, R^2 es superior a unos 0.2, hay que considerar que otros procesos han debido contribuir a la evolución magmática (asimilación, etc.), además del fraccionamiento de cristales. No obstante, se ha demostrado (e.g. Defant y Nielsen, 1990) que los modelos de cristalización fraccional basados en balances de masas pueden dar resultados coherentes aunque estén operando

procesos en sistema abierto.

Se han modelizado las abundancias de elementos traza a partir de la ecuación de fraccionamiento cristalino simple Rayleigh. Los coeficientes de reparto globales se calculan usando las proporciones de fenocristales calculadas en el balance de masas de elementos mayores, y de coeficientes de reparto mineral-líquido publicados (esencialmente Gill, 1981; algunos Kd de Henderson, 1982 ó Cox et al., 1979). Las abundancias de los elementos traza se calculan de acuerdo con la expresión $C_e = C_o * F \exp(D-1)$, donde C_e es la concentración en el magma evolucionado, C_o en el magma inicial, y F la proporción del líquido original remanente (Cox et al., 1979).

La Tabla 16.1 muestra los resultados de algunos de los balances y modelos más satisfactorios.

El paso de andesitas basálticas a andesitas piroxénicas suele resultar en residuales bajos en la mayor parte de los modelos efectuados (no tanto si se emplean las andesitas basálticas de Los Frailes, ej. Tabla 16.1). Las proporciones de minerales acumulados (en peso) en el modelo resultante son semejantes a las proporciones modales observadas (en volumen), por lo que se interpreta que el paso de unas a otras es fundamentalmente resultado de un fraccionamiento de cristales. No obstante, los valores de los residuales son excesivamente altos, en la mayor parte de los cálculos efectuados, para que éste haya sido el único mecanismo evolutivo, sobre todo si se tiene en cuenta el intervalo reducido de SiO₂ que supone este paso (54 a 56-57%).

Igualmente, se obtienen residuales aceptables para el paso de andesitas piroxénicas a andesitas anfibólicas. Hemos modelizado el paso de varias andesitas basálticas y piroxénicas a composiciones de las andesitas ácidas anfibólicas que forman un grupo composicionalmente bastante homogéneo (Fm. Carboneras, Negras, Serrata). La conclusión es que este grupo de rocas, el más abundante en volumen en CG, podría corresponder a líquidos derivados de otros andesíticos piroxénicos por cristalización fraccional de opx-cps-plg-ox, mas un grado de participación de otros procesos.

Un resultado ciertamente sorprendente es el obtenido en el cálculo de fraccionamiento desde andesitas piroxénicas a las rocas riolíticas (ignimbríticas) de la Serrata de Níjar (Tabla 16.1). El R² para un paso desde 55% a 70% SiO₂ es de 0.3, y las abundancias de

elementos traza calculadas son muy parecidas (salvo bario y circonio) a las reales. Estas riolitas pueden constituir, por tanto, derivados ácidos extremos del fraccionamiento POAM de magmas andesíticos piroxénicos.

La derivación de composiciones dacíticas a partir de magmas andesíticos ha sido más infructuosa en general, salvo algunos casos. Usualmente se han obtenido residuales demasiado altos con diferentes asociaciones minerales y es lógico por tanto considerar que la evolución en estos términos ácidos es más compleja que para las andesitas. Lo mismo ocurre para algunas riolitas y riolitas (ej. Fm. Borronar o unidad NEG-1). A este nivel, la intervención de asimilación de componentes corticales o mezclas de magmas debió ser predominante sobre la cristalización fraccional.

La composición de los enclaves básicos microlíticos de Caliguera (Fm. Frailes I) y otras unidades puede obtenerse, según los balances de mezclas por mínimos cuadrados (Tabla XX, modelos x y x) como resultado de la acumulación de diferentes proporciones de cristales de plagioclasa, hornblenda (\pm biotita \pm ortopiroxeno) y magnetita. A la vista de ello, se trata, en nuestra opinión de acumulados de cristales procedentes de cristalización en las paredes de cámaras magmáticas, y no de magmas más básicos inyectados en los magmas andesíticos-dacíticos encajantes (Bordet, 1985, Vergely, 1986).

Se han modelizado también con éxito algunas composiciones intermedias como mezclas entre otras dos composiciones. Por ejemplo, la Tabla 16.1 muestra la posibilidad de obtener un magma andesítico anfibólico típico (Fm Carboneras) como mezcla entre un líquido andesítico piroxénico en el extremo más máfico, y un líquido ácido (dacita anfibólico-biotítica).

Las abundancias de elementos traza predictas se han comparado con las observadas (e.g. Fig. 16.1) y son, en la mayoría de los casos bastante dispares (un estudio más exhaustivo en este aspecto está aún por realizar). Los contenidos en elementos *compatibles* utilizados son (usualmente) *mayores* en las rocas reales que en los líquidos calculados, mientras que los incompatibles el valor predicho suele superar bastante al valor real, salvo en algunos modelos. Seguramente la causa de la discrepancia reside en múltiples factores, como la posible inadecuación de los valores de Kd seleccionados, el tipo de fraccionamiento y la posibilidad de presencia de líquido atrapado en la fracción acumulada, pero en mi opinión, este tipo de divergencia se podría explicar adecuadamente mediante un proceso de tipo AFC. No obstante, un modelo matemático en este sentido no ha sido elaborado explícitamente para este trabajo.

En resumen, las variaciones de los elementos mayores entre las diferentes litologías presentes puede explicarse razonablemente como resultado de fraccionamiento de las asociaciones minerales presentes como fenocristales, al menos en las rocas máficas e intermedias. Residuales algo elevados (superiores a 0.2), y especialmente la discrepancia entre contenidos de trazas reales y calculados apunta a que además del citado fraccionamiento hubo una componente de evolución por otros mecanismos actuantes en sistemas abiertos (probablemente AFC y mezclas de magmas). Un estudio más avanzado a realizar en estos aspectos necesitaría de la identificación de posibles contaminantes o de magmas que sean términos extremos de las posibles mezclas, y la consideración de otros trazas y relaciones isotópicas.

Una conclusión en mi opinión importante es que las rocas ácidas de CG parecen, en base a lo expuesto anteriormente, distribuirse en dos grupos, un primero que puede proceder simplemente de la cristalización fraccional extrema de líquidos andesíticos, mientras que un segundo grupo se ha formado con una componente mucho más importante de asimilación de material encajante.

PROYECCION EN EL SISTEMA CMAS

Se han calculado para las rocas volcánicas de CG las proporciones para el diagrama de fases pseudocuaternario An-Di-Ol-Si, utilizando el método de Baker y Eggler (1983), y se han representado en los triángulos Di-Ol-SiOr y Plag-Ol-SiOr y proyectados desde la anortita y diópsido respectivamente (Fig. 16.2). En esta figura están incluidos los cotéticos (o más exactamente "líneas de saturación múltiple" Baker y Eggler, 1987) determinados experimentalmente a 1 atm (Walker et al., 1979; Grove et al., 1983; Grove y Bryan, 1983), y los puntos de reacción olivino- ortopiroxeno-clinopiroxeno-plagioclasa a 1 y 8 kbar, y para 2 y 5 kbar en condiciones subterráneas en agua (Baker y Eggler, 1987). Este tipo de proyección es útil puesto que considera todos los elementos mayores y es práctica para la identificación de los procesos petrogenéticos. La anortita como punto de proyección se justifica puesto que todas las rocas de CG contiene plagioclasa.

La posición de las rocas de CG en estos diagramas en relación con las líneas cotéticas (o líneas de saturación múltiple) puede ser informativa por un lado como evidencia de la actuación de procesos de fraccionamiento cristalino, y por otro como posibles indicadores de la

presión y contenido en agua de los magmas. La proyección en estos diagramas pseudoternarios de las rocas de CG (análisis de roca total) ocupa un campo muy próximo o a lo largo de las líneas cotécticas isobáricas cpx-opx o cpx-ol para diferentes presiones determinadas experimentalmente (Baker y Eggler, 1983, 1987). Dada la mineralogía modal presente en estas rocas (ausencia casi completa de olivino como fenocristal), se podría deducir unas condiciones de P durante el periodo mayor de cristalización fraccional (al menos para las rocas piroxénicas de composición intermedia), cercanas al rango 2–4 kbar. Esto es concordante con las presiones obtenidas a partir del estudio termodinámico de la composición de los fenocristales (cap. XXX). Mas aún, las temperaturas calculadas a partir de la geotermometría de dos piroxenos (Cap. 14) (~950–1020 °C son también semejantes a las temperaturas experimentales observadas en las líneas cotécticas en torno a los peritéticos ol-opx a 2 y 5 kbar (1020–1060°C, Baker y Eggler, 1987). De estos diagramas parece derivarse también que el contenido en agua de los magmas no fue muy alto, lo que hubiera supuesto un mayor desplazamiento del campo de CG hacia la arista Ol–SiOr del triángulo, como indica la flecha gruesa en la figura, en dirección al peritético ol-cpx-opx para 5 kbar y 2% H₂O. EL que la mayoría de las muestras no se proyecte exactamente sobre los cotécticos es parcialmente debido a la naturaleza acumulada de algunos de los fenocristales, a la participación de otros procesos petrogenéticos y quizá también a problemas relacionados con la proyección en espacios multi-componente.

En resumen, la disposición de las rocas de CG en relación con las líneas de descenso de líquidos andesíticos determinadas experimentalmente es consistente, en principio, con una evolución por cristalización fraccional a presiones entre 2-4 kbar y contenidos en agua relativamente bajos (Cap. 14, Merzbacher y Eggler, 1986). Esto, no obstante, podría una interpretación demasiado simplista y es de destacar que una disposición similar en estos diagramas podría obtenerse por otros procesos evolutivos en sistemas abiertos (ej. mezcla de magma, asimilación, o más probablemente AFC).

PROCESOS EN SISTEMA ABIERTO

La cristalización fraccional es importante en el control de las tendencias de elementos mayores, pero no puede producir por sí sola algunos aspectos geoquímicos como las variaciones de elementos traza observadas en CG. Hay por tanto que recurrir a otros procesos tales como variaciones en el área fuente de los magmas parentales, y situaciones de asimilación cortical y/o mezclas de magmas.

Contaminación cortical

Los datos geoquímicos indican la importancia de la contaminación cortical en la génesis de los magmas de CG. Aunque no se dispone de un conjunto de datos de composición elemental e isotópica para la corteza en este sector, especialmente la corteza inferior, lo cual impide realizar una modelización cuantitativa de los procesos de asimilación, se pueden exponer algunas conclusiones generales suponiendo composiciones corticales típicas de la literatura (e.g. Taylor y McLennan, 1985).

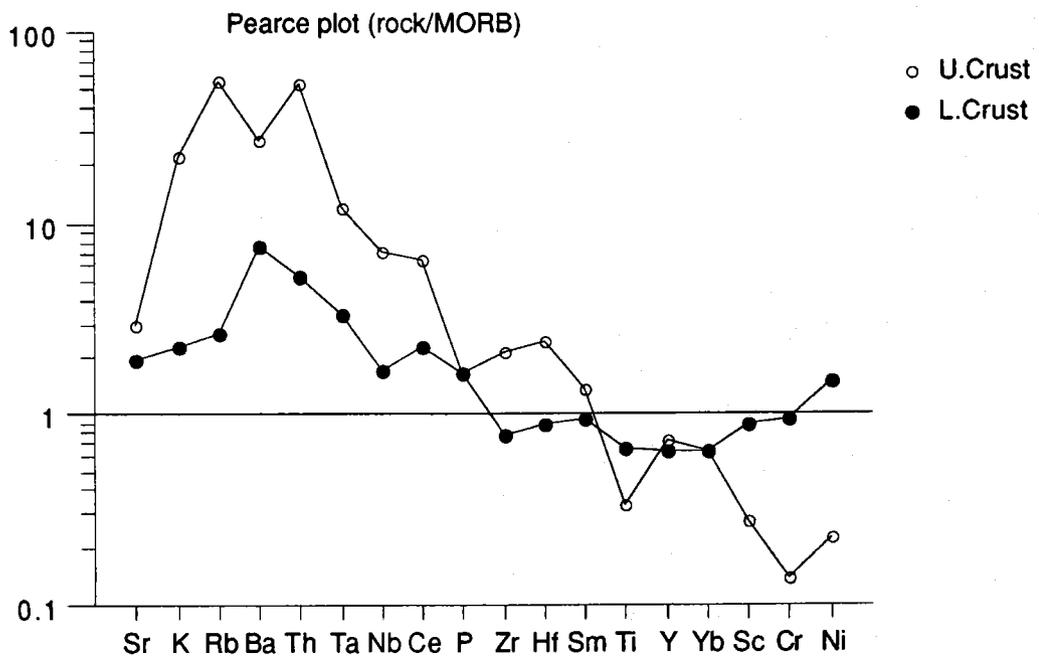


Fig. XXX. Diagramas araña, normalizados a la composición de MORB (Pearce, 1982), para las composiciones de las corteza continental superior (círculos huecos) e inferior (círculos llenos) según la compilación de Taylor y McLennan (1985). Comparese la similitud de la correspondiente a la corteza superior con la de las andesitas de CG (fig. XXX)

1. Valores de la composición isotópica de los magmas de CG. Incluso los magmas menos diferenciados (andesitas basálticas) presentan valores muy altos de $\delta^{18}O$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$, y bajos de E_{Nd} (Hertogen et al., 1988, Toscani et al. 1990). Tales valores no pueden producirse

directamente en el manto o por fraccionamiento en sistemas cerrados, e indica la contaminación por un componente cortical con alto $\delta^{18}\text{O}$. Esto valores no pueden tampoco deberse a la interacción con agua marina puesto que los valores para el Sr son siempre superiores al valor para el agua marina (0.709).

2. Los valores extremadamente bajos para K/Rb (y Rb/Cs) y altos para Rb/Sr y La/Yb, entre otras relaciones, son típicos de la corteza continental y no pueden explicarse por simple cristalización fraccional de la mineralogía presente en las lavas ($\text{plg} \pm \text{px} \pm \text{hb} \pm \text{bi} \pm \text{Fe-Ti ox.}$) a partir de un magma parental calco-alcalino o toleítico. Grove et al. (1988), entre otros, demostraron que el fraccionamiento de un basalto toleítico y la asimilación de material de la corteza superior (parcialmente fundidos parciales graníticos) producen un líquido andesítico. Esta andesita estará muy enriquecida en K, Rb y Th, algo menos en Ba, LREE, Zr y Hf, respecto a la toleíta asociada o al MORB, y el contenido en Ti y P será bajo como resultado de la asimilación de material silíceo.

3. La presencia de xenolitos parcialmente fundidos en algunas andesitas.

4. La presencia de volúmenes intermedios de magmas alojados en la corteza somera, diferenciándose hacia composiciones riódacíticas (e.g. Rodalquilar). Tales cámaras son una fuente de calor y *necesariamente* han de incorporar en su historia parte del material encajante.

Mezclas de magmas

La mezcla de magmas es un proceso importante en la generación de muchos magmas calco-alcalinos y es reconocible mediante numerosas características texturales y mineralógicas o geoquímicas (e.g. Anderson, 1976; Luhr y Carmichael, 1980; Tsuchiyama y Takahashi, 1983; O'Hara y Matthews, 1981). McBirney (1980) rechaza la importancia de la mezcla de magmas en rocas calco-alcalinas, en base a estudios experimentales con soluciones salinas (ver también Huppert y Sparks, 1984 y Sparks et al., 1984)). Sin embargo Kouchi y Sunagawa (1982, 1985) demostraron la posibilidad de formar fundidos andesíticos homogéneos por mezcla convectiva de basaltos y dacitas. También se puede producir esta mezcla por convección forzada durante el flujo por los conductos subvolcánicos (Koyaguchi, 1985) o inyecciones turbulentas de magma primitivo en la base de la cámara (Sparks et al. 1980).

Las evidencias de mezclas de magmas en el conjunto volcánico de CG son claras, pero la contribución de este tipo de procesos a la evolución de estas rocas, en relación con otros

procesos (contaminación y cristalización fraccional) es difícil de evaluar. En muchos casos los efectos químicos de cristalización y mezclas tienden a converger. Las evidencias más importantes de las mezclas incompletas ("minglings") de magmas están en las características texturales y petrográficas de las lavas. Conviene resaltar las siguientes:

- Presencia de enclaves, cristales y agregados glomeroporfídicos con mineralogías "extrañas" a la roca (p.ej. enclaves ricos en biotitas en andesitas piroxénicas, restos de cristales de cuarzo reabsorbidos y escudados por una corona de piroxenos en andesitas piroxénicas, etc.)

- Bandeados en rocas dacíticas con aspectos petrográficos diferentes, por ejemplo bandas oscuras más ricas en microlitos y fenocristales de ortopiroxenos y hornblendas, y otras casi sin microlitos y con mayor proporción de fenocristales de biotita y hornblenda.

- Secuencias volcano-estratigráficas: Secuencia de la unidad NEG-1: unidad piroclástica que comienza con riolitas ignimbríticas seguidas de andesitas piroxénicas, sin solución temporal importante entre ambas fases; entre ambas se crea una zona con abundante pómez riolítico y fragmentos líticos juveniles andesíticos.

- Toscani et al. (1991) demuestran la existencia de desequilibrio isotópico en las andesitas piroxénicas

Evidencias de evolución polibárica

(a) Inclusiones básicas microlíticas (P.ej. en Frailes I): la composición de los anfíboles (contenido en Al) de las inclusiones indica presiones algo superiores a la que marcan los de la roca encajante. No obstante, se ha demostrado como estas inclusiones pueden resultar de una acumulación de cristales de la roca encajante en los bordes de la cámara.

(b) Diferentes asociaciones de fenocristales (e.g. andesitas anfibólicas y piroxénicas) para rocas de composición similar, con temperaturas estimadas y presiones de agua similares, deben haberse producido a diferentes profundidades. En las andesitas piroxénicas, la presencia de restos de anfíbol parece señalar el fraccionamiento de este mineral a mayores profundidades.

ORIGEN DE LAS ROCAS ACIDAS

Las hipótesis actuales sobre el origen de los sistemas magmáticos silíceos consideran la contribución de una componente máfico procedente del manto y otro componente cortical. El componente máfico puede actuar solo como fuente de calor que favorece la fusión cortical, o, por el contrario, los magmas máficos derivar por cristalización fraccional del magma máfico. Entre ambos extremos existen varios grados de asimilación/cristalización fraccional concurrentes o contaminación cortical. En CG el componente máfico puede estudiarse a partir de los magmas más básicos encontrados (andesitas basálticas), mientras que la naturaleza del componente ("contaminante") cortical es más problemática y puede abordarse a partir del estudio de las rocas más silíceas (dacitas y riolitas) de CG, y su comparación con otras rocas magmáticas silíceas de la provincia volcánica neógena bético-riféña y de posibles "áreas fuente" para estos magmas.

Dacitas ácidas y riolitas son terminos subordinadas en CG en comparación con rocas de composición intermedia. En el capítulo 12 se distinguieron, en función de las características geoquímicas, dos grupos bien diferenciados de rocas ácidas en CG:

(a) Un primer grupo representado por las riolitas ignimbríticas y perlíticas que afloran abundantemente en la Serrata de Níjar, pobre en fenocristales y cuyo aspecto más significativo es la elevada relación Fe/Mg. Se ha demostrado anteriormente que estas composiciones puede obtenerse como resultado de fraccionamiento simple de cristales a partir de líquidos andesíticos (Tabla 16.1), en las paredes de cámaras magmáticas medio corticales o someras, sin necesidad de apelar a la asimilación de rocas encajantes. En esta caso, en estas paredes se origina una capa límite en la que la cristalización produce líquidos diferenciados de baja densidad que ascienden y se acumulan en una porción superior de la cámara. Puede tratarse también de un fraccionamiento en estado líquido como el descrito por Hildreth (1979) para la Bishop Tuff, como contraposición al asentamiento gravitatorio de cristales. En el diagrama de fases Q-Ab-Or (Fig. 16.3) este grupo de rocas se proyecta en las curvas cotéticas de media presión, pero alejados de los mínimos.

(b) La mayoría de las dacitas más ácidas y las riolitas restantes no pueden proceder de líquidos más básicos por cristalización fraccional (o bien fraccionamiento en estado líquido) simples de líquidos andesíticos, como lo prueba la dificultad de encontrar modelos de mezcla por mínimos cuadrados con residuales aceptables para elementos mayores y trazas. La

formación de magmas ácidos requiere entonces principalmente de fusión masiva de corteza continental o , con mayor probabilidad de una interacción magmas básicos con corteza continental, con variables grados de contaminación o de asimilación y cristalización fraccional. Esta interrelación está demostrada p.ej. por la sucesión temporal y espacial de riolitas a andesitas basálticas en algunas unidades volcanoestratigráficas (ej. NEG-1). Estas rocas podrían ser por tanto híbridos entre rocas corticales y magmas derivados del manto. Este grupo de rocas se proyecta en la figura 16.3 en posiciones alineadas en torno a los mínimos de los cotéticos de baja presión.

Origen de las rocas dacíticas: La continuidad mineralógica entre dacitas y riodacitas (riolitas) es perfecta, y los fenocristales son composicionalmente equivalentes en ambas litologías. Aunque ciertamente el número de análisis entre 63 y 68% SiO_2 es subordinado incluso en comparación con $\text{SiO}_2 > 68\%$, no se puede hablar estrictamente de la existencia de una laguna composicional Daly en CG¹. En muchas de las muestras dacíticas estudiadas, se aprecian heterogeneidades petrográficas (bandeados, etc) y presencia ocasional de los minerales "característicos" de las rocas más máficas de CG (e.g. clinopiroxenos) que sugieren que estas dacitas proceden de la mezcla entre líquidos riolíticos o riodacíticos (procedentes a su vez de la cristalización fraccional de magmas andesíticos) y otros términos andesíticos diferentes.

Este origen está en consonancia con la propuesta de Grove y Donnelly-Nolan (1986), quienes sostienen que la rareza de lavas entre 60 y 68 % SiO_2 en algunas series calco-alcalinas, puede explicarse en términos de la variaciones en la pendiente de las superficies liquidus en el espacio temperatura-composición-tiempo; cuando esta superficie es relativamente plana o subhorizontal, entonces un pequeño decrecimiento de la temperatura producirá una amplia variación en la composición. Las composiciones que correspondan a las zonas casi planas de la superficie liquidus tendrán una menor probabilidad de encontrarse en una evolución con descenso de temperatura (Fig.16.4). Por tanto, en nuestra opinión las riodacitas y riolitas corresponden esencialmente a los líquidos residuales de la cristalización de magmas andesíticos en profundidad, mientras que las rocas dacíticas proceden fundamentalmente de la hibridización de estos magmas ácidos con otros más básicos (andesíticos) en zonas altas de la corteza.

¹Hay que tener en cuenta que las dacitas suelen ser las litologías más proclives a un sesgo muestral (frecuentemente pumíticas, más fácilmente alterables, deleznales en el campo, etc.)

COSANGUINEIDAD DE ROCAS INTERMEDIAS Y ACIDAS

De los datos geoquímicos y de las modelizaciones descritas en apartados anteriores, se puede deducir que existe una relación directa entre magmas riodacíticos-riolíticos y magmas andesíticos. Determinados parámetros (como la relación K/Rb) son del mismo orden de magnitud en todo el espectro composicional de CG y esto confirma que los magmas ácidos proceden de alguna manera de magmas máficos o intermedios similares a los que forman el resto de la serie. Esta afirmación, a primera vista simple, conduce a que esta cosanguineidad entre diferentes magmas puede ser explicada por dos mecanismos, no excluyentes entre sí:

- derivación de los magmas ácidos de magmas máficos similares a mayor profundidad, por cristalización fraccional (+ contaminación cortical).
- los magmas ácidos puede proceder de la fusión parcial en profundidad de otras rocas máficas anteriores, con signaturas geoquímicas similares a la de los magmas andesíticos.

En cualquier caso, la citada relación entre los extremos máfico y ácido de la suite de CG, implica que en esta serie el aporte de material (y calor) predominante son los magmas máficos derivados del manto.

PROCEDENCIA DE LAS ROCAS MAS BASICAS

En el conjunto volcánico de CG, uno de los problemas que surgen al modelizar las características geoquímicas y la evolución magmática es que no se encuentran auténticos magmas primarios (en el sentido de aquellos originados directamente por fusión parcial en el manto). Las rocas más básicas son las andesitas basálticas (y piroxénicas), y sus caracteres geoquímicos (particularmente sus bajos contenidos en elementos compatibles) apuntan a que han sufrido un grado de evolución importante, posiblemente por cristalización de fases máficas en profundidad (posiblemente semejantes a basaltos toleíticos de alta alúmina). Las características geoquímicas clave para explicar la generación de estos magmas máficos iniciales son:

- enriquecimiento en elementos LIL y empobrecimiento en HFS, silimaramente a otros contextos orogénicos ("signatura de arco").
- Similarmente, enriquecimiento en LREE, frente a unos valores constantes para las HREE.

- Relaciones isotópicas de Sr muy altas (y bajas para el Nd), junto a valores de $\delta^{18}\text{O}$ muy pesado.

Fuente: componente (a) generación de magmas primarios basálticos por fusión parcial de peridotitas mantélicas metasomatizadas.

En un estudio de las andesitas piroxénicas de CG, Toscani et al. (1990) examina el posible papel de la corteza en la formación de estas andesitas. Concluyen que la hipótesis de procedencia a partir de una contaminación simple de magmas máficos por material cortical ("modelo de dos componentes") no explica suficientemente las características geoquímicas de las andesitas: este modelo podría explicar las altas proporciones de Sr radiogénico y su correlación positiva con la relación Rb/Sr, pero no explica en cambio, entre otras cosas, la disminución en el D.I. con el aumento de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en muestras de una misma localidad.

La citada correlación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Rb/Sr puede deberse pues a que las diferentes andesíticas piroxénicas provienen de magmas máficos con características geoquímicas e isotópicas diferentes; éstas se deberían a variaciones en los aspectos geoquímicos en las diferentes porciones del manto en que cada uno de ellos se ha generado (modelo de "Heterogeneidad en el Manto"). En el trabajo citado se especula con la posibilidad de que dicha heterogeneidad se deba a un desigual grado de enriquecimiento en Rb y K en el manto superior, provocado a su vez por la infiltración de fluidos, de procedencia cortical, durante un proceso de subducción de una porción de corteza continental ("Componente de Zona de Subducción" en el sentido de Pearce, 1982). Los fundidos máficos así generados pueden interactuar extensivamente con material cortical produciendo líquidos andesíticos, pero reflejando aún la impronta geoquímica e isotópica mencionada.

Paralelamente, la composición, elemental e isotópica, de las lamproitas béticas, originadas a partir del manto a profundidades inferiores a 100 km., indica según Nelson et al. (1986) la mezcla del manto fuente con un componente que tiene características geoquímicas particulares de corteza continental o de sedimentos derivados es ella (sería un manto de tipo EM2, según la nomenclatura de Zindler y Hart, 1984).

Todo esto es argumento a favor de la subducción de una porción de corteza continental, generando un manto anómalo y heterogéneo.

Fuente: componente (b) fusión parcial de rocas máficas (¿ piroxenitas ?): formación de líquidos ácidos o intermedios y reacción de éstos con peridotitas.

Nicholls y Ringwood (1973) sugieren que la interacción entre peridotitas de la cuña mantélica sobre zonas de Benioff y fundidos derivados de la lámina básica subducente puede ser un proceso importante en la generación de series calco-alcalinas, y esto ha sido confirmado por numerosos estudios experimentales (e.g. Johnston y Wyllie, 1989; Wyllie et al. 1989 entre los más recientes).

Si se considera que el manto bajo el dominio bético rifeño puede estar representado en los macizos ultrabásicos como el de Ronda, o en algunos de los nódulos que se encuentran en los basaltos alcalinos de Cartagena, se parecía que este manto está compuesto, además de peridotitas, por rocas de composición máfica (piroxenitas y hornblenditas). Una génesis alternativa de los materiales volcánicos del SE de España podría encontrarse precisamente en estos materiales. En las hipótesis clásicas de series andesíticas se parte de la formación de líquidos andesíticos o dacíticos por fusión parcial de la lámina subducente en zonas de Benioff, transformada a eclogita.

Los estudios experimentales muestran que se pueden formar líquidos ácidos por fusión parcial de rocas máficas (e.g. Green y Ringwood, 1968; Helz, 1976); la composición exacta del fundido dependerá de la presión, grado de fusión y composición del producto inicial, y más probablemente será dacítico o más raramente andesítico. Una descompresión adiabática de gran magnitud (y rápida como la que se supone para el dominio de Alborán, Platt y Vissers, 1989; Zeck et al., 1992), podría traer a los materiales máficos (piroxenitas con granate) bajo su curva sólidos y promover su fusión, mas aún si se considera que parte de ellas contiene minerales hidratados (anfíbol-flogopita) que harán descender la temperatura del solidus; los líquidos obtenidos son muy sobresaturados en sílice y podrían reaccionar heterogéneamente con el manto, produciendo a su vez líquidos los máficos.

La composición exacta de los fundidos originados por fusión en estas condiciones no es bien conocida. Lloyd et al. (1985) obtienen magmas ultrapotásicos a partir de clinopiroxenitas muy enriquecidas (con flogopita). Nicholls y Ringwood (1973) proponen, como parte de un modelo más complejo, que el ascenso adiabático de clinopiroxenitas con granate puede producir líquidos calco-alcalinos. Green (1982) muestra que la producción de magmas calco-alcalinos puede proceder de la fusión de rocas máficas hidratadas, ya sea en la base de la corteza o a mayor profundidad.

EVOLUCION DE LOS MAGMAS INTERMEDIOS:

Las características y variaciones químicas de los materiales intermedios de CG, como se ha argumentado en apartados anteriores, se pueden explicar en mi opinión por un conjunto de procesos en el que el papel preponderante lo ejerce el fraccionamiento cristal-líquido de asociaciones minerales diferentes a diferentes profundidades (*evolución polibárica*) y/o en otras condiciones ambientales (tales como PH_2O) también diferentes, a lo que se suma un grado variable y no medible de participación de un "contaminante" de material cortical posiblemente asimilado en las paredes de cámaras magmáticas someras o mesocorticales. El efecto del fraccionamiento clásico POAM (plagioclasa – ortopiroxeno – augita – magnetita) postulado por Gill (1981) tiene efectos similares al de otras asociaciones que incluyen hornblenda o biotita, al menos para los elementos mayores. Hay que volver a señalar que la "signatura cortical" de las lavas de CG está presente incluso en los magmas menos evolucionados (es una característica del área fuente) y por tanto dificulta mucho la posibilidad de distinguir mediante los elementos trazas las características de los posibles contaminantes; parámetros significativos como algunas relaciones entre elementos incompatibles o relaciones isotópicas son similares en las rocas menos y más evolucionadas, y en "contaminantes corticales típicos" (e.g. corteza continental superior de Taylor y McLennan, 1985).

Una evolución de tipo RTF (cristalización fraccional y mezcla continua en cámaras magmáticas periódicamente rellenas y evacuadas) de O'Hara y Mathews (1981; O'Hara, 1977) explica los cambios importantes en los elementos incompatibles, junto a cambios menores en la composición de elementos mayores y elementos compatibles. Si a ello se añade un proceso coetáneo de asimilación (RTFA) de material cortical, se explicaría así mismo una variación en las relaciones isotópicas del Sr. Tal mecanismo ha sido comprobado, por ejemplo, en el volcanismo calco-alcalino y shoshonítico de las Islas Eólicas en el sur de Italia (Francalanci et al. 1988, 1989), donde también se había propuesto una hipótesis genética partiendo de un manto heterogéneamente enriquecido en elementos incompatibles y Sr radiogénico (Ellam y Hawkesworth, 1988; Ellam et al., 1988; Luais, 1988).

El tipo de edificios volcánicos, el volumen de material emitido en cada proceso eruptivo, pequeño en general, la relativa homogeneidad de los productos de cada uno de ellos y el fuerte control estructural de la disposición de los puntos de emisión se discute en otros apartados de esta tesis. De estos hechos parece deducirse la aparente inexistencia de cámaras

magmáticas de grandes dimensiones en niveles altos de la corteza (salvo quizá para el caso de Rodalquilar), de manera que cada pulso eruptivo corresponde normalmente a la emisión de "batches" magmáticos individuales, de pequeña o media magnitud, que ascienden a través de los sistemas de fracturación regionales, y que, o bien salen a la superficie directamente o en otros casos se pueden emplazar como pequeñas cámaras magmáticas someras que tienen poca posibilidad de fraccionarse intensamente o de interactuar ampliamente con las rocas encajantes. Se puede concluir pues que la variabilidad composicional de las rocas de CG debe en principio ser heredada de procesos de evolución magmática en zonas más profundas de la corteza (ver Bacon, 1985).

La existencia de *cámaras magmáticas zonadas* está probada en este trabajo por la disposición de niveles piroclásticos de andesitas piroxénicas casi discontinuamente sobre otros de composición riolítica (particularmente el caso de la unidad NEG-1). Otros signos de mezclas imperfectas ("*minglings*") de magmas de diferente composición son abundantes en muchas otras unidades de CG, p.ej.

- presencia de fragmentos de pómez bandeados en unidades piroclásticas
- asociaciones mineralógicas "mezcladas" o "híbridas", con signos claros de desequilibrios minerales y reabsorciones, o poblaciones diferentes de un mismo mineral (e.g. plagioclasas).

Este conjunto de datos no hacen sino reafirmar la idea mencionada de la menor importancia de la evolución magmática a alto nivel en estas rocas. Ciertamente, algo de fraccionamiento cristal-líquido en estas cámaras someras no ha de descartarse, y una prueba de su operatividad es la presencia de las inclusiones microlíticas, "crystal clots" y fragmentos de rocas micrograníticas muy abundantes p.ej. en las ignimbritas de la Viuda, y encontradas en otras unidades, y que en este trabajo interpretamos como producto de la cristalización en el borde de las cámaras magmáticas, posiblemente con un mecanismo de "boundary-layer fractionation". El colapso de calderas, su resurgencia y las alteraciones hidrotermales indican intrusiones a alto nivel, pero en nuestra opinión estos fenómenos no implican la existencia de reservorios someros de vida larga, y por tanto no han jugado un papel esencial en la petrogénesis y cristalización de los magmas.

Volumétricamente el litotipo más abundante en CG corresponde a las andesitas ácidas - dacitas, comunmente con fenocristales de anfíbol como ferromagnesiano modalmente más abundante; este litotipo se corresponde además con un máximo en número de análisis situado en torno a un 60 % de SiO₂. Algunas andesitas piroxénicas convergen también a esta

composición (FIG. 16.5).

RESUMEN: EVOLUCION CORTICAL DE LAS ROCAS VOLCANICAS DE CABO DE GATA

Tentativamente se propone, para el conjunto de CG, un sistema magmático como el que se representa en la figura 16.6. Tal modelo es solo una propuesta y deberá perfilarse con datos adicionales en cuanto a las condiciones ambientales de cristalización de las diferentes paragénesis de CG, mayor grado de cuantificación de la magnitud de los procesos de asimilación y composiciones de los contaminantes, etc.

En este esquema el sistema magmático bajo CG sería un sistema con evoluciones a diferentes presiones (polibárico), cuya principal característica es la ausencia de cámaras de gran volumen. Las localización de varios tipos de evolución magmática se ilustra según cuatro modelos diferentes, nombrados A a D.

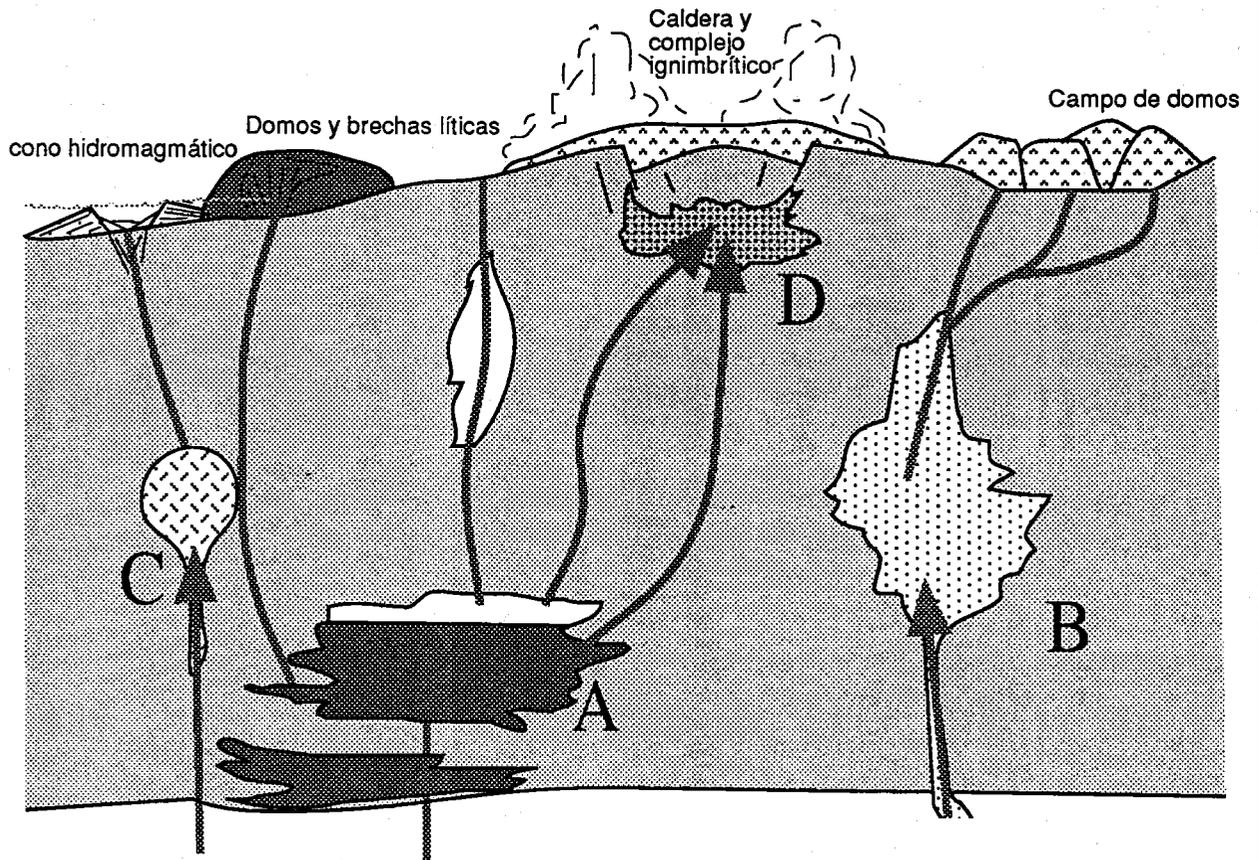
A.

En el caso A, una cámara magmática "mesocortical" es recargada periódicamente por un fundido mantélico enriquecido en LIL, que entra en un sistema convectivo homogeneizante. En esta cámara se produce una evolución a través de la fusión parcial y asimilación de la roca de caja, paralelamente a una cristalización que suministra el calor latente necesario para permitir la fusión de la roca de caja; esto ocurre en las paredes de la cámara (fig. 16.6b), y los líquidos residuales obtenidos tienden a ascender gravitacionalmente, acumulándose en una nivel ácido que ocupa la parte alta del reservorio (fraccionamiento líquido o "boundary layer fractionation"). En las zonas inferiores tenderán a formarse acumulados de fases máficas. Dependiendo de factores como tasa de aportes máficos frente a proporción de material cortical "asimilado", la posibilidad de evacuaciones periódicas de magma, la evolución de este tipo de cámara zonada puede proceder de diferentes maneras. La cámara esquematizada en la figura ha sido aliviada (a) a nivel intermedio, emitiendo magmas andesíticos menos evolucionados (domos y brechas líticas), y (b) desde el techo, emitiendo un magma riodacítico que sale a la superficie o se acumula en otro reservorio más somero (D).

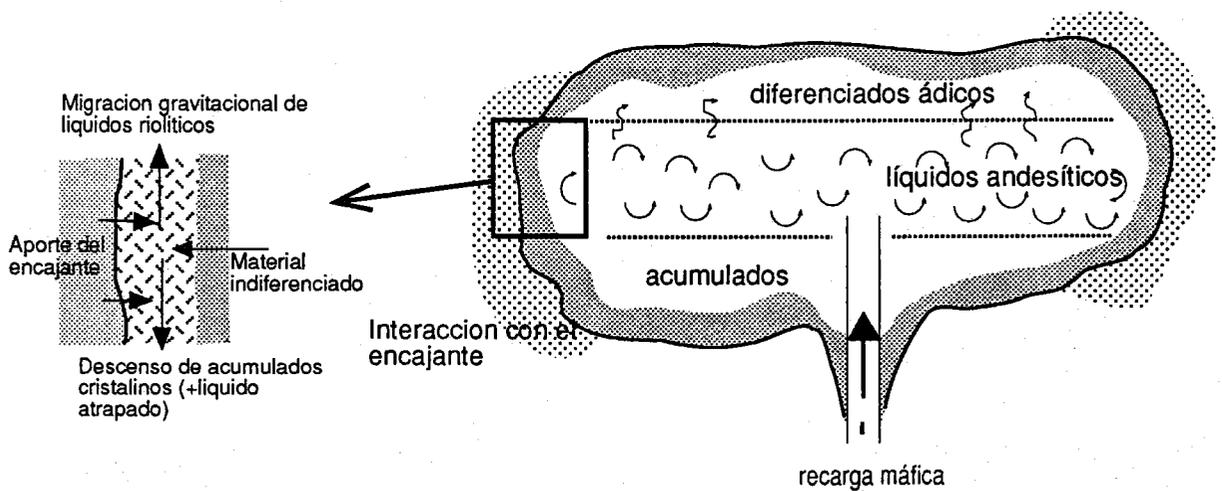
B.

En el caso B, una cámara magmática similar a la anterior a la que ha cesado el aporte de material máfico, ha evolucionado hasta dar una composición groseramente homogénea, en una

(A)



(B)



composición proxima a $\text{SiO}_2 = 63\%$, lo máximo permisible según Myers et al 1982 por un proceso como el descrito arriba. Una evacuación de fundidos de esta cámara a través de fracturas regionales puede producir alineaciones de edificios volcánicos (p.ej. los campos de domos que quieren representar en la figura).

C.

Para una cámara con un volumen reducido, como la señalada con C, las posibilidades de evolución como en el caso A se ven limitadas por la menor energía térmica disponible para promover la fusión de la roca de caja. Los magmas formados en esta posición tendrán una menor impronta cortical. Son relativamente raros en CG (Frailes, ¿Serrata?). En el caso de la figura, su emisión en una zona costera ha producido un cono de cenizas por erupciones hidromagmáticas ("base-surges" y "falls").

D.

El caso D se trata de una cámara magmática somera, recargada por diferenciados riodacíticos procedentes de cámaras mas profundas (A) Cuando un batch de material más básico llega a acceder a la base de esta cámara, puede desencadenarse un proceso eruptivo muy violento, con formación de complejos ignimbríticos y colapso de calderas (ej. Rodalquilar). El emplazamiento de cuerpos magmáticos someros potencia además la formación de sistemas hidrotermales de circulación convectiva que originan aureolas de alteración y concentraciones minerales.

Parte importante de este escenario implica que la evolución en muchos reservorios se produce por el acceso de magmas más primitivos a reservorios dacíticos o riodacíticos, derivados éstos a su vez de la evolución de un reservorio más profundo. La evolución de estas cámaras dependerá en definitiva de su volumen absoluto y de los volúmenes relativos de magma primitivo (andesitas piroxénicas) y magma dacítico residente. Si el volumen de líquido ácido es pequeño, se instaura un sistema convectivo muy intenso que, de acuerdo con los trabajos de Sparks et al. (1977) favorecería el desencadenamiento de erupciones de alta explosividad (ignimbríticas) que evacuarían el techo de los reservorios, especialmente en cámaras emplazadas a poca profundidad. Este puede ser el caso de las unidades ignimbríticas rio(dac)íticas que caracterizan la base de algunos ciclos volcánicos de CG. Posteriormente serían emitidos, en el mismo ciclo, los magmas andesíticos, con limitada modificación composicional.

Un reservorio (rio)dacítico muy grande en relación al volumen del influjo de magma

más máfico, agotaría rápidamente la energía térmica y por tanto, la diferenciación en este reservorio dependerá de la composición y temperatura del magma residente. En situaciones intermedias, o si llegan pulsos repetitivos de magma más máfico, se produce, de acuerdo con Kouchy y Sunagawa (1985), una estratificación por densidad en la cámara y se darían las condiciones adecuadas para que se establezcan sistemas de convección doble-difusiva (Turner, 1979). Cuando se establece esta situación, la mezcla entre magmas silíceos y máficos se produce por erosión de la base de la capa dacítica por el magma dacítico más vigorosamente convectivo, y se forman así magmas intermedios (andesíticos-dacíticos) híbridos que definirán una capa-límite intermedia. La evolución de estos magmas híbridos ocurre por tanto por la progresiva asimilación de magma dacítico a la capa máfica convectiva situada bajo ellos, y la evolución de las composiciones de estos líquidos migrará según líneas de mezcla entre estos dos términos.

17. UN MODELO PARA EL VOLCANISMO DE CABO DE GATA Y SU EXTENSION A LA PROVINCIA MAGMATICA BETICO-RIFEÑA.

En capítulos precedentes determinamos que el volcanismo de CG está caracterizado por dos extremos composicionales principales. El primero está constituido por los magmas máficos-intermedios (andesíticos) procedentes en su mayor medida de fundidos de origen subcortical, formados a partir de un manto superior heterogéneamente modificado por una componente con caracteres geoquímicos ("signatura de arco") afines a la corteza continental superior. A partir de estos fundidos más primarios se origina un cortejo calco-alcalino típico en el que se producen rocas andesíticas con diferentes paragénesis en función de la presión y cantidad de agua disponible, y que tienden a converger hacia un máximo situado en torno a un 60% SiO₂ (anhídrido); esta variación se produce en sistemas magmáticos polibáricos con cámaras de medio o pequeño volumen y evolución fundamentalmente mediante cristalización fraccional y, en menor grado por "contaminación" (s.l.) con material cortical; los peculiares caracteres geoquímicos "corticales" de las rocas de CG son por tanto heredados ya desde el área fuente de los magmas más básicos, en el manto superior, y no adquiridos durante el ascenso en la corteza.

El otro extremo composicional destacado está constituido por los magmas ácidos (riodacíticos-riolíticos). De acuerdo con los datos geoquímicos, estos magmas podrían proceder de los magmas intermedios por cristalización fraccional ± "contaminación" cortical. Es importante reconocer que algunas características geoquímicas clave son similares en los extremos máficos y ácidos y que existe pues una relación muy estrecha entre ambos grupos.

