

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

**Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de
España Central**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Eumenio Ancochea Soto

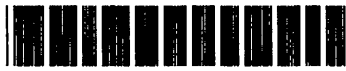
DIRECTORES:

José María Fúster Casas
E. Ibarrola

Madrid, 2015

TP
1983
203

Eumenio Ancochea Soto



* 5 3 0 9 8 6 2 0 8 2 *

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

x - 33-055363-4

EVOLUCION ESPACIAL Y TEMPORAL DEL VOLCANISMO RECIENTE
DE ESPAÑA CENTRAL



ARCHIVO

Departamento de Petrología
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
1983

Colección Tesis Doctorales. Nº

203/83

© Eumenio Ancochea Soto
Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía
Noviciado, 3 Madrid-8
Madrid, 1983
Xerox 9200 XB 480
Depósito Legal: M-29634-1983



EVOLUCION ESPACIAL Y TEMPORAL DEL VOLCANISMO
RECIENTE DE ESPAÑA CENTRAL

MEMORIA PARA ASPIRAR AL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS GEOLOGICAS
PRESENTADA POR
EUMENIO ANCOCHEA SOTO

Trabajo realizado bajo la dirección de:
D. José María Fúster Casas y D^a. Elisa
Ibarrola Muñoz
en

Departamento de Petrología
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar he de agradecer su ayuda a los directores de la Tesis, J.M. Fúster y E. Ibarrola que me han proporcionado además de su experiencia, gran cantidad de material previo: cartografía, muestras y análisis químicos.

A. J.L. Brändle por todo su apoyo geomatemático sin el cual hubiera sido imposible llevar adelante el trabajo; de las discusiones con él y con F. Bellido han surgido muchas de las ideas que se desarrollan en la Tesis.

Asimismo, agradezco la colaboración y apoyo que me han prestado mis compañeros del Departamento de Petrología de la Universidad Complutense y del Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

A todos los miembros del Laboratorio de Geocronología e Geochimica Isotópica del C.N.R. de Pisa (Italia) y especialmente a G. Ferrara, A. Giuliani, A. del Moro e I. Villa por las determinaciones radiométricas K-Ar y las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

El trabajo mecanográfico ha sido realizado por E. Alegre, G. Segovia, M.J. Domingo y M.E. Cerrajero; la delineación por J.M. Angulo y las fotografías también por E. Alegre. A todos ellos quiero manifestar mi agradecimiento.

Finalmente, a T. Nodal, mi esposa, por su ayuda en el trabajo petrográfico y a lo largo de toda la realización de la Tesis.

VOLUMEN I

I N D I C EPágs.VOLUMEN I

1. INTRODUCCION	1
1.1. Planteamiento y finalidad	1
1.2. Metodología general	1
1.3. Antecedentes	7
2. SITUACION Y MARCO GEOLOGICO	10
2.1. El substrato hercínico	11
2.2. La cobertera reciente	13
2.3. La red fluvial	17
3. ASPECTOS VULCANOLOGICOS	20
3.1. Materiales volcánicos	20
3.1.1. Materiales de proyección aérea	20
3.1.2. Materiales lávicos	24
3.2. Estructuras y formas volcánicas	25
3.3. Maares	29
4. CRONOLOGIA	44
4.1. Datos geológicos de edad relativa	44
4.2. Morfología volcánica y edad	46
4.3. Polaridades magnéticas	47
4.3.1. Método empleado	47
4.3.2. Resultados	49
4.4. Edades radiométricas	56
4.4.1. Selección y metodología	56
4.4.2. Resultados	59
5. DISTRIBUCION ESPACIAL	66
5.1. Cartografía	66
5.2. Extensión del área, número y densidad de afloramientos	67
5.3. Extensión de los afloramientos	68
5.4. Estimación del volumen	70

II

	<u>Págs.</u>
5.5. Tamaño y litología	73
5.6. Distribución espacial de las distintas litologías	76
5.7. Directrices estructurales del volcanismo	82
5.7.1. Método empleado	82
5.7.2. Selección de parámetros	86
5.7.3. Resultados obtenidos	88
6. PETROGRAFIA	98
6.1. Nomenclatura	98
6.1.1. Clasificación modal	99
6.1.2. Clasificación normativa	102
6.1.3. Comparación entre nomenclatura modal y normativa	107
6.2. Descripción petrográfica	111
6.2.1. Basaltos olivínicos	111
6.2.2. Nefelinitas olivínicas	114
6.2.3. Melilitas olivínicas	116
6.2.4. Leucititas olivínicas	121
6.2.5. Limburgitas	122
6.3. Mineralogía	122
6.3.1. Minerales principales	122
6.3.2. Minerales accesorios y secundarios	143
6.3.3. Secuencia de cristalización	148
7. GEOQUIMICA	150
7.1. Metodología	154
7.1.1. Selección de muestras	154
7.1.2. Elementos mayores	196
7.1.3. Elementos menores	197
7.1.4. Relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	197
7.1.5. Tratamiento de los resultados	199
7.2. Elementos mayores	200
7.3. Elementos menores	234

III

	<u>Págs.</u>
7.4. Características normativas	239
7.5. Análisis multivariantes	242
7.5.1. Coeficientes de correlación	242
7.5.2. Análisis discriminante.....	255
7.5.3. Q-MODO	261
7.6. Isótopos de estroncio	263
7.7. Distribución espacial de los parámetros geoquímicos	268
8. PETROGENESIS	273
8.1. Introducción	273
8.2. Identificación de los procesos petrogenéticos	275
8.2.1. Discriminación de magmas primarios y diferenciados.....	275
8.2.2. Importancia de otros procesos de variabilidad magmática	282
8.3. Procesos de cristalización fraccionada.	289
8.3.1. Identificación del proceso	289
8.3.2. Cuantificación del proceso	294
8.3.3. Formación de acumulados	300
8.3.3.1. Melanefelinitas olivínicas	300
8.3.3.2. Melanelilitas olivínico nefelínicas	302
8.3.3.3. Melaleucititas olivínicas	305
8.3.4. Formación de magmas derivados ..	308
8.3.4.1. Basaltos olivínicos alcalinos	308
8.3.4.2. Basanitas y basanitoïdes	309
8.3.4.3. Nefelinitas olivínicas.	311
8.3.4.4. Melilititas olivínico-nefelínicas	313
8.3.4.5. Melilititas olivínicas.	313
8.4. Modelo petrogenético de fusión parcial aplicable a la región volcánica central española	316

	<u>Págs.</u>
8.4.1. Condiciones experimentales de formación	321
8.4.2. Grado de fusión parcial	325
8.4.3. Naturaleza del residuo	333
8.4.4. Condiciones de formación deducidas a partir de los elementos mayores	341
8.4.5. Características del manto fuente de los magmas	348
8.4.6. Origen de las leucititas olivínicas	362
8.4.7. Implicaciones petrogenéticas de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	367
8.4.7.1. Diferenciación	371
8.4.7.2. Contaminación o mezcla .	371
8.4.7.3. Fusión parcial	373
8.4.8. Causa de las heterogeneidades y del enriquecimiento del manto .	381
9. DISCUSION Y CONCLUSIONES	384
9.1. Modelo de evolución espacial y temporal del volcanismo	384
9.2. Contexto volcánico regional	388
9.3. Consideraciones geodinámicas	395
9.4. Conclusiones	400
10. BIBLIOGRAFIA	406

VOLUMEN II

INTRODUCCION

FICHAS DE LOS DISTINTOS AFLORAMIENTOS

1.- INTRODUCCION.

1.1.- PLANTEAMIENTO Y FINALIDAD

D. FRANCISCO HERNANDEZ-PACHECO en 1932 publicó una amplia memoria donde quedaron localizados y esquematizados gran parte de los afloramientos volcánicos de la Región Volcánica Central española. Desde entonces, salvo raras excepciones, los estudios habían sido abandonados a pesar del interés petrológico que tienen el tipo de rocas que en ella se encuentran representadas.

Sin embargo, la geología ha sufrido en los últimos años un avance extraordinario, por una parte paralelamente a todas las ciencias por el desarrollo de la tecnología y en segundo lugar por la aparición de las nuevas teorías de evolución global en las que el vulcanismo es además, uno de los procesos más significativos. Estos avances hacían necesario replantearse de nuevo el estudio petrológico y geoquímico de esta región volcánica y de su evolución en el espacio y en el tiempo objetivos estos fundamentales en la realización de esta tesis.

Estamos seguros que un conocimiento profundo del vulcanismo de Ciudad Real es interesante no tan sólo por si mismo sino por las implicaciones que puede tener, tanto a la hora de conocer la evolución reciente de esta zona de la península, como también a la hora de resolver problemas de datación y correlación estratigráfica regional.

1.2. METODOLOGIA GENERAL

Del mismo título del trabajo: "Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central" se despren

de ya cuales han sido las líneas fundamentales del trabajo desarrollado.

Se ha tratado, del estudio de la evolución de un vulcanismo bajo todos sus aspectos: petrológico, mineralógico, geoquímico, enmarcado, como todo proceso evolutivo en las coordenadas espacio y tiempo (Fig. 1).

Tras una fase de recopilación bibliográfica y de fotointerpretación se ha procedido a un trabajo de campo con la correspondiente cartografía y muestreo.

En las diferentes muestras se ha efectuado su estudio petrográfico y mineralógico en lámina delgada y, tras la selección de las láminas más representativas, al análisis químico de elementos mayores y menores en cada uno de los tipos rocosos y en los minerales cuando esto ha sido posible.

Los datos obtenidos se han elaborado con la ayuda de un ordenador, mediante su introducción en un banco de datos.

La evolución temporal, a falta de otros criterios de correlación se ha efectuado esencialmente mediante criterios paleomagnéticos y de datación radiométrica. Este estudio constituye una de las novedades más importantes aportadas por este trabajo en cuanto a metodología se refiere, ya que es la primera vez que se utiliza en la península y, si bien ya había sido usada en España en las Islas Canarias, allí existen además criterios de correlación geométricos suficientemente importantes para poder ayudar a realizar el trabajo. La metodología empleada en el análisis de la distribución y orientación de los afloramientos mediante ordenador así como los intentos de cuantificación en el desarrollo del modelo petrogenético constituyen -

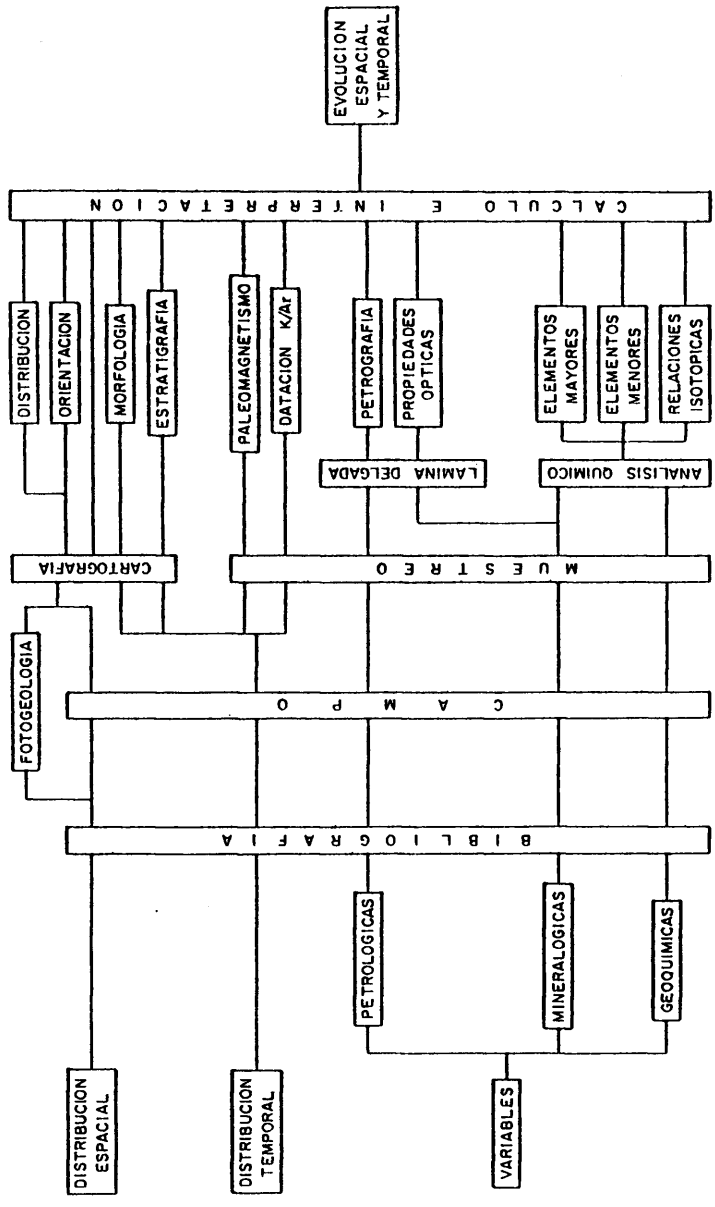


Fig. 1.- METODOLOGIA

una novedad en este tipo de estudios en España.

La descripción detallada de las técnicas utilizadas en cada parte va incluida en su correspondiente apartado de resultados.

Estudio de la distribución espacial

Las fases del estudio de la distribución espacial las podemos resumir en las siguientes:

- a.- Recopilación bibliográfica.
- b.- Fotointerpretación geológica.
- c.- Trabajo de campo.
- d.- Trabajo de gabinete.

a.- La labor de recopilación bibliográfica en cuanto a distribución espacial se refiere fué bastante sencilla, debido al escaso número de trabajos existentes sobre el tema. F. HERNANDEZ-PACHECO es casi el único que profundiza en el tema presentando una cartografía a escala 1:100.000 de la zona.

La única aportación posterior importante, en cuanto a distribución espacial, son los trabajos que en 1971-73 realiza el M.O.P. en sus Estudios Previos de terrenos y los de Molina (1974 y 1975).

El trabajo de HERNANDEZ-PACHECO, F. (1932) es realmente exhaustivo en lo que a localización de afloramientos se refiere; citando 115 afloramientos.

Los trabajos del M.O.P. si bien señalan también nuevos afloramientos poseen sin embargo algunos errores probable-

mente debidos a su carácter fundamentalmente fotointerpretativo.

b.- Se revisó también la fotografía aérea existente de la zona; en total los vuelos cubren más de dieciseis hojas topográficas del mapa 1:50.000 de la península; procediendo en todos los casos ha realizar una primera cartografía geológica de todas las posibles zonas de afloramientos.

c.- Con la suma de los datos bibliográficos y de fotointerpretación se realizó la campaña de campo, comprobando una por una todas las zonas seleccionadas con anterioridad y, cuando se trataba de rocas volcánicas, perfeccionando la cartografía previa, muestreando y, si era posible, tomando medidas de paleomagnetismo.

d.- Asimismo se han efectuado cálculos aproximados del área de cada afloramiento, estimación del volumen y relaciones volumen - naturaleza de la roca.

A partir de los datos de campo, esencialmente mediante ordenador se analizaron las pautas de variación, distribución y orientación en la región volcánica.

Variabilidad petrológica, mineralógica y geoquímica

El estudio de laboratorio se centró en los apartados de variabilidad petrológica, mineralógica y geoquímica.

a.- Variabilidad petrológica: El estudio petrológico se realizó fundamentalmente mediante la observación de láminas delgadas de las rocas muestreadas. Se analizaron así más de 1.000 láminas de los distintos afloramientos existentes.

Tras una primera observación uno de los pasos fundamentales fué el de determinar cuales habían de ser los criterios que permitieran establecer una clara nomenclatura desde el punto de vista microscópico; tarea ésta bastante árdua dado el - confusonismo existente en las denominaciones de este tipo de rocas.

Una vez establecidos los distintos tipos rocosos se - procedió a su estudio petrográfico detallado: mineralogía, texturas, relaciones intercristalinas, etc.

En algunos casos, cuando el tipo de roca lo permitía, o podía interesar especialmente, se realizaron contajes modales.

b.- Variabilidad mineralógica: La identificación de - las distintas fases minerales existentes se efectuó también - fundamentalmente al microscopio en lámina delgada, procediendo, tras su reconocimiento a la medición de sus características ópticas más significativas a fin de obtener así un mayor número de datos sobre cada fase mineral.

c.- Variabilidad geoquímica: De la mayor parte de los afloramientos, salvo casos de rocas fuertemente alteradas, se analizaron los elementos mayores y menores. Esto mismo se hizo en fases minerales cuando era posible su separación mecánica.

Por último, para profundizar en la génesis de las rocas de la región se realizaron una serie de determinaciones - isotópicas del estroncio.

Con todo ello se ha desarrollado un modelo petrogenético a partir del cual se analizan posibles consecuencias en -

cuanto a la zona de formación de los magmas.

Estudio de la distribución temporal

La evolución temporal plantea problemas diferentes a los normales en los estudios geológicos debido a la falta de criterios de correlación válidos entre unos y otros afloramientos que permitirán establecer una aceptable cronología relativa.

La solución a este problema la hemos enfocado desde diferentes aspectos: en primer lugar explotando al máximo las relaciones entre rocas volcánicas y sedimentarias; simultáneamente fijando posibles criterios de valoración de edad por el estado de conservación de los diferentes edificios volcánicos; - desarrollando un programa de medición de polaridades magnéticas y finalmente realizando dataciones radiométricas.

1.3. ANTECEDENTES

No es muy abundante la bibliografía geológica que trata de esta región volcánica.

El primer trabajo donde se habla de ella es el de MAESTRE de 1836 en el que se hace un estudio de las rocas volcánicas de La Mancha; el mismo autor en 1844 vuelve a tratar el tema esta vez al mismo tiempo que los demás afloramientos volcánicos de la Península. En el mismo año, EZQUERRA DEL BAYO (1844) escribe un artículo de divulgación sobre la existencia de este tipo de rocas en el centro de la Península.

Posteriormente en 1880 CORTAZAR en su estudio de la -

provincia de Ciudad Real enumera los yacimientos volcánicos - hasta entonces conocidos haciendo una descripción morfológica de algunas de sus formas. Al mismo tiempo QUIROGA (1880) efectúa un primer estudio microscópico de algunas de las rocas volcánicas de la región, clasificando todas las rocas como basaltos nefelínicos. En 1883 CALDERON describe los distintos tipos de rocas eruptivas de la zona. Bastantes años más tarde, en 1905, el mismo autor correlaciona este vulcanismo manchego con el del resto de la Península; distinguiendo como había hecho anteriormente QUIROGA, tres líneas directrices para las principales manifestaciones volcánicas terciarias y postterciarias peninsulares; las tres, aún con distinta inclinación, tendrían una dirección NE-SW. En la línea central incluía los afloramientos del Campo de Calatrava, norte de la Serranía de Cuenca, y Nuévalos (Zaragoza). El autor las diferencia atendiendo a la edad, tipo de erupción y naturaleza de ésta: la central más nefelínica las otras más feldespáticas.

En 1920 GONZALEZ REGUERAL efectúa un nuevo estudio microscópico de algunas rocas volcánicas de Ciudad Real, distinguiendo ya los principales tipos petrográficos existentes.

E. HERNANDEZ-PACHECO en 1921 y en 1927 estudia la región proporcionando importantes datos sobre la edad de las erupciones y sobre la morfología de los edificios.

De 1928 a 1935, A. DE ALVARADO, F. HERNANDEZ-PACHECO, FERNANDEZ VALDES, MESEGUER, TEMPLADO y DE LA ROSA, realizan una serie de Hojas Geológicas 1:50.000 para el I.G.M.E. en las que se trata de los distintos afloramientos efectuando además algunos análisis químicos.

F. HERNANDEZ-PACHECO en sus dos trabajos de 1932 hace

el estudio más completo que hasta el momento existe sobre esta zona; ocupándose esencialmente de la fisiografía y descripción geológica de la región, de la morfología de los volcanes así como de su estudio petrográfico.

En 1933, BURRI y PARGA PONDAL y en 1935 sólo este último, se ocupan del quimismo, dstando su gran uniformidad, y mencionando la presencia de las leucititas olivínicas. En el segundo de los trabajos lo posiciona en el contexto de todo el vulcanismo coetáneo peninsular, asociándolo al de Columbretes, Cofrentes y Algarve.

Desde entonces pocos trabajos se han realizado sobre este vulcanismo, sólo PENA PITA en 1965 en su Tesis de Licenciatura aporta algunos nuevos datos sobre su quimismo.

MOLINA, PEREZ GONZALEZ y AGUIRRE (1972) y MOLINA (1974 y 1975) estudian la estratigrafía de los materiales terciarios y cuaternarios distinguiendo distintas fases de actividad a lo largo del tiempo.

En 1974 ANCOCHEA en su Tesis de Licenciatura analiza las reacciones entre las rocas volcánicas y los xenolitos que con frecuencia engloban. Dentro de los trabajos que el Departamento de Petrología realiza en este área IBARROLA y BRANDLE (1974) efectúan medidas de la composición de nefelinas y melilitas de estas rocas. Por último ANCOCHEA et al (1979), ANCOCHEA (1979); ANCOCHEA y DEL MORO (1980) y ANCOCHEA y BRANDLE (1981) dentro de los trabajos de esta Tesis comienzan a publicar el avance de alguno de los resultados.

2.- SITUACION Y MARCO GEOLOGICO.

La Región Volcánica Central Española se encuentra situada en la meseta meridional entre los Montes de Toledo y -- Sierra Morena, toda ella dentro de la provincia de Ciudad --- Real. Sus límites Norte Sur están bastante bien delimitados - por dichas unidades. Sin embargo, ningún accidente geográfico destacable nos marca los límites occidental y oriental.

Geográficamente puede enmarcarse entre los paralelos de 38°20' N y 39°10' N y los meridianos de Greenwich 3°25' W y 4°35' W.

Los afloramientos volcánicos se distribuyen en un --- área de unos 80 km de diametro (aproximadamente 5.000 km²), - correspondientes a quince hojas del Mapa Topográfico Nacional 1: 50.000, correspondientes a los números: 758, 759, 760, 783, 784, 785, 786, 809, 810, 811, 834, 835, 836, 837 y 861, aun-- que como veremos, con muy diferente concentración en unas y en otras.

En buena parte los volcanes se concentran en la comar ca de Campos de Calatrava, de ahí que esta región volcánica - haya recibido dicha denominación. Se extiende además por otras comarcas naturales: valle muerto del Bullaque, Rañas del Oeste, cuenca del Ojailén y valle de Alcudia: hacia el Este pasa a el Campo de San Juan y la Mancha (HERNANDEZ-PACHECO, 1932).

En superficie desde el punto de vista geológico, en - la región pueden distinguirse dos sectores: uno occidental y meridional, donde predominan materiales de edad hercínica y -- otro oriental en que predominan los depósitos terciarios.

En el primer sector el principal condicionante geomorfológico es la Cuarcita Armoricana que , por su resistencia a la erosión, da siempre lugar a las alineaciones montañosas más elevadas, ocupando las otras litologías las zonas deprimidas, que están a su vez, con frecuencia cubiertas por depósitos posteriores terciarios-cuaternarios.

En la zona oriental, por el contrario, los depósitos terciarios han dado lugar a un relieve llano en el que los únicos accidentes destacables son los edificios volcánicos más o menos conservados.

Entre una y otra existen zonas de tránsito donde las depresiones han sido totalmente rellenadas por depósitos cenozoicos, pero siguen asomando esporádicamente los crestones ---cuarcíticos.

2.1 EL SUSTRATO HERCINICO.

Esta area forma parte de la zona Luso-Oriental-Alcúdice de LOTZE (1945), situándose en el extremo Sur-oriental del macizo hercínico ibérico, que se caracteriza por la constancia a través de extensas regiones del mismo estilo tectónico y de las mismas secuencias estratigráficas. Esto se traduce en una cierta uniformidad geológica.

Los primeros trabajos puramente científicos realizados sobre estos materiales corresponden a LOTZE y sus discípulos - que trabajaron entre los años cuarenta y sesenta. Seguidamente y solapándose con los últimos de los anteriores, aparecieron - sucesivos trabajos de autores franceses, entros lo que cabe - destacar los de BOUYX (1959, 1962, 1965, 1966 y 1970), SAUPE - (1971) y TAMAIN (1971, 1972, 1975) y los de los autores españoles, de los cuales los más recientes son los de ROIZ y VEGAS -

(1979).

Dentro de los materiales de esta edad, los más destacables son las cuarcitas Armoricanas; estas capas corresponden al Ordovícico inferior y, constituyen un nivel guía excelente para la cartografía, a partir de la cual se definen los núcleos anticlinales y sinclinales de edad hercínica (VEGAS y ROIZ, 1979). Pueden así distinguirse de Norte a Sur como estructuras principales el extremo meridional del anticlinal de Los Cortijos, prolongación del sinclinal de Guadarranque, anticlinal de Tirteafuera-Argamasilla, sinclinal de Puertollano y anticlinal de Alcudía.

En los núcleos anticlinales se sitúan las capas del Precámbrico superior, de naturaleza pelítica y grauvaquica y que en esta región han sido denominados como "Alcudiense", por aflorar ampliamente en el valle de Alcudía.

En la zona Septentrional, en el anticlinal de Los Cortijos, al Norte de Malagón aflora también el Cámbrico inferior constituido por areniscas, cuarcitas y lutitas y coronado por un nivel volcánico (ROIZ, 1979). Este conjunto es cubierto discordantemente por series "púrpuras" y conglomeráticas de edad Tremadoc-Arenig, infrayacentes a las cuarcitas Armoricanas.

En los núcleos sinclinales aflora el Paleozoico más o menos completo, según el nivel hasta donde ha profundizado la erosión, así en los sinclinales de Almadén y Herrera del Duque, fuera de nuestra área de estudio, llega a aflorar incluso el Devónico superior, cuyas capas marcan de este modo un límite inferior para la edad de la primera fase de deformación hercínica. Esta fase dió lugar a los grandes pliegues, que hemos mencionado con direcciones que varían de NW-SE a E-W y es responsable asimismo de la génesis de meso y micropliegues y de

una esquistosidad de fracturas paralela al plano axial, la única existente en la región.

Las deformaciones tardías han dado lugar a fallas de -desgarre en sistemas, al parecer, conjugados. En relación con éstos desgarres aparecen grandes pliegues de eje vertical, que doblan y hacen girar los ejes de los grandes pliegues hercínicos produciendo figuras de interferencia en ocasiones comple--jas (ROIZ, 1979).

El metamorfismo regional es prácticamente inexistente y el magmatismo de escasa entidad, lo que unido al poco desa--rrollo de la esquistosidad, en algunos lugares casi inexistente, nos indican que esta región corresponde a un nivel estructural bastante elevado dentro del orógeno hercínico o bien, a un sector marginal del mismo, en el cual todos los procesos --orogénicos aparecen bastante amortiguados.

Con posterioridad a la orogenia debieron configurarse diversas cuencas intramontanas, lfmnicas de edad Estefaniense, los sedimentos de las mismas han sido respetadas por la ero---sion y se conservan aún, al menos en el sinclinal de Puertollaa no.

2.2.- LA COBERTERA RECIENTE.

En este area no existen depósitos mesozoicos, si bien en la zona oriental contigua afloran ya materiales triásicos y liásicos.

Por encima de los materiales paleozoicos, y discordante con ellos, MOLINA (1974) situa la denominada "costra ferralítica", constituida por cantos de cuarcita y pizarra cementados por material ferruginoso, cuyo espesor llega en ocasiones

a más de cuatro metros, que fosiliza el relieve preexistente y cuya edad es situada entre la fase tectónica alpina fundamental que afectó al basamento de esta región, y el Mioceno.

Los depósitos neógenos corresponden a los del borde -- Sur-occidental de la cuenca manchega que, a su vez puede, considerarse dividida en varias pequeñas subcuencas, comunicadas o no con la principal. Las más importantes son las de: Alcolea - de Calatrava, Corral de Calatrava, Almagro, Argamasilla de Calatrava, Moral de Calatrava y Puertollano.

La sedimentación neógena rellena antiguas depresiones y, en realidad, las diferentes subcuencas no hacen sino reflejar esa antigua morfología, condicionada, como ya hemos indicado, esencialmente para los sectores centrales y occidentales - por la presencia de la cuarcita armoricana. Los depósitos neógenos fosilizan así, estructuras tanto sinclinales como anticlinales.

En general las distintas facies tienen carácter expansivo y así la base detrítica, que aparece en la serie hacia el E no suele hacerlo en las zonas más occidentales, donde sólo - aparecen los tramos margoso-calcáreos superiores. Ocasionalmente aparecen también tramos yesíferos.

MOLINA (1974, 1975) distingue dos unidades estratigráficas para el área de Ciudad Real, Alcolea de Calatrava, Poblete, Corral de Calatrava: la primera (más antigua) constituida de muro a techo por arcillas, arenas y margas, seguida de calizas y vulcanorrudidas y la segunda formada por calizas, margas pulverulentas y calizas, coronada por tobas volcánicas.

La existencia en estas zonas de borde de episodios volcánicos simultáneos con la sedimentación neógena y la no nece-

saría sincronicidad a pequeña escala del fenómeno volcánico ha cen que la estratigrafía, de por sí compleja en medios conti- nentales y en cuencas parcial o totalmente restringidas, sea - aún más complicada y existan toda una serie de depósitos volcá nicos, sedimentarios y mixtos de muy difícil correlación.

Otro problema adicional lo plantean las rocas "volcano sedimentarias", entre las que se ha incluido con frecuencia ro cas originadas en procesos exclusivamente volcánicos, tal vez debido a la abundancia e incluso a la única presencia de mate riales sedimentarios que han sido expulsados, triturados y de- depositados por erupciones altamente explosivas en las que los - fragmentos de magma han sido pulverizados. Un ejemplo claro de ésto son las denominadas "areniscas del Aprisco" (S.G.O.P. Es- tudios Previos de Terrenos, 1973), en las que se incluye bajo esa denominación, como depósitos sedimentarios, depósitos de - maar, en este caso con una extraordinaria abundancia de fragmen- tos de herzolita y de megacristales.

El espesor de estas series neógenas, como es lógico, - es también muy variable; en la mayor parte de los casos no se conoce la base de la serie, y donde es visible, en las zonas - externas, la potencia es muy restringida. Los espesores, sin - embargo, pueden ser grandes y variar enormemente de un lugar a otro. Tal sucede, por ejemplo, en Torralba de Calatrava, en -- donde a poca distancia de un umbral paleozoico se han perfora- do más de 150 metros de serie terciaria, sin llegar al substra to hercínico (ALVAREZ CHAIN, et al. 1976). Este sondeo, cuyo - significado preciso necesitaría un estudio más detallado, de-- muestra en cualquier caso, la alternancia de fenómenos volcá nicos y sedimentarios al atravesar, a lo largo de 65 metros de - sondeo, tres niveles diferentes de tobas y cenizas volcánicas.

Un estudio profundo de los materiales sedimentarios ---

neógenos de esta zona no puede afrontarse sin el estudio paralelo de los depósitos volcánicos, y la morfología de los edificios que pueden haber condicionado, no solo la naturaleza de los depósitos, sino también su espesor.

En cuanto a la tectónica que ha afectado a estos materiales, MOLINA (1974) señala la existencia de dos fases tectónicas que son recogidas después por otros autores. La primera anterior al límite Turolense-Rusciense y la segunda posterior a él. Sin entrar en la validez de dichas fases tectónicas, sí debemos señalar el peligro que representa el intentar deducir movimientos tectónicos de gran escala, mediante el estudio de zonas muy concretas asociadas a edificios volcánicos, donde los materiales sedimentarios pueden estar dislocados por el mismo fenómeno volcánico. Por ello creemos que tendrían una mayor validez para deducir la historia tectónica, criterios más regionales: como pueden ser los estudios de deformaciones de amplio radio, estudios morfológicos generales, etc.

MOLINA (1974) establece una serie de acontecimientos - para la zona central, a continuación de la segunda fase tectónica. El primero sería un arrasamiento, alteración química y - desarrollo de una superficie S_I (probablemente formada durante el Plioceno medio-superior) al que sigue una nueva deformación tectónica que determina la rotura de S_I y el desarrollo de una nueva superficie por debajo, sobre la que se deposita la Raña, como consecuencia de un proceso de aluvionamiento. A continuación tendría lugar la formación de una costra calcárea cuya expresión morfológica es la superficie S_{II} y sobre la que se depositan los materiales detríticos de las sierras paleozoicas. Sobre ellos, a su vez, se desarrolló el primer glacis cuaternario. - Coincidiendo con la Raña o el comienzo de la costra calcárea dicho autor ha situado una tercera fase volcánica, que se extendería hasta antes de la formación de la terraza + 6 m. El comienzo

del encajamiento de la red fluvial actual se situaría una vez - establecida la S_{II}.

2.3.- LA RED FLUVIAL.

La red fluvial en esta area presenta características -- muy peculiares y diferente desarrollo en los diferentes sectores. El río principal que atraviesa la zona de Este a Oeste es el -- Guadiana, le sigue en importancia el Jabalón, afluente del primero y que también tiene una trayectoria E-W, lo mismo sucede con el Tirtéafuera, afluente también del mismo río.

Por el Sur los ríos principales son afluentes del Guadaluquivir y, como señaló HERNANDEZ-PACHECO (1932), presentan características muy diferentes a los del sector septentrional.

El Guadiana (MOLINA, 1974) en su tramo primero dentro - de esta zona se caracteriza por una pendiente suave, carencia - de terrazas y tendencia al encharcamiento. A partir de la unión con el Bañuelos aparecen en él terrazas y la pendiente del río varía, sufriendo aumentos y disminuciones notables de velocidad destacando además los solapamientos, los desniveles y la fosilización de las terrazas más antiguas por las más modernas. Las - terrazas más antiguas del Guadiana se elevan hacia el W mientras que la de + 6 m. se mantiene constante, ello es explicado por dicho autor por la elevación general del Campo de Calatrava a lo largo del Cuaternario antiguo hasta la terraza de + 6 m. - Un hundimiento posterior contribuiría a su encharcamiento. Hacia el Oeste el Guadiana se encaja en la Raña iniciando un curso de meandros encajados (MINGARRO, 1958 y 1959).

La escasa pendiente y tendencia al encharcamiento no sólo es característica de ciertos tramos del Guadiana, sino de algunos de sus afluentes, especialmente los de su margen derecha,

como el Jabalón o Tietéafuera, mientras que por el contrario los de su margen izquierdo, como Bañuelos o Bullaque, suelen presentar cursos más rápidos.

Los afluentes del Guadalquivir se caracterizan por su mayor acción erosiva y red encajada (por ejem. el Montoro); -- mientras que, los ríos Ojailén y Fresnedas presentan caracteres intermedios entre los de los afluentes del Guadiana y Guadalquivir, debido (HERNANDEZ-PACHECO, 1932) a que se trata de ríos que pertenecían a la red del primero y que han sido captu rados por el segundo.

Dichos fenómenos de captura son relativamente frecuentes. REDONDO y MOLINA (1980) los señalan también en el río Bullaque, en el extremo noroccidental de la zona.

Es de destacar igualmente la existencia de amplias zonas carentes de una circulación fluvial bien desarrollada. Así en toda la zona incluida entre el Guadiana (a la altura de su unión con el Bañuelos) y el Jabalón, (area caracterizada por la profusión de edificios volcánicos), el Guadiana no recibe por su margen izquierda ningún afluente de entidad, faltando total mente los cursos fluviales.

Algo análogo sucede en la zona situada al Sur de Dai-- miel y Torralba de Calatrava, donde los arroyos existentes desaparecen sin llegar a aportar agua superficial a los ríos mayores; en su caso por ejemplo lo hacen cerca de un umbral paleozoico (Las Cabezas en la Hoja 760 del Mapa Topográfico Nacional) y en otro (el arroyo del Seco) al aproximarse al con junto volcánico de San Marcos.

También en la cuenca de Almagro los arroyos que des--- cienden de los cerros paleozoicos que rodean el valle, desapa-

recen en medio de éste sin establecer un curso de agua más o menos fijo.

Esta inexistencia de circulación superficial (compensado sin duda por la subterránea) caracteriza una buena parte de las llanuras centro-nororientales; mientras que en otras como las de Moral de Calatrava-Calzada de Calatrava o Argamasilla de Calatrava y Almodóvar del Campo, la circulación subaerea es normal.

A pequeña escala el fenómeno volcánico ha influido directamente en el trazado de algunos ríos provocando desviaciones y encharcamientos. Tal hecho sucede por ejemplo en el Jabalón por el volcán de La Columba o en el Ojailén por el volcán de El Villar.

Todo esto indica, en resumen, que la red fluvial de esta región ha tenido un desarrollo muy peculiar, y creemos que, al margen de otros procesos de carácter local que se han podido sobreimponer, esta evolución particular de la red ha podido estar condicionada fuertemente por el fenómeno volcánico y la posible movilidad cortical a él asociada. Un estudio regional, bajo esta perspectiva de la red fluvial y de los distintos fenómenos asociados puede aportar claves importantes para la comprensión global de la evolución geológica reciente del área.

3.- ASPECTOS VULCANOLOGICOS.

Antes de entrar a analizar las características petrologicas y geoquímicas de las rocas volcánicas, conviene pasar -- una revista a algunos aspectos vulcanológicos de esta región: mecanismos eruptivos, tipos de materiales, morfología de los centros, etc. En ella procuraremos hacer especial hincapié en aquellos aspectos más interesantes desde nuestro punto de vista y que han sido tratados menos profundamente en trabajos anteriores.

El vulcanismo de Campos de Calatrava es un vulcanismo puntual y disperso constituido por aparatos normalmente de pequeño tamaño y de estructura relativamente sencilla. La región, como veremos, no tiene una excesiva variedad petrológica, quedando ésta siempre restringida a términos de naturaleza básica y ultrabásica, sin productos diferenciados. Este va a ser el primer condicionante para la existencia de unos determinados productos o formas volcánicas.

3.1. MATERIALES VOLCANICOS.

3.1.1.- Materiales de proyección aérea.

Los materiales piroclásticos son bastantes abundantes y están bien representados a pesar de la erosión sufrida.

Las cenizas, en algunos casos como en las inmediaciones del Cabezo Segura, junto al río Jabalón, aparecen bien estratificada dando sucesivos niveles que pueden alcanzar varios metros de espesor. -- Otras veces no forman grandes depósitos sino que se han distribuido sobre grandes áreas, mezclándose con los suelos existentes y dando en la actualidad un tinte pardo-rojizo a las zonas que ocuparon; extensas áreas

que fueron cubiertas por las cenizas, puede hoy día observarse en la zona situada entre Ciudad Real capital y el río Jabalón.

Los lapilli son también abundantes, dando lugar en ocasiones a grandes acumulaciones que han sido y siguen siendo explotados como áridos y para la fabricación de cemento. Con frecuencia aparecen compactados por un cemento calcáreo posterior, o bien soldados y mezclados con bombas.

Las bombas constituyen otro producto muy frecuente en la región; presentan distintas formas: redondas, ovoides o fusiformes (Fig. 2), y muy distintos tamaños. En ocasiones, como sucede en la Cabeza Parda de Cañada de Calatrava, adquieren dimensiones enormes superando el metro de longitud (Fig. 3).

Todos estos productos de proyección aérea, constituyen edificios de diferentes dimensiones. La naturaleza, disposición y tamaño de estos materiales nos proporcionan las claves para la reconstrucción de los antiguos centros de emisión.

Así en antiguos edificios de actividad estromboliana - puede observarse la disminución del tamaño de los piroclastos y aumento de la granoselección a medida que nos alejamos del centro de cono. Un buen ejemplo de esta granoselección espacial, puede observarse en las canteras que hoy explotan el volcán del Negrizal de la Atalaya en Ballesteros de Calatrava. (Fig. 4 y 5).

Cuando los cortes son favorables puede igualmente apreciarse cambios de coloración de negro a rojo en las escorias y piroclastos que constituyen los centros volcánicos. Este cambio de coloración ha sido atribuido a la modificación del estado de oxidación del hierro, por actividad fumarólica o calorífica posterior, (BAUDRY y CAMUS, 1972) y puede servir igualmente --



Fig. 2
Diversas bombas del volcán de La Encina (810-14)



Fig. 3
Bomba de volcán de El Cabezuelo (811-10)
Foto: J.M. Fúster



Fig. 4
Piroclastos de grueso tamaño. Canteras del volcán
de El Negrizal de La Atalaya (784-43)



Fig. 5
Piroclastos de tamaño lapilli y ceniza. Cantera del volcán
de El Negrizal de La Atalaya (784-43)

como criterio de reconstrucción de antiguos edificios o episodios.

3.1.2.- Materiales lávicos.

Los productos lávicos son también frecuentes. En la mayor parte de los casos no ocupan grandes extensiones concentrándose alrededor de la boca de salida. Las más extensas son las de la zona volcánica de Piedrabuena que supera los 1.500 - Hm² de extensión y las coladas de los volcanes de Los Frailes o de La Encina o del Ojailén, que sobrepasan los cuatro kilómetros de longitud.

Las mayores extensiones lávicas corresponden a erupciones situadas en las zonas de valles. Normalmente las coladas han sido únicas, pero también pueden observarse en algunos puntos la superposición de varias de ellas; por ejemplo en los volcanes de La Arzollosa, Piedrabuena, el Palo-Corrales, La Zurriaga, Cabezo Segura, etc. En ocasiones puede apreciarse como los materiales calcomargosos terciarios sobre los que han corrido las coladas han sido "recocidos", dando lugar a almágres.

En edificios situados en las sierras de cuarcitas en los que se han emitido productos lávicos de importancia, las coladas han descendido hacia las depresiones terciarias desparramándose al llegar a ellas. Ejemplo de ello son las coladas del Cerro Gordo o el volcán de Cuevas Negras o de la Estrella, que descienden al valle de Almagro, o las de La Coscoja, La Yezosa y la Atalaya, que rellenan el valle de Moral de Calatrava Granátula de Calatrava.

Aunque no existe una relación clara entre el tipo de erupción y la composición del magma, si conviene resaltar la tendencia a que las mayores coladas estén formadas por basaltos;

tal es el caso de las de el Volcán de la Encina, de los Frailes, Los Corrales, La Coscoja y Peñas Negras, o la colada del Ojailén entre otras.

Por su antigüedad y consiguientemente por la erosión sufrida no se puede apreciar en general, en las coladas tipo alguno de estructura, sólo esporádicamente se encuentran fragmentos de lavas cordadas. Normalmente, y como corresponden a rocas de esta basicidad, el espesor es pequeño y únicamente frente a algún obstáculo suelen alcanzar espesores mayores.

La falta de cortes impide observar con frecuencia estructuras menores en las coladas; en ocasiones presentan disyunción columnar grosera, así en las coladas de La Arzollosa, o en la de Los Frailes, o en el Cerro Moreno en Almagro o en la Yezosa (fig. 6). Otras veces la disyunción es en lajas como en la colada del volcán de Alhorín, o en bolas como en el Morrón de Villamayor. Localmente (cabezo Galiana o Volcán de Sierra Lucia, por ejemplo) pueden verse estructuras en "gramos de millo", su desarrollo, así como el de la disyunción en bolas, puede haber sido facilitado por un ambiente de humedad permanente o prolongada (KEIFFER, 1968).

3.2.- ESTRUCTURAS Y FORMAS VOLCANICAS.

HERNANDEZ-PACHECO (1932), distingue en la región volcánica de Campos de Calatrava, diferentes tipos de erupciones: tipo homogéneo o volcanes-cúpula, tipo estromboliano y tipo vulcaniano según el grado de explosividad de la erupción. Efectivamente la explosividad de las erupciones en este area ha sido muy diferente de unos a otros centros dando por lo tanto lugar a edificios muy variados.



Fig. 6
Disyunción columnar grosera en una de las coladas del
volcán de La Yezosa (785-23). Foto: J.M. Fúster



Fig. 9
Depósitos tipo maar asociados a la depresión oriental
del volcán de La Encina (810-13)

En general, en la región los edificios volcánicos se han formado en un único episodio efusivo, siendo los menos los que han pasado por una historia eruptiva más compleja, con varios momentos de actividad e incluso con actividades de carácter muy diferente.

A pesar de no existir grandes edificios volcánicos, -- las formas peculiares de los edificios existentes y la coloración de estas rocas han llamado desde antiguo la atención de los habitantes de la zona, como prueba la toponimia regional. Nombres como "negrizales", "cabezos", "cabezas", "cabezuelos", "castillejos", "hoyas" y "navas", reflejan las distintas morfologías locales; a veces incluso complementadas por las coloraciones de las rocas: Cerro Negro, Cabeza Parda, Peñas Pardas, Peñarroya, Cerro Moreno, Cuevas Negras, etc.

Al primer tipo de mecanismo eruptivo: homogéneo o volcánicos cúpula, corresponden pequeños edificios en escudo, de -- pendientes muy suaves formados por acumulación de productos -- esencialmente efúsivos que se han derramado alrededor de la boca de salida; en general están constituidas por varias coladas sucesivas. Suelen ser denominadas localmente "cabezos", si bien no todos los afloramientos que reciben aquí este nombre corresponden a erupciones de este tipo. Tienen forma más o menos circular y su altura no es muy elevada, ejemplos de ellos son el Cabezo Galiana, Cabeza Mesada, El Cabezuelo de Pozuelos de Calatrava, etc.

Centros en los que ha dominado la actividad de tipo estromboliana, y por tanto constituidos esencialmente por piroclastos, son también muy frecuentes, así los de Peñarroya, Los Molinos de Almodóvar del Campo, Cabezo Segura, La Halconera, - La Atalaya, La Yezosa, etc. En realidad existen tránsitos entre unos tipos y otros: edificios formados casi exclusivamen-

te por coladas, otros con mayor predominio de escorias soldadas, otros de cinder, si bien estos últimos se conservan bien sólo en contadas ocasiones.

Finalmente un último tipo de mecanismo eruptivo es el fuertemente explosivo que ha dado lugar a los maares, de los que nos ocuparemos más adelante.

La forma del edificio está controlada por numerosos factores: viscosidad y temperatura de la lava (composición), contenido en volátiles, volumen de material emitido, dirección de los vientos dominantes, inclinación de la chimenea, topografía preexistente, etc. Este último factor, el del relieve donde tiene lugar la erupción, ha tenido un significado decisivo en la formación de los edificios en Campos de Calatrava, Así mientras que en los llanos se han podido formar tanto pequeños volcanes en escudo, como edificios piroclásticos, los primeros no pueden desarrollarse en las pendientes de cuarcitas; y de este modo en las erupciones esencialmente efusivas, en las sierras paleozoicas se originan, acumulaciones de lava en las bocas de salida (los denominados aquí "Castillejos"), descendiendo a continuación los materiales lávicos por las laderas. De este tipo son los castillejos de El Junquillo, El Berreco, los afloramientos de El Pozuelo, El Cástaño, e incluso el mismo de Morrón de Villamayor.

El grado de erosión que ha afectado a los materiales volcánicos es muy variable sin que pueda decirse siempre que los edificios mejor conservados sean los más recientes; ya que en su estado de conservación intervienen otros muchos factores como forma original, volumen emitido, lugar donde se hallan, composición, entre otros. En las zonas de sierras paleozoicas existen afloramientos que parecen haber sufrido intensos procesos erosivos y que pueden corresponder realmente a restos de

chimeneas (necks) de antiguos edificios; las rocas que los componen, con tendencia a mayores grados de cristalinidad, parecen confirmar a veces, este origen. Es posible también que algunos afloramientos sean en realidad prácticamente diques; este significado da por ejemplo HERNANDEZ-PACHECO, (1932), al afloramiento de El Corralón.

Los cráteres de los edificios estrombolianos se conservan en contadas ocasiones y en centros relativamente grandes - como La Columba o La Yezosa. Normalmente su morfología está suavizada, sus pendientes muy rebajadas y sus formas recuerdan a la de los volcanes en escudo, y de ahí que sean también denominadas ocasionalmente "Cabezas" (por ejem. Cabeza Parda de Cañada de C. o el Cabezuelo de Moral de C.). En las zonas llanas y/o bajas además de esta acción erosiva, se superpone la sedimentaria, pudiendo los depósitos posteriores fosilizar parcialmente los antiguos centros. Muchos de los llamados "negrizales" corresponden a antiguos edificios muy erosionados y parcialmente enterrados, que llaman la atención casi exclusivamente por el color de sus rocas. (Por ejem. Negrizal de la Atalaya o Negrizal de la Halconera).

3.3 MAARES.

Los "maares" son formas causadas por explosiones volcánicas, consistentes en un cráter, cuyo fondo suele situarse -- por debajo del nivel del suelo, considerablemente más ancho -- que profundo y un anillo que lo rodea total o parcialmente --- construido por el material expulsado del cráter (OLLIER, 1967). El diámetro del cráter suele ser de 0,5 a 1 Km. (OLLIER, 1974) (de 100 m. a 2.000 m. para LORENZ, 1973), la profundidad del -- cráter varía de 10 m. a más de 200 m. El anillo de tobas que - los rodea suele poseer una pendiente suave ($\approx 4^\circ$) y una altura que varía desde pocos metros a cerca de 100 m. Los maares sue-

len aparecer en zonas de vulcanismo disperso y sin grandes edificios (como la de Campos de Calatrava) y con llanuras donde se pueda acumular agua subterránea en cantidad (OLLIER, 1974) o en relación con antiguos o actuales cursos fluviales (LORENZ, 1973).

Está generalmente admitido que los depósitos asociados a muchos maares se han formado por mecanismos "base-surge", -- originados por erupciones freatomagmáticas (MOORE, et al. 1966, MOORE, 1967, HIEKEN, 1971, FISHER y WATHERS 1969 y 1970, LORENZ 1973, etc.).

Ya HERNANDEZ-PACHECO (1932) atribuyó a las lagunas de Fuentillejo, Mestanza y Michos un origen volcánico explosivo e incluso supone que las lagunas de Carboneras y Lomillos, representarían "..... el orificio de un gran aparato volcánico de tipo explosivo semejantes a los maares de Eifel" (HERNANDEZ-PACHECO, op. cit., pags. 176-177). Sin embargo, son muchas más las lagunas y depresiones que pueden considerarse como maares o relacionados con el fenómeno volcánico.

Su distribución por el territorio es amplia y aunque no hay sectores donde no aparezcan, parecen concentrarse en la zona central y nororiental (Fig. 7). Su número es superior a 40 si bien no todas han debido tener el mismo origen; su estado de conservación es muy diferente, como corresponde a sus posibles diferentes edades, a su posible importancia, o su historia más o menos compleja. Algunos incluso pueden pasar desapercibidos por haber sido fosilizados por depósitos posteriores -- ya sean sedimentos, ya sean productos volcánicos de distinta naturaleza.

Sus principales características pueden verse en las tablas 2 y 3. Su forma y dimensiones son variables, circulares y

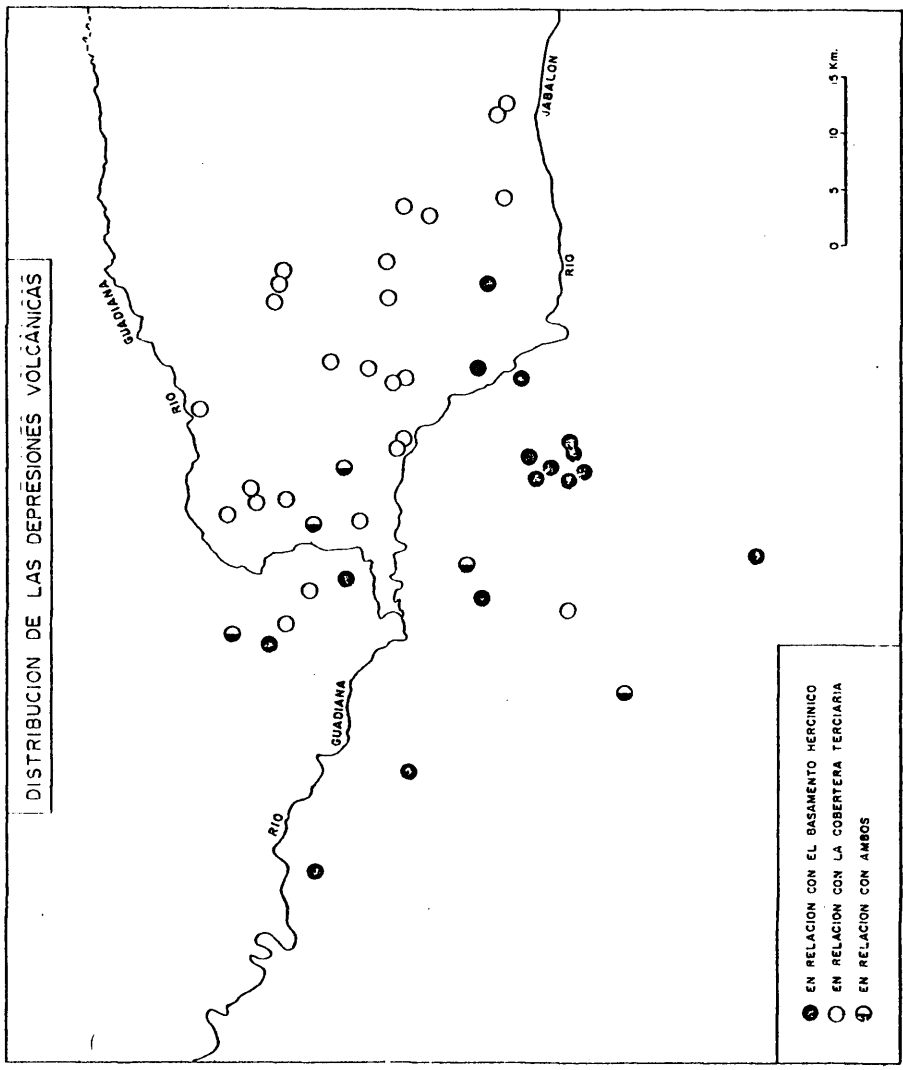


Fig. 7

TABLA.- 1
MAARES Y SUS DIMENSIONES (I)

NOMBRE	HOJA	Diámetros in ternos (mxm)	Diámetros ex ternos (mxm)
V. de Romani	759	600 x 450	1200 x 800
La Camacha	759	700 x 400	1100 x 750
Hoya de las Casas	759	750 x 400	1300 x 800
Hoya de la Celada	759	800 x 650	1400 x 1200
Hoya Casa de los Dientes	759	- -	500 x 500
Lag. Michos	783	600 x 600	1100 x 800
Lag. Perdiguera	783	600 x 350	800 x 800
Peñas del Bu (?)	784	- -	650 x 350
Cabezuelas (?)	784	500 x 400	900 x 900
Palo (?)	784	750 x 600	2000 x 1500
Laguna de Valverde	784	- -	1000 x 750
Fuentillejo	784	450 x 250	1400 x 1400
Arzollar	784	- -	800 x 800
Hoya de El Mortero	784	450 x 350	700 x 650
Poblete	784	- -	900 x 800
Longueras W	784	1000 x 500	1600 x 1000
Longueras E	784	400 x 200	700 x 500
Cañada	784	- -	1100 x 750
S. Marcos W	785	1600 x 800	2300 x 1200
S. Marcos Centro	785	700 x 300	1100 x 600
S. Marcos E	785	650 x 500	1000 x 900
Palomarejo	785	1000 x 600	1100 x 900
Lag. Pozuelo	785	1100 x 750	1700 x 1700
Hoya de Nandín	785	550 x 450	900 x 700
Hoya W Cerro Moreno	785	550 x 300	750 x 550
Lag. Argamasilla N	785	550 x 350	700 x 650
Lag. Argamasilla S	785	750 x 750	1000 x 1000
Hoya de Bolaños	785	450 x 400	750 x 750

TABLA.- 1 (Cont.)
MAARES Y SUS DIMENSIONES (yII).

NOMBRE	HOJA	Diámetros in ternos (mxm)	Diámetros ex ternos (mxm)
Hoya de Cerro Gordo	785	400 x 350	700 x 600
La Nava	785	- -	1400 x 900
Lag. Caracuel (?)	810	- -	1100 x 600
Lag. Cabeza Parda	810	- -	700 x 700
Lag Acebuche (?)	810	1150 x 800	1600 x 1000
Depr. El Cura	810	600 x 450	800 x 700
Depr. Navalacierva	810	900 x 500	1250 x 900
Lag. Carboneras	810	1500 x 1000	1800 x 100
Lag. Lomillos	810	1100 x 1000	1300 x 1300
Depr. Encina W	810	900 x 700	1100 x 1100
Depr. Encina E	810	750 x 700	1200 x 1200
Almodóvar	810	500 x 500	800 x 800
Cerro Gordo	811	650 x 400	1300 x 1000
Hoya Casas de Cervera	811	750 x 500	1500 x 1000
Hoya de Cantano	811	700 x 650	1100 x 1100
Lag. N. Moral de C.	811	- -	1300 x 1000
Lag. S. Moral de C. (?)	811	- -	800 x 200
Lag. de Mestanza	836	600 x 400	1300 x 1000

TABLA.- 2

RESUMEN DE LAS CARACTERISTICAS DE LOS MAARES.

	N° Maares	%
Relacionados con el basamento hercínico.	25	54.3
Relacionados con la cobertera terciaria.	15	32.6
Relacionados con basamento y cobertera.	6	13.0
Relacionados claramente con otras manifestaciones volcánicas.	23	50.0
Próximos a cursos de ríos actuales o a valles.	11	23.9
No relacionados con ríos actuales, ni valles, ni cobertera terciaria, ni otras manifestaciones volcánicas.	5	10.9

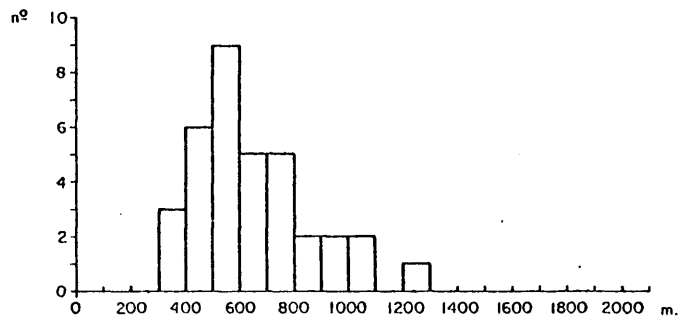
elípticas con diámetros máximos-internos (del fondo del crater) que varían de 400 m. a 1 km. aproximadamente y exteriores (zona más elevada del anillo de piroclastos) de 600 m. a casi 1,8 Km. Sus dimensiones medias aproximadas (Fig. 8) internas 600 m. y externas de 1. Km. La altura del anillo de piroclastos -- con respecto al fondo actual, suele ser de 10-20 m. superando esta altura raras veces, si bien originalmente pudo haber sido mayor. El anillo de tobas puede ser asimétrico, apareciendo a veces, sólo en algunos lados, pero ello condicionado probablemente no sólo por factores como vientos dominantes o inclinación del conducto de emisión, sino esencialmente por la topografía del lugar donde tiene lugar la erupción.

Un gran número de lagunas, se sitúan en las llanuras terciarias a alturas entre 610-670 m., sin embargo no sucede siempre sino que hay otras situadas en medio de las zonas paleozoicas (700-800 m.) como sucede en el conjunto de lagunas de la zona de volcanes de Los Frailes, La Encina, o incluso se forman atrevesando las crestas más elevadas de cuarcita, como sucede con las lagunas de Mestanza o Fuentillejo.

En estos últimos casos, cuando la explosión ha tenido lugar entre pizarras y cuarcitas, las formas son más irregulares y asimétricas, parte de la pared del crater está formada dentro de las cuarcitas y pizarras y parte se ha formado por acumulación. Así por ejemplo en la laguna de Michos o en la del Cerro Gordo, sólo hay depósito por el lado suroriental, en la de Fuentillejo o en la de las Casas de Cervera por el lado Norte, etc.

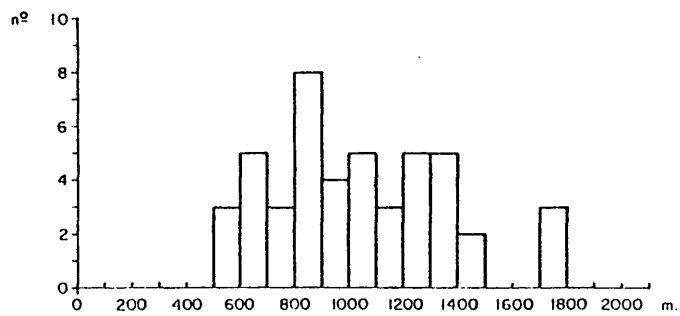
Los depósitos de este tipo de erupciones son difíciles de observar, en muchos casos por estar erosionados y/o haber sido de pequeña entidad. En otros por estar cubiertas por suelos recientes, que impiden ver su naturaleza y estructuración.

DIAMETRO INTERIOR MEDIO



Nº 35 MEDIA 628 m.

DIAMETRO EXTERIOR MEDIO



Nº 46 MEDIA 1007 m.

DIMENSIONES DE LAS DEPRESIONES VOLCANICAS

Fig. 8

Esto hace que en ocasiones se pueda dudar, si alguna - de las depresiones sean con seguridad de origen volcánico, como las de Caracuel o la de Pozuelos, o algunas de las de Moral de Calatrava. En otros casos, se han encontrado fragmentos de rocas volcánicas o bien su morfología no deja lugar a dudas sobre su origen.

La menor parte de las veces pueden observarse la composición y estructura de los depósitos gracias a la erosión y, - en los casos más óptimos, gracias a la construcción de carreteras y canteras. Se trata de rocas bien estratificadas con capas de pocos centímetros de espesor, que buzan suavemente, en los que varía el tamaño de granos de cenizas a lapilli (fig. 9) Los tamaños distinguibles a simple vista están constituidos en su mayor parte por fragmentos angulosos, de rocas del substrato, esencialmente cuarcitas y pizarras. Los fragmentos de rocas volcánicas son menos abundantes, a veces tienen tamaño bomba, con frecuencia están llenas de xenolitos (fig. 10) y otras veces son muy vacuolares. Menos frecuentes aún son los fragmentos monominerales de piroxenos, anfíboles, micas y olivinos y los de peridotita y otras rocas plutónica y/o subvolcánicas.

Son frecuentes las estratificaciones oblicuas, así como las ondulaciones de tipo duna y antiduna; asimismo son características las huellas de impacto de bombas y bloques en general de rocas del zócalo (bomb-sags) (fig. 11). Destaca por su composición y tamaño las bombas de lherzolita del afloramiento de El Aprisco, asociado al maar de La Nava (figs. 12 y 13). En algunos casos parecen observarse estructuras de canales llenos de material grueso.

Todas estas características son típicas de dinamismos volcánicos de tipo "maa" originados esencialmente por nubes --



Fig. 10

Detalle de los depósitos de "maar". La mayor parte son fragmentos angulosos de rocas del substrato. Los fragmentos de roca volcánica aparecen llenos de enclaves de cuarcita. Depósitos de la depresión oriental del volcán de La Encina (810-13)

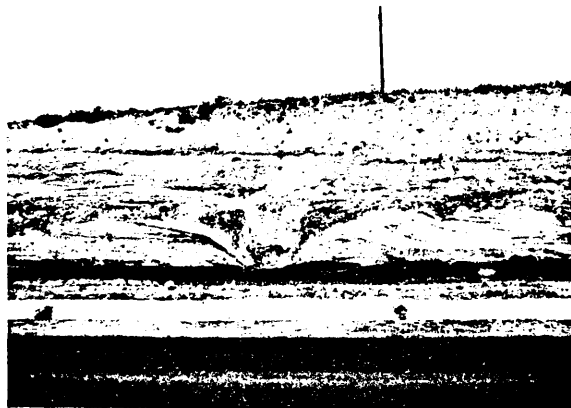


Fig. 11

Huella de impacto en los depósitos del maar del Sur de Poblete (784-25)

39

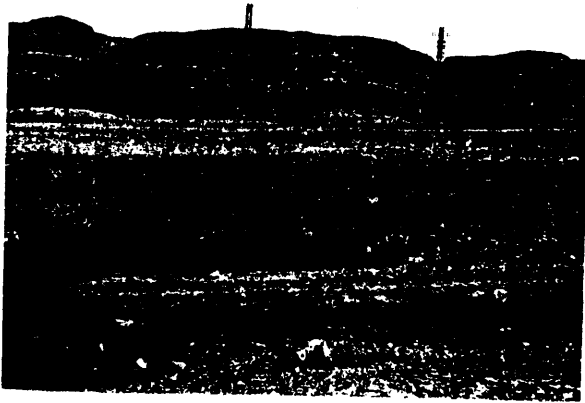


Fig. 12
Depósitos del maar de La Nava (El Aprisco) (785-24)

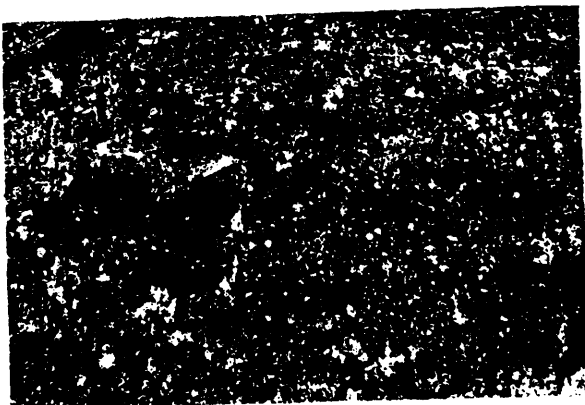


Fig. 13
Detalle de los depósitos del maar de La Nava (El Aprisco) (785-24)
El fragmento mayor es una lherzolita

tipo "base-surge" (MOORE, 1967, FISHER y WATERS, 1969, 1970, - WATERS y FISHER, 1972, etc.), por lo que parece que no cabe duda que éste ha debido ser el origen de la mayor parte de las depresiones volcánicas existentes en la región.

Uno de los problemas que se plantean en la génesis de los maares, es la fuente del vapor que ha producido la explosión. En nuestro caso hemos de considerar una serie de puntos: en primer lugar su distribución. Los maares de esta región, se encuentran tanto en relación con el zócalo hercínico (54.3 %), como con el basamento terciario (32.6 %), o con ambos (13 %) - (Tabla nº 2). Por otra parte no se sitúan ni en una zona que pueda tener una estructura anticlinal; como sucede por ejemplo a la de Deves en el Macizo Central Frances (BOUT, 1970), ni en el eje de una estructura sinclinal profunda como en el SW de Australia (OLLIER, 1969).

En cuanto a su composición, en la Tabla nº 3 vemos que de casi el 35 % no tenemos muestras que permitan identificar la naturaleza del magma, o de las otras, la tercera parte corresponden a basaltos olivínicos, el 30 % a melilititas olivínicas, 20 % a limburgitas, y 16,7 % a nefelinitas olivínicas; proporciones que sino coinciden plenamente con las medias de distribución de composición de toda la región (como veremos más adelante) si permiten señalar que no existe relación entre el tipo de magma y la aparición de los maares.

Por último, las depresiones de tipo maar aparecen con frecuencia asociadas entre sí y asociadas ocasionalmente, a edificios de dinamismo estromboliano (por ejemplo en el Cerro Gordo o en San Marco); esta asociación ha sido citada en otras muchas localidades. Eifel, cadena de los Puy, Estados Unidos, Australia, etc. (BOUT, 1970, CAMUS, 1975 OLLIER, 1967, BOIVIN y GOURGAUD, 1978, etc.). Tanto la no asociación a una litología

41

TABLA.- 3
RELACION ENTRE MAARES Y COMPOSICION DE LAS ROCAS.

Litológica modal:	Nº de Maares	% Total	% con muestra
Basaltos olivínicos.	10	21.7	33.3
Nefelinitas olivínicas.	5	10.9	16.7
Melilititas olivínicas.	9	19.6	30.0
Limburgitas.	6	13.0	20.0
Sin muestra.	16	34.8	-
T O T A L:	46	100.0	-

definida, como la asociación a otros dinamismos eruptivos son argumentos en contra de un origen juvenil de los gases, causantes de la explosión y por consiguiente a favor de un origen -- "freatomagmático".

Sin embargo, quedaría por aclarar en nuestro caso, cual ha sido la fuente esencial del agua que ha desencadenado el fenómeno explosivo. LORENZ (1973) indica la estrecha relación, entre los maares de Eifel y del Macizo Central Francés, con -- los cursos de los ríos actuales o antiguos, viendo en ellos la fuente esencial, sino única, del agua necesaria para las erupciones freatomagmáticas.

En los maares de Campos de Calatrava podemos distinguir distintas situaciones. En general pocos o ninguno se hallan en valles fluviales actuales, sólo unos pocos se encuentran en las proximidades de ríos, esencialmente del Jabalón y del Guadiana. De ahí que esta fuente de agua, si bien posible en algunos casos, no ha podido ser la única.

Una buena parte de los maares de Ciudad Real, se encuentran en medio de las llanuras terciarias, actualmente en su mayoría esencialmente endorréicas y con acuíferos explotados hoy día masivamente (p. e. zona de Ciudad Real o Almagro); estos acuíferos, e incluso en su día las mismas cuencas, pueden haber proporcionado el agua necesaria para el desarrollo de los maares.

Esto no sería válido para los situados entre los materiales paleozoicos; en ellos es posible que en algún caso existieran valles fluviales de escasa importancia, como en los asociados al volcán de la Encina. En otros casos tampoco esta posibilidad es factible ya que se encuentran en las cimas de las sierras cortando los crestones de cuarcita. (p. ejem. los maa-

res de Michos, Mestanza, Casas de Cervera, etc.), por donde, desde luego no hubo curso fluvial, o cuenca lacustre alguna. Si no queremos recurrir a otros mecanismos causantes de la explosión habría que pensar en filtraciones de agua en condiciones especiales y/o en acuíferos locales cuya geometría desconocemos.

No puede descartarse tampoco la participación de --- aguas juveniles en el proceso, estas sin embargo, no estarían ligadas a una litología concreta sino, que serían comunes a todas. Como veremos más adelante los volátiles (tanto H_2O como CO_2 o incluso F), juegan un importante papel en la génesis de este tipo de magmas y pueden por tanto haber contribuido notablemente a aumentar la explosividad de las erupciones.

En resumen, debemos destacar en Campos de Calatrava la gran abundancia de centros volcánicos de tipo "maar", que han existido en la región (del orden del 25 % de todos los -- centros reconocidos), sin que pueda asegurarse cual ha sido la fuente del vapor que originó las explosiones. El análisis de los mecanismos de erupción, morfologías y depósitos consecuentes es una de las líneas de trabajo en las que pretendemos seguir investigando.

4.- CRONOLOGIA.

Como hemos indicado en el primer capítulo, el análisis de la distribución temporal del vulcanismo ha sido uno de los objetivos esenciales de nuestro trabajo. Esta región volcánica está integrada por afloramientos dispersos, aislados geoméricamente unos de otros y en los que, por lo tanto, no es posible establecer una cronología relativa directa. Ello obliga a recurrir a otros métodos de datación como: dataciones radiométricas.

4.1.- DATOS GEOLOGICOS DE EDAD RELATIVA.

De una buena parte de los afloramientos sólo puede afirmarse que son posthercénicos, por ser a éstos a los únicos materiales que atraviesan. Sin embargo, es frecuente que las rocas volcánicas, se encuentren en relación con depósitos posteriores terciarios y cuaternarios, lo que en principio, permite una datación más precisa. El principal inconveniente en este caso es la falta de conocimiento de una estratigrafía precisa de estos materiales, de por sí ya difíciles de correlacionar (depósitos continentales y frecuentemente pertenecientes a cuencas aisladas), y con escasez de fósiles.

Las primeras dataciones se basaron esencialmente en estos criterios: QUIROGA (1880) y CALDERON (1908), consideraron este vulcanismo como terciario, y es el descubrimiento de los primeros restos fosilíferos, lo que permite a E. HERNANDEZ-PACHECO (1921), datar algunas de estas manifestaciones como Pleistocenas. JESSEN en 1930 considera que el vulcanismo se inició en el Mioceno y F. HERNANDEZ-PACHECO (1932) señala su co-

mienzo en el Plioceno superior, continuando hasta superar incluso la terraza de + 20 m. Posteriormente CRUSAFONT (1960), revisa la fauna encontrada por HERNANDEZ-PACHECO (1921) en el area de Valverde de Calatrava, asignándole una edad Villafranquiense. Más recientemente se ha encontrado un nuevo yacimiento fosilífero (Las Higuieruelas), en Alcolea de Calatrava, en el que los restos fósiles aparecen mezclados con fragmentos volcánicos y a los que le ha sido atribuida una posible edad (MOLINA et al. 1972), de final del Turolense o más bien Rusciniense inferior.

Es en base a ese yacimiento, al estudio de los materiales y de la evolución morfológica del area próxima a Ciudad Real, que MOLINA (1974 y 1975) distingue para esa zona restringida tres fases volcánicas diferentes:

- Una primera V_I intramiocena y Pre-Rusciniense.
- Una V_{II} de posible edad Plioceno inferior.
- Una V_{III} que comienza con la "Raña" (Plioceno superior) y finaliza antes de la terraza + 6 m. del Guadiana (probablemente Risiense).

Si bien está claro que en distintas zonas puede apreciarse la existencia de varios momentos de actividad volcánica, resulta problemático la extrapolación de este fenómeno a toda la región. La escasa continuidad de las unidades sedimentarias intercaladas y la carencia de estudios regionales, precisos no permiten asegurar, si estas tres fases volcánicas que distingue MOLINA (1974 y 1975), pueden generalizarse a toda la zona e incluso si esos tres eventos, deducidos en cuencas diferentes aunque próximas, son tales o si se trata en realidad, de un fenómeno más continuo a escala regional pero intermitente a escala local.

4.2.- MORFOLOGIA VOLCANICA Y EDAD.

Otra de las formas de abordar el problema de la edad de los distintos centros volcánicos es el análisis de su morfología. Existen diferentes intentos de relacionar morfología de un edificio con su edad (ver. p. e. OLLIER, 1969), si bien son numerosos los factores que pueden influir en el proceso - desdibujando su significado.

El factor climático puede pensarse, a grandes rasgos, que ha debido ser el mismo para todos los centros; del mismo modo, cabe esperar que no exista diferente comportamiento a la erosión de una litología frente a otra. Sin embargo, no ha debido ser igual que la erupción haya tenido lugar en una sierra de cuarcitas, que en el llano terciario, o que haya sido esencialmente lávica o piroclástica, o incluso que haya sido de poca o mucha entidad.

Si nos fijamos por ejemplo en los afloramientos de la zona occidental y suroccidental vemos que, en general, son de no muy importante volumen y conservan pocos productos piroclásticos; sin embargo, ello es debido a que son realmente más antiguos, o a que siempre fueron de menor entidad, o a que en las sierras paleozoicas occidentales se formaron peor los edificios y se erosionaron más rápidamente.

Con todos los reparos, se pueden, sin embargo, hablar de una serie de hechos; con importantes excepciones:

- en general en las sierras paleozoicas los centros tienen menor extensión y conservan menor cantidad de productos piroclásticos.
- Los centros de mayor extensión se concentran en las zonas centrales de la región volcánica, y, como ve-

remos más adelante, tienden a ser los composición -
menos básica.

- Los centros mejor conservados, y en los que abundan los materiales piroclásticos, se concentran también en las zonas centrales.

A ello hay que añadir, como aclaración, que ello no implica que en las zonas centrales no existan frecuentes centros mal conservados o de pequeña extensión.

Sin un estudio más detallado no se puede precisar más sobre la edad del vulcanismo a partir de la morfología de los edificios, y por tanto, como vemos, es necesario recurrir a otros métodos de datación.

4.3.- POLARIDADES MAGNETICAS.

El análisis de la polaridad Remanencia Magnética Natural (NRM) es otro de los métodos que pueden emplearse como ayuda a la datación de rocas volcánicas.

Un análisis de la validez del método y un avance de los resultados ha sido expuesto por el autor (ANCOCHEA, 1979).

4.3.1.- Método empleado.

La medición de la polaridad de la NRM se ha efectuado con un magnetómetro portátil de tipo "fluxgate" (GISCO M-70). El empleo de este tipo de técnica para la elaboración de cartografías paleomagnéticas ha sido frecuente, destacando los trabajos realizados en Islandia (EINARSSON, 1958 y 1962; PIPER, 1971 y 1973; etc.) y en España los llevados a cabo por CARRACEDO (1974 y 1976) y FUSTER y CARRACEDO (1979), en dife-

rentes islas del archipiélago Canario. En ambos casos se trata de áreas esencialmente volcánicas, en las que todas las unidades son medibles, y donde es posible una correlación geométrica. Nosotros lo aplicamos por primera vez en España peninsular y en un área donde las rocas efusivas son minoritarias y están dispersas, sin posibilidad de correlacionarse geoméricamente.

La utilidad del método ha sido destacada por numerosos autores basándose especialmente en la facilidad para obtener una medida, la rapidez, fiabilidad y economía. Su aplicación, sin embargo, queda restringida con los aparatos utilizados, de relativamente baja sensibilidad, a muestras en que la intensidad de la magnetización sea elevada.

Las rocas volcánicas de Ciudad Real, de carácter básico, y con gran cantidad de minerales magnetizables, son en este aspecto idóneas, por la elevada intensidad de magnetización que presentan. Su medición resulta, por lo tanto sencilla y no sólo en las facies masivas, como las coladas, sino también en las fragmentarias soldadas, o incluso en los almogres.

Sin embargo, el trabajo, en este caso, ha resultado laborioso por varios motivos: en primer lugar por la gran dispersión de los afloramientos y en segundo, por el grado de erosión y escaso volumen de algunos centros, que hace que con frecuencia no se conserve ningún fragmento volcánico "in situ" en superficie, resultando por lo tanto imposible su medición.

Con estas limitaciones se ha realizado la medición paleomagnética de la casi totalidad de los afloramientos de la región. La validez de los datos obtenidos ha sido controlada

de diferentes maneras: medición de cada muestra en su posición normal y girada 180° (el dato sería fiable, si las dos lecturas son de signo opuesto); determinaciones múltiples de varias rocas de un entorno; y análisis de diferentes puntos dentro del mismo afloramiento. La comprobación de la permanencia de la NRM primaria mediante espectros de lavado magnético en campos alternantes de intensidad creciente no se ha realizado por su laboriosidad y al no ser necesario por la gran estabilidad que presentan estos tipos de rocas (p. eje. CARRACEDO, 1974).

4.3.2.- Resultados.

En la figura 14 se resumen los resultados obtenidos, y se especifican por afloramientos en el 2º volumen de este trabajo. Pueden distinguirse así afloramientos con polaridad NRM positiva, negativa, indeterminada, no determinable y no determinada. A este último grupo pertenecerían los escasos afloramientos que no han podido ser localizados o inaccesibles, y que se han agrupado con los centros no determinables, que serían aquellos que no presentan roca "in situ"; y por último polaridad indeterminada, que serían aquellos en los que se han determinado polaridades de los dos signos.

La presencia de afloramientos con polaridades contrarias, puede justificarse de diferentes maneras: por la existencia real de periodos de actividad de distinto signo, o porque la roca puede haber adquirido con posterioridad a su formación una magnetización secundaria, que justificaría igualmente estos casos dudosos, por mecanismos variados, entre los que puede figurar, por ejemplo, la simple caída de un rayo, posibilidad a no descartar, si se tiene en cuenta la posición topográfica elevada que sobre el conjunto del terreno --

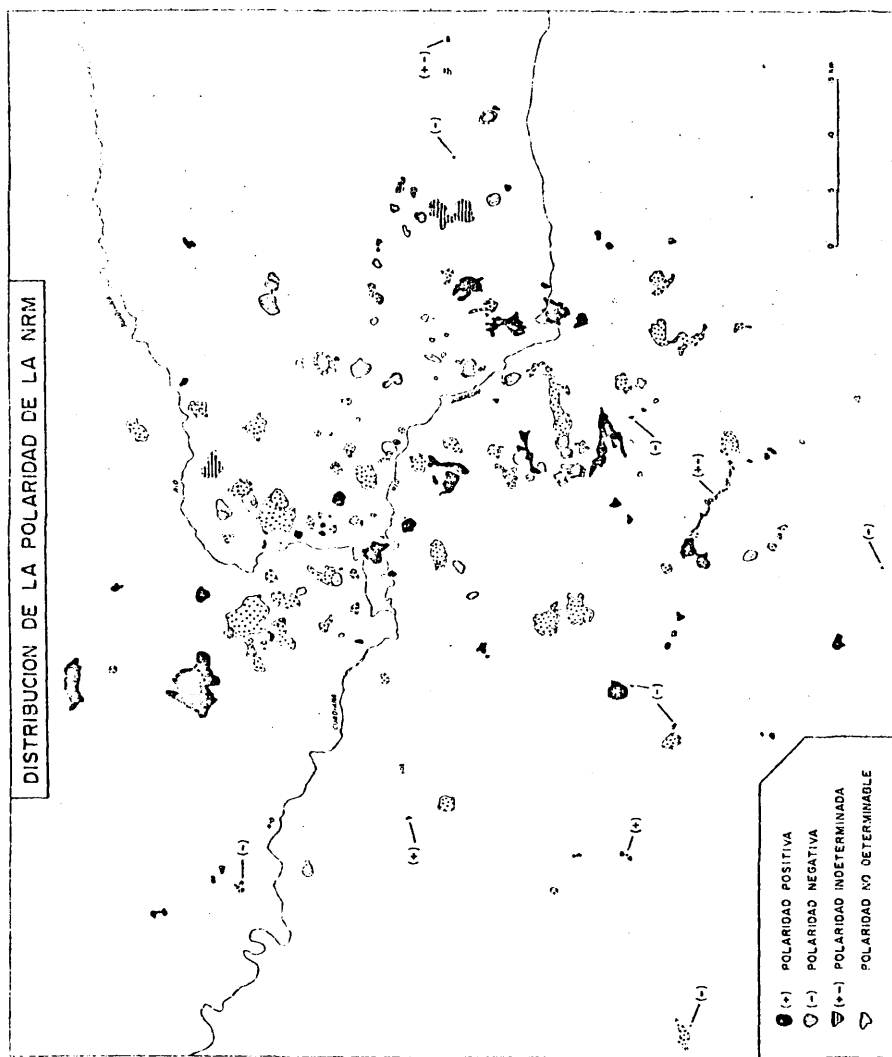


Fig. 14

tienen o han tenido una buena parte de los edificios.

De los 124 afloramientos que han podido, por todo --- ello, ser determinados, 56 (45.2 %) poseen polaridad NRM normal (o positiva) y 68 (54.8 %) invertida (o negativa). (Tabla 4).

Al no existir relaciones directas entre distintos --- afloramientos es imposible afirmar si un determinado material de polaridad dada, está por encima o por debajo (es posterior o anterior) de otro de polaridad contraria (fig. 15 A), ni -- tampoco pueden efectuarse correlaciones a través de unidades intermedias (fig. 15 B) por desconocimiento de la estratigrafía regional acompañante (fig. 15 C) o por aportar ésta pocas precisiones (por ejemplo unidades del Paleozoico) (fig. 15 D).

Para poder afirmar si existe más de una época de polaridad de un determinado signo, debe recurrirse a las dataciones radiométricas existentes, cuyo significado analizaremos -- más adelante, limitándonos ahora a compararlos con los datos paleomagnéticos.

En la figura 16 pueden verse los resultados de esta -- comparación. Los volcanes de la Atalaya (1) el Junquillo (2), marcan claramente la existencia de la época MATUYAMA. El volcán de El Cabezuelo (3), caracteriza la época GAUSS, a la que es posible que también pertenezca el Cabezo Segura (4), aunque su atribución a esa época es problemática. Los volcanes -- de Corrales (6), Cerro Pelado (7), Cabezo del Moro (8), constituirían ejemplos de la época negativa GILBERT. El Morrón de Villamayor (9, 10, 11), aunque con problemas, podría representar la época 7. La colada del Ojailén (5), de polaridad inde-- terminada podría corresponder tanto a una época como a otra y,

TABLA.- 4
DISTRIBUCION DE LAS POLARIDADES DE LA NRM SEGUN LA LITOLOGIA.

Litologia	Polaridad NRM	Nº	% Parcial	% Total	% Positivas sin L.O. ni limb.	% Negativas sin L.O. ni limb.
Basalto oliv.	+	11	33.3	8.9	21.6	-
	-	22	66.6	17.7	-	36.7
Nefelinitas oliv.	+	15	42.9	12.1	29.4	-
	-	20	57.1	16.1	-	33.3
Melilititas oliv.	+	25	58.1	20.1	49.0	-
	-	18	41.9	14.5	-	30.0
Limburgitas	+	3	27.3	2.4	-	-
	-	8	72.7	6.5	-	-
Leucititas oliv.	+	2	100	1.6	-	-
TOTAL	+	56	-	45.2	100	-
	-	68	-	54.8	-	100

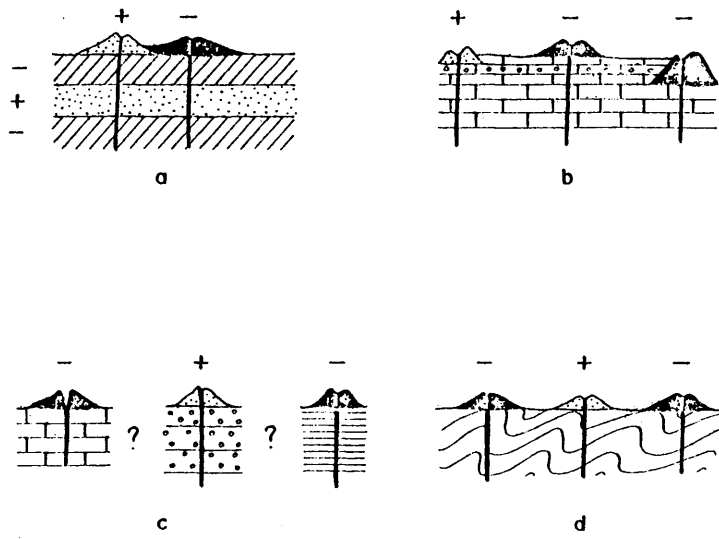


Fig. 15

56

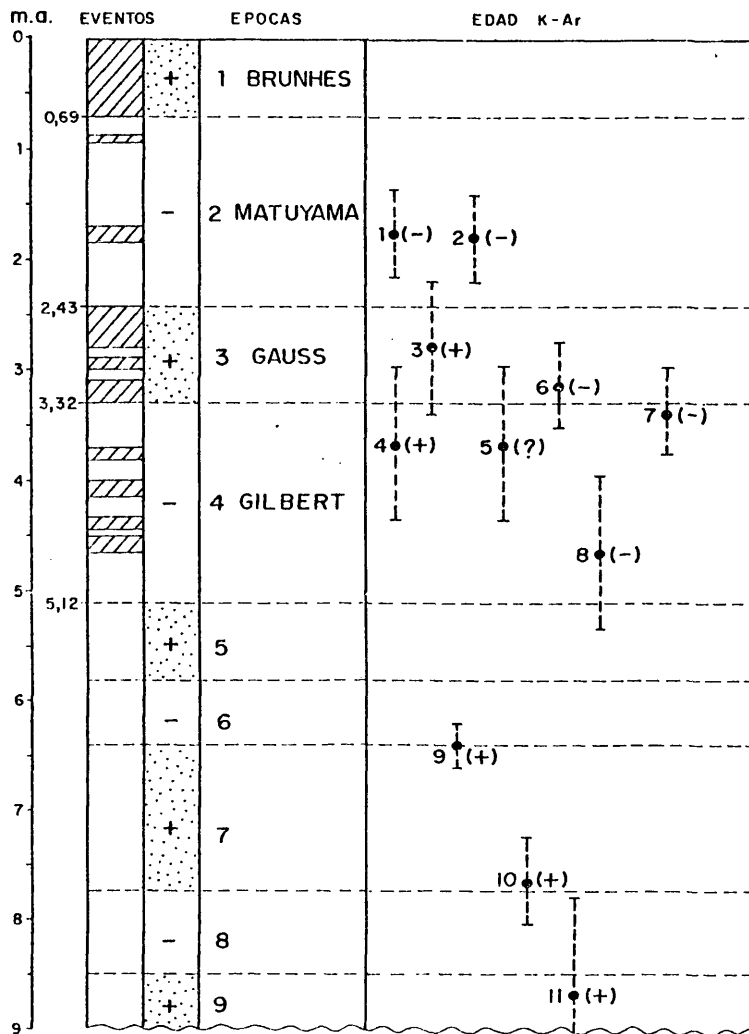


Fig. 16

finalmente el Volcán de la Yezosa, de polaridad indeterminada le corresponde, como veremos después, una datación de dudosa validez.

Quedan, por tanto, caracterizadas cuatro épocas: las positivas "7" y GAUSS y las Negativas GILBERT y MATUYAMA. Todo ello a grandes rasgos y sin tener por supuesto en cuenta los "eventos". Parece por consiguiente existir, con los datos que tenemos, un lapso de tiempo (entre la época 7 y la 4), en el que puede no haber existido actividad volcánica; este hecho si bien no seguro, por la escasez de medidas, se apoya -- además en que las rocas más antiguas datadas hasta ahora (las del Morrón de Villamayor) poseen, como hemos visto, una litología muy particular, leucititas olivínicas, que no se vuelve a repetir en toda la región. Por ello no es de extrañar que a esa singularidad litológica le pueda corresponder una singularidad temporal.

Cabría pensar, por otra parte, que si de alguna manera, como parece suceder con las leucititas olivínicas, existe una relación tiempo-litología, ésta pueda reflejarse consistentemente en la relación polaridad NRM-litología. En la tabla 4 analizamos la distribución de las polaridades en cada tipo rocoso. Dejando al margen limburgitas que, como hemos visto, equivale a grandes rasgos a los otros tipos y leucititas olivínicas por su escasez, podemos ver que las nefelinitas -- olivínicas (57.1 % negativas, 42.9 % positivas), se presentan en proporción análoga a la media (54.8 % negativas frente a -- 45.2 % positivas). Sin embargo, no sucede igual con basáltos en los que los de polaridad negativa, constituyen el doble -- que los de polaridad normal, ni con melilititas olivínicas, -- en las que esta relación se invierte siendo el 58.1 % positivas y el 41.9 % negativas).

Analogamente si observamos la distribución de tipos - en cada polaridad vemos que en el caso de los afloramientos - con polaridad invertida, los tres tipos modales fundamentales aparecen en proporciones similares y análogos a las que presenta en conjunto toda la región (Tabla 4). Sin embargo esta relación no se conserva en absoluto en las de polaridad normal donde las melilitas olivínicas constituyen casi el 50 % del total.

A pesar de ello, con los datos expuestos hasta ahora, no puede darse una justificación fundamentada a estas pautas de variación.

El análisis de la composición media de las rocas con polaridad positiva y negativa no proporciona tampoco ninguna solución, pues prácticamente son idénticas. Lo mismo sucede si comparamos extensión de los afloramientos según cada litología y polaridad, no apreciándose que una determinada litología o polaridad se concentre o falte en ninguna dimensión.

Finalmente el estudio de la distribución en el espacio de las distintas polaridades, tanto para la totalidad --- (fig. 14), como para cada litología concreta, no permite tampoco, deducir pautas claras de variación.

4.4.- EDADES RADIOMETRICAS.

4.4.1.- Selección y metodología.

Para la selección de las muestras a datos mediante métodos radiométricos se han utilizado diversos criterios, teniendo presente la problemática expuesta anteriormente. La primera limitación ha sido la del número de muestras de mano a determinar que, necesariamente ha de ser redu-

cido. Así se procuraron escoger muestras que representen diferentes sectores geográficos, diferentes litologías, polaridades NRM y grado de conservación.

La siguiente selección fue de carácter composicional, y se efectuó a partir del análisis de láminas delgadas, escogiendo las muestras más frescas y especialmente sin ceolitas, enormemente frecuentes en el área, y que como es sabido presentan serios problemas para la datación K-Ar.

Con todo ello se seleccionaran muestras de 10 afloramientos cuya distribución aparece en la figura 17. En algunos casos (Cerro Pelado n°7 y 8), además de la roca total se seleccionaron anfíboles y biotitas que aparecen como frecuentes megacristales.

La determinación se ha realizado sobre roca total en la mayor parte de los casos: únicamente en los que existían carbonatos visibles se machacó y tamizó, tratando con ácido nítrico las distintas fracciones, seleccionando las más puras.

En el caso de la muestra 9 (mela-leucitita olivínico-nefelínica), que posee numerosos cristales de olivino, se extrajo una buena parte de estos, ya que al no tener este mineral potasio se enriquecía con ello la muestra en este elemento, con el consiguiente aumento del rendimiento. Así se ha logrado pasar de un 2.88 de K en la roca total a un 3.47 en la muestra enriquecida.

Las medidas de K han sido efectuadas con un equipo de absorción atómica Perkin-Elmer núm 503. El argón ha sido extraído con un horno de inducción de 12 KV y purificado en una

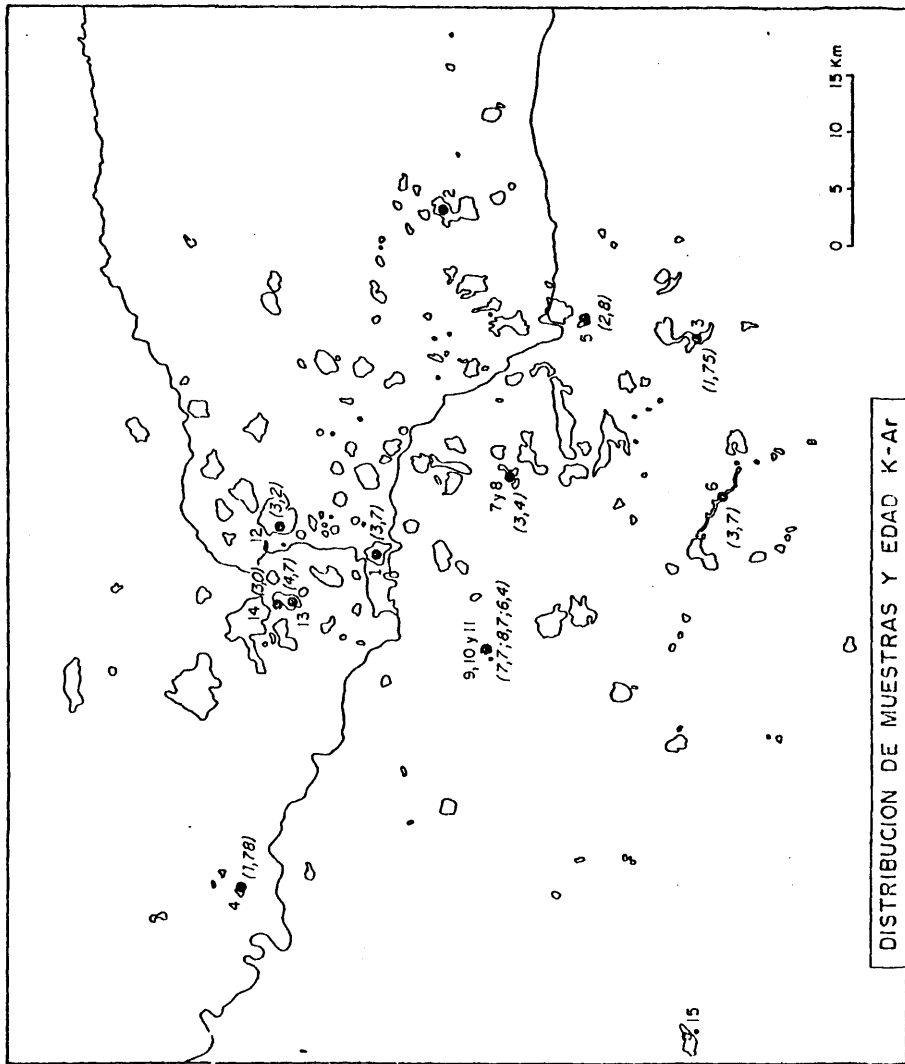


Fig. 17

línea estándar con CuO a 450° C y medido estáticamente, por dilución isotópica, con un espectrometro de vidrio tipo Reynolds. Como estándar de referencia para el argón ha sido utilizada la biotita LP-6-40.60 (ENGELS, 1977).

Las constantes utilizadas han sido (STEIGER y SAEGER, 1977):

$$\begin{aligned}\lambda_e &= 0.581 \cdot 10^{-10} / \text{años} \\ \lambda_\beta &= 4.96 \cdot 10^{-10} / \text{años} \\ K_{40}/K &= 1.167 \cdot 10^{-4}\end{aligned}$$

4.4.2.- Resultados.

Un avance de los resultados obtenidos, ha sido publicado ya (ANCOCHEA, et al. 1979). La totalidad de ellos se incluyen en las tablas 5 y 6. En ellas se han añadido además datos obtenidos por VAN COUVERING y DRAKE, en rocas de esta región, cuyos resultados han sido facilitados por Aguirre (com. pers.) y de las que no se posee una información completa.

Antes de analizar los resultados comentaremos el valor de los errores considerados. COX y DALRYMPLE (1967) y DALRYMPLE y LAMPHERE (1969) calculan los errores del método:

$$\sigma = \left[\sigma_k^2 + \sigma_x^2 + \left\{ \sigma_{40/38}^2 \cdot \left(\frac{1}{r} \right)^2 + \left\{ \sigma_{36/38}^2 \cdot \left(\frac{1-r}{r} \right)^2 \right\} \right]^{1/2}$$

donde σ_k es el error en la medida del potasio, σ_x en el patrón, $\sigma_{40/38}$, el error en la medida de la relación $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{38}$, $\sigma_{36/38}$, el error en la relación $\text{Ar}^{36}/\text{Ar}^{38}$ y r la proporción de Ar^{40} radiogénico en el total de Ar^{40} medido.

Los distintos errores han podido ser estimados, resultando que el principal factor que condiciona la magnitud del

TABLA.- 5

SITUACION, COMPOSICION Y CLASIFICACION MODAL.

Num. Roca	Localidad	Coordenadas	Mineralogía			Clasificación modal
			Fenocristales	Matriz		
(1) 51651	Cabezo Segura	38°54'10"N 4°01'41"W	Ol, Cpx	Cpx, Ne, Op, Bi, Ap, Carb.		Nef. oliv.
(2) 43295	V. La Yezosa	38°51'05"N 3°40'11"W	Ol, Cpx	Cpx, Op, Vidrio, Carb.		Limburgita
(3) 46095	V. La Atalaya	38°38'50"N 3°47'56"W	Ol, Cpx	Cpx, Bi, Op, Vidrio		Limburgita
(4) 58492	V. El Junquillo	39°00'48"N 4°22'26"W	Ol, Cpx	Cpx, Ne, Op, Bi, Ap.		Nef. oliv.
(5) 46085	V. El Cabezuelo	38°44'10"N 3°46'51"W	Ol, Cpx	Cpx, Pl, Op, Vidrio, Carb.		Bas. oliv. alc.
(6) 46233	Colada Ojailen	38°37'28"N 3°56'56"W	Ol, Cpx	Pl, Cpx, Op Carb.		Bas. oliv. alc.
(7) 45605	V. Cerro Pelado	38°48'30"N 3°55'06"W	----	Anfibol		----
(8) ---	V. Cerro Pelado	38°48'30"N 3°55'06"W	----	Mica		----
(9) 39562	Morrón de Villamayor	38°49'08"N 4°07'36"W	Ol.	Cpx, Op, Le Bi, Ne		Mela leu. oliv. nef.
(10) 51698	SW Morrón de Villamayor	38°48'45"N 4°08'00"W	Ol.	Cpx, Op, Le, Bi, Ne		Mela leu. oliv. nef.
(11) 39559	Morrón de Villamayor	38°49'08"N 4°07'36"W	Ol.	Cpx, Op, Le, Bi, Ne		Mela leu. oliv. nef.
(12) ---	V. Corrales	- - -	----	----		Limburgita (?)
(13) ---	V. Juan de la Puerta	- - -	----	----		Nef. oliv. (?)
(14) ---	La Higuera	- - -	----	----		Limburgita (?)

TABLA.- 6

EDADES RADIOMETRICAS POTASIO-ARGON.

Num. Roca	Muestra analizada	% K	m l Ar ⁴⁰ /gr K	% Ar ⁴⁰ R	Edad x 10 ⁶ años.
1	Grano (0.5-0.315 mm.)	0.85	1.45 x 10 ⁻⁵	7.0	3.37 ± 0.7
2	Roca total	1.84	5.51 x 10 ⁻⁵ 6.82 x 10 ⁻⁵	2.8 3.0	14.2 ± 2.8 17.5 ± 3.5
3	Roca total	2.02	6.80 x 10 ⁻⁶	8.7	1.75 ± 0.4
4	Roca total	1.39	6.90 x 10 ⁻⁶	5.6	1.78 ± 0.4
5	Roca total	1.32	1.11 x 10 ⁻⁵	6.9	2.8 ± 0.6
6	Grano (0.315-0.250 mm.)	1.19	1.45 x 10 ⁻⁵	9.2	3.7 ± 0.7
7	Anfibol	1.67	1.80 x 10 ⁻⁵	12.0	4.6 ± 0.7
8	Biotita	7.58	1.29 x 10 ⁻⁵	14.0	3.4 ± 0.4
9	G. Enriquecido (0.5-0.315 mm)	3.47	3.02 x 10 ⁻⁵	28.8	7.7 ± 0.4
10	Roca total	2.71	-	18.0	8.7 ± 0.9
11	Roca total	3.32	-	46.0	6.4 ± 0.2
12	Roca	0.36	-	-	3.2 ± 0.4
13	Roca	0.26	-	-	4.7 ± 0.7
14	Roca	1.27	-	-	3.0 ± 0.9

1-9 Ancochea et al. (1979)
 10-11 Giuliani, A (inédito)
 12-14 Van Couvering (inédito)

error es la proporción de Ar^{40} radiogénico. Ello es un gran problema porque las rocas de Ciudad Real se han caracterizado por la escasez de Ar^{40} radiogénico.

En la tabla 7 se recogen distintas estimaciones del error para las muestras analizadas. En la columna 1 se indica el error estimado, a partir de los diagramas de COX y DALRYMPLE (1967) para $\sigma_k = 0.5\%$, $\sigma_x = 0.3\%$, $\sigma_{40/38} = 0.2\%$ y $\sigma_{36/38} = 1\%$, y a partir del porcentaje de Ar^{40} radiogénico en cada análisis. En la columna 2 el error estimado es con las mismas condiciones excepto para $\sigma_{36/38}$, que se supone igual al 2%. Como puede observarse los errores son de consideración para porcentajes de Ar^{40} radiogénico inferior al 10%. Fundamentalmente para esas medidas se han estimado, en la columna 3, los errores en el 5% para Ar^{40} radiogénico $> 10\%$; $\sigma_{10\%}$, para Ar^{40} radiogénico entre 5% y 10% y 25% para Ar^{40} radiogénico inferior al 5% (COX y DALRYMPLE, 1967; BAKSI, 1974); este criterio ha sido el empleado por ANCOCHEA, et al. (1979). Finalmente en la columna 4 se recoge el error estimado con frecuencia por muchos autores del 20% para Ar^{40} radiogénico $< 10\%$.

En nuestro caso y como recogemos en la tabla 6 hemos considerado los errores relativamente más elevados utilizando los diagramas de COX y DALRYMPLE (1967) para $\sigma_{36/38} = 2\%$ en las medidas en Ar^{40} radiogénico $> 10\%$ (columna 2) y estimado en el 20% para aquellas con Ar^{40} radiogénica $< 5\%$ (columna 4).

Además de los resultados que aparecen en las tablas se determinó la edad K-Ar en roca total en el volcán de Bienvenida y en el de Cerro Pelado, como se indica en el mapa de -

TABLA.- 7

ERROR DE LAS DETERMINACIONES K-Ar.

N° muestra:	Edad K-Ar x 10 ⁶ años	% Ar Rod.	% Error				Error en años x 10 ⁶			
			1	2	3	4	1	2	3	4
1	3.7	7.0	14	29	10	20	0.5	1.1	0.4	0.7
2	14.2	2.8	36	64	25	20	5.1	9.1	3.5	2.8
3	17.5	3.0	12	23	25	20	6.3	11.2	4.4	3.5
4	1.75	8.7	19	37	10	20	0.2	0.4	0.2	0.4
5	1.78	5.6	14	29	10	20	0.3	0.7	0.2	0.4
6	2.8	6.9	11	22	10	20	0.4	0.8	0.3	0.6
7	3.7	9.2	9	16	5	--	0.4	0.8	0.4	0.7
8	4.6	12.0	7	13	5	--	0.4	0.7	0.2	---
9	3.4	14.0	3	5	5	--	0.2	0.4	0.2	---
10	7.7	28.8	5	10	5	--	0.2	0.4	0.4	---
11	8.7	18.0	2	3	5	--	0.4	0.9	0.4	---
	6.4	46.0				--	0.1	0.2	0.3	---

situación de muestras. Sin embargo, las medidas, repetidas - en ambos casos, con un porcentaje de Ar^{40} radiogénico infe-- rior al 2 % hace que no puedan tenerse en consideración y -- por ello ni siquiera las exponemos. Algo análogo sucede con los resultados de las determinaciones de la edades del vol-- cán de la Yezosa que con porcentajes inferiores al 4 % de -- Ar^{40} radiogénico han de ser igualmente rechazadas, máxime -- cuando se trata de un edificio cuyo estado de conservación - muy superior a la mayoría de los de la región, parece indicar una edad mucho más reciente (ANCOCHEA et al. 1979).

En el caso del volcán de Cerro Pelado, sin embargo, - se ha podido determinar la edad K-Ar de una biotita y un anfíbol que aparecen como megacrístales incluidos en la roca. La disparidad de edades existentes entre uno y otro megacrís-- tal puede justificarse claramente si se tiene en cuenta la - mayor temperatura de bloqueo del argón (y consecuentemente - mayor resistencia a un evento térmico), del anfíbol que de - la biotita (ALDRICH et al. 1965). Por consiguiente la edad - aparente del anfíbol podría ser un reflejo parcial de su --- edad original, mientras que la de la biotita sería probable-- mente la erupción del Cerro Pelado.

Si analizamos por tanto los datos obtenidos podemos - observar que el vulcanismo en esta región es activo al menos desde el Mioceno superior y durante el Plioceno y Pleistoce no inferior. No se puede afirmar que existan o no pausas en la actividad, excepto en el caso entre las erupciones del Mo-- rrón de Villamayor y el resto de los afloramientos volcáni-- cos, donde el lapso de tiempo sin medidas es del orden de -- dos millones de años y además, como se ha indicado, la lito-- logía es muy diferente.

Con esa excepción, no parece que exista relación entre litología y edad, ni tampoco se puede apreciar desplazamiento espacial de la actividad con el tiempo.

En cualquier caso, habría que considerar que las determinaciones de edad, no son suficientemente abundantes y que siempre es posible que la actividad se haya prolongado más en el tiempo de lo que los datos actuales de K-Ar indican.

5.- DISTRIBUCION ESPACIAL.

5.1.- CARTOGRAFIA.

El análisis de la distribución de los afloramientos, - queda reflejada en la cartografía que acompaña a este trabajo. Esta se efectuó a partir de la fotoaérea, reduciéndose a con- tinuación a escala 1: 50.000 y posteriormente a 1: 100.000, - para poder ser más manejable. La extensión del área revisada (más de 16 hojas 1: 50.000, más de 10.000 Km²), da idea de la magnitud del trabajo.

Además de los materiales volcánicos, se ha distinguido el zócalo precámbrico-paleozoico, los depósitos cenozoicos y los aluviales.

La cartografía de lo no volcánico se basa en trabajos anteriores esencialmente en las hojas de síntesis 1: 200.000 del I.G.M.E. (Ciudad Real y Linares), HERNANDEZ-PACHECO, ---- (1932), MOLINA (1974) y en los Estudios Previos del S.G.O.P.

Una idea más detallada del encuadre geológico regional, puede obtenerse a partir del esquema regional a escala ----- 1: 500.000 que se acompaña.

En cuanto a los productos volcánicos se han cartogra- fiado todos con el mismo símbolo para no complicar excesiva- mente las tramas. Se distinguen en ellos los centros volcáni- cos y las depresiones, así como las direcciones de coladas, - cuando éstas son deducibles. La distribución de esos centros puede también analizarse en el diagrama a menor escala que -- acompaña a la cartografía. Por último se han señalado las -- fuentes carbónicas por su posible relación con el fenómeno --

volcánico.

En otros dos mapas se representan la distribución de las litologías modales y normativas, marcándose además en uno de ellos la hoja 1: 50.000 a la que pertenecen y el número de orden dentro de ella: estos dos números (por ejemplo 759-13) permiten localizar perfectamente cada afloramiento en el segundo volumen.

5.2.- EXTENSION DEL AREA, NUMERO Y DENSIDAD DE AFLORAMIENTOS.

Al tratarse de un vulcanismo disperso, el area por la que se distribuye es bastante considerable, pues la totalidad de los afloramientos quedan incluidos en un círculo, centrado en las proximidades de Caracuel, de 50 Km de radio.

El número de afloramientos es difícil de precisar por la misma incertidumbre que el término afloramiento conlleva. En general, hemos considerado a la mayoría de los centros de emisión como afloramientos independientes, salvo que fuera imposible separarlos cartográficamente. Asimismo hemos considerado como centros de emisión independientes; aquellas coladas o acumulaciones de piroclastos de cierta entidad, de no segura procedencia. Obtenemos así más de 170 centros que se relacionan en el segundo volumen de este trabajo.

Su area de distribución es del orden de unos 5.000 Km² (para r= 40 Km) por lo que la densidad media sería de 3.4 --- afloramientos por cada 100 Km², es decir, aproximadamente uno cada 30 Km². Naturalmente, como puede observarse en la cartografía, esta distribución no es homogénea, sino que existe una clara concentración por zonas y en general en la mitad oriental de ese círculo imaginario que hemos trazado. Una rápida revista al número de afloramientos por cada hoja 1:50.000

(tabla 8), confirma lo mismo, existiendo hojas como las 786, 834 y 861, con un solo afloramiento u otros como las de Puertollano o Almagro con 27 y 28 respectivamente o la de Ciudad Real con 44. Así vemos, que de las 15 hojas por las que se -- distribuyen la totalidad de afloramientos, el 85.6 % se concentra en únicamente seis de ellas,

5.3.- EXTENSION DE LOS AFLORAMIENTOS.

La extensión superficial de los afloramientos, depende de numerosos factores, entre ellos, el grado de erosión y naturalmente la extensión original del afloramiento en cuestión. Dicha extensión será esencialmente, a su vez, función del volumen de material emitido en cada erupción. Por ello, un análisis de las áreas cubiertas por los distintos afloramientos puede sin lugar a dudas, dar una idea no cuantitativa pero sí semicuantitativa y relativa del volumen, o volúmenes de material emitido.

La extensión de cada afloramiento ha sido calculada a partir de la cartografía 1: 50.000, ésta se ha hecho de un modo aproximado, y en general puede resultar algo exagerada dado que al intentar resaltar los materiales volcánicos existe una tendencia a aumentar su tamaño en la cartografía, sobre todo en los afloramientos de menor entidad. Por el contrario un error muy superior y que desde luego compensaría concretes el anterior, es que, sin duda alguna, existe material volcánico cubierto por depósitos posteriores o suelos y que no ha podido ser cartografiados. Además un porcentaje desde luego muy elevado de material ha sido erosionado.

En el 2º volumen se especifica el area de todos los afloramientos localizado por nosotros, esta viene expresada -

TABLA.- 8

DISTRIBUCION DE AFLORAMIENTOS POR HOJAS 1: 50.000.

HOJA 1:50.000 Num.	Num. de afloramientos	%
786	1	
834	1	
861	1	
760	2	
809	3	14.4
783	4	
835	4	
837	4	
758	5	
759	17	
811	17	30.0
836	18	
810	27	30.3
785	28	
784	44	25.3

85.6

en hectómetros cuadrados (hectáreas) por ser ésta la unidad -- que mejor podría expresar dichas superficies como números enteros para la precisión empleada en este trabajo.

Si analizamos la distribución y variación de las extensiones vemos que varían desde 2 hasta más de 1.500 Hm² (volcán de Piedrabuena), con un valor medio de 121 Hm², que equivaldría a un círculo de 620 m de radio. La extensión de los afloramientos sigue una distribución logarítmica (fig. 18).

La extensión total ocupada por las rocas volcánicas es así del orden de 200 Km² (215.42).

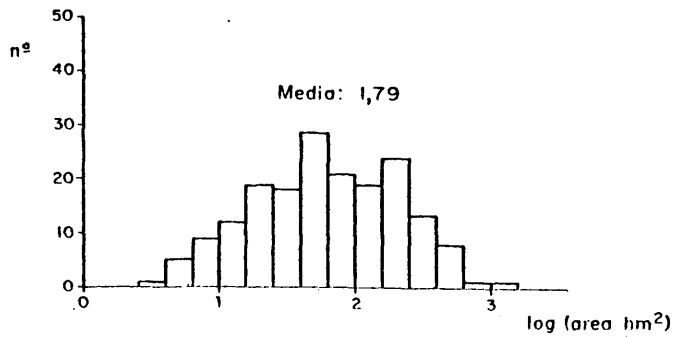
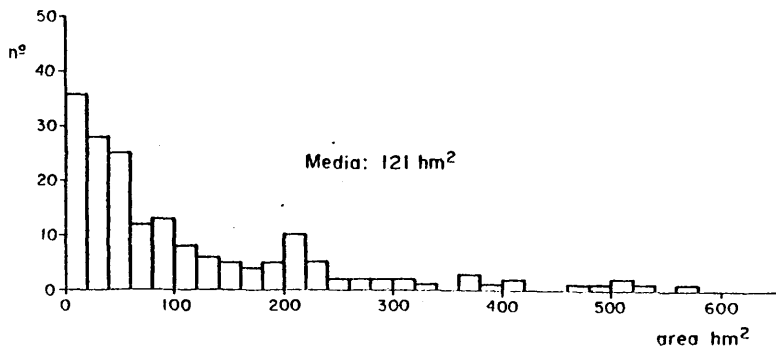
5.4.- ESTIMACION DEL VOLUMEN.

Más difícil de calcular es, el volumen de material emitido, pues si los errores en la estimación del area son grandes, en el caso del volumen estos crecen de forma exponencial.

Las formas para valorar el volumen pueden ser muy diversas; como una primera aproximación, en el caso más sencillo podríamos considerar toda la extensión como cubierta por un espesor constante de material volcánico, como si se tratara de una gran colada; en ese caso para valores de espesor entre 1 y 10m. nos moveríamos entre volúmenes de 200 a 2000 Hm³.

En una aproximación sucesiva podríamos suponer que todos los afloramientos, son edificios individuales de forma cónica, por ello, si consideramos la media de tamaños (121 Hm²), tendríamos que el volumen del edificio medio variaría según la pendiente de las paredes (y por consiguiente la altura). Si suponemos que se trata de edificios de tipo escudo (es decir, 4-

71



EXTENSION DE LOS AFLORAMIENTOS

Fig. 18

los más bajos) esa pendiente puede variar entre 1° y 7° (OLLIER, 1969; FIELDER et al. 1975). Por ello tendríamos un volumen entre 4.37 Hm³ y 30.73 Hm³ para el edificio medio y por tanto un volumen total variando entre 760 y 5350 Hm³.

Una mayor precisión puede lograrse si en lugar de hacer el cálculo para un edificio de tamaño medio, lo hacemos para cada edificio en particular. En este caso hemos considerado -- que los afloramientos de tamaños más grandes (en general de -- más de 240 Hm²), no son edificios cónicos, sino acumulaciones de coladas. Así hemos obtenido por una parte el volumen equivalente a los edificios cónicos, para pendientes de 1°, 4° y 7° y sumado lo correspondiente a "coladas" para 1, 5 y 10 m. de espesor. (tabla 9).

TABLA.- 9

ESTIMACION DEL VOLUMEN PARA DISTINTAS PENDIENTES DE EDIFICIOS CONICOS Y ESPESORES DE COLADAS.

Espe- sor m. Pendiente	1	5	10
1°	518	924	1432
4°	1770	2177	2685
7°	3032	3438	3946

Nos moveríamos, por tanto, entre rangos de 500 a 4000 Hm³, los valores correspondientes a 1° de pendiente no nos parecen reales, pues su valor es inferior a los resultados obtenidos si se supone que se trata únicamente de coladas, y además dicha pendiente suele ser muy superior en los edificios erosionados que hoy día observamos.

Por otra parte, muchos de los edificios han sido estrombolianos, por lo que su pendiente, y por consiguiente su volumen sería superior. El material dispersado en las erupciones como cenizas, el desaparecido por erosión y el cubierto por depósitos posteriores, aumentarían aún mucho más la cantidad de material emitido.

Por todo ello creemos que los valores máximos estimados por nosotros $4.000-5.000 \text{ Hm}^3$ (4 a 5 Km^3) pueden considerarse como rangos mínimos del volumen de material emitido.

5.5.- TAMAÑO Y LITOLOGIA.

En el capítulo de distribución temporal, se indicó que no se apreciaba ninguna relación notable entre extensión, composición y polaridad NRM.

Aunque a nivel de rango de tamaños por litología no se aprecian diferencias, si nos fijamos en la tabla 10, podemos ver, por el contrario, que frente a una media total de 1.21 Km^2 de extensión por afloramiento, las nefelinitas olivínicas se mantienen en dicha media, mientras que la de los basaltos es claramente superior (1.57) y la de las limburgitas y melilititas olivínicas inferior (0.96 y 0.92 respectivamente).

En cuanto a la extensión total, los basaltos a pesar de ser los centros menos abundantes, ocupan el 32.15 % del total, las nefelinitas olivínicas el 27.28 %, las melilititas el 23.01 %, las limburgitas el 11.61 % y las leucititas olivínicas el 0.29 %.

Tomando los basaltos como unidad, la relación entre el área ocupada por basaltos, nefelinitas olivínicas, melilititas

TABLA.- 10

EXTENSION DE LOS AFLORAMIENTOS SEGUN SU LITOLOGIA.

LITOLOGIA	EXTENSION TOTAL (Km ²)	% (del total)	RELACION ENTRE AREAS TOTAL	% ENTRE B.O., N.O. M.O.	EXTENSION MEDIA DE CADA AFLORAMIENTO (Km ²)	RELACION ENTRE EXTENSIONES MEDIAS
BASALTOS OLIVINICOS	69.26	32.15	1	39.00	1.57	1
NEFELINITAS OLIVINICAS	58.77	27.28	0.85	33.09	1.25	0.80
MELLITITAS OLIVINICAS	49.57	23.01	0.72	27.91	0.92	0.59
LIMBURGITAS	25.01	11.61	0.36	-	0.96	0.59
LEUCITITAS OLIVINICAS	0.62	0.29	0.009	-	-	-
Sin determinar	12.19	5.66	0.18	-	1.02	0.65
TOTAL	215.42	100.00	-	-	1.21	-

4/4

TABLA.- 11

ESTIMACION DEL VOLUMEN APROXIMADO DE CADA LITOLOGIA.

	VOLUMEN TOTAL (Hm3)	%		RELACION DE VOLUME NES TOTALES	VOLUMEN MEDIO (Hm3)	RELACION ENTRE VOLUMENES ME- DIOS.
		TOTAL	M.O., N.O., B.O.			
Melilititas olivificas	1166	29.5	35.7	1.0	20.5	0.7
Nefelinitas olivificas	948	24.0	29.0	0.8	21.1	0.7
Basaltos olivificos	1151	29.2	35.3	1.0	28.8	1.0
Limburgitas	319	8.1	-	-	16.0	-
Leucititas olivificas	9	0.2	-	-	4.5	-
Sin muestra	327	8.3	-	-	20.4	-
TOTAL	3946	100.00	-	-	-	-

55

olivínicas es $l = 0.05 : 0.72$, y la de medias de tamaños de ---
afloramientos $l = 0.80 : 0.59$.

En cuanto al cálculo del volumen para cada litología -
puede recurrirse a un artilugio análogo al empleado para la --
aproximación al valor del volumen total. Sólo utilizaremos el
método final de los mencionados anteriormente, con un pendien-
te de 7° para los "edificios cónicos" y un espesor de 10 m. pa
ra las acumulaciones de coladas. Así obtenemos unos valores --
que están resumidos en la tabla 11 y unos volúmenes medios por
afloramiento para cada litología. Lo que a nosotros nos intere
sa no es el valor absoluto, sino el relativo, y podemos así --
comprobar como el mayor volumen lo constituyen melilititas --
olivínicas (29,5 %) y basaltos (29.2 %), a continuación nefeli
nitas olivínicas (24.0 %), siendo las leucititas olivínicas só
lo el 0.2 % del total.

5.6.- DISTRIBUCION ESPACIAL DE LAS DISTINTAS LITOLOGIAS.

Para este análisis se ha recurrido a la realización de
mapas de características petrográficas y geoquímicas, mediante
ordenador. El paquete informativo utilizado es el SURFACE II,
(SAMPSON, 1975) adaptado por J.L. BRÄNDLE para poder ser usado
en ordenador UNIVAC 1100.

Se han empleado mapas de dos tipos fundamentales: ma--
pas cualitativos (de distribución, tanto de clasificaciones mo
dales como normativos y mapas cuantitativos (de variación). Se
ha probado también con bloques diagrama y diagramas ternarios
no triangulares. (ANCOCHEA y BRANDLE, 1981, b)

Este tipo de región volcánica, con vulcanismo puntual y disperso, es de las más idóneas para un análisis de esta naturaleza (cartografía automática), ya que permite considerar cada centro o afloramiento como un punto.

Para poder realizar el estudio, ha sido preciso delimitar la región por una cuadrícula en la que el extremo SW constituye el origen de coordenadas, la zona ha quedado así delimitada por los paralelos $38^{\circ}29'00''$ N y $39^{\circ}10'00''$ N y los meridianos $3^{\circ}25'00''$ W y $4^{\circ}35'00''$ W (GREENWICH), ocupando el área así fijada 7500 Km^2 ($x = 100 \text{ Km}$, $y = 75 \text{ Km}$). Las figuras que se acompañan se han efectuado a escala 1: 1.000.000 y en ella el valor numérico que figura en los ejes es la distancia en segundos de coordenadas geográficas al origen.

Mapas de distribución modal.

El mapa se basa en el análisis de más de 1.000 láminas delgadas. Se han considerado 172 afloramientos de los que están muestreados 161, es decir el 93.6 %. A cada uno se le ha asignado una litología modal cuando la composición era homogénea, incrementándose ésta, cuando coexisten en el mismo centro más de una litología. Siguiendo este criterio se han utilizado 190 datos.

En la fig. 19 A, aparecen todos los puntos con sus litologías, los círculos blancos son basaltos, los círculos negros nefelinitas olivínicas, las espas melilititas olivínicas, los triángulos negros limburgitas y los blancos son puntos sin muestra.

La fig. 19 B, corresponde a la distribución de los basaltos y la fig. 20 A y B, a nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas respectivamente. No se han presentado los datos

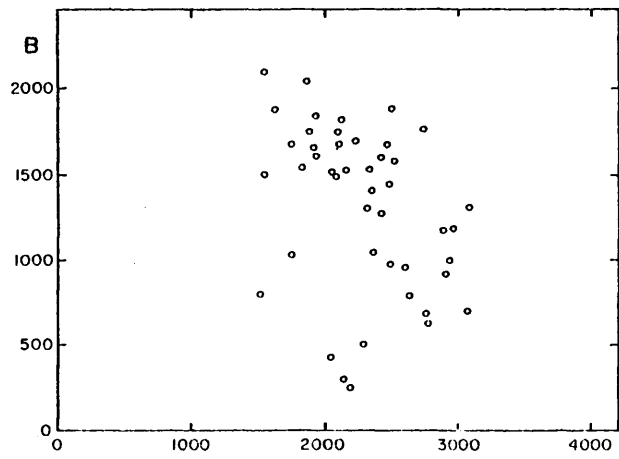
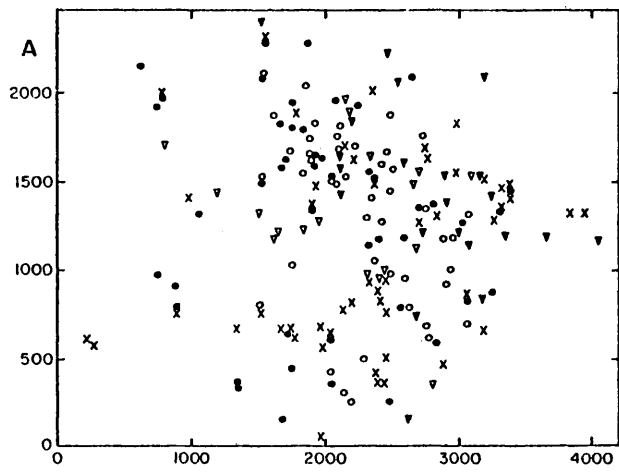


Fig. 19

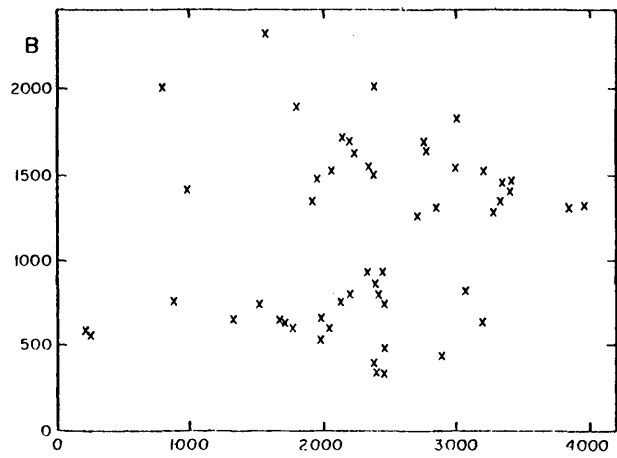
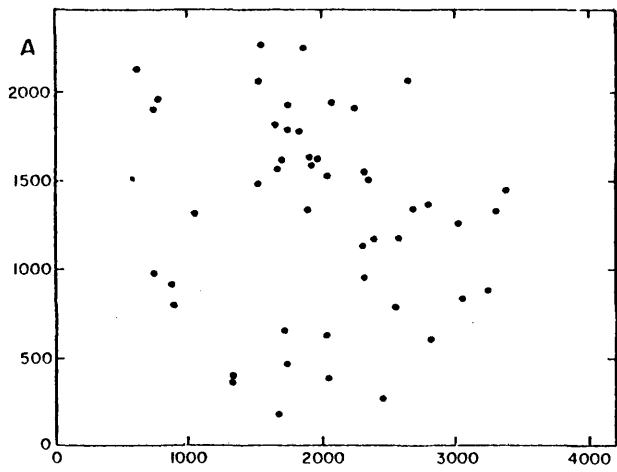


Fig. 20

de limburgitas por no ofrecer especial significado.

Del total 55 afloramientos (30.6 %) de los muestreados son melilititas olivínicas, 51 son nefelinitas olivínicas (18.3 %), 48 basaltos (26.7 %), 2 son leucititas olivínicas -- (1.1 %) y 24 limburgitas (13.3 %). Sin limburgitas el 35.3 %, son melilititas olivínicas (M.O.), 32.7 % nefelinitas olivínicas (N.O.), 30.8 % basaltos y 1.3% leucititas olivínicas (L.O.).

Atendiendo a la extensión de las distintas litologías más ampliamente representadas podemos observar que el área en la que se distribuyen las melilititas olivínicas, es mayor que la de las nefelinitas olivínicas, y a su vez mucho mayor que la de los basaltos. Por otra parte el área en la que afloran estos últimos, se encuentra incluida en la de los de las nefelinitas olivínicas, y a su vez en los de las melilititas olivínicas. A título orientativo, sin que le atribuyamos ningún valor como dato absoluto, hemos calculado el área del rectángulo circunscrito (paralelo a los ejes) a cada litología. Las melilititas olivínicas ocupan un área equivalente al 93.1 % de todo el mapa, las nefelinitas olivínicas al 65.1 % y los basaltos al 32.0 %. La relación de abundancias entre basaltos y nefelinitas olivínicas, melilititas olivínicas, es $1 = 1.06 : 1.15$; mientras que la de áreas rectangulares de dispersión es $1 : 2.0 : 2.9$.

En resumen y dado que las tres litologías tienen aproximadamente igual número de afloramientos, al ocupar los basaltos mucho menor área tendrá un mayor número de afloramientos por unidad de superficie. En las figuras 19 y 20 a su vez pueden verse que el área ocupada por los basaltos se sitúa en la zona central del área ocupada por las otras litologías si bien éstas últimas aparecen tanto en ese área como fuera de ella.

Por último, cabía pensar en posibles directrices en la distribución de afloramientos. En la distribución total de --- afloramientos no se observa directrices esenciales, tampoco se aprecian alineamientos ostensibles en melilititas olivínicas y nefelinitas olivínicas; únicamente los basaltos tienden a --- orientarse en una dirección aproximada NNW-SSE.

En pocas palabras podríamos decir que los basaltos ocupan una mayor extensión (mayor volumen), a pesar de ser los -- que aparecen con menos frecuencia (menor cantidad), asimismo - se distribuyen en una área de dispersión mucho menor. Por lo - tanto, su densidad, entendida tanto como número de afloramientos por área de dispersión, como área ocupada por área de dispersión es la más alta de todos los tipos. Las melilititas olivínicas, se situarían en el extremo opuesto en todas las características y las nefelinitas olivínicas siempre en posición intermedia.

Por otra parte, en cuanto a posición geográfica relativa, la conclusión más clara de la distribución de los distintos tipos de rocas y de los parámetros y contenidos químicos - es que existe una concentración de los tipos basálticos (tanto normativos como modales) en una banda central con una dirección aproximada NNW-SSE; las basanitas, nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas, se van disponiendo en áreas cada vez mayores y que abarcan a las anteriores. (ver capítulo de Geoquímica).

Esta distribución no es naturalmente casual, sino que tiene un significado que analizaremos con detenimiento en un - capítulo posterior.

5.7.- DIRECTRICES ESTRUCTURALES DEL VULCANISMO.

La característica más destacable que puede obtenerse de la observación, es que los centros de emisión se distribuyen de forma aleatoria. Ahora bien, no parece lógico, que esta distribución sea al azar, sino que debe responder a determinadas pautas condicionadas por directrices tectónicas bien propias, bien heredadas (hercínicas o tardihercínicas). Lo que de hecho sucede es que el elevado número de centros y la probable existencia de una compleja red de fracturas no nos permite ver directrices. Solamente, en ocasiones a escala local podemos apreciar que algunos centros definen claras directrices como la de los volcánes de La Balona, Asdrúbal y Calatrava en el valle de Puertollano.

5.7.1.- Método empleado.

Un primer intento de averiguar las directrices de la distribución, se realizó de forma manual, partiendo de las escasas directrices claras a simple vista y trazando todas las paralelas posibles que incluyeran varios centros; sin embargo, el trabajo no nos permite llegar a conclusiones claras sobre todo por la subjetividad en la elección de esas primeras direcciones.

En vista de ello, ideamos un procedimiento (ANCOCHEA y BRÄNDLE, 1981 C), para analizar dicha distribución de un modo objetivo y rápido, es decir, mediante la ayuda del ordenador.

El desarrollo geométrico e informático completo del método empleado no lo incluimos en el texto para no alargarlo excesivamente; sólo resumiremos aquí su fundamento. Una informa-

ción más detallada le puede ser facilitada a todo aquel que le interese.

Cuando se dispone de una nube de puntos, como la que definen los centros de emisión de esta región, el procedimiento que suele emplearse es el intentar simplemente calcular una recta de regresión entre variables (en este caso, latitud y longitud). Esto, en nuestro caso, no da resultado alguno, y todo lo más permitiría, en el caso más favorable, hallar una directriz de conjunto pero nunca familias de directrices.

El método empleado por nosotros se basa en "barrer" todo el área, con todo el conjunto de rectas posibles y con todas las inclinaciones de modo que sepamos, a lo largo de cuales de ellas se alinean los centros. Como el número de rectas que podemos pasar por el plano son infinitas, hemos de limitarlas de diferentes maneras:

- En primer lugar ha de delimitarse el entorno que comprende a todos los afloramientos. Así se ha obtenido un rectángulo de 100 x 75 Km., el mismo que empleamos en la construcción de los mapas de distribución analizados con anterioridad, fijando el origen de coordenadas también, como en aquel caso, en el vertice suroccidental.
- A partir del origen (ángulo SW) del rectángulo de 100 x 75 Km., donde están situados los centros volcánicos, se selecciona una pendiente (en el primer caso 0°) y se comprueba cuantos puntos pasan por ella. Si existen dos centros definirán ya una recta.
- A continuación, por sucesivos incrementos constantes,

se aleja la recta del origen manteniendo la pendiente constante y verificando todas las posibles rectas definidas por nuestros puntos a lo largo del área.

- En paso siguiente, se vuelve de nuevo al origen y se modifica ligeramente la pendiente repitiendo el proceso anterior de "barrido" por todo el entorno. De esta forma, se recorre todo el área con todas las pendientes.

Se han introducido en el ordenador las coordenadas UTM de los posibles edificios volcánicos, considerando, si no existían otros criterios, su punto más elevado como parte central. Sin embargo, aparte del error que pueda cometerse al determinar ese punto central del edificio, carece de sentido geológico el asimilar un edificio volcánico a un punto. Por ello se ha considerado cada punto como un círculo de radio prefijable en cada caso.

De este modo un centro pertenecerá a una recta no sólo cuando verifique su ecuación, sino también, siempre que la distancia a ella sea menor de una cantidad determinada

Este procedimiento así, sin más, permitiría calcular todas las rectas que unen al menos, dos afloramientos, y que en el caso máximo sería $n \times (n-1)/2$ (es decir, 14.706 en nuestro caso). Con ello, sin embargo, no habríamos averiguado, si existen determinadas directrices, ya que éstas quedarían enmascaradas entre un gran número de rectas no significativas.

Es claro que, por tanto, dos puntos no pueden definir una directriz significativa, y es justamente la elección del número de puntos que han de pasar por la recta para que esta sea significativa, la principal manera de superar la eliminación de direcciones ficticias si la distribución fuera al

azar.

Una vez que se seleccionan las posibles rectas significativas, por si esta primera selección no fuera suficiente, hemos establecido un nuevo filtrado, considerando únicamente directrices significativas aquellas en las que su dirección o en las inmediatas se concentran un número dado de rectas. La técnica empleada para este segundo filtrado, es similar a la que se emplea para el cálculo de la media móvil.

El programa permite por lo tanto prefijar:

- Valor del incremento de la pendiente
- Distancia entre las rectas que "barren" el area.
- Distancia del punto a la recta (\approx ancho del punto).
- Número de puntos que han de alinearse.
- Número de rectas en un intervalo angular.

Para la realización se ha ejecutado un programa FORTRAN que tiene como base:

- Lectura de los datos disponibles.
- Definición de las dimensiones del area.
- Trazado de todas las líneas posibles según las pausas establecidas y selección de aquellas que verifiquen todas las condiciones.
- Cálculo de la media móvil de la matriz de ángulos obtenida, para lograr una mejor discriminación.
- Selección de direcciones que tengan más de un número prefijado de rectas.
- Representación optativa de las rectas y de los puntos

que las verifican en un plano.

5.7.2.- Selección de parámetros.

No cabe duda, que el número de rectas resultantes van a estar condicionadas, además de por las condiciones elegidas en el programa, por la distribución de los puntos en cuestión y por su número y densidad.

Podría intentar desarrollarse un método que permitiera seleccionar cuales son las condiciones óptimas para cada nube de puntos de un modo probabilístico, como se hace por ejemplo para la localización de cuerpo mineralizados (McCOMMON, 1977).

En este caso no se ha realizado un análisis de tipo probabilístico sino que se ha preferido seleccionar los distintos parámetros de un modo empírico, contrastando los resultados con nubes de puntos análogos elegidos de forma aleatoria.

Por ello las líneas obtenidas no tienen porque ser reales sino que son las de existencia más probable. Si los criterios de selección hubieran sido más restrictivos, habrían desaparecido muchas de ellas, o aumentando si lo fueran menos. En cualquier caso, aunque el número de rectas habría podido disminuir o aumentar, hemos comprobado que en general las directrices principales se conservan.

Con todos estos problemas, hemos fijado unas condiciones, las que creemos más idóneas para Campos de Calatrava, pero que en ningún caso pueden extrapolarse a otra área con distinto número de puntos, distribución y densidad. Estas condi-

ciones son:

- 1.- Pendiente variable de grado en grado.
- 2.- Separación de rectas: 200 m.
- 3.- Distancia del punto a la recta (\equiv radio del centro volcánico): 100 m.
- 4.- Número mínimo de puntos por recta: cuatro.
- 5.- Válidas las direcciones en las que cada 3 grados - de variación aparezcan al menos 6 rectas.

De las 100.000 rectas que traza el programa con las -- dos primeras condiciones, sólo 233 cumple las primeras cuatro, y éstas se reducen a 145 con la quinta.

Se ha considerado también la posibilidad de que los -- mismos puntos, si están muy próximos, puedan definir dos rec-- tas diferentes, separadas únicamente por un grado. Analizados todos los puntos que pasan por cada recta, hemos comprobado -- que efectivamente, en un caso, cuatro puntos definen dos rec-- tas con un ángulo de un grado de diferencia. Hemos por ello -- eliminado una de ellas con lo que las direcciones válidas que-- dan reducidas a 144.