Esta al menos aparente cosanguineidad entre magmas riolíticos y andesíticos es sostenible aún si se acepta otro posible origen alternativo: los magmas ácidos podrían proceder, en nuestra opinión, de la fusión de rocas máficas o intermedias, generadas previamente, y estancadas ("underplated") en la base de la corteza, en un entorno caracterizado por un flujo térmico muy intenso. Estas rocas máficas-intermedias deberían a su vez presentar la característica "signatura de arco" y podría tratarse de precursores similares o relacionados a los magmas andesíticos tipo CG y que no llegaron a la superficie, pero contemporáneos con ellos, o bien material máfico emplazado en la base de la corteza bastante antes. Este requisito lo cumplen por ejemplo magmas similares a los que dieron lugar a los diques máficos que aparecen en el complejo Maláguide (Torres Roldán et al., 1986). Si se tiene en cuenta que la

formación de tales diques se hizo en un contexto caracterizado por una tasa de extensión cortical muy grande y rápida (Cap. 3), es de extrañar la relativa poca presencia reconocida de productos magmáticos en ese periodo (Mioceno Medio, ~20 m.a.). esto podría explicarse considerando que esta actividad magmática, con características por otro lado propias de suites "orogénicas" produjo esencialmente un "underplating" de material máfico en la base de la corteza, con solo un volumen limitado de intrusión de estas rocas máficas en la corteza superior. Esta base de la corteza de composición máfica pudiera estar avalada por datos sísmicos, que indican la presencia en el dominio de Alborán y bajo una corteza muy adelgazada, de un "manto" con velocidades de propagación de ondas sísmicas anormalmente bajas (Vp: 7.6–7.9 km/s; Banda et al., 1983). Esto estuvo acompañado de la producción de fundidos leucograníticos por fusión parcial de la corteza media.

En cualquier caso, ambos modelos, cristalización fraccional de magmas intermedios vs. fusión parcial de rocas máficas, no deben ser excluyentes entre sí y debieron o pudieron operar conjuntamente.

Los magmas dacíticos, situados entre ambos extremos composicionales no proceden de la evolución de los magmas intermedios mediante cristalización fraccional \pm "contaminación" con rocas de caja, sino que se forman a partir de la mezcla ("mingling") entre magmas andesíticos y ácidos (riodacíticos) tal que se conservan en las mismas muestras parte de las características mineralógicas tanto de las rocas intermedias como riodacíticas (e.g. asociaciones mineralógicas muy complejas con hb - opx(varios tipos) - cpx - bi - qz - varios tipos de plg. y con notorios signos de reabsorción).

En base a estas premisas, a continuación discutiremos algunos de los puntos clave referentes a la genesis de estos componentes, y su relación con el contexto geodinámico en que se desarrolla el volcanismo de CG y por extensión una aproximación a la caracterización de la magmatogénesis en la provincia volcánica bético-rifeña. A este respecto, los puntos de más interés son, en mi opinión:

- Causa del desencadenamiento de la actividad magmática.
- Origen del "enriquecimiento o signatura orogénica" y otros parámetros geoquímicos significativos.
- Naturaleza de la variación "zonal" magmática en el SE peninsular y Rif.

DESARROLLO DE ACTIVIDAD MAGMATICA EN EL DOMINIO BETICO RIFEÑO

Modelos propuestos anteriormente

Las ideas iniciales propuestas para el origen del volcanismo del SE sugieren la subducción de una placa oceánica hacia el N (Araña y Vegas, 1974), correspondiendo el mar de Alborán a la sutura entre Europa y Africa. Este explicaría la polaridad del aumento del contenido en potasio, similar según estos autores a la existente en otras suites orogénicas. El mismo contexto es propuesto por Molin (1974, 1980).

Similarmente, López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) indican que la génesis del volcanismo calco-alcalino y shoshonítico del SE de España está relacionado a una *subducción de corteza oceánica* originada en el Oligoceno en el Mar de Alborán. Los líquidos calco-alcalinos s.s. (CA) se habrían producido a 100 km de profundidad y los fundidos CA-K o SHO se formaron a 150 km. El enriquecimiento en elementos incompatibles se produjo durante la ascenso, por mezcla con fluidos o asimilación de corteza continental. Las rocas más silíceas en ambas series derivarían, por cristalización fraccional (+ contaminación cortical), de magmas primarios andesíticos (fundidos parciales de corteza oceánica de composición básica), según estos autores.

Posteriormente (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1984), esta hipótesis es rechazada en favor de otro modelo por el que el volcanismo orogénico del SE peninsular surge a partir de la fusión parcial de un manto metasomatizado por fluidos procedentes de sedimentos continentales. Las diferencias entre las series magmáticas se producen por procesos posteriores de evolución magmática. Esta hipótesis implica la presencia de una lámina de material cortical (sedimentario) subduciendo hacia el NW (Hertogen et al. (1988), y la contaminación de la cuña mantélica por fundidos procedentes de esta lámina.

Puga (1980) rechaza la idea de una subducción activa durante la génesis del magmatismo neógeno bético y sostiene que éste se forma a partir de un manto anómalo, hidratado previamente durante una fase de subducción de corteza de tipo oceánico, posiblemente en el cretácico. Con modificaciones, esta hipótesis es también sostenida por Torres Roldán et al. (1986)

Hernández et al. (1987) y De Larouzière et al. (1987) sugieren que el volcanismo bético-rifeño está genéticamente relacionado a un conjunto de accidentes de desgarre Trans-Alborán, estando las características geoquímicas controladas por la distancia a este accidente, produciendo una doble polaridad geoquímica.

Toscani et al. (1990) reconocen un origen más complejo y difícil de cuantificar para las

andesitas de CG, partiendo de una serie de magmas procedentes de un manto heterogéneamente modificado por fluidos procedente de una porción de material cortical continental subducido.

Weijermars (1991) propone tentativamente un origen para el volcanismo de SE a partir del fraccionamiento de rocas del manto durante el emplazamiento de un diapiro y la fusión parcial de la *base* de la corteza continental en la periferia de éste. Este origen no explicaría, no obstante, las características geoquímicas (e.g. contenidos en elementos LIL) de toda la serie, afines más bien a la composición de la corteza continental *superior*.

Implicaciones de la estructura de la litosfera

En capítulos precedentes presentamos el contexto geológico del magmatismo "orogénico" bético como el de una zona (Dominio de Alborán) que ha sufrido uno (o varios) procesos de fuerte engrosamiento cortical (colisión continental), con espesores de corteza que debieron alcanzar los 60 km., como lo atestiguan los materiales metamórficos presentes en rocas Nevado-Filábrides y Alpujárrides, a lo cual ha seguido, en el Mioceno Inferior-Medio, un proceso de adelgazamiento cortical considerable y muy rápido (citadas). Esto indudablemente ha ejercido un papel primordial en la génesis de los magmas "orogénicos" béticos; este papel puede ser discutido en términos del efecto de P-T en la estabilidad de los materiales y minerales.

Para estudiar este efecto supondremos que la estructura de la litosfera en el dominio de Alborán, previamente a la actividad volcánica corresponde a una litosfera continental no cratónica típica, compuesta a su vez por una "Mechanical Boundary Layer" (MBL), separada de un Interior Adiabático (Astenosfera) por una "Thermal Boundary Layer" (TBL). Estas distinciones, propuestas inicialmente para la litosfera oceánica en base al comportamiento térmico de las placas (e.g. McKenzie y Bickle, 1988; McKenzie, 1989), son también válidas a grosso modo para corteza continental joven (Fig. 17.1). El interior adiabático (o Manto Convectivo) está bien mezclado por un sistema de convección muy vigoroso (su número de Rayleigh es muy superior al valor crítico) y como consecuencia no puede mantener anomalías isotópicas a largo plazo. La TBL tiene números de Rayleigh próximos al valor crítico; esto significa que no es totalmente rígido ni fuertemente convectivo; tampoco se acumularán en esta capa las anomalías isotópicas y químicamente se puede considerar como parte del Manto Convectivo. La MBL tiene números de Rayleigh muy inferiores al valor crítico, por lo que se

mueve rígidamente con respecto a la corteza, y es en este nivel en el que las anomalías isotópicas y geoquímicas pueden preservarse, puesto que permanece físicamente aislado de Manto Convectivo durante largos periodos de tiempo. En este nivel la transmisión de calor es esencialmente por conducción.

McKenzie (1989) discute el origen y movimiento de fracciones (líquidos) de bajo grado de fusión generados en el manto convectivo y emplazados en la placa suprayacente. Estos fundidos deben ser ricos en agua y carbonato, y similares en composición a los magmas kimberlíticos y potásicos. Su movimiento en el manto, especialmente en la MBL controla el fraccionamiento de Rb con respecto al Sr, U frente a Pb y Nd frente a Sm. La reacción de estos fundidos con la litosfera durante su ascenso produce un efecto de metasomatismo mantélico, especialmente si son ricos en volátiles, formándose una "capa metasomatizada", enriquecida en K, Rb, U-Th y con una cierta cantidad modal de algunos minerales como flogopita y hornblenda. Una de las consecuencias más significativas de la existencia de esta capa metasomatizada en la litosfera es que es una fuente de Sr radiogénico (mayor relación Rb/Sr); esta región tendrá por tanto, una composición de elementos traza e isótopos similar a la de la corteza continental. La capa metasomatizada, según estudios de estabilidad mineral (Olafsson y Eggler, 1983), debe estar mineralógicamente zonada con una mayor proporción de anfíbol hacia su parte superior y flogopita en zonas más profundas (>22 kbar) (Fig. 17.1).

Disponemos de dos indicadores directos de la naturaleza del manto litosférico bajo el dominio de Alborán, (a) los macizos peridotíticos emplazados tectónicamente (Ronda, Ojén, Beni-Boussera, etc.), y (b) enclaves peridotíticos en las rocas alcalinas de Cartagena.

Los macizos ultrabásicos como el de Ronda están compuestos principalmente por peridotitas que van desde lherzolitas fértiles a dunitas y harzburgistas empobrecidas (Frey et al., 1985). Según Reisberg et al. (1989) estas rocas muestran una variabilidad isotópica extremadamente variable, con E_{Nd} en el rango de -7 a + 20, atribuible en parte a un proceso reciente de metasomatismo criptico que produce valores de Sm/Nd y $^{143}Nd/^{144}Nd$ muy bajos. Además, estos macizos contienen una cierta cantidad (<10%) de capas máficas distribuidas más o menos irregularmente, y comprendiendo desde piroxenitas (lo más común) a gabros. El origen de tales capas máficas es bastante controvertido. Por un lado, una opinión es que estas capas proceden de corteza oceánica subducidas y adelgazada (e.g. Loubet y Allègre, 1982; Polvé y Allègre, 1982; Allègre y Turcotte, 1986; Kornprobst et al., 1990; Pearson et al., 1991), mientras que el extremo contrario se ha propuesto que proceden de fraccionamiento cristal-líquido a alta presión o procesos más complejos con varias fases (e.g. Suen y Frey, 1987). Los datos geoquímicos excluyen en cualquier caso una relación directa entre piroxenitas

y rocas encajantes. Las peridotitas y rocas máficas muestran una condiciones de fO_2 relativamente reducidas (Woodland et al, 1992). La presencia de anfíbol en algunas peridotitas y las variaciones del estado de oxidación sugieren la introducción local de una fase fluida metasomatizante oxidante.

Los basaltos alcalinos de Cartagena contienen numerosos enclaves de peridotitas, piroxenitas y hornblenditas de origen magmático, además de enclaves de procedencia cortical y megacrístales de anfíbol (Dupuy et al. 1986; Capedri et al. 1989). En las peridotitas se encuentran algunos cristales de anfíbol pargasítico y muy raramente flogopita

Muy comunmente estos enclaves de peridotitas contienen venas y pequeñas bolsadas o lentejones, algunas de las cuales contienen un vídrio de composición traquiandesítica o de andesita basáltica rica en Mg y en K (Capedri et al. 1989). Este vídrio procede, según el trabajo citado, de la inyección y cristalización de un fundido mantélico hidratado que promueve la cristalización de anfíbol. Los enclaves piroxeníticos/hornblendíticos procede de la cristalización en el manto superior de líquidos básicos subsaturados en sílice. Estos fundidos no son comagmáticos con los basaltos alcalinos que sacan estos xenolitos a la superficie.

Ambos casos, macizos peridotíticos y enclaves, muestran una situación similar para el manto litosférico bético-rifeño: se trata en definitiva de un manto compuesto por peridotitas junto a una cierta proporción de rocas máficas (piroxenitas). La presencia de esta fracción máfica indica en definitiva que el manto litosférico está en este sector localmente enriquecido en elementos incompatibles como K, Ti y LREE, y que estas rocas máficas podrían ser el punto de partida de un proceso de metasomatismo en el manto. Independientemente de estas capas máficas, hay signos geoquímicos de que sobre el manto ha habido un proceso de metasomatismo criptico. Algunos niveles de piroxenitas en Beni-Boussera son peraluminosos (con corindón, Kornprobst et al., 1990).

Desestabilización de la litosfera: delaminación

La sucesión de una fase de compresión y engrosamiento litosférico seguida de un proceso de colapso extensional de la cuenca de Alborán puede considerarse dentro del tratamiento ideado por Bird (1979) para la provincia del Basin and Range en los Estados Unidos, en el que se propone un proceso de **delaminación** del manto (y corteza interior) litosférico. Resumidamente tal proceso consiste en una desestabilización gravitacional y

hundimiento del manto litosférico como consecuencia de su engrosamiento durante una colisión continental, siendo reemplazado por manto astenosférico. Los factores clave de este proceso son:

- La mayor densidad del manto litosférico frío, frente al manto astenosférico más caliente.
- La existencia de grandes aspectos estructurales como "detachments", en la Moho o en el manto litosférico, que posibiliten una separación y dejen camino a la "inyección" de manto astenosférico.

Una aplicación de esta hipótesis de delaminación aplicada a contextos de convergencia puede encontrarse en England y Houseman (1989). Una consecuencia adicional del proceso de engrosamiento cortical es que materiales de la corteza inferior, al ser sometidos a altas presiones sufren transformaciones a fases más densas, acompañadas también por fusión parcial y extracción de fundidos ácidos dejando un residuo máfico, muy denso (Kay y Mahlburg-Kay, 1991). La delaminación podría entonces llegar a afectar a la corteza inferior y eventualmente se podría poner en contacto materiales de la corteza media o superior con el manto.

En el caso del dominio de Alborán, la actividad volcánica se desarrolla en un contexto caracterizado por una(s) fase(s) de engrosamiento cortical de gran magnitud, en la que rocas de la corteza continental superior pudieron alcanzar profundidades superiores a 40 km, como demuestra la presencia de facies metamórficas de HPLT en las unidades béticas. Este proceso de colisión es seguido por otro de extensión generalizada y muy rápida en el Dominio de Alborán a partir del Mioceno inicial, que afectó incluso a porciones de la litosfera subcontinental (Fig. 17.2, Platt y Vissers, 1989, Zeck et al., 1992). El proceso colisional generó una raíz de manto litosférico frío y más denso que la astenosfera. Esta raíz es gravitacionalmente inestable y en parte (probablemente la TBL) pudo ser convectivamente reemplazada por astenosfera (England y Houseman, 1988; McKenzie, 1989).

Genesis de magmas en un proceso de extensión – delaminación litosférica

Hay que resaltar de entrada que el número de componentes (variables) que han podido actuar en la génesis de las rocas volcánicas de CG, a la vista de los datos disponibles, hace muy difícil medir e incluso identificar el papel jugado por cada uno de ellos, y por tanto, el modelo propuesto en las páginas siguientes debe considerarse más próximo a una hipótesis de

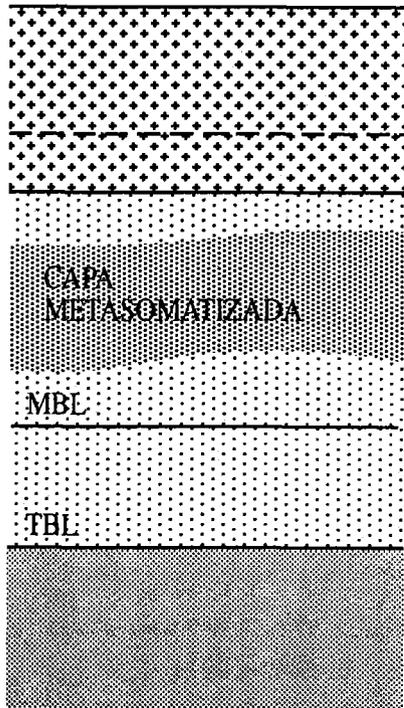
(A)

EXTENSION GENERALIZADA

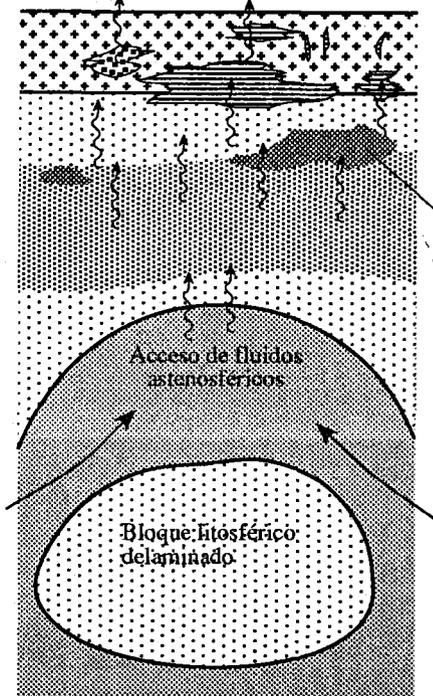
CORTEZA ENGROSADA

MANTO LITOSFERICO
(engrosada)

MANTO CONVECTIVO



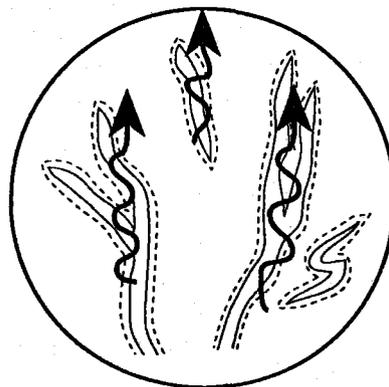
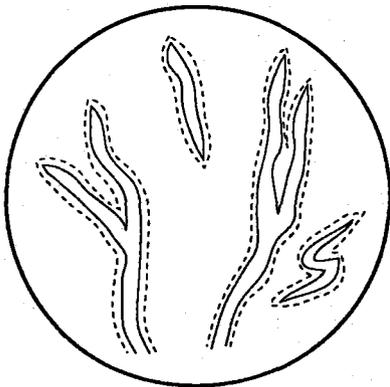
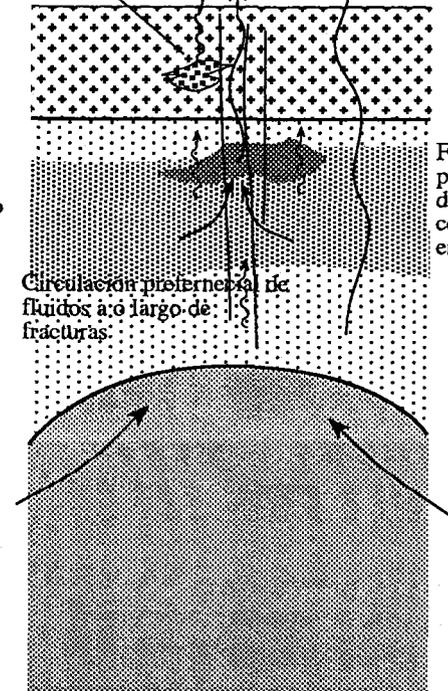
V.A. V. TH. y CA.



Situación extensional localizada en torno a grandes accidentes tectónicos

Interacciones magmas corticales y mantélicos

V.UK. V.Alk.



trabajo parcialmente confirmada, y con muchos problemas aún por explicar, que a una interpretación petrogenética completamente desarrollada y fundamentada.

La figura 17.1 muestra las curvas sólidas correspondientes a un manto lherzólítico metasomatizado, conteniendo proporciones variables de H₂O y CO₂, junto con una geoterma continental "normal". La astenosfera puede, tras un proceso de delaminación como el indicado, llegar a estar en contacto con la capa metasomatizada de la MBL, o al menos provocar una perturbación térmica (representada tentativamente en la figura 17.1 por la geoterma G_{pert}). El proceso extensivo subsecuente provocaría una relajación de la geoterma, ocasionalmente superar la curva solidus e iniciar la fusión parcial en la MBL, produciendo los primeros fundidos magmáticos. A esta formación de fundidos contribuye además la liberación de fluidos corticales en el bloque de litosférico descendente (Fig. 17.2).

Un punto de discusión interesante es la causa de la naturaleza de los productos volcánicos neógenos bético-rifeños: calco-alcalinos, alcalinos potásicos y sódicos, ultrapotásicos y toleíticos. La razón de esto puede estar, como proponen Pearce et al. (1990) para el magmatismo colisional de Anatolia, en la fusión diferencial en secciones de manto con diferentes relaciones H₂O/CO₂. En la figura 17.1 aparecen representadas las curvas solidi para peridotitas con fluido compuesto por agua pura o CO₂ puro (Wyllie, 1987). Ambos solidi tienen un mínimo a aproximadamente 100 km de profundidad. Se aprecia como un manto rico en agua fundirá a menores temperaturas que si existe una fase más rica en CO₂. Si la cantidad de fundido viene dada a esa profundidad por los valores del calor latente de fusión, los fundidos calco-alcalinos, originados en secciones del manto más ricas en agua, deben corresponder a magmas formados a menor temperatura y que han sufrido por tanto mayor grado de fusión.

Modelo multifase propuesto para el origen del componente metasomático: Fusión diferencial de piroxenitas-hornblenditas y peridotitas y sucesivos enriquecimientos metasomáticos del manto

A modo de propuesta, se concibe el manto litosférico afectado por el proceso de extensión, compuesto mayoritariamente por peridotitas atravesadas de manera irregular (venuladas) por rocas máficas (piroxenitas y/u hornblenditas) que han resultado de (a) residuos de corteza oceánica subducida antigua o (b) productos de la percolación de fundidos toleíticos o alcalinos o de su reacción con la roca de caja. Se trata por tanto de concentraciones locales de elementos incompatibles y puede representar por tanto el punto de partida del metasomatismo en el manto propuesto para el origen del magmatismo bético-rifeño.

La segregación y caracteres de los fundidos que se produzcan en tal sistema puede

esquematzarse según lo mostrado en la figura 17.2 d y e, modificada según el esquema de fusión redox de Foley (1988), Foley et al. (1986), Taylor y Green (1987) y Green et al. (1987), y puede considerarse como una tentativa para explicar las características diferenciales de varios de los tipos magmáticos presentes en el dominio de Alborán:

(a) Partimos de un manto metasomatizado con las características indicadas mencionadas, con concentraciones localizadas de "manto enriquecido".

(b) Durante las primeras fases de un proceso de extensión generalizada, se producen dos hechos simultáneos, por un lado una disminución de la presión, y por otro, las astenosfera o manto convectivo puede llegar a estar en contacto directo con la capa metasomatizada del manto litosférico, elevand su temperatura y promoviendo la migración de los fluidos metasomatizantes. La astenosfera es además un aporte de fluidos reducidos (Foley , 1988) que facilitan más aún la fusión del manto litosférico. En esas condiciones, el "manto enriquecido" (niveles piroxeníticos-hornblendíticos + peridotitas en contacto con ellos) será preferencialmente fundido durante los procesos extensionales de infiltración de fluidos que además tenderán a utilizar estos mismos canales preexistentes (Fig.17.2). Los fundidos generados en etapas moderadas de estensión serán generalmente fundidos de bajo grado muy enriquecidos en K (y LIL) y que quedarán fácilmente "congelados" a niveles superiores.

Si el grado de fusión es mayor, se incorporarán fundidos de las zonas no enriquecidas de manto que van a diluir el enriquecimiento en elementos LIL, y los producto serán, en una primera aproximación, basaltos (¿o andesitas basálticas?) de bajo o medio K, o incluso shoshoníticos (Fig. 17.2). Estos productos ascienden hasta la interfase corteza-manto donde pueden quedar estancados y/o comenzar a interactuar con la corteza.

(c) En puntos donde el proceso extensional ha tenido menos desarrollo, la formación e infiltración de fundidos de bajo grado tiene el único efecto de enriquecer aún más la sección del manto correspondiente. La producción de fundidos es menor a causa de que el descenso de presión e también menor, y los líquidos se congelarán a lo largo de un intervalo de presiones (Fig. 17.2) que quedará como capa muy metasomatizada. Puesto que la roca encajante estuvo originariamente geoquímicamente empobrecida, el ambiente pobre en alúmina y rico en cromo favorece la cristalización de asociaciones minerales con richterita, priderita o crichtonita (Haggerty, 1983) cuya influencia en la génesis de las lamproitas es bién conocida (Foley et al., 1987).

Cuando estas capa metasomatizada es afectada por procesos localizados de extensión, quizá en relación con fallas de desgarre que llegan a afectar a la MBL (manto litosférico) como

las que caracterizan el sector oriental bético, se puede producir la fusión parcial de esta capa metasomatizada por (1) descenso localizados de presión y/o (2) mayor movilidad de fluidos y capacidad de segregación y ascenso de fundidos a los largo de esas fracturas. Otra vez los primeros fundidos generados corresponderán a las partes mas "enriquecidas" (mas ricas en minerales hidratados –flogopita) y podrían llegar a tener el caracter de rocas ultrapotásicas. La génesis de las rocas lamproíticas está ligada por tanto en nuestro caso a la secuencia de varios procesos extensivos consecutivos (uno generalizado y otro local relacionado a megafacturas verticales), hecho que explica la escasez de lamproítas en otros medios típicos de rift.

Relación entre magmas calco-alcalinos y toleíticos

La afinidad toleítica (o mejor, de bajo K) de algunas andesitas basálticas (e.g. FR2) de Cabo de Gata indica que hay un continuo composicional entre fundidos toleíticos (bajo K) y calco-alcalinos s.str. (medio K) en la provincia bético-rifeña. Muy posiblemente los materiales más primitivos que formaron la suite de CG fueran magmas de bajo K semejantes quizá a los que se encuentren en la isla de Alborán. Las diferencias composicionales entre los magmas calco-alcalinos tipo Cabo de Gata y los de Alborán podrían corresponder a grado variables de fusión de una misma zona fuente , o bien a diferentes grado de "enriquecimiento de zona de subducción" (elementos LIL y LREE). Si la sección del manto bajo el dominio de Alborán es químicamente heterogénea, los líquidos toleíticos se originarán en zonas más altas de ella, donde hay una menor proporción de la "componente de zona de subducción" y/o mayor tasa de fusión parcial. Si el modelo propuesto en párrafos anteriores es aceptable, los fundidos de bajo K se generarían en los puntos de mayor tasa de fusión, en donde hay una contribución más importante de la fracción peridotítica frente a la fracción piroxénítica que para las rocas calco-alcalinas. La escasez de datos geoquímicos sobre Alborán y otros edificios volcánicos no emergidos impiden precisar esta relación. Unos datos preliminares (Tabla 17.1, Fig. 17.3) muestran que las rocas de Alborán presentan también el típico "enriquecimiento de Zona de Subducción" (picos de los elementos LIL en el diagrama araña), superpuesto a un fondo semejante a los magmas generados a partir de un manto empobrecido tipo MORB.

Rocas tipo Hoyazo-Vera-Mazarrón

Las rocas peraluminosas de este sector se han originado, como indica Zeck (1966) y Munksgaard (1984), por fusión anatética de materiales corticales (semi-)pelíticos metamórficos antiguos. Los enclaves magmáticos básicos del Hoyazo (y otros puntos de esta subprovincia), como señala Zeck (1966), pueden representar un magma básico independiente que pudo de alguna manera desencadenar o contribuir al proceso anatético, y no son muy diferentes de los posibles magmas primarios para las lavas de Cabo de Gata (toleíticos ó calco-alcalinos). En las proximidades de Mazarrón, De Larouzière (1985) y Toscani et al. (1991) prueban la coexistencia y mezcla de magmas lamproíticos y magmas "anatéticos". Es por tanto razonable considerar que los magmas más máficos (toleíticos, calco-alcalinos de CG o lamproíticos) representan solamente un aporte de calor que causa la fusión parcial de materiales corticales y su segregación como magmas ácidos potásicos y peraluminosos.

Rocas ultrapotásicas

Con respecto a las rocas calco-alcalinas y toleíticas neógenas béticas, las rocas ultrapotásicas tienen en común su procedencia a partir de una sección del manto primeramente empobrecido (bajo contenido en Na) y posteriormente selectivamente enriquecido en elementos LIL (metasomatismo "potásico" en el manto); en contraste, muestran señas de (a) mayor grado de enriquecimiento en LIL, (b) grados menores de fusión parcial ó (c) génesis a mayor profundidad. Es una posibilidad razonable que en el área fuente de las magmas que van dar la serie de CG el mineral accesorio albergante de los elementos LIL pueda ser anfíbol (la fase estable a menores presiones) mientras que para las ultrapotásicas la fase correspondiente es flogopita (Fig.17.1). Los valores altos de P en las lamproitas béticas indican también la participación de apatito en la fusión parcial del manto (Venturelli et al., 1988). Con respecto a la profundidad de la presión parcial, no se debieron alcanzar los 30 Kbar (Venturelli et al., 1988), y la sección del manto correspondiente presentan características de haber sufrido un proceso de "empobrecimiento" (extracción de Ca, Sc, Al y Na) previo al enriquecimiento en elementos LIL (el empobrecimiento en Na es un hecho común con el resto de los magmas neógenos del SE peninsular, excluyendo los basaltos alcalinos de Cartagena).

Serie Shoshonítica del Rif

Hernandez (1980,1982) demuestra que una gran parte del enriquecimiento en K_2O que diferencia, entre otras cosas, al volcanismo shoshonítico del Gurugú y Guilliz rifeños del de Cabo de Gata, se produce como consecuencia de la evolución, por cristalización fraccional, mezclas de magmas y transferencias de fluidos en cámaras magmáticas someras de geometrías complejas, alimentadas por fundidos básicos (alcalinos). El carácter diferencial con respecto a CG, aunque no se dispone de datos adecuado, podría estar en principio en tres posibilidades:

-los magmas primarios de la serie shoshonítica (basaltos o absarokitas) se han formado a menor grado de fusión (1%) en el manto, o a mayor profundidad, y tienen inicialmente un carácter alcalino.

-hubo una evolución de magmas más primitivos calco-alcalinos, en zonas de menor grado de extensión, a presiones mayores (Meen, 1987), quizá en la base de la corteza, lo que promueve un aumento del contenido en K_2O sin aumento en SiO_2 , por expansión del campo de estabilidad del ortopiroxeno frente a la plagioclasa, y además posibilita una mayor interacción con la corteza.

-hay un control por parte de los minerales presente en el área fuente de los magmas iniciales (presencia de flogopita?)

Rocas alcalinas pliocenas

La posición de este tipo de rocas, completamente contrastantes con el resto de las series en quimismo, es aún más discutible. Aunque pobremente representadas en el margen español, están mucho más desarrolladas en Marruecos, en un periodo de tiempo que en parte se solapa con el volcanismo lamproítico español. La sección del manto a partir de la cual se origina esta fase magmática es bastante diferente de la que causa las demás, aunque, en el caso de Cartagena, se sitúa sobre la misma vertical, que por ejemplo un manto que produce lavas lamproíticas. Podríamos especular pues p.ej. sobre la presencia de "bolsadas" de manto más fértil entre el manto metasomatizado que produce las rocas potásicas, o quizá la generación en zonas mucho más profundas del manto.

Los basaltos de Cartagena incorporan enclaves peridotíticos bien equilibrados según Capedri et al. (1989) a 8-16 kbar, 915-1030 °C, y que contienen cristales de anfíbol y

flogopita, además de inclusiones y venas ricas en vidrio. Además contienen inclusiones fluidas ricas en CO₂. En una primera aproximación, podría tentativamente sugerirse (Fig. 17.2) que el volcanismo basáltico (al menos para el SE de España) se origina en zonas más profundas del manto donde p.ej. (1) el metasomatismo potásico causado o aumentado por la extensión miocena no llega a darse, (2) en condiciones profundas el volátil predominante es CO₂ (Fig. 17.1) y en ese caso los fundidos parciales iniciales son alcalino-sódicos. Evidentemente es necesario de disponer de datos de estudio más avanzado sobre estas rocas para poder realizar consideraciones más firmemente basadas sobre su origen y área fuente.

Tipos diferenciales de rocas "potásicas" de las Béticas y Rif: En las hipótesis que relacionaban el magmatismo bético-rifeño un modelo "clásico" de zona de subducción de corteza oceánica (e.g. López Ruiz y Rodríguez Badiola; Molin, 1980) se argumentaba como prueba de ello, y como indicación del sentido de subducción, el aumento del contenido en potasio y el relevo temporal de las asociaciones magmáticas (hacia el NE en España, en sentido opuesto en el Rif, Bellon y Brousse, 1976), y por tanto una relación entre la profundidad de génesis de los magmas en la lámina subducente y su contenido en K₂O. Un parentesco se suponía pues entre la serie shoshonítica del Rif y las lavas "anatecticas" de Níjar-Vera-Mazarrón y precisamente las principales objeciones a la pretendida polaridad en base al K₂O consistían en que en el Rif y las Béticas las dos "subducciones" propuestas debían tener direcciones opuestas. En nuestra opinión, el carácter "rico en potásico" de las lavas de Níjar-Vera-Mazarrón es menos indicativo que su carácter peraluminoso y su clara procedencia de fusión parcial de metasedimentos en la corteza (sumada a una parte de mezcla con magmas calco-alcalinos tipo CG o Alborán o lamproíticos lo. Si es válida la comparación con las tipologías clásicas de las asociaciones graníticas, la suite de Níjar-Vera Mazarrón correspondería a un magmatismo esencialmente "tipo S", frente a los materiales clacio-alcalinos de Cabo de Gata y shoshoníticos del Rif, que análogamente podríamos denominar "tipo I"

Sucesión espacial y temporal: Como han demostrado Hernandez et al. (1987) a partir de numerosos datos geocronológicos, no existe una zonación cronológica neta de los tipos de magmas emitidos. En sentido espacial, esos autores u De Larouzière et al. (1990) muestran que el volcanismo se concentra en torno a un accidente de desgarre "Trans-Alborán". Esta disposición no tiene en cuenta, no obstante, la aparición de rocas magmáticas similares a las aquí consideradas en la zona de Orán y quizá en puntos bajo el Mar de Alborán excesivamente distantes de este gran "accidente de desgarre". En nuestra opinión, esta zona de desgarre simplemente proporciona un sistema de evacuación para los magmas, generados sobre todo a

nivel mantélico como consecuencia de un gran proceso extensional, y en una zona donde el manto tenía, por alguna razón, previamente unas características considerables como "anómalas". Es por tanto el proceso extensional mioceno el desencadenante de la producción de fundidos magmáticos, y una naturaleza "reciclada" o "heredada" y heterogénea del sector mantélico afectado, lo que causa la peculiar asociación de suites magmáticas béticas y rifeñas.

La hipótesis de la delaminación de parte de la litosfera subcontinental como desencadenante de (a) los procesos extensionales de este periodo (Platt y Vissers, 1989) (b) la producción de fundidos magmáticos, aunque discutible (Weijermars, 1991), es particularmente atractiva desde nuestro punto de vista porque permite explicar varias de las características del volcanismo de CG y por ende de toda la provincia magmática neógena bético-rifeña:

- Es un mecanismo que puede explicar la introducción (y mezcla íntima) de material cortical continental en el manto superior, alternativamente a un proceso clásico de subducción activa de corteza oceánica de la cual no hay evidencia.
- Es compatible con la naturaleza geoquímica de los fluidos que metasomatizan el manto superior, afines a una corteza continental superior.
- El proceso extensional simultáneo favorece (a) la producción masiva de magmas con caracteres geoquímicos de "arco de islas", y (b) su estancamiento en la base de la corteza formando un nivel de "underplating" máfico². El alto flujo térmico en un proceso continuado de extensión afecta por un lado formando más cantidad de fundidos subcorticales ("extremo composicional máfico-intermedio") como posibilitando la fusión parcial de materiales máfico instalados anteriormente en zonas bajas de la corteza.

² El proceso extensional en el Mioceno Inferior-Medio se ha desarrollado a partir de grandes fallas normales de bajo ángulo (García Dueñas et al., 19XXX). Tales fallas no son muy propicias para el acceso de fundidos a la corteza, mientras que en el Mioceno Superior el dispositivo estructural basado en fallas normales y transcurrentes de alto ángulo posibilita más esa salida.

Un conjunto de cuestiones surgen de este modelo. Se ha propuesto en definitiva que un proceso de relajación causado por una delaminación de parte de la litosfera produce en el manto magmas con caracteres geoquímicos (al menos en parte) típicamente "orogénicos" ("signatura de arco" o "componente de Zona de Subducción"); en relación a esto cabría discutir si este carácter peculiar es una consecuencia de este proceso de delaminación o es un carácter previo del manto en esta región. Se trata en definitiva de determinar la causa del enriquecimiento del manto superior.

(a) El enriquecimiento es una característica del manto previa a la evolución alpina del dominio de Alborán: a favor de esta idea están los siguientes datos:

- El estudio isotópico de las lamproitas béticas (Nelson et al., 1982) indica edades modelo para el enriquecimiento en Rb/Sr, Sm/Nd y U/Pb en su zona fuente en el manto, superiores a ~ 1 G.a. (una subducción fósil muy antigua?)
- Reisberg et al (1989, 1991) estudian las características isotópicas de los materiales que componen los complejos ultramáficos-máficos de Ronda, considerables como porciones del manto superior bajo el dominio de Alborán, y obtienen edades modelo (ultramáficas: Sm-Nd: 1.3 G.a.; Re-Os: 1.17 G.a.; capas máficas: Re-Os: 0.9-2.1 G.a.) que explican suponiendo que las capas máficas son unos caracteres muy antiguos, procedentes quizá de la incorporación de corteza oceánica subducida (conteniendo sedimentos). Este hecho parece confirmarse también a partir de la sistemática de isótopos de Sr y Pb (Polvé y Allègre, 1980; Hamelin y Allègre, 1988) y $\delta^{18}\text{O}$ de las capas máficas (Pearson et al., 1991).
- Es curioso que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las capas máficas de los macizos peridotíticos béticos (Pearson et al., 1991) lleguen a ser muy altos: es podría especular que una fusión parcial selectiva de estas capas piroxeníticas podría formar líquidos con un valores de oxígeno muy pesados, como ocurre para el volcanismo del SE español (Wasserman y López Ruiz, 1991)
- Las tomografías sísmicas (Spakman, 1986; Blanco y Spakman, 1991) señalan la presencia de una zona de subducción buzante durante unos 700 km hacia el norte bajo el dominio de Alborán (Fig. XXX); si las reconstrucciones cinemáticas descartan la posibilidad de una convergencia de esta magnitud en tiempos alpinos, es razonable pensar que la lámina subducente apreciada corresponde a un aspecto antiguo (sus velocidades de propagación de ondas indican que es una lamina muy fría) de esta región del manto, totalmente desacoplado de la tectónica alpina.

(b) El enriquecimiento del manto se ocasiona como consecuencia de la delaminación litosférica alpina. Algunos puntos críticos (positivos y negativos) al respecto son:

- El estudio geoquímico de las diferentes asociaciones indica que el componente metasomatizante tiene las características de la corteza continental superior (altos Rb, Th, relaciones isotópicas, etc.). Cabría pensar que el proceso de delaminación pudo suponer la introducción y mezcla de materiales de la corteza con el manto, modificando su contenido en estos parámetros geoquímicos.
- Tal proceso no es muy viable dada la menor densidad de la corteza continental superior de composición media granodiorítica, incluso a altas presiones; la corteza continental inferior, de composición máfica puede transformarse a rocas eclogíticas durante el proceso previo de engrosamiento cortical, adquiriendo mayor densidad que el manto peridotítico y por tanto siendo susceptible de incorporarse al bloque litosférico delaminado.
- No obstante, la disposición de los macizos ultramáficos bético-rifeños, emplazados en parte sobre y entre unidades tectónicas continentales alpujárrides, indica que no es descartable la idea de que un sector de corteza pudiera llegar a alojarse completamente entre materiales mantélicos, en zonas altas. Este alojamiento no resulta de la delaminación sino del proceso de convergencia y engrosamiento litosférico propuesto para el desplazamiento hacia el oeste del Dominio de Alborán hasta situarse sobre los dominios subibérico y norteafricano.
- El fraccionamiento selectivo extremo en elementos LIL (reflejado por ejemplo en los valores muy bajos de K/Rb de la suite de CG, muy inferior a los valores típicos de la corteza continental superior indicados por Taylor y McLennan, 1985) precisan, en mi opinión de varias fases de metasomatismo en el manto, o de metasomatismo en la litosfera (es decir afectando tanto al manto superior como a la parte baja de la corteza, Francis et al., 1989, pág. 541)
- Algunos afloramientos de rocas magmáticas, como las lamproitas de Jumilla, han aparecido en zonas situadas sobre el dominio bético subibérico. Piensese algo similar para el volcanismo de Orán.

Un posible escenario que podría dar cabida a esta segunda posibilidad se describe en la figura 17.4. Aunque el estado del conocimiento sobre los magmas neógenos bético-rifeños y

sobre el sector correspondiente del manto no permite determinarse tajantemente por una de las opciones citadas, desde mi punto de vista es la primera (caracter reciclado del manto) la que explica mas simple y satisfactoriamente los datos disponibles, frente al segundo modelo (introducción de material cortical en el manto en tiempos recientes). Además habría que considerar la posibilidad del funcionamiento simultáneo de ambas. Quizá mi mayor predilección por la primera de las opciones se pueda argumentar en que es más simple, razonable en términos de generación de magmas de afinidad variada, y en definitiva simplemente parece tener menos puntos en contra, (aunque naturalmente los tiene). Si el caracter "reciclado " de parte de los componentes del manto sub-bético-rifeño queda probado por los estudios citados de los macizos peridotíticos, entonces *no es necesario* apelar a los mecanismos o procesos de la segunda, factibles pero que con casi toda probabilidad no serían de la magnitud areal que requiere la provincia magmática de Alborán. Una consecuencia de los modelos mencionados es que no es necesario recurrir a procesos de subducciones coetáneas con el volcanismo bético-rifeño, opuestas además a la situación indicada por los datos geológicos regionales, ni subducciones relativamente recientes de corteza oceánica (Puga, 1986, o Torres Roldán et al., 1986) para explicar la producción de magmas calco-alcalinos en este dominio.

Como corolario final de este capítulo, queda destacar que muchas de las incertidumbres pendientes en torno a la génesis magmática en el área bético-rifeña quedarán en suspenso mientras no se pueda efectuar un estudio volcánico, mineralógico y geoquímico más avanzado, incluyendo modelizaciones con datos de mayor calidad, y el conocimiento isotópico pormenorizado que permita obtener caracteres composicionales y edades-modelo adecuadas para los materiales derivados del manto o de la corteza. Ha de incorporar además a otras subprovincias magmáticas, como el volcanismo alcalino potásico del Rif (Hernandez, 1980) y Orán, y sobre todo el volcanismo no emergido del mar de Alborán y la plataforma continental del SE español, y sobre el que, por lo que yo conozco, apenas hay datos disponibles. Mas avances en el estudio de las características petrológicas y de la composición de la corteza inferior y del manto bajo las Béticas también es fundamental para comprender el fenómeno magmático de este sector de la cadena Alpina, y sobre este punto hay que enfatizar que los datos son especialmente escasos.

QUINTA PARTE

CONCLUSIONES

18. CONCLUSIONES

18.1 ESTRATIGRAFICAS

- Se presenta una nueva división del conjunto de CG en unidades diferenciables por criterios estratigráficos y petrológicos, aunque no se cubre la totalidad de los afloramientos actuales. Para algunas áreas sería necesario efectuar estudios estratigráficos adicionales que incluyan además dataciones radiométricas orientadas en este sentido.
- Para aquellas zonas mejor conocidas cronoestratigráficamente, se reconocen dos conjuntos principales, temporalmente muy diferentes: (a) un conjunto inferior, Mioceno Medio a Tortoniense Inferior (~14–10 m.a.), y (b) un conjunto superior, desarrollado en el Tortoniense Superior (~9–7.5 m.a., aunque los datos disponibles son menos completos). Para algunas zonas las referencias cronológicas son escasas o no existen. Ambos conjuntos contienen todos los tipos petrológicos, desde andesitas basálticas a riolitas (o riodacitas).

18.2 VOLCANICAS

- El tipo predominante de edificio volcánico es el formado por complejos (campos) de domos, que forman unidades volcanoestratigráficas perfectamente diferenciables, compuestas por diversos domos y brechas de domo, relacionados espacialmente unos con otros en concordancia con los sistemas de fracturación regionales. La composición de los materiales que constituyen estas unidades suele ser próxima al límite andesitas–dacitas, y el mineral ferromagnesiano distintivo es la honblenda.
- Abundan también los episodios piroclásticos, representados en mayor medida por coladas piroclásticas de variada tipología. Así, se reconocen unidades que van desde coladas piroclásticas pumíticas (ignimbríticas riodacíticas), de volumen medio, con morfologías más

tabulares, emplazadas a alta temperatura y con pobre contenido en líticos, hasta coladas piroclásticas de tipo "block-and-ash flow" de tipo peleano, pasando por pequeñas unidades pumíceas (andesíticas y dacíticas) con morfologías de relleno de canal, emplazadas en frío y con contenidos en fragmentos líticos variables pero que pueden ser muy importantes.

- Las unidades de coladas piroclásticas suelen ir asociadas, como es común en otras zonas, a una serie de facies volcánicas particulares como depósitos de "surge" y brechas co-ignimbríticas (no son muy abundantes los depósitos de "fall", lo que no es extraño dado el carácter muy proximal de todos los materiales).
- En el caso de las unidades ignimbríticas mayores, su relación a la formación de calderas por colapso gravitacional parece cierta, aunque la delimitación de éstas es aún, en mi opinión, problemática.
- Menor desarrollo tienen otros elementos volcánicos como edificios de actividad más próxima a estromboliana (en algunas andesitas basálticas) y unidades producidas por actividad hidromagmática (con formación de "base-surges" y otros depósitos piroclásticos relacionados).
- Una serie de indicadores en las facies volcánicas indica que buena parte del volcanismo de CG se desarrolló en condiciones submarinas (someras) o costeras, lo que concuerda con la relación que presentan las rocas volcánicas con niveles sedimentarios de origen marino.
- Las tendencias evolutivas de los ciclos volcánicos individuales son ciertamente muy variables de una unidad a otra, pero se puede reconocer tentativamente, en base a la estratigrafía de las rocas volcánicas, una evolución en cámaras magmáticas no muy someras, de composición ácida y a las que accede episódicamente un magma más básico y caliente. Dependiendo de múltiples factores, este acceso se traduce (a) en la erupción violenta del magma ácido y eventualmente colapso de caldera para aquellas cámaras más someras, seguida de la emisión de productos más básicos; (b) evolución variable en las cámaras magmáticas llegando a magmas de composiciones intermedias que después pueden salir a la superficie para dar los campos de domos.
- Es significativo el gran desarrollo de brechas líticas de distintos tipos en CG, de aspecto muy monótono a primera vista. Un examen detallado de éstas permite distinguir diferentes tipos

genéticos en ellas (brechas autoclásticas, hialoclásticas, co-ignimbríticas, coladas piroclásticas líticas, de avalancha, etc.). Una tabla resumen de las características distintivas de ellas es incluida en el trabajo.