A pesar de todo ello, queda la duda de si se seleccio-- nan de un modo aleatorio igual número de puntos, repartidos -- por una superficie idéntica, podría obtenerse un número simi-- lar de directrices en algunas direcciones. Para comprobarlo, -- se han tratado dos series de 174 puntos aleatorios, dentro de un rectángulo de 100 x 75 Km. como el empleado en el cálculo -- de directrices y con idénticas condiciones. La generación de -- números aleatorios se ha efectuado usando la subrutina MRAND -- suministrada por UNIVAC.

Frente a las 144 directrices obtenidas aplicando el programa a los Campos de Calatrava, en los modelos aleatorios, se han encontrado únicamente seis rectas en un caso y ninguna en otro.

Si en lugar de considerar el rectángulo de 100 x 75 Km completo, consideramos que se concentran los 174 puntos en un cuadrado de 75 x 75 Km (es decir, eliminamos 15 Km. por cada lado es el eje x) en una distribución más parecida a la de nuestra región, el número de rectas en el primer caso de números aleatorios sube de seis a trece.

Todo ello viene a confirmarla validez del método empleado.

5.7.3.- Resultados obtenidos.

Las rectas obtenidas con las condiciones mencionadas, han sido agrupadas de 5 en 5 grados, estos resultados aparecen representados graficamente en la fig. 21. Una primera observación del diagrama resultante permite ver claramente que la distribución no ha sido en absoluto al azar, sino siguiendo unas pautas bien marcadas. No sólo se obtienen unas direcciones determinadas sino que además, aparecen asociadas entre sí en familias de direcciones aparentemente conjugadas y de intensidad (n° de rectas) similares.

La mayor parte de rectas se orientan según las direcciones N-105°-120°E y N-160°-170°E; le siguen en orden de importancia las N-15°-20°E y N-135°-155°E; con menor importancia aún la N- 175°-185°E-y N-55°-60°E; por último, con una importancia mínima, casi no considerable, la N-25°-30°E y la N-125°-130°E. (Fig. 21, 22, 23 y 24).

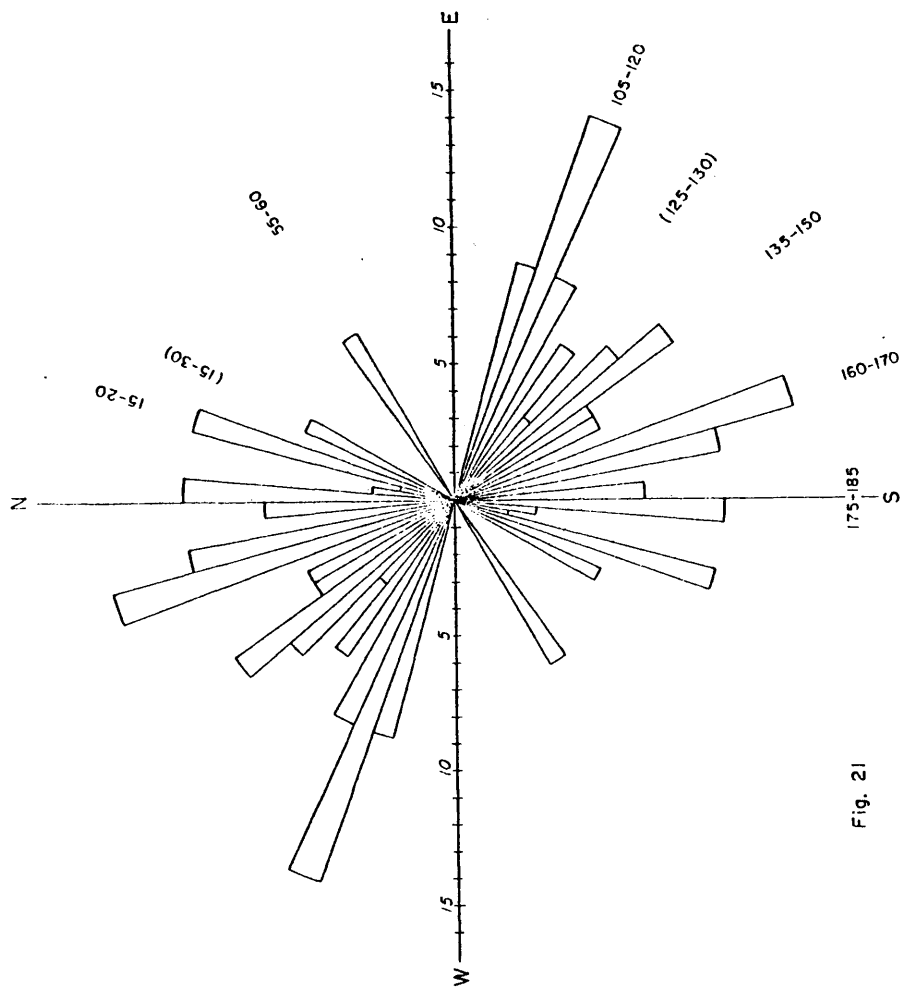


Fig. 21

90

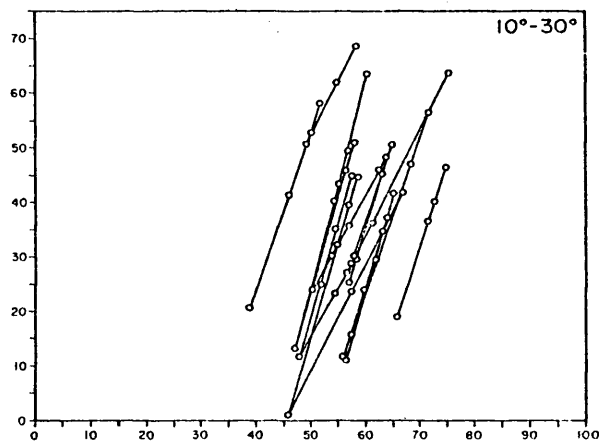
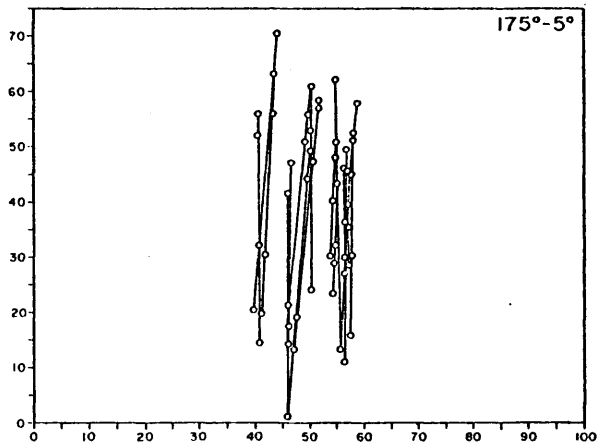


Fig. 22

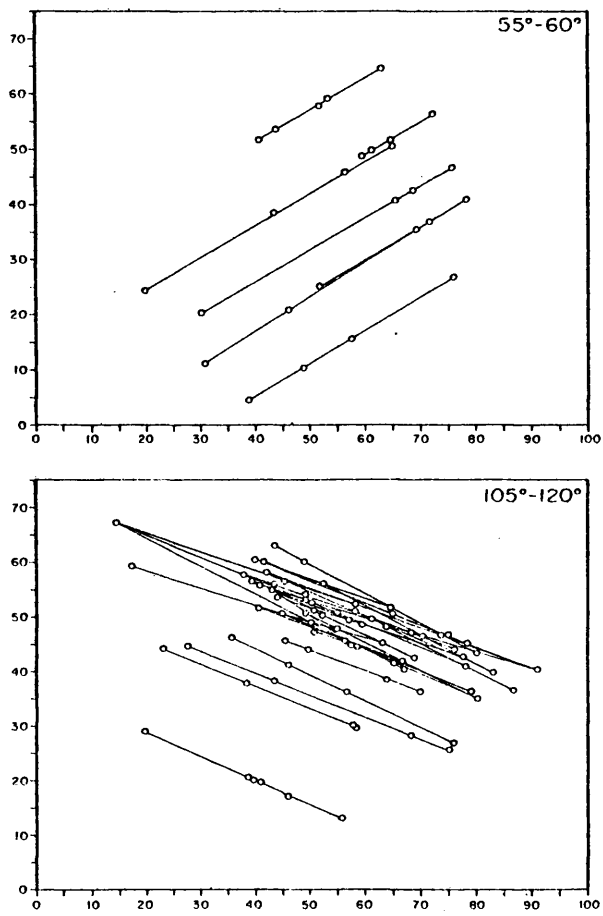


Fig. 23

92

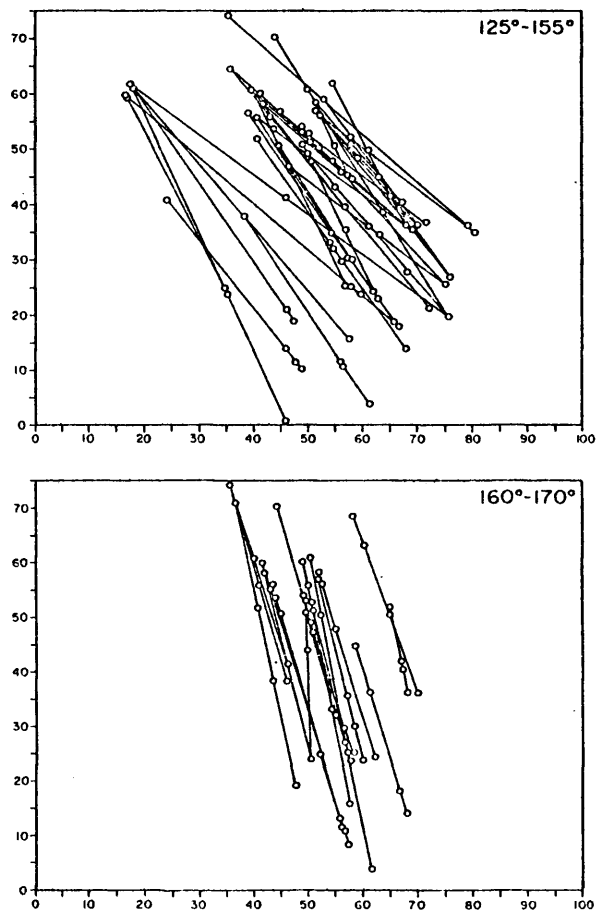


Fig. 24

Estos resultados pueden compararse con los obtenidos por otros autores para este área (fig. 25). Así ROIZ (1979), al analizar la fracturación que ha afectado a los materiales hercínicos, distingue una dirección principal NE-SW a ENE-WSW, y otra NW-SE a WNW-SSE, finalmente una E-W de menor importancia. La primera coincide con una de las nuestras (N-55° a 60°E) de entidad menor; la segunda abarcaría varias de las nuestras principales. El mismo autor se basa en los datos de ANTON-PACHECO (com. Prs.), que a partir de la interpretación de lineaciones en foto satélite, distingue como principal la WNW-SSE, esta coincidiría con la nuestra también principal N 105°-120°E. Distingue además la ENE-WSW, señalada también por ROIZ y similar a nuestra N 55°-60°E; e indica asimismo, otras dos directrices no señaladas por ROIZ: la NNE-SSW y la N-S a NNW-SSE, ambas coincidentes con las nuestras de mayor entidad.

La obtención de familias de direcciones, así como la coincidencia de nuestros resultados con los obtenidos, por otros criterios con distintos métodos, confirman la validez del método y la representatividad de las directrices resultantes.

KEAR (1964) propone para una región en la que el vulcanismo es también de carácter puntual y disperso la existencia de tres tipos de alineaciones:

- a.- De salideros volcánicos: relacionados con el campo de esfuerzos tensionales locales para cada erupción.
- b.- De centros volcánicos: relacionados probablemente con fallas preexistentes, a veces subyacentes, que actúan como fisuras durante la erupción.
- c.- Regionales: que indicarían probablemente la localización de las principales fracturas que actuaban -

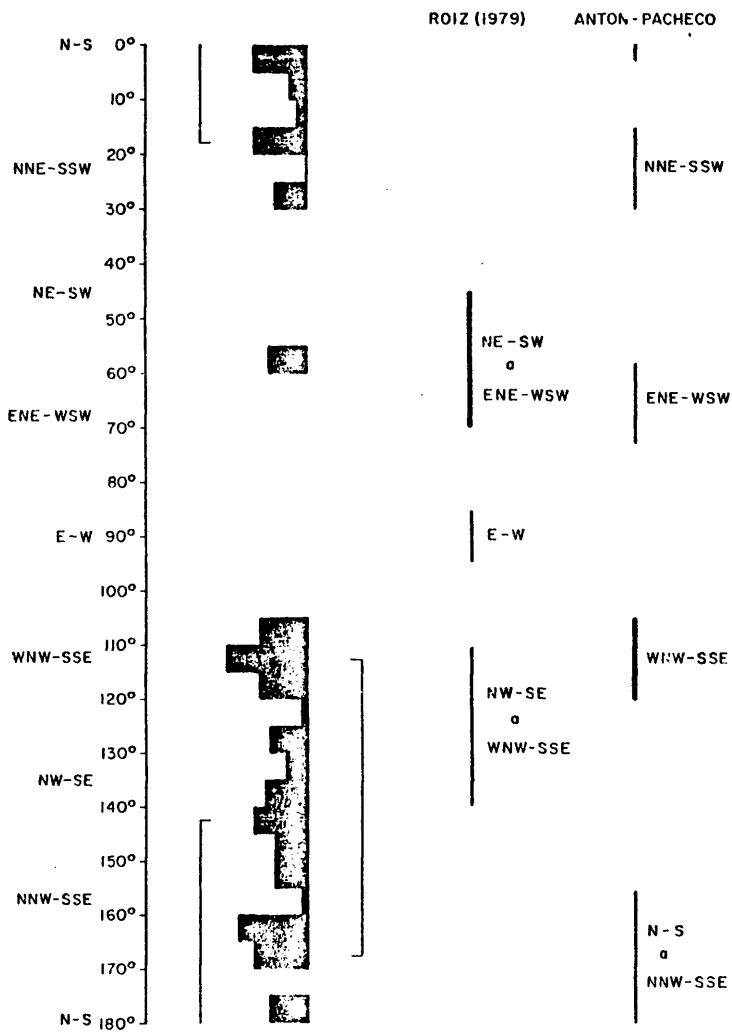


Fig. 25

como conducto de ascenso desde profundidad hasta el -- sistema de fallas secundarias próximas a la superficie.

Las del primer tipo es posible que en nuestro caso, -- puedan haber pasado desapercibidas ya que en la mayoría de los casos es muy difícil, reconstruir los conductos de emisión para cada centro y, desde luego no se han introducido como tales para el análisis estadístico.

Una gran parte de las directrices obtenidas, es posible que sean alineaciones de centros que corresponden a fracturas preexistentes. Desde luego éste significado debe dársele a aquellas direcciones que coinciden con las identificadas por ROIZ a partir de su estudio de la geología hercínica.

Sin embargo, es posible que otras de las directrices -- localizadas por nosotros, y no coincidentes con las señaladas a la escala de detalle, pero sí con las de trabajo a escala regional (datos de ANTON-PACHECO) puedan reflejar el sistema de fracturación profunda de mayor importancia. En este caso se encontrarían las directrices principales obtenidas por nosotros N 105°-120°E y N 160°-170°E, identificadas también a grandes rasgos por foto-satélite.

También apoyarían el carácter regional de estas direcciones, otros datos como la tendencia regional a la concentración de centros según, sobre todo, la dirección NNW-SSE (\approx N 105°-120°E), así como la concentración con esa misma directriz de los centros de composición basáltica o, y como veremos con la alineación de máximos o mínimos en los mapas de variación en elementos y parámetros como SiO₂, Ne normativa, etc.

Se ha intentado también analizar las posibles relaciones entre estas directrices y la composición de las rocas. El análisis de la naturaleza de los centros que se alinean a lo largo de una determinada dirección permite comprobar que, en ningún caso, los centros de una misma dirección son de análogas litologías. Además, se ha aplicado el método general a los afloramientos de cada litología por separado. El bajo número de puntos no permite obtener resultados satisfactorios, si bien los máximos resultantes coinciden a grandes rasgos con los de la totalidad, sin que existan criterios para decir que los centros de una determinada composición se alineen según directrices diferentes a los de otra.

Si esas dos directrices principales N 105°-120°E y N 160°-170°E correspondieran realmente a direcciones de fracturación conjugadas, podríamos deducir una dirección de esfuerzos de compresión aproximadamente NW-SE (= N-130°-140°E).

Por otra parte, la dirección N-160°-170° es similar a la seguida por el desgarre del Guadiana Menor que, desde la parte occidental del Cabo de Gata, atraviesa toda la cordillera bética. Esta habría actuado como falla dextral en el Mioceno, pero habría sido generada posiblemente ya en la fracturación tardihercínica (FOUCAULT, A. 1971; JEREZ MIR, L. 1973; JEREZ MIR, F. 1979 y ALVARO et al 1975). La prolongación de su traza penetra en la región volcánica central y prácticamente constituye el borde occidental de una buena parte de los afloramientos pasando por las proximidades del Morrón de Villamayor.

Directrices paralelas a ésta pueden ser las que controlan de una forma general el margen occidental de la cuenca terciaria y también el borde oriental de la región volcánica

cuyos afloramientos conocidos no sobrepasan una línea de ángulo dirección situada entre Valdepeñas y Manzanares y que al mismo tiempo marcaría la aparición de los afloramientos mesozoicos de la región.

Esta fracturación profunda de dirección aproximada NNW-SSE podría por lo tanto haber jugado un papel importante en el desarrollo y evolución del vulcanismo de Campos de Calatrava.

6.- PETROGRAFIA.

6.1.- NOMENCLATURA.

Son de sobra conocidos los problemas que siempre ha -- planteado la nomenclatura en los trabajos petrológicos, debido a la diversidad de criterios utilizados por los autores. Este problema se acentúa aún más en rocas volcánicas, donde la composición modal, en ocasiones, aporta datos insuficientes para una clasificación correcta de la roca. Ello ha hecho que el relativo acuerdo existente a la hora de denominar una roca plutónica no exista cuando se trata de una volcánica (STRECKEISEN y Le MAITRE, 1979; STRECKEISEN, 1979).

En el caso de las rocas volcánicas de Campos de Calatrava, el problema es aún más complejo, por tratarse de rocas con elevados contenidos en máficos y feldespatoides y en muchos casos sin feldespatos, lo que hace que prácticamente no se puedan representar o se representen en su mayoría en el mismo punto, en los tradicionales diagramas QAPF que recomienda la IUGS (1973). Creemos por tanto conveniente detenernos a considerar cuales son los criterios de clasificación que pueden utilizarse en este tipo de rocas y cuales los que nosotros vamos a emplear a lo largo del texto.

Las clasificaciones modales en rocas volcánicas, son poco precisas cuando la matriz es micro o criptocristalina o cuando existe un componente vítreo. Sin embargo, este tipo de clasificación es extremadamente útil pues permite denominar a las rocas directamente al microscopio, sin necesidad de recurrir al análisis químico. Las clasificaciones normativas más precisas, y además cuantificables, permiten además la compara-

ción con otras rocas, pero tienen el grave inconveniente de que es imposible analizar todas las muestras que se recogen.

Es por ello que se hace necesario utilizar una y otra nomenclatura, con los problemas de confusión que esto conlleva.

6.1.1.- Clasificación modal.

Todas las rocas de Campos de Calatrava, se caracterizan por la omnipresencia de olivino y piroxeno en gran cantidad acompañados por feldespatos (plagioclasa), feldespatoides y vidrio como componentes fundamentales; apareciendo ocasionalmente también biotita. Se pueden por tanto, de inmediato separar tres grandes grupos: con feldespatos, con feldespatoides y con matriz parcialmente vítrea. En la bibliografía regional antigua, se habla así de basaltos plagioclásicos, basaltos nefelínicos, basaltos melilíticos, basaltos leucíticos y limburgitas.

BURRI y PARGA PONDAL (1933), son los que introducen para denominar este tipo de rocas el término definido por LACROIX (1916) en Madagascar de "Ankaratrita": roca fundamentalmente ferromagnésiana, con olivino y piroxeno esenciales, biotita en menor proporción y en la matriz y como mineral incoloro nefelina. Distinguen así: ankaratritas, ankaratritas melilíticas, basaltos plagioclásicos, limburgitas y leucititas -- olivínicas.

A nivel más general, TRÖGER (1935), define la ankaratrita como una nefelinita olivínica melanocrática. JOHANSEN (1938) hace equivaler las ankaratritas a melabasaltos nefelínicos con biotita, definiendo el término, "Tannbuschita" para

cuando está presente este último mineral.

Posteriormente (STRECKEISEN, 1967; IUGS, 1973; STRECKEISEN, 1979) ha sido señalado lo incorrecto de los términos basalto nefelínico, melilitico o leucítico para rocas que no tienen plagioclasa por lo que dichos términos, que se habían utilizado ampliamente en esta región volcánica, deben rechazarse. En su lugar se han propuesto las denominaciones, nefelinita olivínica, melilitita olivínica y leucitita olivínica.

SØRENSEN (1974), resume las clasificaciones anteriores. Las rocas sin feldespatos y con feldespatoides, dependiendo de la naturaleza de este último y del índice de coloración, se denominarían leuconefelinitas, leucomelilitas, etc. (índice de coloración de 0 a 35), nefelinitas, etc. (I.C. 35 a 65) y melanefelinitas, etc. (I.C. > 65); si existiese olivino se le añadiría el calificativo olivínica. La tannbuschita equivaldría así a la melanefelinita olivínica con biotita. La limburgita sería el equivalente con vidrio sin feldespatos ni feldespatoides.

Limitándonos a las rocas de composición análoga o próxima a las de esta región volcánica y basándonos esencialmente en SØRENSEN (1974), podríamos establecer un cuadro clasificación modal (Tabla I2). En principio va a ser en este cuadro en el que nos basaremos para dar las denominaciones modales, teniendo en cuenta que en el caso de existir más de un feldespatoides, se pondrán como nombre o calificativo según el orden de importancia, por ejemplo nefelinita olivínico-melilitica.

En general, en la bibliografía reciente, existe la tendencia a utilizar los términos nefelinita olivínica ó similares, descartando por completo el de "tannbuschita", si bien se

TABLA.- 12
CLASIFICACION MODAL

INDICE DE COLORACION	CON FELDESPATOS SIN FOIDES		CON FOIDES Y FELDESPATOS		SIN FELDESPATOS CON FELDESPATOIDES
	Con Oe	Sin Oe	Feld. > Foides	Foides > Feld.	
35-65	Con Oe	Sin Oe	Tefrita	Ne Nefelinita tefrítica	Ne Nefelinita
			Tefrita leucítica	Le Leucitita tefrítica	Le Leucitita Melilitita
	Con Oe	Sin Oe	Basanita (tefrítica olivínica)	Ne	Ne NEFELINITA OLIVINICA
			Basanita leucítica	Le Leucitita basanítica	Le LEUCITITA OLIVINICA Me MELILITITA OLIVINICA
> 65	Con Oe	Sin Oe			Ne Melanefelinita Le Mela leucitita Me Melamilitita
			Oceanita		Me MELANEFELINITA OLIVINICA Ne ANKARATRITA (TANNBUSCHITA)
	Con Oe	Sin Oe	Ankaramita		Le MELALEUCITITA OLIVINICA Ankaratrita leucítica
			Picrita		Me MELAMELILITITA OLIVINICA Ankaratrita Melilitica
			L I M B U R G I T A	(con vidrio, sin feldespatos, ni foides)	

* En mayúsculas los tipos rocosos representados en la Región Volcánica Central Española.

conserva aún el de ankaratrita, especialmente por parte de -- autores europeos, haciéndolo equivalente a melanefelinita olivínica prescindiendo de la presencia o no de biotita.

Un problema secundario es el de la utilización del prefijo "mela". El índice de coloración, es difícil de determi-- nar modalmente; normativamente el índice varfa de 45 a 70 por lo que parte de las rocas deberían llevar prefijo y otra no. Es por ello que hemos prescindiendo de su utilización, reservando-- lo sólo para aquellas rocas en las que existen otros crite--- rios que indican un anormal enriquecimiento en componentes melanocráticos con respecto a la media (por ejemplo: elevado -- contenido en Ni).

6.1.2.- Clasificación Normativa.

La mayor parte de las clasificaciones basadas en pará-- metros químicos para rocas análogas a las de este área, utilizan la composición normativa CIPW.

Las denominaciones normativas menos problemáticas son las correspondientes a los extremos de saturación dentro de -- las rocas de Campos de Calatrava, es decir, basaltos y melilititas. Los primeros, los basaltos, son en su mayor parte ba-- saltos olivínicos alcalinos, puesto que casi todas las rocas de esta area tienen olivino y nefelina normativa. Unicamente dos análisis tienen Ol. e Hy, normativa, por lo que deberían denominarse toleitas olivínicas (YODER Y TILLEY, 1962), o por su bajo contenido en Hy, normativa (< 3 %), basaltos olivínicos (GREEN, 1969), su significado será analizado más adelante.

El límite entre los basaltos olivínicos alcalinos y -- los términos más subsaturados se le situarse en el 5 % de Ne-

normativa (MACDONALD y KATSURA, 1964; GREEN, 1969).

Por otra parte las rocas más subsaturadas de este --- area, se caracterizan por la presencia de larnita normativa. Su aparición representa melilita potencial por lo que se denominan melilititas olivínicas (s.l.) distinguiendo dos subtipos: melilititas olivínicas nefelínicas con Ln normativa y -- sin melilita modal y melilititas olivínicas (s.s.) con Ln normativa y melilita modal.

Quedarían por clasificar las rocas de saturación intermedia; para ellas suelen emplearse los términos de basanitas, basanitoides y nefelinitas olivínicas con distintos criterios según los autores; se trata en cualquier caso, como indicamos, de rocas con más del 5 % de Ne normativa.

MACDONALD y KATSURA (1966), consideran basanitas ---- (Fig. 26) las rocas con $Ne > 5\%$ y con nefelina modal y, basanitoides si carecen de esta última. GREEN y RINGWOOD (1967) definen las nefelinitas olivínicas como rocas con Ne y sin Ab normativas. Para GREEN (1969), las basanitas olivínicas tendrían Ne y $Ab > 5\%$ y las nefelinitas olivínicas $Ne > 5\%$ y $Ab < 2\%$, además no deben presentar Ln y pueden tener Le y/o Or. IBARROLA (1970), sitúa el límite entre basaltos alcalinos y basanitas o basanitoides en el 10 % de Ne normativa, por -- ser este criterio más acorde con la realidad de los basaltos de las Islas Canarias. BAXTER (1976), considera basanitas a -- las rocas con Ne entre el 5 % y el 10 % y nefelinitas si tienen más del 10 %. JOHNSON et al. (1976), establecen la diferencia mediante el contenido en Ne normativa y el índice de diferenciación; para las rocas de este area con ID entre 15 y 35 normalmente el límite entre basaltos olivínicos alcalinos y -- basanitas estaría entre el 4 % y el 6 % de Ne normativa y el

límite entre estos últimos y las nefelinitas olivínicas entre el 9 % y el 17 % de Ne.

Todas estas clasificaciones son por tanto similares, aunque ligeramente diferentes, justificándose unas y otras -- porque son las que mejor se adaptan a la realidad de la región donde se han empleado.

En el caso de Campos de Calatrava, es un hecho que -- existen nefelinitas olivínicas modales, pero sin embargo, no existen basanitas nefelínicas modales (con plagioclasa y nefelina). Podríamos por lo tanto considerar que sólo existen basaltos y nefelinitas, y no establecer un grupo intermedio entre ambos. Sin embargo, es también cierto que existen rocas con componentes vítreos, o rocas que geoquímicamente son análogas a las denominadas, basanitas o basanitoides por otros autores.

Si, por lo tanto, parece necesario establecer esta división, lo más correcto sería: denominar basalto a las rocas con mucha mayor proporción de Ab que Ne, nefelinitas a las que $Ne \gg Ab$ y basanitas o basanitoides a las que Ne y Ab están en proporciones similares. Con ciertas limitaciones, éste es el criterio empleado por GREEN (1969), y que será también el utilizado por nosotros con la única salvedad de situar el contenido en Ab normativa de las nefelinitas olivínicas en el 5 % para salvar la zona blanca de la clasificación de GREEN (Fig. 26).

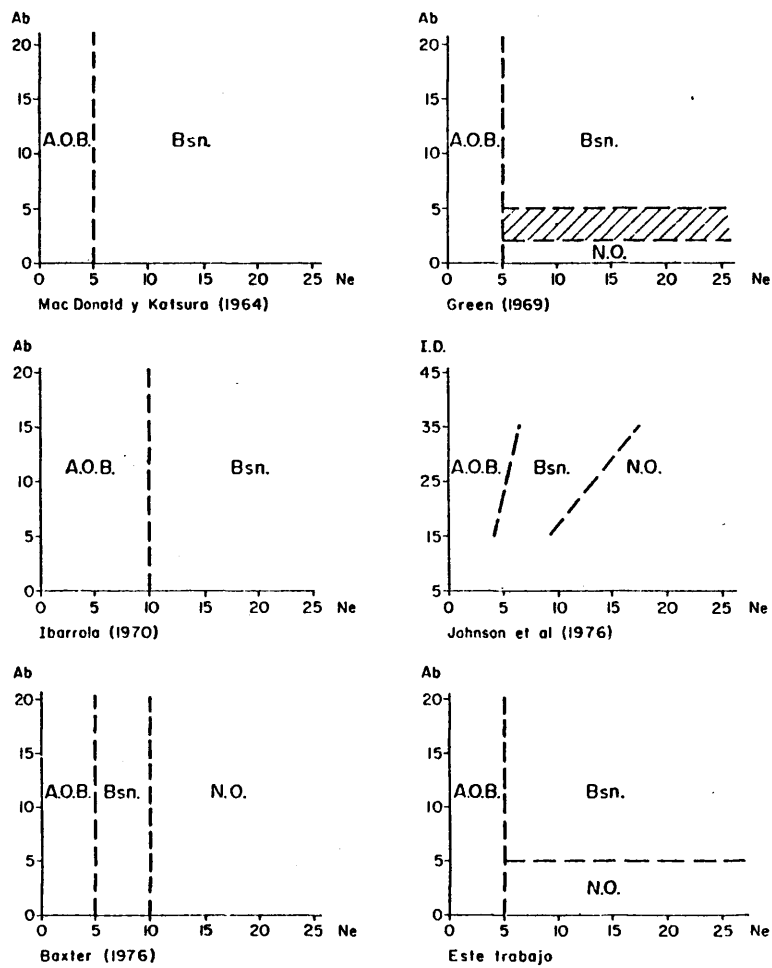
Por último se trataría de elegir entre el término basanita o basanitoide. Este último término ha sido empleado -- normalmente para basaltos (por lo tanto con plagioclasa modal) que tenían un elevado contenido en Ne normativa, pero no poseían nefelina modal (MACDONALD y KATSURA, 1964; SØRENSEN, -- 1974, etc.). Por extensión, el término basanitoide puede tam-

TABLA.- 13

CARACTERISTICAS NORMATIVAS (CIPW) DE LOS DISTINTOS GRUPOS.

BASALTO OLIVINICO (Hy < 3 %)	Ab		
BASALTO OLIVINICO ALCALINO (Ne ≤ 5 %)		Or	
BASANITA Y BASANITOIDE (Ne < 5 %, Ab < 5 %)	Ab+Ne		An
NEFELINITA OLIVINICA (S.S.) (Ne < 5 %, Ab < % %)			
NEFELINITA OLIVINICA (S.L.)	NEFELINITA OLIVINICO MELILITICA	Le+Or	
MELILITITA OLIVINICO NEFELINITA (no Me modal)	Ne		
MELILITITA OLIVINICA (S.L.)	MELILITITA OLIVINICA (S.S.) (Me modal)	Le	Ln+An

10545



A.O.B. BASALTO OLIVINICOALCALINO
Bsn. BASANITA Y BASANITOIDE
N.O. NEFELINITA OLIVINICA

Fig. 26

bien emplearse para rocas con análogas características químicas (elevados contenidos en Ab y Ne), pero no sólo cuando tienen plagioclasa modal y no nefelina, sino también cuando ocurre lo contrario (nefelina modal y no plagioclasa) o cuando no aparecen modalmente ni la una ni la otra. En este caso, el término podría ser válido para esta región, pues de las basanitas o basanitoides definidos geoquímicamente el 52.3 % tienen sólo plagioclasa modal, el 14.3 % sólo nefelina y el 28.6 % ni lo uno ni lo otro.

Sin embargo, a lo largo del texto emplearemos preferentemente el término basanita, por estar más difundido en la bibliografía reciente y facilitar así su comparación; quedando claro que en dicho término se están incluyendo los basanitoides.

Asimismo, dentro del término nefelinita olivínica separaremos en ocasiones las nefelinitas olivínicas (s.s.) sin leucita normativa de las nefelinitas olivínicas meliliticas -- con Or y Le normativa y por lo tanto, con características más próximas a las melilitas olivínicas.

El término leucititas olivínicas corresponde químicamente con rocas con $K_2O > Na_2O$. En la tabla 13 se resumen las principales características normativas de cada grupo.

Recientemente se ha intentado por parte de la IUGS -- probar la validez de algunos diagramas para la clasificación química de las rocas (diagramas de LA ROCHE et al, 1980; STRECKEISEN y LE MAITRE, 1979; COX et al. 1979; CHAYES, 1979). Los resultados de la proyección de las rocas de Campos de Calatrava, han sido presentados a la "Subcommission of the Systematic of Igneous Rocks" de la IUGS, por ANCOCHEA y BRÄNDLE, (1981);

de ellos puede deducirse que los más completos para este tipo de rocas, son los de LA ROCHE et al. (1980) y COX et al. (1979), si bien los campos no coinciden plenamente y las rocas más subsaturadas, especialmente las melilititas olivínicas, quedan en parte desplazadas fuera de los diagramas (Fig. 27 y 28).

En el diagrama de LA ROCHE et al. (1980) (Fig. 27), basaltos olivínicos alcalinos y basanitas se sitúan casi perfectamente en sus campos con tendencias a términos picríticos.

En su término ankaratrita se sitúan tanto nefelinitas olivínicas (como melilititas olivínico nefelínicas (= sin Me modal)), mientras que la mayor parte de las rocas con melilita modal quedan fuera de sus campos. También el diagrama de COX et al (1979), (Fig. 28), las melilititas olivínicas no pertenecen a ningún campo, al igual que parte de las nefelinitas olivínicas; los límites basalto-basanita-nefelinita, tampoco concuerdan con exactitud con los de las rocas de Campos de Calatrava.

6.1.3.- Comparación entre nomenclatura modal y normativa.

Conviene finalmente analizar cuales son las correspondencias y diferencias entre los dos tipos de clasificaciones (modal y geoquímica). Estas quedan resumidas en la tabla 14.

Llama la atención en seguida que para las leucititas olivínicas la correspondencia es total. Así mismo, por ir implícito en la definición todas las melilititas olivínicas normativas lo son modales y las 2/3 tienen además nefelina modal.

Las melilititas olivínico nefelínicas normativas equivalen en su mayoría a nefelinitas olivínicas. La basanita ---

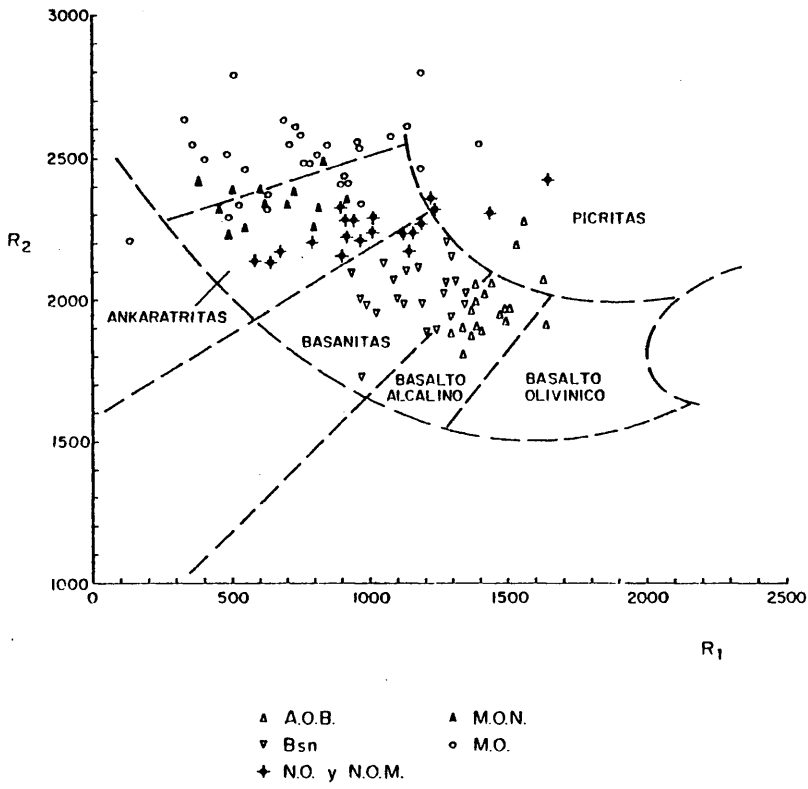
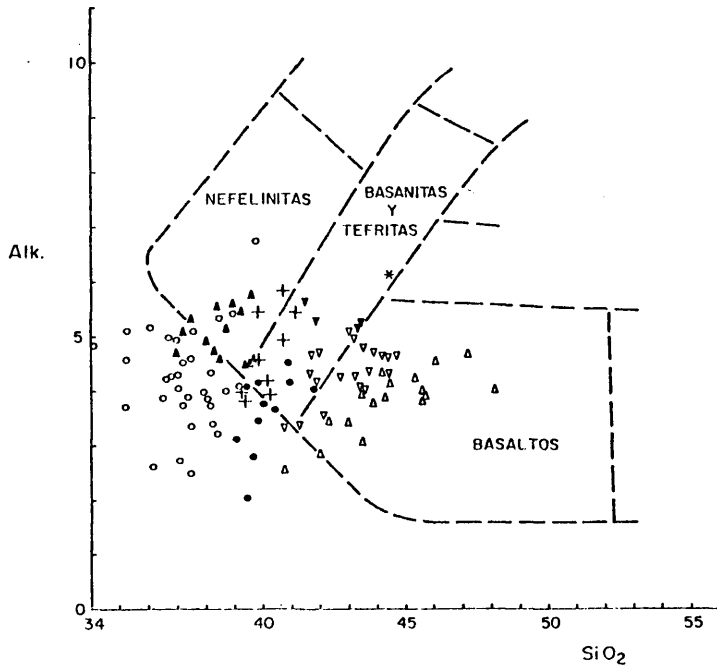


Fig. 27



- | | | |
|---------|----------|----------|
| △ A.O.B | + N.O.M. | ▽ m.I.O. |
| ▽ Bsn | ▲ M.O.N. | * I.O. |
| ● N.O. | ○ M.O. | |

Fig. 28

14
 TABLA.- 14
 COMPARACION ENTRE NOMENCLATURA MODAL Y NORMATIVA (en n° de analisis).

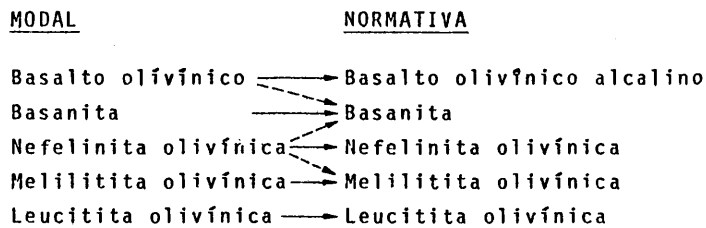
NOMBRE NORMATIVO	NOMBRE MODAL										TOTAL
	Limburgita	Basalto Olivínico	Basanita	Nefelinita olivínica	Melilitita olivínica nefelínica	Melilitita olivínica	Leucitita olivínica	Leucitita olivínica	Melilitita olivínica	Leucitita olivínica	TOTAL
Basalto olivínico alcalino	1	18	-	1	-	-	-	-	-	-	20
Basanita	6	11	1	3	-	-	-	-	-	-	21
Nefelinita olivínica	13	-	-	7	-	-	-	-	-	-	20
Melilitita olivínico nefelínica	1	-	-	15	-	-	-	-	-	-	16
Melilitita olivínica	-	-	-	-	23	-	-	9	-	-	32
Leucitita olivínica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	6
T O T A L	21	29	1	26	23	9	6	6	115		

modal se clasifica correctamente. Los basaltos olivínicos alcalinos normativos, son en su mayoría basaltos olivínicos modales, pero no viceversa, pues los modales son normativamente tanto basaltos como basanitas.

Las nefelinitas olivínicas modales corresponden a muy diferentes grupos, aunque en su mayoría son melilititas olivínicas nefelínicas.

Las basanitas normativas son en su mayoría basaltos y en menor proporción nefelinitas olivínicas y limburgitas.

En resumen, al margen de las limburgitas, la correspondencia es bastante buena como queda resumido en el esquema siguiente:



6.2.- DESCRIPCION PETROGRAFICA.

6.2.1.- Basaltos olivínicos.

Se trata de rocas que en muestra de mano suelen poseer color negro o gris oscuro. Son porfídicas con tamaño de grano y cristalinidad variados, desde tipos con tendencias doleríticas hasta hialobasaltos escoriáceos, pasando por variedades microcristalinas. Los términos más abundantes son los holocristalinos con matriz microcristalina; si son hipocristalinos el --



vidrio ocupa, siempre un lugar accesorio o subordinado. Las variedades affricas están escasamente representadas.

Composicionalmente, destaca la abundancia de minerales melanocráticos. Los fenocristales suelen ser de olivino y clinopiroxeno en distintas proporciones, ambos idiomórficos o subidiomórficos, sólo accidentalmente, se han encontrado fenocristales aislados de plagioclasa. Son frecuentes las texturas serfadas, en las que los fenocristales disminuyen progresivamente de tamaño hasta el microcristalino de la matriz.

El olivino aparece a menudo corroído y alterado, normalmente a iddingsita; con frecuencia posee extinción ondulante. El clinopiroxeno, de color pardo claro, es de tipo augítico, ocasionalmente aparece maclado y generalmente presenta un zonado sencillo con el borde pardo oscuro o violáceo (titanado); el núcleo es también con frecuencia titanado o sódico (coloración verdosa).

La matriz suele ser microcristalina y esta constituida por un entramado de plagioclasa, piroxeno, olivino y opacos. Los cristales de plagioclasa, suelen ser microlitos o listones de pequeño tamaño, maclados polísintéticamente y en ocasiones orientados, esbozando una textura fluidal. La plagioclasa ocupa también posiciones intersticiales y rellena esporádicamente pequeñas cavidades. En las variedades doleríticas la plagioclasa adquiere un mayor desarrollo (por ejemplo el Volcán de la Columba (811-9) o colada del Ojailén (836-5).

Otra variedad de basaltos, menos extendida, se caracteriza por la ausencia de microlitos de plagioclasa y su aparición en grandes placas poiquilíticas que engloban a todos los demás minerales. En los tipos de menor cristalinidad la plagioclasa poiquilítica forma también grandes placas subido

mórfas aisladas, dejando entre ellas zonas con vidrio intersticial.

Como accesorios puede haber biotita y apatito, que constituyen fases finales, cristalizando en pequeñas cavidades e intersticios aunque su presencia no es constante. Ceolitas y carbonatos representan la mineralogía póstuma en una -- buena parte de las rocas.

En esta región no se ha observado al microscopio la presencia conjunta de plagioclasa y feldespatóide (nefelina, melilita, etc.), es decir: basanitas. La incompatibilidad de plagioclasa con melilita en rocas volcánicas puede estar condicionada por la presencia de olivino (YODER, 1973). La basanita con nefelina, el tipo más frecuente de basanita a escala mundial, no ha sido hallado por nosotros en esta región. Solamente hemos encontrado un caso de coexistencia de plagioclasa con analcima. Según se considere el comportamiento de la analcima como el de un feldespatóide, o el de una ceolita, tendríamos que denominar a esta roca basanita, o basalto respectivamente (GIROD, 1965).

La analcima es una fase mineral relativamente frecuente en este área, apareciendo especialmente ligada a las nefelinitas olivínicas, sin embargo, y exclusivamente en el Volcán de la Halconera (784-40), la hemos encontrado asociada a la plagioclasa; aparece allí en bastante proporción, de forma intersticial, rellanando fisuras, huecos y cavidades de modo irregular, y conteniendo inclusiones de apatito, opacos y más esporádicamente piroxenos.

Por su quimismo (que veremos más adelante), deberíamos considerar esta roca al margen de los basaltos (mayor Al_2O_3 , menor MgO, Ni, etc.) y análoga a otras basanitas con analcima de distintas partes del mundo (GIROD, 1965; TOURNON,

1969, TOURNON y VELDE, 1971; etc.) Sin embargo, - por sus características texturales nos inclinamos más bien a considerarla como un basalto "analcimitizado" que una basanita.

6.2.2.- Nefelinitas olivínicas.

Consideramos nefelinitas olivínicas a aquellas rocas en las que la nefelina, aparece como único feldespatoide. Es frecuente que además aparezca asociada también a melilita y leucita, pero en estos casos, la roca ha sido denominada con el nombre del otro foido presente (leucitita o melilitita) dejando la nefelina como adjetivo y por ello será descrita en el apartado correspondiente. (fig 29).

Macroscopicamente las nefelinitas olivínicas, son rocas de color gris con tonalidades que varían de claras a oscuras. Al microscopio son porfídicas con matriz microcristalina y están caracterizadas, como ya hemos indicado, por la presencia de nefelina. Al ser este mineral una fase intersticial -- tardía, solo aparece en variedades holocristalinas ó con una proporción de vidrio muy escasa. A veces, poseen una tendencia fluidal, que viene marcada por la orientación de los piroxenos de la matriz.

Los fenocristales son de olivino fosterítico idiomórfico o subidiomórfico, a veces algo corroído, y de augita zonada de igual manera que la de los basaltos, es decir, borde titanado frecuente y núcleo titanado o sódico esporádico; --- cuando el núcleo es sódico aparece con frecuencia corroído.

Los microfenocristales y la matriz son también de augita y en menor proporción de olivino, acompañados por minerales opacos en distintas cantidades. La nefelina aparece in---

115

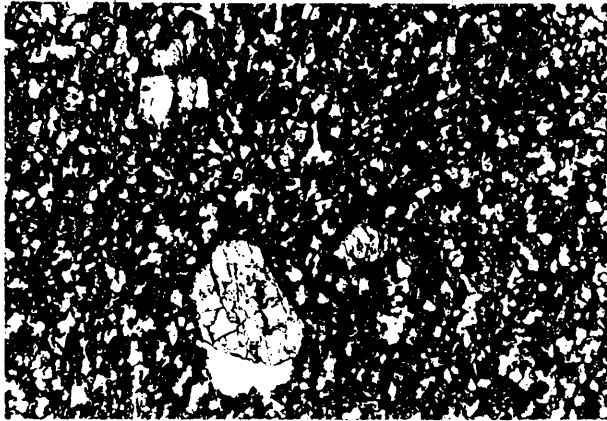


Fig. 29

Nefelinita olivínica: las zonas intersticiales blancas corresponden a nefelina (43271, N//, x 10)



Fig. 30

Cristales idiomorfos de nefelina englobados en carbonatos (39608, N//, x 10)

tersticial, a veces con formas cuadrangulares o rectangulares, otras alotriomóricas y otras formando grandes placas poiquilíticas que engloban al resto de los minerales. Asociada a ella se hallan con frecuencia, aunque no siempre, biotita, apatito y analcima.

Las ceolitas, están presentes tanto como productos de alteración de la nefelina como rellenando vacuolas o cavidades, modalidad ésta común a todos los tipos litológicos de la región.

Al igual que las ceolitas, los carbonatos, suelen rellenar fracturas y huecos en una gran parte de las rocas, cualquiera que sea su naturaleza. Sin embargo, en las nefelinitas olivínicas existe, además otro tipo de carbonato que por sus relaciones texturales es claramente anterior y casi contemporáneo con la nefelina. Este aparece englobando cristales de nefelina grandes y perfectamente idiomórfos totalmente distintos a los que aparecen en la matriz. En algunos casos engloba también piroxenos e incluso opacos. (fig. 30 y 31).

6.2.3. Melilititas olivínicas.

Están definidas por la presencia de melilita acompañada siempre por olivino, clinopiroxeno y minerales opacos. En muestra de mano presenta tonos que varían de gris claro a gris parduzco. (fig. 32).

El fenocristal más abundante y normamente el único, es el olivino fosterítico, idiomórfico o subidiomórfico, en ocasiones corroído por la matriz y en otras totalmente estable. El piroxeno monoclinico, con análogos zonados a los de las otras rocas, es raro como fenocristal.

117

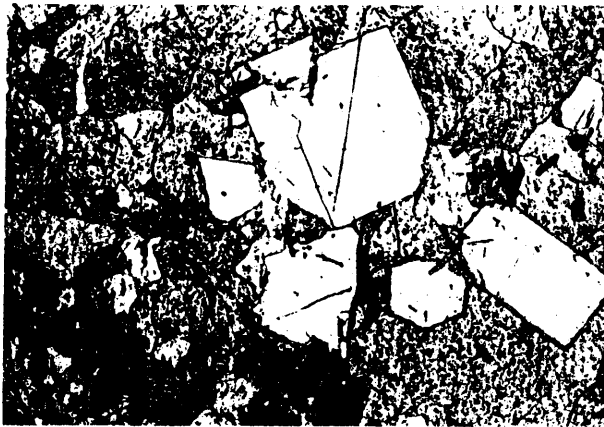


Fig. 31
Cristales idiomorfos de nefelina y clinopiroxeno en carbonatos
(39603, N//, x 10)

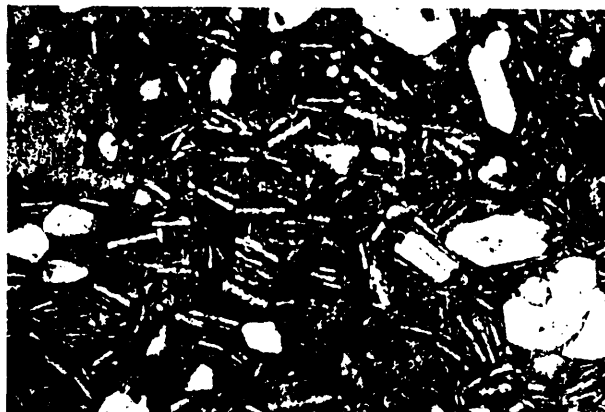


Fig. 32
Aspecto general de una melilitita olivífrica.
Los cristales de melilitita tienen tendencia fluidal (62406, N//, x 10)

La matriz varía de holocristalina a hipocristalina y está constituida por piroxeno augítico, olivino raro y opacos además de por melilita. Este componente aparece en microlitos, normalmente de perfecto idiomorfismo, en general de sección rectangular, aunque a veces llegan a alcanzar tamaños de microfenocristal.

Ocasionalmente (Volcán de la Vaqueriza (810-21)), la melilita forma grandes placas (de 1 a varios milímetros) xenomórficas, incluyendo a fenocristales de olivino y abundantes minerales opacos. En estos casos parte del olivino aparece transformado a un mineral que como veremos más adelante, pudiera corresponder a enstatita-broncita. (fig. 33).

Intersticialmente puede encontrarse vidrio en proporciones muy diferentes o nefelina (Melilititas olivínico-nefelínicas), ocupando idénticas posiciones a las que ocupaba en las nefelinitas olivínicas. También intersticial, aparece bitita y apatito, y en ocasiones, analcima. Las ceolitas y carbonatos son también frecuentes.

Una fase mineral no citada hasta ahora y que caracteriza a estas rocas, aunque no siempre aparezca es la perovskita.

Por último, en tres afloramientos: Cabezo de la Plata (759-7), colada de la Colmenilla (810-15) y Hoya de Nandín (785-7), hemos encontrado melilititas olivínico nefelínicas sodalíticas. En ellas, además de todos los minerales citados anteriormente, aparece sodalita idiomórfica o subidiomórfica, con formas exaédricas, con frecuentes inclusiones y constituyendo microfenocristales o formando parte de la matriz. En el primero de los afloramientos ya había sido citada por BURRI y PARGA PONDAL (1933), denominándola ankaratrita melilitica no-seánica. (fig. 34 y 35).



Fig. 33

Gran placa de melilita que incluye cristales de olivino en una melilitita olivínico nefelínica (39583, N//, x 10)



Fig. 34

Melilitita olivínica nefelínica sodalítica. Cabezo de la Plata (39957, N//, x 25)

120

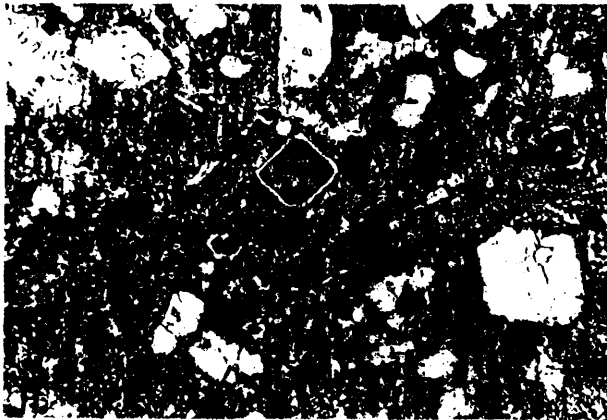


Fig. 35

Sodalita en una melilitita olivínico nefelínica sodalítica del volcán de la Colmenilla (46075, N//, x 12.5)

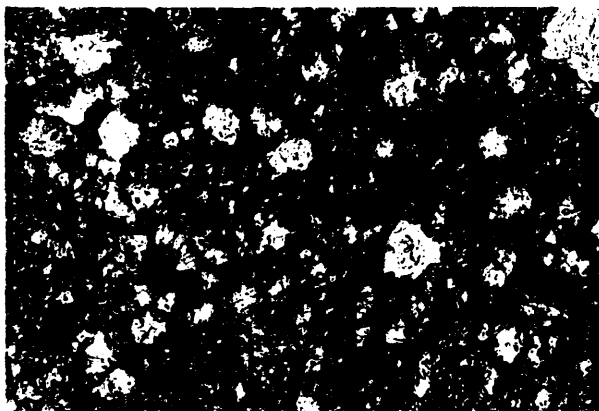


Fig. 36

Aspecto general de la matriz en las leucititas olivínicas. (39575, N//, x 25)

6.2.4 Leucititas olivínicas.

Son en realidad leucititas olivínico-nefelínicas. Citadas en el Morrón de Villamayor (810-1), aparecen exclusivamente en éste y en un afloramiento (810-2), situado más al Sur y en indudable relación con el anterior.

Se puede hablar de dos variedades: una melaleucitita - olivínica nefelínica (la tratada por BURRI y PARGA PONDAL, -- 1935), y una leucitita olivínico nefelínica. La diferencia entre una y otra es, obviamente, el contenido en máficos ya que mientras la primera posee del orden del 25 % de fenocristales de olivino, en la segunda aparecen estos en proporciones muy inferiores.

En ambos tipos los fenocristales son de olivino, normalmente idiomórfos corroídos; en la melaleucitita un buen porcentaje de ellos poseen extinción ondulante. El clinopiroxeno, de color pardo suave, es escaso o no aparece como fenocristal.

La matriz esta formada esencialmente por clinopiroxeno opacos, leucita, biotita y nefelina. La leucita, se presenta en secciones octogonales o circulares, con frecuentes inclusiones de apatito y clinopiroxeno, a veces dispuestas concéntricamente. Normalmente, se tiñe bien por el cobaltinitrito sódico, y es habitual el que no sea totalmente isótropa, mostrando entonces su maclado característico. (fig. 36 y 37).

La biotita aparece por sectores en grandes placas poiquilíticas; la nefelina es también intersticial a veces poiquilítica, desarrollándose de forma especial en los golfos de corrosión del olivino. (fig. 38).

121613

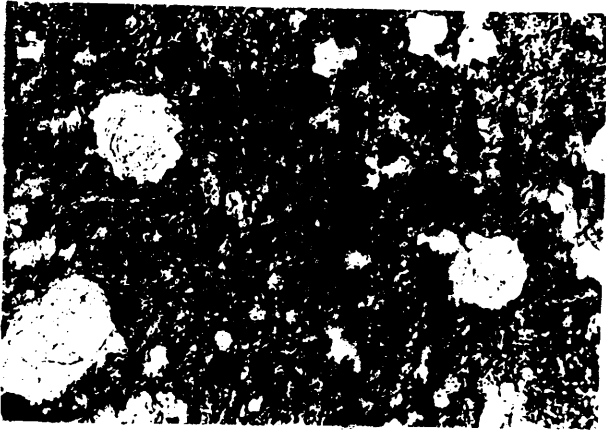


Fig. 37

Cristales de leucita con inclusiones circulares
en una leucitita olivínica (39575, N//, x 32)

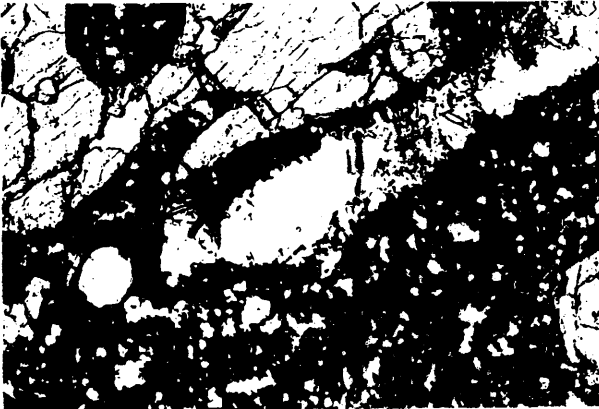


Fig. 38

Nefelina y biotita en una leucitita olivínica
(39563, N//, x 10)

Los minerales opacos son muy abundantes adquiriendo -- con frecuencia grandes tamaños (≈ 0.15 mm.) incluso superiores a los de la leucita.

6.2.5.- Limburgitas.

Se trata de rocas en las que no es visible ningún feldespato ni feldespatoide modal. Son tipos porfídicos hipocris talinos con fenocristales de olivino y augita de análogas características a las descritas en otras litologías. La matriz contiene augita microcristalina, olivino más escaso y opacos; además con cierta frecuencia, aparece biotita tardía: intersticialmente se encuentra vidrio, a veces en escasas proporciones.

Como hemos visto con anterioridad estas rocas se corresponden normativamente con los otros tipos, esencialmente con nefelinitas olivínicas y basanitas (Tabla 14).

6.3. MINERALOGIA.

Las principales especies minerales, han sido determinados esencialmente por métodos ópticos, en los megacristales, se ha realizado además análisis químicos, si bien su resultado se comentará en un capítulo posterior. Asimismo, se ha dispuesto de análisis por microsonda de algunas melilitas y nefelinas (IBARROLA Y BRANDLE, 1974), y en algunos ejemplares se han confirmado la naturaleza de las fases minerales mediante difracción de Rayos-X.

6.3.1. Minerales principales.

Olivino.

El olivino aparece en la totalidad de las rocas como -

fenocristal y en muchas de ellas en la matriz; a menudo este paso de fenocristal a matriz es paulatino, variando de tamaño desde varios milímetros a décimas de milímetros de longitud.

Suele encontrarse en cristales idiomórfos o subidiomórfos, fracturados, siendo aisladas las ocasiones en las que -- muestra formas esqueléticas.

Puede aparecer corroído por la matriz, sin que pueda -- decirse que esto sea más común en una determinada litología. No suele presentar inclusiones, apareciendo por el contrario incluido, aunque de forma esporádica, en el clinopiroxeno. Es frecuente que posean extinción ondulante, indicando posible-- mente un origen xenolítico.

Su abundancia es análoga en los distintos tipos. Con -- frecuencia, en especial en las melilititas olivínicas, consti-- tuye el único fenocristal, si bien normalmente aparece asocia-- do al clinopiroxeno.

Aunque suele hallarse en estado fresco, es el componen-- te ferromagnésico más fácilmente alterable. Esta alteración es habitualmente a iddingsita y sólo localmente a otros mina-- les serpentínicos, carbonatos, cloritas, y óxido, y/o hidróxi-- dos de hierro. La iddingsitización comienza por los bordes y fracturas de los cristales y puede llegar a invadirlos por -- completo, especialmente a los de menor tamaño. De igual mane-- ra la sustitución por carbonatos y serpentina, se realiza seú-- domórficamente, no existiendo ningún caso en el que no se con-- serve su morfología cristalina.

Para la determinación de su composición, hemos realiza-- do más de 100 medidas de ángulo $2V_x$ de los olivinos, cuyos -- resultados se hallan resumidos en la Tabla 15.

TABLA.- 15
2Va % Fo. de los olivinos de las distintas rocas.

Litología	n° Análisis	2Va	Media	% Fo.	Media
Basaltos	10	92.6		79.6	
olivínicos	40	86.5		91.3	
	85	96.3	91.9	72.5	81.0
	90	89.7		85.2	
	91	95.0		75.0	
	(102)	91.3		82.1	
Nefelinitas	2	92.6		79.6	
olivínicas	6	90.4		83.8	
	(8)	89.3	90.4	86.0	83.8
	56	91.0		82.7	
	57	89.6		85.4	
	58	89.5		85.6	
Melilititas	(5)	87.6		89.2	
olivínicas	11	89.8		85.0	
	35	90.3	89.9	84.0	84.9
	50	91.0		82.7	
	(79)	89.7		85.2	
	94	90.8		83.1	
Limburgita	1	93.3		78.3	
	4	91.8		81.2	
	7	93.4	92.4	78.1	80.1
	22	91.0		82.7	
Melaleucititas	61	91.7		81.3	
olivínicas	62	92.7	90.5	79.4	83.7
	63	87.0		90.4	
T O T A L:	--	91.0	91.0	82.7	82.7

* Media de al menos 5 medidas

() n° de análisis de una roca análoga mismo afloramiento

Para cada roca (de la que se acompaña la referencia -- del análisis químico correspondiente), se presenta la media -- de las medidas de $2 V_{\gamma}$ realizadas (al menos cinco), acompañada del porcentaje de Fosterita que le corresponde (HENRIQUES, 1958 en DEER et al. 1966). Los valores medios de $2 V_{\gamma}$ varían entre 86.5° y 96.3° (equivalentes a valores del 91.3 % al --- 72.5 % de fosterita); ese mismo rango de variación es el que se presenta en los basaltos olivínicos, siendo éste menor en los grupos de rocas. Las variaciones entre la composición de olivinos de unas litologías a otras son mínimos, pudiendo decir que sus valores medios están todos entre el 80-85 % de Fo. Si estas pequeñas diferencias, fueran significativas, los olivinos más fosteríticos serían los de las melilititas olivínicas, seguidos por los de las nefelinitas olivínicas, y leucititas olivínicas siendo los menos los de los basaltos olivínicos y limburgitas.

En un afloramiento de melilitita olivínico nefelínica en la que la melilita , se presenta únicamente en grandes -- placas y totalmente alterada, parte del olivino se encuentra transformado en sus bordes en un mineral ligeramente pleocroico de marrón verdoso, a verde pálido pardo, con una exfoliación bien marcada y en ocasiones dos y que aparece a veces -- también como fase mineral única en pequeños cristales (0.1-1 mm.) con frecuencia tabulares. Las características de este mineral podrían corresponder a las de un ortopiroxeno; su ángulo de ejes ópticos ($2 V_{\alpha}$), está comprendido entre 80° y 98° por lo que parece tratarse de variedades enstatítico-broncícas con porcentajes de Mg semejantes a las de los olivinos -- acompañantes (82 % a 92 % En).

En todas las rocas el olivino es el primero de los minerales principales en cristalizar, aunque después su cristalización continúa simultáneamente con la de otras fases (Fig. 43)

Clinopiroxeno.

Como el olivino es una fase mineral omnipresente en estas rocas. Su aparición es constante en la matriz y esporádica como fenocristal. Como fenocristal es más frecuente, en basaltos y limburgitas siendo, sin embargo, rara su presencia en melilititas olivínicas.

La forma de los fenocristales varía de alotrópica a subidiomórfica e idiomórfica, siendo más abundantes los dos últimos tipos. Aparece frecuentemente zonado y raramente maculado. Su color es pardo, variando hacia términos más rojizos (titanados) o verdosos (sódicos); esta zonación tiene lugar en cualquier sentido apareciendo unas veces núcleos y/o bordes más titanados y otros núcleos o bordes más sódicos. No existe una pauta clara de variación de la zonación con la litología de la roca pudiendo llegar a coexistir en la misma roca clinopiroxenos con núcleo sódico y titanado. La zonación más frecuente es la de un núcleo normal y un borde titanado; los núcleos sódicos suelen presentar claras muestras de corrosión. Muy raramente se encuentran cristales con estructuras en reloj de arena. (fig. 34).

En la matriz de todas las rocas aparecen en las variedades no basálticas y en pequeños prismas más o menos idiomórficos y en ocasiones orientados. Son de color pardo y no se aprecia en ellos zonaciones claras; sus tamaños más frecuentes son de 20 a 30 μ .

En la tabla 16 se expresan los resultados de las medidas realizadas por nosotros. El ángulo $2V_Y$ varía entre 44.5° y 63° (52.5° y 62° si no consideramos los extremos), con una media de alrededor de 57° ; el $\hat{c}z$ varía entre 39.5° y 51° , con una media de 44.6° ; estas características pueden corresponder

TABLA.- 16
2 Va y cz. de los piroxenos de las distintas litologías.

Litología	Nº Análisis	2 Va *	Media	CZ	Media
Basaltos olivínicos	10	54.0	58.2	42.5	43.0
	40	56.7		41.0	
	85	58.0		43.5	
	90	59.3		44.0	
	(102)	63.0		44.0	
Nefelinitas olivínicas	2	59.6	55.8	46.2	44.2
	6	55.8		46.7	
	(8)	58.4		47.0	
	56	57.0		41.0	
	57	59.7		45.0	
	58	44.5		42.0	
Melilititas olivínicas	(5)	58.5	56.4	46.0	45.9
	11	59.6		51.0	
	35	58.0		40.5	
	50	52.5		49.0	
	(79)	56.4		48.5	
	83	55.0		42.5	
	94	55.0		42.0	
Limburgitas	1	57.0	58.7	39.5	43.1
	4	57.6		49.0	
	7	58.3		43.0	
	22	62.0		40.7	
Melaleucititas olivínicas	63	55.0		47.0	
N E D I A:	--	56.8		44.6	

* Media de al menos 5 medidas.

() Nº análisis de una roca análoga del mismo afloramiento.

a clinopiroxenos tanto de tipo augita como salita (DEER et al. 1978), sin que pueda afirmarse a cual de ellos pertenece. Los elevados valores del ángulo de ejes ópticos parecen indicar, más bien tipos augíticos próximos a la salita o salíticos. Algunos megacristales piroclásticos, probablemente cógenéticos con la roca volcánica, tienen también estas composiciones intermedias.

Los parámetros ópticos medidos, no presentan variaciones ostensibles de una litología a otra, ni de fenocristales a matriz. Las variedades o zonas verdosas tienen valores de $2V\alpha$ entre 100° y 110° propios de augitas egiptínicas.

Los fenocristales de clinopiroxeno presentan inclusiones de opacos y en ocasiones de olivino por lo que su comienzo de cristalización debió de ser ligeramente posterior al comienzo de la de éste (caso claro en la mayoría de las melilititas olivínicas). Su momento de cristalización se prolonga coexistiendo en general con el de otras fases minerales principales (plagioclasa, melilita).

Plagioclasa.

Aparece en basaltos olivínicos y en cristales de diversas formas y en distintos momentos de cristalización. Lo más corriente es que constituya microlitos de tamaño variable -- (20 a 150 μ , 50 μ como más frecuente), que marcan, raramente, texturas fluidales. Otras veces su situación es intersticial o rellena, ocasionalmente cavidades microlíticas. Un último tipo se caracteriza por la presencia de grandes placas (0.3 a 1 mm.) de plagioclasa poiquilítica subidiomórficas o alotriomórficas, que engloban al resto de las fases minerales. En contadas ocasiones la plagioclasa adquiere mayores tamaños, o aparece en grandes cristales probablemente xenocríticos. En --

cualquiera de los casos está maclada polisinteticamente.

Las medidas de los ángulos de extinción realizadas por nosotros (Tabla 10) señalan valores medios del contenido en anortita, comprendidos entre An_{50} y An_{58} (exceptuando los extremos), con su valor medio total de An_{53} . Se trataría por tanto de términos tipo labrador con cierta tendencia a andesina. A partir de los datos ópticos, no se aprecian diferencias composicionales entre plagioclasas de distintos tamaños, ni entre microlitos y plagioclasas intersticiales o poiquilíticas.

Su momento de cristalización se inicia con el del clinopiroxeno de la matrix (microlitos), prolongándose hasta fases más tardías (poiquilítica, intersticial o en cavidades microlíticas).

Nefelina.

La nefelina aparece como fase leucocrática única (nefelinitas olivínicas), o asociada a otros feldespatoides (melilititas y leucititas olivínicas nefelínicas).

Normalmente es intersticial, variando de idiomórfica a alotriomórfica, y presentándose en cristales de pequeño tamaño (20 a 100 μ , 50 μ como más frecuente). En las nefelinitas olivínicas tiene cierta tendencia a formar grandes placas poiquilíticas (0.5 a 1.5 mm.) que engloban al resto de los minerales. (fig. 29).

Habitualmente está asociada a biotita y apatito y más raramente a analcima; su alteración a ceolitas no es rara. Con cierta frecuencia aparece ligeramente teñida por el cobaltinitrito sódico, indicando su relativamente alto contenido -

TABLA.- 17

% An. de las Plagioclasas.

Localidad	n° Analisis	% An. *
V. Corrales	(21)	55.3
C° Segura	(BP-1)	51.7
Cortijo Herrera	(30)	60.0
Casas Torrecilla	(37)	51.6
N. Villafranca	(44)	50.3
V. Frailes	67	42.8
V. Encina	69	51.6
Col. Aguacil	(71)	56.3
V. Columba	90	57.6
V. Cabezuelo	91	53.7
Col. Ojailén	(102)	52.1
MEDIA		53.0

* Media de al menos 5 medidas

() N° de análisis de una roca análoga de los mismos afloramientos.

en potasio.

Rellena también cavidades tapizándolas, y se desarrolla en los golfos de corrosión de los fenocristales. En cualquier caso se trata de una fase mineral tardía. (fig. 38).

Con frecuencia se asocia a carbonatos, llegando en ocasiones a dar lugar a cristales, bien desarrollados y perfectamente idiomórficos, englobados totalmente por la masa carbonática. (fig. 30 y 31).

La asociación de nefelina con melilita es también muy frecuente en estas rocas e igualmente, ha sido ampliamente citado tanto en la naturaleza como en múltiples sistemas experimentales (BOWEN, 1922; SAHAMA, 1962, TILLEY et al., 1965, etc.) En las melilititas olivínico nefelínicas de esta región la nefelina ocupa análogas posiciones a las que ocupa en la nefelinitas olivínicas, manifestando siempre su momento tardío de cristalización.

TUTTLE y SMITH (1958), demostraron que a baja temperatura la nefelina forma un compuesto de fórmula $Si_4Al_4Na_3K$ con escasas proporciones de Si y Ca y que a medida que la temperatura de formación aumenta también lo hace la sustitución de Ks por Ne. HAMILTON (1961), estableció los límites de la solución sólida, de modo que el contenido en potasio de la nefelina puede ser un indicador de su temperatura de formación. -- Los análisis (tabla 18) de nefelinas de la melilitita olivínico nefelínica de La Vaqueriza (IBARROLA y BRÄNDLE, 1974), en la que la melilita aparece en grandes placas y no en microlitos, dan relaciones Ne: Ks: Q iguales aproximadamente a 72: 26: 2, según estos autores corresponden a tipos de baja temperatura, y próxima a los 500°C. (HAMILTON, 1961), lo que indica su momento de cristalización en las últimas fases de en---

TABLA.- 18

Composición y fórmula de Nefelinás (en base a 32 Oxig.). La Vaqueriza. (Ibarrola y Brändle, 1974).

	N-1	N-2	N-3	MEDIA
SiO ₂	42.10	42.02	41.88	42.00
Al ₂ O ₃	32.91	32.86	33.09	32.95
FeO	0.72	0.75	0.56	0.68
MgO	0.18	0.20	0.16	0.18
CaO	0.60	0.59	1.23	0.81
Na ₂ O	15.33	15.14	14.89	15.12
K ₂ O	7.48	7.50	7.54	7.51
TiO ₂	0.07	0.06	0.05	0.06
TOTAL:	99.39	99.12	99.40	99.31
Si	8.23	8.24	8.19	8.22
Al	7.59	7.60	7.63	7.61
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.12	0.12	0.09	0.11
Mg	0.05	0.06	0.05	0.05
Na	5.81	5.75	5.64	5.73
K	1.87	1.88	1.88	1.88
Ca	0.13	0.12	0.26	0.17
Ne	70.4	71.9	72.3	72.2
Ks	26.1	26.2	26.8	26.4
Q	1.5	1.8	0.9	1.4

friamiento, en coincidencia con las apreciaciones texturales (fig. 41).

Melilita.

La melilita con frecuencia aparece asociada a nefelina y más raramente a un mineral del grupo de la sodalita.

Su forma más frecuente de aparición es como cristales prismáticos en la matriz o microfenocristales idiomórficos o subidiomórficos, con frecuentes inclusiones, a veces con estructuras en estaca y en reloj de arena. Su tamaño más frecuente varía de 0.05 a 0.3 mm. Su color de interferencia es generalmente gris y su signo óptico negativo. En otras ocasiones se pueden observar secciones basales o subbasales octogonales a cuadradas, también con inclusiones y con tamaños que varían de 0.1 a 0.6 mm. (fig. 39 y 40).

Con frecuencia aparece alterada en los bordes, a favor de fracturas o totalmente. Los productos de alteración adquieren entonces un color amarillo con luz normal y son isotropos; esta alteración parece asociarse en bastantes ocasiones con la presencia de carbonatos en las rocas. (fig. 40).

SAHAMA (1976) señala que una alteración análoga en las melilititas de Nyiragongo, va acompañada de un empobrecimiento en Ca y Mg y enriquecimiento en K en los bordes del mineral; asimismo se puede apreciar un aumento del contenido en agua de la roca total. El GORESY y YODER (1974), señalan la aparición de nefelina rica en K y kalsilita (con Fe y Ba) entre los productos acompañantes en estos procesos de transformación.

En otras ocasiones más raras, la transformación de la

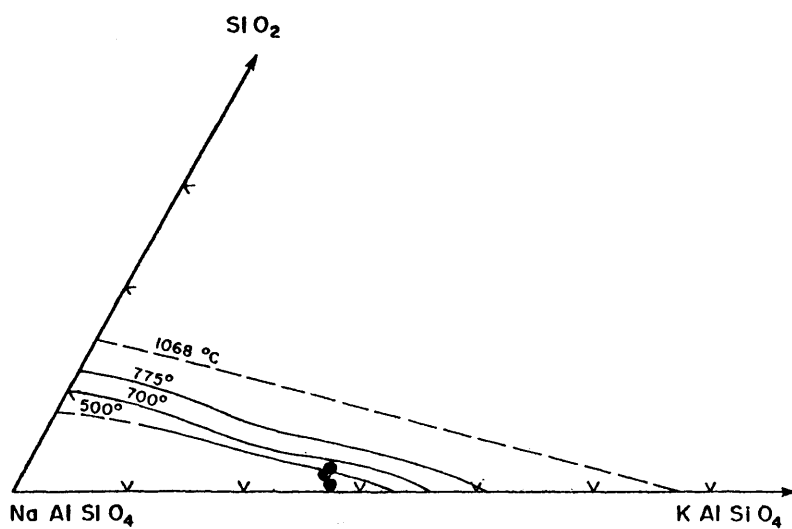
134



Fig. 39
Secciones basales y prismáticas de melilita en
una melilitita olivínica (43401, N//, x 25)



Fig. 40
Sección basal alterada de melilita
en una melilitita olivínico nefelínica sodalítica (39959, N//, x 25)



Proyección de las nefelinas en el diagrama Q-Ne-Ks
(Hamilton, 1961) según Ibarrola y Brändle (1974).

Fig. 41

melilita es también pseudomórfica a un agregado criptocristalino de débil birrefringencia.

En algunos afloramientos (escasos) la melilita aparece también en grandes placas de 1 o 1.5 mm. aunque ocasionalmente miden varios milímetros (por ejemplo: Volcán de la Vaqueriza), son subidiomorfos o alatriomorfos, con inclusiones de opacos y olivino sin transformar o ligeramente transformado, en los bordes incluye ocasionalmente cristales de augita. Con frecuencia aparece también parcial o totalmente transformada de forma análoga a la de los microlitos. Sus características ópticas son semejantes a las de los cristales menores. (fig.33).

Su momento de cristalización es posterior al olivino y antecede y coexiste en parte con el clinopiroxeno.

Su signo óptico negativo, indica su relativa menor riqueza en akermanita y Fe-akermanita (< 70 %) frente a gehlenita y Na-melilita (SHAIRER et al., 1965) (Fig. 42).

Por otra parte VELDE y YODER (1977) señalan la correlación positiva existente entre el contenido en Na-melilita de las melilitas y el porcentaje en Ne normativa de la roca en globante; según ello las rocas con melilita modal de esta región con contenidos en Ne normativa entre 10 % y 17 % (media 13 %), contendrían melilitas con porcentajes de Na-melilita entre el 18 % y 31 %.

IBARROLA y BRANDLE (1974), analizan las grandes placas y los microlitos de melilita (tablas 19 y 20) aproximadamente valores medios para los primeros $Ak_{55} Fe-Ak_7 Ge_7 Sm_{31}$, y para los segundos $Ak_{57} Fe-Ak_3 Ge_1 Sm_{39}$. Los valores (Fig. 42) aunque análogos, indican un mayor contenido en Fe-Ak y Ge y un menor en -

134

TABLA.- 19
 Analisis y fórmula de melilitas en base a 14 (0) (Grandes Placas)
 La Vaqueriza. (Ibarrola y Brändle, 1974).

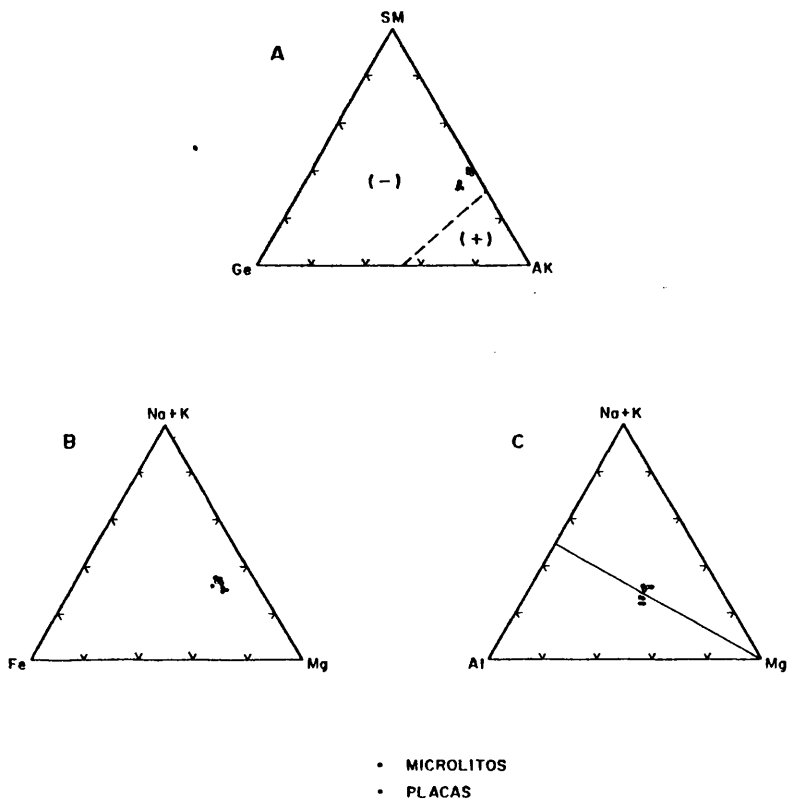
	M _E 5	M _E 6	M _E 7	M _E 8	MEDIA
SiO ₂	43.30	43.18	43.10	42.93	43.13
Al ₂ O ₃	6.38	6.77	6.89	6.71	6.69
FeO	4.29	3.41	3.45	3.37	3.63
MnO	0.11	0.06	0.06	0.08	0.08
MgO	7.54	8.07	8.25	7.96	7.96
CaO	33.71	34.42	34.48	34.17	34.19
Na ₂ O	3.41	3.22	3.31	3.31	3.31
K ₂ O	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13
TiO ₂	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06
TOTAL:	98.95	99.32	99.73	98.71	99.18
Si	3.98	3.94	3.92	3.94	3.94
Al	0.69	0.73	0.74	0.74	0.73
Fe	0.33	0.26	0.26	0.26	0.28
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.03	1.10	1.12	1.09	1.08
Ca	3.32	3.36	3.36	3.36	3.35
Na	0.61	0.57	0.58	0.59	0.59
K	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ak	52	55	56	55	55
Fe-Ak	8	7	7	7	7
Ge	6	8	7	7	7
SM	31	30	30	31	31

TABLA.- 20

Analisis y fórmulas de melilitas en base a 14(O) (Cumbre de El Negrizal) (Ibarrola y Brändle, 1974).

	M _E 1	M _E 2	M _E 3	M _E 4	MEDIA
SiO ₂	42.03	42.23	42.19	42.13	42.40
Al ₂ O ₃	5.70	5.77	6.07	6.18	5.93
FeO	4.19	4.00	4.07	4.04	4.08
MnO	0.09	0.14	0.09	0.09	0.10
MgO	8.52	7.98	7.87	7.99	8.09
CaO	31.95	32.90	32.81	32.63	32.57
Na ₂ O	4.36	4.05	4.14	4.14	4.17
K ₂ O	0.10	0.13	0.14	0.10	0.12
TiO ₂	0.09	0.12	0.16	0.15	0.13
TOTAL:	97.03	97.32	97.43	97.45	97.69
Si	3.99	3.96	3.94	3.94	3.96
Al	0.62	0.64	0.67	0.68	0.65
Fe	0.32	0.31	0.32	0.32	0.32
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.18	1.11	1.09	1.11	1.12
Ca	3.17	3.30	3.28	3.26	3.25
Na	0.78	0.74	0.75	0.75	0.75
K	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ak	59	56	55	56	56
Fe-Ak	1	5	4	4	4
Ge	0	1	2	2	1
SM	40	38	39	38	39

137



Composición de las mellititas (Según Ibarrola y Brändle, 1974)

Fig. 42

Sm en los grandes cristales; destaca también el exceso de álcalis frente alúmina en los segundos, poco frecuente en las melilitas volcánicas (SAHAMA, 1967). Los mencionados autores señalan la mayor temperatura de formación de las grandes placas frente a los melilitos, basándose en los datos experimentales de YODER (1964), SHAIRER y YODER, (1964), SHAIRER, YODER y TILLEY (1967), en los cuales el reemplazamiento de Ca, Mg y Al por Na, Fe^{2+} y Fe^{3+} , desciende con la temperatura de cristalización.

Los elevados contenidos en Na-melilita, en el límite o casi por encima (en el caso de las placas) de lo que admite la solución sólida (VELDE y YODER, 1977), indicarían según KUSHIRO (1964) presiones elevadas, superiores a 20 Kb para contenidos máximos al 30 % de dicha molécula, como sucede en las melilitas analizadas. La presencia de gehlenita podría aumentar aun más el campo de estabilidad de la melilita frente a la presión (KUSHIRO, 1964).

Sodalita.

BURRI y PERGA PONDAL (1933), citan por primera vez la presencia de un mineral del grupo de la sodalita en las rocas de esta región volcánica, indicando que tal vez se trate de "noseana (?)". Por otra parte, BREY (1978), recoge citas de minerales de este grupo que se encuentran asociadas a melilitas, indicando que se trata de variedades sodalíticas (con Cl) (Figs. 34 y 35).

Además de en el volcán del Cabezo de la Plata (759-7), donde la citaron los autores mencionados, la hemos encontrado también en la Hoya de Nandín (785-7) y en la Colmenilla (810-15), siempre formando parte de melilititas olivínico-nefelínicas.

Los minerales sodalíticos de los dos primeros afloramientos presentan características más semejantes; secciones exagonales, idiomórfos a subidiomorfos, corroídas y con frecuentes inclusiones pulvulentas, de color pardo, que aparecen esporádicamente siguiendo, direcciones cristalográficas, generalmente en planos perpendiculares y, normalmente, teniendo de color pardo oscuro los bordes de los minerales, o totalmente si el mineral es más pequeño. Su tamaño varía de 10 a 200 μ , siendo frecuentes los tamaños de 100 μ . En ambas localidades esta asociado a melilitas olivínicas nefelínicas, fuertemente carbonatadas y con melilitas muy alterada; se encuentran como inclusiones en algunas melilitas y en el borde de algunos gruesos fenocristales de clinopiroxeno. Su momento de cristalización debe haber sido posterior al olivino y a la mayor parte de los fenocristales de augita.

En La Colmenilla (810-15), presentan análogas características pero hay que destacar algunas diferencias: son frecuentes las secciones exagonales, pero también las prismáticas y las redondeadas; las inclusiones son de color gris, desordenadas o siguiendo planos, se presentan sólo en el núcleo, apareciendo siempre limpio el borde. Mientras que, a diferencia de en los otros afloramientos, la melilita en este aparece fresca y no son abundantes los carbonatos, la sodalita aparece alterada a un producto de baja birrefringencia, posiblemente ceolitas. (fig. 35).

Leucita.

Aparece únicamente y por tanto exclusivamente asociada a nefelina en las leucititas olivínicas del área del Morrón de Villamayor. Posee formas idiomórficas octogonales o redondeadas y subidiomórficas, con tamaños más frecuentes entre --

0.03 y 0.1 mm. aunque a veces los superan; más raramente se puede presentar como cristales alotriomórficos interdentados con la matriz. Normalmente aparece teñida por cobaltinitrito sódico y es anisótropa pudiendo observarse frecuentemente sus maclas complejas. Suele poseer abundantes microinclusiones de apatito y clinopiroxeno, que se disponen concentricamente (fig.37)

Biotita.

Aparece normalmente como mineral accesorio en una buena parte de las rocas, excepto en las leucititas en donde --- constituye una fase mineral principal. Excepcionalmente aparece como megacristal.

En general es alotriomórfica, de pleocroismo incoloro-amarillo a pardo rojizo suave, constituye pequeños cristales (0.05 a 0.2 mm.) situados en posición intersticial, localmente poiquilíticos; en cavidades y golfos de corrosión del olivino adquiere un mayor desarrollo asociándose a nefelina y/o apatito y/o analcima.

Se presenta en todos los tipos rocosos pero no de manera homogénea, siendo más frecuente en nefelinitas olivínicas y limburgitas, y por el contrario más rara en melilititas olivínicas.

En las leucititas olivínicas es una fase mineral abundante, dando lugar a placas (0.3-0.6 mm.) que engloban poiquilíticamente al resto de los minerales. (fig. 38)

En cualquiera de los casos se trata, por lo tanto, de un componente de formación tardía.

6.3.2.- Minerales accesorios y secundarios.

Perovskita.

Es uno de los minerales accesorios más característicos de las melilititas olivínicas, si bien no aparece en todas ellas.

Normalmente se presenta en pequeños cristales idio o subidiomórfos marrones muy oscuros, a veces débilmente pleocroicos. Su tamaño está comprendido entre 0.01 y 0.04 mm. y no suele aparecer incluidos en otras fases.

Minerales opacos.

Los minerales opacos están presentes en todas las rocas, constituyendo parte importante de ellas como elemento de la matriz y raramente como inclusiones en otros minerales. Su proporción varía considerablemente de unas muestras a otras.

La gran mayoría se presenta en granos de escasas dimensiones (20 a 30 μ normalmente) con formas euhédricas o subeuhédricas, a menudo cuadrangulares; esporádicamente se acumulan en masas irregulares de dimensiones mucho mayores. Se trata probablemente de magnetita o titanomagnetita.

Sólo en algunos casos aparece además otro mineral opaco, en varillas delgadas, vermiformes o en cristales esqueléticos, que por sus características morfológicas podría corresponder a ilmenita.

Apatito.

Se trata también de un mineral muy frecuente en todas las variedades de rocas. Aunque como accesorio, normalmente es un mineral tardío, cristaliza en vacuolas e intersticios incluido en nefelina, analcima, ceolitas o plagioclasa poiquilitica. En estos casos su hábito suele ser prismático o acicular, es incoloro y con dimensiones en general inferiores a 30 μ . En algunos casos adquiere mayor desarrollo y da lugar a prismas incoloro alargados de aproximadamente 1 mm. de longitud que engloba a los minerales de la matriz poiquiliticamente.

En cavidades y huecos puede adquirir mayores dimensiones asociándose a nefelina idiomórfica y carbonatos; mayor desarrollo adquiere aún en los pegmatitoides que veremos en capítulos posteriores.

Si en todos los casos anteriores constituye una fase tardía, sin embargo, aparece también, aunque esporádicamente como una de las fases primeras en cristalizar, incluido en grandes cristales de clinopiroxeno verdoso. Su hábito entonces es muy diferente, es prismático, con tamaños entre 0.8 y 4 mm. blanco o con un tinte azulado y con numerosas inclusiones pulverulentas que proporcionan un aspecto turbio y un color grisáceo.

Analcima.

La analcima es otro componente frecuente en estas rocas como fase mineral tardía, sólo o en asociación con apatito y biotita, a los que normalmente incluye. Su aparición es más frecuente en simbürgitas y nefelinitas olivínicas, más raras en las melilititas olivínicas y, como ya hemos indicado, sólo

en un caso aparece con plagioclasa. Normalmente rellena intersticios, huecos, cavidades y grietas de distintas dimensiones. Su hábito es, en todos los casos, alotriomórfico.

Ceolitas.

Las ceolitas aparecen como fases minerales póstumas o como productos de alteración (esencialmente de nefelina), en una gran mayoría de los afloramientos estudiados y en todos los tipos litológicos. Suelen presentarse intersticialmente en la mesostasis o cicatrizando fisuras; adquiriendo mayor desarrollo cuando rellenan cavidades; y asociándose entonces a carbonatos. Es frecuente también su presencia en aureolas alrededor de enclaves de rocas sedimentarias (ANCO---CHEA, 1974). Normalmente se presentan en agregados fibrosos no reconocibles en muestra de mano.

La más común de todas es la phillipsita. Suele aparecer formando haces fibrosoradiados, cristales cónicos o aciculares, también radiados, y con frecuencia presenta secciones cuadrangulares y maclas. Además de por sus características ópticas microscópicas, esta ceolita es también fácilmente identificable en los análisis hechos por difracción de rayos-X (GONZALEZ DEL TANAGO, Com. pers.).

Asociada a ella suele aparecer otra ceolita, probablemente thompsonita, caracterizada por su hábito acicular radiado y por su relativamente elevada birrefringencia, y relieve ($n > \text{bálsamo}$). Asociada a las dos anteriores, puede aparecer otra ceolita fibrosoradiada de relieve intermedio entre las otras dos y cuyas características concuerdan con las de la scolectita.

En otras muestras, en unión con phillipsita aparece una ceolita caracterizada por su escasa birrefringencia (gris oscuro-negro) (probablemente mesolita(?)). La stilbita es otra de las ceolitas que suelen, hallarse, asociada también a phillipsita, formando haces o placas.

Existen además otros tipos de ceolitas, de más difícil identificación, pero claramente individualizables. Así son muy características, los que presentan hábitos prismáticos y colores de interferencia anómalos: azul añil, y pardo.

En general suelen aparecer asociadas; normalmente la phillipsita con todas las demás. Desde la parte más externa (proxima a la roca) a la más interna de la vacuola, suelen verse asociaciones como: phillipsita-thompsonita-scolectita; phillipsita-stilbita; mesolita-phillipsita, etc.

Las ceolitas identificadas (phillipsita, thompsonita, scolectita, mesolita y stilbita) son todas pobres en sílice (básicas), es decir con R entre 0.50 y 0.625 ($R = \text{Si} : (\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe})$) (GOTTARDI, 1978), a excepción de la stilbita que entra en el campo de las "intermedias" ($0.625 < R < 0.75$). La mayoría son exclusivamente (scolectita) o esencialmente cálcicas, con porcentajes menores de sodio. La phillipsita es la única con Ca, Na y K.

Carbonatos.

La forma más frecuente de aparición de carbonatos en éstas, y en otras muchas rocas volcánicas, es rellenando vacuolas redondeadas monominerales o asociadas con ceolitas. En estos casos los contactos con las rocas volcánicas suelen ser netos. Constituyen también con frecuencia el relleno de

fracturas o forma aureolas alrededor de enclaves de rocas sedimentarias. En ocasiones, el carbonato puede englobar fragmentos de la roca volcánica a la que penetra. Otras veces -- los carbonatos ocupan posiciones intersticiales y/o alteran los minerales preexistentes, especialmente el olivino.

Existe además otro carbonato cuyas características texturales revelan un claro origen magmático primario. Este suele aparecer relleno de huecos e intersticios o en venas pegmatoides asociado a fases minerales claramente magmáticas, que se hallan también en la roca volcánica (s.s.) pero con un hábito y desarrollo totalmente diferente; por lo que no han podido ser arrancadas y arrastradas por el carbonato, sino que han cristalizado con él. Así encontramos, en rocas -- con nefelina poiquilítica intersticial, grandes cristales -- (0.3 a varios milímetros), de nefelina perfectamente idiomórfos, sin ningún signo de inestabilidad sumergidos en carbonatos. A veces se asocia también con apatito de considerables dimensiones y, más raramente con clinopiroxeno de mayor tamaño que el de la matriz de la roca y con borde fuertemente titanado. Su momento de cristalización por tanto, si bien ligeramente posterior al de la nefelina, ha debido de ser bastante temprano. (fig. 30 y 31).

Con la intención de comprobar el carácter magmático -- de estos carbonatos se ha concentrado este mineral, determinando su contenido en estroncio. Los resultados semicuantitativos obtenidos, (unas 600 ppm de Sr. (CERQUEIRA, com. pers.)) no permiten sin embargo, obtener conclusiones definitivas -- con respecto a su origen (HEINRICH, 1966).

6.3.3. Secuencia de cristalización.

Como resumen de las relaciones texturales entre los distintos minerales puede intentarse establecerse una secuencia de cristalización en general y para los diferentes tipos de rocas. (Fig. 43).

En todas las rocas el primer mineral en cristalizar es el olivino. Con frecuencia es el único fenocristal de un gran número de rocas. Esto, que no es exclusivo de ninguna litología en particular, es en cambio frecuente en las melilititas olivínicas y casi regla general en las leucititas olivínicas. Su formación prosigue durante la cristalización de buena parte de la matriz.

El clinopiroxeno es la segunda fase mineral en cristalizar si bien su comienzo, no parece que se igual en todas las rocas retrasándose más, como hemos indicado, en una buena parte de las melilititas y leucititas. En cambio, en todas las rocas forma la estructura principal de la matriz.

A continuación comienza la cristalización de los feldspatos o feldespatoideos. La plagioclasa, la melilitita, la leucita y la sodalita, pueden empezar como microfenocristales al tiempo que el clinopiroxeno, aunque sobre todo la primera, suele empezar después. La cristalización de la plagioclasa se prolonga ocupando con frecuencia posiciones intersticiales. Por el contrario la formación de melilita no suele prolongarse tanto.

La nefelina tanto si constituye el feldespatoide único como si se asocia a otro (melilita o leucita) es una fase --

14861

ROCA	MINERAL	FENOCRISTALES		MATRIZ	
		Grandes	Microfen.	Microcris.	Interstic.
BASALTO OLIVINICO	OLIVINO	—————	—————	-----	
	CLINOPIROXENO	—————	—————	—————	
	PLAGIOCLASA		-----	-----	-----
NEFELINITA OLIVINICA	OLIVINO	—————	—————	-----	
	CLINOPIROXENO		—————	—————	
	NEFELINA			-----	—————
MELILITITA OLIVINICA	OLIVINO	—————	—————	-----	
	CLINOPIROXENO		-----	-----	
	MELILITA		-----	-----	-----
LEUCITITA OLIVINICA	OLIVINO	—————	—————	-----	
	CLINOPIROXENO		-----	-----	
	LEUCITA		-----	-----	-----
	NEFELINA			-----	-----
	BIOTITA			-----	—————

Fig. 43

tardía, restringida siempre a la matriz, y en general a los intersticios. Con frecuencia se asocian a ella apatito, biotita y en ocasiones carbonatos primarios. Analcima, ceolitas y carbonatos son las últimas fases en cristalizar.

7. - GEOQUIMICA.

El estudio de la variabilidad geoquímica de la Región Volcánica Central Española, se ha efectuado fundamentalmente a partir de los análisis químicos de roca total de la mayoría de los afloramientos. Este se ha enfocado bajo tres aspectos fundamentales: elementos mayores (Si, Al, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P y H_2O), elementos menores (Ba, Ce, Co, Cr, La, Nb, Ni, Rb, Sr, Y y Zr), y contenidos isotópicos ($^{87}Sr/^{86}Sr$).

En la bibliografía existen además una serie de análisis de elementos mayores de estas rocas. Los primeros corresponden a MENENDEZ PUGET (publicados en La Rosa et al. 1929), y en general, son bastante incompletos. El primer estudio serio del quimismo de las rocas de Campos de Calatrava, lo efectúan BURRI y PARGA-PONDAL (1933), presentando ocho análisis de roca total que posteriormente recoge PARGA-PONDAL (1935), incluyendo otro más. Todos estos análisis se recopilan en la tabla 21, pero no serán utilizados en la discusión de los datos, por haberse empleado en su obtención técnicas que los desfiguran parcialmente, sobre todo en su contenidos en TiO_2 y Al_2O_3 .

Desde los años sesenta, el Departamento de Petrología de la U.C.M., inició sus estudios, sobre esta región volcánica y fruto de ello es la existencia de numerosos análisis, sobre todo de elementos mayores, en general no publicados (p. -ejem. PENA PITA, 1965). Sólo cuatro de ellos fueron publicados por IBARROLA y BRANDLE (1974). En total se han efectuado 115 análisis correspondientes a 102 afloramientos. De 114 se han medido tanto su contenido en elementos mayores como meno-

TABLA.- 21
Elementos Mayores y Norma CIPW
ANALISIS PUBLICADOS (I)

Num.	BP-1	BP-2	BP-3	BP-4	BP-5	BP-6
SiO ₂	46.16	37.17	37.15	39.69	41.74	40.03
Al ₂ O ₃	11.19	10.13	8.26	10.74	11.88	9.61
Fe ₂ O ₃	5.36	2.89	7.10	5.67	4.40	2.90
FeO	5.55	6.90	4.30	5.21	5.87	7.60
MgO	11.17	12.94	13.81	12.90	10.19	12.65
CaO	9.31	17.27	13.77	12.65	12.19	13.18
Na ₂ O	2.67	3.08	3.39	4.20	4.09	2.53
K ₂ O	2.33	1.43	2.06	2.38	1.65	1.08
MnO	0.16	0.17	0.19	0.17	0.19	0.19
TiO ₂	4.43	4.75	5.49	4.96	5.58	5.79
P ₂ O ₅	0.69	0.85	1.25	0.60	0.56	0.95
CO ₂	0.23	-	1.38	-	-	-
H ₂ O	1.04	2.71	2.13	1.10	2.01	3.78
TOTAL	100.21	100.29	100.28	100.27	100.35	100.29
Or	13.77	-	-	-	9.75	6.38
Ab	30.62	-	-	-	1.09	1.29
An	11.67	9.59	1.24	3.42	9.18	11.68
Lc	-	6.63	9.55	11.03	-	-
Ne	1.07	14.12	15.54	19.25	18.16	10.90
Di	22.24	20.07	33.38	30.27	37.08	37.27
Ol	12.27	18.07	13.26	12.68	5.74	11.59
Ln	-	13.93	1.73	5.12	-	-
He	1.32	-	7.10	3.62	2.08	-
Mt	5.86	4.19	-	2.97	3.37	4.20
Il	8.24	9.02	9.49	9.42	10.60	11.00
Pf	-	-	0.84	-	-	-
Ap	1.63	1.97	2.90	1.39	1.30	2.20
Cc	0.52	-	3.14	-	-	-
MG	68.50	73.40	72.30	71.70	67.70	71.50

152

TABLA.- 21'
Elementos Mayores y Norma CIPW
ANALISIS PUBLICADOS (II)

Num.	BP-7	BP-8	P-1	M-1	M-2	M-3
SiO ₂	40.86	42.90	39.13	38.24	39.55	40.72
Al ₂ O ₃	11.08	7.34	8.68	10.90	9.74	13.69
Fe ₂ O ₃	4.20	5.15	8.21	5.50	4.69	5.19
FeO	6.44	5.46	6.16	9.54	7.89	8.75
MgO	11.01	20.53	12.60	9.70	12.00	13.01
CaO	12.39	9.75	14.88	14.05	14.59	5.53
Na ₂ O	3.88	2.26	3.17	2.47	2.90	3.44
K ₂ O	1.73	3.43	1.90	0.55	1.08	0.70
MnO	0.13	0.14	0.13	0.22	0.18	0.20
TiO ₂	5.79	1.88	3.58	4.39	3.20	3.80
P ₂ O ₅	0.95	0.31	0.73	0.72	0.70	0.85
CO ₂	-	-	-	0.20	0.18	0.30
H ₂ O	3.12	0.99	1.15	2.62	2.41	2.63
TOTAL	101.58	100.14	100.32	99.10	99.11	98.81
Or	9.17	-	-	3.25	-	4.14
Ab	-	-	-	0.50	-	25.57
An	7.71	-	3.84	17.03	10.37	19.85
Lc	0.82	15.89	8.80	-	5.00	-
Ne	17.79	10.11	14.53	11.05	13.29	1.92
Ac	-	0.41	-	-	-	-
Di	37.02	31.42	36.20	37.22	38.10	0.12
Ol	7.19	27.84	10.23	8.99	12.48	27.20
Ln	-	1.93	5.79	-	2.55	-
He	1.17	-	1.38	-	-	-
Mt	4.40	7.26	9.90	7.97	6.80	7.53
Il	11.00	3.57	6.80	8.34	6.08	7.22
Ap	2.20	0.72	1.69	1.67	1.62	1.97
Cc	-	-	-	0.45	0.41	0.68
MG	68.50	80.40	65.30	57.50	66.70	66.20

TABLA.- 21
RELACION ANALISIS PUBLICADOS.

- BP.1.- Basalto olivínico-labrador. (A.O.B.) C° Segura. An. Parga Pondaí. (BURRI y PARGA-PONDAL, 1933).
- BP.2.- Ankaratrita con melilita. (M.O.) El Arzollar. An. Parga-Pondaí. (BURRI y PARGA-PONDAL, 1933).
- BP.3.- Ankaratrita con melilita. (M.O.) La Vaqueriza. An. Parga-Pondaí (BURRI Y PARGA-PONDAL, 1933).
- BP.4.- Ankaratrita porfídica. (M.O.N.) El Naranjo. An. Parga-Pondaí (BURRI y PARGA-PONDAL, 1933).
- BP.5.- Ankaratrita porfídica. (N.O.) Cerrajón de la Puebla. An. - Parga- Pondaí (BURRI y PARGA-PONDAL, 1933).
- BP.6.- Ankaratrita. (N.O.) Piedrabuena. An. Parga-Pondaí (BURRI y PARGA-PONDAL, 1933).
- BP.7.- Ankaratrita. (N.O.M.) Negrizal de El Retamar. An. Parga-Pondaí (BURRI y PARGA-PONDAL, 1933).
- BP.8.- Leucitita olivínica melanocrática. (M.L.O.) Morrón de Villamayor. An. Parga-Pondaí (BURRI y PARGA-PONDAL, 1933).
- P.1.- Ankaratrita. (M.O.N.) Cerro de los Castillejos. An. Parga-Pondaí (PARGA PONDAL, 1935).
- M.1.- Basalto ultrabásico. (N.O.) La Balona. An. Menéndez-Puget (LA ROSA, et al. 1929).
- M.2.- Basalto ultrabásico. (M.O.N.) Cañada de Mestanza. An. Menéndez-Puget. (LA ROSA, et al. 1929).
- M.3.- Basalto ultrabásico. (A.O.B.) Castillejo del Río. An. Menéndez-Puget. (LA ROSA, et al. 1929).

res (23 elementos).

Los resultados de todos los análisis tanto realizados por el autor como los que ya existían en el Departamento de Petrología, se recogen en las tablas 22 (elementos mayores) y 23 (elementos menores).

En la tabla 22 se expresan los contenidos en elementos mayores, así como la norma CIPW correspondiente. Su agrupación se ha efectuado por hojas topográficas 1:50.000. Se indica también si el análisis ha sido efectuado por vía húmeda (V.H.) o por fluorescencia de rayos-X (F.R.X.).

Los elementos menores de las mismas rocas aparecen en la tabla 23 con idéntica numeración a la de los análisis de los elementos mayores. Tanto los elementos mayores, como los menores, se incluyen en su mayoría, en el apéndice, agrupados por afloramientos.

Al final de las tablas para cada roca se indica la clasificación normativa de cada una, la localidad de procedencia, el número de lámina delgada dentro de la colección del Departamento de Petrología y los análisis que lo han efectuado.

7.1.- METODOLOGIA.

7.1.1- Selección de muestras.

El criterio empleado en la selección ha sido el de analizar la mayor parte de los afloramientos de cierta entidad y con muestras no muy alteradas. En cualquier caso, se ha analizado la totalidad de las variedades petrológicas, y en muchas ocasiones se han realizado más de un análisis de un --

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja 758. EL CHIQUERO

Num.	1	2	3
SiO ₂	40.89	39.25	39.81
Al ₂ O ₃	11.00	11.98	11.59
Fe ₂ O ₃	7.93	6.57	4.04
FeO	3.80	5.51	7.17
MgO	11.53	10.76	11.39
CaO	13.39	14.44	13.73
Na ₂ O	3.61	3.75	3.78
K ₂ O	0.93	1.70	1.67
MnO	0.17	0.22	0.15
TiO ₂	3.33	3.51	3.06
P ₂ O ₅	1.00	1.20	0.70
H ₂ O	1.33	1.13	1.73
Or	5.50	-	-
Ab	2.44	-	-
An	11.06	10.84	9.73
Lc	-	7.88	7.74
Ne	15.23	17.19	17.33
Di	38.02	33.17	31.39
Ol	7.77	8.00	13.19
Ln	-	3.21	4.39
He	5.82	0.91	-
Mt	3.05	8.20	5.86
Il	6.32	6.67	5.81
Ap	2.32	2.78	1.62
MG	68.07	65.58	68.07
Método	FRX	V.H.	FRX

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 759 PIEDRABUENA (I)

Num.	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	40.74	38.95	37.21	42.15	39.53	43.24
Al ₂ O ₃	12.37	10.58	10.71	10.79	11.75	12.00
Fe ₂ O ₃	7.54	4.45	5.49	6.47	8.04	5.90
FeO	4.04	6.88	5.90	5.08	3.64	5.56
MgO	9.72	13.67	13.99	12.84	13.16	11.98
CaO	12.56	14.07	13.17	12.21	12.86	12.03
Na ₂ O	2.75	3.27	3.10	3.16	3.25	3.47
K ₂ O	0.60	2.33	1.97	0.38	1.28	0.80
MnO	0.18	0.20	0.23	0.15	0.17	0.17
TiO ₂	4.16	3.51	3.33	3.32	3.42	2.82
P ₂ O ₅	0.90	1.02	1.32	0.86	0.69	0.68
CO ₂	-	0.40	-	-	-	-
H ₂ O	4.48	0.59	2.72	2.96	1.73	1.03
Or	3.55	-	-	2.25	-	4.73
Ab	11.88	-	-	12.33	-	10.47
An	19.64	7.31	9.49	14.14	13.69	14.81
Lc	-	10.80	9.13	-	5.93	-
Ne	6.17	14.99	14.21	7.81	14.90	10.23
Di	28.65	24.62	22.65	31.78	33.53	31.59
Ol	7.66	18.34	17.91	12.08	12.07	11.30
Ln	-	6.81	5.65	-	0.78	-
He	6.50	-	-	1.60	6.46	-
Mt	1.50	6.45	7.96	7.06	2.29	8.55
Il	7.90	6.67	6.32	6.31	6.50	5.36
Ap	2.09	2.36	3.06	1.99	1.60	1.58
Cc	-	0.91	-	-	-	-
MG	64.49	71.75	72.30	70.43	70.99	69.03
Método	FRX	V.H.	FRX	FRX	FRX	FRX

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 759. PIEDRABUENA (11) (1)

Num.	10	11	12	13	14
SiO ₂	44.23	36.20	36.96	40.28	44.21
Al ₂ O ₃	11.90	10.34	10.95	10.85	11.64
Fe ₂ O ₃	5.88	6.09	2.67	5.28	5.11
FeO	5.49	5.15	7.84	6.13	6.29
MgO	10.85	12.08	11.62	12.42	11.04
CaO	10.54	18.70	15.60	13.43	11.42
Na ₂ O	3.21	2.05	3.44	2.22	3.17
K ₂ O	0.74	0.58	1.52	1.75	1.48
MnO	0.18	0.23	0.21	0.16	0.19
TiO ₂	3.22	2.67	2.23	2.85	2.91
P ₂ O ₅	0.64	1.76	0.72	0.79	0.69
CO ₂	-	0.10	3.30	-	-
H ₂ O	1.99	4.15	2.02	2.60	1.38
Or	4.37	-	-	0.97	8.75
Ab	21.23	-	-	-	11.34
An	15.88	17.30	9.95	14.47	13.16
Lc	-	2.69	7.04	7.35	-
Ne	13.22	9.40	15.77	10.18	8.39
Di	25.11	26.43	25.55	36.89	30.67
Ol	12.91	12.77	18.36	11.36	11.26
Ln	-	9.12	3.08	-	-
Mt	18.53	8.83	3.87	7.66	7.41
Il	6.12	5.07	4.24	5.41	5.53
Ap	1.48	4.08	1.67	1.83	1.60
Cc	-	0.23	7.50	-	-
MG	67.05	69.68	69.65	69.77	67.22
Método	FRX	V.H.	FRX	FRX	FRX

TABLA.- 22
 Elementos Mayores y Norma CIPW
 Hoja: 760. DAIMIEL

Num.	15
SiO ₂	39.85
Al ₂ O ₃	11.72
Fe ₂ O ₃	4.87
FeO	5.84
MgO	10.92
CaO	14.80
Na ₂ O	2.76
K ₂ O	0.72
MnO	0.18
TiO ₂	3.76
P ₂ O ₅	0.99
CO ₂	0.68
H ₂ O	3.10
TOTAL	100.19
Or	4.26
Ab	2.67
An	17.46
Ne	11.20
Di	35.29
Ol	8.11
Mt	7.06
Il	7.14
Ap	2.29
Cc	1.55
MG	68.36
Método	V.H.

159

TABLA.- 22
 Elementos Mayores y Norma CIPW
 Hoja 183..ABENOJAR

	16	17
SiO ₂	37.40	43.52
TiO ₂	10.32	11.64
Fe ₂ O ₃	5.46	7.83
FeO	6.64	3.84
Al ₂ O ₃	12.82	10.56
CaO	15.95	11.33
MgO	2.76	3.88
MnO	1.13	0.93
K ₂ O	0.22	0.21
Na ₂ O	3.20	3.30
H ₂ O ₊	1.42	0.76
H ₂ O ₋	2.90	2.31
TOTAL	100.32	100.11
Or	-	5.50
Ab	-	14.60
An	12.43	-1.60
Lc	5.24	-
Ne	12.65	9.88
Dl	27.01	30.87
Ol	15.44	8.40
Ln	7.13	-
He	-	5.49
Mt	7.92	3.39
Il	6.27	6.27
Ap	3.29	1.76
MG	69.17	66.24
Método	V.H.	FRX

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 784. CIUDAD REAL (III)

Num.	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	43.47	43.35	41.28	36.81	38.22	44.40	36.70
Al ₂ O ₃	11.67	12.18	10.85	10.56	10.47	11.53	9.63
Fe ₂ O ₃	6.46	5.55	7.49	5.30	6.32	4.57	5.13
FeO	5.28	4.98	4.07	6.13	5.12	6.45	6.08
MgO	9.85	9.21	11.45	12.29	14.72	10.63	14.31
CaO	12.45	12.75	13.33	15.56	15.06	10.40	15.70
Na ₂ O	1.80	3.38	3.07	2.50	2.33	2.73	2.76
K ₂ O	1.31	0.62	0.32	1.78	1.09	1.41	1.48
MnO	0.19	0.16	0.19	0.24	0.18	0.18	0.16
TiO ₂	3.03	2.47	3.67	3.10	2.60	3.07	2.81
P ₂ O ₅	0.72	0.82	0.94	1.68	1.33	0.66	0.99
CO ₂	-	-	-	-	-	-	1.84
H ₂ O	2.62	4.71	3.54	2.93	2.42	3.78	2.26
TOTAL	98.85	100.18	100.19	98.88	99.86	99.81	99.85
Or	7.74	3.66	1.89	-	-	8.33	-
Ab	15.21	14.98	9.84	-	-	17.63	-
An	19.90	16.23	14.88	12.34	14.89	15.04	9.52
Lc	-	-	-	8.25	5.05	-	6.86
Ne	0.01	7.38	8.74	11.46	10.68	2.96	12.65
Di	28.94	32.55	35.12	24.00	28.66	25.42	24.58
Ol	7.79	5.98	8.57	15.17	16.48	12.62	18.82
Ln	-	-	-	7.21	4.44	-	5.86
He	0.41	-	5.42	-	-	-	-
Mt	8.77	8.05	3.01	7.68	9.16	6.63	7.44
Il	5.75	4.69	6.97	5.89	4.94	5.83	5.34
Ap	1.67	1.90	2.18	3.89	3.08	1.53	2.29
Cc	-	-	-	-	-	-	4.18
MG	64.23	65.12	68.17	69.52	73.37	67.05	73.01
Método	FRX	V.H.	FRX	FRX	FRX	FRX	V.H.

TABLA:- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 784. CIUDAD REAL (IV)

Num.	39	40	41	42	43	44
SiO ₂	36.99	43.45	43.24	40.04	42.97	43.79
Al ₂ O ₃	10.21	11.09	15.46	11.00	12.45	11.98
Fe ₂ O ₃	3.54	3.46	4.59	5.86	4.90	6.11
FeO	7.77	7.48	6.74	5.60	6.46	5.33
MgO	17.44	9.76	6.71	13.20	9.90	8.89
CaO	12.27	11.97	10.13	12.78	12.18	11.88
Na ₂ O	3.09	2.46	3.78	2.93	3.04	2.01
K ₂ O	1.61	1.51	1.20	0.85	0.41	1.75
MnO	0.22	0.18	0.20	0.20	0.16	0.19
TiO ₂	2.87	3.20	4.27	3.19	3.86	2.95
P ₂ O ₅	1.03	0.78	0.75	0.92	0.84	0.68
CO ₂	0.39	2.42	-	-	-	-
H ₂ O	1.97	2.14	3.03	3.24	3.22	3.40
TOTAL	98.90	99.90	100.10	99.81	100.39	98.96
Or	-	8.92	7.09	5.02	2.42	10.34
Ab	-	20.82	19.26	2.18	17.15	14.96
An	9.23	14.76	21.67	14.35	19.12	18.50
Lc	7.46	-	-	-	-	-
Ne	14.16	-	6.89	12.25	4.65	1.11
Di	14.56	19.30	18.65	33.56	28.09	28.05
Ol	30.04	13.74	6.97	12.47	9.33	6.53
Ln	7.43	-	-	-	-	-
Hy	-	1.77	-	-	-	-
Mt	5.28	5.02	6.66	8.50	7.10	8.86
Il	5.45	6.08	8.11	6.06	7.33	5.60
Ap	2.39	1.81	1.74	2.13	1.95	1.58
Cc	0.89	5.50	-	-	-	-
Mg	77.15	65.57	55.52	71.06	64.81	62.41
Método	FRX	V.H.	FRX	FRX	FRX	FRX

164

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 785 ALMAGRO (I)

Num.	45	46	47	48	49	50
SiO ₂	38.41	45.61	39.30	33.58	39.88	36.08
Al ₂ O ₃	11.40	12.44	11.33	9.05	11.33	10.31
Fe ₂ O ₃	9.14	6.82	7.94	8.61	5.14	6.61
FeO	2.64	4.69	3.68	2.79	6.33	4.94
MgO	12.81	9.95	12.34	12.31	11.37	13.59
CaO	15.00	11.11	13.67	16.46	13.30	15.15
Na ₂ O	2.03	3.14	3.07	3.26	3.45	3.47
K ₂ O	1.20	0.68	0.93	1.57	0.72	1.71
MnO	0.18	0.18	0.20	0.22	0.18	0.21
TiO ₂	3.22	3.14	3.06	2.42	3.53	2.74
P ₂ O ₅	1.16	0.63	1.08	1.70	0.84	1.35
CO ₂	-	-	-	3.49	-	1.01
H ₂ O	3.23	2.02	2.23	3.43	2.79	2.28
TOTAL	100.41	100.41	98.84	98.89	98.86	99.45
Or	-	4.02	2.41	-	4.26	-
Ab	-	24.08	-	-	1.08	-
An	18.45	17.84	14.39	5.42	13.30	7.51
Lc	5.56	-	2.42	7.28	-	7.92
Ne	9.31	1.35	14.07	14.94	15.23	15.91
Di	31.34	25.82	36.11	25.46	36.99	21.29
Ol	12.17	8.98	9.81	13.21	9.06	16.77
Ln	2.39	-	-	3.21	-	7.73
He	9.14	2.32	5.50	6.83	-	0.70
Mt	-	6.52	3.53	2.58	7.45	8.57
Il	5.89	5.96	5.81	4.60	6.70	5.20
Pf	0.20	-	-	-	-	-
Ap	2.69	1.46	2.50	3.94	1.95	3.13
Cc	-	-	-	7.93	-	2.30
MG	70.45	65.02	69.75	70.26	67.73	71.62
Método	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX

TABLA.- 22
 Elementos Mayores y Norma CIPW
 Hoja: 785 ALMAGRO (II)

Num.	51	52	53	54
SiO ₂	41.67	38.07	38.05	40.70
Al ₂ O ₃	11.65	9.85	11.09	13.05
Fe ₂ O ₃	5.56	4.25	3.21	3.91
FeO	5.87	7.07	7.80	7.15
MgO	11.53	14.97	12.64	10.84
CaO	12.22	14.06	13.96	12.40
Na ₂ O	3.79	2.87	3.32	3.84
K ₂ O	0.89	1.00	1.60	2.00
MnO	0.18	0.20	0.15	0.06
TiO ₂	3.22	3.03	2.63	2.87
P ₂ O ₅	0.87	1.10	1.41	1.20
CO ₂	-	-	0.70	0.10
H ₂ O	1.51	3.90	2.96	1.84
TOTAL	98.96	100.37	99.47	99.96
Or	5.26	-	-	1.49
Ab	6.40	-	-	-
An	12.15	11.04	10.63	12.47
Lc	-	4.63	7.41	8.10
Ne	13.91	13.16	15.22	17.60
Di	33.46	26.89	25.50	32.19
Ol	10.04	20.82	19.23	-
Ln	-	5.39	4.01	12.11
Mt	8.06	6.16	4.65	5.67
Il	6.12	5.75	5.00	5.45
Ap	2.02	2.55	3.27	2.78
Cc	-	-	1.59	0.23
MG	68.20	73.54	70.52	67.27
Método	FRX	V.H.	FRX	V.H.

166

TABLA.- 22
Elementos Mayores y norma CIPW
Hoja: 809. TIRTEAFUERA

Num.	55	56	57
SiO ₂	42.84	38.50	38.20
Al ₂ O ₃	11.72	10.96	9.94
Fe ₂ O ₃	6.67	5.64	6.44
FeO	4.84	6.61	5.94
MgO	10.08	12.22	12.72
CaO	12.88	14.15	14.85
Na ₂ O	3.54	3.11	2.86
K ₂ O	0.75	1.49	0.88
MnO	0.18	0.20	0.23
TiO ₂	3.61	3.59	3.28
P ₂ O ₅	0.85	1.18	1.33
CO ₂	-	-	0.10
H ₂ O	1.09	2.13	3.28
TOTAL	99.05	99.78	100.05
Or	4.43	-	-
Ab	11.29	-	-
An	13.87	11.55	11.69
Lc	-	6.90	4.08
Ne	10.11	14.26	13.11
Di	34.62	31.29	36.29
Ol	6.34	12.47	10.78
Ln	-	3.41	1.90
He	2.78	-	-
Mt	5.63	8.18	9.34
Il	6.86	6.82	6.23
Ap	1.97	2.73	3.08
Cc	-	-	0.23
MG	65.28	67.90	68.67
Método	FRX	V.H.	V.H.

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 810. PUERTOLLANO (I)

Num.	58	59	60	61	62	63
SiO ₂	43.35	44.40	43.20	43.40	41.88	41.50
Al ₂ O ₃	8.28	10.93	8.07	8.46	9.15	9.11
Fe ₂ O ₃	2.41	5.36	4.24	5.44	8.05	5.07
FeO	6.83	3.98	5.85	4.57	3.61	6.26
MgO	19.45	11.79	20.56	19.35	18.47	18.37
CaO	11.41	12.33	9.81	10.09	9.80	9.34
Na ₂ O	2.08	2.42	2.05	2.26	2.07	2.38
K ₂ O	3.12	3.73	2.96	3.01	3.23	3.27
MnO	0.14	0.16	0.17	0.16	0.15	0.14
TiO ₂	1.38	2.27	1.72	1.80	1.84	1.85
P ₂ O ₅	0.83	1.14	0.86	0.92	0.79	0.83
CO ₂	0.26	-	-	-	-	-
H ₂ O	0.72	1.52	0.36	0.56	1.19	1.08
TOTAL	99.81	100.03	99.85	99.86	100.23	99.20
Or	-	14.42	4.15	8.96	5.08	0.40
An	4.04	7.95	4.08	4.05	6.14	4.52
Lc	14.46	5.98	10.47	6.92	10.98	14.84
Ne	9.53	11.09	9.40	10.36	9.49	10.91
Di	30.28	35.64	30.63	31.22	29.06	28.62
Ol	30.35	9.00	29.29	24.43	22.79	25.96
Ln	2.25	-	-	-	-	-
He	-	0.83	-	-	3.51	-
Mt	3.49	6.56	6.15	7.88	6.58	7.35
Il	2.62	4.31	3.27	3.42	3.49	3.51
Ap	1.92	2.64	1.99	2.13	1.83	1.92
Cc	0.59	-	-	-	-	-
MG	81.38	73.03	81.14	80.52	77.48	77.44
Método	V.H.	V.H.	V.H.	V.H.	FRX	FRX

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 810. PUERTOLLANO (II)

Num.	64	65	66	67	68	69	70
SiO ₂	39.40	39.46	38.40	45.60	43.77	47.15	36.54
Al ₂ O ₃	12.23	10.85	11.00	13.00	12.27	12.56	10.50
Fe ₂ O ₃	3.52	5.93	4.43	4.55	5.14	2.56	5.55
FeO	7.77	5.79	6.90	6.38	6.61	8.07	5.90
MgO	10.32	12.56	13.04	8.40	10.77	10.28	14.71
CaO	13.68	13.52	13.70	11.92	10.92	10.57	14.58
Na ₂ O	3.00	3.47	3.52	2.60	2.57	3.18	2.53
K ₂ O	0.84	0.63	2.03	1.40	1.80	1.50	1.37
MnO	0.20	0.19	0.19	0.17	0.16	0.03	0.21
TiO ₂	4.04	3.12	3.25	2.69	3.15	2.70	3.19
P ₂ O ₅	1.09	1.09	1.24	0.82	0.59	0.62	1.56
H ₂ O	3.98	2.12	1.25	2.51	1.46	0.74	2.17
TOTAL	100.07	98.73	98.95	100.04	99.21	99.96	98.81
Or	4.72	3.72	-	8.27	10.64	8.86	-
Ab	-	0.02	-	18.58	11.10	18.18	-
An	17.42	12.17	8.22	19.67	16.63	15.57	13.25
Lc	0.19	-	9.41	-	-	-	6.35
Ne	13.75	15.90	16.14	1.86	5.77	4.73	11.60
Di	34.37	37.31	24.21	27.03	26.52	26.28	21.21
Ol	10.31	10.39	17.72	8.49	12.25	15.27	19.71
Ln	-	-	6.48	-	-	-	6.73
Mt	5.10	8.60	6.42	6.60	7.45	3.71	8.05
Il	7.67	5.93	6.17	5.11	5.98	5.13	6.06
Ap	2.53	2.53	2.87	1.90	1.37	1.44	3.61
MG	65.62	69.54	70.78	61.86	65.97	66.71	73.20
Método	V.H.	FRX	FRX	V.H.	FRX	V.H.	FRX

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Peda: 810. PUERTOLLANO (III)

Num.	71	72	73	74	75	76	77
SiO ₂	44.28	44.30	37.53	37.24	37.50	37.40	39.90
Al ₂ O ₃	12.38	12.91	10.80	10.02	9.94	10.19	10.61
Fe ₂ O ₃	4.72	4.29	4.47	7.54	5.92	8.19	2.67
FeO	6.65	5.65	6.84	4.11	6.36	3.87	8.85
MgO	8.97	10.28	13.07	16.11	14.43	14.23	11.99
CaO	11.18	11.55	13.82	14.44	14.12	13.28	14.35
Na ₂ O	3.05	3.85	3.25	2.29	3.81	3.11	2.72
K ₂ O	1.66	0.80	1.87	1.45	1.50	1.51	1.46
MnO	0.17	0.15	0.22	0.19	0.22	0.20	0.23
TiO ₂	3.11	2.79	3.45	2.81	3.66	3.69	3.00
P ₂ O ₅	0.77	0.92	1.55	1.33	1.49	1.43	1.43
CO ₂	-	-	-	-	-	0.60	0.05
H ₂ O	2.81	1.48	2.03	1.53	0.97	2.43	2.06
TOTAL	100.35	99.98	98.90	99.07	99.92	100.13	99.32
Or	9.46	4.73	-	-	-	-	-
Ab	14.79	14.83	-	-	-	-	-
An	15.36	15.54	9.36	12.78	5.59	9.39	12.43
Lc	-	-	8.67	6.72	6.95	7.00	6.77
Ne	5.97	9.66	14.90	10.50	17.47	14.26	12.47
Df	27.72	28.30	23.86	22.11	25.11	29.39	33.80
Ol	8.97	11.76	17.61	20.93	17.79	15.28	16.62
Ln	-	-	5.81	6.74	6.99	1.74	2.13
He	-	-	-	3.70	-	6.59	-
Mt	6.84	6.22	6.84	5.57	8.58	2.33	3.87
Il	5.94	5.30	6.55	5.34	6.95	7.01	5.70
Ap	1.78	2.13	3.59	3.08	3.45	3.31	3.31
Cc	-	-	-	-	-	1.36	0.11
MG	62.42	66.42	70.87	74.94	71.40	71.91	68.30
Método	FRX	V.H.	FRX	FRX	V.H.	V.H.	V.H.

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 810 PUERTOLLANO (IV)

NUM.	78	79	80	81	82	83	84
SiO ₂	37.50	39.67	37.22	37.49	40.70	38.19	36.75
Al ₂ O ₃	9.94	10.19	10.41	10.65	11.85	10.92	10.70
Fe ₂ O ₃	4.65	3.69	5.00	5.27	3.77	5.86	4.36
FeO	6.97	7.41	6.39	5.98	7.41	6.05	7.34
MgO	13.03	13.80	13.12	14.16	11.28	13.33	13.22
CaO	16.11	14.99	15.80	15.29	13.18	15.00	15.41
Na ₂ O	2.25	3.19	2.74	1.22	3.83	3.11	3.35
K ₂ O	1.13	1.38	1.80	1.30	1.13	1.25	1.64
MnO	0.21	0.17	0.20	0.18	0.21	0.17	0.21
TiO ₂	2.28	2.40	3.02	2.93	3.28	2.86	3.25
P ₂ O ₅	1.47	1.37	1.59	1.30	1.22	1.41	1.36
CO ₂	-	0.22	-	-	-	-	-
H ₂ O	3.29	1.33	1.73	3.22	1.75	1.82	1.37
TOTAL	98.83	99.81	99.02	98.99	99.61	99.67	98.96
Or	-	-	-	-	3.96	-	-
An	13.69	9.41	10.79	19.74	11.81	12.15	9.32
Lc	5.24	6.39	8.34	6.02	2.13	5.79	7.60
Ne	10.31	14.62	12.56	5.59	17.56	14.26	15.36
Di	26.53	29.89	21.87	25.75	36.17	27.66	17.48
Ol	18.09	19.29	17.92	17.82	11.67	15.57	20.97
Ln	7.16	5.25	9.10	4.57	-	5.49	11.18
Mt	6.74	5.35	7.25	7.64	5.47	8.50	6.32
Il	4.33	4.56	5.74	5.56	6.23	5.43	6.17
Ap	3.41	3.17	3.68	3.01	2.83	3.27	3.15
Cc	-	0.50	-	-	-	-	-
MG	70.26	72.23	70.90	72.26	67.86	70.42	70.36
Método	V.H.	V.H.	FRX	FRX	V.H.	FRX	FRX

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 811. MORAL DE CALATRAVA (I)

Num.	85	86	87	88
SiO ₂	43.07	39.69	40.19	45.70
Al ₂ O ₃	11.88	9.38	10.86	11.98
Fe ₂ O ₃	5.21	8.56	5.35	2.50
FeO	6.19	2.90	6.28	8.81
MgO	11.70	17.49	12.86	11.63
CaO	11.08	11.73	13.39	10.45
Na ₂ O	3.30	2.07	3.59	2.79
K ₂ O	1.81	0.75	0.63	1.10
MnO	0.16	0.21	0.17	0.16
TiO ₂	3.10	2.94	3.09	2.66
P ₂ O ₅	0.71	0.76	0.84	0.81
CO ₂	-	-	-	0.22
H ₂ O	0.85	3.67	1.98	0.94
TOTAL	99.07	100.15	99.23	99.75
Or	10.70	4.43	2.33	6.50
Ab	6.29	2.16	-	18.93
An	12.26	14.09	11.66	16.92
Lc	-	-	1.09	-
Ne	11.72	8.32	16.46	2.53
Di	29.87	30.47	38.65	22.65
Ol	12.24	20.62	11.44	20.17
He	-	7.66	-	-
Mt	7.55	1.30	7.76	3.62
Il	5.89	5.58	5.87	5.05
Ap	1.64	1.76	1.95	1.88
Cc	-	-	-	0.50
MG	58.51	76.94	70.10	68.02
Método	FRX	FRX	FRX	V.H.

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 811. MORAL DE CALATRAVA (II)

Num.	89	90	91	92
SiO ₂	48.05	44.20	42.25	44.63
Al ₂ O ₃	12.95	12.23	11.85	12.71
Fe ₂ O ₃	2.91	3.89	4.59	3.24
FeO	6.78	7.42	7.16	7.97
MgO	9.07	12.25	11.69	9.91
CaO	11.13	10.72	11.49	10.78
Na ₂ O	2.85	2.47	1.90	3.00
K ₂ O	1.22	1.47	1.59	1.68
MnO	0.08	0.14	0.15	0.17
TiO ₂	2.19	2.73	3.21	3.22
P ₂ O ₅	0.60	0.60	0.86	0.80
CO ₂	0.35	0.44	-	-
H ₂ O	1.73	1.50	2.87	0.95
TOTAL	99.91	100.06	99.61	99.05
Or	7.21	8.69	9.40	9.93
Ab	24.12	13.65	8.87	13.13
An	18.94	17.94	19.11	16.25
Ne	-	3.93	3.90	6.64
Di	24.08	22.65	25.50	25.55
Hy	2.11	-	-	13.90
Ol	11.11	18.44	15.17	-
Mt	4.22	5.64	6.66	4.70
Il	4.16	5.18	6.10	6.12
Ap	1.39	1.39	1.99	1.85
Cc	0.80	1.00	-	-
MG	66.12	69.41	67.68	64.80
Método	V.H.	V.H.	V.H.	FRX

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hojas: 834- 835 SAN BENITO-BRAZATORTAS

Num.	93	94	95	96	97
SiO ₂	37.00	35.25	39.00	39.86	40.73
Al ₂ O ₃	9.81	9.62	10.32	10.92	11.09
Fe ₂ O ₃	4.72	5.45	5.28	5.37	5.94
FeO	1.03	5.97	6.30	6.06	5.55
MgO	14.11	13.91	13.40	12.15	12.90
CaO	16.27	17.88	13.34	14.14	13.11
Na ₂ O	3.07	3.22	3.74	3.18	2.02
K ₂ O	1.25	1.35	1.68	1.40	0.54
MnO	0.21	0.22	0.23	0.19	0.18
TiO ₂	3.36	3.28	3.32	3.62	3.61
P ₂ O ₅	1.49	1.66	1.25	1.77	0.98
CO ₂	-	0.10	-	-	-
H ₂ O	1.97	2.14	2.22	2.07	3.63
TOTAL	100.29	100.11	100.08	100.13	100.29
Or	-	-	-	2.80	3.19
Ab	-	-	-	-	8.73
An	9.30	7.81	6.41	11.39	19.60
Lc	5.79	6.26	7.79	4.29	-
Ne	14.07	14.76	17.14	14.58	4.53
Di	21.07	14.43	31.36	36.88	30.39
Ol	20.55	20.62	14.66	9.91	12.64
Ln	10.81	15.78	3.59	-	-
He	-	-	-	-	0.50
Mt	6.84	7.90	7.66	7.79	7.89
Il	6.38	6.23	6.31	6.88	6.86
Ap	3.45	3.85	2.90	4.10	2.27
Cc	-	0.23	-	-	-
MG	71.67	72.12	71.03	69.29	70.54
Método	V.H.	V.H.	V.H.	FRX	FRX

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 836. MESTANZA (I)

Num.	98	99	100	101	102	103
SiO ₂	38.72	35.30	41.15	43.90	45.32	41.91
Al ₂ O ₃	10.08	9.94	11.59	11.98	12.72	12.28
Fe ₂ O ₃	5.09	5.53	4.41	3.91	4.03	5.69
FeO	6.31	6.75	6.63	7.67	7.27	5.64
MgO	13.78	14.13	10.93	11.81	9.89	10.25
CaO	14.13	16.25	13.12	11.04	10.67	12.41
Na ₂ O	3.27	3.43	4.05	3.43	2.81	3.65
K ₂ O	1.87	1.68	1.41	1.30	1.43	0.51
MnO	0.20	0.21	0.20	0.15	0.16	0.21
TiO ₂	3.10	3.33	3.06	2.80	2.70	3.54
P ₂ O ₅	1.02	1.62	0.84	0.65	0.64	0.69
CO ₂	-	0.22	-	0.44	-	-
H ₂ O	1.32	1.39	2.65	0.98	1.30	3.12
TOTAL	98.89	99.78	100.04	100.10	98.94	99.90
Or	-	-	1.66	7.68	8.45	3.01
Ab	-	-	-	11.05	17.38	10.95
An	7.30	6.76	9.28	13.45	17.87	15.62
Lc	8.67	7.79	5.23	-	-	-
Ne	14.99	15.72	18.57	9.73	3.47	10.80
Di	27.31	13.09	39.72	27.25	24.58	32.29
Ol	17.01	22.38	8.73	16.36	13.40	7.51
Ln	6.60	13.99	-	-	-	-
Mt	7.38	8.02	6.39	5.67	5.84	8.25
Il	5.89	6.32	5.81	5.32	5.13	6.72
AP	2.36	3.75	1.95	1.51	1.48	1.60
Cc	-	0.50	-	1.00	-	-
MG	71.90	70.90	67.59	68.10	64.73	65.83
Método	FRX	V.H.	V.H.	V.H.	FRX	FRX

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: MESTANZA (I)

Num.	104	105	106	107	108	109
SiO ₂	41.62	41.90	39.80	35.25	37.10	39.09
Al ₂ O ₃	10.93	12.40	12.23	9.94	9.94	10.62
Fe ₂ O ₃	5.34	4.58	5.58	7.18	5.52	4.70
FeO	6.79	6.78	6.08	5.54	6.67	6.48
MgO	12.03	10.02	9.17	11.89	13.16	15.24
CaO	12.82	11.90	14.16	17.07	16.47	12.73
Na ₂ O	3.44	3.53	4.50	2.58	2.36	2.73
K ₂ O	0.69	1.18	2.26	1.15	0.38	0.40
MnO	0.27	0.19	0.25	0.27	0.22	0.21
TiO ₂	3.53	3.43	3.36	3.96	3.62	3.24
P ₂ O ₅	0.58	0.69	1.28	1.73	1.45	1.03
CO ₂	-	-	-	0.11	-	-
H ₂ O	2.81	2.45	1.38	3.36	3.30	2.43
TOTAL	100.09	99.05	100.05	100.03	100.19	98.90
Or	5.26	6.97	-	-	-	2.36
Ab	7.74	6.69	-	-	-	0.56
An	11.75	14.51	6.50	12.15	15.41	15.54
Lc	-	-	10.47	5.33	1.76	-
Ne	11.80	12.55	20.63	11.83	10.82	12.21
Di	33.80	31.58	33.88	23.94	30.72	32.09
Ol	10.96	9.51	5.94	12.97	14.43	18.29
Ln	-	-	3.76	9.23	5.46	-
He	-	-	-	2.24	-	-
Mt	7.74	6.64	8.09	7.16	8.00	6.81
Il	6.70	6.51	6.38	7.52	6.88	6.15
Ap	2.57	1.60	2.97	4.01	3.36	2.39
Cc	-	-	-	0.25	-	-
MG	69.07	65.02	62.55	66.71	69.58	74.21
Método	FRX	FRX	V.H.	V.H.	V.H.	FRX

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW
Hoja: 837. VISO DEL MARQUES

Num.	110	111	112	113	114
SiO ₂	46.10	39.60	39.83	38.45	38.71
Al ₂ O ₃	12.57	11.47	11.13	11.08	10.66
Fe ₂ O ₃	4.26	4.94	6.12	3.80	5.87
FeO	7.03	7.08	5.63	7.22	5.45
MgO	9.96	12.70	12.57	12.96	13.06
CaO	9.76	12.91	12.09	15.05	14.49
Na ₂ O	3.03	3.32	3.43	3.65	3.05
K ₂ O	1.54	2.43	2.04	1.68	0.96
MnO	0.15	0.17	0.18	0.17	0.16
TiO ₂	3.15	3.37	3.55	3.28	3.24
P ₂ O ₅	0.54	0.97	0.88	1.00	0.97
CO ₂	-	-	-	0.11	-
H ₂ O	0.89	1.27	1.46	1.69	3.05
TOTAL	98.98	100.23	98.91	100.14	99.66
Or	9.10	-	0.24	-	-
Ab	20.95	-	-	-	-
An	16.15	9.22	8.95	8.89	12.56
Lc	-	11.26	9.27	7.79	4.45
Ne	2.54	15.22	15.72	16.73	13.98
Di	22.77	27.13	35.25	22.39	34.02
Ol	13.13	15.91	10.48	18.94	11.77
Ln	-	4.35	-	9.36	2.88
He	-	-	0.39	-	-
Mt	6.18	7.16	8.31	5.51	8.51
Il	5.98	6.40	6.74	6.23	6.15
Ap	1.25	2.25	2.04	2.32	2.25
Cc	-	-	-	0.25	-
MG	64.96	69.03	69.54	71.13	71.11
Método	FRX	V.H.	FRX	V.H.	FRX

TABLA.- 22
 Elementos Mayores y Norma CIPW
 Hoja: 861 SOLANA DEL PINO

Num.	115
SiO ₂	37.06
Al ₂ O ₃	11.53
Fe ₂ O ₃	4.97
FeO	6.35
MgO	13.85
CaO	14.94
Na ₂ O	2.83
K ₂ O	1.23
MnO	0.20
TiO ₂	2.67
P ₂ O ₅	0.72
H ₂ O	2.47
TOTAL	98.81
An	15.13
Lc	5.70
Ne	12.97
Di	17.88
Ol	20.92
Ln	9.77
Mt	7.21
Il	5.07
Ap	1.67
MG	72.13
Método	FRX

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW

Num.	116	117	118
SiO ₂	41.28	40.65	39.20
Al ₂ O ₃	10.07	10.95	11.98
Fe ₂ O ₃	3.37	3.79	6.90
FeO	7.64	6.37	4.95
MgO	15.07	12.05	15.81
CaO	11.33	11.37	10.54
Na ₂ O	3.41	2.70	3.17
K ₂ O	1.61	3.31	1.23
MnO	0.19	0.18	0.07
TiO ₂	2.83	3.08	2.80
P ₂ O ₅	1.23	1.28	1.33
CO ₂	-	-	0.01
H ₂ O	1.72	4.14	1.92
TOTAL	99.75	99.87	99.91
Or	6.22	3.20	7.27
Ab	-	-	1.87
An	7.42	7.98	14.83
Lc	2.58	12.83	-
Ne	15.63	12.38	13.52
Di	32.30	31.59	22.35
Ol	20.77	13.44	20.33
Mt	4.89	5.50	9.34
Il	5.37	5.85	6.23
Ap	2.85	2.97	3.08
Cc	-	-	0.02
MG	74.10	71.40	74.10
Método	V.H.	V.H.	V.H.