18.3 PETROLOGICAS

- Se trata de una suite calco-alcalina típica, de contenido en K medio a alto, conteniendo todos los términos desde andesitas basálticas a riolitas (~ 53–74% SiO₂). No obstante, esta serie presenta algunas peculiaridades geoquímicas con relación a otras provincias calco-alcalinas, cuyo significado es analizado en el texto.
- Petrográficamente se distinguen los siguientes tipos principales, aunque hay una amplia variedad textural en cada uno de ellos:
 - (1) Andesitas basálticas.
 - (2) Andesitas piroxénicas.
 - (3) Andesitas piroxénico-anfibólicas y andesitas anfibólicas.
 - (4) Dacitas anfibólicas y anfibólico-biotíticas.
 - (5) Dacitas piroxénicas.
 - (6) Riodacitas y riolitas.
 - (7) Fragmentos holocristalinos.
- Composicionalmente dichos grupos se solapan entre sí en gran medida, no existiendo una correspondencia simple entre composición-caracteres petrográficos ó mineralógicos.
- La mineralogía de las rocas volcánicas de CG es semejante en su composición a la habitualmente presente en otras series orogénicas (plg – opx – cpx – hbl – bi – qz – ox. de Fe-Ti, con aparición ocasional de olivino o cummingtonita). Se describe en este trabajo las características químicas de estos minerales.
- El estudio de la composición química de fenocristales y microcristales de las rocas de CG señala rangos de temperaturas de cristalización entre 700 y 1050°C, y fugacidades de oxígeno ~1.2 log unidades sobre el buffer QFM. Las presiones calculadas por diferentes métodos varían entre 2 y 8 kbar. Hay evidencias químicas y texturales de diferenciación magmática polibárica. Sorprendentemente, las fugacidades de H₂O estimadas a partir de algunas reacciones, son relativamente bajas para asociaciones en las que los anfíboles suelen aparecer

no desestabilizados.

- Los modelos numéricos de los elementos mayores son generalmente consistentes con la derivación de las litologías de composiciones intermedias y parte de las rocas ácidas a partir de los términos máficos mediante procesos de cristalización fraccional en cámaras magmáticas someras o mesocorticales. Considerando además los elementos trazas, se puede observar que algunas litologías ácidas pueden proceder de cristalización fraccional de rocas andesíticas piroxénicas, pero para otras (la mayoría) la participación de otros procesos (asimilación, mezclas de magmas...) es necesaria para explicar la distribuciones observadas. Se han elaborado algunos modelos de mezclas entre magmas diferentes, pero tests específicos para procesos AFC no han sido realizados por el momento, a falta del conocimiento de factores como composición de posibles contaminantes, etc....
- Se propone un esquema para el sistema magmático intracortical que dió origen a las rocas de CG, caracterizado por la existencia de cámaras magmáticas de pequeño o medio volumen a varios niveles en la corteza media o superior. Los diferentes tipos de interacciones entre los materiales de esas cámaras causa la diversidad de productos volcánicos encontrados.
- Los términos máficos de la suite de CG corresponden a magmas derivados de fundidos subcorticales, procedentes a su vez de un manto heterogeneamente enriquecido en elementos incompatibles, lo que les confieren una signatura isotópica y elemental afín a la de la corteza continental. Otros datos geoquímicos indican que este manto debía ser un manto empobrecido antes del proceso de enriquecimiento selectivo en elementos LIL.
- Los términos ácidos provienen de la diferenciación de magmas máficos o intermedios en cámaras magmáticas, con proporciones variables de interacción con la corteza encajante.
- Los fragmentos de rocas holocristalinas, comunes en algunas facies de CG, parecen proceder de la acumulación de cristales en los bordes de cámaras magmáticas y extracción del fundido residual por fraccionamiento líquido. Esto es consistente con (a) la modelización numérica a partir de elementos mayores y trazas, (b) algunos aspectos texturales, y (c) la gran similitud composicional de los cristales que las constituyen con los de las rocas encajantes.

18.4 MAGMATOGENESIS REGIONAL

- El volcanismo del SE español aparece en un contexto caracterizado por una fase de colisión continental previa a un proceso de extensión muy importante y rápido. Durante este proceso extensional se inicia una fase de magmatismo, pero la mayor parte de éste ocurre posteriormente en relación a una tectónica de bloques y fracturación que proporciona los conductos para la emisión de fundidos mantélicos y corticales en un área de flujo térmico muy elevado. No hay pues ninguna relación a subducciones activas en la génesis de este magmatismo, y no existen pruebas de subducciones previas recientes de corteza oceánica en éste área.
- El engrosamiento continental es capaz de producir una desestabilización de parte de la litosfera que es convectivamente reemplazada por astenosfera. Este proceso de delaminación puede ser la causa de los intensos fenómenos extensionales del dominio de Alborán, y como consecuencia de ello los materiales del manto litosférico puede sufrir fusión parcial por descompresión adiabática y circulación de fluidos metasomatizantes; ocurre además un aumento del flujo térmico y la astenosfera podría llegar a estar en contacto con la capa metasomatizada de manto litosférico.
- Por comparación con el volcanismo ultrapotásico del SE, el manto litosférico previo debía ser un manto empobrecido (tipo área fuente de MORB). Las edades modelo obtenidas para las relaciones isotópicas publicadas para el volcanismo del SE parecen indicar además un proceso muy antiguo (>1000 m.a.) de enriquecimiento – metasomatismo – en elementos LIL (¿una muy antigua subducción?). Parte de este manto está compuesto por materiales piroxeníticos u hornblendíticos, procedentes de antiguas láminas subducidas o de la circulación de fundidos basálticos a través del manto peridotítico.
- La mayor parte del magmatismo bético-rifeño se origina por fusión parcial de un manto metasomáticamente enriquecido en elementos LIL y LREE. Se propone un modelo genético con varias fases de enriquecimiento progresivo y variable grado de participación de componentes peridotíticos y piroxeníticos. Los magmas típicamente "orogénicos" se originan en zonas de mayor extensión, con mayor participación de los componentes "no enriquecidos" del manto a causa de la mayor tasa de fusión parcial, y a menor presión, donde probablemente existiría anfibol en vez de flogopita. Los magmas ultrapotásicos proceden de áreas con una extensión miocena más modesta, lo que promueve inicialmente la formación de fundidos de

bajo grado que no hacen sino enriquecer más aun zonas localizadas del manto; situaciones extensionales localizadas, en relación a megafracturas de escala litosférica, permiten la fusión parcial en mayor grado de los materiales muy enriquecidos y la formación de lamproítas.

- En otra hipótesis no totalmente excluyente de la anterior, el proceso colisional pudo haber generado una delaminación de una parte de corteza continental superior que puede llegar a mezclarse o contaminar al manto litosférico subyacente creando un manto "híbrido" metasomatizado, con la signatura geoquímica "cortical" (para los elementos incompatibles y relaciones isotópicas) típica de toda la provincia volcánica del SE. El enriquecimiento en LIL llega a afectar no solo al manto superior sino también a la corteza (inferior) cabalgante, produciendo, entre otras, las muy altas relaciones Rb/Sr y Rb/K encontradas en CG, superiores incluso a las de una corteza continental superior típica.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALDAYA, F., GARCIA-DUEÑAS, V., y NAVARRO-VILA, F. (1979) Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geológica Hispanica* 14, 154-166.
- ALLEGRE, C.J. y MINSTER, J.K. (1978) Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 1-25.
- ALLEGRE, C.J. y TURCOTTE, D.L. (1986) Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* 323, 123-127.
- ALLEN J.C. y BOETTCHER, A.L. (1978) Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of P-T-fH₂O-fO₂. *Amer. Mineral.* 63, 1047-1087.
- ALLEN, R.L. (1988) False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization. *Econ. Geol.* 83, 1424-1446.
- ALVADO, J.C. (1986) Sédimentation, deformation et manifestations magmatiques associées au couloir de décrochement de Palomares: le bassin de Vera (SE de l'Espagne). *Mémoires de Sciences de la Terre, Univ. Paris VI* 86-23, 232.
- ANDERSEN, D.J. y LINDSLEY, D.H. (1985) New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *EOS, Trans. Am. Geophys.* U66, 416.
- ANDERSON, A.T. (1976) Magma mixing: Petrological processes and volcanological tools. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 1, 3-33.
- ANDRIEUX, J., FONTBOTÉ, J.M. y MATTAUER, M. (1971) Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Letters* 12, 191-198.
- APARICIO, A., MITJAVILA, J.M., ARAÑA, V. y VILLA, I.M. (1991) La edad del volcanismo de las Islas Columbretes Grande y Alborán (mediterráneo occidental). *Bol. Geol. y Min.* 102, 74-82.
- ARAÑA, V. y VEGAS, R. (1974) Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar arc. *Tectonophysics*, 24, 197-212
- ARCULUS, R.J. y WILLS, K.J.A. (1980) The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc. *J. Petrol* 21, 743-799.
- ARRIBAS, A. Jr., RYTUBA, J.J., CUNNINGHAM, C.G. KELLY, W.C., RYE, R.O., CASTROVIEJO, R. (1988) Rodalquilar deposits, Spain. First example of caldera-related epithermal gold mineralization in Europe: Part 2, Ore Genesis (Abs.): *Geol. Soc. Am. Abstracts with programs*, 20, A351.
- ARRIBAS, A.Jr., RYTUBA, J.J., RYE, R.O., CUNNINGHAM, C.G., PODWYSOCKI, M.H., KELLY, W.C., ARRIBAS, A., McKEE, E.H. y SMITH, J.G. (1989) Preliminary study of the ore deposits and hydrothermal alteration in the Rodalquilar caldera complex, southeastern Spain. *U.S. Geol. Survey Open-File Report* 89-327, 39 pp.
- AZANON, J.M., y GOFFÉ, B. (1991) new occurrence of carpholite-kyanite-cookeite assemblages in the Alpujarrides Nappers, Betic Cordilleras, SE Spain. *Terra, abstr.*, 3, 88.
- BACON, C.R. (1985) Implications of silicic vent patterns for the presence of large crustal magma chambers. *J. Geophys. Res.* 90, 11243-11252.
- BACON, C.R. (1986) Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* 91, 6091-6112.
- BACON, C.R. y DRUITT, T.H. (1988) Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 224-256.

- BAILEY, D.K. (1987) Mantle metasomatism - perspective and prospect. *Geol. Soc. Londres, Spec. Publ.* 30, 1-13.
- BAKER, D.R. y EGGLE, D.H. (1983) Fractionation paths of Atka (Aleutians) high-alumina basalts: constraints from phase relations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 18, 387-404.
- BAKER, D.R. y EGGLE, D.H. (1987) Composition of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar: Application to the Aleutian volcanic center of Atka. *Amer. Mineral.* 72, 12-28.
- BAKKER, H.E., DE JONG, K., HELMERS, H., y BIERMAN, C. (1989) The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *Jour. Metamorphic Geology* 7, 359-381.
- BALANYA ROURE, J.C. (1991) Estructura del Dominio de Alborán en la parte N del Arco de Gibraltar. Tesis Univ. Granada (Inedita).
- BALANYA, J.C. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1986) Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. *Geogaceta* 1, 19-21.
- BALANYA, J.C. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1987) Les direction structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *C.R. Acad. Sci Paris* 304, 929-933.
- BALANYA, J.C. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1988) El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. II Congreso Geológico España (Simposios), Sociedad Geológica de España; 35-44.
- BALANYA, J.C. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1991) Estructuración de los Mantos Alpujárrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía). *Geogaceta* 9, 30-33.
- BALANYA, J.C., CAMPOS, J., GARCIA-DUEÑAS, V., OROZCO, M., SIMANCAS, J.F. (1987) Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería. *Cordilleras Béticas. Geogaceta* 2, 51-53.
- BANDA, E. y ANSORGE, J. (1980) Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. Jour. Royal Astron. Soc.* 63, 515-532.
- BANDA, E., UDIAS, A., MUELLER, St., MEZCUA, J., BOLOIX, M., GALLART, J. y APARICIO, A. (1983) Crustal structure beneath Spain from deep seismic sounding experiments. *Phys. Earth Planet. Iner.*, 31, 277-280.
- BECCALUVA, L., DI GIROLAMO, P., y SERRI G. (1991) Petrogenesis and tectonica setting of the Roman Volcanic Province, Italy. *Lithos*, 26, 191-221.
- BELLON, H. (1976) Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique - implications géodinamiques. Tesis Univ Paris sur. 367 pp.
- BELLON, H. y BROUSSE, R. (1977) Le magmatisme perimediterraneen occidental. Essai de synthese. *Bull. Soc. Geol. France*, 19, 469-480.
- BELLON, H. y LETOUZEY, J. (1977) Volcanism related to plate-tectonics in the Western and Eastern Mediterranean. In: Biju-Duval B. y Montadert, L.(eds.) Intern. Symp. Struc. History of the Mediterr. Basins, ed. Technics, Paris, pp 165-184.
- BELLON, H., BORDET, P. y MONTENAT, C. (1983) Chronologie du magmatisme néogene des Cordillères Bétiques (Espagne meridionale). *Bull. Soc. Geol. France* 25, 205-217.
- BELLON, H., GUARDIA, P. y MGNE (1984) Les associations Volcaniques du Miocène supérieur de la regions Oranaise (Algerie Occidentale) Conséquences géodynamiques. *Geologie Méditerranéenne*, 11, 255-264.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. y LE PICHON X. (1977) From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the

- evolution of the western alpine system. In: Biju-Duval B. y Montadert, L. (eds.) History of the Mediterranean basin, 143-164.
- BIRD, P. (1979). Continental delamination and the Colorado Plateau. *Jour. Geophys. Res.* 84: 7561-7571.
- BLUNDY, J.D. y HOLLAND, T. J.B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 208-224.
- BOIVIN, P.A. (1982) Interaction entre magma basaltique et manteau supérieur. Exemple du Devés (Massif Central français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène, Espagne. Tesis Univ. Clermont Ferrand, 344 pp.
- BORDET, P. (1985) Le volcanisme miocène des Sierras de Gata et de Carboneras (Espagne du Sud-Est). *Doc. et Trav. IGAL, Paris*, 8 70 pp.
- BORDET, P. y de LAROUZIERE, F.D. (1982) Granitoïdes et plagiogranitoïdes dans le Tortonien de l'Espagne du Sud-Est. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 295, 591-594.
- BORDET, P. y de LAROUZIERE, F.D. (1983) Particularités géochimiques des volcanites miocènes des Sierras de Gata et de Carboneras (Almería, SE Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris* 296, 449-452.
- BORDET, P., ESQUEVIN, J. y de LAROUZIERE, F.D. (1982) Sur l'âge tortonien de certains des granitoïdes inclus dans les conglomérats miocènes de l'Espagne du Sud-Est. *C.R. Acad. Sci. Paris* 295, 483-486.
- BORDET, P., MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. y VACHARD, D. (1982) La "Breche Rouge" de Carboneras: un olistostrome volcano-sédimentaire tortonien (Cord. bétiques orientales, Espagne). *Memoire Geol. de l'Univ. Dijon*, 7; *Libro jubilar Gabriel Lucas*, 285-300.
- BORDET, P., MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. y VACHARD, D. (1985) La "Breche Rouge" de Carboneras: un olistostrome volcano-sédimentaire tortonien (Cord. bétiques orientales, Espagne). *Memoire Geol. de l'Univ. Dijon*, 7; *Libro jubilar Gabriel Lucas*, 285-300.
- BORLEY, G.D. (1967) Potash-rich volcanic rocks from Southern Spain. *Mineral. Mag.* 36, 364-379.
- BOUILLIN, J.P., DURAND-DELGA, M., y OLIVIER, PH. (1986). Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: distinctive features, genesis and development stages. In: Wezel, F.C. (Ed.), *The origin of Arcs*. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam 21, 281-304.
- BOURDIER, J.L. (1986) Formation sous-marine de brèches andésitiques au Ras Tarf (Rif, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, 619-622.
- BOURGOIS, J. (1978) La transversale de Ronda (Cordillères bétiques). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. Tesis Univ. Besancon, 453 pp.
- BOUSQUET, J.C., MONTENAT, C. y PHILIP, M. (1976) La evolución tectónica reciente de las Béticas orientales. *Reun. Geod. Cord. Bet. y mar de Alborán. Pub. Univ. Granada*, 59-78.
- BRIEND, M., MONTENAT, CH., y OTT D'ESTEVOU, PH. (1990) Le bassin de Huerca-Overa. In: Monténat, C. (coord.), *Les bassins neogènes du domaine bétique oriental (Espagne)*. Documents et travaux IGAL Paris 12-13, 239-259.
- BROPHY, J.G. (1990) Andesites from northeastern Kanaga Island, Aleutians: implications for calc-alkaline fractionation mechanisms and magma chamber development.
- BUDDINGTON, A.F. y LINDSLEY, D.H. (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 5, 310-357.
- BURNHAM, C.W., HOLLIPWAY, J.R. y DAVIS, N.F. (1969) Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10.000 bars. *Geol. Soc. Am. Spec. par.* 132, 1-96.
- CALVO RATHERT, M. (1992) Estudio paleomagnético del SE de la Península Ibérica. Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid (inédita)

- CAPEDRI, S., VENTURELLI, G., SALVIOLI MARIANI, E., CRAWFORD, A.J. y BARBIERI, M. (1989) Upper-mantle xenoliths in an alkali basalt from Tallante, South-eastern Spain. *Eur. J. Miner.* 1, 685-699.
- CAS, R.A.F y WRIGHT, J.V. (1991) Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bull. Volcanol.* 55, 357-380.
- CAS, R.A.F. y WRIGHT, J.V. (1987) Volcanic Successions, modern and ancient. Allen & Unwin, 528 pp.
- CASTROVIEJO, R. (1992) Ore Geology of the Santa Barbara Pb-Ag and Au District (SE Spain). Min. Dep. Studies Group, Aberdeen.
- CASTROVIEJO, R., NODAL, T., PODWYSOCKI, M.H. e INSUA, M. (1991) Mineralizaciones subvolcánicas (Au-Ag-Sn-Sulfuros polimetálicos) y hallazgo de afloramientos de pórfidos tonalítico neógenos en la sierra de Lomo de Bas (Murcia). *Bol. Soc. Española de Mineralogía*, 14, 183-200.
- CERMAK, V. (1982) Crustal temperature and mantle heat flow in Europe. *Tectonophysics* 83: 123-142.
- CHALOUAN, A (1986) Les nappes ghomarides (Rif Spetentrional, Maroc), un terrain varisque dans le chaine alpine. Tesis Univ. Louis Pasteur.
- CHALOUAN, A. y MICHARD, A. (1990) The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics* 9,1565-1583.
- CHANNEL, J.E.T. y MARESCHAL, J.C. (1989) Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift. In: Coward M.P., Dietrich D., and Park R.G. (Eds.), *Alpine tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 45, 285-300.
- CHAPELLE, G. de la, (1988) Le basin néogène de Níjar-Carboneras (SE Espagne): les relations entre la sédimentation et les etapes de la structuration. Tesis Univ. Lyon I, 253 pp.
- CHAUVE, P., MATHIS, V., PEYRE, Y. y RIVIERE, M. (1973) Sur la presence de tufs dans les sédiments d'age burdigalien de la region de la Viñuela-Alcancin-Zafarras-Rio Gordo (Prov. de malaga, Espagne meridionale). *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 20, 153-165.
- COELLO, J. y CASTAÑON, A. (1965) Las sucesiones volcánicas de la zona de Carboneras (Almería). *Estud. Geol.* 21, 145-166.
- COMAS, M.C., GARCIA-DUENAS, V., y JURADO, M.J., (en prensa). Neogene extensional tectonic evolution of the Alboran basin from MCS data. *Geo-Marine Letters*.
- CONRAD, W.K., NICHOLLS, I.A., y WALL, V.J. (1988) Water-saturated and under-saturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *Jour. Petrol.* 29, 765-803.
- CORBELLA MARTI, J.H. (1969) Etude geologique de la Sierra de las Moreras, Province de Murcie, Espagne. Tesis Univ. Paris, 158 pp.
- COX, K.G., BELL, J.D. y PANKHURST, R.J. (1979) The Interpretation of Igneous Rocks. Allen & Unwin, Londres, 450 pp.
- CUNNINGHAM, C.G., ARRIBAS JR., A., RYTUBA, J.J. y ARRIBAS, A. (1990) Mineralized and unmineralized calderas in Spain; Part I, evolution of the Los Frailes Caldera. *Mineral. Deposita* 25 (suppl), S21-S28.
- D'ARCO, Ph, MAURY, R.C. y WESTERCAMP, D. (1981) Geothermometry and Geobarometry of a Cumingtonite-Bearing Dacite from Martinique, Lesser Antilles. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 177-184
- DAVIDSON, J.P., DUNGAN, M.A., FERGUSON, K.M. y COLUCCI, M.T. (1987) The origin and evolution of magmas from the San Pedro-Pellado Volcanic complex, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 100, 429-445.
- De CLERCQ, S.W.G., SMIT, J. y VEENSTRA, E. (1975) A marine tuffaceous sediment in the lower Miocene of the Velez Blanco-Lorca region, Southern Spain. *GUA Pap. Geol. Ser.* 1, 7, 1050-117.

- De JONG, K. (1991) Tectonoc-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain) - with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area. Tesis Univ. Amsterdam, 204 pp.
- De SILVA, S.L. (1989) The origin and significance of crystal rich inclusions in pumices from two Chilean ignimbrites. *Geol. Mag.* 126, 159-175.
- DEFANT, M.J. y NIELSEN, R.L. (1990) Interpretation of open systems in petrogenetic processes: Phase equilibria constrains on magma evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 87-102.
- DELARUE, C. y BROUSSE, R. (1974) Volcanisme miocène en subduction au Maroc à l'extrémité orientale de l'arc de Gibraltar. *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 279, 971-974.
- DePAOLO, D.J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 189-202.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICO, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SHOTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PERCHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., SROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P., y BIJOU-DUVAL, B. (1986) Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241-315.
- DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.H.W., y KNOTT, S.D. (1989) Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich D. and Park R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 45, 265-283.
- Di BATTISTINI, G., TOSCANI, L., IACCARINO, S., y VILLA, I.M. (1987) K/Ar ages and the geological setting of calc-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, SE Spain. *N. Jb. Miner. Mh*, H8, 337-383.
- DIAZ DE FEDERICO, A., GOMEZ PUGNAIRE, M.T., PUGA, E. y TORRES ROLDAN, R.L. (1979) Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (southern Spain). *Cuad. Geol.*, 8, 37-60.
- DOBLAS, M. y OYARZUN, R. (1989) Mantle core complexes and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 93, 76-84.
- DRUITT, T.H. y BACON, C.R. (1989) Petrology of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, 245-259.
- DRUITT, T.H. y SPARKS, R.S.J. (1984) On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature* 310, 679-681.
- DRUITT, T.H., MELLORS, R.A., PYLE, D.M. y SPARKS, R.S.J. (1989) Explosive volcanism on Santorini, Greece. *Geol. Mag.* 126, 95-126.
- DUPUY, C., DOSTAL, J. y BOIVIN, P.A. (1986) Geochemistry of ultramafic xenoliths and their host alkali basalt from Tallante, southern Spain. *Mineral. Mag.* 50, 231-239.
- EGELER C.G. y SIMON, O.J. (1969) Orogenic evolution of the Betic zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures. *Geol. Mijnb.* 48: 296-305.
- EGGLER, D.H. (1972) Amphibole stability in H₂O-undersaturated calc-alkaline melts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 15, 28-34.
- EICHELBERGER, J.C. (1975) Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other circum-Pacific volcanoes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 1381-1391.
- ELLAM, R.M. y HARMON, R.S. (1990) Oxygen isotope constraints on the crustal contribution to the subduction-related magmatism of the

- Aeolian Islands, southern Italy. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 44, 105-122.
- ELLAM, R.M. y HAWKESWORTH, C.J. (1988) elemental and isotopic variations in subduction related basalts: evidence for a three component model. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 72-80.
- ELLAM, R.M., MENZIES, M.A., HAWKESWORTH, C.J., LEEMAN, W.P., ROSI, M. y SERRI, G. (1988) The transition from calc-alkaline to potassic magmatism in the Aeolian Islands, Southern Italy. *Bull. Volcanol.* 50, 386-398.
- ELLAM, R.M., MENZIES, M.A., HAWKESWORTH, C.J., LEEMAN, W.P., ROSI, M. y SERRI, G. (1988) The transition from calc-alkaline to potassic orogenic magmatism in the Aeolian Islands, Southern Italy. *Bull. Volcanol.* 50, 386-398.
- EMAMI, M.H. y MICHEL, R. (1982) Les Volcans Dômeens du Néogène de la région de Qom (Iran Central). Essai de classification de l'activité volcanique doméenne. *Bull. Volcanol.* 45, 317-332.
- ENGLAND, P.C. y HOUSEMAN, G.A. (1988) The mechanics of the Tibetan Plateau. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A326, 301-320.
- EWART, A. (1979) A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In: Barker F. (ed.) *Trondhemites, Dacites, and Related rocks*. Elsevier, Amsterdam, 13-121.
- EWART, A. (1982) The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In: Thorpe, R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. Wiley, N.York, 25-95.
- EWART, A., GREEN, D.C., CARMICHAEL, I.S.E. y BROWN, F.H. (1971) Voluminous low temperature rhyolitic magmas in New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.* 33, 128-144.
- EWART, A., HILDRETH, W. y CARMICHAEL, I.S.E. (1975) Quaternary acid magma in New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.* 51, 1-27.
- FERNANDEZ SOLER, J.M. (1987) Análisis e interpretación de los materiales volcánicos del Cerro de Los Frailes (Cabo de Gata, Almería) *Estud. Geol.* 43, 359-366.
- FERNANDEZ SOLER, J.M. y MUÑOZ M. (1988) Algunos modelos de facies en el volcanismo de Cabo de Gata: importancia de las emisiones "multi-vent" en una zona calco-alkalina. II Congreso Geol. España, simposio sobre volcanismo, Granada, pp. 397-404.
- FERNANDEZ, S. y HERNANDEZ PACHECO, A. (1972) Las rocas lamprofíticas de Cabezo Negro, Zeneta (Murcia). *Estud. Geol.* 28, 267-276.
- FISHER, R.V. (1979) Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 6, 305-318.
- FISHER, R.V. y SCHMINCKE, H.-U. (1984) *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag.
- FOLEY, S.F. (1988) The Genesis of Continental Basic Alkaline Magmas - An Interpretation in terms of Redox Melting. *J. Petrol., Spec. Lithosphere Issue*, 139-161.
- FOLEY, S.F., TAYLOR, W.T. y GREEN, D.H. (1986) The role of fluorine and oxygen fugacity in the genesis of the ultrapotassic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 183-192.
- FOLEY, S.F., VENTURELLI, G., GREEN, D.H. y TOSCANI, L. (1987) The ultrapotassic Rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.* 24, 81-134.
- FOUCHER J.P., AUZENDE J.M., REHAULT, J.F., y OLIVET, J.L. (1976) Nouvelles données de flux géothermique en Méditerranée occidentale. 4.me Réunion Annuelle de Sciences de la Terre, Société Géologique de France, Paris; 174.

- FRANCALANCI, L., BARBIERI, M., MANETTI, P., PECCERILLO, A. y TOLOMEO, L. (1988) Sr isotopic systematics in volcanic rocks from the island of Stroboli (Aeolian Arc). *Chem. Geol. Isot. Geosci.* 73, 109-124.
- FRANCALANCI, L., MANETTI, P. y PECCERILLO, A. (1989) Volcanological and magmatological evolution of Stromboli volcano (Aeolian Islands): the roles of fractional crystallization, magma mixing, crustal contamination and source heterogeneity. *Bull. Volcanol.* 51, 355-378.
- FRANCIS, P.W., SPARKS, R.S.J., HAWKESWORTH, C.J., THORPE, R.S., PYLE, D.M., TAIT, S.R., MANTOVANI, M.S. y McDERMOTT, F. (1989) Petrology and Geochemistry of volcanic rocks of the Cerro Galan caldera, Northern Argentina. *Geol. Mag.* 126, 515-647.
- FRANZINI, M., LEONI, L. y SAITTA, M. (1975) Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza X basata sulla correzione completa degli effetti di matrice. *Rend.Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 31, 367-378.
- FREUNDT, A. y SCHMINCKE, H.-U. (1985) Lithic-enriched segregation bodies in pyroclastic flow deposits of Laacher See volcano (west Eifel, Germany). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 25, 193-224.
- FREY, F.A., SUEN, C.J. y STOCKMAN, H.W. (1985) *Geochim. Cosmochim. Acta.* 49, 2469-2491.
- FRIEDRICH, G., KROSS, G. y WIECHOWSKI, A. (1984) Goldmineralisation in Rodalquilar, Spanien. *Geol. Jb. Reihe A*, H-75, 345-359.
- FUSTER, J.M., IBARROLA, E. y MARTIN, J. (1967a) Las andesitas piroxénicas de la Mesa de Roldán (Almería, SE de España). *Estud. Geol.* 23, 1-13.
- FUSTER, J.M. (1956) Las erupciones delléniticas de Terciario superior de la fosa de Vera (provincia de Almería). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 54, 53-88.
- FUSTER, J.M. y GASTESI, P. (1965) Estudio petrológico de las rocas lamprofíticas de Barqueros (Prov. de Murcia). *Estud. Geol.* 20, 299-314.
- FUSTER, J.M., AGUILAR, M.J. y GARCIA, A. (1965) Las sucesiones volcánicas en la zona del Pozo de los Frailes dentro del volcanismo cenozoico del Cabo de Gata (Almería). *Estud. Geol.* 21, 199-222.
- FUSTER, J.M., e IBARROLA, E. (1952) Estudio petrográfico y genético de las andesitas cordieríticas de la zona volcánica de Mar Menor (Murcia, España). *Estud. Geol.* 16, 245-299.
- FUSTER, J.M., GASTESI, P., SAGREDO, J. y FERMOSE, M.L. (1967b) Las rocas lamprofíticas del SE de España. *Estud. Geol.* 23, 35-69.
- GAIBAR-PUERTAS, C. (1969) Estudio geológico de las Isla de Alborán (Almería). I. Las rocas eruptivas. *Acta Geologica Hispánica*, 4, 72-80
- GAIBAR-PUERTAS, C. (1975) Contribución al estudio de la geología submarina de la cuenca del Mar de Alborán. *Estud. Geol.* 31, 649-679.
- GALAN, E., GONZALEZ, J.M., FERNANDEZ-NIETO, C. y BARCELO, G. (1984) Mineralogía de los materiales de la FORMación de la Viñuela (Cordilleras Béticas). *Estud. Geol.* 40, 259-267.
- GALINDO ZALDIVAR, J., GONZALEZ-LODEIRO, F., y JABALOY, A. (1989) Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta* 3, 73-85.
- GARCIA DUEÑAS, V., BALANYA, J.C. y MARTINEZ MARTINEZ, J.M.(en prensa) Miocene extensional Detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic implications. *GeoMarine Letters*.
- GARCIA-DUEÑAS, V. AND BALANYA, J.C. (1991) Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales. *Geogaceta* 9, 29-33.
- GARCIA-DUEÑAS, V., MARTINEZ MARTINEZ, J.M., OROZCO, M. y SOTO, J.I. (1988) Plis-nappes, cisaillements syn-à postmetamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères Bétiques, Espagne). *C.R. Acad. Sci. París* 307, 1389-1395.

- GERLACH, D.C. y GROVE, T.L. (1982) Petrology of Medicine Lake Highland Volcanics: Characterization of endmembers of magma mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89, 147-159.
- GILL, J.B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, N.York, 385 pp.
- GIROD, M. y GIROD, N. (1977) Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. *Bull. Soc. Geol. France* (7), 19, 481-488.
- GOFFÉ, B., MICHARD, A., GARCIA-DUEÑAS, V., GONZALEZ-LODEIRO, F., MONIÉ, P., CAMPOS, J., GALINDO ZALDIVAR, J., JABALOY, A., MARTINEZ MARTINEZ, J.M. y SIMANCAS, J.F. (1989) First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). *Eur. J. Miner.* 1, 139-142.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y FERNANDEZ SOLER, J.M. (1987) High pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 231-244.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T., FRANZ, G. y MUÑOZ, M. (1989) Progressive metamorphic evolution of eclogites containing kyanite veins in the Betic Cordilleras (SE Spain). *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 43, 671-685.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M.T. y C AMARA, F. (1990) La asociación de alta presión distena + talco + fengita coexistente con escapolita en metapelitas de origen evaporítico (Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. España* 3, 373-384.
- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1982) Niveles marinos cuaternarios y su relación con la neotectónica en el litoral de Almería (España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, 80, 171-184.
- GREEN, D.H. FALLOON, T.J. y TAYLOR, W.R. (1987) Mantle-derived magmas: roles of variable source peridotite and variable C-H-N fluid composition. In: Mysen, B.O. (ed.) *Magmatic Processes: Physicochemical constraints*. Geochemical Soc. Spec. Vol. 1, 139-154.
- GREEN, T.H. y RINGWOOD, A.E. (1968) Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 18, 163-174.
- GREEN, T.H. (1982) Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. In: Thorpe, R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. Wiley, N.York, 465-487.
- GROVE, T.L. y BRYAN, W.B. (1983) Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: an experimental study. *Contrib. Mineral. Petro.* 84, 293-309.
- GROVE, T.L. y DONNELLY-NOLAN, J.M. (1986) The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 281-302.
- GROVE, T.L. y KINZLER, R.J. (1986) Petrogenesis of andesites. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 417-454.
- GROVE, T.L., GERLACH, D.C. y SANDO, T.W. (1982) Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 160-182.
- GROVE, T.L., GERLACH, D.C., SANDO, T.W. y BAKER, M.B. (1983) Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing: corrections and clarifications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, 407-408.
- GROVE, T.L., KINZLER, R.J., BAKER, M.R., DONNELLY-NOLAN, J.M. y LESHER, C.E. (1988) Assimilation of granite by basaltic magma at Burnt lava flow, Medicine Lake volcano, northern California: decoupling of heat and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 320-343.

- HAGGERTY, S.E. (1983) The mineral chemistry of new titanates from the Jagersfontein kimberlite, South Africa: implications for metasomatism in the upper mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1833-1854.
- HAMELIN, E. y ALLEGRE (1988) Lead isotope study of orogenic Iherzolite massifs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 91, 117-131.
- HAMMARSTRON, J.M. y ZEN, E. (1986) Aluminum in hornblende: An empirical geobarometer. *Am. Mineral.* 71, 1297-1313
- HATZFELD, D. (1978) Etude sismo-tectonique de la zone de collision ibero-maghrébine. Tesis Univ. Grenoble 281 pp.
- HEIKEN G.H. y WOHLTZ K. (1985) *Volcanic Ash*. Univ. California Press, 246 pp.
- HELZ, R.T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity, I. Mafic phases. *J. Petrol.* 14, 249-304.
- HELZ, R.T. (1976) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb, Part II. *Jour. Petrol.* 17, 139-193.
- HENDERSON, P. (1982) *Inorganic Geochemistry*. Pergamon Press, 350 pp.
- HERNAN, F., HERNANDEZ PACHECO, A., DE LA NUEZ, J. y CUBAS, C.R. (1988) Morfología y clasificación de los domos sálicos de las islas Canarias. II Congreso Geológico de España, simposium sobre volcanismo, 349-358.
- HERNANDEZ PACHECO, F. e IBARROLA, E. (1970) Nuevos datos sobre la petrología y geoquímica de las rocas volcánicas de la isla de Alborán (Mediterráneo Occidental, Almería) *Estud. Geol.* 26, 93-103.
- HERNANDEZ PACHECO, F. e IBARROLA, E. (1970) Nuevos datos sobre la petrología y geoquímica de las rocas volcánicas de la isla de Alborán (Mediterráneo Occidental, Almería) *Estud. Geol.* 26, 93-103.
- HERNANDEZ, J. (1982) Potassium enrichment by magma mixing and vapor phase exsolution: an example in the Miocene volcanism of eastern Morocco. *Bull. Volcanol.* 45, 385-399.
- HERNANDEZ, J. (1983) Le volcanisme miocène du Rif Oriental (maroc): géologie, pétrologie et mineralogie d'une province shoshonitique. Tesis Univ Paris VI, 592 pp.
- HERNANDEZ, J. y BELLON, H. (1985) Chronologie K-Ar du volcanisme miocène du Rif Oriental (Maroc) : Implications tectoniques et magmatologiques. *Rev. Geol. Dyn. et geogr. Phys.* 26, 85-94.
- HERNANDEZ, J. y LEPVRIER, C. (1979) Le volcanisme calco-alcalin miocène de la région d'Alger (Algerie): petrologie et signification géodynamique. *Bull. Soc. Géol France*, 21,1, 73-87.
- HERNANDEZ, J., LAROUZIERE, F.D. de, BOLZE, J. y BORDET, P. (1987) Le magmatisme néogène bético-rifain et el couloir de décrochement trans-Alboran. *Bull. Soc. Geol. France* (8) 3, n.2, 257-267
- HERTOGEN, J., LOPEZ RUIZ, J., DEMAIFFE, D. y WEIS, D. (1988) Modelling of source enrichment and melting processes for the calcalkaline-shoshonite-lamproite suite from S.E. Spain. *Chem. Geol.* 70, 153 (abstr.)
- HERTOGEN, J., LOPEZ RUIZ, J., RODRIGUEZ BADIOLA, E., DEMAIFFE, D. y WEIS, D. (1985) A mantle-sediment mixing model for the Petrogenesis of a Ultrapotassic Lamproite from. S.E. Spain. *Eos*, 66, 1114 (abstr.)
- HIBBARD, M.J. (1981) The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 158-170.
- HILALI, E.A. y HOUZAY, J.P. (1976) Le volcan neogène de Ras Tarf et sa signification structurale. *Rif. Oriental, Maroc. C.R. Acad. Sci. Paris* 283, 303-306.
- HILDRETH, W. (1981) Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Jour. Geophys. Res.* 86, 10153-10192.
- HILDRETH, W. y MOORBATH S. (1988) Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Southern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 455-489.

- HORVARTH, F., y BERCKEMER, H. (1982). Mediterranean backarc basins. In: Berkhemer, H. and Hsü, K. (Eds.), *Alpine Mediterranean Geodynamics*. American Geophysical Union, Washington D. C.; 141-173.
- HOUSEMAN, G.A., MCKENZIE, D.P., y MOLNAR, P. (1981) Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergence belts. *Jour. Geophys. Res.* 86, 6115-6132.
- HUPPERT, H.E. y SPARKS, R.S.J. (1984) Double-diffusive convection due to crystallization in magmas. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 12, 11-37.
- HUPPERT, H.E. y SPARKS, R.S.J. (1988) The generation of granitic melts by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.* 29, 599-524.
- I.G.M.E. (1981a) Mapa Geológico de España, 2ª serie (MAGNA); hoja 1046 (Carboneras).
- I.G.M.E. (1981b) Mapa Geológico de España, 2ª serie (MAGNA); hoja 1059-1078bis (El Cabo de Gata - Isla de Alborán).
- I.G.M.E. (1981c) Mapa Geológico de España, 2ª serie (MAGNA); hoja 1060 (El Pozo de los Frailes).
- I.G.M.E. (1982) Mapa Geológico de la Plataforma Continental española y zonas adyacentes; hoja 84-85 - 84S-85S (Almería-Garrucha-Chella-Los Genoveses).
- I.G.M.E. (1983) Mapa Geológico de la Plataforma Continental española y zonas adyacentes; hoja 79-79E (Murcia).
- INNOCENTI, F., MANETTI, P., PASQUARE G., SERRI, G. y VILLARI, L. (1982) Anatolia and northwestern Iran. In: Thorpe, R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. Wiley, N.York, 327-349.
- IRVING, A.J. (1978) A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 743-770.
- JOHNSON, M.C. y RUTHERFORD M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- JOHNSTON, A.D. y WYLLIE, P.J. (1989) The system tonalite-peridotite-H₂O at 30 kbar, with applications to hybridization in subduction zone magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 102, 257-264.
- KAGER, P.C.A. (1980) Mineralogical investigations on sulfides, Fe-Mn-Zn-Mg-Ca-carbonates, greenalite and associated minerals in the Pb-Zn deposits in the Sierra de Cartagena, province of Murcia, SE Spain. Tesis Univ. Amsterdam. GUA papers of Geology 12, 203 pp.
- KANO, K. (1989) Interactions between andesitic magma and poorly consolidated sediments: examples in the Neogene Shirahama Group, South Izu, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 37, 59-75.
- KANO, K., TAKEUCHI, K., YAMAMOTO, T. y HOSHIZUMI, H. (1991) Subaqueous rhyolite block lavas in the Miocene Ushikiri Formation, Shimane Peninsula, SW Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 46, 241-253.
- KAY, R.W. y MAHLBURG-KAY, S. (1991) Creation and destruction of lower continental crust. *Geol. Rundsch.* 80, 259-278.
- KELEMEN, P.B. (1987) Assimilation of ultramafic rock in subduction-related magmatic arcs. *J. Geol.* 94, 829-843.
- KELEMEN, P.B. (1990) Reaction between Ultramafic Rock and Fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Jour. Petrol.* 31, 51-98.
- KILINC, A., CARMICHAEL, I.S.E., RIVERS, M.C. y SACK, R.O. (1983) Ferric-ferrous ratios of natural silicate liquids equilibrated with air. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 136-140.
- KOGAYUCHI, T. (1985) Magma mixing in a conduit. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.* 25, 365-369.
- KORNPROBST, J., PIBOULE, M., RODEN, M., y TABIT, A. (1990) Corundum-bearing Garnet Clinopyroxenites at Beni Bousera (Morocco): Original

- Plagioclase-rich Gabbros recrystallized at depth within the mantle?.
Jour. Petrol. 31, 717-745.
- KOUCHI, A. y SUNAGAWA I. (1985) A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 17-23.
- KOUCHI, A. y SUNAGAWA, I. (1983) Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection. *Nature* 304, 527-528.
- KROSS, G. (1986) Die Exploration der Goldlagerstätte Rodalquilar, SE-Spanien. In: *Edelmetalle, Schriftenreihe der GDMB, Heft 44*, 117-124.
- KUO, L., y KIRKPATRICK, R.J. (1982) Pre-eruption history of phryic basalts from DSDP Legs 45 and 46: Evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 13-27
- LAFUSTE, J. y PAVILLON, M.J. (1976) Mise en évidence d'Eifelien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. *Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique. C.R. Acad. Sci. Paris* 283, 1015-1018.
- LAROUZIERE, F.D. de (1985) Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et de Mazarrón (Cordillères bétiques internes, Espagne). Tesis Univ. Paris VI, 316 pp.
- LAROUZIERE, F.D. de, BOLZE, J., BORDET, P., HERNANDEZ, MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU, P. (1988) The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics* 152, 41-52.
- LAROUZIERE, F.D. de, y BORDET, P. (1983) Sur la genèse de certains types de lamproïtes du bassin de Mazarrón (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, 1071-1076.
- LAVECCHIA, G. y STOPPA, F. (1990) The Tyrrhenian zone: a case of lithosphere extension control of intra-crustal magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 99, 336-350.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. y ZANETTIN, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.* 27, 745-750.
- LEAKE, B.E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.* 63, 1023-1052.
- LEAL, G., MORENO DE CASTRO, E. y PERCONIG, E. (1971) Sobre la presencia de afloramientos jurásico en la Serrata de Níjar (Almería). *Cuad. Geol Ibérica*, 2 281-306.
- LEBLANC, D. (1990) Tectonic adaptation of the External Zones around the curved core of an orogen: the Gibraltar Arc. *Jour. Struct. Geol.* 12, 1013-1018.
- LEBLANC, D. y OLIVIER, Ph. (1984) Role of strike-slip faults in the Betic-Riffian orogeny. *Tectonophysics* 101, 354-355.
- LEON, C. (1967) Las formaciones volcánicas del Cerro de Los Lobos (Almería, S.E. de España). *Estud. Geol.* 23, 15-28.
- LEONE, G. REYES, E., CORTECCI, G. POCHINI, A. y LINARES, J. (1983) Genesis of bentonites from Cabo de Gata, Almería, Spain: a stable isotope study. *Clay Minerals*, 18, 227-238.
- LEONI, L., y SAIITA, M. (1976) X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rocks and mineral standards. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 32, 497-510.
- LINARES, J. (1963) Las bentonitas de Almería: estudio mineralógico y técnico. Tesis Univ. Granada.
- LINDSLEY, D.H. (1983) Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.* 68, 477-493.
- LLOYD, F.E., ARIMA, E. y EDGAR, A.D. (1985) Partial melting of a phlogopite-clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: An experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift volcanics. *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 321-329.

- LODDER, W. (1966) Gold-alunite deposits and zonal wall-rock alteration near Rodalquilar, SE Spain. Tesis Univ. Amsterdam, 93 pp.
- LOGFREN, G.E. y NORRIS, P.N. (1981) Experimental duplication of plagioclase overgrowth textures. *Geol. Soc. Am. Abstracts with programs* 13, n.498.
- LOPEZ RUIZ J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1984) El volcanismo Neógeno-Cuaternario del Borde Mediterráneo Español. In: (CSIC y CAYCIT) "El Borde Mediterráneo Español", Granada, 115-122.
- LOPEZ RUIZ J., RODRIGUEZ BADIOLA, E, ARROYO, A. y COY-ILL, R. (1984) Los óxidos de Fe-Ti de las rocas calco-alcalinas del Sureste de España. *Estud. Geol.* 40, 269-279.
- LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1980) La región volcánica neógena del Sureste de España. *Estud. Geol.* 36, 5-63.
- LOPEZ RUIZ, J. y WASSERMAN, M.D. (1991) Relación entre la hidratación/desvitrificación y el O18 en las rocas volcánicas neógenas del SE de España. *Estud. Geol.* 47, 3-11.
- LORENZ, C. (1984) Les silexites et les tuffites du Burdigalien, marquers volcano-sédimentaires - correlations dans le domaine de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Geol. France* 26, 1203-1210.
- LOUBET, M. y ALLEGRE, C.J. (1982) Trace elements in orogenic lherzolites reveal the complex history of the upper mantle. *Nature* 298, 809-814.
- LUAIS, B. (1988) Mantle origin and crustal contamination as the origin of high-Sr radiogenic magmatism of Stromboli (Aeolian Arc). *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 93-106.
- LUHR, J.F. y CARMICHAEL, I.S.E. (1980) The Colima volcanic complex. Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 343-372.
- LUHR, J.F. y PRESTEGAARD, K.L. (1988) Caldera formation at Volcán Colima, Mexico, by a large Holocene volcanic debris avalanche. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 35, 335-348.
- LUNDEEN, M.T. (1978) Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Bull. Geol. Soc. Am.* 89, 172-180.
- MARTI, J., DIEZ-GIL J.L. y ORTIZ, R. (1991) Conduction Model for the Thermal Influence of Lithic Clasts in mixtures of Hot Gases and Ejecta. *Jour. Geophys. Res.* 96, 21879-21885.
- MARTI, J., MITJAVILA, BARRACHINA, A. y ARAÑA, V. (1989) El edificio volcánico de Diego Hernández. In: Araña, V. y Coello, J. (eds.) *Los volcanes y la Caldera del Parque Nacional del Teide*, ICONA, 201-226.
- MARTIN ALGARRA, A. (1987) Evolución Geológica Alpina del contacto entre las zonas Internas y las zonas Externas de la Cordillera Bética (Sector Occidental). Tesis Univ. Granada, 1368 pp.
- MARTIN ESCORZA, C. y LOPEZ RUIZ, J. (1988) Un modelo geodinámico para el volcanismo neógeno del Sureste Ibérico. *Estud. Geol.* 44, 243-251.
- MARTINEZ FRIAS, J., GARCIA-GUINEA, J, LOPEZ RUIZ, J. y REYNOLDS, G.A. (1992) discovery of fossil fumaroles in Spain. *Econ. Geol.* 87, 444-446.
- MARTINEZ FRIAS, J., GARCIA-GUINEA, J, LOPEZ RUIZ, J., LOPEZ GARCIA, J.A. y BENITO R. (1989) Las mineralizaciones epitermales de Sierra Almagrera y de la cuenca de Herrerías, Cordilleras Béticas. *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 12, 261-271.
- MATHEZ, E.A. (1973) Refinement of the Kudo-Weill Plagioclase Thermometer and its Application to basaltic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 41, 61-72.
- McBIRNEY, A.R. (1980) Mixing and Unmixing of magmas. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 7, 357-371.
- McBIRNEY, A.R. y MURASE, T. (1984) Rheological Properties of magmas. *Ann. rev. Earth Planet.* 12, 337-357.
- McKENZIE, D. (1989) Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 95, 53-72.