TABLA.- 22
Elementos Mayores y Norma CIPW

Num.	119	120	121
SiO ₂	46.20	45.75	36.70
Al ₂ O ₃	13.00	11.98	12.06
Fe ₂ O ₃	6.72	12.30	10.00
FeO	3.76	0.36	2.04
MgO	9.77	9.40	10.44
CaO	10.57	11.69	12.06
Na ₂ O	3.68	2.16	1.02
K ₂ O	1.28	1.30	0.65
MnO	0.18	0.15	0.22
TiO ₂	2.74	2.57	2.63
P ₂ O ₅	0.83	0.72	1.71
CO ₂	-	0.40	-
H ₂ O	0.89	1.07	9.63
TOTAL	99.62	99.85	99.16
Or	7.56	7.68	3.84
Ab	21.85	18.28	8.63
An	15.17	19.15	26.41
Ne	5.03	-	-
Di	24.79	19.19	17.02
Hy	-	14.51	6.71
Ol	9.00	-	7.99
He	3.43	12.30	10.00
Mt	4.76	-	-
Il	5.20	1.08	4.78
Tn	-	1.97	-
Pf	-	2.04	0.19
Ap	1.92	1.67	3.96
Cc	-	0.91	-
MG	66.80	62.40	65.70
Método	V.H.	V.H.	V.H.

TABLA.- 23
Elementos Menores

Num.	1	2	3	4	5	6	7
Ba	754	795	843	771	819	1328	677
Ce	86	105	106	109	85	147	76
Co	45	51	39	40	52	41	48
Cr	443	459	290	216	721	421	791
La	75	88	81	73	55	113	84
Nb	33	42	36	37	39	43	34
Ni	211	183	136	114	259	184	290
Rb	43	30	33	73	43	49	29
Sr	844	1198	1286	831	1003	1149	616
Y	23	34	25	27	26	29	27
Zr	271	297	227	292	280	302	269

Num.	8	9	10	11	12	13	14
Ba	737	590	868	960	1082	797	751
Ce	72	62	69	173	141	92	79
Co	33	53	44	39	46	43	42
Cr	384	397	405	438	272	535	428
La	30	32	37	53	141	48	66
Nb	34	24	20	42	40	21	33
Ni	253	218	241	209	182	261	212
Rb	32	35	79	24	33	46	36
Sr	656	600	649	1871	993	746	882
Y	24	21	25	55	32	28	28
Zr	217	194	242	277	219	254	242

TABLA.- 23
Elementos Menores

Num.	15	16	17	18	19	20	21
Ba	777	832	963	898	899	831	844
Ce	107	136	128	106	101	121	101
Co	52	52	42	39	48	44	43
Cr	492	481	478	296	635	352	652
La	70	96	59	92	58	126	93
Nb	33	45	50	33	29	29	26
Ni	209	214	208	163	275	187	212
Rb	36	20	54	39	50	28	22
Sr	1073	1466	960	1481	836	1219	1246
Y	34	39	29	28	23	29	23
Zr	290	297	338	293	277	286	284

Num.	22	23	24	25	26	27	28
Ba	654	629	1067	831	823	825	794
Ce	90	104	83	147	129	155	107
Co	55	42	46	33	37	45	44
Cr	704	390	688	256	463	403	369
La	54	68	83	62	100	135	81
Nb	28	28	33	27	47	32	31
Ni	451	192	300	136	184	209	171
Rb	28	35	45	41	35	36	41
Sr	879	941	909	1440	1350	2213	1050
Y	23	27	24	22	30	32	27
Zr	232	260	275	215	300	227	279

TABLA.- 23
Elementos Menores

Num.	29	30	31	32	33	34	35
Ba	785	1051	1075	684	847	529	826
Ce	112	95	94	88	130	116	162
Co	42	51	46	41	41	45	44
Cr	490	575	563	380	428	430	663
La	74	62	91	79	66	86	137
Nb	42	28	36	32	39	45	43
Ni	232	265	241	180	213	193	221
Rb	45	32	25	38	14	32	46
Sr	1059	760	1106	1049	1109	790	2481
Y	30	21	26	29	37	23	33
Zr	255	273	274	268	304	262	325
Num.	36	37	38	39	40	41	42
Ba	864	751	615	684	621	1331	697
Ce	118	63	127	116	72	130	85
Co	44	44	60	58	51	41	50
Cr	618	363	388	413	411	23	518
La	83	45	79	99	37	121	82
Nb	36	23	52	44	20	35	39
Ni	311	233	309	496	167	37	274
Rb	33	41	35	42	35	53	35
Sr	2060	578	682	470	1041	1499	956
Y	31	25	31	24	30	27	25
Zr	256	227	298	280	212	331	264

TABLA.- 23
Elementos Menores

Num.	43	44	45	46	47	48	49
Ba	867	969	851	930	761	532	1643
Ce	78	91	138	63	113	128	88
Co	38	36	43	42	45	46	45
Cr	248	294	506	373	494	525	520
La	68	108	105	60	87	155	82
Nb	25	37	37	27	39	60	22
Ni	120	136	212	216	224	265	242
Rb	33	50	37	25	40	32	28
Sr	841	1443	1294	701	1215	633	888
Y	23	26	29	24	30	32	25
Zr	270	303	305	260	265	281	265

Num.	50	51	52	53	54	55	56
Ba	709	855	846	844	832	832	837
Ce	109	146	108	131	147	76	118
Co	48	46	54	51	55	47	42
Cr	437	426	764	399	254	406	382
La	111	89	58	51	96	89	72
Nb	51	37	46	41	40	29	48
Ni	311	210	337	192	96	165	164
Rb	36	26	33	35	57	53	39
Sr	1017	1224	1335	1153	1197	894	1276
Y	28	26	28	38	38	27	31
Zr	272	259	269	298	354	268	311

184

TABLA.- 23
Elementos Menores

Num.	57	58	59	60	61	62	63
Ba	756	n.d.	1154	883	899	955	910
Ce	137	n.d.	133	94	113	129	117
Co	50	n.d.	56	79	74	59	62
Cr	427	n.d.	924	963	912	933	943
La	83	n.d.	80	49	44	64	79
Nb	37	n.d.	26	19	27	17	21
Ni	193	n.d.	213	718	662	989	954
Rb	22	n.d.	257	235	227	205	195
Sr	1633	n.d.	1057	908	874	698	676
Y	40	n.d.	8	10	10	17	17
Zr	308	n.d.	396	331	343	315	315

Num.	64	65	66	67	68	69	70
Ba	686	857	782	557	632	549	1006
Ce	129	119	130	62	62	60	154
Co	48	48	42	48	46	44	42
Cr	165	523	579	347	399	451	722
La	50	94	87	82	48	84	122
Nb	41	34	39	23	21	18	37
Ni	92	243	215	147	215	198	294
Rb	30	31	42	31	48	35	41
Sr	1179	1104	859	773	554	657	2042
Y	32	26	30	35	23	30	28
Zr	268	252	294	261	225	228	279

TABLA.- 23
Elementos Menores

Num.	71	72	73	74	75	76	77
Ba	616	670	1134	533	1085	749	703
Ce	81	67	162	97	138	134	127
Co	41	54	43	50	54	48	51
Cr	335	309	315	666	715	474	486
La	53	85	135	79	95	123	54
Nb	20	26	48	35	45	36	33
Ni	149	145	139	331	317	255	267
Rb	40	50	45	37	39	33	27
Sr	599	912	1358	551	1570	988	1161
Y	26	28	30	29	40	41	45
Zr	269	302	332	333	305	306	297

Num.	78	79	80	81	82	83	84
Ba	957	622	717	922	411	866	914
Ce	162	130	115	108	176	130	139
Co	48	56	38	41	50	51	36
Cr	498	472	454	648	401	360	391
La	101	61	112	70	110	99	118
Nb	38	40	38	34	41	47	40
Ni	245	253	225	288	199	199	202
Rb	20	31	44	47	49	34	26
Sr	1928	1206	1628	1715	1290	1208	1970
Y	44	37	30	27	35	25	31
Zr	298	304	296	288	268	263	294

TABLA.- 23
Elementos Menores

Num.	85	86	87	88	89	90	91
Ba	627	707	725	476	571	563	742
Ce	58	95	85	47	78	50	66
Co	37	56	47	48	53	55	57
Cr	477	950	493	503	448	488	464
La	58	53	67	23	50	30	119
Nb	31	36	31	22	22	32	26
Ni	190	493	325	272	226	260	213
Rb	46	55	20	22	28	27	37
Sr	601	1346	686	619	550	764	1044
Y	23	22	28	19	31	29	28
Zr	238	259	256	154	191	190	273

Num.	92	93	94	95	96	97	98
Ba	697	657	896	500	927	775	661
Ce	73	148	138	114	127	122	127
Co	39	53	49	43	42	42	46
Cr	358	482	455	585	479	547	544
La	38	62	64	177	92	108	65
Nb	24	48	49	50	43	39	36
Ni	151	259	229	251	164	226	253
Rb	42	27	34	40	41	27	43
Sr	633	1972	1935	1076	1165	2095	987
Y	26	43	47	26	30	29	28
Zr	271	305	304	241	305	298	293

TABLA.- 23
Elementos Menores.

Num.	99	100	101	102	103	104	105
Ba	768	791	669	965	956	924	817
Ce	237	118	73	58	101	128	82
Co	52	49	54	39	40	36	41
Cr	610	486	462	440	276	445	326
La	71	67	72	42	60	84	59
Nb	45	49	29	21	29	51	32
Ni	207	176	220	220	133	206	159
Rb	40	33	35	34	23	43	26
Sr	1910	1406	739	835	918	1252	791
Y	47	42	26	25	25	30	26
Zr	333	296	245	259	214	297	238

Num.	106	107	108	109	110	111	112
Ba	1064	1015	871	815	490	823	812
Ce	180	178	132	93	52	86	84
Co	36	36	51	58	47	50	47
Cr	388	423	589	670	418	652	578
La	93	66	68	62	56	71	62
Nb	54	50	49	39	24	26	36
Ni	118	184	231	459	202	224	223
Rb	39	42	21	24	40	61	51
Sr	1588	2222	1642	574	480	1142	757
Y	46	50	39	25	21	22	24
Zr	361	384	329	251	214	299	276

TABLA.- 23
Elementos Menores

Num.	113	114	115
Ba	840	909	883
Ce	92	74	136
Co	42	39	50
Cr	505	492	300
La	60	63	106
Nb	50	40	40
Ni	213	197	223
Rb	37	38	30
Sr	1441	1187	3476
Y	28	23	26
Zr	297	265	212

RELACION DE ANALISIS

- 1.- Nefelinita olivínica. Volcán de Valdelapedriza. 43265. Analista: E. Ancochea.
- 2.- Melilitita olivínico nefelínica. Volcan de El Berrueco, ---- 43267. Analistas: Elementos Mayores, J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 3.- Melilitita olivínico nefelínica. El Junquillo. 58492. Analista: E. Ancochea.
- 4.- Basanita. Volcán de Cerro Santo. 39.951. Analista: E. Ancochea.
- 5.- Melilitita olivínico nefelínica. Negrizal de las Casas. ---- 42249. Analistas: Elementos Mayores, J. de la Puente, Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 6.- Melilitita olivínico nefelínica. Cabeza Parda. 46485. Analista: E. Ancochea.
- 7.- Basanita. La Cabeza de Fernancaballero. 39961. Analista: E. Ancochea.
- 8.- Melilitita olivínico nefelínica. Volcán de Piedrabuena. ---- 39955. Analista E. Ancochea.
- 9.- Basanita. Volcán de Piedrabuena. 43273. Analista: E. Ancochea.
- 10.- Basalto olivínico alcalino. Volcán de las Porras. 39962. Analista E. Ancochea.
- 11.- Melilitita olivínica. Cabezo de la Plata. 39960. Analistas: Elementos Mayores, E. Ibarrola; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 12.- Melilitita olivínica. Cabezo de la Plata. 39959. Analista: E. Ancochea.
- 13.- Nefelinita olivínico melilitica. Volcán de la Arzollosa. --- 46475. Analista E. Ancochea.
- 14.- Basanita. Cabeza Mesada. 46481. Analista: E. Ancochea.
- 15.- Nefelinita olivínica. Las Tiñosas. 39945. Analistas: Elementos Mayores, J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.

- 16.- Melilitita olivínica. Volcán de Peñas Pardas. 42239. Analistas: Elementos Mayores, J. de la Puente; Elementos Menores E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 17.- Basanita. El Cabezo de Cabezarados. 42238. Analista: E. Ancochea.
- 18.- Basalto olivínico alcalino. Cerro de la Cruz. 46437. Analista: E. Ancochea.
- 19.- Nefelinita olivínica. La Cabezuela. Alcolea de C. 46435. -- Analista: E. Ancochea.
- 20.- Nefelinita olivínica. Cabezo del Moro. 46433. Analista: E. Ancochea.
- 21.- Nefelinita olivínica. Volcán de los Corrales. 51663. Analista: E. Ancochea.
- 22.- Melanefelinita olivínica. Volcán de Palos. 46463. Analista: E. Ancochea.
- 23.- Basalto olivínico alcalino. Cabezo del Hierro. 51665. Analista: E. Ancochea.
- 24.- Melilitita olivínico-nefelínica. Laguna de Alcolea. 46263. Analista: E. Ancochea.
- 25.- Basanita. Volcán de Peñarroya. 46431. Analista: E. Ancochea.
- 26.- Melilitita olivínico-nefelínica. Volcán de Fuentillejo. --- 46434. Analista E. Ancochea.
- 27.- Melilitita olivínica. Volcán de El Arzollar. 46447. Analista: E. Ancochea.
- 28.- Basanita leucítica. Cabezo de la Serna. 46471. Analista: E. Ancochea.
- 29.- Basalto olivínico alcalino. Sur de la Serna. 55565. Analista: E. Ancochea.
- 30.- Basalto olivínico alcalino. Cortijo de Herrera. 46265. Analista: E. Ancochea.
- 31.- Melilitita olivínico-nefelínica. Arroyo del Cordón. 46268. Analista: E. Ancochea.
- 32.- Basalto olivínico alcalino. Cabezo Jimeno. 45599. Analista: E. Ancochea.

- 33.- Basanita. Cabezo del Aljite. 14387. Analistas: Elementos mayores, E. Ibarrola; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 34.- Basanita. Volcán El Cabezuelo de Pozuelos de C. 42243. Analista: E. Ancochea.
- 35.- Melilitita olivínica. Volcán de las Higueras. 46462. Analista: E. Ancochea.
- 36.- Melilitita olivínica. Cabezo Segura. 42246. Analista: E. Ancochea.
- 37.- Basalto olivínico Alcalino. Casas de Torrecillas. 55.562. Analista: E. Ancochea.
- 38.- Melilitita olivínica. Volcán de la Zurriaga. 14382. Analistas: Elementos Mayores, E. Ibarrola; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 39.- Melamelilitita olivínico nefelínica. Cantagallos. 46455. -- Analista: E. Ancochea.
- 40.- Basalto olivínico. Cerrajón de la Puebla. 45598. Analistas: Elementos Mayores, J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 41.- Basanita. Negrizal de la Halconera. 46458. Analista: E. Ancochea.
- 42.- Nefelinita olivínica. Negrizal de la Cañada. 39949. Analista: E. Ancochea.
- 43.- Basalto olivínico alcalino. Negrizal de la Atalaya 39950. -- Analista: E. Ancochea.
- 44.- Basalto olivínico alcalino. Negrizal de Villafranca. 46457. Analista: E. Ancochea.
- 45.- Melilitita olivínica. Volcán de S. Marcos. 55687. Analista: E. Ancochea.
- 46.- Basalto olivínico alcalino. Volcán de Sierra Lucia. 55677. Analista: E. Ancochea.
- 47.- Nefelinita olivínico melilitica. Volcan de El Montecillo. 55665. Analista: E. Ancochea.
- 48.- Melilitita olivínica. Hoya de Nandín. 55663. Analista: E. Ancochea.

- 49.- Nefelinita olivínica. Oeste de Cerro Moreno 55654. Analista: E. Ancochea.
- 50.- Melilitita olivínica. Cerro Moreno. 43300. Analista: E. Ancochea.
- 51.- Basanita. Loma del Negrizal. 55567. Analista: E. Ancochea.
- 52.- Melilitita olivínica. Oeste Valenzuela de C. 43312. Analista: E. Ancochea.
- 53.- Melilitita olivínico nefelínica. Volcán de la Yezosa. 14395. Analistas: Elementos Mayores, E. Ibarrola; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 54.- Nefelinita olivínico melilitica. Cerro Gordo. 14413. Analistas: Elementos Mayores, E. Ibarrola; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 55.- Basanita. Volcan de El Naranjo. 46288. Analista: E. Ancochea.
- 56.- Melilitita olivínico nefelínica. Casas de la Canaleja. ---- 46285. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo, J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 57.- Melilitita olivínica. Negrizal de la Viñuela. 46282. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 58.- Melaleucitita olivínica. Morrón de Villamayor. 14408. Analista: M. Feroso.
- 59.- Leucitita olivínica. Morrón de Villamayor. 39559. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 60.- Melaleucitita olivínica. Morrón de Villamayor. 39562. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 61.- Melaleucitita olivínica. Morrón de Villamayor. 46353. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 62.- Melaleucitita olivínica. SW Morrón de Villamayor. 51698. -- Analista: E. Ancochea.
- 63.- Melaleucitita olivínica. SW Morrón de Villamayor. 51699.-- Analista: E. Ancochea.

- 64.- Nefelinita olivínico melilitica. Volcán de la Conejera. 45613. Analistas: Elementos Mayores, J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 65.- Nefelinita olivínica. Cerro Pelado. 45610. Analista: E. Ancochea.
- 66.- Nefelinita olivínico melilitica. Volcán de Retamar. 43294. Analista: E. Ancochea.
- 67.- Basalto olivínico alcalino. Volcan de los Frailes. 14409. Analistas: Elementos Mayores, M.L. Feroso; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 68.- Basanita. Cabeza Parda de Argamasilla de C. 43279. Analista: E. Ancochea.
- 69.- Basalto olivínico alcalino. Volcán de la Enana. 14411. Analistas: Elementos Mayores, M.L. Feroso; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 70.- Melilitita olivínica. La Colmenilla. 46.075. Analista: E. Ancochea.
- 71.- Basanita. Volcán de la Cueva del Alguacil. 46091. Analista: E. Ancochea.
- 72.- Basanita. Volcán del Castillo. 14404. Analistas: Elementos Mayores, M.L. Feroso; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 73.- Melilitita olivínica. Casilla de la Huerta. 46331. Analista: E. Ancochea.
- 74.- Melilitita olivínica. Volcán de El Aguila. 46072. Analista: E. Ancochea.
- 75.- Melilitita olivínica nefelinica. Volcán de Cerro Negro. 46070. Analistas: Elementos Mayores, J. de la Puente (en IBARROLA y -- BRANDLE, 1974); Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 76.- Melilitita olivínica. Volcán de la Vaqueriza. 46069. Analistas: Elementos Mayores, J. de la Puente (en IBARROLA Y BRANDLE, 1974); Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 77.- Melilitita olivínica. Volcán de la Vaqueriza. 14396. Analistas: Elementos Mayores, M. L. Feroso; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 78.- Melilitita olivínica. Volcán de la Mesas. 39613. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 79.- Melilitita olivínico nefelinica. Volcán de las Mesas. 14393. Analistas: Elementos Mayores, M.L. Feroso; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.

- 80.- Melilitita olivínica. Volcán de El Rincón. 46068. Analista: E. Ancochea.
- 81.- Melilitita olivínica. Afloramientos al Sur de las Mesas. -- 46064. Analista: E. Ancochea.
- 82.- Nefelinita olivínico melilitica. Volcán de El Berrocal. ---- 46063. Analistas: Elementos Mayores, J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 83.- Melilitita olivínica. Volcán de La Balóna. 46528. Analista: E. Ancochea.
- 84.- Melilitita olivínica. Volcán de El Molino. 46319. Analista: E. Ancochea.
- 85.- Basanita. Volcán de la Coscoja. 46493. Analista: E. Ancochea.
- 86.- Melanefelinita olivínica. Volcán de Cuevas Negras. 46491. -- Analistas: E. Ancochea.
- 87.- Nefelinita olivínico melilitica. Volcán de la Boca del Campo 46089. Analista: E. Ancochea.
- 88.- Basalto olivínico alcalino. Volcán de la Columba. 46077. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 89.- Basalto olivínico. Volcán de la Columba. 14391. Analistas: - Elementos Mayores, M.L. Feroso; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 90.- Basalto olivínico alcalino. Volcán de la Columba. 46082. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 91.- Basalto olivínico alcalino. Volcán de El Cabezuelo. 46085. - Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 92.- Basanita. Salvatierra. 46080. Analista: E. Ancochea.
- 93.- Melilitita olivínica. Volcán de Bienvenida. 46272. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.

- 94.- Melilitita olivínica. Castillejo de Bienvenida. 46259. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; -- Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 95.- Melilitita olivínica. Volcan de Retamar (Hoja: 836). 46252. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 96.- Nefelinita olivínico melilitica. Sur de Almagrero. 50298. -- Analista: E. Ancochea.
- 97.- Basalto olivínico alcalino. 2° Sur de Almagrero. 50299. Analista: E. Ancochea.
- 98.- Melilitita olivínico nefelínica. Volcán de Asdrúbal. 43271. Analista: E. Ancochea.
- 99.- Melilitita olivínica. Volcán de la Quintería. 46205. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea. I
- 100.- Nefelinita olivínico melilitica. Volcán de El Villar. 46207. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea
- 101.- Basanita. Colada del Ojailén. 46234. Analistas: Elementos -- Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Elementos Menores, -- E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 102.- Basalto olivínico alcalino. Colada del Ojailén. 46233. Analista: E. Ancochea.
- 103.- Basanita. Volcán de El Cabezuelo de Villanueva de S. Carlos. 39549. Analista: E. Ancochea.
- 104.- Basanita. La Gitana. 43270. Analista: E. Ancochea.
- 105.- Basanita. El Burcio. 43272. Analista: E. Ancochea.
- 106.- Melilitita olivínica. 1° Cañada de Mestanza. 46243. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 107.- Melilitita olivínica. 2° Cañada de Mestanza. 46247. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente (en IBARROLA Y BRÄNDLE, 1974); Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 108.- Melilitita olivínica. 3° Cañada de Mestanza. 46248. Analis-

1958

- tas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente (en --
IBARROLA Y BRÄNDLE, 1974); Elementos Menores, E. Ibarrola y
E. Ancochea.
- 109.- Melanefelinita olivínica. Volcán de Alhorín. 46080. Analis-
ta E. Ancochea.
- 110.- Basalto olivínico alcalino. Volcán de Las Yeguas. 46096. --
Analista E. Ancochea.
- 111.- Melilitita olivínico nefelínica. Volcán de la Atalaya. ----
46095. Analistas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la
Puente; Elementos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 112.- Nefelinita olivínico melilitica. Volcán de la Atalaya. ----
46094. Analista: E. Ancochea.
- 113.- Melilitita olivínica. Volcán de los Tontos. 46098. Analis--
tas: Elementos Mayores, M. Vallejo y J. de la Puente; Ele--
mentos Menores, E. Ibarrola y E. Ancochea.
- 114.- Melilitita olivínica. Volcán de los Tontos. 46097. Analista:
E. Ancochea.
- 115.- Melilitita olivínica. Volcán de la Cayetana 58500. Analista:
E. Ancochea.
- 116.- Nefelinita olivínico melilitica. La Balona. 46297. Analis-
ta: E. Ancochea. (ANCOCHEA, 1974)
- 117.- Nefelinita olivínico melilitica. La Balona. 46309. Analis-
ta: E. Ancochea (ANCOCHEA, 1974).
- 118.- Nefelinita olivínica. La Viñuela. 46280. Analista: E. Anco-
chea (ANCOCHEA, 1974).
- 119.- Basanita. n° análisis: 158. Analista: M.L. Feroso-
- 120.- Toleíta olivínica. (Basalto olivínico alcalino para Fe_2O_3
/FeO=0.15) Volcán de Peñarroya. 14394. Analista: E. Ibarro-
la.
- 121.- Toleíta olivínica (Basalto olivínico alcalino para Fe_2O_3 /
FeO=0.15) Cerro del Telegráfo. 14381. Analista E. Ibarrola.

afloramiento por existir distintos tipos litológicos dentro -
de él o por su singularidad (p. eje. Morrón de Villamayor). -

Los criterios de selección para las determinaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, han sido más restringido, procurando -- elegir muestras frescas de afloramientos distribuidas por toda el area y representativas de las distintas litologías existentes, en general coincidiendo con las muestras elegidas para determinación de la edad radiométrica K-Ar.

7.1.2.- Elementos mayores.

Los procedimientos empleados para la determinación del contenido en elementos mayores han sido dos: uno por vía húmeda exclusivamente (V.H.) y el otro esencialmente por fluorescencia de Rayos-X (F.R.X.) excepto, FeO , H_2O y CO_2 . De los 115 análisis que presentamos 40 se han efectuado de la primera manera y 75 de la segunda.

Para los análisis por vía húmeda se han seguido los métodos que normalmente utiliza el Laboratorio del Departamento de Petrología basados en SHAPIRO y BRANNOCK (1956, 1962), RILEY (1958) y WEIBEL (1961 a y b).

La medición de elementos mayores mediante fluorescencia de rayos-X, presenta inconvenientes, cuando se realiza en muestras sin fundir, por las distintas interferencias que pueden producir cada tipo de matriz. Sin embargo, éstas pueden ser subsanadas en buena parte cuando se utilizan patrones de rocas análogas (y por tanto con análogos efectos de matriz) a las que se pretenden medir (CERQUEIRA y BERMUDEZ, 1978).

En nuestro caso hemos empleado como patrones adicionales a los internacionales (BR, BCR-1, AGV-1, GSP-1, DTS-1 W-1, AGV-1, SY-1, SY-2; etc.) cuarenta rocas de esta misma región analizadas por vía húmeda. Esto permite tanto superar el efecto de matriz como, debido al elevado número de patrones empleados, compensar los posibles errores analíticos que pudieran tener las determinaciones por vía húmeda.

Las condiciones de medida, se recogen en la tabla 24 y están basadas, en su mayoría en las empleadas por CERQUEIRA y BERMUDEZ, (1978) con las modificaciones necesarias para --- nuestro caso concreto en lo que se refiere a centrado de pico o a las condiciones de discriminación. Las determinaciones se han efectuado con un espectrómetro de fluorescencia de rayos-X, semiautomático marca PHILIPS, modelo PW-1410.

7.1.3.- Elementos menores.

Los elementos menores se han determinado mediante --- fluorescencia de rayos-X, con las condiciones standard empleadas por el Laboratorio del Departamento de Petrología (BRÄNDLE y CERQUEIRA, 1972; BRÄNDLE et al. 1974), y con las pequeñas modificaciones necesarias para cada caso. Se han calculado así los contenidos en Ba, Ce, Co, Cr, La, Nb, Ni, Rb, Sr, Y y Zr. La precisión en todos ellos no es la misma, siendo -- los menos precisos los de concentraciones más pequeñas (p. -- ejem. Nb); aunque en todos ellos el error es de poca entidad (BRÄNDLE y CERQUEIRA, 1972).

7.1.4.- Relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Con la intención de profundizar en la génesis de las rocas de esta región volcánica se han determinado también las

TABLA.- 24
 CONDICIONES DE MEDIDA DE ELEMENTOS MAYORES MEDIANTE FLUORESCENCIA DE RAYOS-X.

	TUBO	LINEA	CRISTAL	DETECTOR	COLIMADOR	KV	mA.
Si	Cr	K α 1	PE	Flujo	Grueso	35	30
Al	Cr	K α 1	PE	Flujo	Grueso	60	35
Fe	Cr	K α 1	Fli(200)	Flujo	Fino	30	7
Mn	Mo	K α 1	ADP	Flujo	Fino	60	40
Mg	Cr	K α 1	Fli(200)	Flujo	Grueso	60	40
Ca	Cr	K α 1	Fli(200)	Flujo	Fino	7	30
K	Cr	K β 1	Fli(200)	Flujo	Fino	60	14
Na	Cr	K α 1	KAP	Flujo	Grueso	60	30
Ti	Cr	K α 1	Fli(200)	Flujo	Fino	60	14
P	Cr	K α 1	Ge	Flujo	Grueso	60	40

relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de una serie de rocas representativas de los Campos de Calatrava. Estas determinaciones se efectuaron durante nuestra estancia en el Laboratorio de Geocronología e Geochimica Isotopica de Pisa.

Los contenidos en Rb y Sr se han determinado mediante dilución isotópica; las determinaciones isotópicas con un espectrómetro de masas VARIAN-MAT modelo TH-5. El valor medio de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del standard EIMER y MEUD sobre veinte análisis (para el aparato es 0.70812 ± 0.00017 (2σ)). Las determinaciones isotópicas obtenidas se han corregido para un valor de dicho standard $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7080$ (o). La reproductividad del aparato calculada a partir de cada análisis isotópico (media de 50 tandas de medida cada una) es estimada en < 0.0002 . Los dos análisis repetidos efectuados confirman dicho rango.

En total se han efectuado catorce determinaciones de trece muestras de roca total así como dos de megacrístales incluidos entre los productos volcánicos y una de un enclave de lherzolita con espinela.

7.1.5.- Tratamiento de los resultados.

Los resultados obtenidos han sido sometidos a un tratamiento matemático bastante exhaustivo. Los cálculos más sencillos se han efectuado mediante una calculadora HEWLETT-PACKARD, 9839, para la que se dispone de una programación en "Basic", desarrollada por diferentes miembros del Departamento de Petrología de la U. C. M. y del C. S. I. C.

Sin embargo, y a pesar de no ser excesivo el número de datos la capacidad de esa calculadora ha sido sobrepasada con

gran frecuencia, utilizándola entonces como terminal del ordenador UNIVAC 1108, del Ministerio de Educación y Ciencia, con algunos periféricos: impresora y plotter.

Para un mejor estudio se han introducido en una "Base de datos" tanto los resultados de los análisis químicos como los datos de situación, edad, polaridad NRM, características del afloramiento, textura y composición de la roca, clasificación, referencia bibliográfica, etc. A partir de este banco de datos se han realizado la gran mayoría de los cálculos geoquímicos: cálculo de la norma CIPW, medias, histogramas, diagramas binarios, coeficientes de correlación, análisis discriminantes, Q-Modo, mapas de distribución espacial, etc.

Todo el "software" está escrito en "FORTRAN V" con subrutinas en "ASSEMBLER" y ha sido desarrollado esencialmente - por el Geophysical Laboratory of Carnegie Institution (CHAYES y BRÄNDLE, 1974) y por BRÄNDLE (1979).

7.2.- ELEMENTOS MAYORES.

Antes de entrar a analizar el comportamiento de los distintos elementos dentro de su contexto genético, hemos creído conveniente estudiarlos previamente uno por uno, para de este modo hacer más comprensible su evolución general. Para ello -- nos basaremos esencialmente, en el análisis de sus valores medios, desviación, rango e histograma.

Todo ello ha sido representado en las figuras 44 a 68 . En cada una de ellas se contempla la variación de un elemento. La primera columna, el dibujo superior corresponde a la variación global en todas las rocas analizadas; se encuentran también los histogramas de los siguientes grupos normativos: bas-

201

SiO₂

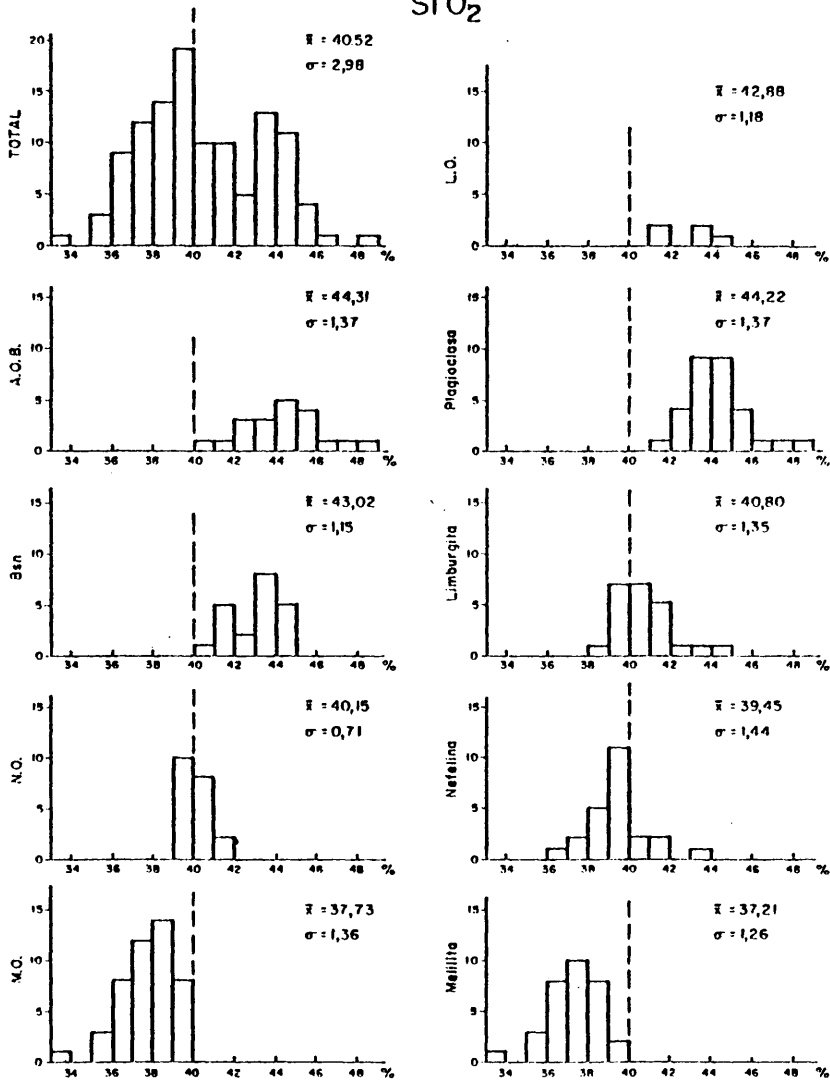


Fig. 44

202

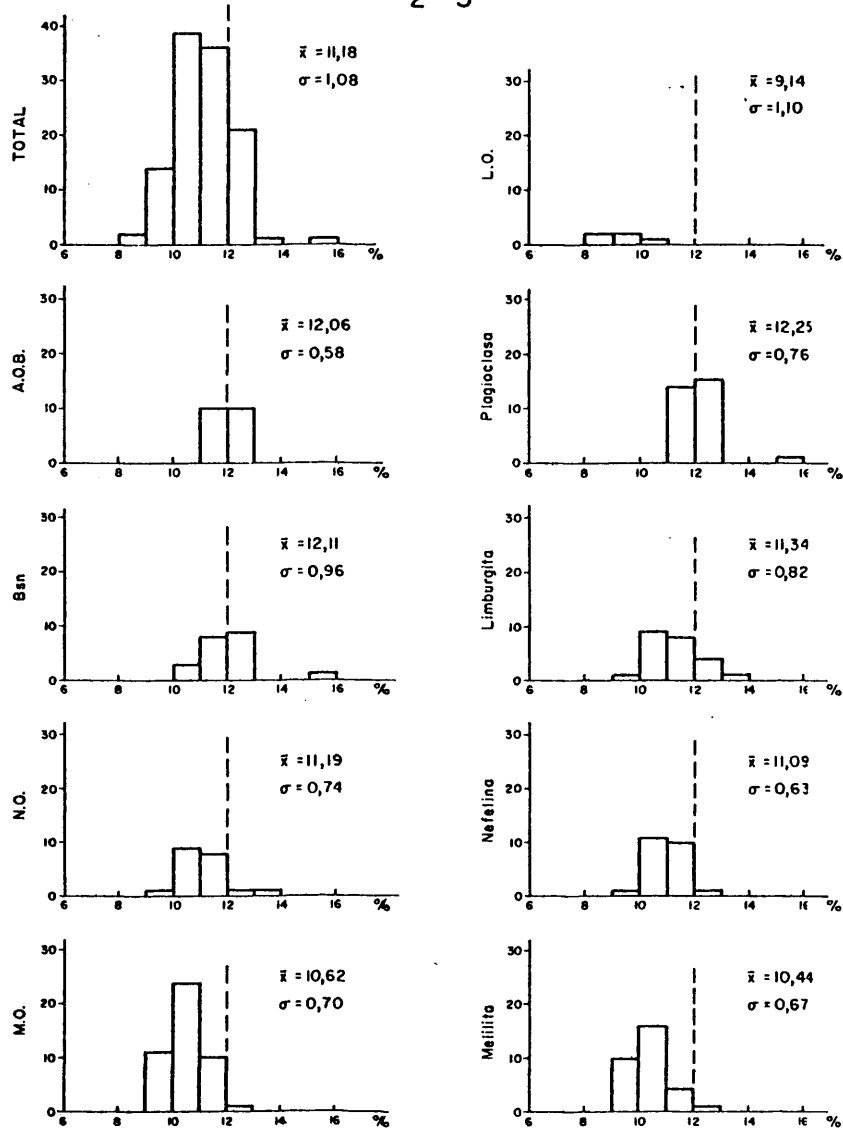
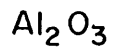


Fig. 45

203

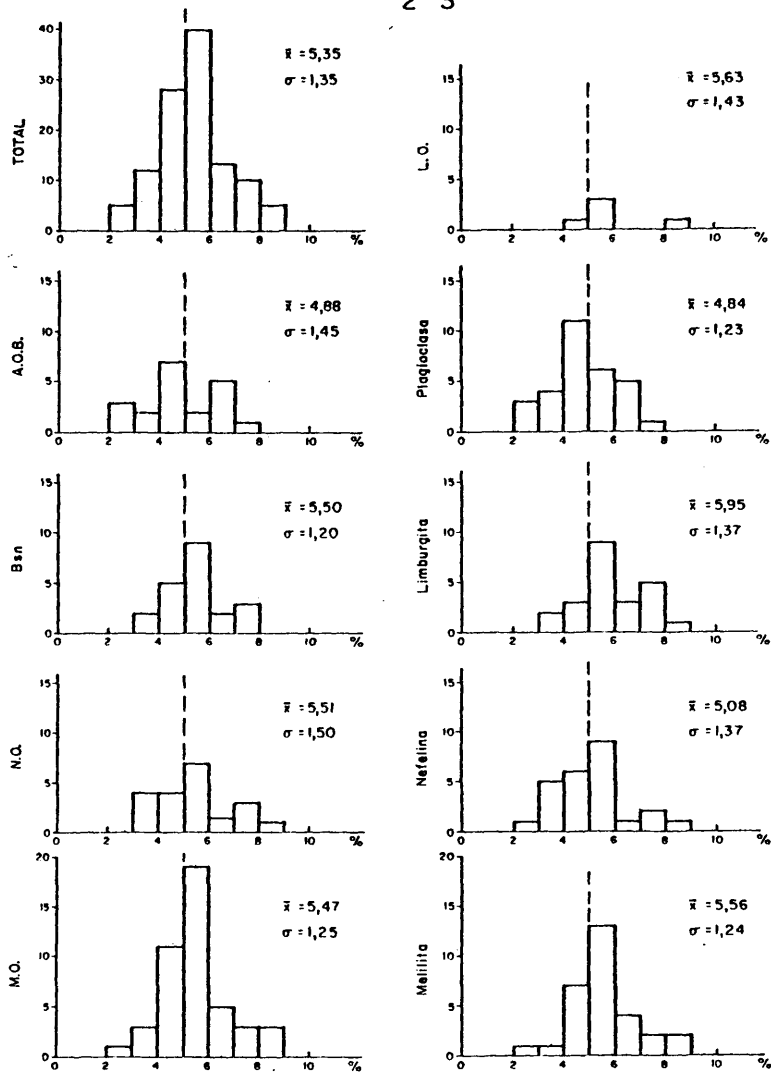
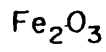


Fig. 46

256

Fe O

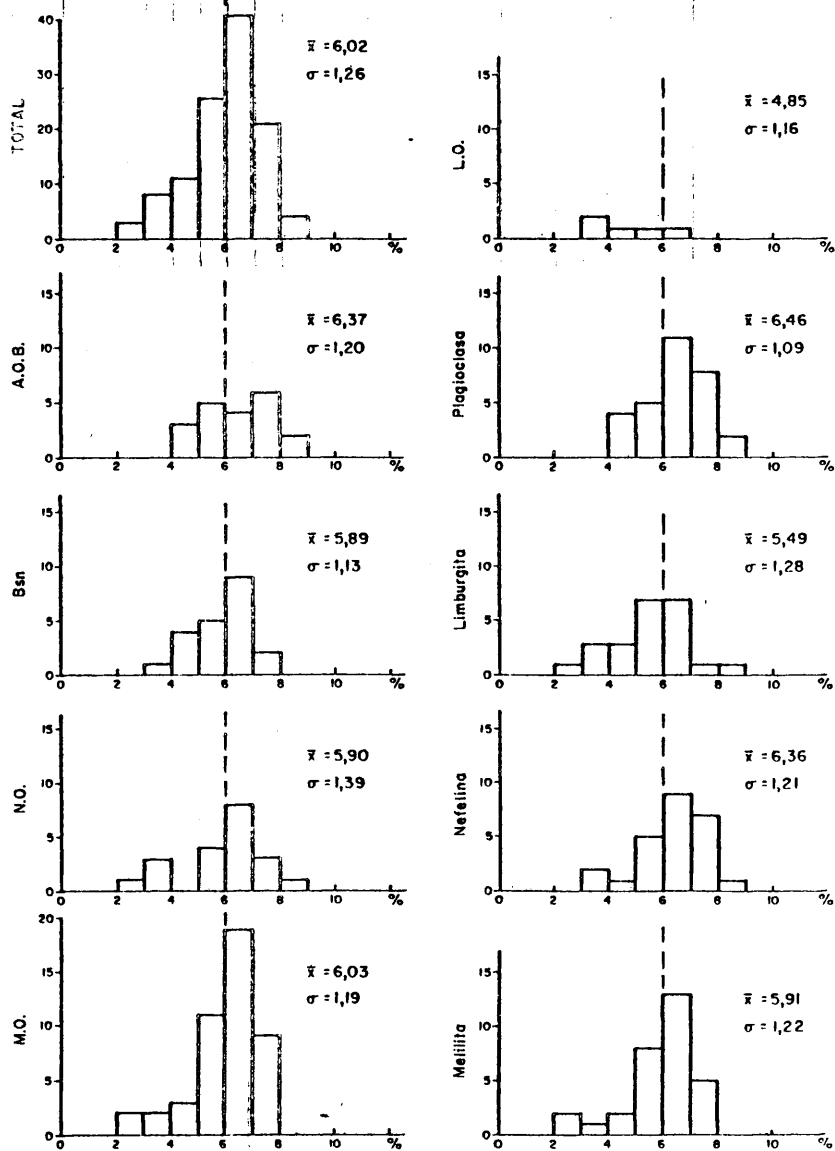


Fig. 47

Fe O₂(TOTAL)

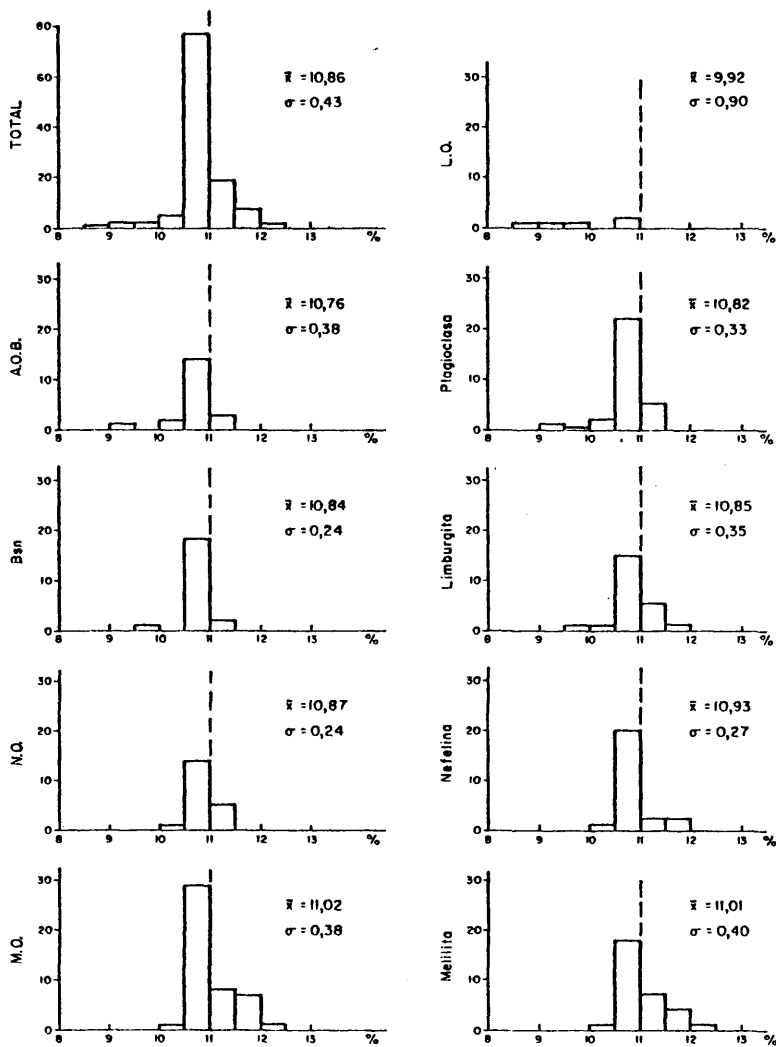


Fig. 48

206

Mn O

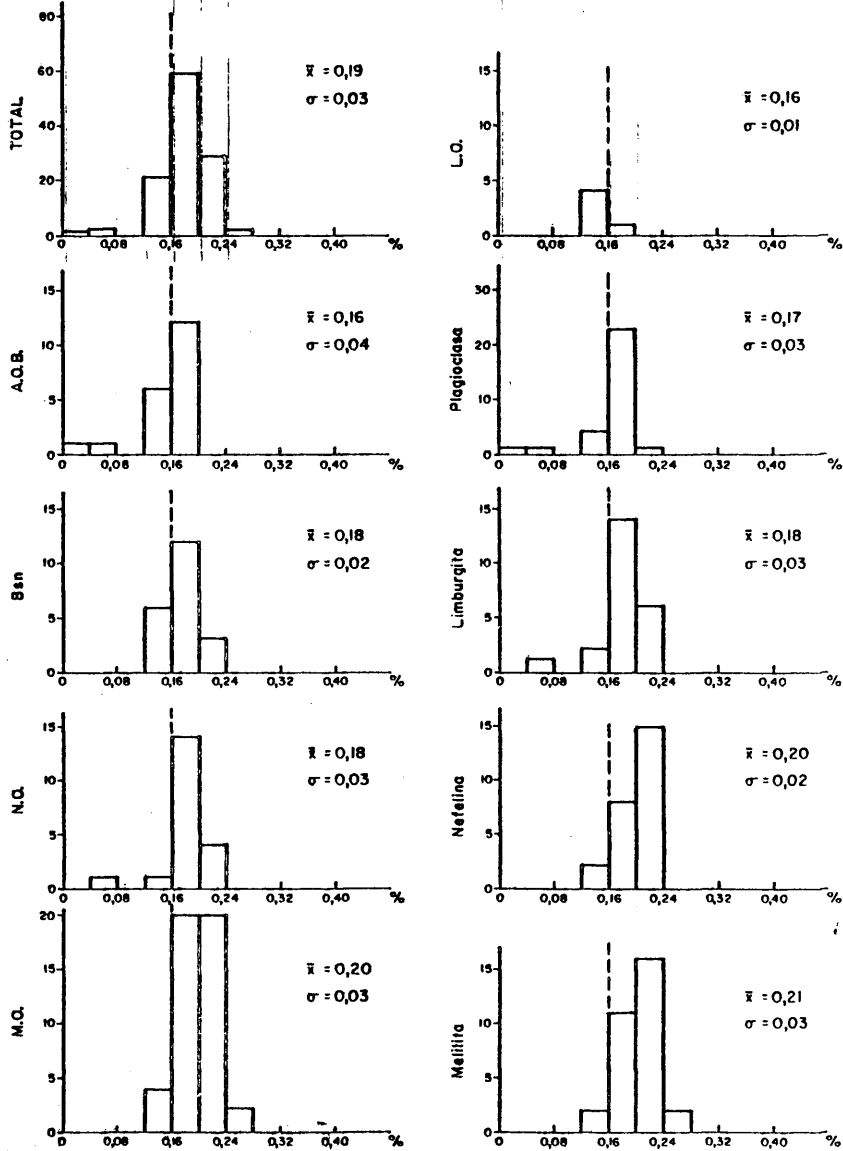


Fig. 49

Mg O

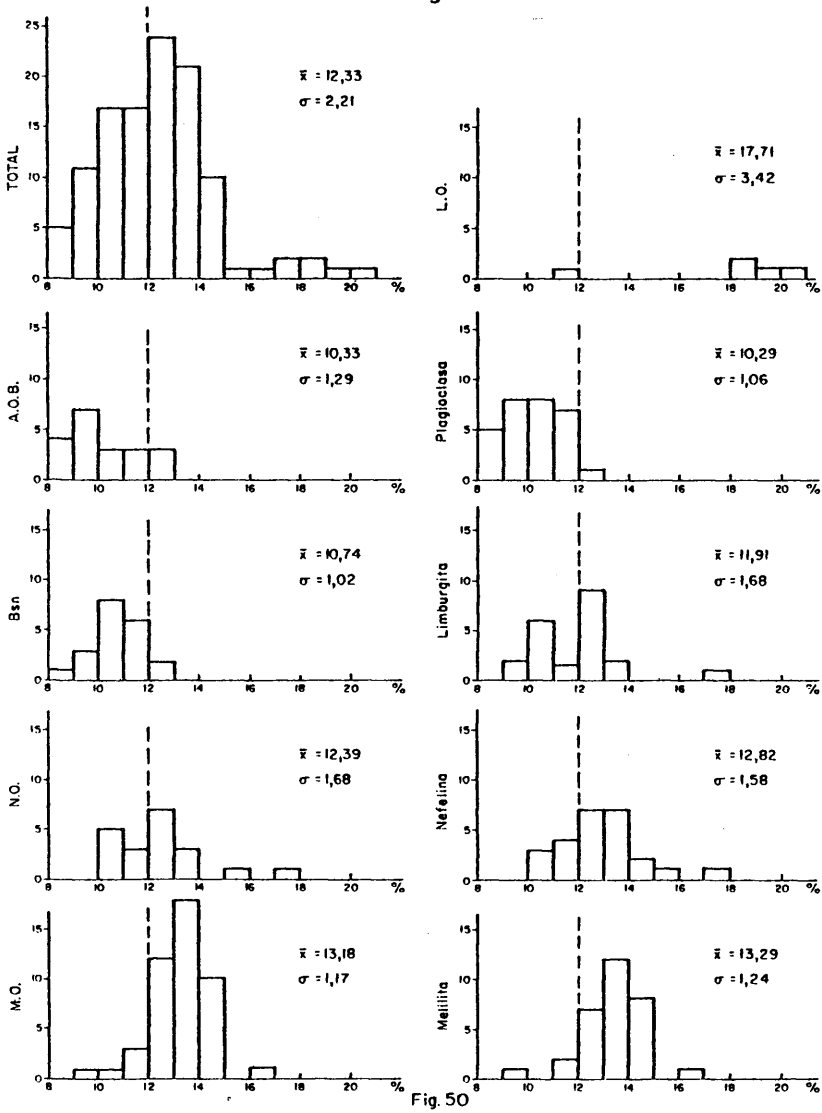


Fig. 50

208

Ca O

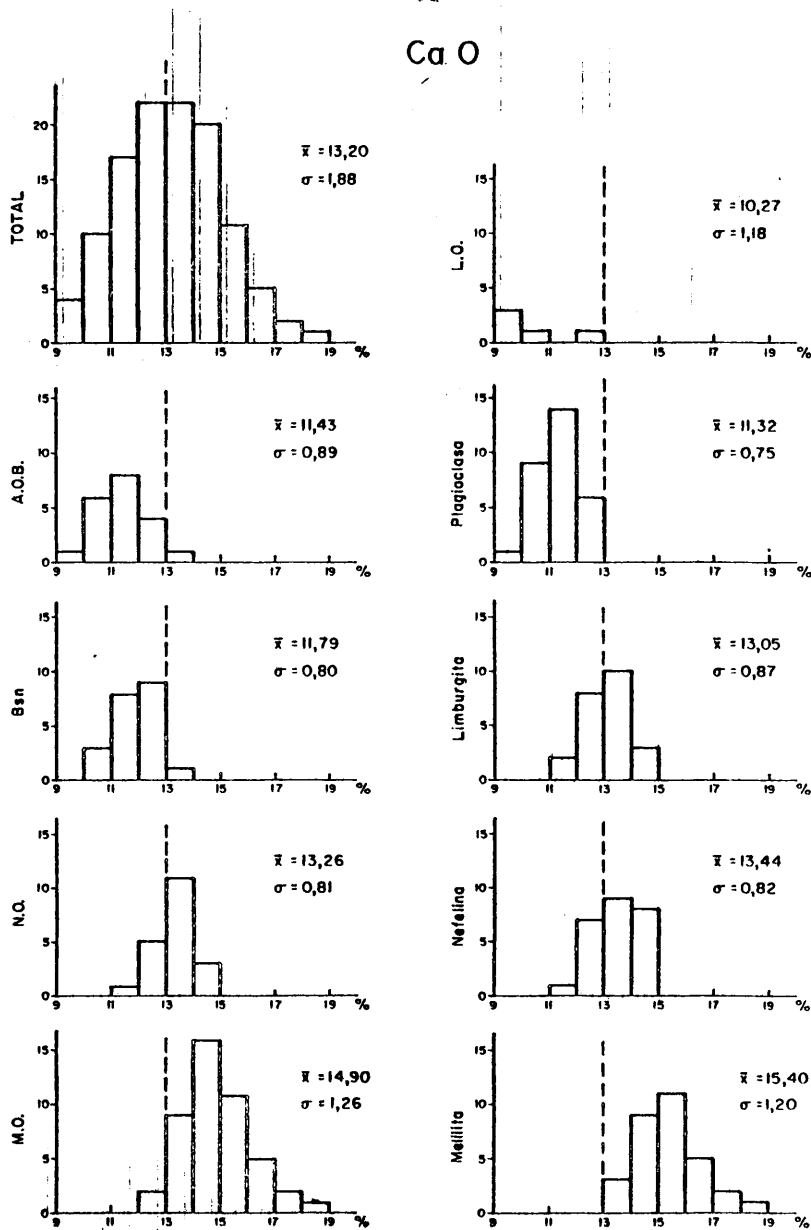


Fig. 51

209

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

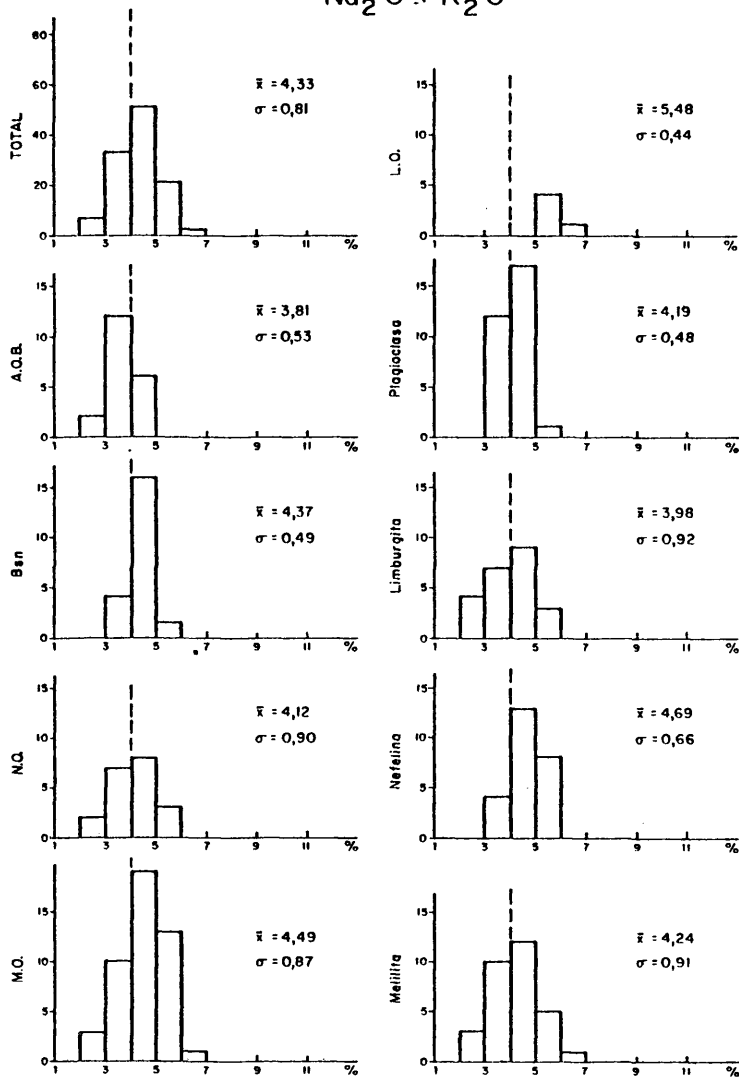


Fig. 52

Na₂O

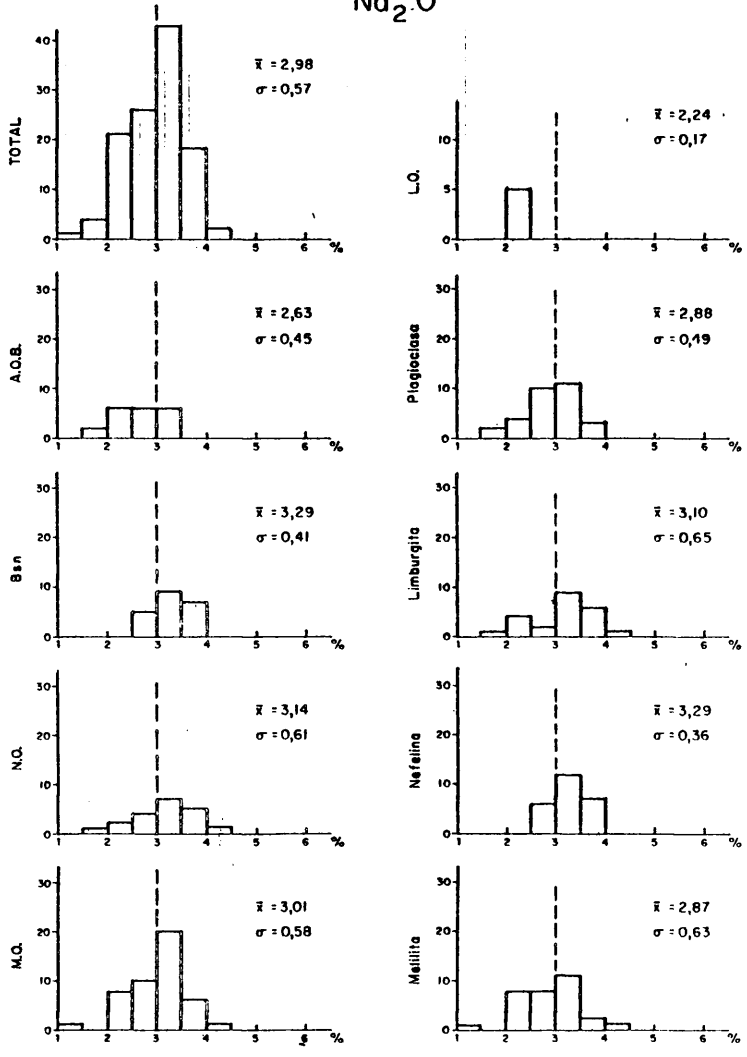


Fig. 53

K₂O

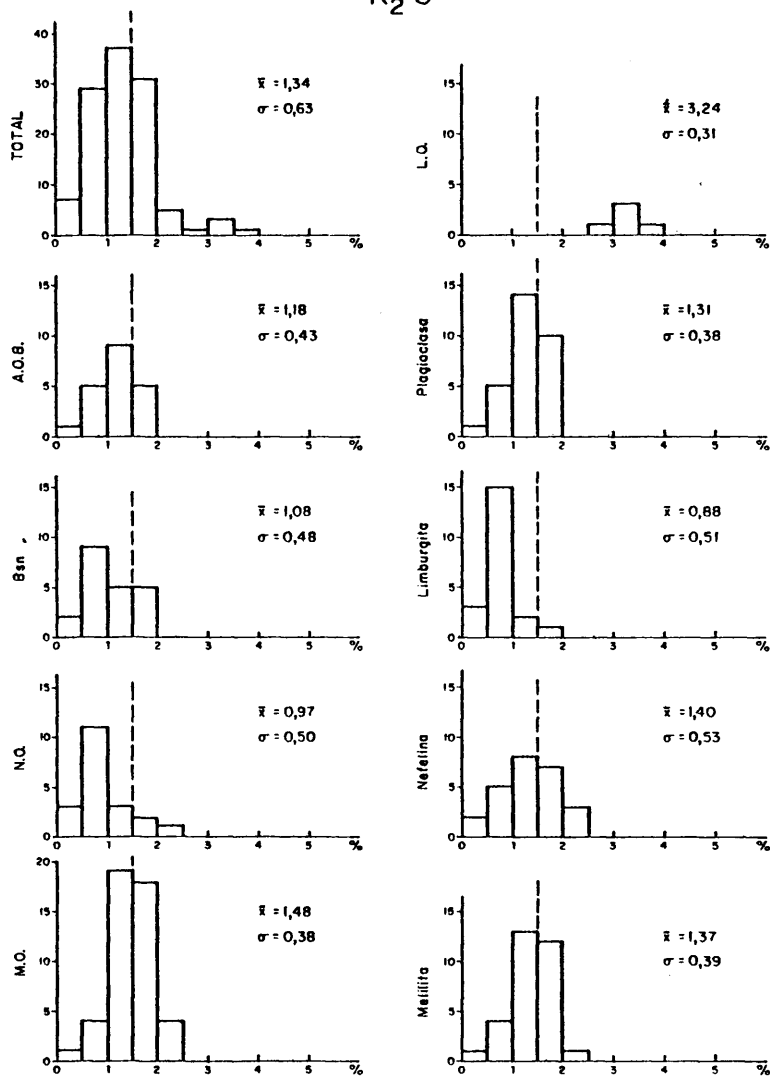


Fig. 54

TiO₂

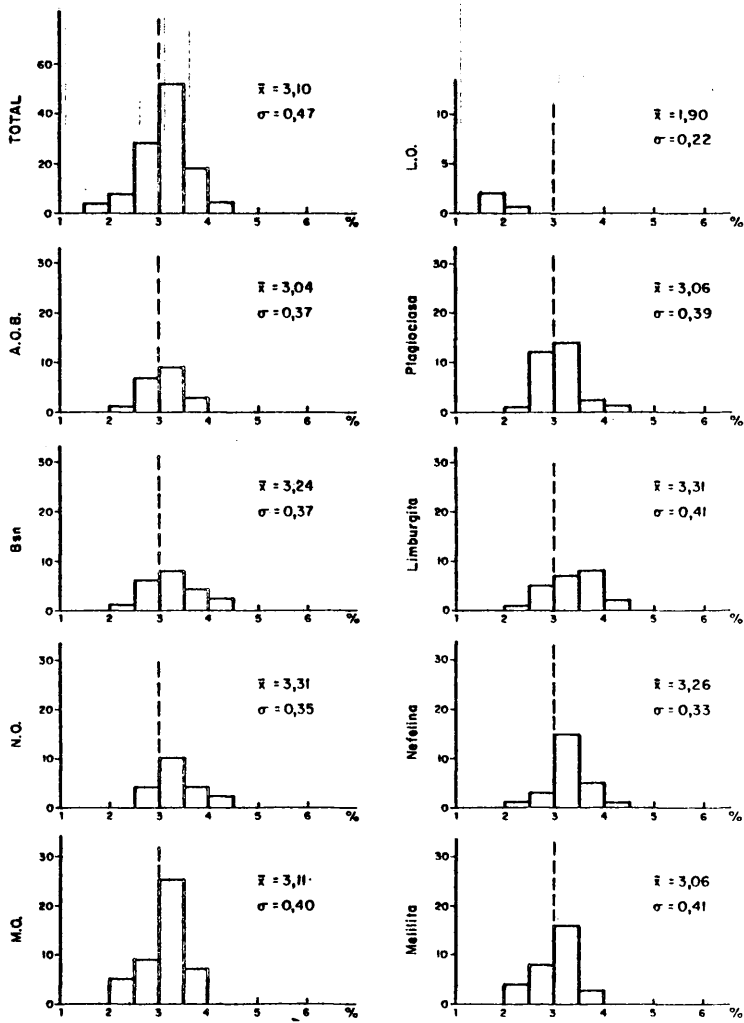


Fig. 55

P₂O₅

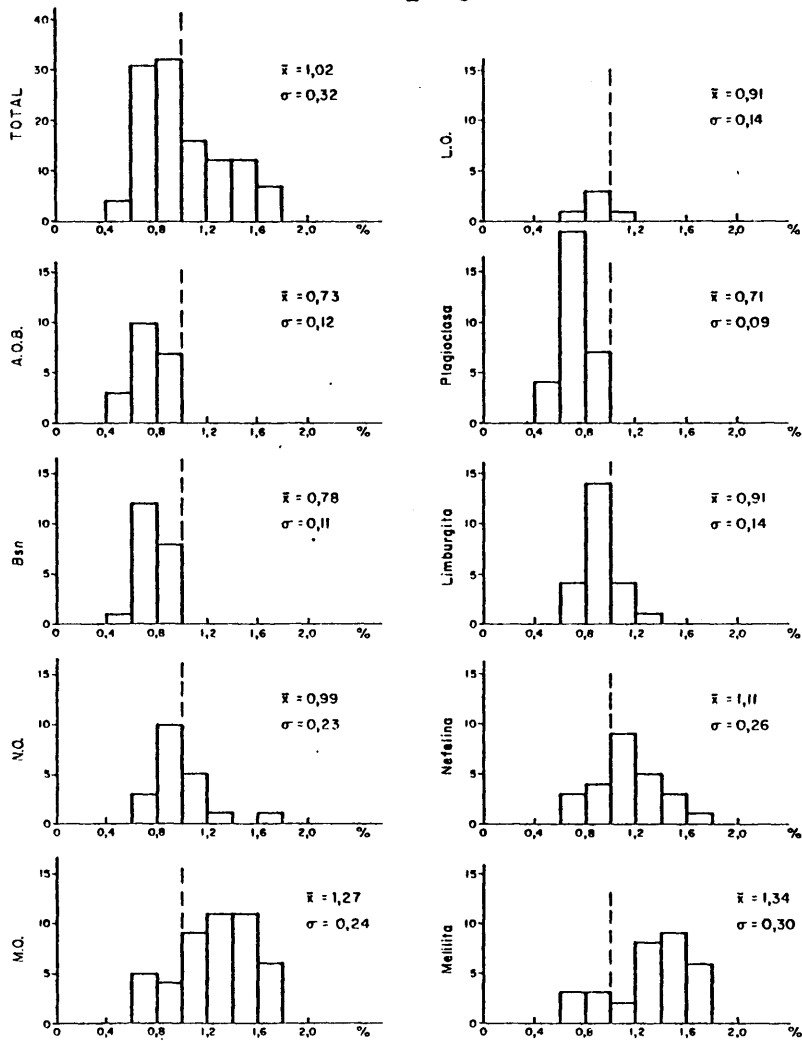


Fig. 56

214

H₂O

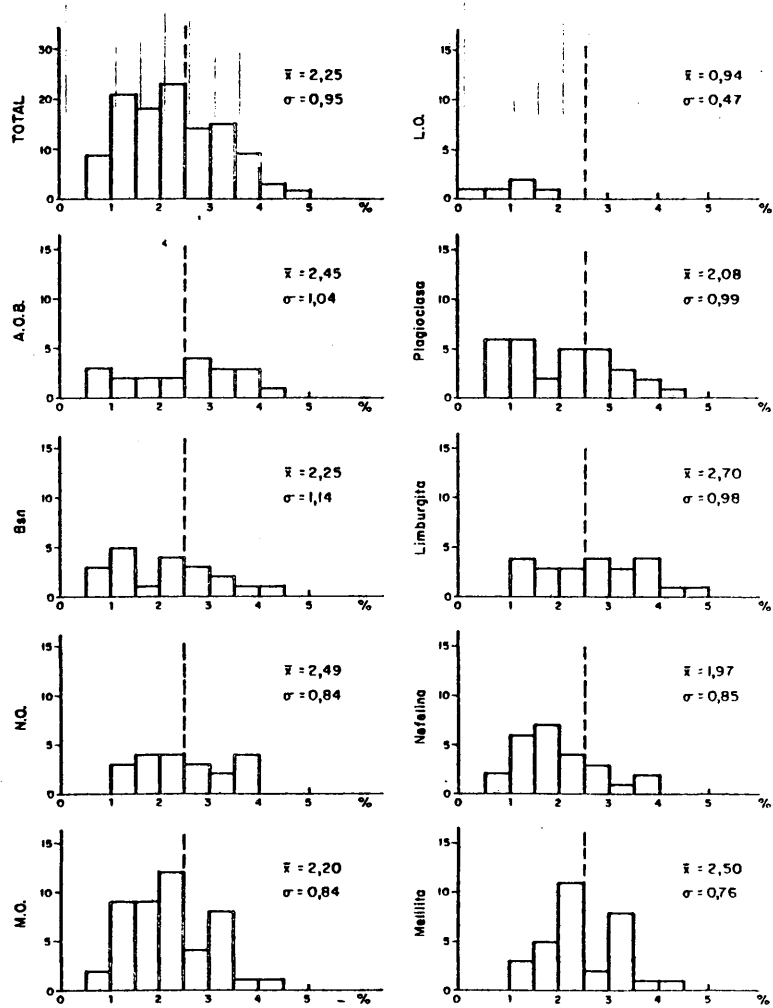


Fig. 57

215

Ba

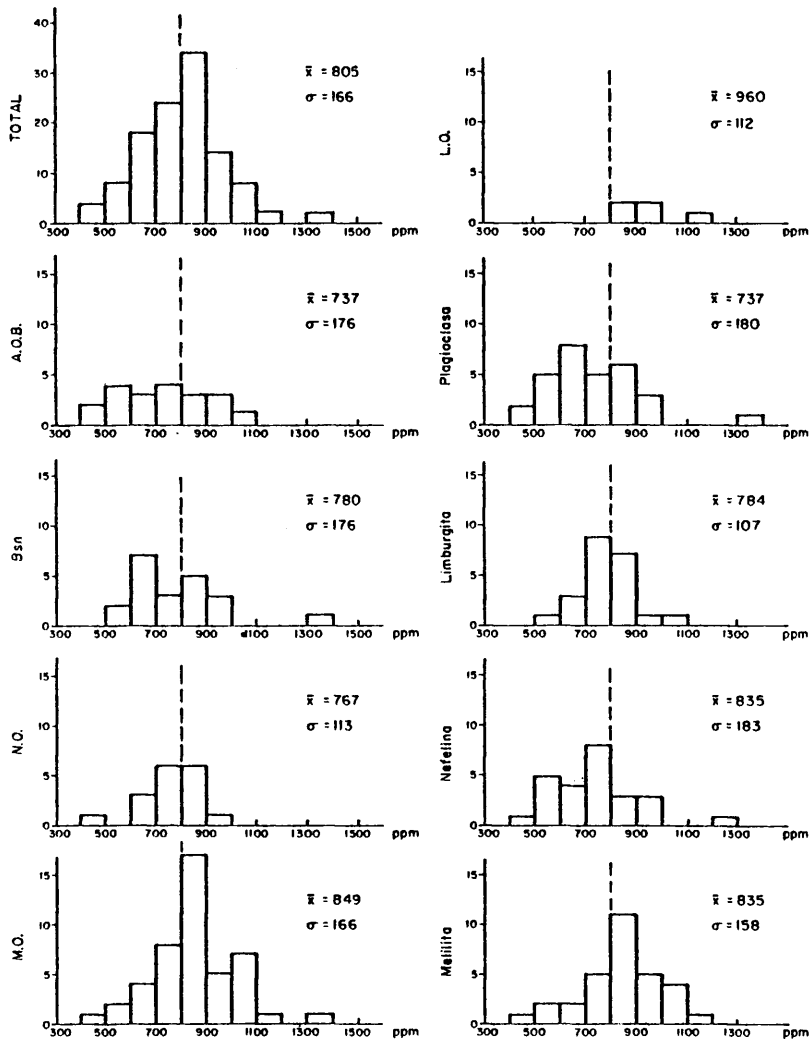


Fig. 58

216

Ce.

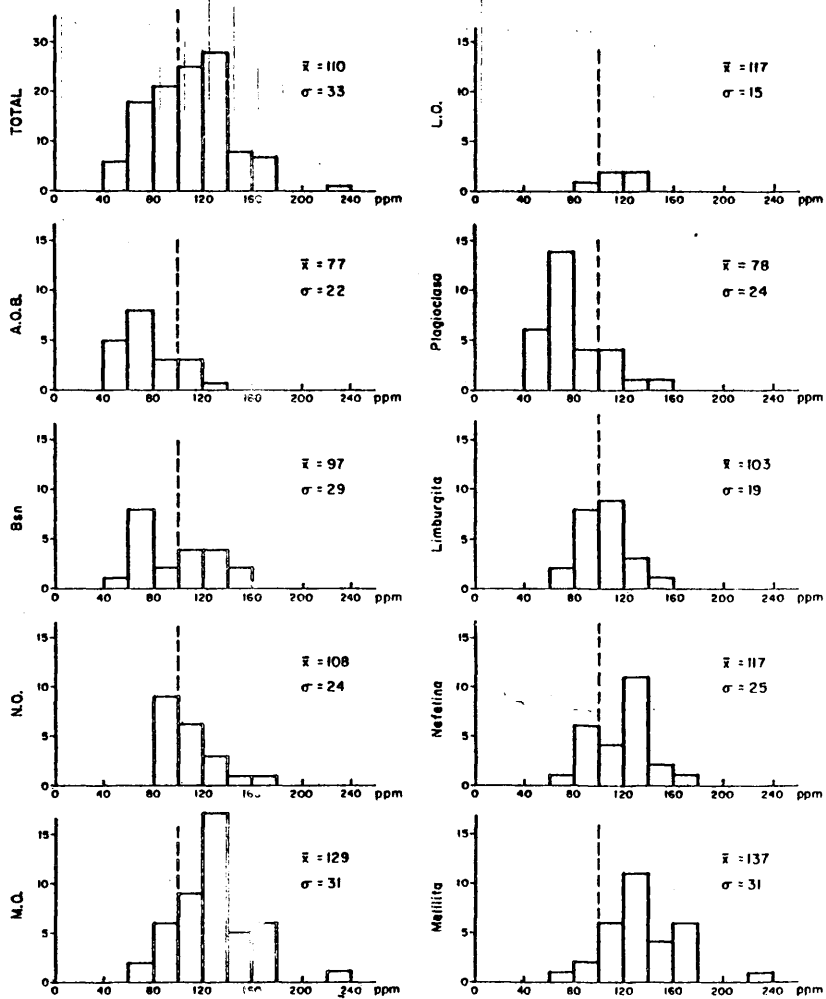


Fig. 59

Co

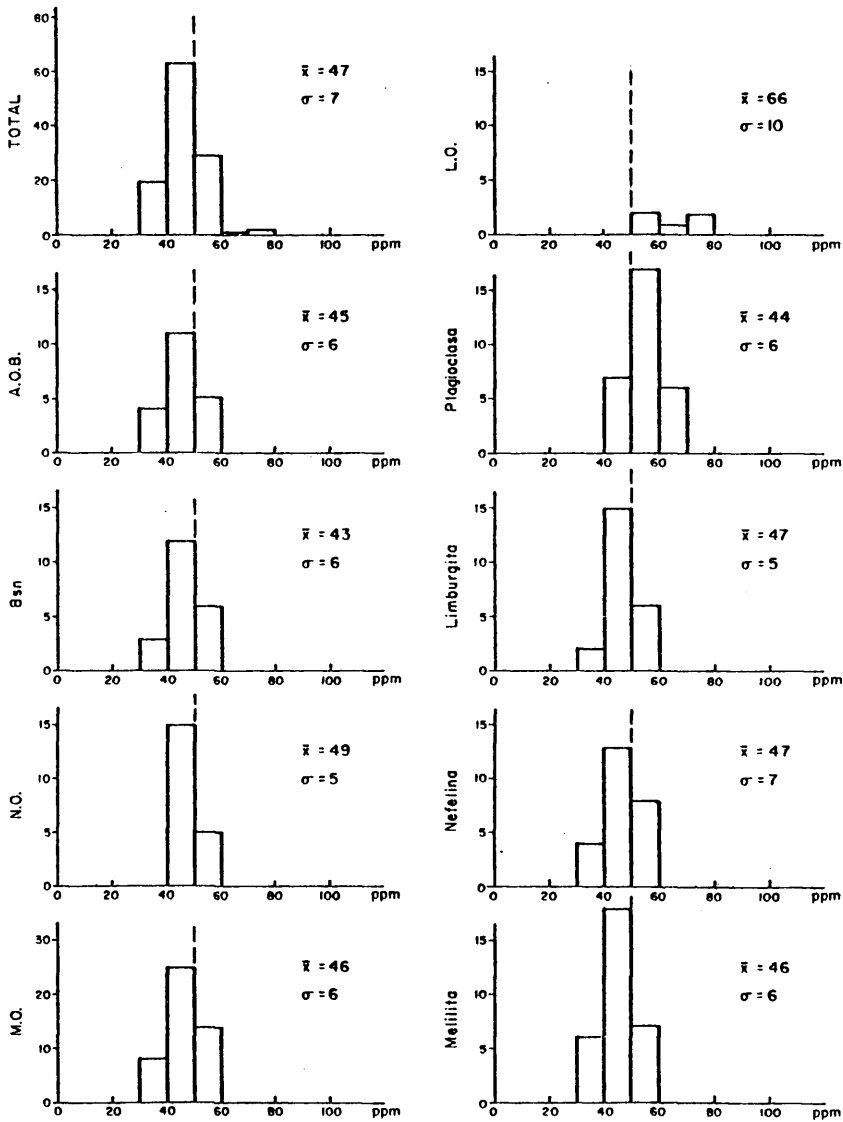


Fig. 60

218

Cr.

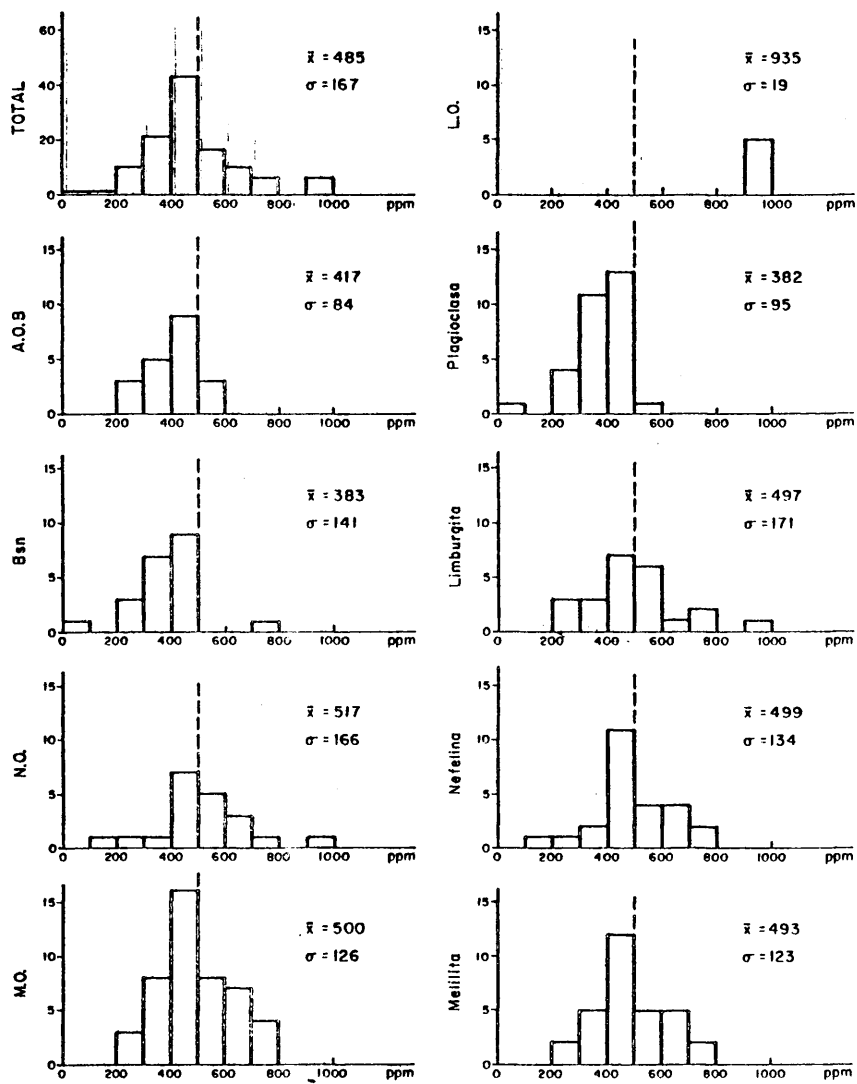


Fig. 61

219

La

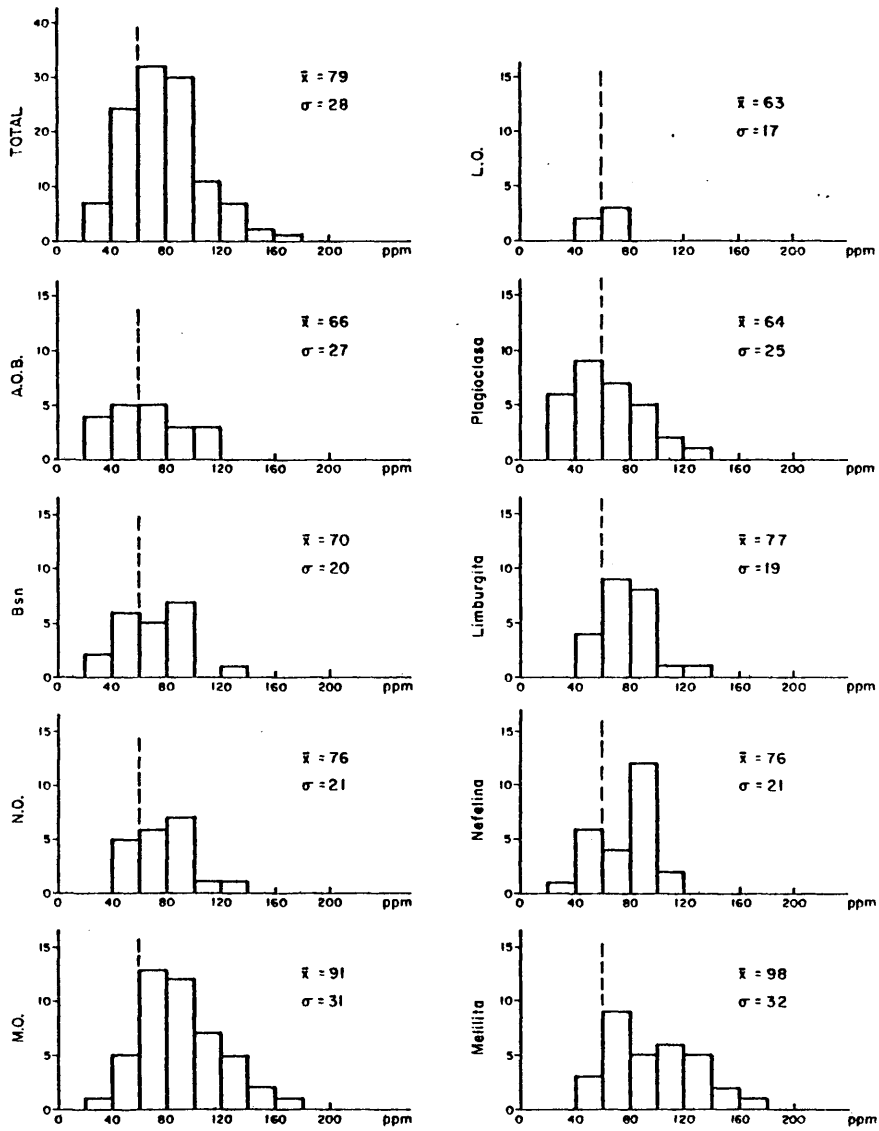


Fig. 63

220

Nb.

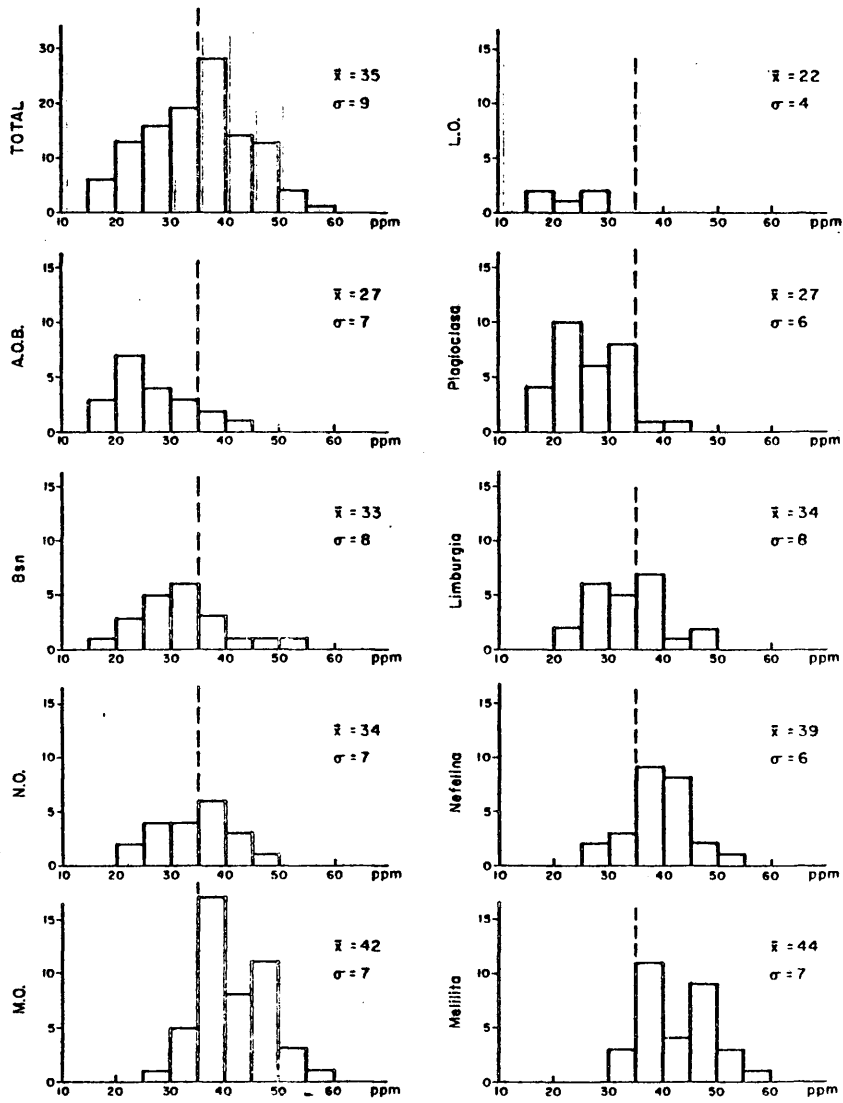


Fig. 62

221

Ni.

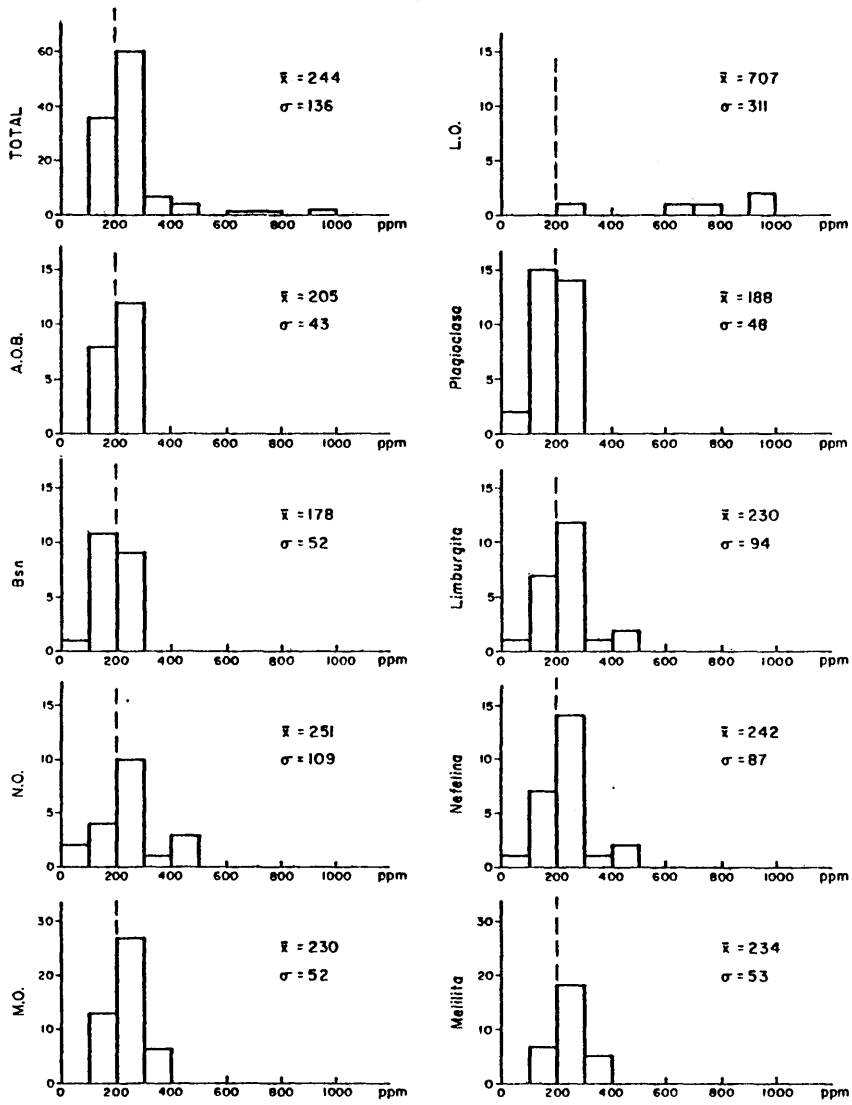


Fig. 64

222

Rb.

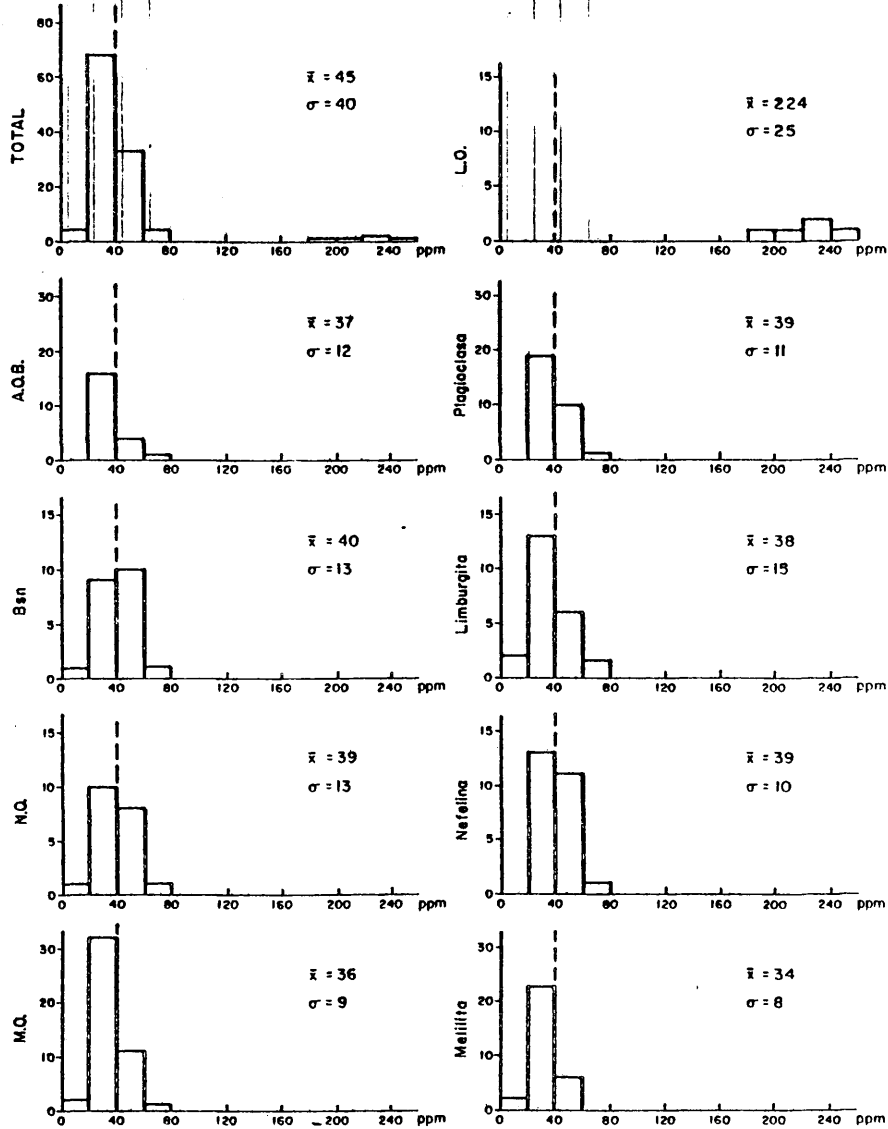


Fig. 65

Sr

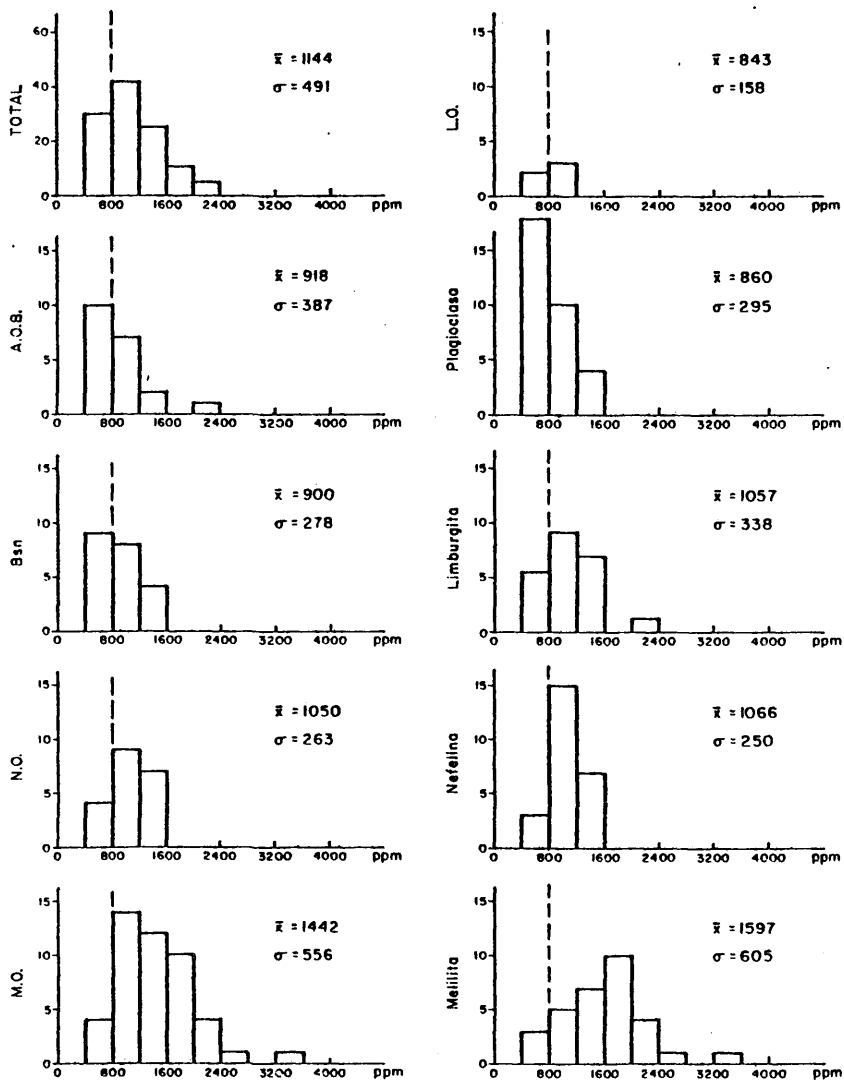


Fig. 66

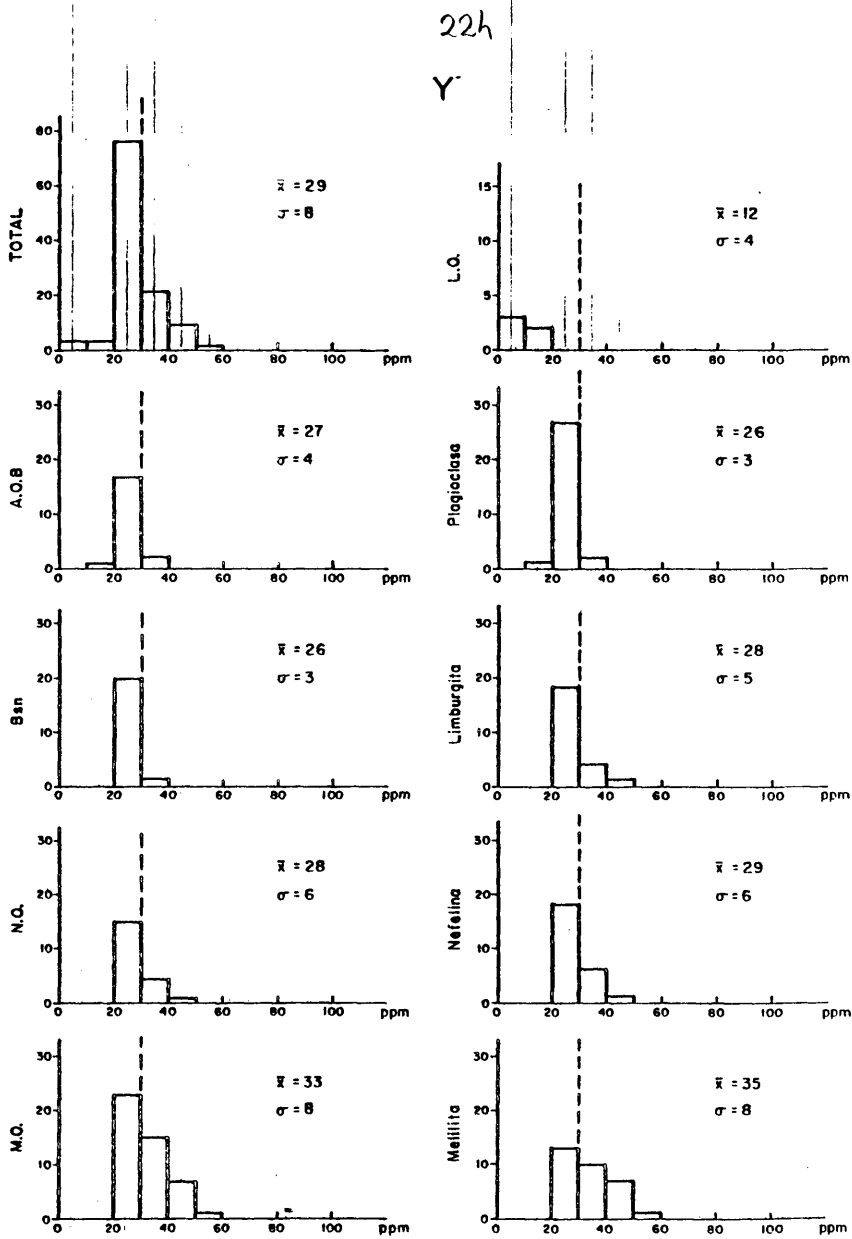


Fig. 67

225

Zr

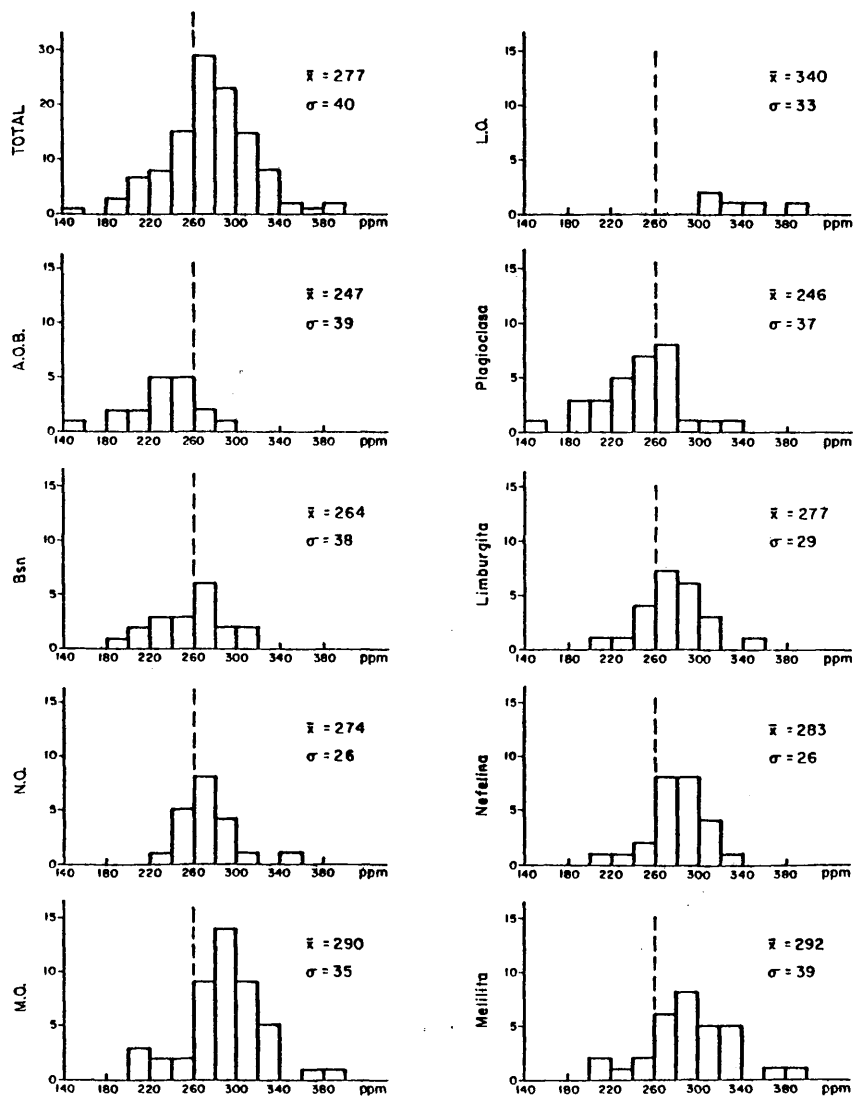


Fig. 68

saltos olivínicos alcalinos (A.O.B.), basanitas y basanitoi-
des (Bsn.), nefelinitas olivínicas s.l. (N.O.) y melilititas
olivínicas s.l. (M.O.).

En la segunda columna se sitúan en cambio los grupos mo-
dales: leucititas olivínicas (L.O.), con plagioclasa (es de--
cir basaltos modales), limburgitas, con nefelina (nefelinita
olivínica) pero sin otro foide (ni leucita, ni melilita) y --
con melilita modal. Como era de esperar existe una fuerte correspon-
dencia entre unos y otros grupos.

Si exceptuamos los dos análisis extremos, de validez in-
cierta, el rango de variación del contenido en SiO_2 de estas
rocas está incluido entre el 35 % y el 46 %; rango no muy am-
plio, pero si relativamente importante dentro de este tipo de
rocas. La media se sitúa en 40.52 % y la distribución tiene -
tendencia a la bimodalidad, con una moda situada entre el 38
% y el 39 % y otra entre el 43 y el 45 %; el mínimo corres-
ponde al 42-43%. Este mínimo no corresponde a un máximo de un
tipo de roca menos representado, sino que, existe un cierto -
"gap" composicional en esos valores. (fig. 44).

El contenido en SiO_2 de los distintos grupos presenta -
claras diferencias, con su correspondientes solapamientos en
algunos casos, o la falta de ellos en otros. Así mientras que
las melilititas olivínicas varían entre el 33.58 % y el 39.81
%, de SiO_2 sin superar nunca el 40 %, ninguna basanita o ba-
salto olivínico alcalino, tienen menos del 40 % de SiO_2 .

El basalto olivínico alcalino y las rocas plagioclasa
son los grupos casi equivalentes con mayor contenido en SiO_2

y con media próxima al 44 %, La melilitita olivínica y las rocas con melilita se sitúan en el extremo opuesto con medias del orden del 37 % de SiO_2 . Nefelinita olivínica y rocas con nefelina, corresponden a un paso mayor en contenido en SiO_2 con respecto a las melilititas olivínicas, con medias entre 39 y 40 %. Las basanitas (Bsn.) no tienen una caracterización clara, con valores parecidos a los de los basaltos olivínicos alcalinos, y en menor proporción a la nefelinita olivínica. Algo similar sucede con las limburgitas, también con contenidos en SiO_2 intermedios entre rocas con plagioclasa y rocas con nefelina, pero, en este caso, más próximo a las últimas.

Las leucititas olivínicas corresponden por su contenido en SiO_2 a rocas intermedias entre basaltos y nefelinitas olivínicas.

En resumen el SiO_2 define bastante claramente cada grupo litológico tanto modal como normativo, observándose un progresivo aumento en su contenido al pasar de melilitita olivínica a nefelinita olivínica y basalto olivínico alcalino o correspondientemente de rocas con melilita a rocas con sólo nefelina, a rocas con plagioclasa, indicando una progresiva disminución de la subsaturación.

El rango de variación del aluminio en estas rocas es mucho menor. Si exceptuamos la más extrema (la basanita con analcima) todas las rocas poseen contenidos entre el 8 % y el 14 % y todas menos tres entre el 9 % y el 13 %. La media corresponde a 11,18 % y la distribución es claramente unimodal (Fig. 45).

Sin embargo, al igual que sucedía con el SiO_2 , existe una tendencia a la disminución en el contenido en Al_2O_3 , desde los basaltos (Basaltos olivínicos alcalinos y rocas con plagiocasa), a las melilititas olivínicas (medias de 12 % -- las primeras y de 10.5 % aproximadamente las segundas). Las nefelinitas olivínicas ocupan posiciones intermedias ≈ 11.1 % y limburgitas y basanitas siguen siendo grupos peor definidos pero intermedios entre nefelinitas y basaltos, con tendencias a una similitud superior entre los primeros y entre los segundos.

El aluminio de las leucititas olivínicas corresponde al mínimo de toda la región ($x = 9.14$) sin que se separen los términos más melanocráticos de los menos.

La distribución del contenido en FeO (Total) es una de las que más llama la atención en estas rocas por su prácticamente nula variación. Esta falta de variación ha sido ya señalada por VELDE y YODER (1976), cuando comparan melilititas olivínicas y basaltos; aquí no sólo se da entre esos grupos sino entre todos los distinguidos (fig. 46). La media de 10.86 % con una desviación de 0.43 lo prueba, así como las medias de cada grupo, que presentan una mínima variación, aumentando hacia las melilititas.

El único grupo que no cumple esta norma son las leucititas olivínicas cuyos contenidos en hierro total varían de 8.80 % a 10.86 %, según se trata de leucitita olivínica o melaleucitita olivínica respectivamente.

Los contenidos en Fe_2O_3 y FeO , son contrariamente a lo que sucede con el hierro total mucho más variables, reflejando los distintos grados de oxidación de la roca.

El Fe_2O_3 varía entre el 2.50 % y el 8.61 % con un máximo único en el 5-6 % (fig. 47). La media total: 5.35 %, es similar a la de muchos grupos, destacando únicamente la ligera tendencia a menor contenido medio (aunque no de rango) de óxido férrico, en los basaltos (normativos y modales) frente al resto de las rocas.

Las leucititas olivínicas poseen un contenido elevado en hierro férrico, con respecto al hierro total.

Las distribuciones del FeO son inversas a las del Fe_2O_3 . Máximo para basaltos y mínimo para las leucititas olivínicas. (fig. 48)

Ello condiciona la relación FeO/Fe_2O_3 , que es mínima para las leucititas olivínicas (0.86) y limburgitas (0.92) y máxima para basaltos (1.30-1.33). El resto de las rocas tienen valores intermedios 1.06-1.10 melilititas olivínicas, 1.07 nefelinitas olivínicas y basanitas, y 1.25 las rocas con nefelina modal.

La casi totalidad de las rocas poseen valores de óxido de manganeso, comprendidos entre 0.12 % y 0.24 %. Su distribución es unimodal con una media del 0.19 %. (fig. 49).

Dentro de esta escasa diferencia si se nota una pauta de variación, de aumento desde basaltos a melilititas oliví-

nicas.

El rango de variación en el contenido en MgO, en estas rocas es muy grande, desde 8.40 % a 20.56 %. Sin embargo pueden distinguirse claramente dos poblaciones (fig. 50); la -- primera de menor contenido cuyo límite superior es el 15 % de MgO y a la que pertenecen la gran mayoría de las rocas de esta región, y la segunda, rica en magnesio, a la que pertenecen los términos "mela": melaleucititas olivínicas, melanefelinitas olivínicas y melamelilititas olivínicas. La media total es de 12.33 %. Como veremos en otro capítulo el segundo grupo, rico en MgO, puede explicarse por acumulación de - fases ferromagnesianas.

El contenido menor, por grupos, lo poseen los basaltos con valores medios de 10.3 % (aprox), y sin superar nunca el 13 %. Basanitas y limburgitas poseen un mayor contenido con la mayor similitud (ya mencionada) de las primeras hacia los basaltos y de las segundas hacia las nefelinitas olivínicas. Las nefelinitas olivínicas poseen un porcentaje de MgO aún superior (Mayor del 12 %), tanto se tenga en cuenta los términos "melanocráticos" como no. El contenido en magnesio de las melilititas olivínicas, es también característico, con valores en general superiores al 12 % de MgO y con medias de 13.2 % (aprox), por lo que constituyen los tipos más ricos en este elemento fuera de los términos melanocráticos.

Las leucititas olivínicas presentan una clara bimodalidad con unos tipos de menor contenido en MgO (11-12 %) y --- otros (las melaleucititas olivínicas) con extraordinario contenido (18.37 a 20.56 %).

El calcio es uno de los elementos que mejor caracteriza cada tipo de roca. Su rango de variación a nivel general es amplio, de 9.34 % a 18.70 % de CaO, con una media de 13.20 % (fig. 51).

El paso de basaltos a basanitas, nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas se acompaña de un enriquecimiento notable en calcio. Así puede observarse, que ningún basalto (modal) supera el 13 % de CaO mientras que todas las rocas con melilita lo hacen.

Las leucititas olivínicas se caracterizan por poseer los menores contenidos de óxido de calcio, con una media de 10.27 %.

El contenido en álcalis de estas rocas varía de 2.52 % a 6.76 % (\bar{x} : 4.33); su distribución es unimodal (fig. 52 y 28).

La variación de un tipo de rocas a otro es escasa, excepto las leucititas olivínicas que constituyen el grupo más rico en álcalis con un valor medio de 5.48 %. Entre los otros grupos existe una tendencia a un menor contenido en timburgitas y a una mayor concentración en nefelinitas olivínicas (modales).

El contenido en Na₂O varía entre 1.22 y 4.50 % (\bar{x} : 2.93), pero sin que se aprecien unas pautas claras en dicha variación (fig. 53).

Las leucititas olivínicas con contenidos entre 2 % y 2.5 %, constituyen el grupo con menor porcentaje medio de sodio. Los basaltos son también ligeramente más pobres que los otros grupos en Na_2O , mientras que el resto de los tipos son bastante similares, aunque algo inferiores las melilititas -- olivínicas.

El histograma de los contenidos en potasio muestra con claridad la bimodalidad de su distribución; un máximo corresponde a la gran mayoría de las rocas y se sitúa entre el 1 y 1.5 % de K_2O ; el otro corresponde a las leucititas olivínicas con contenidos de K_2O entre 2.96 % y 3.73 % (\bar{x} : 3.24) (fig. 54).

Por lo demás todos los otros grupos poseen concentraciones análogas, con valores menores para limburgitas y mayores para melilititas olivínicas y nefelinitas modales.

Los contenidos en TiO_2 de estas rocas son bastante elevados, variando entre 1.72 y 4.27 con un valor medio de 3.10 % (fig. 55).

Las menores concentraciones corresponden a las leucititas olivínicas (\bar{x} : 1.90), muy inferiores al resto de las rocas. En el resto de los grupos los rangos son bastantes similares, si bien los valores medios son menores en los términos normalmente extremos: basaltos y melilititas olivínicas y máximos en los intermedios (nefelinitas olivínicas, basanitas y limburgitas).

El fosfórico es otro de los óxidos que más claramente varían aumentando al pasar de basaltos a melilititas olivínicas. Su rango va de 0.54 a 1.77 % con una media de 1.02 % y una cierta tendencia a la bimodalidad (fig. 56).

Basaltos y basanitas no superan el 0.9 % de P_2O_5 con valores medios de 0.73-0.71 % y 0.78 % respectivamente. La concentración aumenta para limburgitas (\bar{x} : 0.91), nefelinitas olivínicas (0.99 y 1.11 %) y sobre todo en melilititas olivínicas (1.27 y 1.34 %).

Las leucititas olivínicas ocupan una posición intermedia con una media de 0.91 %.

El rango de variación de la concentración de agua en estas rocas es muy amplio (0.36 a 4.71 % , \bar{x} : 2.25). Los menores valores corresponden a las leucititas olivínicas. (fig. 57).

El resto de los grupos poseen rangos muy amplios y similares, sin grandes diferencias de unos a otros.

Como resumen de la variación de los elementos mayores - podemos decir que las pautas más significativas son las que tienen lugar al pasar de basalto a basanitas y limburgitas, nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas. En esta dirección - tiene lugar una disminución del contenido en SiO_2 y Al_2O_3 , y un aumento de MgO , MnO , CaO y P_2O_5 . Otros elementos siguen pautas diferentes, destacando el FeO_{TOTAL} por su constancia, con

un mínimo incremento en el sentido antes mencionado. Na_2O y - más claramente TiO_2 parecen concentrarse en los términos in-- termedios (basanitas, limburgitas, nefelinitas olivínicas), - mientras que K_2O y álcalis tienden a ser menores en las lim-- burgitas.

Las leucititas olivínicas en comparación con el resto de los grupos, se caracteriza por sus concentraciones interme dias en SiO_2 , MnO , Na_2O , y P_2O_5 , mínimas en Al_2O_3 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, CaO y TiO_2 , máxima en álcalis y K_2O y bimodal en MgO .

7.3.- ELEMENTOS MENORES.

Como ya indicamos, han sido determinados: Ba, Ce, Co, - Cr, La, Nb, Ni, Sr, Y y Zr. Sus pautas de variación, conteni-- dos medios y desviación para la totalidad de los grupos y para cada uno en particular puede observarse en las figuras.58 a 68.

Los contenidos en bario de estas rocas son bastantes -- elevados, variando entre 411 y 1331 ppm. con un máximo entre - 800 y 900 ppm. (\bar{x} : 805 ppm.) (fig. 58). Si bien los rangos - son bastante similares en los distintos grupos de rocas, los - valores medios son inferiores en los basaltos, intermedios en basanitas, limburgitas y nefelinitas olivínicas (normativas), y superiores en rocas con nefelina y melilita modal, o Ln nor-- mativa.

El contenido en Ba de las leucititas olivínicas es aún mayor con un valor medio de 960 ppm.

Con un intervalo de concentraciones entre 47 y 237 ppm el cerio es uno de los elementos menores que presenta una más clara variación en el paso basaltos a basanitas, limburgitas, nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas (fig. 59).

Su concentración media en el conjunto de las rocas de la región es de 110 ppm. Los basaltos poseen valores medios de 77 y 78 ppm., las basanitas 97 ppm., las limburgitas 103 ppm., nefelinitas olivínicas 108 y 117 ppm. y las melilititas olivínicas 129 y 137 ppm.

Las leucititas olivínicas poseen contenidos medios (\bar{x} : 117 ppm.) similares a las de la media de toda la región.

Excepto las leucititas olivínicas que alcanzan valores de 79 ppm. de cobalto (\bar{x} : 66 ppm.), la mayoría de las rocas de Campos de Calatrava no alcanzan las 60 ppm. de Co (fig. -- 60).

La media general (\bar{x} : 47 ppm. y las de cada grupo son prácticamente iguales, sin que existan pautas claras de variación.

El contenido en romo de estas rocas es bastante elevado. Si excluimos las leucititas olivínicas que poseen valores entre 912 y 963 ppm y algunas como la basanita con analcima - con concentraciones muy bajas, la mayoría se sitúan entre 200 y 800 ppm. (fig. 61).

En el resto de los grupos pueden distinguirse unos con valores medios inferiores y próximos a 400 ppm. (basaltos y basanitas) y otro con valores medios próximos a 500 ppm. (limburgitas, nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas).

Las ppm. de Lantano en estas rocas varían entre 23 y 177 con una media de 79 (fig. 62). El paso de basaltos a basanitas, limburgitas y nefelinitas olivínicas, se efectúa por un ligero incremento en cada paso; siendo la concentración en las melilititas olivínicas bastante superior.

Las melaleucititas olivínicas poseen contenido de lantano relativamente bajos, similares a las de los basaltos. Las leucititas olivínicas (80 ppm.) se sitúan entre melilititas olivínico-nefelínicas y melilititas olivínicas.

El Niobio en estas rocas varía de 17 a 60 ppm. (\bar{x} ; 35) Es otro de los elementos menores que poseen una variación en los contenidos medios más clara (fig. 63).

Los basaltos con 27 ppm. de valor medio de Nb, dan paso al aumentar este elemento a basanitas, limburgitas, nefelinitas olivínicas y finalmente a melilititas olivínicas.

Las leucititas olivínicas es el grupo con menor concentración de este elemento (\bar{x} ; 22 ppm.).

El Niquel es, en general, bastante elevado en todas estas rocas; los valores mínimos, corresponden a rocas como la basanita con analcima; los más altos a los términos melanocráticos tanto melanefelinitas olivínicas como melaleucititas -- olivínicas.

Al margen de ello, la mayor parte de las rocas poseen concentraciones entre 100 y 300 ppm. con una media de 244 ppm. (fig. 64). Los valores medios más bajos son los de las rocas con plagioclasa y basanitas, y los más elevados los de las rocas con nefelina modal y los de las melilititas olivínicas.

La distribución de los contenidos en Rubidio, es claramente bimodal (fig. 65). La moda superior corresponde a las leucititas olivínicas (195 a 257 ppm., \bar{x} : 224 ppm.) y la inferior a la del resto de las rocas con una media de 45 ppm.

En este segundo grupo cada tipo de rocas posee contenidos en Rb muy similares tanto en rango como en valores medios.

El Estroncio varía enormemente en estas rocas desde 470 a 3476 ppm. (\bar{x} : 1144 ppm.) (fig. 66). Su contenido aumenta desde basaltos a melilititas olivínicas. La menor proporción de este elemento corresponde a las leucititas olivínicas (\bar{x} : 843 ppm.); basaltos y basanitas poseen también contenidos relativamente menores, limburgitas y nefelinitas olivínicas -- son intermedias, correspondiendo las mayores concentraciones a

melilititas olivínicas.

La concentración de Itrio en estas rocas se mueve entre 8 y 55 ppm. Los valores medios de los otros grupos son bastante parecidos entre sí y similares a la media total; -- el único grupo que destaca por su mayor proporción son las melilititas olivínicas (\bar{x} : 33 y 35 ppm.). (fig. 67)

Los valores tan bajos de Y en leucititas olivínicas y melaleucititas olivínicas, pueden ser debidos a la interferencia que en F.R.X., presenta este elemento con el rubidio, en el que estas rocas son tan ricas. El valor puede por lo tanto no ser significativo.

El Circonio varía de 154 a 396 ppm. (\bar{x} : 277 ppm.). -- Su contenido aumenta de basaltos a basanitas, limburgitas, nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas. (fig. 68).

A las leucititas olivínicas le corresponden los mayores valores de este elemento con un valor medio de 340 ppm.

En resumen, en cuanto a los elementos menores se refiere, podemos observar que se marca también la pauta de variación desde basaltos a melilititas olivínicas, a través de basanitas, limburgitas y nefelinitas olivínicas. Esta variación se acompaña de un aumento en los contenidos medios de elementos "incompatibles": Ba, Ce, La, Nb, Sr, Y y Zr. El Cr y

Ni presentan también ligeros máximos para las melilitas -- olivínicas, mientras que las concentraciones en Co y Rb, no varían prácticamente de uno a otro de esos grupos de rocas.

Las leucititas olivínicas, en comparación con los --- otros tipos de rocas poseen un mayor contenido en Ba, Co, Cr, Ni, Rb y Zr, inferior en La, Nb, Sr e Y (?), y aproximadamente igual en cerio.

7.4.- CARACTERÍSTICAS NORMATIVAS.

Las características normativas de estas rocas serán -- lógicamente un reflejo del contenido en elementos mayores de la roca, y han condicionado ya en parte la denominación de -- las mismas (capítulo 6°).

El aumento en contenido en SiO₂ al pasar de melilitas olivínicas a nefelinitas olivínicas, limburgitas, basanitas, basaltos, se acompaña con un aumento en el grado de saturación, pasando de poseer An+Ln+Le+Ne en las primeras, a An+Or+Ne[±]Ab[±]Le[±]Ln, en nefelinitas olivínicas (Ln en algunas nefelinitas olivínicas modales), a An+Or+Ab+Ne en basanitas y basaltos.

La totalidad de las rocas son olivino normativo y todas menos dos contienen también nefelina normativa. Estas -- dos corresponderían, por tanto, a toleitas olivínicas (YODER y TILLEY, 1962), o a basaltos olivínicos (GREEN, 1969) por -- poseer menos del 3 % de hiperstena normativa. Proyectadas en el diagrama SiO₂-álcalis, las dos se sitúan claramente en el campo alcalino de MacDONALD y KATSURA (1964).

Ambos poseen además un cierto contenido en CO_2 , una - en bastante proporción (5.50 % de calcita normativa) y la otra es anormalmente rica en SiO_2 (48.05 %), más que ninguna otra roca de la región y un 3 % más que otras rocas del mismo - - - afloramiento (Volcán de la Columba). Es por ello que cree-- mos que no deben tomarse como un grupo de rocas diferentes - sino como anormales, y en cualquier caso no toleíticas.

Fijándonos en el contenido medio de los principales - minerales normativos (tabla 25), se observa que el olivino, es máximo en melilititas olivínicas (\bar{x} : 16 %) y disminuye - hacia los basaltos olivínicos y basanitas. El diopsido es máxi- mo en las rocas "intermedias" y mínimo en basaltos y en meli- lititas olivínicas.

Albita y ortosa, lógicamente, disminuyen desde basal- tos a basanitas, limburgitas y nefelinitas olivínicas, hasta faltar totalmente en melilititas olivínicas. Nefelina y leu- cita siguen un comportamiento diametralmente opuesto.

La anortita, disminuye desde los basaltos (16.18 %) a melilititas olivínicas (11 %).

La larnita caracteriza a las melilititas olivínicas - normativas, su aparición es condición necesaria para la forma- ción de melilita pero no suficiente, como indican VELDE y YO- DER (1976). Por el contrario, la acmita que para los mencio- nados autores es una de las posibles claves en la formación de las melilititas y que aparecen en un cierto número de las melilititas que ellos estudian, no aparece en ninguna de las rocas analizadas por nosotros, sólo en una de las rocas ana- lizadas por BURRI y PARGA-PONDAL (1935), aparece dicho mine--

TABLA.- 25

MEDIA DE LAS CARACTERISTICAS NORMATIVAS.

	TOTAL	A.O.B.	Con Plag.	Bsn.	Limb.	N.O.	Con Nef.	M.O.-M.O.N.	M.O.	L.O.
Or	5.6	7.0	7.7	6.4	3.1	3.2	4.2	-	-	6.6
Ab	11.7	17.1	15.2	11.5	7.1	2.1	5.8	-	-	-
An	13.0	17.6	16.5	14.8	14.6	13.5	11.1	11.0	11.6	5.1
Le	6.8	-	-	-	5.8	4.5	7.0	6.9	6.3	9.8
Ne	11.0	3.1	5.3	8.8	11.6	13.4	14.3	13.8	13.2	10.3
Ln	6.0	-	-	-	-	-	4.6	6.0	6.8	-
Di	28.7	26.2	26.8	29.9	34.2	35.7	30.1	26.2	25.1	31.0
OI	13.9	11.7	11.3	10.1	10.7	11.5	14.7	16.2	16.7	22.3

241

ral, pero ello puede ser debido a posibles errores en la determinación de Al_2O_3 por defecto.

7.5.- ANALISIS MULTIVARIANTE.

7.5.1.- Coeficientes de correlación.

El primer análisis a realizar entre una serie de parámetros es el estudio de las posibles variaciones binarias entre ellos.

El análisis de una matriz de correlación permite conocer la existencia de relaciones lineales, entre todos los pares posibles de elementos. Dentro de ellos la correlación negativa ha de ser considerada con precaución, en los elementos mayores, ya que al venir representados en tantos por cien, - el aumento notable de un elemento como la sílice, puede inducir tendencias a la disminución en todos los otros elementos (CHAYÉS, 1971).

Hemos analizado las matrices de correlación entre todas las rocas y en éstas por grupos. La primera permite averiguar la existencia de pautas generales, y las segundas la de variaciones que han podido afectar a cada grupo concreto. El ajuste se ha realizado a rectas por lo que las tendencias evolutivas curvas o variaciones en la tendencia general no se reflejarán en los índices de correlación generales pero - pueden hacerlo en los de cada litología en particular.

En todos los grupos se han desechado los términos melanocráticos que, por reflejar (como veremos más adelante) - procesos de acumulación magmática, podían enmascarar otras pautas.

- Correlación total.

Incluye todas las rocas excepto leucititas olivínicas y la roca con analcima, ya que estas al no representar una variación continua con el resto de los tipos, perturban la co--rrelación.

En la matriz de correlación total (tabla 26), llama -enseguida la atención, la falta de correlaciones negativas, -excepto para SiO_2 y Al_2O_3 . Estos dos óxidos, con fuerte corre--lación positiva entre sí, tienen en cambio correlación negati--va con CaO , MgO , MnO , P_2O_5 y la mayor parte de los elementos menores incompatibles, Ce, La, Nb, Sr, Y e Zr.

Estas correlaciones negativas, que podrían pensarse en parte inducidas por el aumento de SiO_2 , no lo son tanto por -ser relativamente pequeño el rango de este óxido, 35-44 %, y en cualquier caso son válidas para el Al_2O_3 . Es importante --destacar esta correlación ya que, como hemos visto, la sílice es probablemente el elemento que mejor caracteriza a los dis--tintos grupos aumentando en el paso de melilititas olivínicas a basaltos.

También es destacable la falta de correlación positiva de SiO_2 y Al_2O_3 , con hierro total, Na_2O , K_2O y álcalis tota--les, lo cual es un dato que indica que las pautas generales -de variación no son debidas a procesos de diferenciación por -cristalización fraccionada.

FeO y Fe_2O_3 presentan, como es lógico, una fuerte co--rrelación inducida negativa. Agua y álcalis poseen una ligera correlación negativa. Correlación positiva inducida es también la de Na_2O y K_2O con álcalis.

TABLA.- 26

COEFICIENTES DE CORRELACION TOTAL

	Si02	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	H2O	Ba	Ce	Co	Cr	La	Nb	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Alk	
Si02	1																								
Al2O3	#	1																							
Fe2O3	.	.	1																						
FeO	.	.	#	1																					
MnO	1																				
MgO	1																			
CaO	1																		
Na2O	1																	
K2O	1																
TiO2	1															
P2O5	1														
H2O	1													
Ba	1												
Ce	1											
Co	1										
Cr	1									
La	1								
Nb	1							
Ni	1						
Rb	1					
Sr	1				
Y	1			
Zr	1		
Alk	1	

: > 0.7
 + : 0.4 a 0.7
 . : 0.4 a -0.4
 - : -0.4 a -0.7
 = : < -0.7

Aquellos elementos que tienden a aumentar conjuntamente y por tanto manifestar una correlación positiva además - de SiO_2 - Al_2O_3 , son Mg, Cr, Ni (y algo menos el Co), y CaO, - MnO, y elementos incompatibles (P, Ce, La, Nb, Sr, Y, Zr).

Carecen de correlación con ningún otro elemento, Na_2O , K_2O , álcalis, H_2O , Rb, TiO_2 y Ba. Tampoco existe correlación K_2O -Rb.

- Correlación entre melilititas.

Al igual que para la totalidad de las rocas se manifiesta la tendencia a la correlación negativa de SiO_2 y Al_2O_3 , con una buena parte de los elementos y positiva entre ellos, si bien más desdibujada (Tablas 27 y 28).

Aunque también menos claro que en el conjunto total - existen correlaciones positivas entre incompatibles (y CaO y MnO), así : P_2O_5 -Ce, Y-Ce, Y- P_2O_5 , Zr- P_2O_5 , Zr-Y.

Mg, Co, Cr, y Ni están correlacionadas positivamente entre sí.

Es decir, en general las tendencias de la totalidad - se reflejan en el grupo concreto, lo que puede llevar a pensar que los procesos que han originado las diferencias existentes entre los distintos grupos son las mismas que las que dan lugar a las diferencias principales dentro de este grupo.

A diferencia del grupo total en las rocas con melilita, La Sr, y Nb, no muestran tendencias claras y, por el contrario, existe correlación positiva del Ba con Al_2O_3 y Sr, - del TiO_2 con el Zr y del K_2O con Rb, esta última, como vere-

TABLA.- 27
COEFICIENTES DE CORRELACION (ROCAS CON MELILITA).

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	H2O	Ba	Ce	Co	Cr	La	Nb	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	AlK	
SiO2	1																								
Al2O3	#	1																							
Fe2O3	.	.	1																						
FeO	.	.	=	1																					
MnO	1																				
MgO	1																			
CaO	1																		
Na2O	#																	
K2O	1																
TiO2	1															
P2O5	1														
H2O	1													
Ba	1												
Ce	1											
Co	1										
Cr	1									
La	1								
Nb	1							
Ni	1						
Rb	1					
Sr	1				
Y	1			
Zr	1		
AlK	1	

: > 0.6
+ : 0.4 a 0.6
. : 0.4 a - 0.4
- : - 0.4 a - 0.6
= : < -0.6

TABLA.- 28
 COEFICIENTE DE CORRELACION (M.O. Y M.O.N.).

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	H2O	Ba	Ce	Co	Cr	La	Nb	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Alk	
SiO2	1																								
Al2O3	#	1																							
Fe2O3	.	.	1																						
FeO	.	.	.	1																					
MnO	1																				
MgO	1																			
CaO	1																		
Na2O	1																	
K2O	1																
TiO2	1															
P2O5	1														
H2O	1													
Ba	1												
Ce	1											
Co	1										
Cr	1									
La	1								
Nb	1							
Ni	1						
Rb	1					
Sr	1				
Y	1			
Zr	1		
Alk	1	

: > 0.6
 + : 0.4 a 0.5
 . : 0.4 a -0.4
 - : -0.4 a -0.6
 = : < 0.6

247

mos, puede indicar la participación de una fase potásica en la genesis de las rocas con melilita.

- Correlación entre nefelinitas olivínicas (N.O.)

La sílice manifiesta una ligera tendencia positiva con Na_2O y álcalis, y no la posee negativa clara, con el resto de los elementos (tabla 29).

Al_2O_3 posee correlación negativa con algunos ferromagnesianos, pero positiva con algunos incompatibles como Ce, -- CaO , Nb, Zr.

Los elementos incompatibles están correlacionados entre sí.

Parece por tanto que en este grupo (con menor número de datos: 17), se superponen a tendencias generales, como la correlación entre incompatibles, tendencias particulares tal vez ligadas a procesos de cristalización fraccionada (correlación positiva álcalis- SiO_2 , negativa álcalis- CaO). En el capítulo veremos efectivamente que sólo once de estas rocas -- reúnen las características esperables en magmas primarios.

- Correlación entre limburgitas.

Las limburgitas poseen tendencias de correlación poco claros al margen de los inducidos (Tabla 30).

Sigue manifestandose la correlación entre incompatibles (aunque no con el calcio) y entre ferromagnesianos.