- McKENZIE, D.P. y BICKLE, M.J. (1988) The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J.Petrol.* 29, 625-679.
- MEDIALDEA, T., SURINACH, E., VEGAS, R., BANDA, E., y ANSORGE, J. (1986) Crustal structure under the western end of the Betic Cordillera (Spain). *Annales Geophysicae* 4, 345-355.
- MEEN, J.K. (1987) Formation of shoshonites from calc-alkaline basaltic magmas: geochemical and experimental constraints from the type locality. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 333-351.
- MEGARTSI, M. (1985) Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord-occidentale. Tesis Univ. Argel. 296 pp.
- MELENDEZ, B., AGUIRRE, E. de, y BAUTISTA, M.C. (1964) Estudio paleontológico del Mioceno del Cabo de Gata (Almería). *Estud. Geol.* 20, 229-234.
- MENZIES M.A. y HAWKESWORTH, C.J. (1987) *Mantle Metasomatism*. Academic Press, Londres.
- MERZBACHER, C. y EGGLE, D.H. (1984) A magmatic geohygrometer: application to Mount St. Helens and other dacitic magmas. *Geology* 12, 587-590.
- MIYASHIRO, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.* 274, 321-355.
- MOLIN, D. (1974) Les caractères du volcanisme neogène des provinces de Murcie et Almería (Espagne). Implications pour l'évolution de la Méditerranée occidentale. 2^a Reu. Ann. Sci. de la Terre, Nancy.
- MOLIN, D. (1980) Le volcanisme miocène du Sud-Est de l'Espagne (Provinces de Murcia et d'Almería). Tesis Univ. Paris VI, 289 pp.
- MONIÉ, P., GALINDO ZALDIVAR, J., GONZALEZ LODEIRO, F., GOFFÉ, B., y JABALOY, A. (1991) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Jour. Geol. Soc. London* 148, 288-297.
- MONTENAT, C. (Coord.) (1990) Les bassins neogènes du comaine bétique oriental (Espagne). Doc. et Trav. IGAL Paris 12-13.
- MONTENAT, C., BIZON, G. y RENEVILLE, F. de (1978) Le Neogene des environs d'Aguilas (Province de Murcia ed d'Almería), Cordilleres Bétiques, Espagne. *Bull. Mus.nation. Hist. Nat. Paris*, 3, t.68, 37-54.
- MONTENAT, C., BOLZE, J., BORDET, P. y OTT D'ESTEVOU, P. (1984) Extrusions de type "pebble dyke", à éléments plutoniques miocènes, dans le Tortonien des Cordillères bétiques orientales (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 299 (II), 7, 343-346.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. y MASSE, P. (1987) Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. elf-Aquitaine*, 11, 1-22.
- MORRIS, J.D. y HART, S.R. (1983) Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak island, Aleutians, and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 47, 2015-2030.
- MUNKSGAARD, N.C. (1984) High ^{180}Sm and possible pre-eruptional Rb-Sr isochrons in cordierite bearing neogene volcanics from southeastern Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.* 87, 351-358.
- MUÑOZ, M. (1991) Significado de los cuerpos de leucogranitos y de los "gneisses cordieríticos con litoclastos" asociados en la Unidad de Guadaiza (Alpujarrides occidentales, Béticas). *Geogaceta* 9, 10-13.
- MYERS, J.D. y MARSH, B.D. (1981) Geology and petrogenesis of the Edgecumbe volcanic field, SE Alaska: the interaction of basalt and silicic crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 272-287.

- NAIRN, I.A. y SELF, S. (1978) Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 3, 39-60.
- NAKAMURA, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-773.
- NELSON, D.R., McCULLOCH, M.T. y SUN, S-S (1986) Origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 231-245.
- NICHOLLS, I.A. y RINGWOOD, A.E. (1973) Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica saturated magmas in the island-arc environment. *Jour. Geol.* 81, 285-300.
- NICHOLLS, I.A., OBA, T. y KONRAD, W.K. (1991) The nature of primary rhyolitic magmas involved in crustal evolution? Evidence from an experimental study of cummingtonite-bearing rhyolites, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 56, 955-962.
- NIELSEN R.L. y DUNGAN, M.A. (1983) Low pressure mineral-melt equilibria in natural anhydrous mafic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 84, 310-326.
- NIJHUIS, H.J. (1964) Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres (SE Spain). Tesis Univ. Amsterdam, 151 pp.
- NIXON, G.T. (1988) Petrology of the Younger Andesites and Dacites of Iztaccihuatl Volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *J. Petrol.* 29, 213-264.
- NOBEL, F.A., ANDRIESSEN, P.A.M., HEBEDA, E.H., PRIEM, H.N.A. y RONDEEL, H.E. (1981) Isotopic dating of the post-alpine Neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Geol en Mijn.* 60, 209-214.
- O'HARA, M.J. (1977) Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature* 266, 503-507.
- O'HARA, M.J. y MATHEWS, R.E. (1981) Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *J. Geol. Soc. Lond.* 138, 237-277.
- OBA, T. y NICHOLLS, I.A. (1986) Experimental study of cummingtonite and Ca-Na amphibole in the system Cum-Act-Pl-Qz-H₂O. *Amer. Mineral.*, 71, 1354-1365.
- OEN, I.S., FERNANDEZ, J.C. y MANTECA, J.I. (1975) The lead-zinc and associated ores of La Union, Sierra de Cartagena, Spain. *Econ. Geol.* 70, 1259-1278.
- OLAFSSON, M. y EGGLEER, D.H. (1983) Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate and phlogopite-carbonate: petrologic constraints on the asthenosphere. *Earth Plant. Sci. Lett.* 64, 305-315.
- OSSAN, A. (1889) Beiträge zur Kenntnis der Eruptiv-gesteine des Cabo de Gata (Prov. Almería). *A. Dtsch. Geol. Ges.* 41, 287-311.
- OSSAN, A. (1891) Beiträge zur Kenntnis der Eruptiv-gesteine des Cabo de Gata II. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 43, 688-722.
- OTT D'ESTEVOU, Ph. (1980) Evolution dynamique du bassin néogène de Sorbas (Cordilleres Bétiques orientales, Espagne). *Doc. et Trav. IGAL Paris*, 1, 264 pp.
- OTT D'ESTEVOU, Ph. y MONTENAT, C. (1985) Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien a l'Holocène. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, II,8, 363,368.
- OTT D'ESTEVOU, Ph. y MONTENAT, C. (1990) Le bassin de Sorbas-Tabernas. In: Montenat, C., (coord.), *Les bassins neogènes du domaine bétique oriental (Espagne)*. Documents et Travaux IGAL Paris 12-13, 101-128.

- PAEZ CARRION, A. y SANCHEZ SORIA, P. (1965) Vulcanología del Cabo de Gata, entre San José y Vela Blanca. *Estud. Geol.* 21, 223-246.
- PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L., y BALDWIN, K. (1974) Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 6, 1053-1054.
- PEARCE, J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: Thorpe, R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. Wiley, N.York, 525-548.
- PEARCE, J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J. (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Cheshire, U.K., 230-249.
- PEARCE, J.A., BENDER, J.F., DE LONG, S.E., KIDD, W.S.F., LOW, P.J., GUNER, Y., SAROGLU, F., YILMAZ, Y., MOORBATH, S. y MITCHELL, J.G. (1990) Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 44, 189-229.
- PEARSON, D.G., DAVIES, G.R., NIXON, P.H., GREENWOOD, P.B. y MATTEY, D.P. (1991) Oxygen isotope evidence for the origin of pyroxenites in the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco: derivation from subducted oceanic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 289-301.
- PECCERILLO A. y TAYLOR, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-91.
- PECCERILLO, A. (1985) Roman comagmatic province (Central Italy): evidence for subduction-related magma genesis. *Geology*, 13, 103-106.
- PECCERILLO, A. (1990) On the origin of the Italian potassic magmas - comments. *Chem. Geol.*, 85, 183-191.
- PELLICER, M.J. (1973) Estudio petrológico y geoquímico de un nuevo afloramiento de rocas lamprofíticas situado en las proximidades de Aljorra (Murcia). *Estud. Geol.* 29, 99-106.
- PICHLER, H. (1965) Acid hyaloclastites. *Bull. Volcanol.* 28, 293-310.
- PINEDA VELASCO, A. (1984) Las mineralizaciones metálicas y su contexto geológico en el área volcánica de Cabo de Gata (Almería, SE de España). *Bol. Geol. y Min.* 95, 569-592.
- PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M. (1989) Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology* 17, 540-543.
- POLVE, M. y ALLEGRE, C.J. (1980) Orogenic Lherzolite complex studied by ^{87}Rb - ^{87}Sr : a clue to understand the mantle convection processes?. *Earth Planet. Sci. Lett.* 51, 71-93.
- POWELL, R. (1975) Thermodynamics of coexisting Cummingtonite-Hornblende pairs. *Contrib. Mineral. Petrol.* 51, 29-37.
- POWELL, R. y POWELL M. (1977) Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal. *Mineral. Mag.* 41, 257-263.
- PUGA, E. (1977) Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillère Bétique, Espagne du Sud) d'éclogites et sur leur origine probable à partir d'une croûte océanique mésozoïque. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 285, 1379-1382.
- PUGA, E. (1980) Hypothèses sur la genèse des magmas calco-alcalins intra-orogéniques alpins dans les Cordillères bétiques. *Bull. Soc. Geol. France* (7) 22, 243-250.
- REHAULT, J.P., BOILLOT, G., y MAUFFRET, A. (1985) The western Mediterranean basin. In: Stanley, D.J. and Wezel, F.C. (Eds.), *Geological evolution of the Mediterranean basin*. Springer-Verlag, New York; 101-130.

- REISBERG, L y ZINDLER, A. (1986) Extreme isotopic variations in the upper mantle: evidence from Ronda. *Earth Planet. Sci. Lett.* 81, 29-45.
- REISBERG, L., ZINDLER, A. y JAGOUTZ, E. (1989) Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramafic Complex. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 161-180.
- REISBERG, L.C., ALLEGRE, C.J. y LUCK, J.M. (1991) The Re-Os systematics of the Ronda Ultramafic Complex of southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 105, 196-213.
- ROBIN, C. y CANTAGREL, J.M. (1982) Le Pico de Orizaba (Mexique): Structure et evolution d'un grand volcan andesitique complexe. *Bull. Volcanol.* 45, 299-315.
- ROBIN, C. MOSSAND, P. CAMUS, G., CANTAGREL, J.M. GOURGAUD, A. y VINCENT P.M. (1987) Eruptive history of the Colima Volcanic Complex (Mexico). *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, 99-113.
- RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1973) Estudio petrogenético del vulcanismo terciario de Cartagena y Mazarrón, SE de España. Tesis Univ. Complutense Madrid.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1982) El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis Univ. Granada, 224 pp.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1982) El mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. Tesis Univ. Granada, 224 pp.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C., y SERRANO, F. (1990) Le couloir des Alpujarras. In: Montenat, C. (coord.), Les bassins neogènes du domaine bétique oriental (Espagne). Documents et Travaux IGAL Paris 12-13: 87-100.
- ROEVER, W.P. de, y LODDER, W. (1967) Indications of syngenetic origin of gold ore and ignimbrites near Rodalquilar (SE Spain). *Bull. Volcanol.* 30, 35-40.
- ROEVER, W.P. de, y NIJHUIS, H.J. (1964) Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane. *Geol. Rundsch.* 53, 324-336.
- ROWLEY, P.D., KUNTZ., M.A. y McLEOD, N.S. (1981) Pyroclastic Flow deposits. In: LIPMAN, P.W. y MULLINEAUX, D.R. "The 1980 Eruptions of Mt. St. Helens". *Geol. Surv. Prof. Paper* 1250, 489-512.
- RYE, R.O., BETHKE, P.M. y WASSERMAN, M.D. (1992) The stable isotope Geochemistry of Acid Sulfate Alteration. *Econ. Geol.* 87, 225-262.
- RYTUBA, J.J., ARRIBAS Jr., A., CUNNINGHAM, C.G., McKEE, E.H., PODWYSOCKI, M.H., SMITH J.G. KELLY, W.C. y ARRIBAS, A. (1990) Mineralized and unmineralized calderas in Spain; Part II, evolution of the Rodalquilar caldera complex and associates gold-alunite deposits. *Mineral. Deposita* 25 (suppl), S29-S35.
- RYTUBA, J.J., ARRIBAS, A.Jr., CUNNINGHAM, C.G., PODWYSOCKI, M.H., McKEE, E.H. y ARRIBAS, A.Sr. (1988) Rodalquilar deposits, Spain, first example of caldera-related epithermal gold mineralization in Europe: Part I, Caldera evolution (abs.): *Geol. Soc. Am. Abstracts with programs*, 20, A351.
- SAGREDO, J. (1972) Enclaves peridotífticos encontrados en los afloramientos basálticos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia). *Estud. Geol.* 28, 119-135.
- SAGREDO, J. (1973) Estudio de las inclusiones de rocas ultramáficas con anfíbol que aparecen en los basaltos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia). *Estud. Geol.* 29, 53-62.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936) Estudio de las rocas eruptivas de España. *Mem. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, Madrid.
- SANCHEZ CELA, V. (1968a) Estudio petrológico de las sucesiones volcánicas del Sector Central de la formación del Cabo de Gata (Almería). *Estud. Geol.* 24, 1-38.

- SANCHEZ CELA, V. (1968b) Estudio petrológico de las tobas dacíticas-ríolíticas de las Negras (Almería). *Bol. Geol. y Min.* 79, 87-98.
- SANGER-VON OEPEN, P., FRIEDRICH, G. y KISTERS, A. (1990) Comparison of the fluid characteristics of the Rodalquilar and two neighbouring gold deposits in Spain. *Mineral. Deposita*, 25 (suppl) S36-S41.
- SANGER-VON OEPEN, P., FRIEDRICH, G. y VOGT, G.H. (1989) Fluid evolution, wall-rock alteration, and ore mineralization associated with the Rodalquilar epithermal deposits in Southeast Spain. *Mineral. Deposita* 24, 1-38.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983) Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estud. Geol.* 39, 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983) Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estud. Geol.* 39, 157-165.
- SERRANO, F. (1979) Los foraminíferos planctónicos del Mioceno Superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. Tesis Univ. Málaga, 272 pp.
- SERRANO, F. (1988) Sobre la edad del comienzo de la actividad magmática en Sierra de Gata (Almería, España). *Mediterránea Ser. Geol.* 7, 17-23.
- SERRANO, F. (1990) El Mioceno Medio en el área de Níjar (Almería, España). *Rev. Soc. Geol. España* 3, 65-79.
- SERRANO, F. y GONZALEZ DONOSO, J.M. (1989) Cronoestratigrafía de la sucesión volcano-sedimentaria del área de Carboneras (Sierra de Gata, Almería). *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 143-151.
- SIEBERT, L. (1984) Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 22, 163-197.
- SILLITOE, R.H. (1985) Ore-Related Breccias in Volcanoplutonic Arcs. *Econ. Geol.* 80, 1467-1514.
- SIMANCAS, J.F. y CAMPOS, J. (1988) La estructuración de componente Norte de los Mantos Alpujarrides en el sector central de la Cordillera Bética. II Congreso Español Geología (Simposios), Sociedad Geológica de España; 27-33.
- SMITH, A.L. y ROOBOL, M.J. (1982) Andesitic pyroclastic flows. In: Thorpe, R.S. (ed.) *Orogenic andesites*, Wiley, pp. 415-433.
- SPARKS, R.S.J., SELF, S. y WALKER, G.P.L. (1973) Products of Ignimbrite Eruptions. *Geology* 1, 115-118.
- SPARKS, R.S.J., HUPPERT, H.E. y TURNER, J.S. (1984) The fluid dynamics of evolving magma chambers. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 310, 511-534.
- SPARKS, R.S.J., MEYER, P., y SIGURDSSON, H. (1980) Density variations amongst mid-ocean ridge basalts: implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 46, 419-430.
- SPARKS, R.S.J., SIGURDSSON, H. y WILSON, L. (1977) Magma mixing: a mechanism for triggering explosive eruptions. *Nature* 267, 315-318.
- SPEAR, F.S. Y KIMBALL, C. (1984) RECAMP - a Fortran IV program for estimating Fe³⁺ contents in amphiboles. *Computers & Geosciences* 10, 317-325.
- SPENCER, K.J. y LINDSLEY, D.H. (1981) A solution model for co-existing iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.* 66, 1189-1201.
- SPENCER, K.J. y LINDSLEY, D.H. (1981) A solution model for co-existing iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.* 66, 1189-1201.
- STOFFREGEN R.E. (1987) Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Econ. Geol.* 82, 1575-1591.
- STORMER, J.C. (1983) The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multi-component iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.* 68, 586-594.
- STORMER, J.C. y NICHOLLS, J. (1978) XLFRAC: A program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computes and Geosciences*, 4, 143-159.

- STORMER, J.C. y WHITNEY, J.A. (1985) Two feldspar and iron-titanium oxide equilibria in silicic magmas and the depth of origin of large volume ash flow tuffs. *Amer. Mineral.* 70, 52-64.
- SUEN, C.J. y FREY, F.A. (1987) Origin of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 85, 183-202.
- TAYLOR, S.R. y McLENNAN S.M. (1985) *The Continental Crust: its Composition and Evolution.* Blackwell, Oxford, 312 pp.
- TAYLOR, W.R. y GREEN, D.H. (1987) The petrogenetic role of methane: effect on liquidus phase relations and the solubility mechanism of reduced C-H volatiles. In: Mysen, B.O. (ed.) *Magmatic Processes: Physicochemical constraints.* Geochemical Soc. Spec. Vol. 1, 121-138.
- TORRES ROLDAN, R.L. (1979) The tectonic subdivision of the Betic zone (Southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the Westernmost Alpine Belt. *Am. J. Sci.* 279, 19-51.
- TORRES ROLDAN, R.L., POLI, G. y PECCERILLO, A. (1986) An early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike-event from the Alboran Sea - Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Rundsch.* 75, 219-234.
- TOSCANI, L., VENTURELLI, G., BARBIERI, M., CAPEDEI, S., FERNANDEZ, J.M. y ODDONNE, M. (1988) Petrology and Geochemistry of andesites from Sierra de Gata (Southeastern Spain). II Congreso Geol. España, Granada, vol. 2, 71-74.
- TOSCANI, L., VENTURELLI, G., BARBIERI, M., CAPEDEI, S., FERNANDEZ SOLER, J.M. y ODDONNE, M. (1990) Geochemistry and Petrogenesis of Two-Pyroxene Andesites from Sierra de Gata (Almería). *Mineralogy and Petrology*, 41, 199-213.
- TSUCHIYAMA, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89, 1-16.
- TSUCHIYAMA, A. y TAKAHASHI, E. (1984) Melting kinetics of a plagioclase feldspar. *Contrib. Mineral. Petrol.* 84, 345-354.
- TUBIA, J.M. (1985) Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujarrides occidentales. Tesis Univ. País Vasco, 263 pp.
- TUBIA, J.M. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1991) Eclogites of the Ojén nappe: a record of the subduction in the Alpujarride complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *Jour. Geol. Soc. Londres*, 148, 801-804.
- TURNER, J.S. y CAMPBELL, H.E. (1986) CONVECTION AND MIXING IN MAGMA CHAMBERS. *Earth Sci. Rev.* 23, 255-352.
- UI, T. (1983) Volcanic dry avalanche deposits - identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 18, 135-150.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1972) Driving forces of Mediterranean orogeny (Tyrrhenian test-case). *Geol. Mijnb.* 51, 548-573.
- VEGAS, R. (1992) The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics*, 203, 249-261.
- VENTURELLI, G., CAPEDEI, S., BARBIERI, M., TOSCANI, L., SALVIOLI MARIANI, E. y ZERBI, M. (1991a) The Jumilla lamproite revisited: a petrological oddity. *Eur. J. Mineral.* 3, 123-145.
- VENTURELLI, G., CAPEDEI, S., Di BATTISTINI, G., CRAWFORD, A., KOGARKO, L.N. y CELESTINI, S. (1984) The ultrapotassic rocks from southeastern Spain. *Lithos* 17, 37-54.
- VENTURELLI, G., SALVIOLI MARIANI, E., FOLEY, S.F., CAPEDEI, S. y CRAWFORD, A.J. (1988) Petrogenesis and conditions of crystallization of Spanish lamproitic rocks. *Can. Mineral.*, 26, 67-79.
- VENTURELLI, G., TOSCANI, L., y SALVIOLI MARIONI, E. (1991b) Mixing between lamproitic and dacitic components in Miocene volcanic rocks of S.E. Spain. *Mineral. Mag.* 55, 282-285.

- VERGELY, C. (1986) Etude pétrologique et minéralogique du volcan calcoalcalin miocène de San Jose (Province d'Almeria - Espagne). Tesis DEA, Univ. P. et M. Curci, Paris, 68 pp.
- VIELZEUF D. (1983) The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, 301-311.
- VISSERS, R.L.M. (1981) A structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain) with emphasis on deformational processes and their relation to the alpine metamorphism. Tesis Univ. Amsterdam. *GUA papers Geol.* 15, 154 pp.
- VOIGHT, B., GLICKEN, H, JANDA, R.J. y DOUGLAS, P.M. (1981) Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In: Lipman, P.W. Y Mullineaux, D.R. (eds.) *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington.* U.S.Geol.Surv. Prof. pap. 1250.
- VOLLMER, R. (1989) On the origin of Italian potassic magmas - Reply. *Chem. Geol.* 85, 191-196.
- VOLLMER, R. (1989) On the origin of Italian potassic magmas 1. A discussion contribution. *Chem. Geol.* 74, 229-239.
- VOLLMER, R. (1991) On the origin of the Italian potassic magmas: a one-dimensional diffusion-controlled model of source metasomatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 107, 487-498.
- WAGNER, C. y VELDE, D. (1986) The mineralogy of K-richterite-bearing lamproites. *Am. Mineral.* 72, 689-696.
- WALKER, D., SHIBATA, T. y DeLONG, S.E. (1979) Abyssal tholeiites from the Oceanographer fracture zone. II. Phase equilibria and mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 111-125.
- WALKER, G.P.L. (1985) Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *J. Volcanol Geotherm. Res.* 25, 157-171.
- WALKER, G.P.L., HEMING, R.F. y WILSON, C.J.N. (1980) Low aspect ratio ignimbrites. *Nature* 283, 286-287.
- WEIJERMAARS, R. (1985) Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (W.Mediterranean) *Geol. Mijnbow*, 64, 349-356.
- WEIJERMAARS, R. (1985) Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (WMediterranean). *Geol. Mijn.* 64, 349-356.
- WEIJERMAARS, R. (1991) Geology and tectonics of the Betic Zone, SE Spain. *Earth Sci. Rev.* 31, 153-236.
- WEIJERMAARS, R., ROEP, TH., VAN DEN ECKHOUT, B., POSTMA, R., y KLEVERLAAN, K. (1985) Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnb.* 64, 397-411.
- WELLS, P.R.A. (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 129-139.
- WESTERHOF, A.B. (1975) Genesis of Magnetite ore near Marbella, southern Spain: formation by oxidation of silicates in polymetamorphic gedrite-bearing and other rocks. Tesis Univ. Amsterdam, *GUA pap. Geol.*, 6, 216 pp.
- WOOD, B.J. y BANNO, S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 42, 109-124.
- WOOD, B.J. y CARMICHAEL, I.S.E. (1973) Ptotal, PH₂O and the Occurrence of Cumingtonite in Volcanic Rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, 149-158.
- WOODLAND, A.B., KORNPORST, J. y WOOD, B.J. (1992) Oxygen Thermobarometry of Orogenic Lhezolite Massifs. *Jour. Petrol* 33, 203-230.

- WRIGHT, J.V. y WALKER, G.P.L. (1977) The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology* 5, 729-732.
- WRIGHT, J.V. y WALKER, G.P.L. (1977) The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag-fall deposits. *Geology*, 5, 729-732.
- WRIGHT, J.V. y WALKER, G.P.L. (1981) Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 9, 111-131.
- WYLLIE, P. (1987) Metasomatism and fluid generation in mantle xenoliths. In Nixon, P.H. (ed.) *Mantle Xenoliths*. Wiley, Chichester, U.K., 609-621.
- WYLLIE, P.J., CARROLL, M.R., JOHNSTON, A.D., RUTTER, M.J., SEKINE, T. y VEN DER LAAN, S.R. (1989) Interactions among magmas and rocks in subduction zone regions: experimental studies from slab to mantle to crust. *Eur. J. Miner.*, 1, 165-179.
- YAMAGISHI, H. (1991) Morphological features of Miocene submarine coherent lavas from the "Green Tuff" basins: examples from basaltic and andesitic rocks from the Shimokita Peninsula, northern Japan. *Bull. Volcanol.* 55, 173-181.
- YAMAGISHI, H. y DIMROTH E. (1985) A comparison of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites: evidence for a hot and fluid rhyolite lava. *Jour. Volcanol. Geotherm Res.* 23, 337-355.
- ZECK, H.P. (1969) Anatectic origin and further petrogenesis of almandin-bearing biotite cordierite-labrador dacite with many inclusions of restites and basaltoid material, Cerro del Hoyazo, SE Spain. Tesis Univ. Amsterdam. 161 pp.
- ZECK, H.P. (1970) An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.* 26, 225-246.
- ZECK, H.P., ALBAT, F., HANSEN, B.T., TORRES-ROLDAN, R.L., GARCIA-CASCO, A. y MARTIN ALGARRRA, A. (1989) A 21 + 2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, south Spain. *Tectonophysics*, 169, 215-222.
- ZECK, H.P., MONIE, P, VILLA, I.M. y HANSEN, B.T. (1992) Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20, 79-82.
- ZINDLER, A. y HART, S.R. (1986) Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 493-571.
- ZINDLER, A., STAUDIGEL, H., HART, S.T., ENDRES, R. y GOLDSTEIN, S. (1983) Nd and Sr isotope study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex. *Nature* 304, 226-230.

Apendice 1.
PROCEDIMIENTO DE ANALISIS POR
FLUORESCENCIA DE RX

APENDICE 1

PROCEDIMIENTO DE ANALISIS DE FRX EN GRANADA

EQUIPO

El equipo empleado fue un espectrómetro Philips PW104/10 equipado con un tubo de ánodo dual de Cr/Au y generador de 3 kW. Este tubo causa interferencias muy importantes sobre los picos de Rb, U y Th (y naturalmente Cr); es posible corregir o disminuir estas interferencias en Rb y Cr, pero el análisis de Th y U se hace imposible o muy difícil. este equipo está además provisto de los cristales "multicapa" PX-1 y PX-2, que permiten medidas más precisas de los elementos ligeros (Mg, Na y F).

ELEMENTOS MAYORES:

Se analizaron a partir de discos de vidrio preparados a partir de 0.6 g. de muestra y hasta 6 g. de tetraborato de litio (dilución 1:10). Para asegurar más estabilidad del generador de RX, todos los elementos se miden con el generador a 45 kV y 40 mA. Para cada elemento se midieron los picos durante 20 s. (60 s para Na y Mg) , y los fondos se estimaron a partir de "blancos" (discos artificiales desprovistos del elemento a analizar), salvo par Na y Mg, donde se miden fondos durante 30 s. para cada muestra. Una corrección por deriva es efectuada midiendo un monitor cada cierto tiempo. La corrección de intensidades de RX a concentraciones se ha efectuado según el modelo De Jongh, estandar en el software suministrado por Philips, utilizando "alphas" teóricos calculados a partir de un programa de parámetros fundamentales, y las rectas de calibrado se calculan a partir de patrones internacionales, utilizando como concentraciones los valores "aceptados" tabulados por Govindaraju (1989).

| | DR-N | | GS-N | | GH | |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|
| | (a) | (b) | (a) | (b) | (a) | (b) |
| SiO ₂ | 52,9 | 53,0 | 65,8 | 65,6 | 75,8 | 76,0 |
| TiO ₂ | 1,09 | 1,06 | 0,68 | 0,65 | 0,08 | 0,08 |
| Al ₂ O ₃ | 17,5 | 17,5 | 14,7 | 14,4 | 12,5 | 12,6 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,70 | 9,55 | 3,75 | 3,65 | 1,34 | 1,36 |
| MnO | 0,22 | 0,19 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,04 |
| MgO | 4,40 | 4,18 | 2,30 | 2,11 | 0,03 | 0,00 |
| CaO | 7,05 | 7,02 | 2,50 | 2,51 | 0,69 | 0,75 |
| Na ₂ O | 2,99 | 3,15 | 3,77 | 3,70 | 3,85 | 3,96 |
| K ₂ O | 1,70 | 1,67 | 4,63 | 4,52 | 4,76 | 4,79 |
| P ₂ O ₅ | 0,25 | 0,24 | 0,28 | 0,28 | 0,01 | 0,01 |

(a) Valores "recomendados" (Govindaraju, 1989)

(b) Valores obtenidos

ELEMENTOS TRAZA

Se han determinado a partir de pastillas de polvo prensado, al que se añaden unas gotas de solución de Elvacite como "binder". Las intensidades de RX

medidas son corregidas para deriva, interferencias espectrales e impurezas en el ánodo del tubo de RX; se calcularon, a a partir de "blancos", constantes para corregir la curvatura de la radiación continua (fondos) La corrección de intensidades de RX a concentraciones se efectúa de diferentes maneras: Para Ga, Zn, Cu y Ni se utiliza una relación con la intensidad del pico Compton del $AuL\alpha_1$ como medida del coeficiente de absorción de la muestra; para Co, V y Ba, situados a longitudes de onda mayores que el canto de absorción del Fe, (y Ti) se efectúa una corrección empírica adicional en base a las intensidades del pico Fe $K\alpha$ y Ti $K\alpha$. Nb, Zr, Y, Sr, Rb y Pb se corrigieron utilizando la medida del fondo del Nb+ como relación interna (de manera similar al pico Compton del Au utilizado para analizar los calcófilos). Para Sc se utilizaron los coeficientes de influencia de Leoni et al. (1975) a partir de los elementos mayores. Las rectas de calibrado se calcularon utilizando patrones internacionales y para éstos, los valores de concentraciones "aceptados" de Govindaraju (1979).

| Elemento | lim.detección |
|------------|---------------|
| Sr, Nb: | 1ppm |
| Zr, Y, Pb: | 2-3 ppm |
| Rb: | 10 ppm * |
| Ga: | 2-4 ppm |
| Zn: | < 1ppm |
| Cu, Ni: | 1-2 ppm |
| Co: | 2-3 ppm |
| V, Ba: | 3-10 ppm |
| Sc: | 1-2 ppm |

*interferencia de Au $L\gamma_1$.

Apendice 2.
ANALISIS QUIMICOS DE ROCA TOTAL

| SIGLA | 1-3 | 10-11 | 10-15 | 11-13 | 11-4 | 12-3 | 15-3 | 16-4 | 16-6 | 17-3 | 18-15 | 19-5 | 19-8 | 2-S-9 | 21-10 | 21-18 | 21-20 | 21-3 | 21-4 | 21-7 | 22-14 | 22-4 | 22-5 |
|--------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| SiO2 | 53.00 | 61.00 | 59.10 | 64.50 | 60.80 | 61.60 | 58.10 | 69.20 | 63.20 | 59.60 | 64.59 | 53.20 | 56.40 | 59.23 | 57.80 | 61.10 | 67.72 | 62.80 | 57.00 | 63.60 | 68.00 | 54.70 | 64.70 |
| TiO2 | 0.75 | 0.48 | 0.65 | 0.43 | 0.54 | 0.60 | 0.67 | 0.44 | 0.61 | 0.64 | 0.31 | 0.75 | 0.63 | 0.63 | 0.65 | 0.76 | 0.26 | 0.51 | 0.59 | 0.53 | 0.32 | 0.64 | 0.58 |
| Al2O3 | 18.40 | 16.00 | 16.50 | 16.80 | 16.50 | 16.10 | 16.90 | 14.70 | 17.50 | 16.90 | 13.31 | 18.60 | 18.40 | 16.68 | 16.30 | 16.80 | 13.31 | 16.30 | 16.40 | 15.40 | 14.30 | 16.20 | 16.00 |
| Fe2O3 | 9.53 | 5.35 | 5.60 | 3.55 | 5.47 | 4.94 | 6.53 | 3.31 | 4.33 | 6.53 | 2.62 | 9.31 | 8.05 | 6.43 | 6.78 | 6.95 | 2.46 | 5.25 | 7.87 | 4.90 | 2.91 | 8.36 | 5.23 |
| MnO | 0.15 | 0.10 | 0.09 | 0.04 | 0.07 | 0.09 | 0.11 | 0.06 | 0.04 | 0.11 | 0.04 | 0.13 | 0.13 | 0.17 | 0.12 | 0.13 | 0.05 | 0.08 | 0.13 | 0.05 | 0.07 | 0.16 | 0.10 |
| MgO | 4.73 | 2.94 | 2.98 | 2.29 | 3.14 | 2.89 | 3.70 | 0.55 | 1.90 | 3.70 | 1.41 | 4.28 | 4.40 | 4.13 | 4.17 | 2.76 | 0.77 | 3.04 | 5.71 | 2.49 | 1.31 | 5.86 | 2.24 |
| CaO | 9.72 | 6.11 | 6.16 | 3.76 | 5.57 | 5.34 | 7.32 | 2.64 | 6.05 | 7.32 | 4.30 | 9.72 | 8.44 | 6.45 | 7.90 | 6.55 | 2.71 | 5.63 | 8.69 | 5.09 | 3.49 | 9.43 | 5.30 |
| Na2O | 2.02 | 2.90 | 2.98 | 3.27 | 2.78 | 3.06 | 2.35 | 4.05 | 3.03 | 2.35 | 2.26 | 2.04 | 2.32 | 2.18 | 2.56 | 2.16 | 2.95 | 2.39 | 1.82 | 2.23 | 2.99 | 2.00 | 2.51 |
| K2O | 0.65 | 1.93 | 1.97 | 2.32 | 1.64 | 2.38 | 1.43 | 2.61 | 2.48 | 1.43 | 2.43 | 0.83 | 0.69 | 2.33 | 1.45 | 1.93 | 3.07 | 2.03 | 0.93 | 2.95 | 3.25 | 0.69 | 1.97 |
| P2O5 | 0.14 | 0.11 | 0.15 | 0.22 | 0.16 | 0.14 | 0.16 | 0.10 | 0.18 | 0.16 | 0.08 | 0.16 | 0.13 | 0.19 | 0.12 | 0.15 | 0.07 | 0.12 | 0.10 | 0.12 | 0.08 | 0.12 | 0.17 |
| L.O.I. | 0.77 | 3.23 | 3.08 | 2.81 | 3.37 | 2.16 | 2.85 | 2.25 | 0.71 | 2.85 | 5.54 | 0.93 | 0.84 | 1.59 | 1.70 | 0.85 | 3.50 | 2.07 | 1.08 | 2.93 | 3.31 | 1.77 | 1.23 |
| Total | 99.86 | 100.15 | 99.26 | 99.99 | 100.04 | 99.30 | 100.12 | 99.91 | 100.03 | 101.59 | 96.89 | 99.95 | 100.43 | * | 99.55 | 100.14 | 96.87 | 100.22 | 100.32 | 100.29 | 100.03 | 99.93 | 100.03 |
| A/CNK | 0.85 | 0.89 | 0.90 | 1.14 | 1.00 | 0.93 | 0.90 | 1.03 | 0.94 | 0.90 | 0.94 | 0.85 | 0.92 | 0.94 | 0.81 | 0.96 | 1.02 | 1.00 | 0.83 | 0.96 | 0.97 | 0.76 | 1.01 |
| MG# | 49.64 | 52.19 | 51.39 | 56.18 | 53.28 | 53.76 | 52.96 | 24.77 | 46.55 | 52.96 | 51.67 | 47.72 | 52.06 | 56.08 | 55.00 | 44.08 | 38.30 | 53.50 | 59.07 | 50.23 | 47.19 | 58.23 | 45.95 |
| Ap | 0.33 | 0.25 | 0.35 | 0.49 | 0.37 | 0.32 | 0.37 | 0.22 | 0.41 | 0.37 | 0.19 | 0.38 | 0.31 | | 0.28 | 0.35 | 0.17 | 0.28 | 0.24 | 0.28 | 0.18 | 0.28 | 0.39 |
| Il | 1.55 | 0.96 | 1.30 | 0.83 | 1.09 | 1.20 | 1.28 | 0.85 | 1.20 | 1.30 | 0.61 | 1.54 | 1.30 | | 1.31 | 1.54 | 0.51 | 1.03 | 1.22 | 1.06 | 0.63 | 1.31 | 1.15 |
| Mt | 4.52 | 2.45 | 2.57 | 1.57 | 2.53 | 2.26 | 1.30 | 1.47 | 1.96 | 3.03 | 0.54 | 4.39 | 3.81 | | 3.13 | 3.23 | 0.51 | 2.42 | 3.72 | 2.24 | 1.30 | 3.93 | 2.38 |
| Cor | | | | 5.28 | 0.86 | | | 1.33 | | | | | | | | | 0.39 | 0.47 | | | | | 1.07 |
| Q | 9.07 | 18.90 | 16.04 | 24.48 | 20.77 | 18.48 | 15.60 | 28.45 | 20.04 | 18.59 | 31.10 | 9.29 | 13.82 | | 14.18 | 21.72 | 31.80 | 23.68 | 15.15 | 24.20 | 28.55 | 11.27 | 27.10 |
| Or | 4.17 | 11.97 | 12.25 | 13.89 | 10.26 | 14.77 | 8.49 | 15.67 | 15.18 | 9.00 | 14.90 | 5.30 | 4.42 | | 9.06 | 12.14 | 18.80 | 12.68 | 5.95 | 18.29 | 19.73 | 4.40 | 12.17 |
| Ab | 18.58 | 25.76 | 26.55 | 28.04 | 24.91 | 27.19 | 20.00 | 34.83 | 26.56 | 21.18 | 19.80 | 18.65 | 21.30 | | 22.91 | 19.46 | 25.80 | 21.39 | 16.69 | 19.80 | 25.99 | 18.26 | 22.21 |
| An | 42.63 | 26.19 | 27.19 | 17.45 | 28.15 | 24.33 | 31.50 | 12.65 | 27.79 | 33.38 | 19.70 | 42.30 | 40.97 | | 30.36 | 32.42 | 13.40 | 28.72 | 36.66 | 24.45 | 16.44 | 35.80 | 26.34 |
| Di | 7.45 | 4.16 | 3.36 | | 2.16 | 3.24 | | 1.77 | 3.56 | 1.54 | 7.34 | 3.01 | | | 8.76 | 0.96 | | | 8.01 | 1.04 | 0.69 | 11.83 | |
| Hy | 10.78 | 6.28 | 6.57 | 5.17 | 7.74 | 6.42 | 15.40 | 2.19 | 4.42 | 8.32 | 5.98 | 9.82 | 10.64 | | 7.86 | 7.48 | 4.98 | 7.48 | 11.61 | 6.01 | 3.22 | 11.06 | 5.98 |
| Total | 99.09 | 96.92 | 96.18 | 97.18 | 96.67 | 97.14 | | 97.66 | 99.32 | 98.74 | | 99.02 | 99.59 | | 97.85 | 99.29 | | 98.15 | 99.24 | 97.36 | 96.72 | 98.16 | 98.80 |
| ITT | 31.82 | 56.63 | 54.84 | 66.41 | 55.94 | 60.44 | 44.09 | 78.95 | 61.78 | 48.77 | 65.80 | 33.24 | 39.54 | | 46.15 | 53.32 | 76.40 | 57.75 | 37.79 | 62.29 | 74.27 | 33.93 | 61.48 |
| Sc | | 20 | 19 | 10 | 18 | 19 | 23 | 13 | 23 | 27 | 8 | | 29 | 27 | 25 | 31 | 10 | 23 | 41 | 24 | 16 | 33 | 19 |
| V | | 121 | 155 | 67 | 129 | 116 | 155 | 31 | 174 | 164 | 54 | | 200 | 153 | 201 | 183 | 31 | 125 | 238 | 121 | 101 | 242 | 127 |
| Cr | | 21 | | 12 | 12 | | | 8 | 17 | 37 | | | 20 | | | | | 39 | 86 | | | | |
| Co | 25 | 15 | 16 | 5 | 15 | 13 | 19 | 4 | 13 | 17 | 7 | | 17 | 19 | 18 | 12 | 4 | 14 | 22 | 11 | 6 | 24 | 8 |
| Ni | | 13 | 7 | 4 | 6 | 10 | 9 | 5 | 5 | 9 | 7 | | 5 | 6 | 14 | 4 | 7 | 10 | 11 | 10 | 5 | 22 | 5 |
| Cu | | 13 | 14 | 11 | 16 | 12 | 18 | 7 | 23 | 20 | 24 | | | 6 | 32 | 11 | 6 | | | 24 | 8 | 20 | 14 |
| Zn | | 63 | 60 | 63 | 59 | 62 | 58 | 61 | 48 | 62 | 32 | | | 55 | 58 | 66 | 31 | | | 50 | 47 | 71 | 48 |
| Ga | 24 | | 23 | 23 | 20 | 22 | 22 | 19 | 21 | 23 | 12 | | | 17 | 17 | 19 | 14 | | | 17 | 18 | 16 | 17 |
| Pb | | 6 | 34 | 35 | 34 | 31 | 33 | 46 | 20 | 24 | 35 | | | 23 | 13 | 11 | 23 | | | 12 | 20 | 13 | 14 |
| Rb | 35 | 148 | 236 | 147 | 157 | 158 | 107 | 173 | 81 | 109 | 127 | | 35 | 145 | 82 | 134 | 199 | 109 | 45 | 126 | 152 | 41 | 129 |
| Sr | 297 | 244 | 250 | 256 | 241 | 228 | 349 | 193 | 273 | 267 | 195 | | 296 | 267 | 230 | 229 | 156 | 166 | 151 | 153 | 184 | 223 | 218 |
| Ba | 230 | 273 | 321 | 1070 | 297 | 317 | 256 | 390 | 295 | 269 | 146 | | 259 | 342 | 219 | 286 | 322 | 254 | 123 | 226 | 296 | 278 | 282 |
| Y | 14 | 25 | | 16 | 21 | | 21 | 32 | 21 | 20 | | | 16 | 14 | | | | 20 | 19 | | | | |
| Zr | | 170 | 145 | 189 | 145 | 169 | 132 | 215 | 156 | 141 | 106 | | 66 | 110 | 109 | 162 | 117 | 119 | 72 | 120 | 143 | 75 | 180 |
| Nb | 3 | | 08 | 9 | 6 | 07 | 8 | 10 | 7 | 8 | 6 | | 5 | 8 | 07 | 07 | 10 | 9 | 6 | 07 | 08 | 03 | 08 |

| SIGLA | 22-6 | 22-8 | 24-1 | 24-4 | 24-5 | 25-6 | 26-3 | 29-5 | 29-8 | 31-7 | 32-11 | 32-12 | 32-15 | 32-3 | 32-8 | 33-4 | 33-6 | 33-9 | 34-1 | 34-8 | 35-10 | 35-15' | 35-9 |
|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|
| SiO2 | 61.00 | 66.60 | 74.04 | 64.80 | 56.70 | 59.70 | 64.90 | 63.60 | 68.65 | 58.80 | 59.30 | 59.20 | 58.70 | 56.65 | 61.13 | 58.07 | 62.90 | 70.50 | 60.10 | 62.40 | 59.70 | 58.61 | 61.20 |
| TiO2 | 0.48 | 0.39 | 0.10 | 0.49 | 0.67 | 0.60 | 0.47 | 0.28 | 0.24 | 0.66 | 0.44 | 0.52 | 0.48 | 0.59 | 0.46 | 0.64 | 0.67 | 0.37 | 0.51 | 0.53 | 0.62 | 0.50 | 0.56 |
| Al2O3 | 14.60 | 15.00 | 12.30 | 15.30 | 16.20 | 17.10 | 15.00 | 12.80 | 13.29 | 16.80 | 14.10 | 15.80 | 16.50 | 15.42 | 14.63 | 15.27 | 17.20 | 15.20 | 15.80 | 15.80 | 15.20 | 15.82 | 15.00 |
| Fe2O3 | 3.85 | 3.68 | 1.26 | 4.03 | 7.05 | 6.55 | 4.73 | 2.07 | 2.37 | 6.35 | 6.55 | 7.31 | 7.05 | 8.25 | 5.16 | 8.01 | 4.26 | 3.93 | 6.58 | 5.31 | 6.97 | 7.21 | 6.20 |
| MnO | 0.06 | 0.08 | 0.02 | 0.07 | 0.13 | 0.11 | 0.12 | 0.04 | 0.06 | 0.11 | 0.11 | 0.13 | 0.11 | 0.15 | 0.09 | 0.14 | 0.06 | 0.03 | 0.11 | 0.09 | 0.13 | 0.12 | 0.11 |
| MgO | 2.03 | 1.86 | 0.61 | 1.63 | 5.31 | 3.79 | 2.50 | 1.48 | 0.77 | 3.06 | 6.56 | 4.13 | 4.44 | 5.12 | 2.81 | 5.45 | 1.72 | 0.73 | 4.12 | 2.67 | 4.01 | 4.16 | 3.53 |
| CaO | 5.09 | 4.47 | 0.84 | 4.87 | 8.78 | 7.60 | 7.00 | 4.15 | 2.62 | 6.62 | 7.88 | 7.72 | 7.19 | 8.64 | 5.57 | 8.54 | 8.58 | 2.31 | 8.04 | 6.03 | 7.24 | 7.57 | 6.50 |
| Na2O | 2.57 | 2.84 | 2.26 | 2.56 | 2.14 | 2.32 | 2.26 | 2.41 | 2.49 | 2.76 | 1.97 | 2.40 | 2.14 | 1.75 | 2.39 | 1.79 | 2.51 | 4.17 | 2.24 | 2.33 | 2.36 | 1.91 | 2.33 |
| K2O | 2.40 | 2.57 | 4.49 | 2.66 | 1.29 | 1.48 | 1.28 | 3.88 | 3.05 | 1.72 | 1.44 | 0.95 | 1.07 | 0.95 | 1.96 | 0.98 | 1.31 | 2.48 | 1.14 | 2.25 | 1.56 | 1.18 | 1.99 |
| P2O5 | 0.11 | 0.08 | 0.03 | 0.12 | 0.10 | 0.13 | 0.10 | 0.08 | 0.07 | 0.16 | 0.11 | 0.10 | 0.09 | 0.10 | 0.09 | 0.12 | 0.11 | 0.02 | 0.10 | 0.10 | 0.13 | 0.09 | 0.12 |
| L.O.I. | 7.62 | 2.47 | 1.25 | 3.23 | 1.62 | 0.73 | 1.00 | 9.39 | 2.96 | 3.08 | 1.93 | 1.54 | 2.56 | 0.41 | 3.21 | 0.44 | 0.62 | 0.35 | 1.54 | 2.77 | 1.39 | 2.31 | 2.08 |
| Total | 99.81 | 100.04 | 97.20 | 99.76 | 99.99 | 100.11 | 99.36 | 100.18 | 96.57 | 100.12 | 100.39 | 99.80 | 100.33 | 98.03 | 97.50 | 99.45 | 99.94 | 100.09 | 100.28 | 100.28 | 99.31 | 99.48 | 99.62 |
| A/CNK | 0.91 | 0.96 | 1.22 | 0.96 | 0.78 | 0.89 | 0.84 | 0.81 | 1.09 | 0.91 | 0.74 | 0.83 | 0.93 | 0.79 | 0.90 | 0.78 | 0.81 | 1.11 | 0.81 | 0.92 | 0.81 | 0.87 | 0.84 |
| MG# | 51.16 | 50.09 | 49.01 | 44.53 | 59.97 | 53.48 | 51.22 | 58.71 | 39.19 | 48.90 | 66.61 | 52.89 | 55.59 | 55.23 | 51.96 | 57.50 | 44.49 | 26.91 | 55.45 | 49.96 | 53.34 | 53.41 | 53.08 |
| Ap | 0.25 | 0.18 | 0.07 | 0.27 | 0.23 | 0.30 | 0.23 | 0.19 | 0.17 | 0.37 | 0.26 | 0.23 | 0.21 | 0.24 | 0.21 | 0.28 | 0.25 | 0.04 | 0.23 | 0.23 | | 0.21 | 0.28 |
| Il | 0.95 | 0.77 | 0.20 | 0.97 | 1.36 | 1.21 | 0.93 | 0.53 | 0.47 | 1.26 | 0.90 | 1.06 | 0.99 | 1.15 | 0.90 | 1.23 | 1.29 | 0.71 | 1.03 | 1.06 | | 0.96 | 1.07 |
| Mt | 1.74 | 1.66 | 0.26 | 1.82 | 3.27 | 3.04 | 2.13 | 0.41 | 0.49 | 1.27 | 3.06 | 3.40 | 3.33 | 1.68 | 1.06 | 1.61 | 1.89 | 1.74 | 3.03 | 2.43 | | 1.45 | 1.24 |
| Cor | | | 2.33 | | | | | | 1.35 | | | | | | | | 3.05 | | | | | | |
| Q | 23.00 | 27.60 | 41.60 | 26.51 | 12.87 | 17.98 | 28.65 | 24.40 | 36.00 | 15.30 | 16.64 | 18.46 | 18.92 | 15.10 | 22.50 | 15.90 | 23.35 | 29.33 | 19.50 | 22.89 | | 18.30 | 19.50 |
| Or | 14.67 | 15.74 | 27.30 | 16.28 | 8.11 | 9.30 | 7.83 | 22.90 | 18.70 | 10.20 | 9.12 | 5.99 | 6.84 | 5.77 | 11.90 | 5.86 | 7.85 | 14.85 | 7.12 | 13.95 | | 7.05 | 11.90 |
| Ab | 22.50 | 24.91 | 19.70 | 22.45 | 19.27 | 20.88 | 19.79 | 20.40 | 21.90 | 23.50 | 17.87 | 21.66 | 19.59 | 15.20 | 20.80 | 15.30 | 21.56 | 35.76 | 20.03 | 20.69 | | 16.40 | 19.90 |
| An | 21.95 | 21.34 | 4.09 | 23.21 | 32.76 | 33.90 | 27.95 | 12.70 | 13.00 | 28.50 | 27.21 | 31.50 | 34.90 | 32.30 | 24.10 | 31.10 | 32.27 | 11.48 | 31.38 | 27.29 | | 31.50 | 24.80 |
| Di | 2.92 | 0.94 | | 0.85 | 11.07 | 4.51 | 6.22 | 6.05 | | 2.84 | 12.04 | 7.36 | 2.61 | 9.11 | 3.09 | 8.99 | 8.63 | | 8.61 | 2.90 | | 4.88 | 5.70 |
| Hy | 4.22 | 4.44 | 3.14 | 4.16 | 9.43 | 8.26 | 4.64 | 3.07 | 4.92 | 13.70 | 11.35 | 8.59 | 10.38 | 19.00 | 12.10 | 19.20 | 2.24 | 2.78 | 7.80 | 6.07 | | 17.00 | 13.60 |
| Total | 92.19 | 97.57 | | 96.53 | 98.37 | 99.38 | 98.36 | | | 98.46 | 98.26 | 97.77 | | | | 99.32 | 99.74 | 98.74 | 97.51 | | | | |
| I TT | 60.17 | 68.25 | 88.60 | 65.24 | 40.25 | 48.16 | 56.27 | 67.70 | 76.60 | 49.00 | 43.63 | 46.11 | 45.35 | 36.07 | 55.20 | 37.06 | 52.76 | 79.94 | 46.65 | 57.53 | | 41.75 | 51.30 |
| Sc | 15 | 15 | 4 | 12 | 29 | 26 | 29 | | 10 | 20 | 31 | 31 | 34 | 36 | 16 | 35 | 31 | 8 | 31 | 22 | 27 | 34 | |
| V | 84 | 76 | 9 | 51 | 188 | 156 | 174 | | 28 | 147 | 174 | 205 | 204 | 205 | 100 | 186 | 197 | 33 | 276 | 118 | 156 | 175 | |
| Cr | | | | | | 81 | | | | | 240 | | 44 | | | | 5 | | | | | | |
| Co | 7 | 10 | 2 | 5 | 17 | 12 | 11 | 8 | 1 | 17 | 22 | 18 | 21 | 26 | 10 | 28 | 18 | 3 | 19 | 9 | 22 | 22 | 19 |
| Ni | 4 | 9 | 4 | 6 | 32 | 12 | 16 | | 6 | 5 | 51 | 15 | 17 | 18 | 11 | 21 | 9 | 3 | 24 | 9 | 13 | 20 | |
| Cu | 10 | 9 | 4 | 9 | 25 | 28 | 27 | | 13 | 13 | | 31 | | 38 | 17 | 26 | 8 | | 41 | 16 | 20 | 20 | |
| Zn | 46 | 41 | 37 | 38 | 64 | 60 | 39 | | 30 | 57 | | 54 | | 71 | 48 | 75 | 49 | | 59 | 55 | 62 | 54 | |
| Ga | 16 | 16 | 13 | 16 | 18 | 19 | 15 | 17 | 14 | 18 | | 14 | | 15 | 15 | 16 | 16 | | 16 | 17 | 16 | 14 | 20 |
| Pb | 24 | 23 | 44 | 25 | 14 | 12 | 11 | | 22 | 33 | | 15 | | 15 | 20 | 16 | 13 | | 21 | 22 | 17 | 15 | |
| Rb | 138 | 153 | 213 | 184 | 63 | 85 | 58 | 220 | 186 | 192 | 49 | 55 | 56 | 58 | 111 | 55 | 56 | 168 | 74 | 126 | 87 | 65 | 100 |
| Sr | 207 | 167 | 109 | 142 | 209 | 233 | 162 | 154 | 155 | 265 | 303 | 168 | 141 | 173 | 185 | 174 | 247 | 138 | 156 | 177 | 193 | 149 | 160 |
| Ba | 272 | 305 | 208 | 296 | 166 | 329 | 185 | 200 | 323 | 261 | 244 | 145 | 136 | 136 | 264 | 185 | 401 | 257 | 169 | 248 | 210 | 116 | 210 |
| Y | | | | | | 21 | | 15 | | 20 | 14 | | 14 | 19 | | 21 | | 17 | | | 26 | 17 | 16 |
| Zr | 131 | 121 | 106 | 109 | 96 | 109 | 81 | | 116 | 138 | 71 | 73 | 68 | 94 | 108 | 95 | 97 | 265 | 79 | 117 | 123 | 80 | |
| Nb | 07 | 08 | 9 | 09 | 05 | 7 | 06 | 3 | 9 | 8 | 6 | 06 | 5 | 7 | 7 | 8 | 04 | 12 | 05 | 08 | 9 | 6 | 5 |

| SIGLA | 36-15 | 36-17 | 36-18 | 36-19 | 36-20 | 38-1 | 38-16 | 38-2 | 38-5 | 38-6 | 39-1 | 4-17 | 4-2 | 40-4 | 40-4 | 40-5 | 41-1 | 41-9 | 42-2 | 42-3 | 42-6 | 42-7 | 43-3 |
|--------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|
| SiO2 | 62.30 | 55.70 | 63.00 | 57.00 | 62.10 | 58.70 | 55.00 | 59.10 | 67.70 | 60.80 | 59.70 | 65.20 | 57.50 | 59.50 | 59.50 | 59.20 | 59.30 | 60.20 | 72.20 | 70.92 | 67.70 | 70.84 | 62.40 |
| TiO2 | 0.55 | 0.58 | 0.48 | 0.64 | 0.41 | 0.49 | 0.64 | 0.47 | 0.46 | 0.48 | 0.46 | 0.48 | 0.89 | 0.50 | 0.50 | 0.48 | 0.47 | 0.51 | 0.22 | 0.27 | 0.26 | 0.27 | 0.51 |
| Al2O3 | 16.50 | 16.10 | 14.80 | 15.50 | 14.90 | 16.30 | 17.90 | 16.00 | 15.40 | 15.50 | 16.30 | 15.50 | 17.90 | 15.50 | 15.50 | 15.50 | 16.40 | 16.90 | 14.20 | 13.34 | 14.30 | 13.10 | 15.90 |
| Fe2O3 | 4.83 | 7.88 | 4.75 | 8.11 | 4.34 | 6.78 | 7.79 | 6.34 | 2.83 | 5.81 | 6.12 | 4.70 | 7.13 | 6.84 | 6.84 | 6.39 | 6.45 | 6.85 | 3.11 | 2.43 | 3.26 | 2.07 | 5.09 |
| MnO | 0.13 | 0.14 | 0.09 | 0.14 | 0.08 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | 0.03 | 0.10 | 0.11 | 0.08 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | | 0.10 | 0.06 | 0.05 | 0.10 |
| MgO | 1.96 | 6.05 | 2.58 | 5.39 | 2.53 | 4.17 | 4.33 | 3.72 | 1.36 | 4.19 | 3.52 | 2.67 | 3.82 | 4.32 | 4.32 | 4.18 | 3.92 | 3.77 | 0.49 | 0.70 | 0.42 | 0.45 | 2.68 |
| CaO | 6.28 | 8.84 | 5.40 | 8.96 | 5.21 | 7.67 | 8.83 | 7.87 | 7.14 | 7.72 | 7.64 | 5.11 | 8.01 | 7.87 | 7.87 | 8.07 | 7.65 | 7.72 | 2.30 | 1.93 | 3.07 | 2.15 | 6.10 |
| Na2O | 3.01 | 2.32 | 2.64 | 1.78 | 3.31 | 2.35 | 2.27 | 2.30 | 2.55 | 2.44 | 2.35 | 2.79 | 1.79 | 2.13 | 2.13 | 2.30 | 2.36 | 2.40 | 4.23 | 3.45 | 4.06 | 3.06 | 2.49 |
| K2O | 1.50 | 1.01 | 2.47 | 1.01 | 2.61 | 1.24 | 0.77 | 1.29 | 1.41 | 1.18 | 1.34 | 2.12 | 1.28 | 1.19 | 1.19 | 1.16 | 1.27 | 1.06 | 3.06 | 2.72 | 2.19 | 3.65 | 2.13 |
| P2O5 | 0.14 | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.09 | 0.11 | 0.10 | 0.09 | 0.09 | 0.13 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.11 | 0.11 | 0.05 | 0.09 | 0.06 | 0.06 | 0.11 |
| L.O.I. | 2.08 | 1.33 | 3.23 | 1.00 | 4.44 | 2.05 | 2.08 | 2.70 | 0.92 | 1.54 | 2.00 | 1.19 | 1.39 | 1.23 | 1.23 | 2.00 | 1.92 | 0.41 | 0.23 | 4.04 | 4.93 | 4.49 | 2.93 |
| Total | 99.28 | 100.06 | 99.55 | 99.65 | 100.04 | 99.98 | 99.83 | 100.00 | 99.91 | 99.86 | 99.63 | 99.93 | 99.96 | 99.30 | 99.30 | 99.50 | 99.96 | 100.05 | 100.09 | * | 100.31 | 100.19 | 100.44 |
| A/CNK | 0.92 | 0.77 | 0.88 | 0.76 | 0.84 | 0.85 | 0.87 | 0.82 | 0.82 | 0.80 | 0.85 | 0.96 | 0.95 | 0.81 | 0.81 | 0.79 | 0.86 | 0.88 | 0.98 | 1.10 | 0.98 | 1.02 | 0.91 |
| Mg# | 44.61 | 60.43 | 51.90 | 56.92 | 53.67 | 55.00 | 52.48 | 53.83 | 48.83 | 58.92 | 53.33 | 53.02 | 51.56 | 55.66 | 55.66 | 56.53 | 54.71 | 52.23 | 23.79 | 36.36 | 20.33 | 30.12 | 51.12 |
| Ap | 0.32 | 0.26 | 0.25 | 0.28 | 0.25 | 0.26 | 0.26 | 0.21 | 0.24 | 0.23 | 0.21 | 0.21 | 0.30 | 0.23 | 0.23 | 0.23 | 0.26 | 0.26 | 0.11 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.25 |
| Il | 1.09 | 1.19 | 0.95 | 1.31 | 0.81 | 0.99 | 1.23 | 0.94 | 0.88 | 0.96 | 0.88 | 0.96 | 1.70 | 1.01 | 0.96 | 0.92 | 0.95 | 1.03 | 0.43 | 0.52 | 0.51 | 0.51 | 1.02 |
| Mt | 2.19 | 3.70 | 2.16 | 3.79 | 1.96 | 3.15 | 1.56 | 2.91 | 1.24 | 2.66 | 1.23 | 2.15 | 1.43 | 3.17 | 2.94 | 1.28 | 2.99 | 3.18 | 1.39 | 0.42 | 1.45 | 0.41 | 2.32 |
| Cor | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 0.56 | | 0.35 | |
| Q | 22.34 | 10.24 | 22.79 | 15.63 | 18.28 | 17.17 | 11.10 | 18.37 | 31.32 | 19.85 | 17.90 | 25.45 | 16.50 | 19.26 | 18.26 | 17.10 | 18.13 | 19.30 | 29.60 | 33.70 | 27.83 | 32.90 | 22.39 |
| Or | 9.21 | 6.43 | 15.20 | 6.40 | 15.94 | 7.81 | 4.59 | 8.03 | 8.39 | 7.33 | 7.99 | 13.14 | 7.61 | 7.47 | 7.22 | 6.93 | 7.97 | 6.67 | 18.47 | 18.00 | 13.24 | 21.60 | 13.18 |
| Ab | 26.49 | 21.15 | 23.27 | 16.16 | 28.95 | 21.20 | 19.40 | 20.52 | 21.74 | 21.71 | 20.10 | 24.78 | 15.30 | 19.15 | 20.51 | 19.70 | 21.20 | 21.64 | 36.57 | 29.30 | 35.15 | 25.90 | 22.07 |
| An | 28.16 | 32.90 | 22.12 | 33.60 | 18.70 | 32.27 | 36.70 | 31.13 | 26.61 | 29.29 | 30.20 | 24.67 | 37.30 | 31.04 | 30.09 | 28.90 | 32.29 | 34.32 | 10.96 | 9.94 | 14.66 | 10.30 | 27.15 |
| Di | 2.77 | 11.66 | 4.28 | 11.33 | 6.20 | 6.43 | 5.57 | 8.02 | 7.11 | 8.83 | 6.10 | 1.12 | 1.54 | 8.32 | 9.76 | 8.98 | 6.18 | 4.87 | 0.30 | | 0.43 | | 3.23 |
| Hy | 4.63 | 11.21 | 5.29 | 10.16 | 4.51 | 8.65 | 17.60 | 7.16 | 1.45 | 7.46 | 13.40 | 6.26 | 17.00 | 8.41 | 7.52 | 14.00 | 8.08 | 8.37 | 2.03 | 3.35 | 1.97 | 3.48 | 5.91 |
| Total | 97.20 | 98.73 | 96.32 | 98.65 | 95.60 | 97.93 | | 97.30 | 98.99 | 98.32 | | 98.74 | | 98.07 | 97.50 | | 98.04 | 99.64 | 99.86 | | 95.38 | | 97.51 |
| ITT | 58.04 | 37.82 | 61.26 | 38.19 | 63.17 | 46.18 | 35.09 | 46.92 | 61.45 | 48.89 | 45.99 | 63.37 | 39.41 | 45.88 | 45.99 | 43.73 | 47.30 | 47.61 | 84.64 | 81.00 | 76.22 | 80.40 | 57.64 |
| Sc | 24 | 33 | | 34 | | 33 | 35 | 29 | | 26 | | 19 | | 27 | | 27 | 31 | 30 | 5 | 7 | 19 | 7 | 22 |
| V | 82 | 125 | | 194 | | 70 | 247 | 150 | | 178 | | 134 | | 181 | | 191 | 71 | 189 | 12 | 24 | | 26 | 118 |
| Cr | | 201 | | | | 45 | | 39 | | | | 25 | | | 84 | | 65 | 38 | | | | | 36 |
| Co | 12 | 33 | | 23 | | 9 | 25 | 19 | | 14 | | 10 | 20 | 18 | 21 | 17 | 79 | 14 | 3 | 4 | 6 | 3 | 15 |
| Ni | 3 | 85 | | 20 | | 4 | 16 | 21 | | 22 | | 9 | | 22 | 23 | 20 | 31 | 15 | 10 | 5 | 87 | 5 | 15 |
| Cu | 23 | 34 | | 36 | | 21 | 29 | 30 | | 23 | | | | 31 | 23 | 34 | 23 | 28 | 5 | 3 | 49 | 3 | 25 |
| Zn | 58 | 58 | | 69 | | 76 | 66 | 62 | | 59 | | | | 52 | | 54 | 76 | 60 | 24 | 37 | 78 | 35 | 60 |
| Ga | 15 | 16 | | 14 | | 21 | 18 | | | 15 | | | 23 | 16 | | 17 | 25 | 19 | | 13 | | 12 | |
| Pb | 23 | 14 | | 16 | | 11 | 15 | | | 19 | | | | 16 | | 20 | 20 | 13 | | 27 | 5 | 26 | |
| Rb | 80 | 53 | | 55 | | 71 | 43 | 73 | | 65 | | 111 | 55 | 57 | 55 | 72 | 71 | 63 | 157 | 226 | 145 | 219 | 126 |
| Sr | 265 | 187 | | 179 | | 183 | 167 | 179 | | 168 | | 176 | 222 | 159 | 135 | 167 | 182 | 186 | 177 | 108 | 224 | 106 | 176 |
| Ba | 323 | 108 | | 148 | | 162 | 97 | 195 | | 169 | | 294 | 410 | 163 | 190 | 165 | 168 | 159 | 309 | 338 | 343 | 300 | 262 |
| Y | 25 | 19 | | 20 | | 17 | 17 | | | | | 22 | 24 | | 11 | | 16 | 15 | 39 | 26 | 38 | 25 | 16 |
| Zr | 115 | 81 | | 86 | | 77 | 69 | 62 | | 81 | | 113 | | 77 | 62 | 80 | 77 | 73 | 263 | 170 | 176 | 161 | 133 |
| Nb | 8 | 6 | | 8 | | 5 | 7 | | | 05 | | 9 | 11 | 05 | 3 | 04 | 5 | 5 | | 11 | | 13 | |

| SIGLA | 44-12 | 44-3 | 45-5 | 6-13 | CG-3ENC-CAL | MV-1 | MV-2-1 | SAB-3 | SAB-5 | SR-PX | 52-1 | 52-11 | 49-3 | 53-5 | 53-7 | 53-9 | 53-11 | ALBORAN | |
|--|--------|--------|-------|-------|-------------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|
| SiO2 | 56.60 | 60.40 | 58.40 | 70.10 | 63.10 | 53.10 | 68.70 | 69.70 | 57.63 | 58.20 | 58.15 | 58.41 | 59.71 | 71.07 | 70.56 | 69.94 | 67.40 | 69.40 | 62.66 |
| TiO2 | 0.62 | 0.45 | 0.64 | 0.10 | 0.50 | 0.65 | 0.19 | 0.13 | 0.59 | 0.55 | 0.99 | 0.51 | 0.41 | 0.27 | 0.16 | 0.30 | 0.14 | 0.13 | 0.49 |
| Al2O3 | 16.00 | 14.70 | 15.50 | 12.50 | 16.10 | 18.00 | 13.40 | 12.90 | 16.93 | 15.70 | 16.10 | 19.53 | 19.51 | 13.22 | 12.84 | 13.33 | 12.19 | 12.81 | 17.21 |
| Fe2O3 | 7.24 | 4.75 | 7.71 | 1.07 | 5.08 | 7.46 | 1.67 | 1.38 | 6.91 | 6.17 | 7.86 | 6.06 | 5.19 | 2.75 | 2.17 | 3.43 | 2.07 | 1.55 | 5.71 |
| MnO | 0.13 | 0.09 | 0.14 | 0.09 | 0.06 | 0.10 | 0.09 | 0.10 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.09 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.08 | 0.12 |
| MgO | 4.73 | 2.82 | 4.58 | 0.55 | 2.86 | 4.46 | 0.66 | 1.23 | 3.59 | 4.52 | 3.23 | 4.83 | 4.72 | 2.11 | 1.45 | 0.99 | 1.99 | 1.73 | 1.75 |
| CaO | 8.51 | 5.54 | 8.07 | 0.88 | 5.43 | 8.85 | 1.74 | 1.10 | 8.14 | 8.23 | 6.80 | 4.79 | 4.54 | 2.02 | 1.17 | 2.24 | 1.39 | 1.33 | 8.62 |
| Na2O | 2.14 | 2.82 | 2.34 | 3.72 | 2.79 | 2.24 | 3.28 | 2.96 | 2.39 | 2.20 | 2.69 | 1.76 | 1.72 | 1.06 | 2.77 | 2.72 | 4.47 | 2.69 | 1.98 |
| K2O | 1.35 | 2.14 | 1.39 | 3.86 | 2.83 | 1.20 | 3.72 | 3.71 | 0.81 | 0.81 | 1.62 | 1.79 | 1.99 | 3.58 | 3.50 | 3.57 | 3.05 | 3.34 | 0.39 |
| P2O5 | 0.12 | 0.07 | 0.12 | 0.07 | 0.12 | 0.13 | 0.04 | 0.05 | 0.14 | 0.12 | 0.19 | 0.13 | 0.13 | 0.08 | 0.05 | 0.07 | 0.05 | 0.01 | 0.06 |
| L.O.I. | 2.70 | 6.54 | 1.08 | 7.00 | 1.31 | 4.00 | 6.47 | 7.23 | 2.72 | 3.39 | 2.15 | 2.08 | 1.97 | 3.76 | 5.21 | 3.29 | 7.13 | 4.88 | 0.90 |
| Total | 100.14 | 100.32 | 99.97 | 99.94 | 100.18 | 100.19 | 99.96 | 100.49 | * | 100.00 | 99.89 | * | * | * | * | * | * | * | * |
| * analisis de mayores en pastillas (metodo de Franzini et al.) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| A/CNK | 0.78 | 0.86 | 0.77 | 1.05 | 0.92 | 0.85 | 1.06 | 1.18 | 0.86 | 0.81 | 0.87 | 1.44 | 1.47 | 1.42 | 1.23 | 1.07 | 0.92 | 1.22 | 0.89 |
| MG# | 56.50 | 54.12 | 54.14 | 50.52 | 52.80 | 54.30 | 43.96 | 63.96 | 50.78 | 59.30 | 44.92 | 61.33 | 64.42 | 60.42 | 57.05 | 36.40 | 65.69 | 69.00 | 37.81 |
| Ap | 0.28 | 0.16 | 0.28 | 0.15 | 0.28 | 0.30 | 0.09 | 0.11 | | 0.28 | 0.44 | 0.23 | 0.26 | 0.12 | 0.05 | 0.07 | 0.05 | 0.02 | 0.14 |
| Il | 1.25 | 0.89 | 1.30 | 0.19 | 1.00 | 1.32 | 0.36 | 0.25 | | 1.11 | 1.90 | 1.05 | 0.84 | 0.53 | 0.30 | 0.58 | 0.29 | 0.27 | 0.94 |
| Mt | 3.36 | 2.16 | 3.58 | 0.47 | 2.32 | 3.46 | 0.73 | 0.60 | | 2.85 | 1.57 | 1.22 | 1.04 | 0.51 | 0.39 | 0.65 | 0.41 | 0.33 | 1.14 |
| Cor | | | | 1.55 | | | 1.83 | 4.26 | | | | 4.05 | 4.29 | 3.53 | 2.03 | 0.67 | | | 2.56 |
| Q | 13.79 | 19.74 | 15.34 | 30.76 | 19.69 | 19.46 | 30.19 | 33.46 | | 18.35 | 14.70 | 23.50 | 24.80 | 44.90 | 33.60 | 30.80 | 23.60 | 37.30 | 26.90 |
| Or | 8.48 | 13.18 | 8.73 | 22.90 | 17.54 | 7.55 | 22.12 | 21.86 | | 5.07 | 9.65 | 11.70 | 13.10 | 23.60 | 22.30 | 22.20 | 21.60 | 21.20 | 2.32 |
| Ab | 19.25 | 24.88 | 21.06 | 31.61 | 24.77 | 20.18 | 27.94 | 24.98 | | 19.71 | 22.90 | 14.40 | 14.30 | 8.50 | 24.50 | 24.40 | 41.90 | 24.50 | 16.80 |
| An | 31.96 | 22.04 | 29.45 | 3.92 | 24.18 | 37.82 | 8.43 | 5.12 | | 32.37 | 27.30 | 25.30 | 24.10 | 10.80 | 6.12 | 11.60 | 3.07 | 7.03 | 37.10 |
| Di | 10.33 | 5.24 | 10.49 | | 2.78 | 6.85 | | | | 8.60 | 4.54 | | | | | | 4.05 | | 4.61 |
| Hy | 8.73 | 5.48 | 8.67 | 1.39 | 6.31 | 9.24 | 1.79 | 2.62 | | 8.28 | 14.80 | 18.60 | 17.30 | 7.49 | 5.31 | 5.54 | 5.01 | 6.75 | 9.01 |
| Total | 97.44 | 93.78 | 98.89 | 92.94 | 98.87 | 106.00 | 93.49 | 93.26 | | 96.61 | | | | | | | | | |
| ITT | 41.52 | 57.80 | 45.13 | 85.27 | 62.00 | 47.19 | 80.25 | 80.30 | | 43.13 | 47.25 | 49.60 | 52.20 | 77.00 | 80.40 | 77.40 | 87.10 | 83.00 | 46.02 |
| Sc | 34 | 18 | 36 | 3 | 20 | 30 | | 3 | 28 | 25 | 26 | 27 | 26 | 12 | 3 | 10 | 3 | 3 | 25 |
| V | 181 | 90 | 161 | | 120 | 212 | | 13 | 158 | 158 | 92 | 76 | 69 | 47 | 15 | 27 | 13 | 12 | 192 |
| Cr | 61 | 31 | 67 | | | 32 | | 6 | | | | | | | | | | | |
| Co | 24 | 12 | 24 | 1 | 14 | 23 | | 2 | 20 | 16 | 21 | 16 | 17 | 8 | 0.3 | 2 | 4 | 2 | 0 |
| Ni | 14 | 15 | 17 | 21 | 26 | 11 | | 14 | 11 | 22 | 8 | 13 | 9 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 7 |
| Cu | 17 | 16 | 27 | 8 | 14 | 34 | | 5 | 20 | 20 | 14 | 14 | 5 | 8 | 4 | 7 | 12 | 12 | 71 |
| Zn | 93 | 63 | 70 | 40 | 45 | 79 | | 38 | 55 | 56 | 101 | 65 | 59 | 29 | 36 | 53 | 41 | 34 | 38 |
| Ga | | | | | 17 | | | | 16 | 18 | 17 | 18 | 18 | 13 | 13 | 14 | 14 | 14 | 13 |
| Pb | 4 | | | 21 | 27 | | | 16 | 26 | 19 | 26 | 23 | 30 | 12 | 39 | 29 | 57 | 43 | 5 |
| Rb | 83 | 117 | 73 | 202 | 153 | 77 | | 189 | 62 | 81 | 66 | 73 | 85 | 229 | 172 | 237 | 172 | 180 | 9 |
| Sr | 219 | 208 | 197 | 103 | 204 | 286 | | 117 | 366 | 291 | 232 | 173 | 177 | 130 | 136 | 105 | 141 | 118 | 130 |
| Ba | 213 | 271 | 199 | 455 | 274 | 144 | | 450 | 145 | 177 | 144 | 298 | 296 | 409 | 364 | 292 | 320 | 321 | 39 |
| Y | 18 | 11 | 33 | 17 | | 14 | | 37 | 18 | | 27 | 26 | 24 | 14 | 16 | 24 | 15 | 19 | 20 |
| Zr | 93 | 107 | 88 | 80 | 124 | 84 | | 89 | 124 | 124 | 132 | 132 | 129 | 102 | 136 | 187 | 125 | 92 | 38 |
| Nb | | | | | 06 | | | | 8 | 7 | 9 | 7 | 6 | 6 | 6 | 7 | 6 | 7 | 4 |