El Al_2O_3 posee correlación negativa fuerte con ferro--

TABLA- 29
 COEFICIENTES DE CORRELACION. NEFELINITAS OLIVINICAS.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	H2O	Ba	Ce	Co	Cr	La	Nb	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Alk	
SiO2	1																								
Al2O3		1																							
Fe2O3			1																						
FeO				1																					
MnO					1																				
MgO						1																			
CaO							1																		
Na2O								1																	
K2O									1																
TiO2										1															
P2O5											1														
H2O												1													
Ba													1												
Ce														1											
Co															1										
Cr																1									
La																	1								
Nb																		1							
Ni																			1						
Rb																				1					
Sr																					1				
Y																						1			
Zr																							1		
Alk																								1	

: > 0.6
 + : 0.5 a 0.6
 . : 0.5 a -0.5
 - : -0.5 a -0.6
 = : < -0.6

0/10

TABLA.- 30
COEFICIENTES DE CORRELACION. LIMBURGITAS.

	S102	Al203	Fe203	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P205	H2O	Ba	Ce	Co	Cr	La	Nb	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Alk	
S102	1																								
Al203	+	1																							
Fe203	.	.	1																						
FeO	.	.	=	1																					
MnO	1																				
MgO	1																			
CaO	1																		
Na2O	1																	
K2O	1																
TiO2	1															
P205	1														
H2O	1													
Ba	1												
Ce	1											
Co	1										
Cr	1									
La	1								
Nb	1							
Ni	1						
Rb	1					
Sr	1				
Y	1			
Zr	1		
Alk	1

: > 0.6
 + : 0.5 a 0.6
 . : -0.5 a 0.5
 - : -0.5 a -0.6
 = : < -0.6

magnesianos y positiva ligera con Na_2O , Y y Zr.

H_2O y álcalis poseen de nueva correlación negativa.

CaO , MnO , K_2O , Rb, TiO_2 y Ba, carecen de correlación.

- Correlación entre basanitas.

SiO_2 y Al_2O_3 , poseen nuevamente correlación negativa - con numerosos elementos, si bien con el K_2O y los álcalis la poseen positiva. El TiO_2 , la posee inversa con la sílice (tabla 31).

Mg-Cr y Ni, por un lado y todos los incompatibles entre sí y con el CaO poseen correlaciones positivas.

El H_2O la tiene positiva con Fe_2O_3 y negativa con álcalis.

El Ba esta correlacionado con otros incompatibles, al revés de lo que venía sucediendo en grupos anteriores.

K y Rb no están correlacionados.

- Corrección entre basaltos.

SiO_2 y Al_2O_3 tienen correlación negativa con un gran número de elementos y sólo positiva con álcalis, Na_2O y entre sí (tabla 32).

Los ferromagnesianos están bien correlacionados positivamente al igual que incompatibles entre sí y con CaO .

K_2O , Rb e Y no poseen correlación.

TABLA - 31
 COEFICIENTES DE CORRELACION (BASANITAS).

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	H2O	Ba	Ce	Co	Cr	La	Nb	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Alk	
SiO2	1																								
Al2O3	+	1																							
Fe2O3	-	-	1																						
FeO	+	+	=	1																					
MnO	1																				
MgO	1																			
CaO	1																		
Na2O	1																	
K2O	1																
TiO2	1															
P2O5	1														
H2O	1													
Ba	1												
Ce	#	1											
Co	1										
Cr	1									
La	1								
Nb	1							
Ni	1						
Rb	1					
Sr	1				
Y	1			
Zr	1		
Alk	1	

: > 0.6
 + : 0.5 a 0.6
 . : 0.5 a -0.5
 - : -0.5 a -0.6
 = : < -0.6

COEFICIENTES DE CORRELACION (A.O.B.).

	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	H2O	Ba	Ce	Co	Cr	La	Nb	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Alk	
SiO2	#																							
Al2O3	1	#																						
FeO	1	1	#																					
MnO	1	1	1	#																				
MgO	1	1	1	1	#																			
CaO	1	1	1	1	1	#																		
Na2O	1	1	1	1	1	1	#																	
K2O	1	1	1	1	1	1	1	#																
TiO2	1	1	1	1	1	1	1	1	#															
P2O5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#														
H2O	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#													
Ba	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#												
Ce	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#											
Co	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#										
Cr	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#									
La	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#								
Nb	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#							
Ni	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#						
Rb	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#					
Sr	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#				
Y	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#			
Zr	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#		
Alk	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	#

: > 0.7
 + : 0.5 a 0.7
 . : 0.5 a -0.5
 - : -0.5 a -0.7
 = : < -0.7

TiO₂ la posee negativa con SiO₂, Al₂O₃ y positiva con Fe₂O₃, MnO, CaO, P₂O₅, Ba y Zr.

En resumen podemos decir que las pautas lineales más -
claras a nivel general en estas rocas son:

- 1.- Correlación positiva entre ferromagnesianos (Mg, -
Cr, Ni y Co).
- 2.- Correlación positiva entre la mayor parte de los -
elementos incompatibles (Ce, La, Nb, Y Zr, Sr), en
tre sí y con MnO y CaO.
- 3.- Correlación negativa de estos dos grupos con SiO₂
y Al₂O₃; positiva de estos dos entre sí.
- 4.- Falta de correlación de Na₂O, K₂O, álcalis, TiO₂,
Rb y Ba.

La primera de ellas, con distinta intensidad se mani-
fiesta en todos los grupos individuales y como veremos, refle
ja posibles mecanismos de fraccionamiento (tanto cristaliza-
ción fraccionada como acumulación cristalina), existentes en
todos ellos.

La segunda es también un carácter general en todos los
grupos, y esta ligada al grado de fusión parcial que condicio
na la existencia de uno y otro tipo de rocas, y de buena par-
te de las diferencias dentro de cada grupo. Sin embargo en al
gunos grupos, determinados elementos se alejan de la tenden-
cia general, Así La, Nb y Sr en rocas con La o con melilita -
modal o Y en basaltos olivínicos alcalinos.

SiO₂ y Al₂O₃, presentan correlaciones positivas en al-
gunos grupos con Na₂O o K₂O con álcalis totales (basanitas o
basaltos olivínicos alcalinos).

Ti y Ba, que no poseen correlaciones en el conjunto general, sí las poseen en grupos concretos: así Ti-Zr en melilititas, nefelinitas y basaltos y no en los grupos intermedios.

El Ba sólo presenta correlación con los incompatibles en basanitas y basaltos y por el contrario K-Rb sólo se correlacionan en melilititas y en menor medida en nefelinitas.

7.5.2.- Analisis discriminante.

Dentro de pautas de variación continuas, como las que existen en las rocas analizadas (ver por ejemplo los histogramas de variación de elementos) (fig. 44 a 68), es difícil establecer grupos definidos.

El análisis discriminante permite, una vez definidos una serie de grupos, comprobar su validez y representatividad; ver en definitiva si tienen significado o si por el contrario las poblaciones son imposibles de discriminar.

En el capítulo 6, hemos expuesto cuales han sido los criterios de clasificación empleados tanto modales como normativos, podemos ahora mediante este análisis comprobar si estos grupos poseen entidad propia desde el punto de vista geoquímico.

Hemos empleado un análisis discriminante tomado del B. M.D. (Biomedical Computers Programs) adaptado para ser utilizado dentro del "software" del banco de datos empleado por nosotros. El método seguido está ampliamente expuesto en DIXON (1973) y en versión castellana en SANCHEZ GARCIA (1978) por lo que no entraremos en sus detalles.

Cada punto es representado en un espacio de "n" dimensiones, donde "n" es el número de variables. Para cada familia de rocas definida por nosotros, el programa calcula las coordenadas del punto medio en el espacio n-dimensional. El método consiste en analizar a continuación para cada roca las distancias a los puntos medios de cada población; la roca en cuestión pertenecería con mayor probabilidad a aquella población en la que la distancia a la media es mínima. Una discriminación perfecta nos daría que todos los puntos de cada población pueden pertenecer exclusivamente a la población en la que lo hemos incluido.

Las variables que hemos empleado para definir ese espacio de "n" dimensiones, han sido separadamente elementos mayores, elementos menores, características normativas y elementos mayores y menores juntamente. En los dos primeros grupos hemos utilizado todos los elementos medidos, mientras que en los otros dos sólo los más significativos: como normativas: An, Or, Ab, Le, Ne, Ln, Di y Ol y mayores y menores juntos: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O , P_2O_5 , MnO, Ba, Ce, La, Nb, Sr, Y y Zr. Naturalmente los resultados con variables normativas, o con elementos mayores serán similares al ser función los unos de los otros.

Como poblaciones hemos considerado tres grupos: uno de poblaciones en base a criterios modales: con melilita, con nefelina (sin melilita), con plagioclasa y limburgitas (tabla 33), y dos por criterios normativos el primero con cuatro grupos: melilititas olivínicas - Melilititas olivínicas nefelínicas, nefelinitas olivínicas, basanitas y basaltos olivínicos alcalinos, y otros con cinco: melilititas olivínicas, melilititas olivínicas nefelínicas, basanitas y basaltos olivínicos alcalinos (Tablas 34-35). Las leucititas por su escasez no pueden ser consideradas. Como puede verse en las tablas 34 a 35, la precisión es simi---

TABLA.- 33
ANALISIS DISCRIMINANTE: GRUPOS MODALES-

	PERTENENCIA REAL	PERTENENCIA CALCULADA				% ENCAJE	
		Me1.	Nef.	Plag.	Limb.	Parcial	Media
ELEMENTOS MAYORES	Me1.	25	5	0	1	80.6	80.6
	Nef.	2	15	0	5	68.2	
	Plag.	0	0	26	3	89.7	
	Limb.	0	4	0	17	81.0	
ELEMENTOS MENORES	Me1.	24	5	0	2	77.4	69.9
	Nef.	3	13	2	4	59.1	
	Plag.	0	1	24	4	82.7	
	Limb.	1	5	4	11	52.4	
CARACTERIST. NORMATIVAS	Me1.	25	6	0	0	80.6	74.8
	Nef.	3	12	1	6	54.5	
	Plag.	0	0	25	4	86.2	
	Limb.	0	5	1	15	71.4	
ELEMENTOS MAYORES Y MENORES	Me1.	29	2	0	0	93.5	87.4
	Nef.	2	16	0	4	72.7	
	Plag.	0	0	27	2	93.1	
	Limb.	0	3	0	18	85.7	

TABLA.- 34

ANALISIS DISCRIMINANTE: CUATRO GRUPOS NORMATIVOS.

	PERTENENCIA REAL	PERTENENCIA CALCULADA				% ENCAJE	
		M.O.-M.O.N.	N.O.	Bsn.	A.O.B.	Parcial	Media
ELEMENTOS MAYORES	M.O.-M.O.N.	42	4	0	0	91.3	89.3
	N.O.	0	17	0	0	100.0	
	Bsn.	0	0	16	4	80.0	
	A.O.B.	0	0	3	17	85.0	
ELEMENTOS MENORES	M.O.-M.O.N.	32	11	3	0	69.6	64.1
	N.O.	3	10	2	2	58.8	
	Bsn.	3	2	9	6	45.0	
	A.O.B.	2	1	2	15	75.0	
CARACTERIST. NORMATIVAS	M.O.-M.O.N.	44	2	0	0	95.7	92.2
	N.O.	2	15	0	0	88.2	
	Bsn.	0	0	19	1	95.0	
	A.O.B.	0	0	3	17	85.0	
ELEMENTOS MAYORES Y MENORES	M.O.-M.O.N.	43	3	0	0	93.5	90.3
	N.O.	1	16	0	0	94.1	
	Bsn.	0	0	18	2	90.0	
	A.O.B.	0	0	4	16	80.0	

257

TABLA.- 35
ANALISIS DISCRIMINANTE: CINCO GRUPOS NORMATIVOS.

		M.O.	M.O.N.	N.O.	Bsn.	A.O.B.	% ENCAJE	
							Parcial	Total
ELEMENTOS MAYORES	M.O.	25	5	1	0	0	80.6	83.5
	M.O.N.	2	12	1	0	0	80.0	
	N.O.	0	1	16	0	0	94.1	
	Bsn.	0	0	0	16	4	80.0	
	A.O.B.	0	0	0	3	17	85.0	
ELEMENTOS MENORES	M.O.	24	5	2	0	0	77.4	52.4
	M.O.N.	2	9	2	2	0	60.0	
	N.O.	1	5	7	2	2	41.2	
	Bsn.	0	4	1	9	6	45.0	
	A.O.B.	1	1	1	2	15	75.0	
CARACTERISTICAS NORMATIVAS	M.O.	24	7	0	0	0	77.4	84.5
	M.O.N.	2	13	0	0	0	86.7	
	N.O.	0	3	14	0	0	82.4	
	Bsn.	0	0	0	19	1	95.0	
	A.O.B.	0	0	0	3	17	85.0	
ELEMENTOS MAYORES Y MENORES	M.O.	24	6	1	0	0	77.4	84.5
	M.O.N.	0	14	1	0	0	93.3	
	N.O.	0	2	15	0	0	88.2	
	Bsn.	0	0	0	18	2	90.0	
	A.O.B.	0	0	0	4	16	80.0	

lar por elementos mayores y características normativas para todos los grupos.

Como ejemplo del significado de los resultados tendríamos en la tabla 33 que a partir de los elementos mayores de las 31 rocas con melilita analizadas 25 pertenecerían a la población que definen, cinco sin embargo son más similares a la que definen las rocas con nefelina (sin melilita) y una es más similar a las definidas como limburgitas.

Para las poblaciones definidas a partir de la composición modal, el encaje es del 80 % para mayores, 70 % para menores y 87 % para ambos juntos. Las mejor definidas para todos los caracteres son las rocas con melilita y con plagioclasa (80 %-90 %) y las peores, como es lógico pues en gran parte se corresponden (tabla 14) limburgitas y rocas con nefelina.

Para los cuatro grupos normativos (incluiriámos juntos todas las rocas con larnita tengan o no melilita modal (melilitita olivínica + melilitita olivínica nefelínica)), la precisión es buena para mayores, norma, y mayores más menores y peor para menores (tabla nº 34) la dispersión para los tres primeros grupos de variables es pequeña ya que cada roca pertenece sólo a su grupo o al inmediato más similar. No sucede así en elementos menores donde la dispersión es notable. Esto es también lógico debido a que en la definición de los grupos hemos empleado características normativas, es decir, de elementos mayores y no hemos considerado en ningún caso los elementos menores. En general la precisión es mejor para melilititas olivínicas-melilititas olivínicas nefelínicas.

Algo similar sucede cuando se consideran cinco grupos normativos (tabla, 35) (rocas con melilita modal (melilitita olivínica) y con Ln sin melilita modal (melilitita olivínica nefelínica) independientes), el encaje es del 84 % excepto para elementos menores que desciende considerablemente. Por tanto, la separación entre los dos grupos de melilititas parece estar justificada.

En resumen, el análisis discriminante permite ver que los grupos normativos establecidos tienen entidad suficiente, si bien ésta es menor para elementos menores. Los grupos modales tienen una clara expresión geoquímica caracterizando grupos bastante independientes tanto por elementos mayores como menores.

7.3. Q-MODO

Otro de los métodos de análisis multivariante es el Q-Modo, éste ha sido utilizado con frecuencia como criterio de clasificación de materiales y como tal puede llevar implicaciones petrogenéticas. MIESCH (1976) lo ha aplicado a series ígneas y APARICIO, et al. (1979) y BELLIDO y BRÄNDLE (1979) a series graníticas.

Consiste esencialmente en una reducción de la primitiva matriz de datos en una más simple en la que los miembros son generados por contribución de todas las variables en función de su participación en el proceso. El desarrollo matemático detallado puede verse en KLOVAN y IMBRIE (1971), KLOVAN y MIESCH (1975) y JORANKONG et al. (1976).

El análisis del Q-Modo se ha efectuado a partir de elementos mayores, elementos menores y ambos juntos. Para --

los elementos mayores el primer factor está compuesto esencialmente MgO , CaO , P_2O_5 , K_2O , MnO y justifica el 41 % de la varianza; el segundo (38.4 % varianza) lo componen fundamentalmente SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O y K_2O ; el tercero participa menos en la varianza (15.7 %) y lo forman en su mayor parte H_2O y TiO_2 ; entre los tres representan el 95.3 % de la varianza.

La proyección en un diagrama triangular de los tres factores (fig. 69 A) permite ver como el tercer factor no caracteriza ningún tipo de roca, únicamente las melilititas olivínicas nefelínicas, parecen destacar por no existir tipos con el tercer factor elevado. El paso de un tipo de roca a otra melilitita olivínica - melilitita olivínica nefelínica - nefelinita olivínica - basanita - basaltos olivínicos alcalinos, se corresponden con un aumento de la participación del 2° factor y disminución del 1°.

En cuanto a los elementos menores, en el primer factor participan esencialmente los elementos incompatibles Ce, Nb, La, Sr, Y, Zr (41.5 % de la varianza), en el 2° factor (34.1 %) los ferromagnesianos Co, Cr, Ni, y en el tercero (15.4 %) Rb, Zr y Ba; justificando el 91 % de la varianza entre los tres factores. En la figura 69 B puede verse que no existe una distribución clara por grupos ya que, si bien el factor 1° tiende a ser mayor en melilitita olivínica, el 2° factor es similar en todos, reflejo de la tendencia a términos más o menos fraccionados (más o menos ferromagnesianos) que como vemos existen en los tres grupos.

Las variables normativas que más participan en el 1er factor del Q-Modo, son Lc, Ne y Ol (39.6 %); An, Or, Ab son las más representativas en el 2° factor (37.7 %) de la varianza, y Ne y Di el tercero con un (17.4 %), en total completan

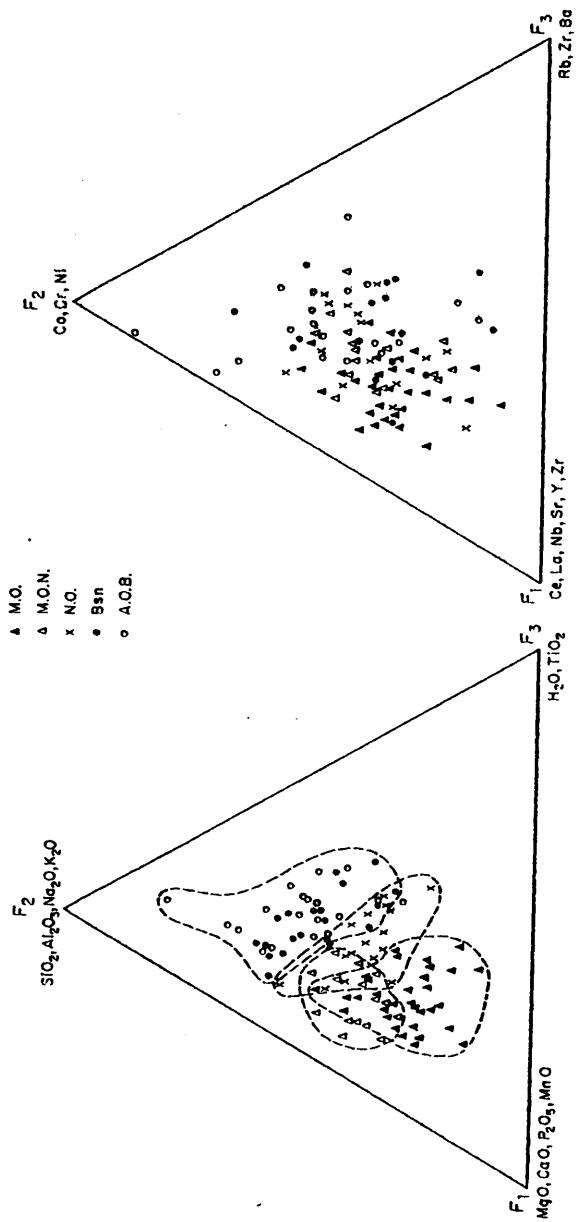


Fig.69.- FACTORES DEL Q-MODO

el 94.7 % de la varianza. Cuando se utiliza una clasificación normativa (fig. 70 A) los grupos quedan lógicamente, claramente definidos, aumentando las tendencias hacia la saturación - (hacia el 2° factor) en el paso melilitita olivínica → basalto olivínico alcalino.

Si proyectamos en el mismo diagrama los tres factores, pero diferenciando los tres grupos modales (fig. 70 B), vemos que los grupos más claramente definidos son las rocas con melilita (proximas al vertice F_1 : Ol, Le, Ne, Ln) y las rocas con plagioclasa (proximas a F_2 : Or, Ab, An). Las nefelinitas marcan otro campo intermedio con superposiciones ligeras con las dos anteriores. Las limburgitas, coinciden esencialmente con las nefelinitas como también habíamos indicado (capítulo 6°). El diagrama muestra por tanto claramente que los grupos modales existentes, excepto las limburgitas, tienen una clara implicación geoquímica.

7.6: ISÓTOPOS DE ESTRONCIO.

Para completar la caracterización geoquímica de estas rocas y por la implicación petrológica que tienen sus resultados, se han realizado finalmente análisis de los contenidos isotópicos del estroncio. Una anticipación de los resultados ha sido presentada ya por el autor (ANCOCHEA y DEL MORO, 1981).

Los resultados obtenidos se incluyen en la tabla nº36. En ella se señala el número de lámina delgada de la muestra, el número de análisis químico de roca total correspondiente y la litología. Los valores entre paréntesis corresponden a rocas del mismo afloramiento pero no a la misma muestra. Los valores están corregidos, a partir de la edad K/Ar (ANCOCHEA et al. 1979 y capítulo 4°), a su valor inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀. En realidad la relación inicial es igual a la medida excepto

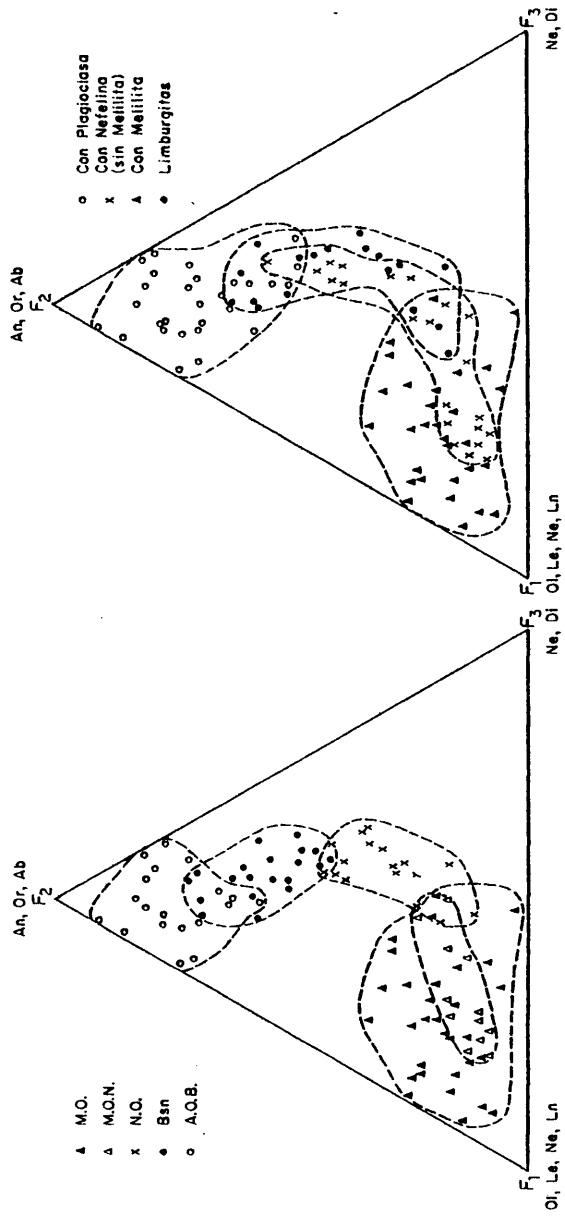


Fig. 70.- FACTORES Q-MODO (NORMATIVOS)

TABLA.- 36

RELACIONES ISOTOPICAS $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Num.	Nº Anal.	Nº roca	Tipo	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
1	94	46259	M.O.	0.7031 ± 3	34	1935	0.018	0.040
2	(36)	51651	(M.O.N.)	0.7031 ± 3	38	1444	0.026	0.075
3	(53)	43295	N.O.(m)	0.7032 ± 4	58	1190	0.049	0.141
4	111	46095	M.O.N..	0.7033 ± 2	67	1142	0.059	0.171
5	3	58492	M.O.N.	0.7033 ± 3	33	1286	0.026	0.084
6	65	45610	N.O.	0.7034 ± 3	22	1246	0.018	0.079
-	-	-	-	0.5034 ± 2	-	-	-	-
7	91	46085	A.O.B.	0.7036 ± 2	37	1044	0.035	0.110
8	102	46233	L.O.	0.7037 ± 2	34	835	0.041	0.174
9	59	39559	L.O.	0.7071 ± 1	262	1088	0.241	0.700
10	60	39562	mL.O.	0.7063 ± 4	235	908	0.259	0.751
11	61	46353	mL.O.	0.7065 ± 1	242	867	0.279	0.810
12	62	51698	mL.O.	0.7065 ± 2	286	896	0.319	0.920
13	63	51699	mL.O.	0.7067 ± 2	267	886	0.301	0.870

Analistas: U. Giannotti y G. Pardini

263

para las rocas con mayor contenido en Rb (las leucititas olivínicas), que además son las más antiguas; en este caso la relación isotópica medida es una unidad superior en la cuarta cifra decimal (0.7072, 0.7064, 0.7066, 0.7066 y 0.7068 respectivamente).

En una muestra (la 6^a) hemos repetido la determinación obteniendo idéntico resultado, confirmando de este modo la validez del método.

Désde el punto de vista de las relaciones isotópicas - podemos considerar dos grupos de rocas: melaleucititas olivínicas y leucititas olivínicas, y el resto de las litologías. Estas últimas se caracterizan por sus bajas relaciones isotópicas; su contenido a Rb y Sr varía respectivamente entre --- 22-67 ppm y 835-1935 ppm. respectivamente, la relación Rb/Sr, entre 0.018 y 0.059, valores típicos de basaltos alcalinos -- (SUN y HANSON, 1975).

Como ya hemos indicado para el conjunto de las rocas - no existe correlación entre el K y el Rb y la composición petrográfica, pero sí entre esta y el Sr existiendo un aumento notable al pasar de basalto olivínico alcalino a basanita, nefelinita olivínica, melilitita olivínica nefelínica y melilitita olivínica (fig. 94). Las relaciones isotópicas varían - entre 0.7031 y 0.7037, valores analogos a los obtenidos para rocas basálticas alcalinas de islas oceánicas (TATSUMOTO, --- 1978, HOFMANN y HART, 1978). A pesar de que la variación es - pequeña, existe una marcada, y creemos real, disminución de la relación isotópica al pasar de basalto olivínico alcalino a - melilitita olivínica.

En contra de si esta variación es significativa puede argumentarse que, en parte, entra dentro del rango de error de la medida. Sin embargo, las diferencias entre basalto olivínico alcalino y melilitita olivínica que no entran dentro del rango de error, la repetición en la medida de la roca y el que todos los tipos análogos presenten idéntica relación isotópica, son argumentos a favor de que se trate de una variación real. Como consecuencia existe una clara correlación negativa entre los contenidos isotópicos de estas rocas y sus concentraciones en CaO , MgO , P_2O_5 y elementos mayores incompatibles como La, Ce, Y, Zr y Ng (fig. 94). Con la sílice presentan correlación clara positiva y ligera con la relación Rb/Sr.

Las leucititas olivínicas y las melaleucititas se caracterizan por su elevada relación isotópica 0.7065 a 0.7071, por sus contenidos elevados Rb, K y por una relación Rb/Sr alta, aunque el contenido en Sr es también relativamente elevado.

7.7.- DISTRIBUCION ESPACIAL DE LOS PARAMETROS GEOQUIMICOS.

Al igual que en los mapas de distribución modal presentados en el capítulo 5º, hemos analizado la distribución de distintos parámetros geoquímicos.

En primer lugar la distribución de tipos normativos. Ésta (fig. 71 y 72) es similar a la de tipos modales (fig. 19). Las melilititas olivínicas, ocupan un área mayor y más externa que nefelinitas y éstas más que basanitas y a su vez, éstas más que basaltos. En estos se aprecia la orientación NNW-SSE.

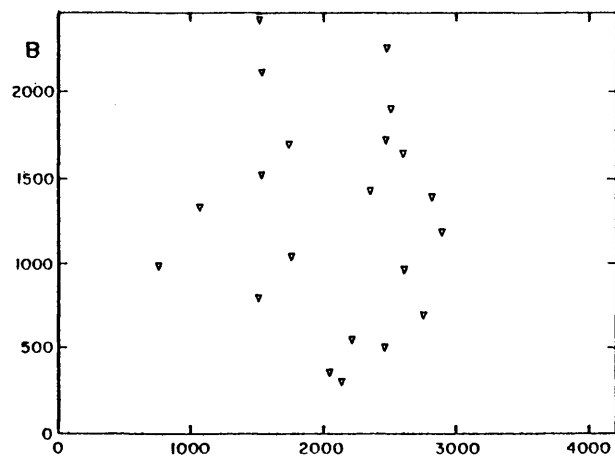
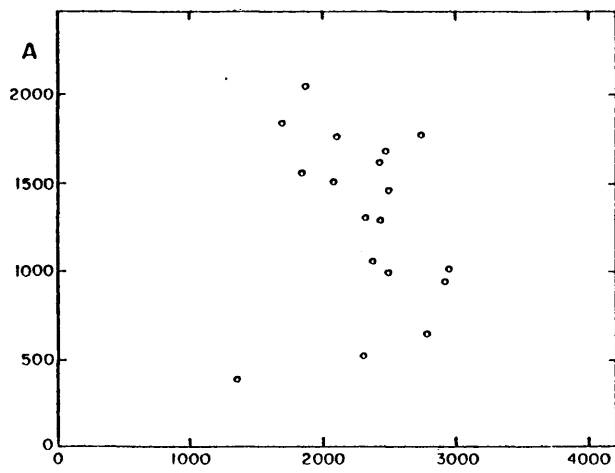


Fig. 71

270

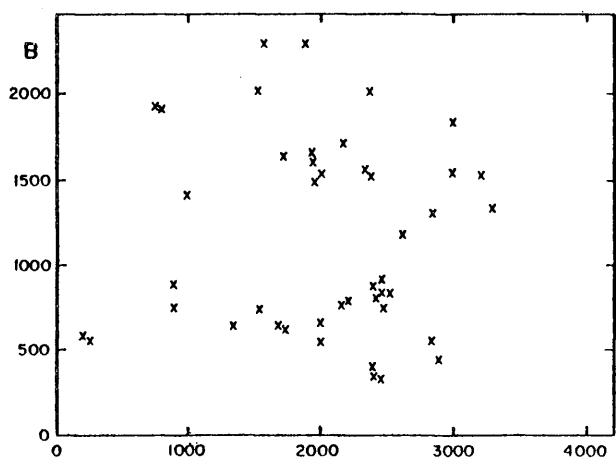
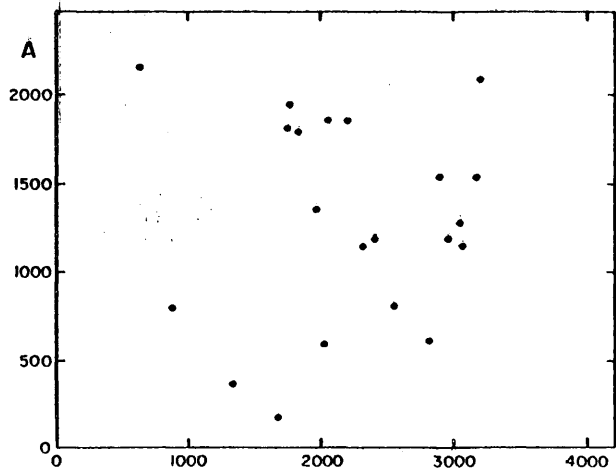


Fig. 72

Asimismo hemos realizado mapas cuantitativos con curvas de isovalores, para analizar la variación espacial de los distintos parámetros químicos. En la figura 73 exponemos dos de los más significativos: SiO_2 y Ne normativa.

En el primero puede observarse que existe una zona de máximos centrales subdivididas en dos bandas de dirección aproximada NNW-SSE. En el caso del mapa de variación de nefelina normativa, sucede naturalmente lo contrario, apareciendo dos bandas centrales donde se concentran los mínimos.

212

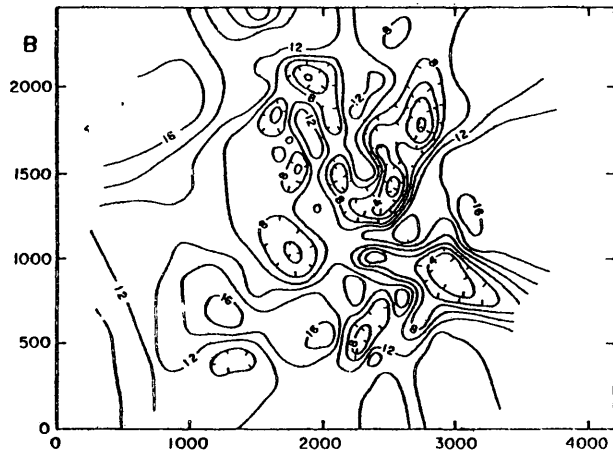
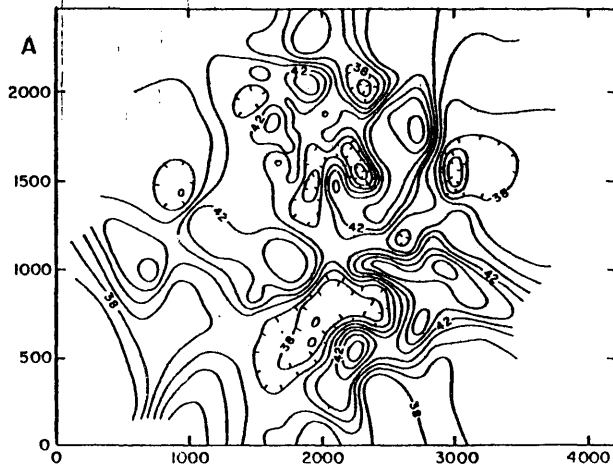


Fig. 73

8.- PETROGENESIS.

8.1.- INTRODUCCION.

Además de los procedimientos más o menos tradicionales de análisis de los procesos petrogenéticos, se han desarrollado en los últimos años distintos métodos, tanto a partir de elementos mayores como menores, para intentar evaluar cuantitativamente dichos procesos.

El análisis cuantitativo del comportamiento global de los elementos mayores ha sido abordado por distintos autores (BRYAN et al, 1969; WRIGHT y DOHERTY, 1970; GRAY, 1973; REID et al. 1973; WRIGHT, 1974; ALBAREDE y PROVOST, 1977; STORMER y NICHOLLS, 1978; PROVOST y ALLEGRE, 1979; BANKS, 1979; LE MAITRE, 1979 y 1981). Cada roca puede ser definida por su contenido de "n" elementos, como un punto o vector, en un espacio de "n" dimensiones, en el que cada coordenada corresponde a un porcentaje de un óxido (PROVOST y ALLEGRE, 1979), y por consiguiente las relaciones de unas rocas con otras puede hacerse resolviendo problemas de campos vectoriales. Otra parte de los problemas petrológicos o geoquímicos, pueden formularse como sistemas de ecuaciones lineales "sobre determinados" (con mayor número de ecuaciones que de incógnitas).

En nuestro caso hemos recurrido a los programas GENMIX LE MAITRE (1981) y XLFAC de STORMER y NICHOLLS (1978).

El primero se basa en la resolución mediante mínimos cuadrados de ecuaciones del tipo:

Basalto = andesita + olivino + piroxeno.

El segundo permite resolver tres tipos de problemas:

- a.- Problemas de ajuste de reacciones: dando dos "magmas" y una o más "fases" que pueden haber sido -- fraccionadas o asimiladas, determina los porcentajes más idóneos de cada "fase" que ha sido necesario añadir o substraer para producir las diferencias observadas entre el "magma 1" y el "magma 2".
- b.- Problemas de substracción: dada la composición de dos "magmas" y la relación de masas de un elemento entre las dos "fases", determina la composición y el porcentaje de esa "fase" substraída o -- añadida.
- c.- Problemas de adición: dada la composición de un -- "magma" y las composiciones y porcentajes de uno o más "fases" a añadir o substraer, determina la composición del magma derivado.

El primer problema, que es el que más nos interesa, es resuelto por ajuste mediante mínimos cuadrados de un número de ecuaciones lineales. El programa permite resolver problemas de cristalización fraccionada, de fusión parcial y de mezcla de magmas.

Los problemas de substracción son una resolución matemática de los diagramas de substracción empleados por BOWEN, (1928).

En el caso de ajuste de reacciones, los residuales (diferencia entre la composición observada y la calculada), son minimizados como suma del cuadrado de los residuales. Un bajo valor de este residual es considerado generalmente como un -- buen resultado, sin que sea posible decir exactamente que sea mejor que otro muy próximo. En general soluciones con valores

de residual menores de 2, son mejores que mayores de 5, --- (STORMER y NICHOLLS, 1978). El número de componentes ha de ser superior al de fases (en nuestro caso 10 componentes y al máximo 3 fases). El incremento en el número de fases provoca una disminución en el residual sin que ello quiera decir necesariamente que la solución es la más indicada.

Por ello la solución más conveniente ha de ser una que sea posible mediante el ajuste por mínimos cuadrados y coherente con las observaciones geológicas, siendo mejor si su residual es bajo.

En el caso de los elementos menores, su comportamiento está condicionado por su actividad química, entre las distintas fases existentes (líquidas y sólidas). Las leyes que rigen su distribución varían según se trate de procesos de fusión o cristalización y según que éstos sean en equilibrio o no. En general son función de la concentración en el líquido inicial, los coeficientes de reparto (K_D) del elemento en las distintas fases, la proporción de estas fases en el sólido o en el líquido y el porcentaje de fusión o cristalización. Las fórmulas que rigen los distintos procesos serán analizadas más adelante a medida que sean utilizadas.

8.2.- IDENTIFICACIÓN DE LOS PROCESOS PETROGENÉTICOS.

8.2.1.- Discriminación de magmas primarios y diferenciados.

La primera cuestión que se plantea a la hora de intentar averiguar la petrogénesis de estas rocas es la de si se trata de rocas derivadas de magmas primarios o si por el contrario parte o todas han sido originadas por distintos procesos de evolución magmática.

El primer criterio que puede indicarnos que un magma ha experimentado escasos procesos de diferenciación es la presencia de enclaves de lherzolita. Esta suele considerarse (p. eje. GREEN, 1969; BASU, 1977; FREY et al. 1978), como indicador de que desde la profundidad desde donde han sido arrastrados dichos enclaves el magma no ha podido sufrir una diferenciación de importancia. En el caso de las lherzolitas con espinela que aparecen en esta región dicha profundidad ha de ser superior a los 30 Km.

Sin embargo, no en todas las rocas han sido encontrados xenolitos lherzolíticos, y por ello es necesario recurrir a otros criterios de identificación de magmas primarios.

Ha sido señalado que los contenidos en elementos como Fe, Mg, Cr, Ni y Co, pueden ser de utilidad a la hora de averiguar el carácter primario de un magma. Así, suele emplearse el valor $MG = 100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{++})$, como criterio de identificación, basándose en el valor de MG en los enclaves peridotíticos ($\approx 88-89$). Este valor es calculado de distintas maneras, FREY et al (p. eje.) recalculan previamente la relación $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe} = 0.15$; GREEN (1971) supone que $\text{Fe}^{2+} = 0.75 \times (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ para BREY (1979) $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} = 0.15$. Según los primeros, los valores de MG de los magmas primarios formados por 30 % de fusión con un $K_d(\text{Fe/Mg})_{(\text{Sol./Liq.})} = 0.3$ serfa ≈ 68 a 75; para el segundo variaría entre 65 y 73.

Cr, Ni y Co, poseen coeficientes de reparto mineral/líquido, muy superiores a la unidad para las fases más abundantes en el manto: olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y granate, comportándose como claros elementos compatibles. Por tanto la cristalización de fases como olivino y clinopiroxeno (las únicas que aparecen como fenocristales en nuestras rocas).

pueden hacer descender notablemente la concentración de estos elementos en el líquido.

Para valores de K_D para el Ni, entre el olivino y líquido de 12, y de 2 entre clinopiroxeno y líquido (HAKLI y WRIGHT, 1967) la cristalización de 5 % de olivino y 5 % de clinopiroxeno reduciría el contenido en Ni del líquido en un 50 % (SUN y HANSON, 1975). Suponiendo diferentes valores de K_D para el Ni y distintas concentraciones de Ni en el manto se obtienen distintos valores del contenido en dicho elemento en fundidos primarios según el grado de fusión: 300 a 450 ppm. para fusión de 3 % a 30 % (ALLEGRE et al. 1977), 90 a 670 ppm para fusiones del 1 % al 20 % (FREY et al.).

Una pequeña cristalización de olivino y/o clinopiroxeno no puede empobrecer notablemente en Ni el Líquido. El fraccionamiento cristalino de 5 % de olivino ($Fe_{0,86}$) y 5 % de clinopiroxeno ($En_{58}Fs_{10}Wo_{32}$) reduciría también el valor de MG de 73 a 69 (SUN y HANSON, 1975) en el líquido residual. Una acumulación de alguno de estos minerales puede enriquecer en dicho elemento la roca resultante. Por ello hemos considerado como rocas "primarias" aquellas cuyo valor MG (para $MG = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$ siendo $Fe^{3+}/Fe = 0.15$) es superior a 67, y que además su contenido en níquel varía entre 200 y 400 ppm.

En la tabla 37 se recogen los valores medios de los distintos grupos de rocas (primarios o no), en la tabla 38, la media de los grupos considerados como primarios (59 de las 115) según las condiciones antes mencionadas, en la tabla 39 los valores medios de las rocas que se considera que poseen tendencias acumuláticas ($Ni > 400$, términos melanocráticos); finalmente en la tabla 40 aparecen los valores me---

TABLA.- 37

COMPOSICION MEDIA DE LOS DISTINTOS GRUPOS (Primarios o no).

	A.O.B. (20)	Bsn. (20)	N.O. (17)	M.O.N. (15)	H.O. (32)	L.O. (1)
SiO ₂	44.32	43.01	40.14	38.81	37.29	44.40
Al ₂ O ₃	12.06	11.94	11.37	10.99	10.44	10.93
Fe ₂ O ₃	4.88	5.54	5.50	5.30	5.58	5.36
FeO	6.37	5.85	5.92	6.27	6.00	3.98
MnO	0.16	0.18	0.18	0.19	0.21	0.16
MgO	10.33	10.74	11.86	12.96	13.25	11.79
CaO	11.45	11.87	13.44	13.87	15.37	12.33
Na ₂ O	2.63	3.26	3.23	3.31	2.87	2.42
K ₂ O	1.18	1.08	1.02	1.71	1.37	3.73
TiO ₂	3.04	3.19	3.35	3.23	3.06	2.27
P ₂ O ₅	0.73	0.78	1.02	1.12	1.34	1.14
H ₂ O	2.45	2.21	2.49	1.58	2.49	1.52
Ba	737	752	826	876	831	1154
Ce	77	95	111	112	137	133
Co	45	43	47	46	46	56
Cr	416	401	472	515	492	924
La	66	67	80	76	96	80
Nb	27	32	34	39	43	26
Ni	205	185	212	224	235	213
Rb	37	39	38	39	34	257
Sr	918	870	1047	1123	1583	1057
Y	27	26	29	30	34	8
Zr	241	261	278	285	292	396

TABLA.- 38

COMPOSICION MEDIA DE LOS DISTINTOS GRUPOS "PRIMARIOS".

	A.O.B. (7)	Bsn. (6)	N.O. (11)	M.O.N. (9)	M.O. (25)	L.O. (1)
SiO ₂	43.36	42.80	39.96	38.88	37.14	44.40
Al ₂ O ₃	11.70	11.50	11.10	10.83	10.35	10.93
Fe ₂ O ₃	4.78	5.38	6.10	5.25	5.62	5.36
FeO	6.61	6.09	5.39	5.31	5.93	3.98
MnO	0.17	0.18	0.18	0.19	0.21	0.16
MgO	11.71	11.87	12.31	13.44	13.56	11.79
CaO	11.33	11.87	13.47	13.85	15.47	12.33
Na ₂ O	2.49	3.41	3.04	3.27	2.76	2.42
K ₂ O	1.06	0.96	0.91	1.76	1.36	3.73
TiO ₂	3.14	3.10	3.34	3.23	3.02	2.27
P ₂ O ₅	0.78	0.79	0.94	1.10	1.35	1.14
H ₂ O	2.54	1.78	2.57	1.28	2.51	1.52
Ba	747	744	870	852	791	1154
Ce	73	94	96	105	135	133
Co	49	47	47	47	47	56
Cr	477	492	535	591	523	924
La	61	71	74	71	96	80
Nb	27	35	31	36	43	26
Ni	244	226	245	257	253	213
Rb	38	34	37	40	33	257
Sr	930	886	941	1049	1619	1057
Y	25	26	26	29	35	8
Zr	236	251	269	282	289	396

TABLA.- 39

COMPOSICION MEDIA DE LOS GRUPOS MELANOCRATICOS.

	Me1a N.O. (3)	Me1a L.O. (*)
SiO ₂	40.20	42.67
Al ₂ O ₃	10.17	8.61
Fe ₂ O ₃	5.61	5.04
FeO	5.80	5.42
MnO	0.21	0.15
MgO	15.42	19.24
CaO	12.21	10.09
Na ₂ O	2.64	2.17
K ₂ O	0.70	3.12
TiO ₂	3.05	1.72
P ₂ O ₅	0.83	0.85
H ₂ O	2.52	0.78
Ba	725	912
Ce	93	113
Co	56	69
Cr	774	938
La	56	59
Nb	34	21
Ni	467	831
Rb	35	216
Sr	933	789
Y	23	14
Zr	247	326

(*) 5 Analisis elementos mayores y 4 de menores.

TABLA.-40

COMPOSICION MEDIA DE LOS DISTINTOS GRUPOS "DIFERENCIADOS".

	A.O.B. (13)	Bsn. (14)	N.O. (6)	M.O.N. (6)	M.O. (7)
SiO ₂	44.83	43.11	40.46	33.70	37.81
Al ₂ O ₃	12.25	12.13	11.83	11.22	10.78
Fe ₂ O ₃	4.94	5.61	4.39	5.38	5.44
FeO	6.23	5.74	6.90	6.21	6.25
MnO	0.16	0.18	0.18	0.20	0.22
MgO	9.58	10.25	11.03	12.25	12.12
CaO	11.48	11.87	13.38	13.89	15.00
Na ₂ O	2.71	3.20	3.58	3.36	3.26
K ₂ O	1.24	1.13	1.23	1.64	1.41
TiO ₂	2.99	3.22	3.37	3.22	3.20
P ₂ O ₅	0.70	0.78	1.17	1.15	1.28
H ₂ O	2.40	2.40	2.35	2.04	2.42
Ba	732	756	746	912	975
Ce	79	96	136	123	143
Co	43	42	48	44	43
Cr	383	362	356	402	382
La	69	66	90	84	97
Nb	27	32	41	43	45
Ni	185	167	152	174	173
Rb	36	42	40	37	36
Sr	912	863	1242	1235	1456
Y	28	26	34	31	35
Zr	252	265	296	289	305

dios de las rocas que pueden haber experimentado destacados procesos de fraccionación cristalina ($Ni < 200$ o $Mg < 67$).

8.2.2.- Importancia de otros procesos de variabilidad magmática.

Acabamos de identificar los procesos de cristalización fraccionada (extracción y acumulación) que han afectado a estas rocas. El resto de las rocas en función de su contenido en Cr y Ni y de su valor de MG pueden considerarse fundidos primarios, sin que existan otros procesos como contaminación que hayan podido afectarlos ya que, de ser así, para obtener valores de MG, Cr y Ni tan elevados, habría que partir de magmas con valores aún mayores (más ultramáficos), de los que no existen representados en superficie.

Al margen de estos criterios, la variación de los elementos menores pueden proporcionar también idea de cuáles han sido los procesos que han participado en la formación de estas rocas, corroborando o no lo deducido con los elementos ferromagnesianos.

TREUIL y JORON (1975), ALLEGRE y MINSTER (1978) y MINSTER y ALLEGRE (1978) analizan el comportamiento de los elementos menores en distintos procesos petrogenéticos, desarrollando una serie de diagramas que pueden auxiliar en la identificación de dichos procesos cuando el coeficiente de reparto (D) permanece constante.

Los elementos compatibles ($D > 1$), esencialmente Cr y Ni varían enormemente para pequeñas proporciones de cristalización fraccionada, pero son casi insensibles a la variación del grado de fusión parcial, por lo que se utilizan para la

identificación de magmas primarios.

En los elementos incompatibles ($D \approx 0$) su concentración es inversamente proporcional al grado de fusión parcial. La relación de dos elementos incompatibles a lo largo de la cristalización fraccionada o a lo largo de la fusión no varía y es igual a la de la fuente original.

En los elementos con coeficiente de reparto intermedio (elementos "M" de ALLEGRE et al. 1977) la relación entre dos de ellos varía de modo mayor para fusión fraccionada que para fusión en equilibrio siendo despreciable su variación durante la cristalización fraccionada.

Se han proyectado por consiguiente las rocas identificadas previamente como primarias en los diagramas de los autores antes citados.

El primer diagrama es el Log. Cr-log. Ni (fig. 74) en el que las rocas relacionadas por procesos de fusión se proyectan en un punto y las relacionadas con procesos de cristalización fraccionada en una recta orientada con el origen. -- Las rocas de Campos de Calatrava corresponderían por tanto al primer grupo.

Los diagramas de dos elementos incompatibles $C_1^H-C_2^H$ dan lugar a rectas que pasan por el origen para fusión y cristalización y a rectas de pendiente más suave y no colineares con el origen para procesos de contaminación o mezcla. Dos diagramas cualquiera de los que pueden hacerse como P_2O_5-Ce o $Ce-Sr$ descartan claramente esta última génesis (fig. 74).

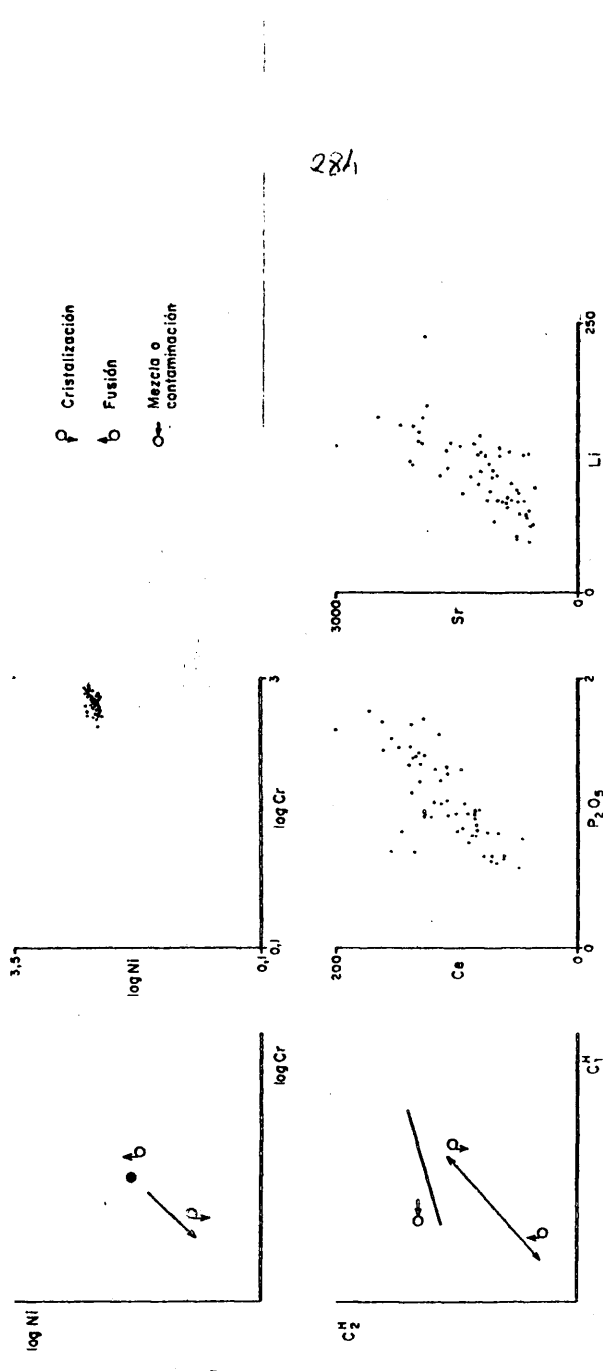


Fig. 74

Los diagramas entre un elemento incompatible H y uno medianamente incompatible M distinguen fusión de cristalización (fig. 75). Los elementos que pueden considerarse medianamente incompatibles son por ejemplo Y y Ti, y su proyección - tanto con respecto a P_2O_5 como a Ce, está de acuerdo con procesos de fusión. El descenso de Ti hacia los términos con más P_2O_5 o Ce es debido, como veremos más adelante, a que para estas rocas el D_{Ti} aumenta notablemente.

Los diagramas C^H-C^H/C^M , son los más indicados para discriminar entre fusión y cristalización ya que, mientras que en la primera, al aumentar la concentración de un elemento H, la de un elemento M lo hace en mucho menor grado y da lugar a una recta con pendiente acusada, en el segundo caso la relación C^H/C^H permanece más constante. En los diagramas (Fig. 76) puede verse como las rocas de Campos de Calatrava se ajustan a un proceso de fusión con algunas tendencias de cristalización para el caso del Y.

Por último, los diagramas $C^H/C_1^H-C_2^H/C_1^H$, permiten discriminar nuevamente entre fusión, cristalización y mezcla o contaminación. Las rocas "primarias" de Campos de Calatrava se ajustan nuevamente a las tendencias esperadas en procesos de fusión (fig. 77).

En resumen, los diagramas entre elementos menores de las rocas "primarias" de Campos de Calatrava confirman que las pautas observadas pueden justificarse por procesos de fusión y no por procesos de cristalización fraccionada, mezcla o contaminación.

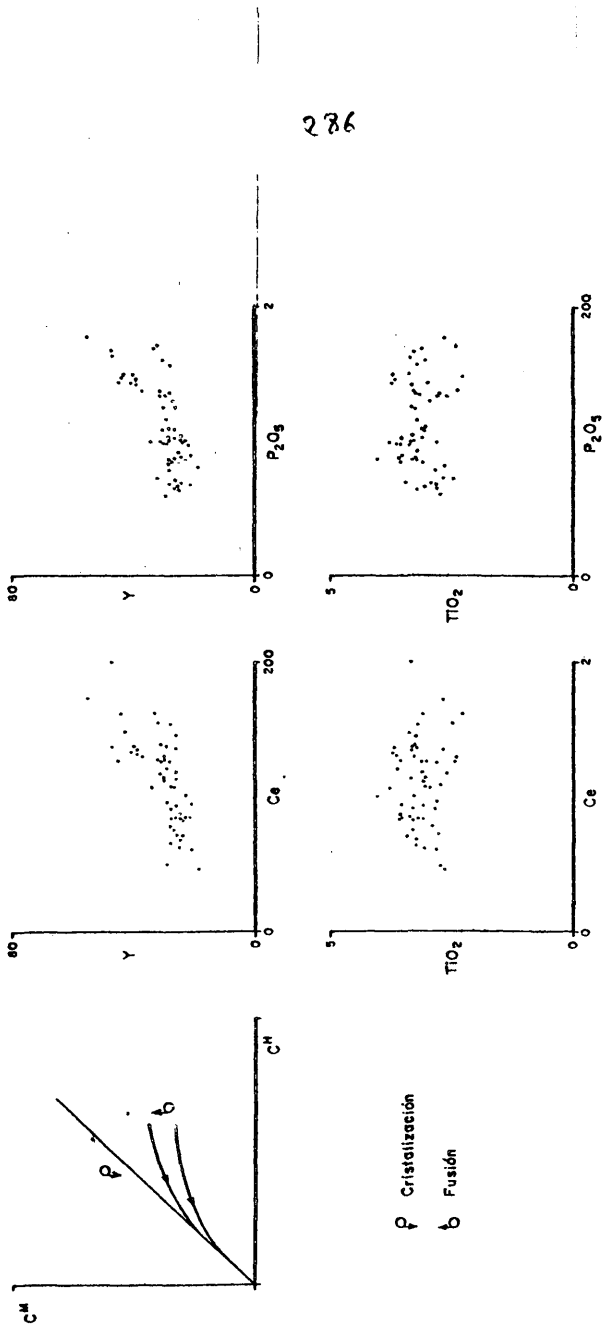


Fig. 75

281

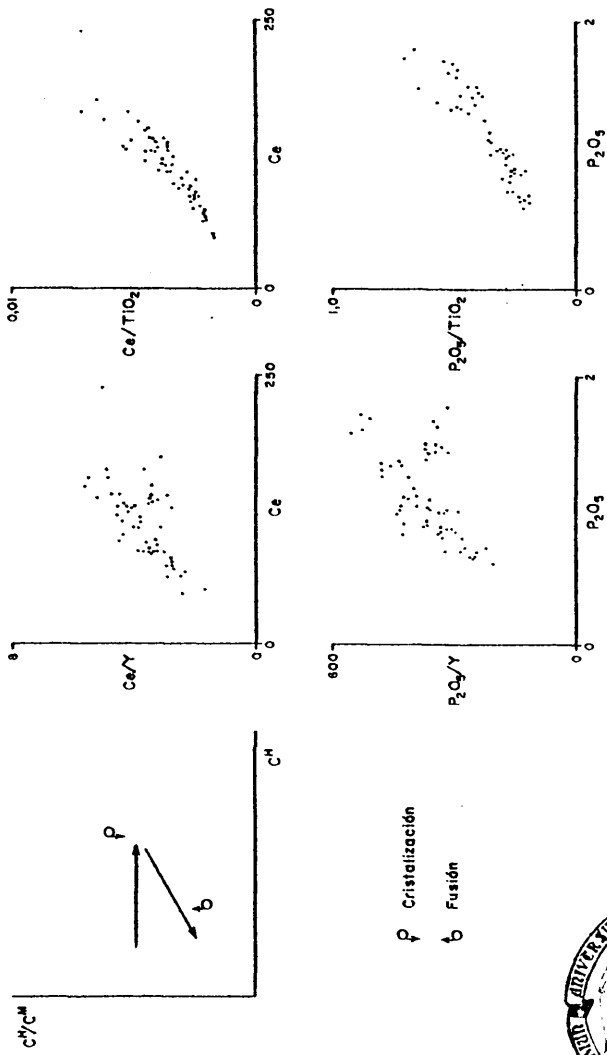
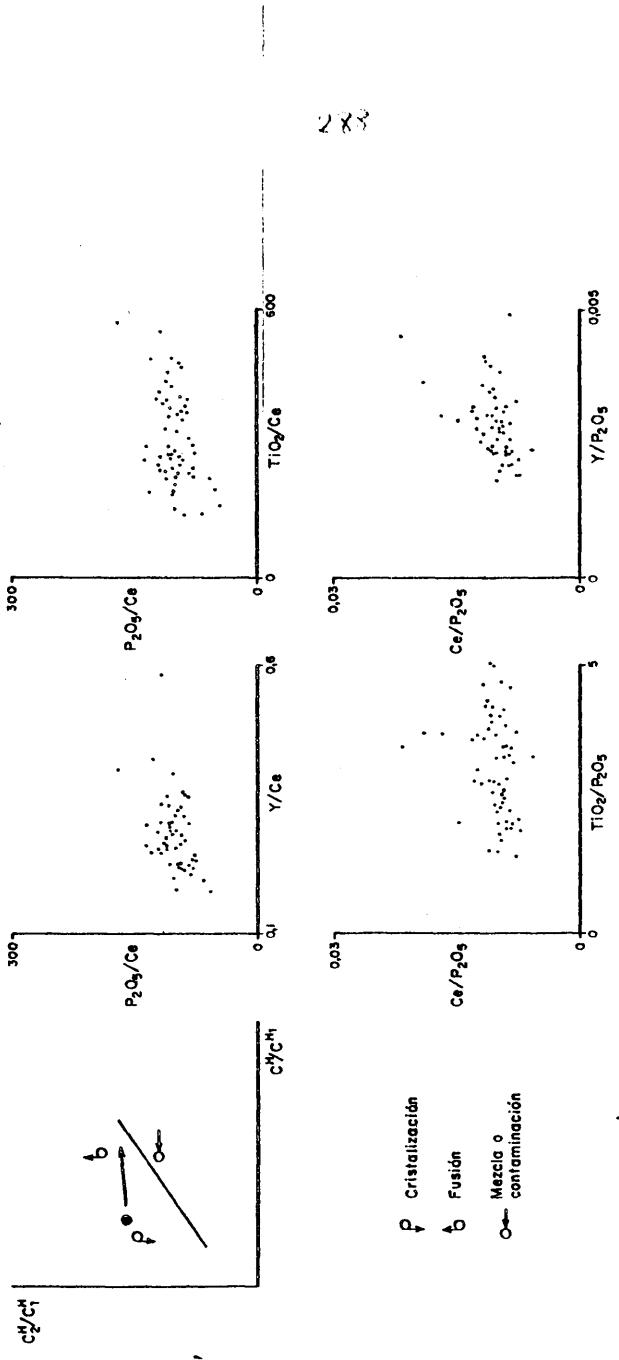


Fig. 76





2 X 3

Fig. 77

8.3.- PROCESOS DE CRISTALIZACION FRACCIONADA.

8.3.1.- Identificación.

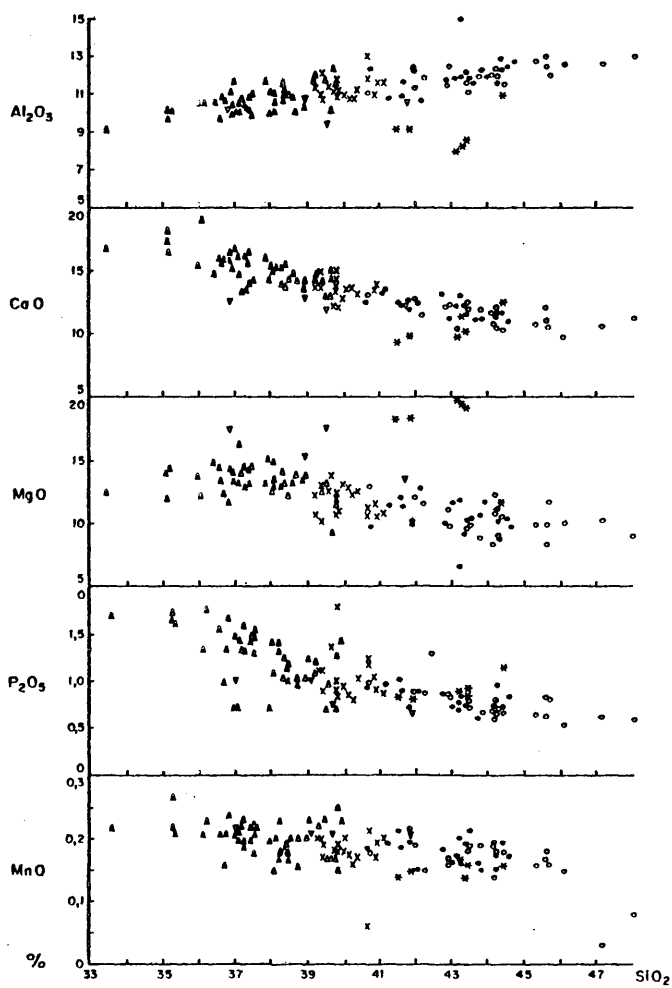
La observación en los diagramas SiO_2 -elementos (fig. 78 a 81) de tendencias lineales de empobrecimiento en SiO_2 con elementos como MgO o CaO (coeficientes de correlación SiO_2 - $\text{MgO} = -0.76$ y SiO_2 - $\text{CaO} = -0.90$), puede hacer pensar que el paso de unos tipos de rocas a otros (basaltos-nefelinitas olivínicas - melilititas olivínicas etc.) pueda realizarse por procesos de diferenciación (p. eje. SPENCER, 1969). Sin embargo, otras tendencias como la correlación nula entre SiO_2 y álcalis o la constancia del contenido en hierro total, no concuerdan con una génesis de este tipo.

Por otra parte, la existencia de tipos "primarios", según los criterios antes mencionados, dentro de todas las litologías (basaltos, basanitas, nefelinitas olivínicas, melilititas olivínicas y leucititas olivínicas) descarta el que alguno de estos grupos pueda derivar de otro por diferenciación.

Los procesos de cristalización fraccionada, sin duda existentes, no han debido de ser muy pronunciados aunque han afectado por igual a todos los tipos primarios.