Apendice 3.
ANALISIS QUIMICOS DE MINERALES

PLAGIOCLASAS

| MUESTRA | PUNTO | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | Si | Ti | Al | Fe2 | Mn | Mg | Ca | Na | K | An | Ab | Or |
|---------|----------|-------|------|-------|------|------|------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|-----|
| 19-8 | PLAG-A1 | 47.15 | 0.02 | 33.44 | 0.67 | 0.00 | 0.05 | 17.29 | 1.73 | 0.05 | 4.328 | 0.001 | 3.618 | 0.051 | 0.000 | 0.007 | 1.700 | 0.307 | 0.006 | 84.4 | 15.3 | 0.3 |
| 19-8 | PLAG-A3 | 51.86 | 0.04 | 29.99 | 0.80 | 0.00 | 0.10 | 13.88 | 3.64 | 0.13 | 4.712 | 0.003 | 3.211 | 0.061 | 0.000 | 0.013 | 1.351 | 0.641 | 0.015 | 67.3 | 31.9 | 0.8 |
| 19-8 | PLAG-A7 | 48.82 | 0.04 | 32.03 | 0.80 | 0.00 | 0.07 | 16.10 | 2.30 | 0.10 | 4.473 | 0.003 | 3.459 | 0.061 | 0.000 | 0.009 | 1.580 | 0.408 | 0.012 | 79.0 | 20.4 | 0.6 |
| 19-8 | PLAG-A10 | 51.27 | 0.04 | 30.11 | 0.81 | 0.00 | 0.09 | 14.22 | 3.47 | 0.14 | 4.679 | 0.003 | 3.238 | 0.062 | 0.000 | 0.012 | 1.391 | 0.613 | 0.016 | 68.8 | 30.4 | 0.8 |
| 19-8 | PLAG-A13 | 47.50 | 0.02 | 32.83 | 0.68 | 0.00 | 0.06 | 17.03 | 1.95 | 0.06 | 4.370 | 0.001 | 3.560 | 0.052 | 0.000 | 0.008 | 1.679 | 0.347 | 0.007 | 82.6 | 17.1 | 0.4 |
| 19-8 | PLAG-A16 | 46.57 | 0.01 | 33.49 | 0.67 | 0.00 | 0.06 | 17.63 | 1.58 | 0.05 | 4.296 | 0.001 | 3.640 | 0.051 | 0.000 | 0.008 | 1.743 | 0.283 | 0.006 | 85.8 | 13.9 | 0.3 |
| 19-8 | PLAG-A17 | 47.22 | 0.02 | 33.24 | 0.67 | 0.01 | 0.06 | 17.25 | 1.72 | 0.06 | 4.340 | 0.001 | 3.601 | 0.052 | 0.001 | 0.008 | 1.699 | 0.307 | 0.007 | 84.4 | 15.2 | 0.3 |
| 19-8 | PLAG-A18 | 53.86 | 0.05 | 28.47 | 0.76 | 0.01 | 0.11 | 12.26 | 4.38 | 0.19 | 4.884 | 0.003 | 3.043 | 0.057 | 0.001 | 0.015 | 1.192 | 0.770 | 0.022 | 60.1 | 38.8 | 1.1 |
| 19-8 | PLAG-A22 | 47.41 | 0.01 | 33.25 | 0.68 | 0.03 | 0.06 | 17.18 | 1.86 | 0.05 | 4.346 | 0.001 | 3.593 | 0.052 | 0.002 | 0.008 | 1.687 | 0.330 | 0.006 | 83.4 | 16.3 | 0.3 |
| 21-4 | PLAG-B4 | 44.81 | 0.01 | 35.11 | 0.37 | 0.01 | 0.04 | 19.22 | 0.80 | 0.03 | 4.133 | 0.000 | 3.816 | 0.029 | 0.001 | 0.006 | 1.899 | 0.144 | 0.003 | 92.8 | 7.0 | 0.2 |
| 21-4 | PLAG-B5 | 46.90 | 0.02 | 33.48 | 0.54 | 0.00 | 0.08 | 17.53 | 1.64 | 0.07 | 4.312 | 0.002 | 3.629 | 0.042 | 0.000 | 0.011 | 1.727 | 0.292 | 0.008 | 85.2 | 14.4 | 0.4 |
| 21-4 | PLAG-B6 | 46.70 | 0.01 | 34.09 | 0.24 | 0.01 | 0.05 | 17.93 | 1.50 | 0.05 | 4.277 | 0.001 | 3.681 | 0.019 | 0.001 | 0.007 | 1.760 | 0.267 | 0.006 | 86.6 | 13.1 | 0.3 |
| 21-4 | PLAG-B8 | 46.98 | 0.03 | 33.25 | 0.63 | 0.00 | 0.09 | 17.46 | 1.67 | 0.06 | 4.325 | 0.002 | 3.607 | 0.048 | 0.000 | 0.012 | 1.722 | 0.298 | 0.007 | 84.9 | 14.7 | 0.4 |
| 21-4 | PLAG-B9 | 45.38 | 0.01 | 34.59 | 0.48 | 0.02 | 0.04 | 18.77 | 1.01 | 0.04 | 4.185 | 0.001 | 3.759 | 0.037 | 0.001 | 0.005 | 1.854 | 0.181 | 0.004 | 90.9 | 8.9 | 0.2 |
| 21-4 | PLAG-B13 | 45.91 | 0.00 | 34.37 | 0.48 | 0.00 | 0.06 | 18.51 | 1.23 | 0.04 | 4.219 | 0.000 | 3.722 | 0.037 | 0.000 | 0.009 | 1.822 | 0.219 | 0.005 | 89.1 | 10.7 | 0.2 |
| 21-4 | PLAG-B14 | 44.65 | 0.00 | 35.04 | 0.35 | 0.00 | 0.05 | 19.22 | 0.82 | 0.03 | 4.128 | 0.000 | 3.819 | 0.027 | 0.000 | 0.007 | 1.904 | 0.148 | 0.004 | 92.6 | 7.2 | 0.2 |
| 21-4 | PLAG-B18 | 47.29 | 0.02 | 33.32 | 0.54 | 0.01 | 0.08 | 17.37 | 1.78 | 0.07 | 4.337 | 0.001 | 3.601 | 0.041 | 0.001 | 0.011 | 1.707 | 0.316 | 0.009 | 84.0 | 15.6 | 0.4 |
| 21-4 | PLAG-B19 | 46.86 | 0.04 | 33.56 | 0.64 | 0.00 | 0.08 | 17.73 | 1.56 | 0.07 | 4.301 | 0.003 | 3.631 | 0.049 | 0.000 | 0.011 | 1.744 | 0.278 | 0.008 | 85.9 | 13.7 | 0.4 |
| 21-4 | PLAG-B21 | 46.41 | 0.02 | 33.80 | 0.59 | 0.02 | 0.08 | 17.97 | 1.35 | 0.07 | 4.271 | 0.001 | 3.667 | 0.046 | 0.001 | 0.011 | 1.772 | 0.242 | 0.009 | 87.6 | 12.0 | 0.4 |
| 22-14 | PLAG-C6 | 52.68 | 0.03 | 29.86 | 0.36 | 0.00 | 0.03 | 13.08 | 4.07 | 0.22 | 4.772 | 0.002 | 3.188 | 0.027 | 0.000 | 0.005 | 1.269 | 0.715 | 0.026 | 63.2 | 35.6 | 1.3 |
| 22-14 | PLAG-C14 | 47.41 | 0.01 | 33.17 | 0.16 | 0.00 | 0.01 | 16.94 | 2.04 | 0.08 | 4.364 | 0.001 | 3.600 | 0.013 | 0.000 | 0.001 | 1.671 | 0.365 | 0.009 | 81.7 | 17.8 | 0.4 |
| 22-14 | PLAG-C15 | 51.50 | 0.00 | 30.75 | 0.27 | 0.00 | 0.03 | 13.94 | 3.47 | 0.19 | 4.680 | 0.000 | 3.294 | 0.021 | 0.000 | 0.004 | 1.358 | 0.612 | 0.022 | 68.2 | 30.7 | 1.1 |
| 22-14 | PLAG-C18 | 46.40 | 0.01 | 33.93 | 0.14 | 0.00 | 0.01 | 17.66 | 1.64 | 0.07 | 4.279 | 0.001 | 3.688 | 0.010 | 0.000 | 0.002 | 1.745 | 0.293 | 0.008 | 85.3 | 14.3 | 0.4 |
| 22-14 | PLAG-C20 | 58.73 | 0.00 | 26.13 | 0.10 | 0.01 | 0.00 | 8.35 | 6.27 | 0.57 | 5.246 | 0.000 | 2.751 | 0.008 | 0.001 | 0.001 | 0.799 | 1.086 | 0.065 | 41.0 | 55.7 | 3.3 |
| 22-14 | PLAG-C21 | 54.02 | 0.02 | 29.11 | 0.27 | 0.00 | 0.02 | 12.03 | 4.54 | 0.28 | 4.876 | 0.001 | 3.097 | 0.020 | 0.000 | 0.003 | 1.164 | 0.794 | 0.033 | 58.5 | 39.9 | 1.6 |
| 21-3 | PLAG-D14 | 50.15 | 0.00 | 31.48 | 0.21 | 0.00 | 0.01 | 14.84 | 3.12 | 0.13 | 4.581 | 0.000 | 3.390 | 0.016 | 0.000 | 0.001 | 1.452 | 0.553 | 0.015 | 71.9 | 27.4 | 0.8 |
| 21-3 | PLAG-D16 | 50.76 | 0.01 | 31.02 | 0.22 | 0.03 | 0.02 | 14.12 | 3.42 | 0.16 | 4.636 | 0.001 | 3.340 | 0.017 | 0.003 | 0.003 | 1.382 | 0.606 | 0.018 | 68.9 | 30.2 | 0.9 |
| 21-3 | PLAG-D17 | 48.96 | 0.00 | 32.21 | 0.23 | 0.01 | 0.01 | 15.76 | 2.57 | 0.12 | 4.488 | 0.000 | 3.480 | 0.018 | 0.001 | 0.002 | 1.548 | 0.457 | 0.014 | 76.7 | 22.6 | 0.7 |
| 21-3 | PLAG-D20 | 48.98 | 0.01 | 32.02 | 0.28 | 0.02 | 0.02 | 15.45 | 2.67 | 0.14 | 4.501 | 0.001 | 3.469 | 0.021 | 0.002 | 0.003 | 1.521 | 0.475 | 0.017 | 75.6 | 23.6 | 0.8 |
| 21-3 | PLAG-D21 | 44.58 | 0.01 | 34.82 | 0.39 | 0.02 | 0.01 | 18.95 | 0.88 | 0.03 | 4.140 | 0.001 | 3.812 | 0.030 | 0.002 | 0.001 | 1.886 | 0.159 | 0.003 | 92.1 | 7.8 | 0.2 |
| 21-3 | PLAG-D24 | 51.99 | 0.01 | 30.17 | 0.36 | 0.01 | 0.01 | 13.10 | 3.95 | 0.16 | 4.737 | 0.000 | 3.240 | 0.028 | 0.001 | 0.001 | 1.278 | 0.698 | 0.018 | 64.1 | 35.0 | 0.9 |
| 21-3 | PLAG-D29 | 47.54 | 0.01 | 33.17 | 0.18 | 0.00 | 0.01 | 16.83 | 2.06 | 0.07 | 4.372 | 0.001 | 3.595 | 0.014 | 0.000 | 0.001 | 1.659 | 0.367 | 0.009 | 81.5 | 18.0 | 0.4 |
| 21-3 | PLAG-D33 | 46.12 | 0.00 | 34.31 | 0.19 | 0.00 | 0.00 | 17.92 | 1.42 | 0.05 | 4.249 | 0.000 | 3.726 | 0.015 | 0.000 | 0.000 | 1.769 | 0.253 | 0.006 | 87.2 | 12.5 | 0.3 |
| 21-3 | PLAG-D42 | 45.52 | 0.01 | 34.34 | 0.35 | 0.00 | 0.01 | 18.33 | 1.19 | 0.03 | 4.212 | 0.001 | 3.746 | 0.027 | 0.000 | 0.001 | 1.818 | 0.214 | 0.004 | 89.3 | 10.5 | 0.2 |
| 21-3 | PLAG-D43 | 45.32 | 0.00 | 34.50 | 0.39 | 0.02 | 0.00 | 18.37 | 1.16 | 0.04 | 4.196 | 0.000 | 3.765 | 0.030 | 0.002 | 0.001 | 1.823 | 0.208 | 0.005 | 89.5 | 10.2 | 0.2 |
| 21-3 | PLAG-D50 | 49.36 | 0.00 | 32.14 | 0.23 | 0.01 | 0.02 | 15.39 | 2.80 | 0.11 | 4.512 | 0.000 | 3.463 | 0.017 | 0.001 | 0.002 | 1.508 | 0.496 | 0.013 | 74.8 | 24.6 | 0.6 |
| 38-1 | PLAG-E3 | 47.11 | 0.02 | 33.45 | 0.51 | 0.00 | 0.02 | 17.15 | 1.87 | 0.05 | 4.331 | 0.001 | 3.625 | 0.039 | 0.000 | 0.002 | 1.689 | 0.333 | 0.006 | 83.3 | 16.4 | 0.3 |
| 38-1 | PLAG-E4 | 47.65 | 0.01 | 32.97 | 0.36 | 0.01 | 0.02 | 16.66 | 2.17 | 0.04 | 4.383 | 0.001 | 3.575 | 0.027 | 0.001 | 0.003 | 1.642 | 0.387 | 0.004 | 80.8 | 19.0 | 0.2 |
| 38-1 | PLAG-E10 | 47.53 | 0.00 | 33.15 | 0.40 | 0.00 | 0.02 | 16.77 | 2.07 | 0.05 | 4.369 | 0.000 | 3.592 | 0.031 | 0.000 | 0.003 | 1.652 | 0.369 | 0.006 | 81.5 | 18.2 | 0.3 |
| 38-1 | PLAG-E11 | 46.77 | 0.00 | 33.43 | 0.36 | 0.00 | 0.02 | 17.32 | 1.80 | 0.04 | 4.318 | 0.000 | 3.638 | 0.028 | 0.000 | 0.003 | 1.713 | 0.322 | 0.005 | 83.9 | 15.8 | 0.3 |
| 38-1 | PLAG-E17 | 47.07 | 0.00 | 33.57 | 0.32 | 0.00 | 0.02 | 17.14 | 1.85 | 0.05 | 4.329 | 0.000 | 3.638 | 0.025 | 0.000 | 0.003 | 1.688 | 0.331 | 0.006 | 83.4 | 16.3 | 0.3 |
| 38-1 | PLAG-E19 | 46.59 | 0.01 | 33.88 | 0.36 | 0.00 | 0.01 | 17.60 | 1.62 | 0.04 | 4.288 | 0.000 | 3.675 | 0.028 | 0.000 | 0.001 | 1.736 | 0.289 | 0.004 | 85.6 | 14.2 | 0.2 |
| 38-1 | PLAG-E20 | 49.38 | 0.01 | 32.08 | 0.31 | 0.00 | 0.03 | 15.59 | 2.68 | 0.07 | 4.511 | 0.001 | 3.454 | 0.023 | 0.000 | 0.005 | 1.526 | 0.474 | 0.008 | 76.0 | 23.6 | 0.4 |
| 30-1 | PLAG-F6 | 47.17 | 0.01 | 32.94 | 0.48 | 0.00 | 0.06 | 16.81 | 1.92 | 0.09 | 4.362 | 0.001 | 3.591 | 0.037 | 0.000 | 0.008 | 1.666 | 0.344 | 0.011 | 82.5 | 17.0 | 0.5 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|----------|-------|------|-------|------|------|------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|-----|
| 30-1 | PLAG-F7 | 48.10 | 0.02 | 32.49 | 0.47 | 0.00 | 0.04 | 16.22 | 2.35 | 0.12 | 4.427 | 0.001 | 3.525 | 0.036 | 0.000 | 0.006 | 1.599 | 0.420 | 0.014 | 78.7 | 20.6 | 0.7 |
| 30-1 | PLAG-F9 | 47.45 | 0.02 | 32.82 | 0.47 | 0.00 | 0.05 | 16.71 | 2.01 | 0.10 | 4.380 | 0.002 | 3.571 | 0.036 | 0.000 | 0.007 | 1.652 | 0.361 | 0.011 | 81.6 | 17.8 | 0.6 |
| 30-1 | PLAG-F14 | 53.28 | 0.04 | 29.27 | 0.30 | 0.02 | 0.01 | 12.24 | 4.35 | 0.27 | 4.839 | 0.003 | 3.133 | 0.023 | 0.001 | 0.002 | 1.191 | 0.766 | 0.031 | 59.9 | 38.5 | 1.6 |
| 30-1 | PLAG-F15 | 51.57 | 0.03 | 30.21 | 0.38 | 0.00 | 0.05 | 13.71 | 3.63 | 0.21 | 4.706 | 0.002 | 3.249 | 0.029 | 0.000 | 0.007 | 1.340 | 0.642 | 0.025 | 66.8 | 32.0 | 1.2 |
| 30-1 | PLAG-F18 | 51.25 | 0.03 | 30.47 | 0.56 | 0.00 | 0.07 | 13.97 | 3.41 | 0.25 | 4.674 | 0.002 | 3.275 | 0.043 | 0.000 | 0.010 | 1.365 | 0.604 | 0.029 | 68.3 | 30.2 | 1.5 |
| 30-1 | PLAG-F19 | 50.70 | 0.03 | 30.86 | 0.36 | 0.01 | 0.05 | 14.14 | 3.37 | 0.20 | 4.637 | 0.002 | 3.327 | 0.027 | 0.001 | 0.007 | 1.386 | 0.598 | 0.024 | 69.0 | 29.8 | 1.2 |
| 30-1 | PLAG-F24 | 45.99 | 0.02 | 34.08 | 0.38 | 0.01 | 0.07 | 17.96 | 1.37 | 0.08 | 4.246 | 0.002 | 3.708 | 0.029 | 0.001 | 0.009 | 1.777 | 0.246 | 0.009 | 87.4 | 12.1 | 0.4 |
| 30-1 | PLAG-F28 | 46.82 | 0.02 | 33.20 | 0.48 | 0.01 | 0.05 | 17.26 | 1.77 | 0.10 | 4.327 | 0.001 | 3.616 | 0.037 | 0.000 | 0.007 | 1.709 | 0.317 | 0.012 | 83.9 | 15.6 | 0.6 |
| 30-1 | PLAG-F33 | 45.42 | 0.02 | 34.25 | 0.31 | 0.00 | 0.05 | 18.34 | 1.22 | 0.05 | 4.210 | 0.001 | 3.742 | 0.024 | 0.000 | 0.006 | 1.822 | 0.219 | 0.006 | 89.0 | 10.7 | 0.3 |
| 30-1 | PLAG-F34 | 48.74 | 0.04 | 31.71 | 0.48 | 0.00 | 0.05 | 15.52 | 2.62 | 0.14 | 4.499 | 0.002 | 3.450 | 0.037 | 0.000 | 0.007 | 1.535 | 0.468 | 0.017 | 76.0 | 23.2 | 0.8 |
| 19-12 | PLAG-G9 | 48.05 | 0.03 | 32.55 | 0.65 | 0.01 | 0.07 | 16.48 | 2.17 | 0.07 | 4.415 | 0.002 | 3.525 | 0.050 | 0.001 | 0.010 | 1.622 | 0.386 | 0.008 | 80.5 | 19.1 | 0.4 |
| 19-12 | PLAG-G13 | 44.38 | 0.01 | 35.47 | 0.45 | 0.00 | 0.02 | 19.52 | 0.62 | 0.01 | 4.094 | 0.001 | 3.857 | 0.035 | 0.000 | 0.003 | 1.929 | 0.111 | 0.002 | 94.5 | 5.5 | 0.1 |
| 4-1 | PLAG-H5 | 46.39 | 0.02 | 34.15 | 0.51 | 0.00 | 0.04 | 17.95 | 1.39 | 0.05 | 4.259 | 0.001 | 3.696 | 0.039 | 0.000 | 0.005 | 1.766 | 0.248 | 0.006 | 87.4 | 12.3 | 0.3 |
| 4-1 | PLAG-H7 | 47.39 | 0.02 | 32.90 | 0.96 | 0.04 | 0.41 | 16.97 | 1.75 | 0.08 | 4.349 | 0.001 | 3.559 | 0.073 | 0.003 | 0.057 | 1.668 | 0.312 | 0.009 | 83.9 | 15.7 | 0.4 |
| 38-11 | PLAG-J4 | 47.24 | 0.01 | 33.65 | 0.42 | 0.01 | 0.03 | 17.16 | 1.89 | 0.04 | 4.328 | 0.000 | 3.633 | 0.032 | 0.000 | 0.004 | 1.685 | 0.337 | 0.005 | 83.1 | 16.6 | 0.3 |
| 38-11 | PLAG-J5 | 46.52 | 0.00 | 33.86 | 0.46 | 0.02 | 0.03 | 17.70 | 1.62 | 0.04 | 4.279 | 0.000 | 3.672 | 0.035 | 0.002 | 0.004 | 1.745 | 0.289 | 0.005 | 85.6 | 14.2 | 0.2 |
| 38-11 | PLAG-J6 | 47.54 | 0.00 | 33.34 | 0.42 | 0.02 | 0.02 | 16.98 | 1.96 | 0.05 | 4.358 | 0.000 | 3.603 | 0.033 | 0.001 | 0.003 | 1.668 | 0.348 | 0.006 | 82.5 | 17.2 | 0.3 |
| 42-11 | PLAG-K3 | 53.14 | 0.01 | 30.01 | 0.19 | 0.00 | 0.02 | 12.73 | 4.32 | 0.22 | 4.790 | 0.001 | 3.188 | 0.014 | 0.000 | 0.003 | 1.229 | 0.755 | 0.025 | 61.2 | 37.6 | 1.2 |
| 42-11 | PLAG-K4 | 51.25 | 0.02 | 31.03 | 0.22 | 0.01 | 0.02 | 13.97 | 3.63 | 0.16 | 4.654 | 0.001 | 3.321 | 0.017 | 0.001 | 0.003 | 1.359 | 0.638 | 0.019 | 67.4 | 31.7 | 0.9 |
| 42-11 | PLAG-K7 | 55.60 | 0.01 | 28.18 | 0.17 | 0.02 | 0.02 | 10.68 | 5.34 | 0.27 | 4.997 | 0.001 | 2.985 | 0.013 | 0.002 | 0.002 | 1.029 | 0.931 | 0.031 | 51.7 | 46.8 | 1.6 |
| 42-11 | PLAG-K8 | 48.26 | 0.00 | 32.96 | 0.20 | 0.03 | 0.00 | 16.37 | 2.36 | 0.08 | 4.416 | 0.000 | 3.554 | 0.015 | 0.002 | 0.000 | 1.605 | 0.419 | 0.009 | 78.9 | 20.6 | 0.4 |
| 42-11 | PLAG-K9 | 50.15 | 0.01 | 31.66 | 0.24 | 0.02 | 0.01 | 14.77 | 3.14 | 0.13 | 4.573 | 0.001 | 3.403 | 0.018 | 0.001 | 0.002 | 1.443 | 0.555 | 0.016 | 71.7 | 27.6 | 0.8 |
| 42-11 | PLAG-K10 | 58.24 | 0.08 | 26.54 | 0.60 | 0.04 | 0.10 | 11.74 | 2.60 | 1.05 | 5.178 | 0.005 | 2.781 | 0.045 | 0.003 | 0.014 | 1.118 | 0.448 | 0.119 | 66.3 | 26.6 | 7.1 |
| 42-11 | PLAG-K15 | 56.37 | 0.01 | 27.60 | 0.19 | 0.00 | 0.00 | 10.00 | 5.58 | 0.31 | 5.066 | 0.001 | 2.924 | 0.014 | 0.000 | 0.001 | 0.963 | 0.972 | 0.036 | 48.9 | 49.3 | 1.8 |
| 42-11 | PLAG-K16 | 47.77 | 0.00 | 33.25 | 0.24 | 0.00 | 0.01 | 16.53 | 2.16 | 0.07 | 4.383 | 0.000 | 3.595 | 0.018 | 0.000 | 0.001 | 1.625 | 0.384 | 0.008 | 80.5 | 19.0 | 0.4 |
| 42-11 | PLAG-K18 | 47.78 | 0.02 | 32.02 | 0.49 | 0.02 | 0.06 | 15.99 | 2.28 | 0.13 | 4.441 | 0.001 | 3.508 | 0.038 | 0.001 | 0.008 | 1.592 | 0.411 | 0.016 | 78.9 | 20.4 | 0.8 |
| 42-11 | PLAG-K20 | 49.68 | 0.02 | 31.52 | 0.49 | 0.01 | 0.03 | 15.24 | 2.89 | 0.13 | 4.547 | 0.001 | 3.401 | 0.037 | 0.000 | 0.005 | 1.495 | 0.513 | 0.015 | 73.9 | 25.4 | 0.7 |
| 42-11 | PLAG-K21 | 48.12 | 0.00 | 33.05 | 0.25 | 0.03 | 0.01 | 16.37 | 2.30 | 0.08 | 4.406 | 0.000 | 3.567 | 0.019 | 0.002 | 0.001 | 1.606 | 0.408 | 0.009 | 79.4 | 20.2 | 0.5 |
| 42-11 | PLAG-K22 | 49.55 | 0.01 | 32.02 | 0.26 | 0.00 | 0.02 | 15.29 | 2.86 | 0.13 | 4.525 | 0.000 | 3.447 | 0.020 | 0.000 | 0.002 | 1.496 | 0.506 | 0.015 | 74.2 | 25.1 | 0.7 |
| 42-11 | PLAG-K25 | 50.02 | 0.02 | 30.94 | 0.67 | 0.00 | 0.10 | 14.75 | 3.08 | 0.14 | 4.590 | 0.001 | 3.346 | 0.052 | 0.000 | 0.013 | 1.451 | 0.548 | 0.017 | 72.0 | 27.2 | 0.8 |
| 42-11 | PLAG-K28 | 47.46 | 0.02 | 33.00 | 0.55 | 0.01 | 0.09 | 17.00 | 1.94 | 0.09 | 4.363 | 0.002 | 3.575 | 0.042 | 0.001 | 0.013 | 1.674 | 0.346 | 0.011 | 82.4 | 17.0 | 0.5 |
| 42-11 | PLAG-K30 | 49.33 | 0.03 | 31.47 | 0.63 | 0.00 | 0.09 | 15.21 | 2.84 | 0.13 | 4.532 | 0.002 | 3.408 | 0.049 | 0.000 | 0.013 | 1.497 | 0.507 | 0.015 | 74.2 | 25.1 | 0.7 |
| 42-11 | PLAG-K31 | 48.18 | 0.02 | 32.94 | 0.24 | 0.00 | 0.00 | 16.31 | 2.29 | 0.10 | 4.415 | 0.001 | 3.558 | 0.019 | 0.000 | 0.000 | 1.601 | 0.408 | 0.011 | 79.3 | 20.2 | 0.6 |
| 42-11 | PLAG-K35 | 54.58 | 0.00 | 28.68 | 0.17 | 0.00 | 0.00 | 11.54 | 4.85 | 0.24 | 4.927 | 0.000 | 3.052 | 0.013 | 0.000 | 0.000 | 1.116 | 0.849 | 0.028 | 56.0 | 42.6 | 1.4 |
| 42-11 | PLAG-K36 | 48.25 | 0.03 | 32.57 | 0.60 | 0.00 | 0.09 | 16.54 | 2.15 | 0.10 | 4.421 | 0.002 | 3.517 | 0.046 | 0.000 | 0.012 | 1.623 | 0.381 | 0.012 | 80.5 | 18.9 | 0.6 |
| 29-2 | PLAG-L3 | 45.44 | 0.01 | 34.08 | 0.46 | 0.00 | 0.23 | 18.33 | 1.13 | 0.08 | 4.211 | 0.001 | 3.722 | 0.036 | 0.000 | 0.032 | 1.820 | 0.203 | 0.009 | 89.6 | 10.0 | 0.4 |
| 29-2 | PLAG-L5 | 48.02 | 0.02 | 32.73 | 0.43 | 0.00 | 0.01 | 16.41 | 2.19 | 0.10 | 4.413 | 0.002 | 3.546 | 0.033 | 0.000 | 0.002 | 1.616 | 0.389 | 0.012 | 80.1 | 19.3 | 0.6 |
| 29-2 | PLAG-L9 | 47.73 | 0.01 | 33.28 | 0.29 | 0.04 | 0.01 | 16.71 | 2.11 | 0.08 | 4.374 | 0.000 | 3.594 | 0.023 | 0.003 | 0.002 | 1.640 | 0.375 | 0.009 | 81.0 | 18.5 | 0.4 |
| 29-2 | PLAG-L10 | 49.48 | 0.03 | 31.55 | 0.49 | 0.02 | 0.12 | 15.35 | 2.73 | 0.15 | 4.535 | 0.002 | 3.408 | 0.038 | 0.001 | 0.016 | 1.507 | 0.485 | 0.017 | 75.0 | 24.2 | 0.8 |
| 29-2 | PLAG-L15 | 49.12 | 0.04 | 31.77 | 0.58 | 0.02 | 0.12 | 15.79 | 2.62 | 0.16 | 4.498 | 0.002 | 3.430 | 0.044 | 0.002 | 0.017 | 1.550 | 0.465 | 0.018 | 76.2 | 22.9 | 0.9 |
| 29-2 | PLAG-L16 | 54.52 | 0.00 | 28.81 | 0.26 | 0.00 | 0.02 | 11.57 | 4.72 | 0.31 | 4.917 | 0.000 | 3.063 | 0.019 | 0.000 | 0.003 | 1.118 | 0.825 | 0.036 | 56.5 | 41.7 | 1.8 |
| 4-15 | PLAG-M2 | 53.43 | 0.00 | 30.04 | 0.17 | 0.01 | 0.01 | 12.57 | 4.37 | 0.20 | 4.803 | 0.000 | 3.183 | 0.013 | 0.001 | 0.002 | 1.211 | 0.762 | 0.022 | 60.7 | 38.2 | 1.1 |
| 4-15 | PLAG-M3 | 57.23 | 0.01 | 27.20 | 0.16 | 0.01 | 0.01 | 9.45 | 5.94 | 0.31 | 5.121 | 0.001 | 2.869 | 0.012 | 0.000 | 0.001 | 0.906 | 1.031 | 0.036 | 45.9 | 52.3 | 1.8 |
| 4-15 | PLAG-M4 | 55.62 | 0.00 | 28.02 | 0.18 | 0.02 | 0.02 | 10.43 | 5.35 | 0.25 | 5.014 | 0.000 | 2.977 | 0.013 | 0.001 | 0.003 | 1.007 | 0.935 | 0.029 | 51.1 | 47.4 | 1.5 |
| 4-15 | PLAG-M9 | 47.50 | 0.01 | 33.49 | 0.26 | 0.00 | 0.00 | 16.93 | 2.02 | 0.06 | 4.353 | 0.001 | 3.617 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 1.663 | 0.359 | 0.006 | 82.0 | 17.7 | 0.3 |
| 4-15 | PLAG-M12 | 47.08 | 0.01 | 33.67 | 0.29 | 0.01 | 0.01 | 17.21 | 1.82 | 0.05 | 4.324 | 0.001 | 3.645 | 0.023 | 0.001 | 0.001 | 1.694 | 0.324 | 0.006 | 83.7 | 16.0 | 0.3 |
| 4-15 | PLAG-M13 | 53.89 | 0.01 | 29.41 | 0.18 | 0.03 | 0.01 | 12.03 | 4.65 | 0.22 | 4.857 | 0.000 | 3.125 | 0.014 | 0.002 | 0.001 | 1.162 | 0.813 | 0.025 | 58.1 | 40.7 | 1.3 |
| 4-15 | PLAG-M16 | 46.34 | 0.01 | 34.26 | 0.21 | 0.02 | 0.01 | 17.76 | 1.58 | 0.04 | 4.260 | 0.001 | 3.712 | 0.016 | 0.002 | 0.001 | 1.750 | 0.282 | 0.004 | 85.9 | 13.8 | 0.2 |
| 28-8 | PLAG-A5 | 54.68 | 0.01 | 28.95 | 0.28 | 0.01 | 0.01 | 11.41 | 4.99 | 0.25 | 4.914 | 0.001 | 3.066 | 0.021 | 0.001 | 0.002 | 1.099 | 0.870 | 0.029 | 55.0 | 43.5 | 1.5 |
| 28-8 | PLAG-A6 | 53.71 | 0.00 | 29.38 | 0.30 | 0.03 | 0.02 | 12.13 | 4.53 | 0.22 | 4.850 | 0.000 | 3.126 | 0.023 | 0.003 | 0.003 | 1.173 | 0.793 | 0.025 | 58.9 | 39.8 | 1.3 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|-----------|-------|------|-------|------|------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|
| 28-8 | PLAG-A12 | 51.38 | 0.02 | 30.91 | 0.08 | 0.00 | 0.01 | 13.78 | 3.59 | 0.16 | 4.674 | 0.001 | 3.315 | 0.006 | 0.000 | 0.001 | 1.343 | 0.633 | 0.019 | 67.3 | 31.7 | 0.9 |
| 28-8 | PLAG-A13 | 53.89 | 0.00 | 29.13 | 0.21 | 0.01 | 0.03 | 11.89 | 4.61 | 0.23 | 4.875 | 0.000 | 3.106 | 0.016 | 0.001 | 0.004 | 1.153 | 0.809 | 0.026 | 58.0 | 40.7 | 1.3 |
| 28-8 | PLAG-A144 | 47.98 | 0.00 | 32.72 | 0.26 | 0.02 | 0.02 | 16.18 | 2.24 | 0.10 | 4.421 | 0.000 | 3.554 | 0.020 | 0.002 | 0.002 | 1.597 | 0.400 | 0.012 | 79.5 | 19.9 | 0.6 |
| 28-8 | PLAG-A20 | 53.32 | 0.01 | 29.39 | 0.18 | 0.00 | 0.02 | 12.43 | 4.44 | 0.22 | 4.832 | 0.001 | 3.139 | 0.014 | 0.000 | 0.002 | 1.207 | 0.780 | 0.025 | 60.0 | 38.8 | 1.2 |
| 42-1 | PLAG-B4 | 64.01 | 0.01 | 22.76 | 0.12 | 0.00 | 0.00 | 3.95 | 8.79 | 0.79 | 5.638 | 0.000 | 2.363 | 0.009 | 0.000 | 0.001 | 0.373 | 1.501 | 0.089 | 19.0 | 76.5 | 4.5 |
| 42-1 | PLAG-B5 | 64.54 | 0.00 | 22.30 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 3.47 | 8.82 | 1.15 | 5.687 | 0.000 | 2.316 | 0.005 | 0.000 | 0.000 | 0.328 | 1.506 | 0.129 | 16.7 | 76.7 | 6.6 |
| 42-1 | PLAG-B7 | 58.85 | 0.00 | 26.05 | 0.13 | 0.00 | 0.01 | 8.12 | 6.76 | 0.28 | 5.251 | 0.000 | 2.740 | 0.010 | 0.000 | 0.002 | 0.776 | 1.170 | 0.032 | 39.2 | 59.2 | 1.6 |
| 42-1 | PLAG-B8 | 59.74 | 0.00 | 25.33 | 0.11 | 0.00 | 0.01 | 7.16 | 7.30 | 0.34 | 5.330 | 0.000 | 2.664 | 0.008 | 0.000 | 0.001 | 0.685 | 1.263 | 0.039 | 34.5 | 63.6 | 2.0 |
| 42-1 | PLAG-B10 | 62.42 | 0.00 | 23.46 | 0.09 | 0.01 | 0.00 | 4.95 | 8.27 | 0.62 | 5.544 | 0.000 | 2.456 | 0.007 | 0.001 | 0.000 | 0.471 | 1.424 | 0.071 | 24.0 | 72.4 | 3.6 |
| 42-1 | PLAG-B11 | 61.55 | 0.00 | 23.95 | 0.07 | 0.01 | 0.00 | 5.79 | 7.87 | 0.43 | 5.483 | 0.000 | 2.514 | 0.006 | 0.001 | 0.000 | 0.553 | 1.360 | 0.049 | 28.2 | 69.3 | 2.5 |
| 42-1 | PLAG-B12 | 57.64 | 0.01 | 26.59 | 0.13 | 0.00 | 0.02 | 8.81 | 6.46 | 0.25 | 5.172 | 0.000 | 2.812 | 0.010 | 0.000 | 0.003 | 0.847 | 1.125 | 0.028 | 42.3 | 56.2 | 1.4 |
| 42-1 | PLAG-B13 | 65.75 | 0.00 | 18.72 | 0.05 | 0.02 | 0.00 | 0.10 | 3.16 | 11.94 | 5.996 | 0.000 | 2.012 | 0.004 | 0.001 | 0.000 | 0.010 | 0.559 | 1.390 | 0.5 | 28.5 | 71.0 |
| 24-4 | PLAG-C6 | 59.55 | 0.00 | 25.58 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 7.62 | 6.84 | 0.58 | 5.307 | 0.000 | 2.687 | 0.005 | 0.000 | 0.000 | 0.728 | 1.182 | 0.066 | 36.8 | 59.8 | 3.3 |
| 24-4 | PLAG-C7 | 50.11 | 0.02 | 31.69 | 0.35 | 0.00 | 0.08 | 15.12 | 2.92 | 0.14 | 4.560 | 0.001 | 3.399 | 0.027 | 0.000 | 0.010 | 1.474 | 0.516 | 0.016 | 73.5 | 25.7 | 0.8 |
| 24-4 | PLAG-C11 | 59.18 | 0.01 | 25.63 | 0.10 | 0.00 | 0.01 | 7.66 | 6.72 | 0.60 | 5.293 | 0.001 | 2.702 | 0.007 | 0.000 | 0.001 | 0.735 | 1.166 | 0.068 | 37.3 | 59.2 | 3.5 |
| 24-4 | PLAG-C12 | 45.84 | 0.02 | 34.36 | 0.21 | 0.00 | 0.03 | 18.32 | 1.31 | 0.05 | 4.224 | 0.001 | 3.732 | 0.016 | 0.000 | 0.004 | 1.809 | 0.234 | 0.006 | 88.3 | 11.4 | 0.3 |
| 24-4 | PLAG-C13 | 46.61 | 0.01 | 33.86 | 0.32 | 0.02 | 0.02 | 17.57 | 1.62 | 0.07 | 4.289 | 0.000 | 3.673 | 0.025 | 0.001 | 0.003 | 1.733 | 0.289 | 0.008 | 85.4 | 14.2 | 0.4 |
| 24-4 | PLAG-C14 | 48.83 | 0.00 | 32.47 | 0.22 | 0.01 | 0.01 | 15.86 | 2.61 | 0.10 | 4.468 | 0.000 | 3.501 | 0.017 | 0.001 | 0.002 | 1.555 | 0.463 | 0.012 | 76.6 | 22.8 | 0.6 |
| 24-4 | PLAG-C15 | 57.43 | 0.00 | 26.93 | 0.05 | 0.00 | 0.01 | 9.10 | 6.04 | 0.45 | 5.150 | 0.000 | 2.847 | 0.004 | 0.000 | 0.001 | 0.874 | 1.050 | 0.052 | 44.3 | 53.1 | 2.6 |
| 24-4 | PLAG-C21 | 48.99 | 0.00 | 32.66 | 0.35 | 0.00 | 0.01 | 15.82 | 2.58 | 0.09 | 4.465 | 0.000 | 3.508 | 0.026 | 0.000 | 0.002 | 1.545 | 0.456 | 0.011 | 76.8 | 22.7 | 0.5 |
| 24-4 | PLAG-C22 | 48.55 | 0.01 | 32.58 | 0.33 | 0.00 | 0.05 | 16.11 | 2.36 | 0.10 | 4.447 | 0.001 | 3.517 | 0.025 | 0.000 | 0.007 | 1.581 | 0.420 | 0.012 | 78.6 | 20.9 | 0.6 |
| 24-4 | PLAG-C27 | 47.92 | 0.00 | 33.15 | 0.20 | 0.00 | 0.01 | 16.56 | 2.16 | 0.09 | 4.393 | 0.000 | 3.582 | 0.015 | 0.000 | 0.001 | 1.627 | 0.384 | 0.010 | 80.5 | 19.0 | 0.5 |
| 24-4 | PLAG-C28 | 76.17 | 0.08 | 12.22 | 0.91 | 0.02 | 0.08 | 1.13 | 2.37 | 4.09 | 6.731 | 0.005 | 1.273 | 0.067 | 0.001 | 0.011 | 0.107 | 0.407 | 0.461 | 10.9 | 41.7 | 47.3 |
| 24-4 | PLAG-C31 | 48.17 | 0.01 | 32.79 | 0.43 | 0.00 | 0.01 | 16.30 | 2.32 | 0.08 | 4.418 | 0.000 | 3.545 | 0.033 | 0.000 | 0.001 | 1.601 | 0.413 | 0.009 | 79.1 | 20.4 | 0.5 |
| 24-4 | PLAG-C33 | 51.42 | 0.02 | 30.21 | 0.49 | 0.00 | 0.12 | 13.66 | 3.28 | 0.22 | 4.706 | 0.001 | 3.259 | 0.037 | 0.000 | 0.016 | 1.339 | 0.582 | 0.026 | 68.8 | 29.9 | 1.3 |
| 24-4 | PLAG-C36 | 55.65 | 0.01 | 27.95 | 0.16 | 0.02 | 0.00 | 10.43 | 5.39 | 0.26 | 5.018 | 0.001 | 2.971 | 0.012 | 0.001 | 0.000 | 1.008 | 0.942 | 0.030 | 50.9 | 47.6 | 1.5 |
| 45-5 | PLAG-D1 | 48.82 | 0.02 | 32.07 | 0.42 | 0.01 | 0.04 | 15.88 | 2.50 | 0.10 | 4.482 | 0.001 | 3.470 | 0.032 | 0.001 | 0.006 | 1.562 | 0.445 | 0.011 | 77.4 | 22.1 | 0.6 |
| 45-5 | PLAG-D2 | 47.59 | 0.02 | 33.01 | 0.43 | 0.03 | 0.03 | 16.83 | 1.99 | 0.07 | 4.376 | 0.001 | 3.578 | 0.033 | 0.002 | 0.004 | 1.658 | 0.354 | 0.008 | 82.1 | 17.5 | 0.4 |
| 45-5 | PLAG- | 48.30 | 0.04 | 32.12 | 0.61 | 0.01 | 0.07 | 16.29 | 2.26 | 0.08 | 4.447 | 0.003 | 3.486 | 0.047 | 0.001 | 0.010 | 1.607 | 0.404 | 0.010 | 79.5 | 20.0 | 0.5 |
| 45-5 | PLAG-D16 | 46.85 | 0.01 | 33.51 | 0.46 | 0.01 | 0.03 | 17.27 | 1.76 | 0.05 | 4.317 | 0.001 | 3.639 | 0.035 | 0.001 | 0.005 | 1.705 | 0.314 | 0.006 | 84.2 | 15.5 | 0.3 |
| 45-5 | PLAG-D17 | 56.75 | 0.00 | 26.95 | 0.40 | 0.00 | 0.04 | 10.02 | 5.01 | 0.67 | 5.113 | 0.000 | 2.862 | 0.030 | 0.000 | 0.006 | 0.968 | 0.876 | 0.077 | 50.4 | 45.6 | 4.0 |
| 45-5 | PLAG-D19 | 48.87 | 0.03 | 32.25 | 0.65 | 0.00 | 0.08 | 16.14 | 2.25 | 0.11 | 4.468 | 0.002 | 3.476 | 0.050 | 0.000 | 0.010 | 1.581 | 0.398 | 0.013 | 79.3 | 20.0 | 0.7 |
| 45-5 | PLAG-D20 | 51.69 | 0.00 | 30.59 | 0.22 | 0.00 | 0.01 | 13.69 | 3.63 | 0.18 | 4.700 | 0.000 | 3.278 | 0.017 | 0.000 | 0.002 | 1.334 | 0.639 | 0.020 | 66.9 | 32.1 | 1.0 |
| 45-5 | PLAG-D26 | 49.20 | 0.01 | 32.00 | 0.39 | 0.02 | 0.05 | 15.60 | 2.61 | 0.09 | 4.506 | 0.001 | 3.454 | 0.030 | 0.002 | 0.006 | 1.531 | 0.463 | 0.011 | 76.4 | 23.1 | 0.5 |
| 45-5 | PLAG-D27 | 47.48 | 0.03 | 32.76 | 0.62 | 0.01 | 0.07 | 16.89 | 1.96 | 0.08 | 4.376 | 0.002 | 3.559 | 0.048 | 0.001 | 0.009 | 1.668 | 0.350 | 0.009 | 82.3 | 17.3 | 0.4 |
| 45-5 | PLAG-D31 | 47.48 | 0.03 | 33.23 | 0.47 | 0.00 | 0.03 | 16.84 | 1.98 | 0.06 | 4.361 | 0.002 | 3.598 | 0.036 | 0.000 | 0.004 | 1.657 | 0.353 | 0.007 | 82.1 | 17.5 | 0.4 |
| 45-5 | PLAG-D35 | 46.61 | 0.00 | 33.90 | 0.41 | 0.00 | 0.02 | 17.59 | 1.59 | 0.06 | 4.287 | 0.000 | 3.675 | 0.031 | 0.000 | 0.003 | 1.734 | 0.283 | 0.007 | 85.7 | 14.0 | 0.3 |
| 45-5 | PLAG-F3 | 48.48 | 0.03 | 32.24 | 0.61 | 0.00 | 0.07 | 16.14 | 2.27 | 0.10 | 4.453 | 0.002 | 3.490 | 0.047 | 0.000 | 0.010 | 1.588 | 0.405 | 0.011 | 79.2 | 20.2 | 0.6 |
| 32-11 | PLAG-E3 | 45.96 | 0.01 | 33.53 | 0.64 | 0.03 | 0.06 | 17.78 | 1.38 | 0.06 | 4.268 | 0.001 | 3.671 | 0.050 | 0.002 | 0.008 | 1.769 | 0.249 | 0.007 | 87.4 | 12.3 | 0.4 |
| 32-11 | PLAG-E5 | 47.64 | 0.03 | 32.46 | 0.64 | 0.01 | 0.09 | 16.70 | 2.00 | 0.08 | 4.399 | 0.002 | 3.533 | 0.050 | 0.001 | 0.013 | 1.652 | 0.359 | 0.010 | 81.8 | 17.8 | 0.5 |
| 32-11 | PLAG-E7 | 46.70 | 0.01 | 33.14 | 0.65 | 0.00 | 0.08 | 17.43 | 1.61 | 0.08 | 4.320 | 0.001 | 3.614 | 0.051 | 0.000 | 0.011 | 1.727 | 0.289 | 0.009 | 85.3 | 14.3 | 0.4 |
| 32-11 | PLAG-E10 | 45.32 | 0.00 | 34.32 | 0.50 | 0.00 | 0.08 | 18.44 | 1.08 | 0.05 | 4.199 | 0.000 | 3.748 | 0.039 | 0.000 | 0.011 | 1.831 | 0.194 | 0.005 | 90.2 | 9.5 | 0.3 |
| 32-11 | PLAG-E11 | 49.69 | 0.01 | 31.84 | 0.82 | 0.00 | 0.21 | 15.58 | 2.50 | 0.16 | 4.519 | 0.001 | 3.414 | 0.063 | 0.000 | 0.028 | 1.519 | 0.441 | 0.019 | 76.8 | 22.3 | 0.9 |

| MUESTRA | PUNTO | SiO2 | Al2O3 | FeO | CaO | Na2O | K2O | SrO | Si | Al | Fe | Ca | Na | K | Sr | An | Ab | Or |
|---------|----------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|
| 38-11 | PLAG-G? | 47.02 | 33.23 | 0.44 | 16.94 | 1.98 | 0.06 | 0.06 | 4.341 | 3.616 | 0.034 | 1.676 | 0.354 | 0.007 | 0.003 | 82.3 | 17.4 | 0.3 |
| 38-11 | PLAG-G7 | 47.28 | 33.05 | 0.39 | 17.10 | 1.96 | 0.10 | 0.08 | 4.356 | 3.590 | 0.030 | 1.688 | 0.349 | 0.011 | 0.004 | 82.4 | 17.0 | 0.6 |
| 4-1 | PLAG-F3 | 44.97 | 34.69 | 0.42 | 18.76 | 0.97 | 0.03 | 0.05 | 4.166 | 3.788 | 0.033 | 1.862 | 0.174 | 0.004 | 0.003 | 91.3 | 8.5 | 0.2 |
| 4-1 | PLAG-F3 | 44.51 | 34.97 | 0.46 | 19.16 | 0.80 | 0.03 | 0.15 | 4.125 | 3.820 | 0.035 | 1.903 | 0.144 | 0.003 | 0.008 | 92.8 | 7.0 | 0.2 |
| 4-1 | PLAG-P.4 | 46.45 | 33.43 | 0.44 | 17.65 | 1.69 | 0.05 | 0.13 | 4.295 | 3.643 | 0.034 | 1.749 | 0.303 | 0.006 | 0.007 | 85.0 | 14.7 | 0.3 |
| 4-1 | PLAG-X2 | 44.14 | 35.05 | 0.36 | 19.32 | 0.70 | 0.03 | 0.13 | 4.106 | 3.843 | 0.028 | 1.925 | 0.126 | 0.003 | 0.007 | 93.7 | 6.1 | 0.2 |
| 4-1 | PLAG-X4 | 47.02 | 33.14 | 0.49 | 17.22 | 1.86 | 0.07 | 0.07 | 4.339 | 3.605 | 0.038 | 1.703 | 0.332 | 0.008 | 0.004 | 83.3 | 16.3 | 0.4 |
| 4-1 | PLAG-X5 | 47.42 | 32.75 | 0.64 | 16.85 | 2.02 | 0.13 | 0.04 | 4.376 | 3.562 | 0.049 | 1.666 | 0.361 | 0.015 | 0.002 | 81.6 | 17.7 | 0.7 |
| 42-1 | PLAG-K4 | 63.92 | 24.02 | 0.09 | 4.68 | 7.51 | 0.73 | 0.09 | 5.582 | 2.473 | 0.007 | 0.438 | 1.272 | 0.082 | 0.005 | 24.4 | 71.0 | 4.6 |
| 42-1 | PLAG-K4 | 63.26 | 23.16 | 0.04 | 4.38 | 9.03 | 0.59 | 0.04 | 5.581 | 2.408 | 0.003 | 0.414 | 1.546 | 0.066 | 0.002 | 20.4 | 76.3 | 3.3 |
| 42-1 | PLAG-K5 | 60.84 | 24.70 | 0.10 | 6.35 | 8.08 | 0.38 | 0.05 | 5.397 | 2.583 | 0.007 | 0.604 | 1.391 | 0.043 | 0.003 | 29.6 | 68.3 | 2.1 |
| 42-1 | PLAG-K6 | 65.82 | 18.89 | 0.04 | 0.13 | 3.47 | 11.57 | 0.08 | 5.983 | 2.024 | 0.003 | 0.013 | 0.611 | 1.342 | 0.004 | 0.7 | 31.1 | 68.3 |
| 42-1 | PLAG-K7 | 65.47 | 18.85 | 0.08 | 0.14 | 3.36 | 11.68 | 0.02 | 5.979 | 2.029 | 0.006 | 0.014 | 0.596 | 1.361 | 0.001 | 0.7 | 30.2 | 69.1 |
| 42-1 | PLAG-K8 | 63.56 | 22.66 | 0.07 | 4.04 | 8.86 | 0.80 | 0.02 | 5.628 | 2.365 | 0.005 | 0.383 | 1.522 | 0.091 | 0.001 | 19.2 | 76.2 | 4.6 |
| 42-1 | PLAG- | 65.58 | 21.05 | 0.08 | 4.18 | 8.20 | 0.41 | 0.06 | 5.792 | 2.192 | 0.006 | 0.396 | 1.403 | 0.046 | 0.003 | 21.4 | 76.1 | 2.5 |
| 42-1 | PLAG-K10 | 57.16 | 27.07 | 0.16 | 9.22 | 6.43 | 0.22 | 0.06 | 5.120 | 2.859 | 0.012 | 0.885 | 1.117 | 0.025 | 0.003 | 43.7 | 55.1 | 1.2 |
| 42-1 | PLAG-K11 | 65.72 | 19.03 | 0.05 | 0.19 | 3.69 | 11.21 | 0.01 | 5.972 | 2.038 | 0.004 | 0.019 | 0.650 | 1.300 | 0.000 | 1.0 | 33.0 | 66.0 |
| 42-1 | PLAG-K12 | 59.25 | 25.73 | 0.11 | 7.62 | 7.19 | 0.37 | 0.08 | 5.281 | 2.703 | 0.008 | 0.728 | 1.243 | 0.042 | 0.004 | 36.2 | 61.8 | 2.1 |
| 42-1 | PLAG-K13 | 57.07 | 27.12 | 0.20 | 9.16 | 6.39 | 0.27 | 0.06 | 5.116 | 2.866 | 0.015 | 0.880 | 1.110 | 0.031 | 0.003 | 43.5 | 54.9 | 1.5 |
| 42-1 | PLAG- | 65.87 | 18.89 | 0.05 | 0.10 | 3.31 | 11.80 | 0.01 | 5.987 | 2.023 | 0.004 | 0.010 | 0.584 | 1.368 | 0.001 | 0.5 | 29.8 | 69.7 |
| 42-1 | PLAG-K15 | 56.01 | 27.90 | 0.18 | 10.16 | 5.95 | 0.20 | 0.06 | 5.026 | 2.951 | 0.013 | 0.977 | 1.035 | 0.022 | 0.003 | 48.0 | 50.9 | 1.1 |
| 42-1 | PLAG-K18 | 65.42 | 18.98 | 0.17 | 0.20 | 3.55 | 11.56 | 0.01 | 5.961 | 2.039 | 0.013 | 0.020 | 0.627 | 1.345 | 0.001 | 1.0 | 31.5 | 67.5 |
| 42-1 | PLAG-K19 | 64.92 | 21.90 | 0.07 | 2.90 | 9.64 | 0.87 | 0.02 | 5.719 | 2.274 | 0.005 | 0.274 | 1.646 | 0.098 | 0.001 | 13.6 | 81.6 | 4.9 |
| 42-1 | PLAG-K20 | 64.55 | 22.19 | 0.07 | 3.23 | 9.40 | 0.79 | 0.01 | 5.691 | 2.306 | 0.005 | 0.305 | 1.607 | 0.088 | 0.001 | 15.3 | 80.3 | 4.4 |
| 17-6 | PLAG-L7 | 53.63 | 29.50 | 0.27 | 12.09 | 4.63 | 0.24 | 0.07 | 4.841 | 3.138 | 0.020 | 1.169 | 0.810 | 0.028 | 0.004 | 58.3 | 40.4 | 1.4 |
| 17-6 | PLAG-L16 | 50.13 | 31.59 | 0.45 | 14.72 | 3.27 | 0.14 | 0.14 | 4.568 | 3.392 | 0.035 | 1.437 | 0.577 | 0.016 | 0.008 | 70.8 | 28.4 | 0.8 |
| 17-6 | PLAG-L17 | 50.78 | 30.82 | 0.54 | 14.11 | 3.58 | 0.17 | 0.05 | 4.637 | 3.317 | 0.041 | 1.380 | 0.634 | 0.020 | 0.003 | 67.9 | 31.2 | 1.0 |
| 17-6 | PLAG-L18 | 50.10 | 31.74 | 0.29 | 14.88 | 3.27 | 0.14 | 0.06 | 4.560 | 3.405 | 0.022 | 1.451 | 0.577 | 0.016 | 0.003 | 71.0 | 28.2 | 0.8 |
| 17-6 | PLAG-L19 | 45.32 | 34.50 | 0.54 | 18.60 | 1.13 | 0.02 | 0.08 | 4.187 | 3.757 | 0.042 | 1.841 | 0.203 | 0.003 | 0.004 | 89.9 | 9.9 | 0.1 |
| 17-6 | PLAG-L20 | 52.08 | 30.09 | 0.39 | 13.07 | 4.20 | 0.20 | 0.08 | 4.736 | 3.225 | 0.029 | 1.274 | 0.741 | 0.023 | 0.004 | 62.5 | 36.4 | 1.1 |
| 17-6 | PLAG-L22 | 50.33 | 31.65 | 0.37 | 14.68 | 3.44 | 0.15 | 0.11 | 4.571 | 3.388 | 0.028 | 1.429 | 0.606 | 0.018 | 0.006 | 69.6 | 29.5 | 0.9 |
| 17-6 | PLAG-L27 | 51.10 | 31.02 | 0.31 | 14.00 | 3.88 | 0.17 | 0.12 | 4.639 | 3.319 | 0.024 | 1.362 | 0.683 | 0.020 | 0.007 | 66.0 | 33.1 | 1.0 |
| 17-6 | PLAG-L28 | 49.26 | 32.20 | 0.36 | 15.47 | 3.02 | 0.12 | 0.14 | 4.493 | 3.462 | 0.028 | 1.512 | 0.534 | 0.014 | 0.007 | 73.4 | 25.9 | 0.7 |
| 17-6 | PLAG-L31 | 53.04 | 29.84 | 0.36 | 12.59 | 4.59 | 0.22 | 0.06 | 4.788 | 3.175 | 0.027 | 1.217 | 0.803 | 0.026 | 0.003 | 59.5 | 39.2 | 1.2 |
| 17-6 | PLAG-L38 | 48.19 | 32.76 | 0.45 | 16.12 | 2.43 | 0.13 | 0.10 | 4.420 | 3.542 | 0.034 | 1.584 | 0.432 | 0.015 | 0.005 | 78.0 | 21.3 | 0.7 |
| 17-6 | PLAG-L39 | 51.18 | 31.17 | 0.33 | 14.13 | 3.71 | 0.20 | 0.13 | 4.635 | 3.327 | 0.025 | 1.371 | 0.651 | 0.023 | 0.007 | 67.0 | 31.8 | 1.1 |
| 29-7 | PLAG-M1 | 45.16 | 34.39 | 0.52 | 18.41 | 1.25 | 0.05 | 0.09 | 4.187 | 3.758 | 0.041 | 1.829 | 0.224 | 0.005 | 0.005 | 88.8 | 10.9 | 0.3 |
| 29-7 | PLAG-M4 | 44.67 | 35.03 | 0.34 | 19.13 | 0.84 | 0.03 | 0.10 | 4.133 | 3.820 | 0.027 | 1.896 | 0.151 | 0.003 | 0.006 | 92.5 | 7.3 | 0.2 |
| 29-7 | PLAG-M5 | 48.43 | 32.39 | 0.45 | 15.91 | 2.58 | 0.08 | 0.14 | 4.448 | 3.507 | 0.034 | 1.566 | 0.459 | 0.010 | 0.007 | 76.9 | 22.6 | 0.5 |
| 29-7 | PLAG-M8 | 53.35 | 29.43 | 0.24 | 12.15 | 4.86 | 0.25 | 0.06 | 4.827 | 3.138 | 0.018 | 1.178 | 0.852 | 0.028 | 0.003 | 57.2 | 41.4 | 1.4 |
| 29-7 | PLAG-M9 | 54.93 | 28.61 | 0.18 | 10.96 | 5.40 | 0.33 | 0.09 | 4.942 | 3.034 | 0.014 | 1.057 | 0.941 | 0.038 | 0.004 | 51.9 | 46.2 | 1.9 |
| 29-7 | PLAG-M12 | 57.79 | 26.59 | 0.12 | 8.65 | 6.53 | 0.48 | 0.07 | 5.176 | 2.808 | 0.009 | 0.830 | 1.134 | 0.055 | 0.004 | 41.1 | 56.2 | 2.7 |
| 29-7 | PLAG-M13 | 51.39 | 30.62 | 0.39 | 13.60 | 3.95 | 0.19 | 0.16 | 4.675 | 3.284 | 0.030 | 1.326 | 0.697 | 0.022 | 0.009 | 64.8 | 34.1 | 1.1 |
| 4-15 | PLAG-N8 | 52.18 | 30.52 | 0.20 | 13.48 | 4.34 | 0.16 | 0.11 | 4.709 | 3.246 | 0.015 | 1.304 | 0.760 | 0.019 | 0.006 | 62.6 | 36.5 | 0.9 |
| 4-15 | PLAG-N11 | 48.25 | 32.92 | 0.26 | 16.38 | 2.45 | 0.07 | 0.13 | 4.413 | 3.548 | 0.020 | 1.605 | 0.434 | 0.008 | 0.007 | 78.4 | 21.2 | 0.4 |
| 33-9 | PLAG-O3 | 61.36 | 24.23 | 0.19 | 5.59 | 8.21 | 0.44 | 0.09 | 5.454 | 2.539 | 0.014 | 0.532 | 1.416 | 0.050 | 0.004 | 26.6 | 70.9 | 2.5 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|----------|-------|-------|------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|-----|
| 33-9 | PLAG-O4 | 60.01 | 25.05 | 0.14 | 6.83 | 7.62 | 0.31 | 0.15 | 5.351 | 2.633 | 0.010 | 0.653 | 1.318 | 0.035 | 0.007 | 32.5 | 65.7 | 1.8 |
| 33-9 | PLAG-O5 | 61.24 | 24.28 | 0.11 | 5.72 | 8.02 | 0.42 | 0.09 | 5.452 | 2.547 | 0.008 | 0.546 | 1.384 | 0.047 | 0.005 | 27.6 | 70.0 | 2.4 |
| 33-9 | PLAG-O7 | 57.82 | 26.32 | 0.22 | 8.38 | 6.76 | 0.22 | 0.13 | 5.194 | 2.787 | 0.017 | 0.806 | 1.177 | 0.025 | 0.007 | 40.1 | 58.6 | 1.2 |
| 33-9 | PLAG-O10 | 65.57 | 21.69 | 0.05 | 2.40 | 9.43 | 1.29 | 0.00 | 5.762 | 2.247 | 0.004 | 0.226 | 1.607 | 0.145 | 0.000 | 11.4 | 81.3 | 7.3 |
| 22-3 | PLAG-P4 | 47.53 | 33.49 | 0.38 | 17.07 | 2.12 | 0.07 | 0.04 | 4.346 | 3.609 | 0.029 | 1.672 | 0.375 | 0.008 | 0.002 | 81.3 | 18.3 | 0.4 |
| 22-3 | PLAG-P6 | 49.32 | 31.66 | 0.70 | 15.50 | 2.96 | 0.20 | 0.04 | 4.513 | 3.416 | 0.054 | 1.520 | 0.526 | 0.023 | 0.002 | 73.5 | 25.4 | 1.1 |
| 22-3 | PLAG-P17 | 49.53 | 32.07 | 0.38 | 15.43 | 3.08 | 0.16 | 0.08 | 4.509 | 3.442 | 0.029 | 1.505 | 0.544 | 0.018 | 0.004 | 72.8 | 26.3 | 0.9 |
| 22-3 | PLAG-P18 | 49.00 | 31.80 | 0.59 | 15.76 | 2.87 | 0.15 | 0.04 | 4.493 | 3.436 | 0.045 | 1.549 | 0.511 | 0.018 | 0.002 | 74.6 | 24.6 | 0.8 |
| 22-3 | PLAG-P18 | 46.75 | 33.77 | 0.26 | 17.55 | 1.91 | 0.07 | 0.04 | 4.295 | 3.657 | 0.020 | 1.728 | 0.340 | 0.008 | 0.002 | 83.2 | 16.4 | 0.4 |
| 22-3 | PLAG-P24 | 49.36 | 31.60 | 0.71 | 15.62 | 2.98 | 0.18 | 0.07 | 4.514 | 3.406 | 0.054 | 1.531 | 0.528 | 0.021 | 0.004 | 73.6 | 25.4 | 1.0 |
| 22-3 | PLAG-P25 | 48.68 | 32.11 | 0.59 | 16.15 | 2.62 | 0.13 | 0.10 | 4.461 | 3.468 | 0.045 | 1.586 | 0.465 | 0.016 | 0.005 | 76.7 | 22.5 | 0.8 |
| 22-3 | PLAG-P26 | 49.11 | 32.04 | 0.45 | 15.72 | 2.90 | 0.15 | 0.07 | 4.489 | 3.452 | 0.034 | 1.540 | 0.513 | 0.018 | 0.003 | 74.4 | 24.8 | 0.9 |
| 22-3 | PLAG-P27 | 48.05 | 32.99 | 0.27 | 16.54 | 2.49 | 0.09 | 0.09 | 4.395 | 3.557 | 0.021 | 1.622 | 0.442 | 0.010 | 0.005 | 78.2 | 21.3 | 0.5 |
| 22-3 | PLAG-P28 | 49.06 | 32.35 | 0.27 | 15.59 | 2.96 | 0.13 | 0.12 | 4.479 | 3.480 | 0.020 | 1.525 | 0.525 | 0.016 | 0.007 | 73.8 | 25.4 | 0.8 |
| 22-3 | PLAG-P38 | 49.76 | 32.14 | 0.32 | 15.38 | 3.22 | 0.12 | 0.10 | 4.515 | 3.437 | 0.024 | 1.495 | 0.567 | 0.014 | 0.005 | 72.0 | 27.3 | 0.7 |
| 42-9 | PLAG-R1 | 55.48 | 28.42 | 0.12 | 10.62 | 5.52 | 0.25 | 0.12 | 4.979 | 3.007 | 0.009 | 1.021 | 0.961 | 0.029 | 0.007 | 50.8 | 47.8 | 1.4 |
| 42-9 | PLAG-R2 | 53.80 | 29.45 | 0.21 | 12.14 | 4.71 | 0.23 | 0.07 | 4.846 | 3.127 | 0.016 | 1.172 | 0.824 | 0.027 | 0.004 | 58.0 | 40.7 | 1.3 |
| 42-9 | PLAG-R3 | 52.36 | 30.48 | 0.23 | 13.27 | 4.18 | 0.15 | 0.09 | 4.727 | 3.244 | 0.017 | 1.283 | 0.731 | 0.017 | 0.005 | 63.2 | 36.0 | 0.8 |
| 42-9 | PLAG-R4 | 57.27 | 27.04 | 0.28 | 9.45 | 6.04 | 0.36 | 0.03 | 5.125 | 2.852 | 0.021 | 0.906 | 1.048 | 0.041 | 0.002 | 45.4 | 52.5 | 2.0 |
| 42-9 | PLAG-R11 | 56.67 | 27.85 | 0.19 | 9.94 | 5.96 | 0.30 | 0.06 | 5.055 | 2.928 | 0.014 | 0.949 | 1.031 | 0.034 | 0.003 | 47.2 | 51.2 | 1.7 |
| 42-9 | PLAG-R12 | 55.11 | 28.53 | 0.16 | 10.93 | 5.33 | 0.25 | 0.03 | 4.958 | 3.025 | 0.012 | 1.054 | 0.930 | 0.029 | 0.002 | 52.4 | 46.2 | 1.4 |
| 42-9 | PLAG-R17 | 56.61 | 27.53 | 0.16 | 9.70 | 5.92 | 0.35 | 0.10 | 5.076 | 2.909 | 0.012 | 0.932 | 1.028 | 0.040 | 0.005 | 46.6 | 51.4 | 2.0 |
| 42-9 | PLAG-R18 | 53.71 | 29.43 | 0.15 | 12.06 | 4.84 | 0.20 | 0.15 | 4.844 | 3.128 | 0.012 | 1.166 | 0.847 | 0.023 | 0.008 | 57.3 | 41.6 | 1.1 |
| 42-9 | PLAG-R19 | 52.39 | 30.48 | 0.22 | 13.22 | 4.12 | 0.16 | 0.12 | 4.731 | 3.244 | 0.017 | 1.280 | 0.721 | 0.018 | 0.006 | 63.4 | 35.7 | 0.9 |
| 42-9 | PLAG-R23 | 53.98 | 29.47 | 0.21 | 12.12 | 4.79 | 0.21 | 0.11 | 4.850 | 3.122 | 0.016 | 1.167 | 0.835 | 0.024 | 0.006 | 57.6 | 41.2 | 1.2 |
| 42-9 | PLAG-R24 | 54.43 | 29.14 | 0.22 | 11.77 | 4.99 | 0.22 | 0.03 | 4.888 | 3.084 | 0.016 | 1.132 | 0.869 | 0.025 | 0.002 | 55.9 | 42.9 | 1.2 |
| 42-9 | PLAG-R27 | 53.55 | 28.88 | 0.43 | 12.10 | 4.83 | 0.31 | 0.08 | 4.857 | 3.088 | 0.032 | 1.176 | 0.849 | 0.036 | 0.004 | 57.1 | 41.2 | 1.7 |
| 42-9 | PLAG- | 53.24 | 27.62 | 0.38 | 10.69 | 5.01 | 0.27 | 0.00 | 4.949 | 3.026 | 0.030 | 1.065 | 0.903 | 0.032 | 0.000 | 53.2 | 45.2 | 1.6 |
| 42-9 | PLAG-R29 | 52.77 | 30.02 | 0.18 | 12.72 | 4.39 | 0.20 | 0.06 | 4.775 | 3.202 | 0.014 | 1.234 | 0.770 | 0.024 | 0.003 | 60.9 | 38.0 | 1.2 |
| 48-1 | PLAG-T15 | 46.12 | 33.71 | 0.62 | 18.11 | 1.51 | 0.06 | 0.08 | 4.258 | 3.668 | 0.048 | 1.791 | 0.271 | 0.007 | 0.005 | 86.6 | 13.1 | 0.3 |
| 48-1 | PLAG-T16 | 45.09 | 33.84 | 0.54 | 18.34 | 1.14 | 0.09 | 0.16 | 4.209 | 3.724 | 0.042 | 1.835 | 0.206 | 0.011 | 0.009 | 89.4 | 10.0 | 0.5 |
| 42-6 | PLAG-U1 | 52.71 | 30.13 | 0.22 | 12.87 | 4.30 | 0.14 | 0.11 | 4.765 | 3.211 | 0.017 | 1.247 | 0.753 | 0.016 | 0.006 | 61.8 | 37.4 | 0.8 |
| 42-6 | PLAG-U3 | 53.48 | 29.05 | 0.21 | 12.09 | 4.62 | 0.18 | 0.17 | 4.858 | 3.111 | 0.016 | 1.176 | 0.813 | 0.020 | 0.009 | 58.5 | 40.5 | 1.0 |
| 42-6 | PLAG-U4 | 53.97 | 28.95 | 0.20 | 11.87 | 4.90 | 0.19 | 0.05 | 4.881 | 3.087 | 0.015 | 1.150 | 0.860 | 0.022 | 0.002 | 56.6 | 42.3 | 1.1 |
| 42-6 | PLAG-U5 | 51.66 | 30.68 | 0.21 | 13.60 | 3.70 | 0.13 | 0.08 | 4.695 | 3.287 | 0.016 | 1.325 | 0.652 | 0.015 | 0.004 | 66.5 | 32.7 | 0.8 |
| 42-6 | PLAG-U6 | 53.08 | 29.75 | 0.26 | 12.57 | 4.45 | 0.17 | 0.08 | 4.800 | 3.172 | 0.020 | 1.218 | 0.780 | 0.020 | 0.004 | 60.4 | 38.7 | 1.0 |
| 36-20 | PLAG-A6 | 52.93 | 30.06 | 0.18 | 12.63 | 4.53 | 0.19 | 0.14 | 4.777 | 3.197 | 0.014 | 1.222 | 0.793 | 0.021 | 0.007 | 60.0 | 39.0 | 1.0 |
| 36-20 | PLAG-A7 | 51.27 | 31.12 | 0.19 | 14.16 | 3.74 | 0.14 | 0.05 | 4.644 | 3.323 | 0.014 | 1.374 | 0.656 | 0.016 | 0.003 | 67.2 | 32.1 | 0.8 |
| 36-20 | PLAG-A10 | 50.95 | 31.17 | 0.23 | 14.30 | 3.63 | 0.15 | 0.09 | 4.627 | 3.336 | 0.017 | 1.391 | 0.639 | 0.017 | 0.005 | 67.9 | 31.2 | 0.8 |
| 36-20 | PLAG-A11 | 50.23 | 31.49 | 0.38 | 14.38 | 3.44 | 0.12 | 0.14 | 4.583 | 3.387 | 0.029 | 1.406 | 0.608 | 0.014 | 0.007 | 69.3 | 30.0 | 0.7 |
| 36-20 | PLAG-A13 | 55.23 | 28.41 | 0.15 | 10.88 | 5.59 | 0.26 | 0.05 | 4.962 | 3.009 | 0.012 | 1.048 | 0.973 | 0.029 | 0.002 | 51.1 | 47.5 | 1.4 |
| 36-20 | PLAG-A15 | 54.14 | 29.16 | 0.20 | 11.73 | 5.05 | 0.22 | 0.00 | 4.878 | 3.096 | 0.015 | 1.132 | 0.882 | 0.025 | 0.000 | 55.5 | 43.3 | 1.2 |
| 36-20 | PLAG-A18 | 47.53 | 33.41 | 0.30 | 16.92 | 2.17 | 0.06 | 0.10 | 4.353 | 3.606 | 0.023 | 1.661 | 0.385 | 0.007 | 0.005 | 80.9 | 18.8 | 0.4 |
| 36-20 | PLAG-A19 | 48.61 | 32.70 | 0.20 | 15.91 | 2.68 | 0.08 | 0.05 | 4.446 | 3.525 | 0.016 | 1.559 | 0.475 | 0.010 | 0.003 | 76.3 | 23.3 | 0.5 |
| 36-20 | PLAG-A20 | 50.49 | 31.42 | 0.19 | 14.30 | 3.47 | 0.13 | 0.13 | 4.602 | 3.376 | 0.015 | 1.397 | 0.613 | 0.015 | 0.007 | 69.0 | 30.3 | 0.7 |
| 36-20 | PLAG-A24 | 46.75 | 33.99 | 0.40 | 17.42 | 1.83 | 0.05 | 0.09 | 4.287 | 3.675 | 0.031 | 1.712 | 0.326 | 0.006 | 0.005 | 83.8 | 15.9 | 0.3 |
| 36-20 | PLAG-A25 | 49.10 | 31.84 | 0.51 | 15.52 | 2.89 | 0.10 | 0.04 | 4.503 | 3.443 | 0.039 | 1.526 | 0.514 | 0.011 | 0.002 | 74.4 | 25.1 | 0.5 |
| 36-20 | PLAG- | 47.99 | 33.18 | 0.19 | 16.54 | 2.23 | 0.07 | 0.09 | 4.393 | 3.580 | 0.014 | 1.623 | 0.396 | 0.008 | 0.005 | 80.1 | 19.5 | 0.4 |
| 36-20 | PLAG-A34 | 55.49 | 28.38 | 0.20 | 10.56 | 5.58 | 0.27 | 0.09 | 4.980 | 3.002 | 0.015 | 1.015 | 0.972 | 0.031 | 0.005 | 50.3 | 48.2 | 1.5 |
| 36-20 | PLAG-A39 | 51.79 | 30.85 | 0.15 | 13.69 | 4.12 | 0.15 | 0.03 | 4.681 | 3.287 | 0.011 | 1.326 | 0.722 | 0.018 | 0.002 | 64.2 | 34.9 | 0.8 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|----------|-------|-------|------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|-----|
| 36-20 | PLAG-A40 | 46.61 | 33.66 | 0.17 | 17.31 | 1.73 | 0.07 | 0.08 | 4.306 | 3.665 | 0.013 | 1.714 | 0.311 | 0.008 | 0.004 | 84.3 | 15.3 | 0.4 |
| 42-10 | PLAG-B4 | 50.80 | 31.53 | 0.32 | 14.46 | 3.58 | 0.13 | 0.01 | 4.601 | 3.366 | 0.024 | 1.403 | 0.629 | 0.015 | 0.001 | 68.5 | 30.7 | 0.7 |
| 42-10 | PLAG-B6 | 73.05 | 16.26 | 0.23 | 4.40 | 5.02 | 0.70 | 0.01 | 6.316 | 1.657 | 0.017 | 0.407 | 0.842 | 0.077 | 0.000 | 30.7 | 63.5 | 5.8 |
| 42-10 | PLAG-B7 | 48.78 | 32.43 | 0.49 | 16.21 | 2.57 | 0.10 | 0.00 | 4.454 | 3.490 | 0.038 | 1.586 | 0.456 | 0.011 | 0.000 | 77.3 | 22.2 | 0.6 |
| 42-10 | PLAG-B8 | 50.76 | 30.75 | 0.58 | 14.56 | 2.31 | 1.10 | 0.09 | 4.641 | 3.315 | 0.044 | 1.427 | 0.410 | 0.128 | 0.005 | 72.6 | 20.9 | 6.5 |
| 42-10 | PLAG-B16 | 48.26 | 32.63 | 0.59 | 16.20 | 2.33 | 0.13 | 0.11 | 4.426 | 3.527 | 0.045 | 1.592 | 0.414 | 0.015 | 0.006 | 78.8 | 20.5 | 0.7 |
| 42-10 | PLAG-B17 | 47.16 | 33.89 | 0.24 | 17.46 | 1.92 | 0.04 | 0.05 | 4.310 | 3.650 | 0.018 | 1.710 | 0.341 | 0.005 | 0.003 | 83.2 | 16.6 | 0.3 |
| 42-10 | PLAG-B19 | 46.51 | 34.18 | 0.23 | 17.66 | 1.73 | 0.06 | 0.13 | 4.268 | 3.697 | 0.018 | 1.736 | 0.308 | 0.007 | 0.007 | 84.6 | 15.0 | 0.3 |
| 42-10 | PLAG-B20 | 49.14 | 32.73 | 0.20 | 15.71 | 2.83 | 0.10 | 0.05 | 4.468 | 3.507 | 0.015 | 1.531 | 0.499 | 0.012 | 0.002 | 75.0 | 24.5 | 0.6 |
| 42-10 | PLAG-B24 | 48.27 | 31.94 | 0.61 | 16.22 | 2.39 | 0.19 | 0.07 | 4.454 | 3.474 | 0.047 | 1.604 | 0.428 | 0.022 | 0.004 | 78.1 | 20.8 | 1.1 |
| 42-10 | PLAG-B26 | 45.51 | 34.55 | 0.42 | 18.75 | 1.24 | 0.05 | 0.03 | 4.190 | 3.750 | 0.032 | 1.849 | 0.221 | 0.005 | 0.002 | 89.1 | 10.6 | 0.3 |
| 42-10 | PLAG-B27 | 46.82 | 33.45 | 0.54 | 17.71 | 1.82 | 0.07 | 0.04 | 4.305 | 3.624 | 0.041 | 1.745 | 0.324 | 0.008 | 0.002 | 84.0 | 15.6 | 0.4 |
| 42-10 | PLAG-B29 | 46.45 | 33.88 | 0.43 | 17.79 | 1.69 | 0.07 | 0.16 | 4.271 | 3.672 | 0.033 | 1.753 | 0.301 | 0.008 | 0.009 | 85.0 | 14.6 | 0.4 |
| 42-10 | PLAG-B30 | 47.86 | 33.08 | 0.58 | 16.91 | 2.34 | 0.08 | 0.08 | 4.372 | 3.561 | 0.044 | 1.655 | 0.414 | 0.009 | 0.004 | 79.6 | 19.9 | 0.5 |
| 42-10 | PLAG-B34 | 47.97 | 32.98 | 0.58 | 16.67 | 2.26 | 0.09 | 0.13 | 4.388 | 3.556 | 0.045 | 1.634 | 0.401 | 0.010 | 0.007 | 79.9 | 19.6 | 0.5 |
| 42-10 | PLAG-B36 | 48.02 | 32.50 | 0.57 | 16.59 | 2.33 | 0.10 | 0.12 | 4.412 | 3.519 | 0.044 | 1.633 | 0.415 | 0.012 | 0.007 | 79.3 | 20.1 | 0.6 |
| 42-10 | PLAG-B37 | 47.75 | 33.13 | 0.59 | 16.75 | 2.12 | 0.09 | 0.07 | 4.374 | 3.577 | 0.045 | 1.644 | 0.377 | 0.010 | 0.004 | 80.9 | 18.6 | 0.5 |
| 42-10 | PLAG-B45 | 49.83 | 31.98 | 0.51 | 15.19 | 3.14 | 0.13 | 0.09 | 4.528 | 3.426 | 0.039 | 1.479 | 0.552 | 0.015 | 0.005 | 72.3 | 27.0 | 0.7 |
| 49-3 | PLAG-C1 | 59.99 | 25.39 | 0.10 | 7.15 | 7.40 | 0.69 | 0.05 | 5.325 | 2.657 | 0.008 | 0.680 | 1.273 | 0.078 | 0.003 | 33.5 | 62.7 | 3.9 |
| 49-3 | PLAG-C2 | 59.09 | 25.30 | 0.08 | 7.16 | 7.25 | 0.66 | 0.16 | 5.306 | 2.678 | 0.006 | 0.689 | 1.262 | 0.076 | 0.008 | 34.0 | 62.3 | 3.7 |
| 49-3 | PLAG-C3 | 59.38 | 25.63 | 0.08 | 7.44 | 7.20 | 0.61 | 0.06 | 5.292 | 2.692 | 0.006 | 0.710 | 1.245 | 0.070 | 0.003 | 35.1 | 61.5 | 3.4 |
| 49-3 | PLAG-C5 | 57.59 | 26.22 | 0.07 | 8.42 | 6.61 | 0.51 | 0.04 | 5.195 | 2.788 | 0.006 | 0.814 | 1.155 | 0.059 | 0.002 | 40.1 | 57.0 | 2.9 |
| 49-3 | PLAG-C10 | 58.88 | 26.14 | 0.15 | 7.89 | 6.86 | 0.81 | 0.05 | 5.241 | 2.742 | 0.011 | 0.753 | 1.184 | 0.092 | 0.003 | 37.1 | 58.4 | 4.6 |
| 49-3 | PLAG-C11 | 59.45 | 25.58 | 0.11 | 7.47 | 7.18 | 0.65 | 0.04 | 5.296 | 2.685 | 0.008 | 0.713 | 1.241 | 0.074 | 0.002 | 35.2 | 61.2 | 3.7 |
| 49-3 | PLAG-C14 | 59.39 | 25.80 | 0.10 | 7.59 | 7.18 | 0.55 | 0.14 | 5.279 | 2.703 | 0.007 | 0.723 | 1.238 | 0.063 | 0.007 | 35.7 | 61.2 | 3.1 |
| 49-3 | PLAG-C20 | 53.01 | 30.09 | 0.19 | 12.82 | 4.52 | 0.20 | 0.12 | 4.773 | 3.193 | 0.014 | 1.237 | 0.790 | 0.023 | 0.006 | 60.3 | 38.5 | 1.1 |
| 49-3 | PLAG-C22 | 53.22 | 29.98 | 0.18 | 12.64 | 4.61 | 0.18 | 0.11 | 4.790 | 3.180 | 0.014 | 1.219 | 0.804 | 0.021 | 0.006 | 59.6 | 39.3 | 1.0 |
| 49-3 | PLAG-C25 | 55.98 | 28.24 | 0.02 | 10.30 | 5.87 | 0.36 | 0.17 | 5.005 | 2.976 | 0.002 | 0.987 | 1.018 | 0.041 | 0.009 | 48.2 | 49.8 | 2.0 |
| ALBORAN | PLAG-Q2 | 46.76 | 33.29 | 0.75 | 17.45 | 1.74 | 0.02 | 0.11 | 4.313 | 3.619 | 0.058 | 1.724 | 0.312 | 0.002 | 0.006 | 84.6 | 15.3 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q5 | 46.28 | 33.48 | 0.80 | 17.90 | 1.58 | 0.02 | 0.07 | 4.276 | 3.645 | 0.062 | 1.772 | 0.284 | 0.002 | 0.004 | 86.1 | 13.8 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG- | 46.66 | 33.17 | 0.78 | 17.61 | 1.70 | 0.02 | 0.02 | 4.312 | 3.613 | 0.060 | 1.743 | 0.304 | 0.002 | 0.001 | 85.1 | 14.8 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q7P | 46.82 | 33.27 | 0.75 | 17.55 | 1.76 | 0.02 | 0.03 | 4.315 | 3.614 | 0.058 | 1.733 | 0.314 | 0.002 | 0.001 | 84.6 | 15.3 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q8 | 46.86 | 33.16 | 0.77 | 17.50 | 1.79 | 0.01 | 0.00 | 4.321 | 3.605 | 0.060 | 1.729 | 0.320 | 0.001 | 0.000 | 84.3 | 15.6 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q9 | 45.83 | 33.78 | 0.74 | 17.95 | 1.35 | 0.01 | 0.05 | 4.248 | 3.691 | 0.058 | 1.783 | 0.243 | 0.001 | 0.003 | 87.9 | 12.0 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q12 | 46.74 | 33.18 | 0.84 | 17.59 | 1.72 | 0.02 | 0.04 | 4.313 | 3.609 | 0.065 | 1.739 | 0.308 | 0.002 | 0.002 | 84.9 | 15.0 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q13 | 46.50 | 33.52 | 0.64 | 17.69 | 1.63 | 0.02 | 0.02 | 4.291 | 3.647 | 0.049 | 1.750 | 0.292 | 0.002 | 0.001 | 85.6 | 14.3 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q14 | 48.94 | 32.07 | 0.75 | 15.95 | 2.65 | 0.03 | 0.01 | 4.477 | 3.458 | 0.057 | 1.564 | 0.471 | 0.004 | 0.001 | 76.7 | 23.1 | 0.2 |
| ALBORAN | PLAG-Q15 | 46.97 | 33.24 | 0.75 | 17.46 | 1.80 | 0.02 | 0.09 | 4.323 | 3.606 | 0.058 | 1.722 | 0.322 | 0.002 | 0.005 | 84.2 | 15.7 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q16 | 45.80 | 34.02 | 0.69 | 18.43 | 1.29 | 0.01 | 0.02 | 4.228 | 3.701 | 0.053 | 1.822 | 0.230 | 0.002 | 0.001 | 88.7 | 11.2 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q26 | 49.09 | 1.89 | 9.93 | 19.91 | 0.18 | 0.00 | 0.05 | 5.980 | 0.271 | 1.011 | 2.598 | 0.041 | 0.001 | 0.003 | 98.4 | 1.6 | 0.0 |
| ALBORAN | PLAG-Q27 | 46.18 | 33.54 | 0.76 | 17.76 | 1.53 | 0.02 | 0.01 | 4.275 | 3.660 | 0.059 | 1.762 | 0.274 | 0.002 | 0.001 | 86.5 | 13.5 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q28 | 46.12 | 33.30 | 0.80 | 17.54 | 1.59 | 0.02 | 0.06 | 4.286 | 3.648 | 0.062 | 1.746 | 0.286 | 0.002 | 0.003 | 85.8 | 14.1 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q29 | 47.31 | 33.02 | 0.75 | 17.12 | 1.99 | 0.02 | 0.09 | 4.351 | 3.580 | 0.058 | 1.687 | 0.355 | 0.002 | 0.005 | 82.5 | 17.4 | 0.1 |
| ALBORAN | PLAG-Q30 | 43.97 | 35.22 | 0.54 | 19.39 | 0.54 | 0.00 | 0.07 | 4.090 | 3.862 | 0.042 | 1.933 | 0.098 | 0.000 | 0.004 | 95.2 | 4.8 | 0.0 |
| ALBORAN | PLAG-Q36 | 47.34 | 32.77 | 0.79 | 16.90 | 1.84 | 0.03 | 0.02 | 4.373 | 3.568 | 0.061 | 1.672 | 0.329 | 0.004 | 0.001 | 83.4 | 16.4 | 0.2 |

HORNBLENDAS

(fórmula estructural: 23 oxígenos; cálculo de Fe3+ según Spear y Kimball, 1984)

| MUESTRA/PUNTO | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | Si | AlIV | Altot | AlVI | Ti | Fe3+ | Fe2+ | Mg | Mn | Ca | NaM4 | Natot | Na-A | K | SUM-A | Mg# | |
|---------------|--------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 17-6 | HB-L10 | 45.97 | 1.82 | 8.62 | 13.40 | 0.18 | 14.33 | 11.24 | 1.55 | 0.59 | 6.683 | 1.317 | 1.477 | 0.160 | 0.199 | 0.479 | 1.150 | 3.105 | 0.022 | 1.751 | 0.133 | 0.437 | 0.303 | 0.109 | 0.414 | 72.97 |
| 17-6 | HB-L21 | 45.94 | 1.71 | 8.39 | 14.75 | 0.19 | 13.57 | 11.30 | 1.46 | 0.62 | 6.703 | 1.297 | 1.443 | 0.146 | 0.188 | 0.497 | 1.303 | 2.951 | 0.023 | 1.767 | 0.125 | 0.413 | 0.288 | 0.115 | 0.405 | 69.37 |
| 17-6 | HB-L25 | 46.27 | 1.52 | 8.28 | 14.46 | 0.23 | 13.73 | 11.16 | 1.48 | 0.59 | 6.750 | 1.250 | 1.424 | 0.174 | 0.167 | 0.488 | 1.277 | 2.985 | 0.028 | 1.744 | 0.137 | 0.419 | 0.282 | 0.110 | 0.393 | 70.04 |
| 17-6 | HB-L29 | 45.85 | 1.67 | 8.58 | 14.90 | 0.21 | 13.54 | 11.23 | 1.52 | 0.67 | 6.678 | 1.322 | 1.473 | 0.152 | 0.183 | 0.515 | 1.300 | 2.939 | 0.026 | 1.753 | 0.132 | 0.429 | 0.297 | 0.125 | 0.423 | 69.33 |
| 17-6 | HB-L30 | 46.82 | 1.43 | 7.74 | 14.64 | 0.26 | 13.98 | 11.21 | 1.41 | 0.56 | 6.800 | 1.200 | 1.325 | 0.126 | 0.156 | 0.534 | 1.244 | 3.026 | 0.032 | 1.745 | 0.137 | 0.397 | 0.260 | 0.104 | 0.365 | 70.87 |
| 17-6 | HB-L37 | 46.11 | 1.78 | 8.52 | 14.81 | 0.21 | 13.38 | 11.30 | 1.48 | 0.66 | 6.717 | 1.283 | 1.463 | 0.180 | 0.195 | 0.426 | 1.378 | 2.905 | 0.026 | 1.764 | 0.127 | 0.418 | 0.291 | 0.123 | 0.415 | 67.83 |
| 36-20 | HB-36- | 47.10 | 1.04 | 7.76 | 16.24 | 0.36 | 13.26 | 10.46 | 1.28 | 0.35 | 6.851 | 1.149 | 1.331 | 0.181 | 0.114 | 0.675 | 1.300 | 2.874 | 0.044 | 1.630 | 0.180 | 0.361 | 0.180 | 0.065 | 0.246 | 68.85 |
| 36-20 | HB-A17 | 46.50 | 1.06 | 8.04 | 16.94 | 0.38 | 12.62 | 10.51 | 1.29 | 0.36 | 6.799 | 1.201 | 1.386 | 0.185 | 0.117 | 0.715 | 1.356 | 2.750 | 0.047 | 1.647 | 0.183 | 0.366 | 0.183 | 0.067 | 0.251 | 66.98 |
| 36-20 | HB-A26 | 46.79 | 1.07 | 7.93 | 16.02 | 0.34 | 13.23 | 10.55 | 1.27 | 0.36 | 6.822 | 1.178 | 1.363 | 0.185 | 0.117 | 0.692 | 1.262 | 2.875 | 0.042 | 1.648 | 0.180 | 0.359 | 0.180 | 0.067 | 0.247 | 69.49 |
| 36-20 | HB-A37 | 46.52 | 1.21 | 8.17 | 16.54 | 0.34 | 12.65 | 10.71 | 1.25 | 0.39 | 6.795 | 1.205 | 1.407 | 0.201 | 0.133 | 0.658 | 1.362 | 2.754 | 0.042 | 1.676 | 0.173 | 0.354 | 0.181 | 0.073 | 0.254 | 66.91 |
| 42-10 | HB-B2 | 46.55 | 1.29 | 8.38 | 15.09 | 0.28 | 13.56 | 10.81 | 1.34 | 0.46 | 6.765 | 1.235 | 1.436 | 0.201 | 0.141 | 0.629 | 1.205 | 2.937 | 0.034 | 1.683 | 0.170 | 0.378 | 0.208 | 0.085 | 0.294 | 70.91 |
| 42-10 | HB-B14 | 43.11 | 3.52 | 11.53 | 11.41 | 0.15 | 14.95 | 11.02 | 2.11 | 0.55 | 6.204 | 1.796 | 1.956 | 0.160 | 0.381 | 0.506 | 0.868 | 3.207 | 0.018 | 1.699 | 0.161 | 0.589 | 0.428 | 0.101 | 0.530 | 78.70 |
| 42-10 | HB-B15 | 46.07 | 1.85 | 8.60 | 12.98 | 0.22 | 14.69 | 11.35 | 1.68 | 0.50 | 6.672 | 1.328 | 1.468 | 0.140 | 0.201 | 0.477 | 1.095 | 3.170 | 0.027 | 1.761 | 0.128 | 0.472 | 0.344 | 0.092 | 0.437 | 74.33 |
| 42-10 | HB-B25 | 45.76 | 1.75 | 8.47 | 12.79 | 0.21 | 14.80 | 11.35 | 1.70 | 0.50 | 6.664 | 1.336 | 1.454 | 0.119 | 0.192 | 0.506 | 1.052 | 3.212 | 0.026 | 1.771 | 0.123 | 0.480 | 0.357 | 0.093 | 0.451 | 75.33 |
| 42-10 | HB-B28 | 46.04 | 1.99 | 8.53 | 12.72 | 0.21 | 14.95 | 11.27 | 1.81 | 0.47 | 6.659 | 1.341 | 1.455 | 0.114 | 0.216 | 0.471 | 1.068 | 3.223 | 0.026 | 1.747 | 0.136 | 0.508 | 0.372 | 0.087 | 0.460 | 75.11 |
| 42-10 | HB-B31 | 45.45 | 2.19 | 9.13 | 12.76 | 0.22 | 14.55 | 11.33 | 1.77 | 0.56 | 6.592 | 1.408 | 1.561 | 0.153 | 0.239 | 0.433 | 1.115 | 3.145 | 0.027 | 1.761 | 0.128 | 0.498 | 0.370 | 0.104 | 0.474 | 73.83 |
| 42-10 | HB-B35 | 44.76 | 2.04 | 9.74 | 12.48 | 0.16 | 14.79 | 11.49 | 1.91 | 0.56 | 6.487 | 1.513 | 1.664 | 0.151 | 0.222 | 0.508 | 1.004 | 3.194 | 0.020 | 1.784 | 0.116 | 0.537 | 0.421 | 0.104 | 0.526 | 76.08 |
| 42-10 | HB-B42 | 42.51 | 3.03 | 11.98 | 11.74 | 0.14 | 14.53 | 11.36 | 2.09 | 0.61 | 6.158 | 1.842 | 2.046 | 0.204 | 0.330 | 0.532 | 0.890 | 3.137 | 0.017 | 1.763 | 0.127 | 0.587 | 0.460 | 0.113 | 0.574 | 77.90 |
| 22-14 | HB-C7 | 45.64 | 1.53 | 8.16 | 17.43 | 0.22 | 11.72 | 10.79 | 1.39 | 0.60 | 6.763 | 1.237 | 1.425 | 0.188 | 0.170 | 0.503 | 1.657 | 2.588 | 0.028 | 1.713 | 0.154 | 0.400 | 0.246 | 0.114 | 0.361 | 60.97 |
| 22-14 | HB-C13 | 45.22 | 1.59 | 8.45 | 17.74 | 0.24 | 11.30 | 11.03 | 1.32 | 0.73 | 6.719 | 1.281 | 1.480 | 0.200 | 0.178 | 0.469 | 1.736 | 2.501 | 0.031 | 1.756 | 0.131 | 0.382 | 0.251 | 0.137 | 0.390 | 59.03 |
| 22-14 | HB-C23 | 46.39 | 1.60 | 7.29 | 16.64 | 0.14 | 12.03 | 11.18 | 1.23 | 0.59 | 6.893 | 1.107 | 1.278 | 0.171 | 0.178 | 0.353 | 1.715 | 2.664 | 0.017 | 1.781 | 0.120 | 0.354 | 0.234 | 0.111 | 0.346 | 60.84 |
| 21-3 | HB-D1 | 46.58 | 1.13 | 7.99 | 17.14 | 0.29 | 12.07 | 10.43 | 1.21 | 0.39 | 6.866 | 1.134 | 1.388 | 0.254 | 0.125 | 0.557 | 1.556 | 2.652 | 0.036 | 1.647 | 0.172 | 0.345 | 0.172 | 0.072 | 0.246 | 63.02 |
| 21-3 | HB-D3 | 44.98 | 1.34 | 8.89 | 17.84 | 0.26 | 10.93 | 10.74 | 1.33 | 0.51 | 6.719 | 1.281 | 1.566 | 0.285 | 0.150 | 0.515 | 1.713 | 2.434 | 0.034 | 1.718 | 0.151 | 0.385 | 0.235 | 0.097 | 0.332 | 58.69 |
| 21-3 | HB-D4 | 47.27 | 1.08 | 7.30 | 16.34 | 0.23 | 12.68 | 10.65 | 1.11 | 0.35 | 6.957 | 1.043 | 1.267 | 0.223 | 0.119 | 0.516 | 1.495 | 2.780 | 0.029 | 1.680 | 0.158 | 0.316 | 0.158 | 0.066 | 0.225 | 65.03 |
| 21-3 | HB-D15 | 46.34 | 1.24 | 7.89 | 17.21 | 0.24 | 11.86 | 10.68 | 1.10 | 0.43 | 6.857 | 1.143 | 1.376 | 0.233 | 0.138 | 0.554 | 1.577 | 2.616 | 0.030 | 1.694 | 0.159 | 0.317 | 0.159 | 0.080 | 0.240 | 62.39 |
| 21-3 | HB-D30 | 47.07 | 1.16 | 7.48 | 16.57 | 0.25 | 12.46 | 10.59 | 1.08 | 0.37 | 6.935 | 1.065 | 1.300 | 0.235 | 0.129 | 0.503 | 1.538 | 2.737 | 0.032 | 1.671 | 0.155 | 0.309 | 0.155 | 0.069 | 0.225 | 64.02 |
| 21-3 | HB-D36 | 46.16 | 1.13 | 8.42 | 17.41 | 0.25 | 12.02 | 10.24 | 1.22 | 0.36 | 6.803 | 1.197 | 1.463 | 0.266 | 0.126 | 0.612 | 1.534 | 2.640 | 0.032 | 1.617 | 0.175 | 0.350 | 0.175 | 0.068 | 0.244 | 63.25 |
| 21-3 | HB-D40 | 45.72 | 1.83 | 8.49 | 15.89 | 0.15 | 12.43 | 10.70 | 1.30 | 0.45 | 6.747 | 1.253 | 1.477 | 0.224 | 0.203 | 0.499 | 1.462 | 2.734 | 0.019 | 1.692 | 0.167 | 0.372 | 0.205 | 0.085 | 0.291 | 65.16 |
| 21-3 | HB-D44 | 46.75 | 1.13 | 7.50 | 17.19 | 0.23 | 12.20 | 10.33 | 1.17 | 0.38 | 6.916 | 1.084 | 1.309 | 0.224 | 0.125 | 0.536 | 1.590 | 2.689 | 0.029 | 1.637 | 0.168 | 0.337 | 0.168 | 0.072 | 0.242 | 62.84 |
| 38-1 | HB-E2 | 48.38 | 1.17 | 6.65 | 13.57 | 0.25 | 14.59 | 11.24 | 1.04 | 0.20 | 7.019 | 0.981 | 1.138 | 0.157 | 0.128 | 0.505 | 1.141 | 3.155 | 0.030 | 1.748 | 0.135 | 0.294 | 0.159 | 0.038 | 0.197 | 73.44 |
| 38-1 | HB-E14 | 47.05 | 1.49 | 7.69 | 14.09 | 0.23 | 13.74 | 11.33 | 1.38 | 0.29 | 6.875 | 1.125 | 1.325 | 0.199 | 0.164 | 0.397 | 1.325 | 2.992 | 0.028 | 1.773 | 0.122 | 0.390 | 0.268 | 0.055 | 0.323 | 69.31 |
| 38-1 | HB-E23 | 47.19 | 1.49 | 7.49 | 13.82 | 0.22 | 13.91 | 11.36 | 1.22 | 0.29 | 6.899 | 1.101 | 1.291 | 0.190 | 0.164 | 0.422 | 1.268 | 3.032 | 0.027 | 1.779 | 0.118 | 0.345 | 0.227 | 0.054 | 0.281 | 70.51 |
| 38-1 | HB-E24 | 46.34 | 1.43 | 8.04 | 14.54 | 0.21 | 13.41 | 11.06 | 1.25 | 0.33 | 6.814 | 1.186 | 1.393 | 0.208 | 0.159 | 0.517 | 1.272 | 2.939 | 0.026 | 1.743 | 0.138 | 0.357 | 0.219 | 0.063 | 0.283 | 69.79 |
| 30-1 | HB-F13 | 44.66 | 2.12 | 8.53 | 15.54 | 0.18 | 12.37 | 11.29 | 1.63 | 0.93 | 6.650 | 1.350 | 1.497 | 0.146 | 0.237 | 0.306 | 1.629 | 2.745 | 0.023 | 1.801 | 0.112 | 0.471 | 0.359 | 0.176 | 0.537 | 62.76 |
| 30-1 | HB-F23 | 45.11 | 2.15 | 8.18 | 14.26 | 0.13 | 13.38 | 11.41 | 1.64 | 0.77 | 6.683 | 1.317 | 1.428 | 0.112 | 0.239 | 0.312 | 1.454 | 2.953 | 0.016 | 1.812 | 0.101 | 0.470 | 0.369 | 0.146 | 0.517 | 67.01 |
| 42-11 | HB-K1 | 46.40 | 1.39 | 8.08 | 15.61 | 0.29 | 12.98 | 11.02 | 1.34 | 0.54 | 6.796 | 1.204 | 1.396 | 0.191 | 0.153 | 0.516 | 1.396 | 2.834 | 0.036 | 1.730 | 0.145 | 0.380 | 0.235 | 0.101 | 0.337 | 67.00 |
| 42-11 | HB-K6 | 46.41 | 1.52 | 8.02 | 14.65 | 0.19 | 13.59 | 11.17 | 1.36 | 0.47 | 6.788 | 1.212 | 1.384 | 0.171 | 0.167 | 0.501 | 1.291 | 2.962 | 0.024 | 1.750 | 0.134 | 0.385 | 0.251 | 0.088 | 0.340 | 69.64 |
| 42-11 | HB-K14 | 46.19 | 1.32 | 8.26 | 15.64 | 0.29 | 12.88 | 10.93 | 1.31 | 0.52 | 6.780 | 1.220 | 1.429 | 0.209 | 0.146 | 0.549 | 1.371 | 2.818 | 0.037 | 1.719 | 0.150 | 0.373 | 0.223 | 0.098 | 0.322 | 67.27 |
| 42-11 | HB-K17 | 45.42 | 1.95 | 8.45 | 15.08 | 0.18 | 13.01 | 11.34 | 1.43 | 0.54 | 6.684 | 1.316 | 1.466 | 0.150 | 0.216 | 0.452 | 1.404 | 2.855 | 0.022 | 1.788 | 0.113 | 0.407 | 0.294 | 0.102 | 0.397 | 67.03 |
| 42-11 | HB-K29 | 45.14 | 2.06 | 9.12 | 14.48 | 0.22 | 13.07 | 11.34 | 1.45 | 0.60 | 6.629 | 1.371 | 1.579 | 0.208 | 0.227 | 0.415 | 1.363 | 2.860 | 0.028 | 1.784 | 0.116 | 0.413 | 0.297 | 0.113 | 0.411 | 67.72 |
| 42-11 | HB-K32 | 42.35 | 2.72 | 11.55 | 13.41 | 0.14 | 13.35 | 11.10 | 1.78 | 0.57 | 6.225 | 1.775 | 2.001 | 0.226 | 0.300 | 0.605 | 1.044 | 2.925 | 0.018 | 1.748 | 0.135 | 0.506 | 0.372 | 0.107 | 0.480 | 73.70 |
| 42-11 | HB-K37 | 43.01 | 2.60 | 11.04 | 12.76 | 0.13 | 13.52 | 11.49 | 1.78 | 0.62 | 6.330 | 1.670 | 1.916 | 0.246 | 0.288 | 0.426 | 1.144 | 2.966 | 0.016 | 1.812 | 0.101 | 0.507 | 0.406 | 0.116 | 0.523 | 72.17 |

| MUESTRA/PUNTO | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | Si | AlIV | Altot | AlVI | Ti | Fe3+ | Fe2+ | Mg | Mn | Ca | NaM4 | Natot | Na-A | K | SUM-A | Mg# | |
|---------------|--------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 29-2 | HB-L8 | 44.47 | 2.48 | 9.07 | 14.18 | 0.16 | 12.96 | 11.49 | 1.56 | 0.81 | 6.585 | 1.415 | 1.583 | 0.168 | 0.277 | 0.285 | 1.471 | 2.860 | 0.020 | 1.823 | 0.096 | 0.448 | 0.352 | 0.152 | 0.505 | 66.04 |
| 4-15 | HB-M1 | 47.05 | 0.99 | 7.63 | 15.99 | 0.26 | 13.07 | 10.71 | 1.14 | 0.37 | 6.889 | 1.111 | 1.317 | 0.206 | 0.109 | 0.616 | 1.342 | 2.852 | 0.032 | 1.680 | 0.162 | 0.323 | 0.162 | 0.070 | 0.233 | 68.00 |
| 4-15 | HB-M10 | 46.30 | 1.54 | 8.37 | 15.25 | 0.24 | 12.97 | 11.06 | 1.22 | 0.52 | 6.781 | 1.219 | 1.445 | 0.226 | 0.169 | 0.494 | 1.374 | 2.830 | 0.029 | 1.736 | 0.141 | 0.346 | 0.205 | 0.097 | 0.302 | 67.32 |
| 4-15 | HB-M11 | 46.87 | 1.24 | 7.77 | 15.16 | 0.24 | 13.30 | 10.93 | 1.15 | 0.45 | 6.864 | 1.136 | 1.341 | 0.205 | 0.137 | 0.550 | 1.306 | 2.904 | 0.030 | 1.715 | 0.153 | 0.327 | 0.175 | 0.084 | 0.260 | 68.98 |
| 4-15 | HB-N5 | 46.33 | 1.51 | 8.26 | 15.28 | 0.26 | 13.45 | 10.96 | 1.41 | 0.34 | 6.743 | 1.257 | 1.417 | 0.160 | 0.165 | 0.617 | 1.243 | 2.917 | 0.032 | 1.709 | 0.156 | 0.398 | 0.242 | 0.063 | 0.306 | 70.12 |
| 4-15 | HB-N10 | 47.04 | 1.47 | 7.96 | 14.69 | 0.23 | 13.80 | 10.91 | 1.30 | 0.37 | 6.825 | 1.175 | 1.361 | 0.186 | 0.160 | 0.560 | 1.223 | 2.984 | 0.028 | 1.696 | 0.163 | 0.366 | 0.203 | 0.068 | 0.272 | 70.93 |
| 28-8 | HB-A1 | 46.00 | 2.01 | 8.79 | 13.35 | 0.19 | 14.25 | 11.14 | 1.53 | 0.51 | 6.676 | 1.324 | 1.503 | 0.180 | 0.220 | 0.465 | 1.156 | 3.081 | 0.023 | 1.732 | 0.143 | 0.431 | 0.288 | 0.095 | 0.384 | 72.72 |
| 28-8 | HB-A9 | 45.72 | 1.38 | 8.40 | 15.63 | 0.24 | 12.85 | 10.97 | 1.35 | 0.55 | 6.735 | 1.265 | 1.459 | 0.194 | 0.153 | 0.562 | 1.364 | 2.822 | 0.030 | 1.731 | 0.144 | 0.387 | 0.243 | 0.104 | 0.348 | 67.42 |
| 24-4 | HB-C1 | 47.11 | 0.84 | 7.07 | 17.67 | 0.53 | 11.66 | 10.70 | 1.17 | 0.44 | 6.979 | 1.021 | 1.235 | 0.214 | 0.094 | 0.522 | 1.668 | 2.575 | 0.067 | 1.699 | 0.161 | 0.336 | 0.175 | 0.083 | 0.259 | 60.69 |
| 24-4 | HB-C3 | 46.82 | 1.38 | 7.84 | 14.98 | 0.21 | 13.25 | 10.96 | 1.28 | 0.40 | 6.864 | 1.136 | 1.355 | 0.219 | 0.152 | 0.472 | 1.365 | 2.895 | 0.026 | 1.722 | 0.149 | 0.363 | 0.214 | 0.076 | 0.291 | 67.96 |
| 24-4 | HB-C4 | 47.67 | 1.08 | 7.57 | 13.99 | 0.23 | 14.15 | 11.09 | 1.15 | 0.32 | 6.923 | 1.077 | 1.296 | 0.219 | 0.118 | 0.532 | 1.166 | 3.064 | 0.028 | 1.726 | 0.147 | 0.323 | 0.176 | 0.060 | 0.237 | 72.43 |
| 24-4 | HB-C30 | 46.87 | 1.42 | 7.59 | 15.39 | 0.27 | 13.00 | 10.84 | 1.18 | 0.41 | 6.890 | 1.110 | 1.315 | 0.205 | 0.157 | 0.491 | 1.401 | 2.847 | 0.034 | 1.708 | 0.157 | 0.337 | 0.180 | 0.076 | 0.257 | 67.02 |
| 45-5 | HB-D18 | 45.97 | 1.41 | 8.90 | 13.35 | 0.19 | 14.02 | 11.32 | 1.44 | 0.34 | 6.714 | 1.286 | 1.532 | 0.246 | 0.155 | 0.502 | 1.128 | 3.051 | 0.023 | 1.771 | 0.123 | 0.409 | 0.286 | 0.064 | 0.351 | 73.01 |

CUMMINGTONITAS

(fórmula estructural: 23 oxígenos; cálculo de Fe3+ según Spear y Kimball, 1984)

| MUESTRA/PUNTO | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | Si | AlIV | Altot | AlVI | Ti | Fe3+ | Fe2+ | Mg | Mn | Ca | NaM4 | Natot | Na-A | K | SUM-A | Mg# | |
|---------------|----------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 21-3 | CUMM-D2 | 52.18 | 0.37 | 2.71 | 21.64 | 0.45 | 16.56 | 2.57 | 0.42 | 0.04 | 7.667 | 0.333 | 0.469 | 0.136 | 0.041 | 0.139 | 2.520 | 3.627 | 0.056 | 0.405 | 0.076 | 0.121 | 0.045 | 0.008 | 0.053 | 59.00 |
| 21-3 | CUMM-D5 | 52.06 | 0.31 | 2.33 | 21.89 | 0.46 | 16.53 | 2.34 | 0.38 | 0.04 | 7.707 | 0.293 | 0.407 | 0.114 | 0.034 | 0.127 | 2.583 | 3.646 | 0.058 | 0.371 | 0.066 | 0.108 | 0.042 | 0.008 | 0.050 | 58.53 |
| 21-3 | CUMM-D23 | 52.74 | 0.27 | 1.82 | 23.07 | 0.43 | 16.62 | 1.54 | 0.35 | 0.01 | 7.783 | 0.217 | 0.316 | 0.099 | 0.030 | 0.094 | 2.753 | 3.656 | 0.054 | 0.244 | 0.070 | 0.100 | 0.031 | 0.002 | 0.033 | 57.04 |
| 21-3 | CUMM-D35 | 52.86 | 0.29 | 1.88 | 22.50 | 0.46 | 16.96 | 1.75 | 0.32 | 0.02 | 7.769 | 0.231 | 0.326 | 0.095 | 0.032 | 0.097 | 2.669 | 3.716 | 0.058 | 0.276 | 0.059 | 0.090 | 0.032 | 0.004 | 0.035 | 58.20 |
| 21-3 | CUMM-D45 | 51.93 | 0.34 | 2.56 | 23.07 | 0.44 | 16.14 | 2.13 | 0.41 | 0.03 | 7.663 | 0.337 | 0.445 | 0.108 | 0.038 | 0.159 | 2.688 | 3.551 | 0.056 | 0.336 | 0.064 | 0.116 | 0.052 | 0.005 | 0.057 | 56.92 |
| 4-15 | CUMM-M7 | 53.47 | 0.23 | 1.64 | 21.98 | 0.65 | 17.63 | 1.47 | 0.26 | 0.02 | 7.810 | 0.190 | 0.282 | 0.091 | 0.025 | 0.073 | 2.611 | 3.838 | 0.081 | 0.230 | 0.051 | 0.075 | 0.024 | 0.003 | 0.027 | 59.51 |
| 4-15 | CUMM-NP | 52.78 | 0.33 | 2.25 | 21.13 | 0.62 | 17.41 | 2.06 | 0.38 | 0.03 | 7.723 | 0.277 | 0.388 | 0.112 | 0.036 | 0.118 | 2.468 | 3.797 | 0.070 | 0.323 | 0.069 | 0.108 | 0.038 | 0.006 | 0.044 | 60.61 |
| 24-4 | CUMM-C2 | 53.17 | 0.29 | 2.09 | 20.89 | 0.51 | 17.95 | 1.90 | 0.40 | 0.02 | 7.741 | 0.259 | 0.358 | 0.099 | 0.031 | 0.125 | 2.419 | 3.895 | 0.063 | 0.297 | 0.071 | 0.112 | 0.041 | 0.004 | 0.044 | 61.69 |
| 24-4 | CUMM-C29 | 53.58 | 0.25 | 1.66 | 21.14 | 0.55 | 17.99 | 1.59 | 0.27 | 0.00 | 7.820 | 0.180 | 0.286 | 0.106 | 0.027 | 0.059 | 2.521 | 3.913 | 0.068 | 0.248 | 0.058 | 0.078 | 0.019 | 0.001 | 0.020 | 60.82 |
| 36-20 | CUMM-A12 | 53.00 | 0.26 | 1.92 | 21.96 | 0.69 | 17.49 | 1.71 | 0.28 | 0.01 | 7.749 | 0.251 | 0.331 | 0.080 | 0.029 | 0.116 | 2.570 | 3.811 | 0.085 | 0.268 | 0.042 | 0.079 | 0.038 | 0.002 | 0.040 | 59.72 |
| 36-20 | CUMM-A23 | 53.56 | 0.20 | 1.52 | 21.66 | 0.65 | 18.02 | 1.49 | 0.22 | 0.01 | 7.810 | 0.190 | 0.261 | 0.072 | 0.022 | 0.081 | 2.560 | 3.916 | 0.080 | 0.233 | 0.036 | 0.062 | 0.027 | 0.002 | 0.028 | 60.47 |
| 36-20 | CUMM-A27 | 52.74 | 0.33 | 2.44 | 21.26 | 0.63 | 17.63 | 2.08 | 0.38 | 0.02 | 7.676 | 0.324 | 0.419 | 0.094 | 0.036 | 0.158 | 2.430 | 3.824 | 0.070 | 0.324 | 0.056 | 0.107 | 0.052 | 0.004 | 0.055 | 61.14 |
| 36-20 | CUMM-A28 | 53.26 | 0.23 | 1.71 | 21.75 | 0.71 | 17.80 | 1.52 | 0.28 | 0.02 | 7.779 | 0.221 | 0.294 | 0.073 | 0.025 | 0.105 | 2.552 | 3.874 | 0.088 | 0.238 | 0.045 | 0.079 | 0.034 | 0.004 | 0.038 | 60.29 |

OLIVINO

(fórmula estructural sobre 4 oxígenos)

| MUESTRA/PUNTO | SiO2 | TiO2 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | Total | Si | Ti | Fe2+ | Mn | Mg | Ca | Na | Fo % | |
|---------------|---------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 19-12 | OLIV-G1 | 37.06 | 0.01 | 31.24 | 0.40 | 32.16 | 0.14 | 0.02 | 101.03 | 0.997 | 0.000 | 0.703 | 0.009 | 1.289 | 0.004 | 0.001 | 64.72 |

BIOTITAS

(fórmula estructural sobre 22 oxígenos)

| MUESTRA/PUNTO | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | FeO | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | Si | Ti | Al | Fe | Mn | Mg | Ca | Na | K | Mg# |
|----------------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 24-4 BIOT | 36.90 | 2.81 | 14.61 | 19.46 | 0.10 | 11.40 | 0.04 | 0.50 | 8.51 | 5.670 | 0.320 | 2.650 | 2.500 | 0.010 | 2.610 | 0.010 | 0.150 | 1.670 | 51.07 |
| 24-4 BIOT-C9 | 36.42 | 2.83 | 14.21 | 19.19 | 0.12 | 11.88 | 0.01 | 0.42 | 8.50 | 5.650 | 0.330 | 2.600 | 2.490 | 0.020 | 2.750 | 0.000 | 0.130 | 1.680 | 52.46 |
| 24-4 BIOT-C26 | 36.82 | 3.74 | 14.07 | 19.78 | 0.13 | 11.14 | 0.03 | 0.52 | 8.55 | 5.650 | 0.430 | 2.540 | 2.540 | 0.020 | 2.550 | 0.010 | 0.160 | 1.670 | 50.09 |
| 36-20 BIOT-C32 | 35.53 | 3.74 | 13.67 | 17.20 | 0.11 | 13.04 | 0.19 | 0.52 | 5.51 | 5.620 | 0.440 | 2.550 | 2.280 | 0.010 | 3.080 | 0.030 | 0.160 | 1.110 | 57.45 |
| 36-20 BIOT-A8 | 33.25 | 3.20 | 12.49 | 14.03 | 0.12 | 11.75 | 0.22 | 0.46 | 5.26 | 5.770 | 0.420 | 2.550 | 2.040 | 0.020 | 3.040 | 0.040 | 0.160 | 1.170 | 59.87 |
| 36-20 BIOT-A29 | 35.93 | 3.74 | 13.85 | 16.98 | 0.12 | 13.39 | 0.16 | 0.56 | 6.05 | 5.610 | 0.440 | 2.550 | 2.220 | 0.020 | 3.120 | 0.030 | 0.170 | 1.210 | 58.43 |
| 42-10 BIOT-A35 | 37.54 | 4.02 | 14.31 | 16.85 | 0.10 | 13.90 | 0.00 | 0.68 | 8.54 | 5.600 | 0.450 | 2.520 | 2.100 | 0.010 | 3.090 | 0.000 | 0.200 | 1.630 | 59.52 |
| 28-8 BIOT-B9 | 37.71 | 4.16 | 14.20 | 15.64 | 0.07 | 14.75 | 0.06 | 0.70 | 8.34 | 5.610 | 0.470 | 2.490 | 1.940 | 0.010 | 3.270 | 0.010 | 0.200 | 1.580 | 62.71 |
| 28-8 BIOT-A2 | 37.81 | 3.98 | 14.35 | 15.39 | 0.09 | 14.85 | 0.04 | 0.59 | 8.24 | 5.620 | 0.440 | 2.520 | 1.910 | 0.010 | 3.290 | 0.010 | 0.170 | 1.560 | 63.23 |
| 17-6 BIOT-A3 | 38.57 | 4.26 | 14.12 | 14.81 | 0.07 | 14.61 | 0.06 | 0.65 | 8.21 | 5.710 | 0.470 | 2.460 | 1.830 | 0.010 | 3.220 | 0.010 | 0.190 | 1.550 | 63.74 |
| 49-3 BIOT-L32 | 36.81 | 2.89 | 14.22 | 20.79 | 0.27 | 11.70 | 0.06 | 0.30 | 8.08 | 5.640 | 0.330 | 2.570 | 2.660 | 0.030 | 2.670 | 0.010 | 0.090 | 1.580 | 50.06 |
| 49-3 BIOT-C4 | 35.91 | 3.09 | 14.31 | 21.14 | 0.29 | 10.52 | 0.04 | 0.36 | 8.35 | 5.600 | 0.360 | 2.630 | 2.760 | 0.040 | 2.440 | 0.010 | 0.110 | 1.660 | 47.01 |
| 49-3 BIOT-C7 | 36.44 | 3.29 | 14.13 | 19.98 | 0.18 | 11.56 | 0.01 | 0.45 | 8.59 | 5.610 | 0.380 | 2.570 | 2.570 | 0.020 | 2.650 | 0.000 | 0.130 | 1.690 | 50.76 |
| 49-3 BIOT-C12 | 36.50 | 3.60 | 13.98 | 20.62 | 0.23 | 11.27 | 0.03 | 0.39 | 8.69 | 5.600 | 0.420 | 2.530 | 2.650 | 0.030 | 2.580 | 0.000 | 0.120 | 1.700 | 49.33 |
| 49-3 BIOT-C15 | 36.13 | 2.75 | 14.93 | 20.76 | 0.25 | 10.90 | 0.06 | 0.37 | 8.71 | 5.570 | 0.320 | 2.720 | 2.680 | 0.030 | 2.510 | 0.010 | 0.110 | 1.710 | 48.33 |
| 49-3 BIOT-C23 | 36.19 | 2.97 | 14.57 | 20.58 | 0.24 | 11.40 | 0.01 | 0.39 | 8.86 | 5.570 | 0.340 | 2.640 | 2.650 | 0.030 | 2.610 | 0.000 | 0.120 | 1.740 | 49.67 |
| 49-3 BIOT-C24 | 36.93 | 3.67 | 14.32 | 19.42 | 0.15 | 12.14 | 0.02 | 0.46 | 8.40 | 5.600 | 0.420 | 2.560 | 2.460 | 0.020 | 2.750 | 0.000 | 0.130 | 1.630 | 52.70 |
| 22-14 BIOT-C26 | 37.11 | 3.80 | 14.41 | 17.57 | 0.05 | 13.53 | 0.01 | 0.58 | 8.65 | 5.580 | 0.430 | 2.550 | 2.210 | 0.010 | 3.030 | 0.000 | 0.170 | 1.660 | 57.84 |
| 22-14 BIOT-C1 | 37.24 | 3.55 | 14.23 | 16.99 | 0.06 | 13.99 | 0.04 | 0.58 | 8.33 | 5.610 | 0.400 | 2.530 | 2.140 | 0.010 | 3.140 | 0.010 | 0.170 | 1.600 | 59.47 |
| 21-3 BIOT-C19 | 36.73 | 4.01 | 14.32 | 18.06 | 0.06 | 12.55 | 0.01 | 0.53 | 8.59 | 5.590 | 0.460 | 2.570 | 2.300 | 0.010 | 2.850 | 0.000 | 0.160 | 1.670 | 55.33 |
| 21-3 BIOT-D10 | 36.53 | 3.98 | 14.05 | 19.12 | 0.10 | 11.81 | 0.01 | 0.47 | 8.55 | 5.600 | 0.460 | 2.540 | 2.450 | 0.010 | 2.700 | 0.000 | 0.140 | 1.670 | 52.40 |
| 21-3 BIOT-D18 | 36.77 | 4.04 | 14.17 | 19.06 | 0.07 | 12.01 | 0.02 | 0.53 | 8.51 | 5.600 | 0.460 | 2.540 | 2.430 | 0.010 | 2.730 | 0.000 | 0.160 | 1.650 | 52.90 |
| 21-3 BIOT-D25 | 36.95 | 4.19 | 14.19 | 17.96 | 0.08 | 12.60 | 0.02 | 0.55 | 8.54 | 5.600 | 0.480 | 2.540 | 2.280 | 0.010 | 2.850 | 0.000 | 0.160 | 1.650 | 55.56 |
| 4-15 BIOT-D39 | 36.44 | 2.90 | 14.11 | 21.49 | 0.21 | 11.26 | 0.01 | 0.40 | 8.86 | 5.600 | 0.340 | 2.560 | 2.760 | 0.030 | 2.580 | 0.000 | 0.120 | 1.740 | 48.28 |
| 4-15 BIOT-M5 | 36.74 | 3.82 | 14.27 | 18.55 | 0.08 | 12.44 | 0.02 | 0.57 | 8.55 | 5.590 | 0.440 | 2.560 | 2.360 | 0.010 | 2.820 | 0.000 | 0.170 | 1.660 | 54.45 |
| 29-7 BIOT-M8 | 36.28 | 3.01 | 14.36 | 22.33 | 0.30 | 9.50 | 0.07 | 0.30 | 8.56 | 5.650 | 0.350 | 2.630 | 2.910 | 0.040 | 2.200 | 0.010 | 0.090 | 1.700 | 43.11 |
| 29-7 BIOT-M2 | 34.97 | 3.39 | 15.18 | 23.62 | 0.34 | 8.69 | 0.00 | 0.30 | 8.73 | 5.470 | 0.400 | 2.800 | 3.090 | 0.040 | 2.030 | 0.000 | 0.090 | 1.740 | 39.61 |
| 29-7 BIOT-M3 | 35.70 | 3.20 | 14.28 | 22.17 | 0.31 | 9.25 | 0.07 | 0.35 | 8.18 | 5.620 | 0.380 | 2.650 | 2.920 | 0.040 | 2.170 | 0.010 | 0.110 | 1.640 | 42.66 |
| 29-7 BIOT-M8 | 36.09 | 3.15 | 14.06 | 22.25 | 0.30 | 9.19 | 0.08 | 0.29 | 8.24 | 5.670 | 0.370 | 2.610 | 2.920 | 0.040 | 2.150 | 0.010 | 0.090 | 1.650 | 42.41 |
| 42-1 BIOT-M14 | 33.89 | 3.80 | 13.72 | 32.83 | 0.13 | 2.84 | 0.00 | 0.49 | 8.25 | 5.510 | 0.460 | 2.630 | 4.460 | 0.020 | 0.690 | 0.000 | 0.160 | 1.710 | 13.37 |
| 42-1 BIOT-B1 | 35.46 | 0.24 | 13.30 | 32.25 | 0.13 | 5.52 | 0.02 | 0.34 | 8.57 | 5.740 | 0.030 | 2.540 | 4.370 | 0.020 | 1.330 | 0.000 | 0.110 | 1.770 | 23.37 |
| 42-1 BIOT-B2 | 33.71 | 1.99 | 14.48 | 32.19 | 0.15 | 3.83 | 0.00 | 0.31 | 8.73 | 5.510 | 0.240 | 2.790 | 4.400 | 0.020 | 0.930 | 0.000 | 0.100 | 1.820 | 17.47 |
| 42-1 BIOT-B3 | 34.32 | 1.19 | 12.44 | 34.87 | 0.14 | 3.47 | 0.02 | 0.30 | 8.55 | 5.690 | 0.150 | 2.430 | 4.840 | 0.020 | 0.860 | 0.000 | 0.100 | 1.810 | 15.08 |
| 42-1 BIOT-B6 | 34.59 | 0.19 | 12.52 | 34.79 | 0.14 | 3.72 | 0.00 | 0.26 | 8.62 | 5.760 | 0.020 | 2.460 | 4.850 | 0.020 | 0.920 | 0.000 | 0.080 | 1.830 | 16.00 |
| 42-1 BIOT-B14 | 34.25 | 2.37 | 13.16 | 31.70 | 0.17 | 4.00 | 0.01 | 0.34 | 8.53 | 5.630 | 0.290 | 2.550 | 4.360 | 0.020 | 0.980 | 0.000 | 0.110 | 1.790 | 18.36 |
| 42-1 BIOT-K1 | 34.76 | 0.81 | 12.59 | 33.75 | 0.16 | 4.15 | 0.01 | 0.34 | 8.51 | 5.740 | 0.100 | 2.450 | 4.660 | 0.020 | 1.020 | 0.000 | 0.110 | 1.790 | 17.98 |
| 42-1 BIOT-K2 | 34.08 | 2.74 | 13.76 | 33.32 | 0.17 | 2.75 | 0.01 | 0.39 | 8.40 | 5.580 | 0.340 | 2.650 | 4.560 | 0.020 | 0.670 | 0.000 | 0.120 | 1.750 | 12.83 |
| 42-1 BIOT- | 34.71 | 1.20 | 12.72 | 33.64 | 0.17 | 3.78 | 0.00 | 0.30 | 8.61 | 5.720 | 0.150 | 2.470 | 4.640 | 0.020 | 0.930 | 0.000 | 0.100 | 1.810 | 16.67 |
| 42-1 BIOT-K16 | 34.09 | 1.26 | 12.50 | 34.29 | 0.17 | 3.45 | 0.02 | 0.33 | 8.42 | 5.690 | 0.160 | 2.460 | 4.780 | 0.020 | 0.860 | 0.000 | 0.110 | 1.790 | 15.22 |
| 42-1 BIOT-K17 | 38.57 | 4.26 | 14.12 | 14.81 | 0.07 | 14.61 | 0.06 | 0.65 | 8.21 | 5.710 | 0.470 | 2.460 | 1.830 | 0.010 | 3.220 | 0.010 | 0.190 | 1.550 | 63.74 |
| 33-9 BIOT-L32 | 35.72 | 1.58 | 12.45 | 30.47 | 0.12 | 5.43 | 0.01 | 0.50 | 8.44 | 5.800 | 0.190 | 2.380 | 4.140 | 0.020 | 1.310 | 0.000 | 0.160 | 1.750 | 24.10 |
| 33-9 BIOT-O2 | 34.60 | 3.94 | 12.77 | 30.13 | 0.13 | 4.79 | 0.02 | 0.33 | 8.51 | 5.600 | 0.480 | 2.440 | 4.080 | 0.020 | 1.160 | 0.000 | 0.100 | 1.760 | 22.08 |
| 33-9 BIOT-O9 | 34.59 | 2.71 | 13.90 | 29.66 | 0.17 | 5.47 | 0.00 | 0.53 | 8.23 | 5.570 | 0.330 | 2.640 | 3.990 | 0.020 | 1.310 | 0.000 | 0.170 | 1.690 | 24.74 |

MAGNETITAS

| MUESTRA | PUNTO | FeO | V2O5 | TiO2 | Al2O3 | MnO | Cr2O3 | MgO | SiO2 | XFe2+ | XFe3+ | XUlv |
|---------|--------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|
| 4-1 | MT-F1 | 72.43 | 1.42 | 17.31 | 1.83 | 0.43 | 0.24 | 1.59 | 0.26 | 0.931 | 0.871 | 0.506 |
| 4-1 | MT-F9 | 74.10 | 1.53 | 16.99 | 1.80 | 0.32 | 0.17 | 1.63 | 0.10 | 0.932 | 0.877 | 0.489 |
| 38-11 | MT- | 79.43 | 1.65 | 9.39 | 2.25 | 0.26 | 0.56 | 1.19 | 0.07 | 0.941 | 0.887 | 0.277 |
| 38-11 | MT-G3 | 79.52 | 1.65 | 9.74 | 1.86 | 0.26 | 0.47 | 1.11 | 0.07 | 0.945 | 0.899 | 0.286 |
| 38-11 | MT-G4 | 79.80 | 1.62 | 8.71 | 2.31 | 0.26 | 0.61 | 1.14 | 0.08 | 0.942 | 0.888 | 0.258 |
| 38-11 | MT-G5 | 71.97 | 1.50 | 8.44 | 1.65 | 0.24 | 0.51 | 0.97 | 0.08 | 0.945 | 0.899 | 0.275 |
| 17-6 | MT-L3 | 76.98 | 0.93 | 9.29 | 2.35 | 0.29 | 0.10 | 1.43 | 0.22 | 0.928 | 0.904 | 0.276 |
| 17-6 | MT-LI | 75.51 | 0.87 | 9.41 | 2.46 | 0.31 | 0.10 | 1.45 | 0.97 | 0.925 | 0.900 | 0.284 |
| 17-6 | MT-L11 | 73.86 | 0.98 | 9.64 | 2.49 | 0.29 | 0.07 | 1.42 | 1.81 | 0.927 | 0.894 | 0.297 |
| 17-6 | MT-L12 | 75.53 | 0.92 | 9.37 | 2.39 | 0.34 | 0.17 | 1.45 | 0.95 | 0.925 | 0.900 | 0.282 |
| 17-6 | MT- | 75.20 | 0.93 | 9.40 | 2.61 | 0.36 | 0.10 | 1.51 | 1.63 | 0.921 | 0.894 | 0.284 |
| 17-6 | MT-L23 | 74.80 | 0.90 | 9.46 | 2.55 | 0.36 | 0.10 | 1.24 | 1.34 | 0.933 | 0.895 | 0.291 |
| 17-6 | MT-L33 | 74.56 | 0.84 | 9.04 | 2.61 | 0.37 | 0.06 | 1.60 | 2.10 | 0.916 | 0.897 | 0.274 |
| 17-6 | MT-L34 | 76.20 | 0.90 | 8.15 | 2.37 | 0.33 | 0.11 | 1.33 | 1.50 | 0.928 | 0.906 | 0.247 |
| 4-15 | MT-N2 | 77.64 | 0.79 | 8.25 | 2.19 | 0.38 | 0.22 | 0.64 | 0.43 | 0.959 | 0.911 | 0.255 |
| 4-15 | MT-N4 | 76.74 | 0.78 | 8.26 | 2.18 | 0.45 | 0.25 | 0.61 | 1.33 | 0.959 | 0.910 | 0.258 |
| 4-15 | MT-N5 | 77.23 | 0.77 | 8.37 | 2.24 | 0.44 | 0.27 | 0.55 | 0.45 | 0.962 | 0.908 | 0.261 |
| 4-15 | MT-N6 | 77.18 | 0.87 | 8.19 | 2.25 | 0.41 | 0.28 | 0.52 | 0.55 | 0.964 | 0.906 | 0.257 |
| 4-15 | MT-N12 | 78.25 | 0.92 | 8.13 | 2.20 | 0.35 | 0.40 | 0.73 | 0.11 | 0.956 | 0.906 | 0.250 |
| 4-15 | MT-N13 | 77.75 | 1.00 | 9.67 | 2.51 | 0.34 | 0.25 | 0.70 | -0.11 | 0.960 | 0.894 | 0.296 |
| 22-3 | MT-P2 | 74.73 | 1.31 | 11.13 | 1.81 | 0.28 | 0.27 | 1.46 | 0.69 | 0.929 | 0.901 | 0.334 |
| 22-3 | MT-P3 | 70.76 | 0.95 | 12.63 | 1.76 | 0.34 | 0.00 | 1.64 | 1.53 | 0.920 | 0.907 | 0.387 |
| 22-3 | MT-P7 | 70.85 | 0.80 | 10.58 | 3.74 | 0.28 | 0.05 | 2.89 | 1.82 | 0.864 | 0.856 | 0.313 |
| 22-3 | MT-P8 | 71.60 | 0.87 | 12.21 | 2.95 | 0.26 | 0.19 | 2.29 | 0.62 | 0.896 | 0.869 | 0.365 |
| 22-3 | MT-P12 | 71.72 | 1.02 | 15.42 | 1.56 | 0.39 | 0.16 | 1.71 | 1.04 | 0.923 | 0.902 | 0.456 |
| 22-3 | MT-P13 | 76.37 | 1.24 | 11.81 | 1.66 | 0.28 | 0.32 | 1.41 | 0.36 | 0.933 | 0.907 | 0.347 |
| 22-3 | MT-P29 | 81.03 | 1.13 | 8.55 | 1.65 | 0.25 | 0.21 | 1.16 | 0.05 | 0.941 | 0.924 | 0.247 |
| 22-3 | MT-P34 | 75.09 | 1.07 | 14.18 | 1.57 | 0.34 | 0.23 | 1.69 | 0.10 | 0.924 | 0.908 | 0.408 |
| 48-1 | MT-T11 | 72.73 | 2.02 | 10.60 | 2.64 | 0.32 | 0.07 | 1.52 | 0.53 | 0.924 | 0.862 | 0.329 |
| 48-1 | MT-T12 | 74.30 | 2.09 | 11.00 | 2.72 | 0.28 | 0.01 | 1.75 | 0.41 | 0.917 | 0.863 | 0.331 |
| 36-20 | MT-A3 | 81.47 | 0.80 | 8.02 | 2.18 | 0.39 | 0.24 | 0.71 | 0.19 | 0.957 | 0.916 | 0.237 |
| 36-20 | MT-A22 | 76.13 | 0.01 | 0.05 | 1.10 | 0.12 | 0.00 | 0.68 | 9.43 | 0.950 | 0.970 | 0.002 |
| 36-20 | MT-A31 | 82.12 | 0.90 | 7.86 | 2.14 | 0.39 | 0.25 | 0.74 | 0.05 | 0.956 | 0.916 | 0.231 |
| 36-20 | MT-A36 | 79.94 | 0.77 | 7.81 | 2.21 | 0.35 | 0.20 | 0.74 | 0.41 | 0.956 | 0.915 | 0.235 |
| 42-10 | MT-B5 | 73.90 | 0.76 | 12.27 | 1.64 | 0.54 | 0.00 | 0.96 | 0.41 | 0.945 | 0.920 | 0.373 |
| 42-10 | MT-B12 | 64.73 | 0.73 | 12.61 | 2.98 | 0.38 | 0.03 | 1.28 | 4.86 | 0.932 | 0.851 | 0.429 |
| 42-10 | MT-B13 | 71.88 | 0.63 | 12.98 | 2.64 | 0.37 | 0.04 | 1.28 | 1.14 | 0.937 | 0.882 | 0.401 |
| 42-10 | MT-B22 | 71.65 | 0.89 | 11.43 | 2.30 | 0.40 | 0.02 | 1.41 | 1.81 | 0.927 | 0.894 | 0.355 |
| 42-10 | MT-B23 | 67.14 | 0.83 | 12.93 | 2.86 | 0.37 | 0.03 | 1.68 | 3.81 | 0.917 | 0.860 | 0.417 |
| 49-3 | MT-C13 | 76.16 | 0.66 | 6.12 | 1.69 | 0.60 | 0.31 | 0.44 | 0.14 | 0.960 | 0.929 | 0.196 |
| 49-3 | MT-C18 | 79.85 | 1.05 | 8.48 | 1.40 | 0.70 | 0.37 | 0.46 | 0.16 | 0.960 | 0.928 | 0.254 |
| 49-3 | MT-C19 | 76.61 | 1.02 | 7.51 | 1.62 | 0.63 | 0.64 | 0.52 | 0.65 | 0.957 | 0.915 | 0.236 |
| 42-10 | MT-B32 | 74.09 | 0.79 | 9.98 | 2.59 | 0.34 | 0.14 | 1.70 | 1.28 | 0.914 | 0.893 | 0.301 |
| 42-10 | MT-B33 | 75.69 | 0.98 | 9.44 | 2.77 | 0.43 | 0.09 | 1.16 | 0.49 | 0.936 | 0.888 | 0.288 |
| 42-10 | MT-B39 | 70.62 | 0.79 | 13.46 | 2.63 | 0.36 | 0.04 | 1.11 | 1.23 | 0.944 | 0.873 | 0.425 |
| 42-10 | MT-B41 | 72.45 | 0.82 | 11.78 | 2.39 | 0.39 | 0.06 | 1.25 | 1.22 | 0.935 | 0.891 | 0.365 |
| 42-10 | MT-B43 | 73.29 | 0.56 | 12.56 | 2.31 | 0.33 | 0.04 | 1.03 | 0.43 | 0.948 | 0.899 | 0.386 |
| ALBORAN | MT-Q19 | 69.26 | 0.81 | 15.95 | 1.33 | 0.33 | 0.15 | 0.67 | 0.66 | 0.965 | 0.906 | 0.505 |
| ALBORAN | MT-Q20 | 76.70 | 1.94 | 9.80 | 0.41 | 0.16 | 0.11 | 0.69 | 0.90 | 0.964 | 0.940 | 0.301 |
| ALBORAN | MT- | 77.21 | 2.08 | 9.65 | 0.46 | 0.16 | 0.03 | 0.78 | 0.67 | 0.960 | 0.937 | 0.294 |
| ALBORAN | MT-Q22 | 73.89 | 2.05 | 9.30 | 4.01 | 0.25 | 0.05 | 1.68 | 0.13 | 0.917 | 0.831 | 0.289 |
| ALBORAN | MT-Q31 | 74.54 | 1.75 | 5.65 | 2.31 | 0.34 | 0.07 | 1.38 | 0.88 | 0.918 | 0.896 | 0.178 |
| ALBORAN | MT-Q32 | 75.19 | 2.21 | 10.19 | 1.63 | 0.26 | 0.32 | 1.21 | 0.19 | 0.939 | 0.889 | 0.312 |

| MUESTRA | PUNTO | FeO | V2O5 | TiO2 | Al2O3 | MnO | Cr2O3 | MgO | XFe2+ | XFe3+ | XUlv |
|---------|--------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|
| 19-8 | MT-A6 | 77.78 | 0.80 | 14.12 | 1.76 | 0.43 | 0.07 | 0.73 | 0.961 | 0.914 | 0.411 |
| 19-8 | MT-A9 | 77.15 | 0.86 | 13.60 | 2.16 | 0.32 | 0.04 | 1.46 | 0.934 | 0.902 | 0.390 |
| 19-8 | MT-A14 | 77.01 | 0.96 | 13.79 | 2.18 | 0.29 | 0.08 | 1.45 | 0.935 | 0.897 | 0.396 |
| 19-8 | MT-A15 | 77.94 | 1.20 | 11.95 | 2.50 | 0.24 | 0.13 | 1.97 | 0.913 | 0.889 | 0.337 |
| 19-8 | MT-A19 | 79.82 | 1.05 | 9.31 | 2.90 | 0.23 | 0.13 | 1.85 | 0.913 | 0.891 | 0.264 |
| 19-8 | MT-A21 | 79.48 | 1.05 | 8.52 | 3.16 | 0.24 | 0.15 | 2.36 | 0.889 | 0.887 | 0.237 |
| 21-3 | MT-D6 | 80.23 | 1.11 | 7.77 | 2.13 | 0.30 | 0.80 | 0.73 | 0.958 | 0.901 | 0.235 |
| 21-3 | MT-D7 | 79.74 | 1.12 | 7.78 | 2.15 | 0.23 | 0.84 | 0.70 | 0.961 | 0.898 | 0.237 |
| 21-3 | MT-D8 | 81.73 | 1.29 | 7.75 | 2.10 | 0.19 | 0.85 | 0.71 | 0.962 | 0.899 | 0.232 |
| 21-3 | MT-D9 | 81.38 | 1.39 | 7.75 | 2.09 | 0.20 | 0.84 | 0.70 | 0.962 | 0.897 | 0.233 |
| 21-3 | MT-D26 | 79.03 | 0.93 | 8.47 | 2.13 | 0.27 | 0.48 | 0.70 | 0.960 | 0.906 | 0.258 |
| 21-3 | MT-D49 | 81.45 | 1.10 | 8.22 | 2.07 | 0.23 | 0.22 | 0.87 | 0.954 | 0.914 | 0.242 |
| 38-1 | MT-E6 | 82.13 | 0.81 | 7.56 | 2.10 | 0.32 | 0.13 | 1.22 | 0.935 | 0.923 | 0.216 |
| 38-1 | MT-D12 | 79.70 | 0.82 | 8.02 | 2.34 | 0.26 | 0.28 | 1.19 | 0.938 | 0.909 | 0.237 |
| 38-1 | MT-E21 | 82.34 | 0.83 | 7.51 | 2.14 | 0.25 | 0.18 | 1.28 | 0.934 | 0.921 | 0.214 |
| 38-1 | MT-E26 | 82.31 | 0.78 | 7.39 | 2.10 | 0.27 | 0.19 | 1.21 | 0.937 | 0.922 | 0.212 |
| 30-1 | MT-F10 | 70.84 | 1.28 | 13.61 | 3.02 | 0.28 | 0.09 | 1.90 | 0.915 | 0.850 | 0.415 |
| 30-1 | MT-F12 | 69.84 | 1.19 | 13.71 | 2.89 | 0.27 | 0.13 | 1.95 | 0.912 | 0.853 | 0.422 |
| 30-1 | MT-F22 | 71.84 | 1.14 | 13.38 | 2.71 | 0.23 | 0.10 | 1.21 | 0.944 | 0.864 | 0.417 |
| 30-1 | MT-F26 | 71.82 | 1.04 | 13.27 | 2.65 | 0.25 | 0.08 | 1.22 | 0.943 | 0.869 | 0.413 |
| 19-12 | MT-G3 | 76.78 | 0.90 | 14.66 | 1.69 | 0.34 | 0.14 | 1.58 | 0.930 | 0.911 | 0.415 |
| 19-12 | MT-G4 | 76.70 | 0.82 | 9.97 | 4.89 | 0.18 | 0.29 | 2.82 | 0.876 | 0.834 | 0.282 |
| 19-12 | MT-G6 | 79.51 | 1.28 | 10.86 | 2.23 | 0.20 | 0.19 | 1.58 | 0.928 | 0.899 | 0.309 |
| 19-12 | MT-G11 | 76.74 | 0.68 | 15.10 | 1.66 | 0.33 | 0.07 | 1.53 | 0.933 | 0.917 | 0.426 |
| 19-12 | MT-G12 | 74.82 | 0.61 | 14.87 | 1.90 | 0.40 | 0.05 | 1.65 | 0.926 | 0.909 | 0.427 |
| 19-12 | MT-G14 | 80.50 | 0.96 | 9.07 | 2.83 | 0.27 | 0.11 | 1.76 | 0.916 | 0.896 | 0.256 |
| 38-11 | MT-J7 | 81.31 | 1.33 | 8.84 | 2.19 | 0.25 | 0.55 | 1.11 | 0.944 | 0.899 | 0.257 |
| 42-11 | MT-K5 | 75.40 | 0.73 | 8.58 | 2.48 | 0.29 | 0.02 | 1.24 | 0.933 | 0.905 | 0.264 |
| 42-11 | MT-K12 | 76.90 | 0.71 | 8.69 | 2.51 | 0.30 | 0.08 | 1.17 | 0.938 | 0.905 | 0.263 |
| 42-11 | MT-K19 | 77.39 | 0.71 | 8.91 | 2.38 | 0.26 | 0.03 | 1.22 | 0.937 | 0.910 | 0.267 |
| 42-11 | MT-K22 | 73.45 | 0.57 | 10.33 | 2.75 | 0.39 | 0.01 | 1.37 | 0.928 | 0.893 | 0.318 |
| 42-11 | MT-K23 | 73.18 | 0.76 | 10.70 | 2.80 | 0.38 | 0.02 | 1.56 | 0.921 | 0.886 | 0.327 |
| 42-11 | MT-K24 | 76.44 | 0.62 | 9.99 | 2.57 | 0.41 | 0.00 | 1.20 | 0.936 | 0.903 | 0.300 |
| 42-11 | MT-K27 | 75.25 | 0.64 | 10.19 | 2.65 | 0.37 | 0.00 | 1.15 | 0.939 | 0.898 | 0.311 |
| 42-11 | MT-K27 | 74.45 | 0.57 | 9.73 | 2.75 | 0.41 | 0.02 | 1.19 | 0.935 | 0.896 | 0.300 |
| 42-11 | MT-K33 | 72.02 | 0.84 | 9.25 | 2.77 | 0.35 | 0.06 | 1.63 | 0.914 | 0.887 | 0.288 |
| 42-11 | MT-K34 | 75.48 | 0.80 | 9.16 | 2.69 | 0.36 | 0.13 | 1.42 | 0.925 | 0.895 | 0.277 |
| 29-2 | MT-L6 | 81.18 | 0.76 | 9.51 | 2.13 | 0.22 | 0.09 | 1.11 | 0.946 | 0.918 | 0.274 |
| 29-2 | MT-L21 | 81.59 | 0.69 | 7.82 | 2.33 | 0.25 | 0.09 | 1.18 | 0.939 | 0.918 | 0.226 |
| 4-15 | MT-A7 | 76.21 | 0.51 | 8.42 | 2.36 | 0.34 | 0.04 | 1.12 | 0.937 | 0.914 | 0.257 |
| 4-15 | MT-A15 | 73.62 | 0.68 | 9.20 | 2.40 | 0.30 | 0.11 | 1.15 | 0.938 | 0.902 | 0.289 |
| 4-15 | MT-A16 | 76.62 | 0.57 | 7.71 | 2.25 | 0.26 | 0.09 | 1.12 | 0.939 | 0.917 | 0.236 |
| 24-4 | MT-C10 | 77.17 | 1.07 | 9.90 | 2.05 | 0.43 | 0.33 | 0.61 | 0.962 | 0.902 | 0.304 |
| 24-4 | MT-C24 | 81.69 | 0.68 | 8.40 | 2.10 | 0.38 | 0.29 | 0.54 | 0.966 | 0.919 | 0.249 |
| 24-4 | MT-C25 | 78.19 | 0.81 | 8.85 | 2.48 | 0.30 | 0.41 | 0.66 | 0.962 | 0.898 | 0.272 |
| 45-5 | MT-D10 | 72.43 | 1.47 | 12.91 | 3.02 | 0.27 | 0.22 | 1.07 | 0.949 | 0.846 | 0.405 |
| 45-5 | MT-D11 | 72.41 | 1.50 | 13.38 | 2.66 | 0.26 | 0.24 | 1.14 | 0.947 | 0.855 | 0.416 |
| 45-5 | MT-D12 | 71.41 | 1.53 | 14.06 | 2.75 | 0.23 | 0.27 | 0.96 | 0.955 | 0.844 | 0.444 |
| 45-5 | MT-D23 | 77.60 | 1.02 | 9.00 | 2.38 | 0.24 | 0.32 | 0.81 | 0.957 | 0.897 | 0.277 |
| 45-5 | MT-D24 | 71.66 | 1.38 | 13.74 | 3.47 | 0.25 | 0.26 | 1.36 | 0.938 | 0.827 | 0.428 |
| 45-5 | MT-D25 | 73.31 | 1.27 | 12.64 | 2.66 | 0.20 | 0.28 | 0.90 | 0.957 | 0.864 | 0.396 |
| 45-5 | MT-D32 | 72.18 | 1.37 | 13.60 | 2.74 | 0.24 | 0.19 | 1.09 | 0.949 | 0.855 | 0.425 |
| 45-5 | MT-D33 | 71.53 | 1.31 | 13.35 | 2.77 | 0.29 | 0.26 | 1.05 | 0.949 | 0.853 | 0.421 |
| 45-5 | MT-D34 | 69.48 | 1.43 | 14.11 | 2.85 | 0.31 | 0.15 | 1.23 | 0.942 | 0.841 | 0.450 |
| 32-11 | MT-E8 | 72.61 | 1.11 | 11.51 | 2.50 | 0.38 | 0.14 | 1.74 | 0.915 | 0.882 | 0.349 |
| 32-11 | MT-E15 | 69.97 | 1.12 | 11.61 | 3.02 | 0.31 | 0.08 | 1.68 | 0.917 | 0.860 | 0.366 |
| 32-11 | MT-E15 | 64.51 | 1.06 | 11.02 | 3.90 | 0.26 | 0.05 | 1.58 | 0.919 | 0.819 | 0.380 |

ILMENTAS

| MUESTRA | PUNTO | FeO | V2O5 | TiO2 | Al2O3 | MnO | Cr2O3 | MgO | SiO2 | X Ilm |
|---------|---------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|------|-------|
| 4-1 | ILM-F4 | 45.90 | 0.79 | 44.88 | 0.50 | 0.40 | 0.00 | 2.34 | 2.55 | 0.88 |
| 4-1 | ILM-F5 | 51.32 | 0.93 | 42.94 | 0.45 | 0.23 | 0.04 | 2.36 | 0.01 | 0.81 |
| 4-1 | ILM-F8 | 47.77 | 0.71 | 47.35 | 0.17 | 0.40 | 0.04 | 2.39 | 0.10 | 0.89 |
| 17-6 | ILM-L4 | 49.38 | 0.59 | 45.36 | 0.19 | 0.44 | 0.00 | 2.49 | 0.02 | 0.85 |
| 17-6 | ILM-L6 | 49.88 | 0.48 | 45.25 | 0.20 | 0.51 | 0.02 | 2.59 | 0.04 | 0.84 |
| 17-6 | ILM-L24 | 48.68 | 0.48 | 45.33 | 0.21 | 0.45 | 0.02 | 2.38 | 0.05 | 0.86 |
| 4-15 | ILM-N3 | 49.19 | 0.42 | 47.35 | 0.12 | 0.69 | 0.01 | 1.57 | 0.02 | 0.89 |
| 22-3 | ILM-P8 | 45.55 | 0.65 | 46.87 | 0.23 | 0.44 | 0.00 | 3.77 | 0.22 | 0.88 |
| 22-3 | ILM-P14 | 48.12 | 0.56 | 44.71 | 0.25 | 0.49 | 0.00 | 2.34 | 0.47 | 0.86 |
| 22-3 | ILM-P15 | 49.73 | 0.58 | 44.26 | 0.21 | 0.45 | 0.03 | 2.39 | 0.16 | 0.84 |
| 22-3 | ILM-P31 | 48.44 | 0.53 | 45.24 | 0.32 | 0.45 | 0.07 | 2.41 | 0.06 | 0.86 |
| 22-3 | ILM-P32 | 48.89 | 0.59 | 45.90 | 0.17 | 0.39 | 0.00 | 2.66 | 0.01 | 0.86 |
| 22-3 | ILM-P33 | 47.61 | 0.51 | 46.81 | 0.17 | 0.40 | 0.02 | 2.69 | 0.01 | 0.88 |
| 42-9 | ILM-R6 | 45.27 | 0.70 | 52.28 | 0.09 | 0.51 | 0.01 | 1.13 | 0.03 | 0.99 |
| 42-9 | ILM-R7 | 44.88 | 0.67 | 52.07 | 0.09 | 0.72 | 0.04 | 1.16 | 0.00 | 0.99 |
| 42-9 | ILM-R8 | 44.81 | 0.60 | 51.96 | 0.10 | 0.62 | 0.00 | 1.15 | 0.05 | 0.99 |
| 42-9 | ILM-R13 | 45.48 | 0.76 | 52.43 | 0.08 | 0.51 | 0.01 | 1.21 | 0.01 | 0.99 |
| 42-9 | ILM-R14 | 45.15 | 0.66 | 51.60 | 0.10 | 0.52 | 0.00 | 1.18 | 0.38 | 0.98 |
| 42-9 | ILM-R20 | 45.98 | 0.71 | 51.86 | 0.06 | 0.62 | 0.01 | 0.91 | 0.00 | 0.98 |
| 42-9 | ILM-R21 | 46.10 | 0.69 | 51.07 | 0.08 | 0.61 | 0.02 | 0.87 | 0.04 | 0.97 |
| 36-20 | ILM-A2 | 49.39 | 0.46 | 46.69 | 0.18 | 0.69 | 0.00 | 1.57 | 0.03 | 0.88 |
| 36-20 | ILM-A4 | 49.93 | 0.54 | 46.03 | 0.14 | 0.63 | 0.01 | 1.60 | 0.00 | 0.87 |
| 36-20 | ILM-A21 | 48.84 | 0.39 | 46.52 | 0.15 | 0.66 | 0.00 | 1.51 | 0.04 | 0.89 |
| 36-20 | ILM-A32 | 49.07 | 0.54 | 47.29 | 0.14 | 0.67 | 0.02 | 1.61 | 0.02 | 0.89 |
| 36-20 | ILM-A38 | 48.88 | 0.52 | 46.70 | 0.16 | 0.67 | 0.02 | 1.62 | 0.00 | 0.88 |
| 42-10 | ILM-B3 | 49.54 | 0.48 | 44.85 | 0.22 | 0.33 | 0.00 | 2.42 | 0.05 | 0.85 |
| 42-10 | ILM-B10 | 49.53 | 0.54 | 45.04 | 0.24 | 0.34 | 0.03 | 2.02 | 0.04 | 0.86 |
| 42-10 | ILM-B11 | 49.11 | 0.52 | 44.49 | 0.27 | 0.48 | 0.03 | 1.77 | 0.73 | 0.86 |
| 42-10 | ILM-B21 | 44.73 | 0.49 | 47.34 | 0.22 | 0.51 | 0.02 | 3.91 | 0.08 | 0.89 |
| 49-3 | ILM-C16 | 46.48 | 0.46 | 49.31 | 0.09 | 1.58 | 0.01 | 1.07 | 0.01 | 0.94 |
| 49-3 | ILM-C17 | 46.25 | 0.44 | 48.99 | 0.08 | 1.63 | 0.02 | 1.06 | 0.01 | 0.94 |
| 42-10 | ILM-B38 | 48.90 | 0.59 | 46.16 | 0.18 | 0.59 | 0.01 | 1.68 | 0.01 | 0.88 |
| 42-10 | ILM-B40 | 47.96 | 0.52 | 45.72 | 0.24 | 0.50 | 0.00 | 1.99 | 0.03 | 0.88 |
| 42-10 | ILM-B44 | 48.75 | 0.43 | 46.32 | 0.19 | 0.39 | 0.03 | 1.81 | 0.04 | 0.88 |

| MUESTRA | PUNTO | FeO | V2O3 | TiO2 | Al2O3 | MnO | Cr2O3 | MgO | XILM |
|---------|---------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|------|
| 22-14 | ILM-C3 | 47.30 | 0.59 | 47.83 | 0.12 | 0.31 | 0.01 | 1.79 | 0.91 |
| 22-14 | ILM-C4 | 47.00 | 0.26 | 48.52 | 0.15 | 0.37 | 0.03 | 1.86 | 0.92 |
| 22-14 | ILM-C10 | 47.47 | 0.56 | 47.50 | 0.14 | 0.42 | 0.05 | 1.79 | 0.91 |
| 22-14 | ILM-C11 | 47.74 | 0.55 | 47.22 | 0.14 | 0.35 | 0.03 | 1.69 | 0.90 |
| 22-14 | ILM-C12 | 48.49 | 0.57 | 47.42 | 0.12 | 0.34 | 0.07 | 1.72 | 0.90 |
| 21-3 | ILM-D12 | 48.88 | 0.48 | 46.89 | 0.13 | 0.42 | 0.07 | 1.56 | 0.89 |
| 21-3 | ILM-D22 | 48.56 | 0.44 | 46.08 | 0.14 | 0.43 | 0.03 | 1.60 | 0.88 |
| 21-3 | ILM-D27 | 46.94 | 0.41 | 44.04 | 0.12 | 0.44 | 0.05 | 1.57 | 0.88 |
| 21-3 | ILM-D37 | 49.69 | 0.63 | 45.69 | 0.15 | 0.35 | 0.07 | 1.76 | 0.87 |
| 21-3 | ILM-D41 | 49.16 | 0.44 | 46.54 | 0.13 | 0.38 | 0.05 | 1.58 | 0.88 |
| 21-3 | ILM-D48 | 49.43 | 0.43 | 45.93 | 0.14 | 0.42 | 0.00 | 1.55 | 0.88 |
| 30-1 | ILM-F2 | 49.96 | 0.62 | 44.46 | 0.28 | 0.28 | 0.02 | 2.38 | 0.84 |
| 30-1 | ILM-F17 | 46.36 | 0.48 | 46.81 | 0.29 | 0.30 | 0.00 | 4.14 | 0.86 |
| 4-1 | ILM-H2 | 52.85 | 0.91 | 42.62 | 0.29 | 0.30 | 0.05 | 1.86 | 0.80 |
| 4-1 | ILM-H3 | 51.99 | 0.76 | 43.89 | 0.27 | 0.34 | 0.00 | 1.91 | 0.82 |
| 4-1 | ILM-H4 | 52.57 | 0.79 | 42.75 | 0.33 | 0.26 | 0.08 | 1.84 | 0.81 |
| 4-1 | ILM-H9 | 50.96 | 0.69 | 44.02 | 0.26 | 0.31 | 0.00 | 1.97 | 0.83 |
| 4-1 | ILM-L19 | 49.66 | 0.38 | 45.54 | 0.22 | 0.34 | 0.03 | 2.31 | 0.85 |
| 4-1 | ILM-L20 | 49.88 | 0.44 | 45.45 | 0.21 | 0.32 | 0.04 | 2.26 | 0.85 |
| 24-4 | ILM-C23 | 49.30 | 0.35 | 46.67 | 0.14 | 0.49 | 0.04 | 1.33 | 0.89 |
| 45-5 | ILM-D5 | 50.50 | 1.01 | 44.05 | 0.36 | 0.22 | 0.10 | 1.82 | 0.84 |
| 45-5 | ILM-D12 | 48.78 | 0.68 | 46.53 | 0.24 | 0.31 | 0.01 | 1.62 | 0.89 |