Para reflejar estos procesos hemos recurrido a la utilización de diagramas MgO -elementos (POWERS, 1955). El emplear estos diagramas en lugar de otros ha sido debido a que al ser olivino y clinopiroxeno las dos únicas fases principales que cristalizan, el líquido se empobrecerá o enriquecerá notablemente en dichos elementos con la adición o substracción de dichas fases, sin que existan otras fases como plagioclasa que puedan desdibujar la tendencia y que por consiguiente anularían

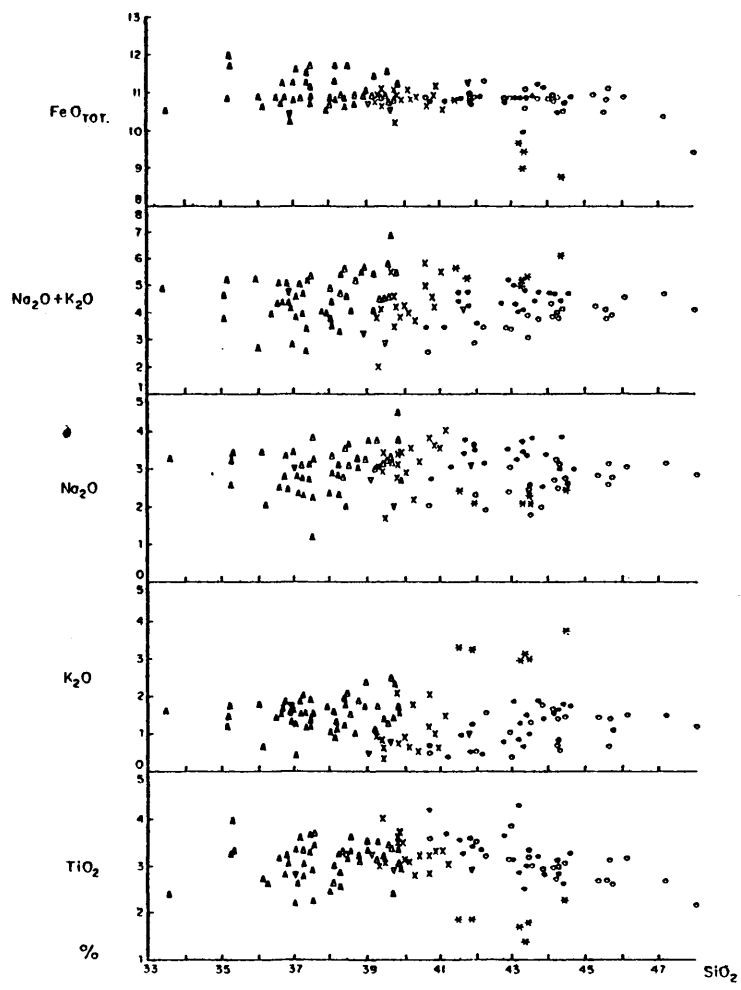
290



DIAGRAMAS SiO₂ - ELEMENTOS MAYORES

Fig. 78

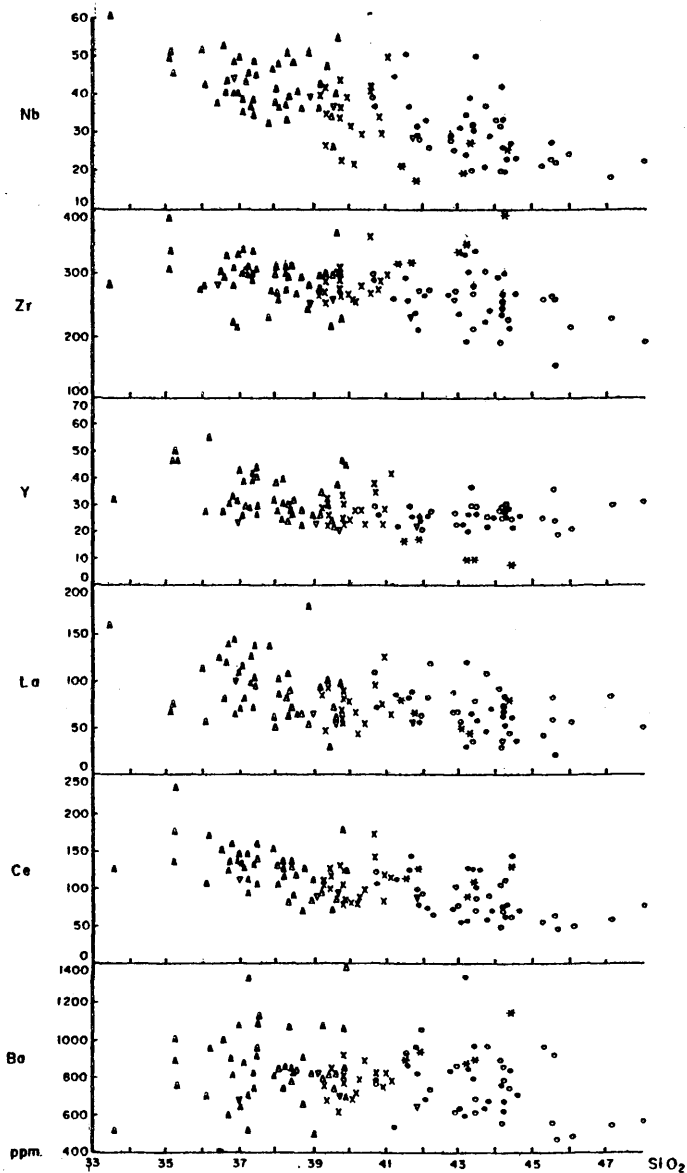
271



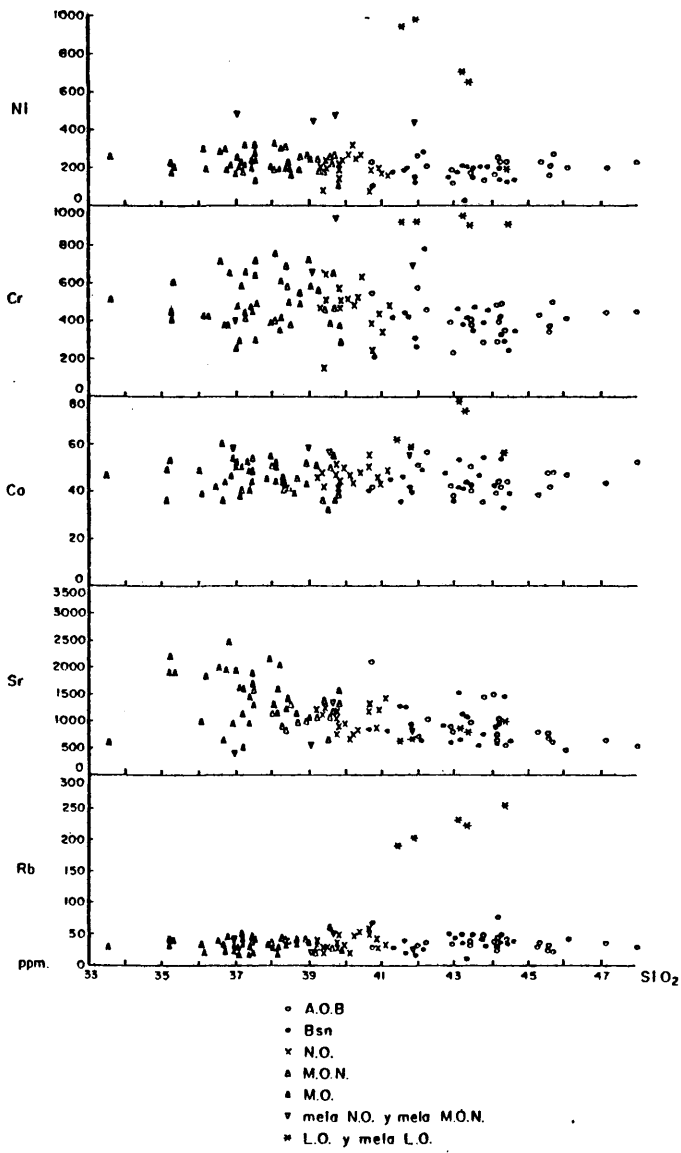
DIAGRAMAS SiO_2 - ELEMENTOS MAYORES

Fig. 79

292



DIAGRAMAS SiO₂ - ELEMENTOS MENORES Fig. 80



DIAGRAMAS Si O₂ - ELEMENTOS MENORES
Fig. 81

la validez de este tipo de diagrama para procesos de diferenciación (COX et al. 1979).

En las figuras 82 a 85 se representan SiO_2 , Al_2O_3 , FeO_{II} , CaO , álcalis, TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Ni y Cr en función de MgO .

Se representa también un olivino (Fo_{81}) (BAXTER, 1975) cuya composición es similar a la de los olivinos de las rocas de Ciudad Real (media $\text{Fo} \approx 83$) y las pautas de variación que implicarían la cristalización de este mineral.

En todos estos diagramas, queda de nuevo claramente de manifiesto, que el paso de una a otra roca "primaria" no está relacionada con la posible cristalización de fases como el olivino; mientras que el paso de rocas "primarias" a términos acumulados (mela) o diferenciados, puede justificarse perfectamente mediante acumulación o extracción esencialmente de olivino.

8.3.2.- Cuantificación del proceso.

La cuantificación de los procesos de diferenciación se ha efectuado a partir de los elementos mayores y de los menores. A partir de los primeros se ha realizado mediante el ya mencionado programa XLFRAC, calculando la opción más idónea para distintas combinaciones de fases minerales y para diferentes composiciones de las fases.

Para los elementos menores, la cuantificación, se ha llevado a cabo a partir de los elementos compatibles (Cr y Ni) que, como hemos visto, son los que más drásticamente varían en los procesos de fraccionamiento. El Ni se comporta como compatible para olivino y clinopiroxeno y el Cr principalmente para este último.

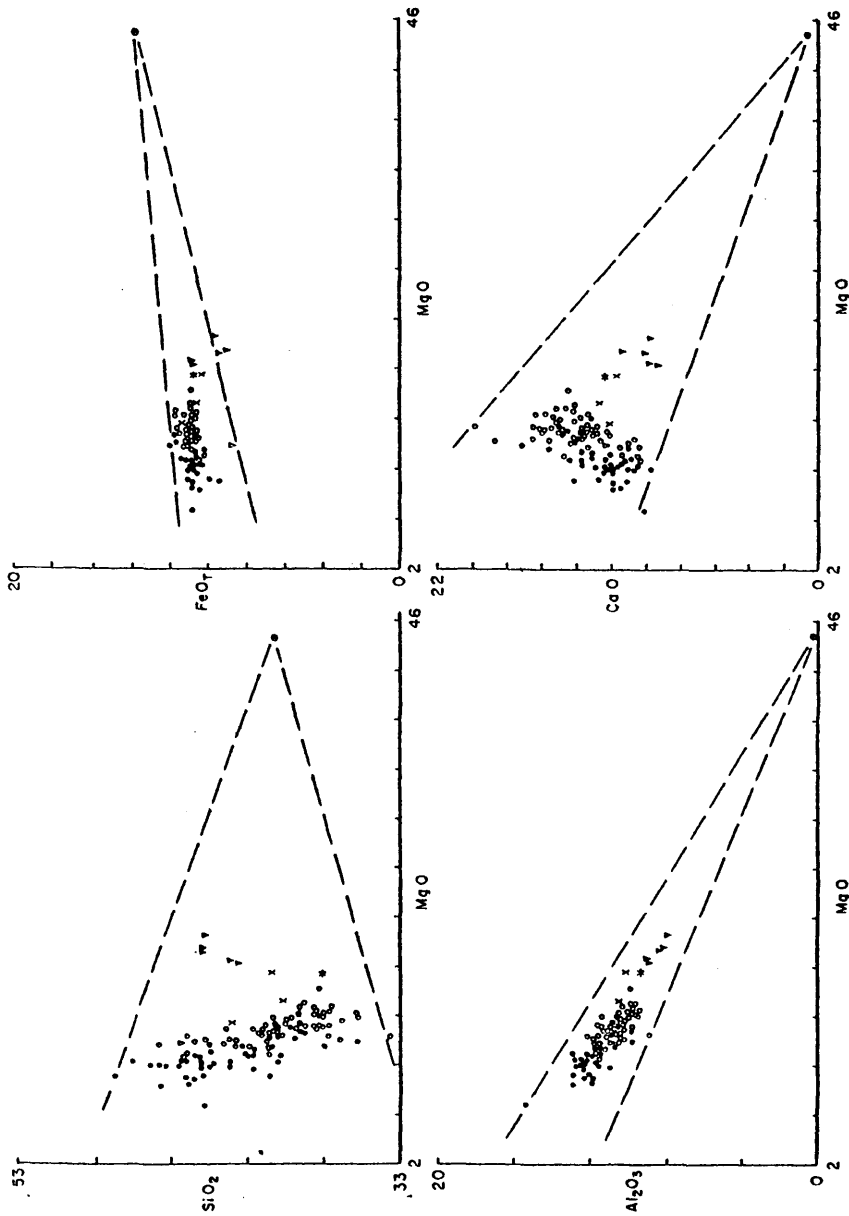
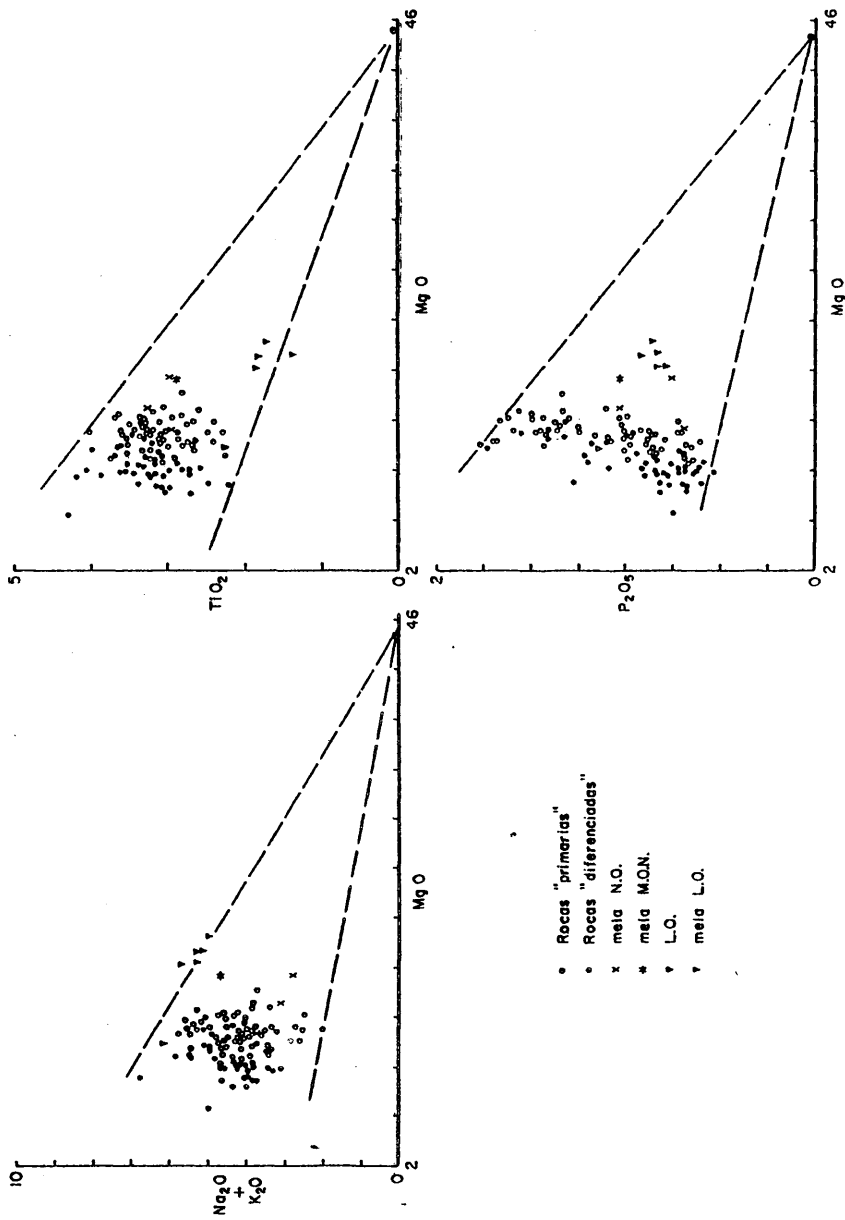


Fig. 82



- Rocas "primarias"
- Rocas "diferenciadas"
- x meta N.O.
- * meta M.O.N.
- ▼ L.O.
- ▼ meta L.O.

Fig. 83

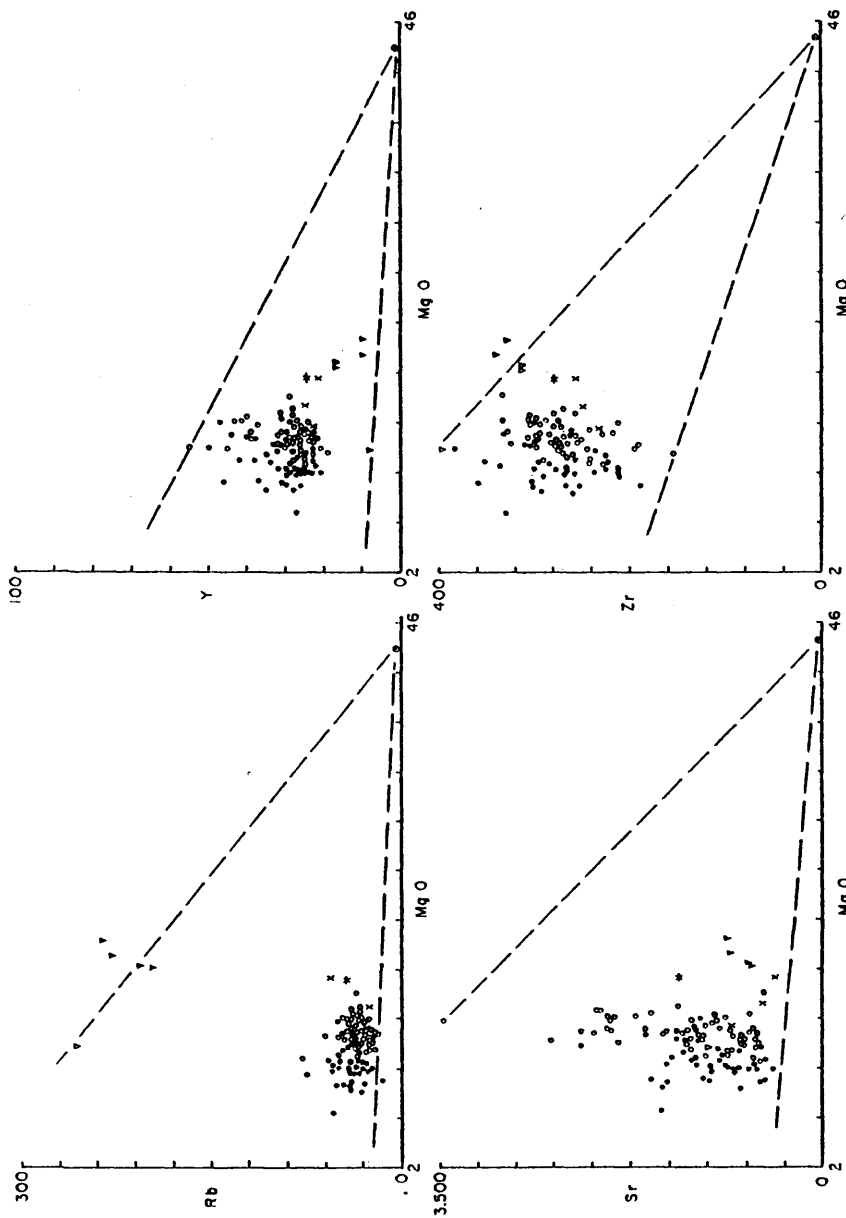


Fig. 84

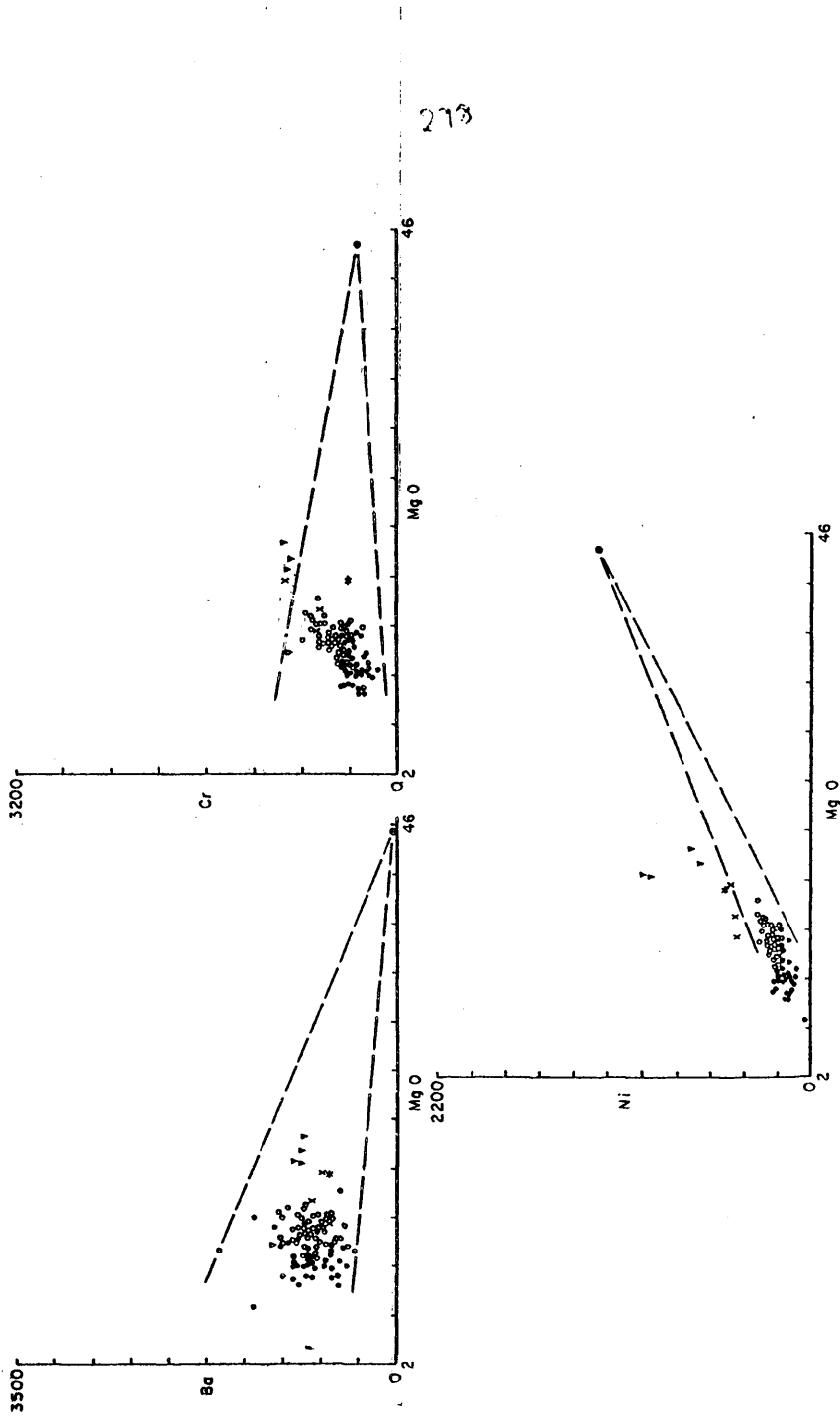


Fig. 85

Si durante la cristalización fraccionada, los productos cristalizados permanecen en equilibrio con el magma, el proceso puede considerarse como el caso inverso de la fusión parcial en equilibrio y por lo tanto puede regirse por la misma ecuación que aquella, es decir la planteada por SCHILLING (1976):

$$\frac{C_L^i}{C_0^i} = \frac{1}{F + D^i (1-F)}$$

en donde:

C_L^i : concentración del elemento i en el líquido final.

C_0^i : concentración del elemento i en el líquido inicial.

D^i : coeficiente de reparto total del elemento i.

F: es la proporción de líquido original remanente.

Si por el contrario las fases cristalizadas son removidas continuamente, variando la composición del líquido, el proceso se ajusta más a la ley de RAYLEIGH y a la ecuación:

$$\frac{C_L^i}{C_0^i} = F (D^i - 1)$$

para $D^i \ll 1$ ambas ecuaciones pueden escribirse:

$$C_L^i \approx \frac{1}{F} C_0^i$$

asimismo, para valores de F bajos ambas ecuaciones son similares pudiendo aplicarse indistintamente.

A partir del contenido en ambos elementos y de su coeficiente de distribución (K_D) podremos, por tanto, calcular -cual ha sido el porcentaje de cristalización de olivino y cli-

nopiroxeno, que como hemos indicado, son los únicos minerales que aparecen como fenocristales. El principal problema en este caso reside en la selección de los valores de los K_D , sobre todo porque en muchos casos éstos son función de la temperatura. Así para el Ni el coeficiente de reparto olivino/líquido, puede variar de aproximadamente 1 para 1.600° C (NESBITT y SUN, 1976) a superior a 20 para 1.200°C (LEEMAN, 1973). Nosotros hemos utilizado para nuestros cálculos coeficientes de reparto: para el níquel K_D : olivino/líquido = 12, clinopiroxeno/líquido = 2 (HAKLI y WRIGHT, 1967) y para el cromo olivino/líquido = 0.2 y clinopiroxeno/líquido = 10 (COX et al. 1979).

La cuantificación se ha efectuado de dos maneras: una suponiendo una cristalización en equilibrio y otra para cristalización siguiendo la ley de RAYLEIGH (tablas 41 a 47 columnas A y B respectivamente).

8.3.3.- Formación de acumulados.

Las rocas que manifiestan tendencias de términos acumulados han sido denominadas con el prefijo "mela"; se han identificado así: melanefelinitas olivínicas, melamelilitas olivínicas nefelínicas y melaleucititas olivínicas.

8.3.3.1.- Melanefelinitas olivínicas.

Si comparamos los valores medios de nefelinitas olivínicas primarias (tabla 38) y melanefelinitas olivínicas (tabla 39) (análisis nº 22, 86 y 109), comprobamos que el paso de una a otra se realiza con disminución en casi todos los elementos y con incremento en MgO, Cr, Co y Ni. SiO₂ y hierro total permanecen constantes.

Los diagramas MgO-óxidos (figs. 82 a 85) explican el - paso de nefelinitas olivínicas a melanefelinitas olivínicas - esencialmente por acumulación de olivino. Sin embargo, el diagrama MgO-Cr parece indicar que en el proceso de acumulación debe haber intervenido también el clinopiroxeno, como lo acredita la existencia en dichas rocas tanto de fenocristales de ambos minerales.

Hemos utilizado el programa XLFAC (STORMER y NICHOLLS 1978) para calcular el porcentaje de acumulado y comprobar la validez del proceso. Como variables hemos empleado todos los elementos mayores menos H₂O y el hierro ha sido expresado como FeO total. Como fases minerales se han usado un clinopiroxeno (Ca: 45.95 %, Mg: 44.32 %, Fe: 9.73 %) (BAXTER, 1975) y tres olivinos Fo₈₁ (BAXTER, 1975), Fo₈₆ (SPENCER, 1969) y --- Fo_{90.6} (MEYER, 1977), que cubren aproximadamente el rango de variación de los olivinos de estas rocas.

Si suponemos una cristalización exclusiva de olivino, - ésta habría sido del orden del 9-10 % a partir de la nefelinita olivínica media (tabla 48). Si añadimos clinopiroxeno, el porcentaje de olivino se mantiene y el clinopiroxeno habría - cristalizado entre 0.5 y 4 %. Los residuales más elevados, -- aunque todos son aceptables, corresponden a las combinaciones con Fo₈₁.

La solución que parece matemáticamente más aceptable - es la de considerar que ha existido una acumulación de aproximadamente un 10 % olivino (Fo₈₆) junto con algo de clinopiroxeno; para esta hipótesis los residuales individuales de la - SiO₂ y FeO Total son los mayores, pero mejoran al suponer la - acumulación simultánea de clinopiroxeno.

Hay que destacar en cualquier caso que los valores de los residuales son óptimos si tenemos en cuenta que estamos trabajando con valores medios de rocas "primarias" y "acumuladas" y con minerales de otras áreas.

Si efectuamos el cálculo a partir de los valores de K_D de Cr y Ni en olivino y clinopiroxeno, para la solución "óptima" a partir de los elementos mayores (extracción de 9.77 % - ol. (Fo₈₆) 1.83 % Cpx.) obtendríamos para el magma primario - valores de Ni de 223 y 149 ppm. (según sea cristalización en equilibrio o siguiendo la ley de RAYLEIGH respectivamente) - (Tabla 41) y de 708 a 692 ppm. de Cr. Los valores para Ni son ligeramente bajos y los del cromo excesivamente elevados. Los valores de Cr y Ni indicarían soluciones mejores si se supone una acumulación de 13 % de Ol₅₀ Cpx₅₀ para cristalización en equilibrio y ligeramente inferior (10 %) para cristalización según la ley de RAYLEIGH.

El residual para estas combinaciones es ligeramente superior que el obtenido con elementos mayores, pero no es malo y se ajusta bastante bien en todos los óxidos.

8.3.3.2.- Melamelilitas olivínico nefelínicas.

La formación de melamelilitas olivínico nefelínicas, es más difícil de cuantificar por tratarse de una única roca (análisis 39, Tabla 22 y 23) que se compara con la media del grupo.

El paso de la roca "primaria" a melamelilita olivínico nefelínica se efectúa con disminución en el contenido de la mayoría de los óxidos, incluida la sílice, hierro total, -

TABLA.- 41
 AACUMULADO DE NEFELITAS OLIVINICAS Y DE MELILITITA OLIVINICO NE
 FELINICA A PARTIR DE Cr y Ni.

% ACUMULADO	Ni		Cr		$\Sigma(\text{Residual})^2$
	A	B	A	B	
MMela N.O. (Acumulado)	- 467	-	- 774	-	-
NN.O. (Primario)	- 245	-	- 535	-	-
99.77 OI+ 1.83 Cpx.	223	- 149	708	- 692	0.18
113% (O ₁₅₀ Cpx ₅₀)	<u>262</u>	- 203	<u>505</u>	- 437	2.67
110% (O ₁₅₀ Cpx ₅₀)	292	- <u>248</u>	549	- <u>502</u>	4.01
MMela M.O.N. (Acumulado)	- 496	-	- 413	-	-
MM.O.N. (Primario)	- 257	-	- 591	-	-
112.37 % OI.	210	- 116	458	- 459	3.59
99 % OI.	<u>249</u>	- 176	<u>453</u>	- 445	5.79
66% OI.	299	- <u>251</u>	434	- <u>434</u>	9.44

y cromo. MgO Ni y Co, por el contrario, aumentan. Estas variaciones pueden, en principio, explicarse en su mayoría por cristalización de olivino. Sin embargo, es imposible pasar de la melilitita olivínica nefelínica, a un acumulado de olivino con menor contenido en SiO_2 y $\text{FeO}_{\text{TOTAL}}$ cuando el olivino es más rico en estos componentes, que la roca de partida. De ser válido el mecanismo, el magma primario de la melilitita olivínica nefelínica, debía ser más pobre en ambos elementos.

La presencia exclusiva de olivino como fenocristal en esta roca y el descenso brusco de la relación Cr/Ni indica que el clinopiroxeno no ha intervenido en el proceso (disminución del cromo en el acumulado).

El cálculo del acumulado (tabla 41) permite observar que el modelo más compatible es la cristalización de aproximadamente un 12 % de olivino. Los cálculos con clinopiroxeno, no dan resultados coherentes (clinopiroxeno negativo).

Los residuales para cada óxido no son ahora tan buenos, destacando los altos valores de SiO_2 y $\text{FeO}_{\text{TOTAL}}$. Es posible -- que la roca primaria fuera por tanto más pobre en SiO_2 y hierro Total, que la media de las melilititas olivínico nefelínicas y que la propia melilitita olivínico nefelínica.

A partir de los valores de Cr y Ni se puede también deducir que el clinopiroxeno no ha podido ser una fase acumulada. El 12.37 % de acumulación de olivino supondría un magma inicial con 210 o 116 ppm. de Ni (257 ppm la melilitita olivínica nefelínica media, tabla 48), con Cr superior al del acumulado aunque inferior a la media de melilitita olivínico nefelínica. Cristalizaciones de 6 % y 9 % de olivino ajustarían aún más el valor inicial de níquel pero seguirían alejados en el de cromo. La acumulación simultánea de clinopiroxeno empeoraría aún

más los resultados.

Los valores de cromo podrían explicarse por ser un valor único el de la melamellitita olivínica nefelínica y no un valor medio, o por extracción previa de clinopiroxeno (y probablemente también de olivino), del magma primario que había empobrecido en cromo el magma antes de la acumulación.

8.3.3.3.- Melaleucititas olivínicas.

Las melaleucititas olivínicas se caracterizan por su gran abundancia de fenocristales de olivino ($\approx 25\%$). Estas rocas constituyen la mayor parte (volumétricamente) aflorante tanto en el Morrón de Villamayor (810.1) como en los pequeños afloramientos situados al SW. Reflejo de ese gran contenido de olivino es su importante contenido en MgO (19-20%), lo que unido a su elevado porcentaje de K_2O (3.12, $K_2O > Na_2O$) ha llevado a compararlas e incluso relacionarlas genéticamente con las rocas lamprofíticas del SE español y concretamente con las jumillitas (PARGA-PONDAL, 1935).

Sin embargo, en la parte más inferior topográficamente de la cantera del Morrón de Villamayor aparece otro tipo de rocas con un porcentaje de fenocristales muy inferior y que han sido clasificadas como leucititas olivínicas. Estas aparecen formando una cúpula con la superficie de contacto con las melaleucititas olivínicas estriadas y con marcas de flujo; indicando su intrusión en los términos melanocráticos.

El contenido en Ni (213 ppm.) y valor MG ≈ 73 indica que la leucitita olivínica es una roca primaria o escasamente diferenciada. Por el contrario, los valores de MG: 77 a 81 y de Ni ≈ 660 a 990 ppm. de las melaleucititas olivínicas, indican

una clara tendencia hacia la acumulación de olivino.

El paso de leucititas olivínicas a melaleucititas olivínicas, va acompañado de incrementos en MgO, Co y Ni y disminución de casi todos los elementos; el cromo permanece aproximadamente constante. Por tanto, la relación Cr/Ni desciende de 4.34 a 1.19 con valores prácticamente iguales de ambos elementos en las melaleucititas. Ello descartaría al clinopiroxeno como fase acumulada en proporción importante. La presencia mayoritaria de olivino como fenocristal indica que ésta debe ser la fase dominante.

Los diagramas MgO-óxidos (figs. 82 a 85) confirman esta apreciación, aunque más claramente para las melaleucititas del Morrón de Villamayor que para las de SW del mismo.

El cálculo del acumulado (tabla 48) permite comprobar que la adición de clinopiroxeno disminuye poco el valor de los residuales o no es posible (clinopiroxeno negativo). Los resultados más coherentes son 21.60 % de Fo_{90.6} o 24.24 % Fo₈₆ para las melaleucititas del Morrón de Villamayor. Los residuales para el afloramiento del SW del Morrón de Villamayor aumentan -- considerablemente.

La extracción del 24.24 % de olivino a la melaleucitita olivínica daría para cristalización en equilibrio, un contenido en el magma primario de 227 ppm. de Ni y 1164 de Cr muy similares a las reales. Una pequeña diferencia 24.5 % olivino y 2.5 % de clinopiroxeno aproximarían casi totalmente los valores (223 ppm. de Ni y 912 de Cr) (tabla 42). Por el contrario, para valores de ese orden (\approx 25 %) de extracción de olivino según la ley de RAYLEIGH, el Ni descendería a 30-40 ppm. La so-

307

TABLA.- 42

ACUMULADO DE LEUCITITAS OLIVINICAS A PARTIR DE Cr y Ni.

% ACUMULADO	Ni		Cr		$\Sigma(\text{Residual})^2$
	A	B	A	B	
Mela L.O. (Acumulado)	-	831	-	938	-
L.O. (Primario)	-	213	-	924	-
24.24 % Ol.	227	- 39	1164	- 1171	0.58
24.19 % Ol. 1.78 Cpx.	228	- 38	1002	- 999	0.52
24.5 % Ol. 2.5 Cpx.	<u>223</u>	- 35	<u>912</u>	- 906	3.95
24.5 % (Ol ₉₀ -Cpx ₁₀)	378	- <u>231</u>	918	- <u>917</u>	30.87

lución óptima según dicha ley sería aproximadamente 12 % de --
acumulación con $O1_{90}-Cpx_{10}$.

Si observamos los residuales vemos que para la opción
24.5 % Ol + 2.5 % Cpx (27 % acumulado) el residual de los ele-
mentos mayores, aunque más elevado que para opciones con menos
clinopiroxeno sigue siendo válido, mientras que totalmente ina-
decuado para la opción óptima según la ley de RAYLEIGH.

Por otra parte los datos petrográficos señalan una pre-
sencia de aproximadamente 25 % de fenocristales de olivino des-
cartando totalmente por tanto la opción del 12 % de acumulado.

En resumen, el paso leucititas olivínicas + melaleuci-
titas olivínicas refleja un proceso de acumulación de aproxima-
damente un 25 % de cristales de olivino con menor participa-
ción (≈ 10 % del total) de clinopiroxeno: la acumulación se --
ajusta a un proceso de cristalización fraccionada en equili-
brio.

8.3.4. Formación de magmas derivados.

Existen rocas no primarias cuya situación en los dia-
gramas MgO-óxidos (figs. 82 a 85) pueden explicarse suponiendo
que se han formado de magmas de los que previamente se han ex-
traído pequeñas cantidades de olivino y eventualmente de clino-
piroxeno.

8.3.4.1.- Basaltos olivínicos alcalinos.

El paso de los términos " primarios" a "diferenciados"
se efectúa con disminución de MgO, Ni, Co, Cr y aumento de la
mayor parte de los otros elementos especialmente SiO_2 y Al_2O_3 .

El aumento en SiO_2 en el diferenciado indica la cristalización y extracción de una fase más pobre que la roca en SiO_2 y por tanto la de olivino y no la de clinopiroxeno. La relación Cr/Ni no varía significativamente.

El cálculo del diferenciado a partir de los elementos mayores señala la no extracción previa de clinopiroxeno siendo válida la de olivino, con residuales similares para los distintos tipos y porcentajes entre 5.5 y 7 % de extracción (tabla - 48). Por elementos, los residuales mayores corresponderían a SiO_2 , CaO y TiO_2 .

Por el contrario, los cálculos de las concentraciones de Cr, y Ni (tabla 43) señalan la intervención de clinopiroxeno en el proceso, obteniéndose los valores más ajustados para el 6 % de extracción (45 olivino, 55 clinopiroxeno), para cristalización en equilibrio y ligeramente inferior (5 %) para cristalización según la ley de RAYLEIGH.

Los residuales, sin bien son superiores para las opciones calculadas con Cr y Ni, siguen siendo plenamente válidas.

8.3.4.2.- Basanitas y basanitoides.

El paso de los términos "primarios" a "diferenciados" se realiza como en los basaltos con disminución de MgO, Co, Cr y Ni e incremento de SiO_2 y Al_2O_3 entre otros. La relación Cr/Ni permanece también constante.

Los residuales calculados son muy bajos para cualquier combinación de Olivino, con o sin clinopiroxeno, con cristalización de 4-5 % del primero y 1-2 % del segundo si éste se emplea en el cálculo.

TABLA.- 43

DIFERENCIADO DE BASALTOS OLIVINICOS ALCALINOS A PARTIR DE Cr y Ni.

% EXTRACCION	Ni (ppn)		Cr (ppn)		$\Sigma(\text{Residual})^2$
	A	B	A	B	
Primario	- 244 -		- 477 -		-
Diferenciado	- 185 -		- 383 -		-
6.43 % 01.	143 - 117		502 - 503		1.97
6 % (01 ₄₅ Cpx ₅₅)	<u>183</u> - 189		<u>377</u> - 367		4.19
5 % (01 ₄₅ Cpx ₅₅)	191 - <u>184</u>		391 - <u>380</u>		4.61

Los residuales mayores por elementos para la extracción de Fo_{86} y de $Fo_{86} + Cpx$, corresponden a CaO , Na_2O y K_2O ; estas podrían mejorar para clinopiroxeno distintos (por ejemplo con más álcalis).

La cristalización de 4.62 % de olivino y 0.69 % de clinopiroxeno, produciría magmas con 149 o 133 ppm de Ni y 480 de Cr (tabla 44), demasiado elevados en éste último elemento en comparación con los valores medios de nuestras rocas. Estas parecen ajustarse más a cristalizaciones de 7 % con ($O1_{40} Cpx_{60}$) (Ni = 167 y Cr = 363), o de 6 % ($O1_{40} Cpx_{60}$) (166 ppm y 359 ppm, respectivamente). Los residuales dan como válidas ambas alternativas.

8.3.4.3.- Nefelinitas olivínicas.

Como en las dos anteriores los términos primarios se caracterizan por menor MgO , Ni y Cr y mayor SiO_2 y Al_2O_3 , esencialmente. La relación Cr/Ni aumenta ligeramente (intervención mayor de clinopiroxeno).

Como en las basanitas los cálculos efectuados dan como válidos todos los modelos con distinto contenido en fosterita del olivino y con o sin clinopiroxeno; destacando que frente a la extracción del 3-4 % de olivino el clinopiroxeno participa también en análogas proporciones (tabla 48).

Los residuales por elementos para olivino exclusivamente son mayores para CaO , Na_2O , K_2O y Al_2O_3 . Con clinopiroxeno CaO y Na_2O disminuyen pero SiO_2 y FeO total aumentan.

312

TABLA.-44

DIFERENCIADO DE BASANITAS A PARTIR DE Cr y Ni.

% EXTRACCION	Ni		Cr		$\Sigma(\text{Residual})^2$
	A	B	A	B	
Primario	- 226 -	-	- 492 -	-	-
Diferenciado	- 167 -	-	- 362 -	-	-
4.62 % 01-0.69 Cpx	149 -	133	480 -	479	0.60
7% (01 ₄₀ Cpx ₆₀)	<u>167</u> -	157	<u>363</u> -	340	1.26
6% (01 ₄₀ Cpx ₆₀)	174 -	<u>166</u>	377 -	<u>359</u>	1.38

Los cálculos de las concentraciones de Cr y Ni están de acuerdo con extracciones del 11 % (45 % olivino, 55% clinopiroxeno] (tabla 45), o 9 % (O1₄₅ Cpx₅₅) según sea o no en equilibrio. Los residuales son muy bajos para cualquier opción.

8.3.4.4.- Melilititas olivínico nefelínicas.

Los términos "diferenciados" poseen menor contenido en MgO, Cr, Co y Ni y similar relación Cr/Ni que los "primarios". El contenido en SiO₂, sin embargo, es similar en ambos grupos como cabe esperar de la cristalización de una fase (olivino) - con similar contenido en SiO₂ que el magma inicial.

Las diferencias observadas están de acuerdo con un 3 % (aprox.) de extracción de olivino. El clinopiroxeno 1 % ó menor tendría importancia secundaria (tabla 48). Los mayores residuales corresponden a K₂O y CaO, siendo en cualquier caso -- muy pequeños.

Los cálculos a partir de Cr y Ni conceden sin embargo, una mayor participación al clinopiroxeno, obteniéndose valores óptimos para extracciones de 9.5 % (olivino₄₀, Clinopiroxeno₆₀) (tabla 46) para cristalización en equilibrio o de 7.5 % (O1₄₀ Cpx₆₀] para cristalización sin equilibrio. Los residuales son muy bajos para las tres opciones.

8.3.4.5.- Melilititas olivínicas.

Las diferencias con los tipos "primarios" son análogas a las del grupo anterior si bien la sílice aumenta ligeramente. La relación Cr/Ni también aumenta un poco.

TABLA. - 45

DIFERENCIADO DE NEFELINITAS OLIVINICAS A PARTIR DE Cr y Ni:

% EXTRACCION	Ni		Cr		$\Sigma(\text{Residual})^2$
	A	B	A	B	
Primario	- 245 -		- 535 -		-
Diferenciado	- 152 -		- 356 -		-
3.82 01-3.56 Cpx.	168	- 152	415	- 397	0.66
11 % (01 ₄₅ Cpx ₅₅)	<u>153</u>	- 129	<u>361</u>	- 320	1.37
9 % (01 ₄₅ Cpx ₅₅)	164	- <u>146</u>	383	- <u>353</u>	0.80

TABLA. - 46

DIFERENCIADO DE MELILITITAS OLIVINICO NEFELINICAS A PARTIR DE Cr y Ni.

% EXTRACCION	Ni		Cr		$\Sigma(\text{Residual})^2$
	A	B	A	B	
Primario	- 257	-	- 591	-	-
Diferenciado	- 174	-	- 402	-	-
3.22 01-0.66 Cpx.	189	- 178	571	- 570	0.21
9.5 % (01 ₄₀ -Cpx ₆₀)	<u>175</u>	- 156	<u>401</u>	- 355	1.19
7.5 % (01 ₄₀ -Cpx ₆₀)	187	- <u>174</u>	427	- <u>397</u>	0.68

Los cálculos del diferenciado son coherentes con cristalizaciones del orden del 3 % de olivino y escaso o ningún -- clinopiroxeno. Los mayores residuales corresponden a CaO, SiO₂, FeO_T y MgO.

A partir de los contenidos en cromo y níquel, los porcentajes de extracción más coherentes son del 8.5 % con Ol₄₅ - Cpx₅₅ (tabla 47), 6 7 % (Ol₄₅-Cpx₅₅) según la cristalización -- sea o no en equilibrio.

8.4.- MODELO PETROGENETICO DE FUSION PARCIAL APLICABLE A LA -- REGION VOLCANICA CENTRAL ESPAÑOLA.

Los estudios efectuados en los últimos años por numeros autores han permitido demostrar que rocas análogas a las aquí estudiadas, pueden formarse a partir de una fuente peridotítica, relacionándose la formación de uno u otro tipo de magma esencialmente con la composición del area fuente (incluida la fase gaseosa), el grado de fusión parcial y las condiciones de presión y temperatura. La forma de determinar esas condiciones se centran fundamentalmente en el estudio de sistemas experimentales y en el análisis de las características geoquímicas, especialmente la de los elementos menores.

Vamos a intentar ahora desarrollar un modelo genético de fusión parcial para estas rocas, teniendo en cuenta, la mayor parte posible de parámetros e intentando justificarlos en su conjunto. El modelo debe considerarse como la solución de -- compromiso que mejor se adapte en todas esas variables, teniendo presente que no puede encontrarse una solución perfecta dado el elevado numero de variables que intervienen y el conocimiento poco preciso que tenemos de buena parte de ellos. El mo

TABLA.-47

DIFERENCIADO DE MELILITITAS OLIVINICAS A PARTIR DE Cr y Ni.

% EXTRACCION	Ni		Cr		$\Sigma(\text{Residual})^2$
	A	B	A	B	
Primario	-	253	-	523	-
Diferenciado	-	173	-	382	-
3.23 % 01.	185	- 175	537	- 537	2.03
8.5 % (01 ₄₅ -Cpx ₅₅)	<u>172</u>	- 155	<u>381</u>	- 354	2.84
7 % (01 ₄₅ -Cpx ₅₅)	183	- <u>170</u>	400	- <u>380</u>	2.49

TABLA.- 48

CALCULO DE DIFERENCIADOS

	F090.6	F086	F081	F090.6-Cpx	F086-Cpx	F081-Cpx
Mela. N.O.	8.77	9.87	10.30	8.69-0.55	9.77-1.83	10.35-3.85
N.O. ^a	0.156	0.260	1.046	0.149	0.179	0.688
Mela. M.O.N.	11.10	12.37	12.80	NO	NO	NO
M.O.N.	2.872	3.592	5.396			
A.O.B. dió.	5.59	6.43	6.93	NO	NO	NO
A.O.B. ^a	2.186	1.966	2.017			
Bsn. dió.	4.08	4.64	4.92	4.07-0.11	4.62-0.69	4.94-1.67
Bsn. ^a	0.661	0.611	0.731	0.661	0.600	0.664
N.O. dió	3.44	3.90	4.09	3.31-3.09	3.82-3.56	4.15-4.36
N.O. ^a	0.982	0.963	1.094	0.754	0.657	0.635
M.O.N. dió.	2.89	3.23	3.32	2.88-0.29	3.22-0.66	3.35-1.23
M.O.N. ^a	0.177	0.221	0.359	0.174	0.209	0.318
M.O. dió.	3.06	3.33	3.28	NO	NO	3.29-0.51
M.O. ^a	1.904	2.028	2.279			2.273
Mela. L.O.	21.60	24.24	25.32	NO	24.19-1.78	25.33-6.57
L.O. ^a	0.995	0.579	4.497		0.518	3.662

213

R = \bar{y} (Residual)²

delo será desarrollado en base a elementos mayores, elementos menores y relaciones isotópicas, pero sin olvidar las conclusiones obtenidas por distintos autores mediante estudios experimentales.

Los mecanismos de fusión parcial que han sido descritos son muy numerosos: fusión en equilibrio (batch melting), fusión fraccionada, "incremental melting", "continuous melting", "diamond melting", etc. (BOWEN, 1928; SCHILLING y WINCHESTER, 1967; GAST, 1968; PRESNALL, 1969; SHAW, 1970; O'NIONS y PANKHURST, 1974, HERTOGEN y GIJBELS, 1976; LANGMUIR et al 1977; -- etc.), según que el fundido permanezca en el lugar de la fusión y en equilibrio con el sólido siendo extraído en una única vez (batch melting) o por el contrario sea extraído de distintas formas: en fracciones, de forma continua, etc. durante el proceso de evolución del magma.

El modelo más sencillo es el de la fusión en equilibrio, y las leyes que lo rigen, cuando el grado de fusión parcial es pequeño, son similares a las de los otros procesos.

Durante la fusión parcial, un simple ajuste de reacciones requiere que la concentración en la fuente original (C_0^i) de un elemento cualquiera, sea igual a la concentración de ese elemento en el líquido extraído (C_L^i) multiplicado por la cantidad de fusión (F), más la concentración en el sólido residual (C_S^i) multiplicado por uno menos la cantidad de fusión es decir (WEILL, et al. 1974):

$$C_0^i = F \times C_L^i + (1 - F) C_S^i$$

ahora bien, el coeficiente de reparto D^i total es igual, a la concentración en el sólido residual C_S^i partido por la concen--

tracción en el líquido final C_L^i y por lo tanto:

$$C_0^i = F \times C_L^i + (1 - F) C_L^i \times D^i$$

o lo que es lo mismo:

$$\frac{C_L^i}{C_0^i} = \frac{1}{F + D^i (1 - F)} \quad (1)$$

que es la ecuación fundamental que rige la fusión en equilibrio (SCHILLING, 1966), donde:

- C_L^i : Concentración del elemento i en el fundido.
- C_0^i : Concentración del elemento i en el sólido original.
- F : Grado de fusión parcial (en tanto por uno).
- D^i : coeficiente de reparto del elemento i en el sólido residual.

Cuando los K_D permanecen constantes, la ecuación puede escribirse como (SHAW, 1970):

$$\frac{C_L^i}{C_0^i} = \frac{1}{D_0^i + F (1 - D_m^i)} \quad (2)$$

donde D_0^i = coeficiente de reparto en el sólido original

D_m^i = coeficiente de reparto del sólido fundido.

donde $D_m^i = \sum_{A=1}^n V_A \times K_{DA}^i$

Siendo V_A el porcentaje en peso de la fase A que entra en el fundido.

HERTOGEN y GIJBELS (1976) amplían las formulas (1) y (2) para casos en los que varían los coeficientes de reparto, se acaban determinadas fases o varían sus proporciones o funden incongruentemente. CONSOLMAGNO y DRAKE (1976), demuestran que si bien todas las ecuaciones son válidas, todas ellas pueden reducirse, en la mayor parte de los casos, a la (1) si la fusión es en equilibrio.

En dicha ecuación destaca que la concentración de un elemento en el líquido (C_L) para una fuente de concentración (C_0) estará condicionada por el grado de fusión parcial y la mineralogía residual. El aumento del porcentaje de fusión puede consumir nuevas fases variando continuamente D.

Ello hace que sea de gran importancia conocer la estabilidad y abundancia de las distintas fases minerales en el manto, y no sólo de las principales, relativamente bien conocidas, como olivino, clino y ortopiroxeno y granate o plagioclasa o ilmenita sino también, otras como anfibol (con grandes K_D para REE y K), (PHILPOTTS y SCHNETZLER, 1970), flogopita (alto K, Rb, Ba), apatito (altos REE) (NAGASAWA, 1970; FREY y GREEN, 1974), perovskita, etc. Estas fases son claramente estables en el manto superior (MYSEN y BOETTCHER, 1975, a y b, 1976, MODRESKY y BOETTCHER, 1973; WENDLANDT y EGGLER, 1980, BESWICK y CARMICHAEL, 1978), y las mayores divergencias, se plantean sobre su posible permanencia como fases residuales, durante la fusión parcial del manto (BESWICK y CARMICHAEL, 1978 y 1980; FREY et al, 1980; WATSON, 1980).

8.4.1.- Condiciones experimentales de formación

Ya BOWEN (1928), señala lo que hoy es mayoritariamente aceptado: que la generación del magma basáltico tiene lugar --

por fusión parcial de un manto peridotítico (WYLLIE, 1979; - etc).

Los estudios experimentales de muy distintos autores - han permitido a lo largo de los últimos años confirmar estos - supuestos y profundizar en el conocimiento de las condiciones de formación.

Las principales diferencias entre los distintos auto-- es han radicado en la consideración de magmas primarios. Así - YODER (1976) concluye que son necesarios tres magmas primarios: toleitas olivínicas, basanitas y nefelinitas olivínico-melilí-- ticas y mientras que para otros autores el número de magmas -- primarios pueden ser muy diversos según sean las condiciones - de formación.

En el caso de los magmas melilíticos, numerosas teo--- rias han sido propuestas para su origen. SPENCER (1969) las re-- sume en asimilación de calizas (DALY, 1910, 1918), o de carbo-- natitas (HARKIN, 1960), derivación a partir de un submagma ca-- femico (MacDONALD, 1949), reabsorción (BOWEN, 1928), etc. Sin embargo, los datos posteriores, especialmente los de petrolo-- gía experimental, permiten abandonar estas hipótesis previas y considerar al melilítico olivínico como un magma primario -- más.

GREEN y RINGWOOD (1967) señalan la influencia que el - grado de fusión y la profundidad (presión) de formación tienen en la composición de los líquidos basálticos. GREEN (1969) indica que un porcentaje pequeño de fusión con presencia de H_2O puede dar lugar a líquidos nefeliniticos. El mismo autor (GREEN 1973 a y b) señala que en un entorno próximo a 27 Kb y 1200° - $1300^{\circ}C$ y con 3-7 % de H_2O puede formarse un líquido de composición ba

sanítica a partir de la fusión de una peridotita granatífera con Ol, Opx, Cpx y Gr residuales. RINGWOOD (1975) alude a la posible relación entre el contenido en gases y la frecuente presencia de erupciones explosivas en este tipo de magmas. En el caso de Ciudad Real, hemos también puesto de manifiesto la extraordinaria frecuencia de fenómenos explosivos (capítulo 3).

EGGLER (1974), estudia el efecto de la presencia del CO₂ en el manto indicando que a presiones entre 15 y 30 Kb esta puede dar lugar a la formación de líquidos con larnita normativa. Los datos de HUANG y WYLLIE (1974), WYLLIE y HUANG -- (1975 y 1976), KUSHIRO, et al. (1975), EGGLER (1976), permiten deducir que a profundidades superiores a 80 Km, la fusión parcial de un manto peridotítico con CO₂ puede dar lugar a líquidos carbonatíticos, que con el incremento del grado de fusión parcial pueden hacerse Kimberlíticos o nefeliníticos olivínico-meliliticos. La composición de los líquidos puede variar si además existe H₂O.

BREY y GREEN (1975, 1976 y 1977) señalan la gran importancia que en la composición del líquido tiene la presencia de CO₂ y su proporción con respecto al H₂O. Por fusión parcial de un manto pirolítico a unos 27 Kb, 1160°C, 6-7 % CO₂ y 7-8 % H₂O se formaría un líquido melilitítico olivínico con grados de fusión de aproximadamente el 5 %.

Con análogos grados de fusión parcial pero con presencia sólo de H₂O se originarían nefelinitas olivínicas. BREY (1976 y 1978) menciona que el contenido en Cl puede ejercer una notable influencia en la naturaleza de los líquidos, señalando la frecuencia de aparición de sodalita (con Cl) en rocas meliliticas (también en Campos de Calatrava hemos indicado la posible presencia de este mineral (capítulo 6)).

BREY (1978) analiza las condiciones de formación de las melilititas olivínicas concluyendo que las de Sudafrica se formarían a mayores presiones que las ya mencionadas (de Tasmania) (35 Kb en lugar de 27 Kb) y con mayores porcentajes de CO₂ en la fuente. Las kimberlitas cuyas características químicas formarían un espectro continuo con las melilititas olivínicas podrían formarse, según este autor, por menores grados de fusión, dentro del campo de estabilidad de la magnesita (> 30 Kb).

La abundancia de CO₂ en estos líquidos podría estar en relación con posibles asociaciones a carbonatitas. BREY (1978) señala la no asociación directa de carbonatitas con melilititas olivínicas "primarias" sino con derivados de baja presión: ijolitas, traquitas, fonolitas, lo que sugiere la intervención en la formación de las carbonatitas de procesos a baja presión tales como inmiscibilidad, cristalización fraccionada, etc.; - melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, y menos probablemente basanitas, serían sus posibles magmas primarios. La formación de carbonatos primarios asociados a melilititas olivínicas en Campos de Calatrava (capítulo 6°) e incluso la gran abundancia de fuentes carbónicas, podrían ser también un reflejo de esta riqueza en CO₂ en los líquidos iniciales.

FREY et al. (1978) desarrollan, a partir de estos datos experimentales y consideraciones geoquímicas, un modelo petrogenético de basaltos, conjunto para la zona SE de Australia. Las melilititas olivínicas, se originarían por 4-6 % de fusión parcial, 5-7 % para nefelinitas olivínicas y basanitas y 11-15 % para basaltos olivínicos alcalinos, a partir de un manto piróclítico fuertemente enriquecido antes de la fusión en elementos incompatibles (6 a 9 x condrita) y menos enriquecido (2.5 a 3 x condrita) para los moderadamente incompatibles. Este mo

delo es también coherente para dichas rocas con un manto hercínico pero con grados de fusión muy inferiores; sin embargo, esta segunda composición del manto es descartada, al no poder derivarse a partir de él magmas toleíticos olivínicos.

8.4.2.- Grados de fusión parcial.

El primero de los parámetros que influye en la génesis de estas rocas es el grado de fusión parcial. El método más frecuente de calcularlo es a partir del contenido en elementos menores del magma. Así en la fórmula de SCHILLING (1966) podemos despejar el grado de fusión parcial:

$$F = \frac{\frac{C_0^i}{C_L^i} - D^i}{1 - D^i} \quad (3)$$

En ella conocemos C_L^i : la concentración del elemento i en el líquido (es decir en nuestra roca), sin embargo, es más problemático evaluar la composición de la roca fuente (C_0^i) y el coeficiente de reparto D^i .

En general suele tenderse a utilizar un elemento cuyo D^i sea aproximadamente igual a cero o muy inferior a F con lo que el grado de fusión vendrá dado por la expresión:

$$F \approx \frac{C_0^i}{C_L^i}$$

en este caso el problema se reduciría a evaluar únicamente la concentración original C_0^i .

El problema no es fácil de resolver y el cálculo tanto de los D^i como de los C_0^i siguen siendo controvertido.

En general, los elementos que primeramente se han empleado para el cálculo del grado de fusión parcial han sido potasio y fósforo suponiendo que ambas se comportaban como elementos claramente incompatibles. Las diferencias en este caso radican en la concentración original según se considere que ésta es la de una determinada lherzolita, la de un pirofilito, la condritica, etc. Nosotros hemos calculado el grado de fusión parcial y la composición del residuo mediante sistemas de ecuaciones con elementos mayores (todos menos H_2O) con el ya mencionado programa XFRAC. Se ha tomado como roca original el pirofilito (RINGWOOD, 1966) una lherzolita granatífera y una lherzolita con espinela (MAALOE y AOKI, 1977).

Si el cálculo se efectúa a partir del K_2O , suponiéndolo totalmente incompatible ($D = 0$) los resultados obtenidos en el cálculo de la composición del residuo no fusible no son coherentes para los modelos lherzoliticos, obteniéndose concentraciones negativas en los residuos sólidos para P_2O_5 , TiO_2 , Na_2O y CaO . Unicamente es posible con las rocas de Campos de Calatrava la solución a partir del modelo pirofilitico, obteniéndose porcentajes de fusión del 3,4 % para la leucitita olivínica y del 7 al 14 % para el resto de las rocas primarias (tabla 49); la mencionada falta de correlación del potasio (SUN y HANSON, 1975), con otros elementos incompatibles (capítulo 6°) hace que el K_2O no sea aconsejable para el cálculo del grado de fusión parcial ni aún en el caso en que se obtengan resultados matemáticamente coherentes. Este comportamiento anómalo del K_2O a nivel general, ha sido interpretado como resultado de la distribución heterogénea de flogopita en el manto o refle

jo del comportamiento complejo de los álcalis (FREY et al., - 1978).

El cálculo del grado de fusión parcial a partir del - fosfórico plantea también problemas; sin embargo, son numero- sos los autores que lo utilizan suponiendo que su coeficiente de distribución es cero. Partiendo de un modelo pirolítico -- con muestras rocas se obtienen así grados de fusión que va-- rían entre 7.8 % y 4.3 % para las composiciones medias, con -- una disminución desde basalto olivínico alcalino a nefelinita olivínica y melilitita olivínica (tabla 49). Si se consideran los rangos de fosfórico para cada grupo de rocas tendremos -- que los basaltos olivínicos alcalinos se formarían por fusio- nes entre 6.5 y 10 % , basanitas entre 6 y 9 %, nefelinita -- olivínica 5.5-7.5 %, melilitita olivínica nefelinica 4.5-6.5% y melilitita olivínica 3.5 y 6%(Fig. 86).

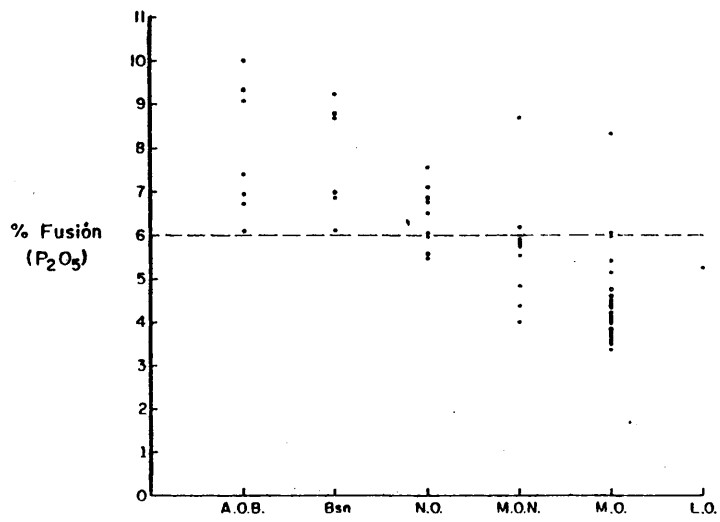
Para otros materiales iniciales diferentes como la -- lherzolita granatífera obtendríamos tasas de fusión pproporcio- nales a las concentraciones de P_2O_5 en pirolito y lherzolita. En el caso de la lherzolita granatífera seleccionada los valo- res medios de fusión parcial variarían entre 1.4 y 2.5 %. La lherzolita con espinela no proporciona composiciones coherentes de los residuos, especialmente para el K_2O .

Sin embargo, no se puede suponer con toda seguridad ni cual es la concentración de fosfórico del manto, ni cual es - el coeficiente de distribución. Este, por ejemplo, puede va-- riar enormemente si en el residuo de la fusión parcial existe - apatito (BESWICK y CARMICHAEL, 1978). WATSON (1980) por el -- contrario que la existencia de apatito residual no es posible a partir de datos experimentales; el mismo autor señala que -

TABLA.- 49

GRADO DE FUSIÓN PARCIAL (A PARTIR DE P₂O₅ Y K₂O).

	K ₂ O D=0 Pírolito	P ₂ O ₅ D=0 Pírolito	P ₂ O ₅ D=0 Lherz. Gr.	P ₂ O ₅ D=0.01 Pírolito	P ₂ O ₅ D=0.03 Pírolito
A.O.B.	11.93	7.69	2.56	6.8	4.8
Bsn.	13.28	7.59	2.53	6.6	4.7
N.O.	13.82	6.38	2.13	5.4	3.5
M.O.N.	7.26	5.45	1.82	4.5	2.5
M.O.	9.26	4.44	1.48	3.5	1.5
L.O.	3.44	5.26	1.75	4.3	2.3



GRADO DE FUSION PARCIAL

Fig. 86

una concentración de fósforo en un modelo condritico (≈ 900 ppm.) no justificaría las características de las "toleitas oceánicas", calculando una concentración de P para el manto de 200 ± 100 ppm, similar a la del pirolito (≈ 262 ppm).

En cuanto al valor de $D^{P_2O_5}$ ANDERSON y GREENLAND (1969) sugieren valores de ≈ 0.03 ; siendo también posible valores de 0.01 (WATSON, 1980). Valores de D superiores no serían válidos en nuestro caso pues una melilita olivínica con más de 1.5% de P_2O_5 (de las que existen varfas), habría de formarse según la ecuación (3) con $D \lesssim 0.04$ (para un manto con 262 ppm. de P (pirolito)) o cantidades inferiores si la concentración de fósforo es menor.

En la tabla 49 puede verse que para un $D = 0.01$ el grado de fusión parcial medio variaría entre 3.5 y 7% aproximadamente, y para $D = 0.03$ entre 1.5 y 5% ambos para la ya citada concentración del pirolito de RINGWOOD (1966). Proporcionalmente variarían los rangos en cada grupo de rocas.

Otras aproximaciones al grado de fusión parcial pueden obtenerse si se emplean diferentes elementos, pero siempre con los problemas de establecer previamente el valor de D y la C_0 correspondiente.

Se ha realizado también el cálculo a partir de La y Ce (tabla 50). Para estimar el valor de D^{La} y D^{Ce} se han tomado diferentes K_D de ambos elementos, a partir de recopilaciones de distintos autores (p. eje. FREY et al. 1978, WOOD, et al. 1980,) y se ha supuesto una fuente peridotítica con $0.1 \gg 0px \gg Cpx \gg Gr$. Los valores de D obtenidos para ambos elementos varían entre 0.01 y 0.03 para La, y 0.01 a 0.04 para Ce.

TABLA.- 50

GRADO DE FUSION PARCIAL (A PARTIR DE La Y Ce).

	La Co x 6		La Co x 9		Ce Co x 6		Ce Co x 9			
	D=0.01	D=0.02	D=0.01	D=0.02	D=0.01	D=0.02	D=0.01	D=0.02	D=0.03	D=0.04
	A.O.B.	2.3	1.3	3.9	2.9	6.2	5.2	9.8	8.8	7.9
Bsn.	1.8	0.8	3.2	2.2	4.6	3.6	7.4	6.4	5.4	4.5
M.O.	1.7	0.7	3.0	2.0	4.5	3.5	7.2	6.2	5.3	4.3
M.O.N.	1.8	0.8	3.2	2.2	4.0	3.0	6.5	5.5	4.6	3.6
M.O.	1.1	0.06	2.1	1.1	2.9	1.9	4.8	3.8	2.9	1.8
L.O.	1.5	0.5	2.7	1.7	2.9	1.9	4.9	5.9	2.9	1.9

Para estos D, si se supone que el manto donde se generaron estas rocas tiene contenidos de La y Ce condriticos (p. eje. La = 0.329 ppm y Ce = 0.865 ppm. (NAKAMURA, 1974)), puede comprobarse que el máximo contenido que cabría esperar de La y Ce en estas rocas vendría dado por:

$$\frac{C_L^i}{C_0^i} = \frac{1}{D^i} \quad C_L^i = \frac{C_0^i}{D^i}$$

en nuestro caso el La máximo que podría tener el líquido sería por consiguiente 33 ppm. para $D = 0.01$ o inferior para D mayores; y el Ce de 87 ppm. o inferior. En cualquiera de los casos no podrían justificarse las concentraciones de los magmas primarios de Campos de Calatrava. Esta observación ha sido realizada para otras áreas ya desde GAST (1968), llevando a los distintos autores a suponer un enriquecimiento en determinados elementos en el manto superior, especialmente en tierras raras ligeras (LREE). Así KAY y GAST (1973) suponen enriquecimientos de 2 a 5 veces el valor condritico y FREY et al. (1978) 6 a 9 veces el valor condritico para LREE.

Si calculamos el grado de fusión parcial de nuestras rocas con un modelo con 2 a 5, el valor condritico para La y Ce y para $D^{La} = 0.01$ y 0.02 y de $D^{Ce} = 0.01$ y 0.04 obtenemos: grados de fusión parcial negativos para uno o para los dos elementos. Para valores inferiores de D (≈ 0.005) obtendríamos grados de fusión en cualquier caso muy bajos para enriquecimientos de 2. Por el contrario, los resultados son más coherentes si suponemos enriquecimientos 6 a 9 x condrita (tabla 50). Como puede verse los resultados son muy variables, pero sigue siendo superiores para basaltos olivínicos alcalinos, e inferiores para melilititas olivínicas; las leucititas oliví-

nicas se asemejan por grado de fusión a melilititas olivínicas y melilititas olivínicas nefelínicas. Los valores obtenidos para $D^{La} = 0.02$ y $La = 6$ x condrita son válidos teóricamente pero posiblemente muy pequeños para poder ser separables físicamente del manto (WAFF, 1980).

En resumen, podemos decir que existen diferentes modelos para evaluar el grado de fusión parcial, según el elemento a partir del cual partamos, y la composición de la fuente original. Los valores más coherentes se obtienen a partir del P_2O_5 , con porcentajes decrecientes al pasar de basalto olivínico alcalino a basanita, nefelinitas olivínicas, melilitita olivínica nefelínica y melilititas olivínicas. El cálculo a partir de La y Ce proporciona similares conclusiones, mientras que se rechaza el cálculo a partir del K_2O . Según el modelo escogido, los basaltos olivínicos alcalinos se formarían por fusiones medias entre 2.3 y 10%, las basanitas entre 1.8 % y 8 %, las nefelinitas olivínicas entre 1.7 y 7.5 %, las melilititas olivínicas nefelínicas entre el 1.8 y el 6.5 %, las melilititas olivínicas entre 1 y el 5 % y las leucititas olivínicas entre 1.5 y 5.5 %.

Por ser el más empleado por otros autores seguiremos en general el criterio de tomar como valor del grado de fusión parcial el obtenido a partir del P_2O_5 , considerándolo totalmente incompatible ($D = 0$) (tabla 49).

8.4.3.- Naturaleza del residuo.

El averiguar la naturaleza del residuo peridotítico tras la fusión parcial tiene gran interés por ser ésta uno de los factores que condiciona la distribución de elementos menores y porque permite, por comparación, averiguar la naturaleza

de las fases que han intervenido en la fusión. En principio vamos a considerar únicamente las fases principales, ya que las accesorias, si bien pueden influir decisivamente en la concentración de determinados elementos, son más complejas de evaluar.

El cálculo de la composición del residuo se ha efectuado a partir del programa XLFAC (STORMER y NICHOLLS, 1978) suponiendo que se consumiera todo el P_2O_5 , utilizando todos los elementos mayores, menos H_2O y expresando todo el hierro como FeO . El programa recalcula el análisis a 100 por lo que los valores del grado de fusión parcial varían ligeramente con respecto a los de la tabla 49 (1 ó 2 unidades en el primer decimal). El cálculo del residuo se ha efectuado a partir del piroilito y de la lherzolita granatífera (tabla 51 y 52).

Una vez obtenida la composición química del residuo, hemos obtenido su composición modal teórica, suponiendo una mineralogía de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y granate. Esta ha sido calculada de dos formas:

a.- por ajuste de reacciones, mediante el programa GENMIX de LE MAITRE (1981) igualando la reacción:
residuo = olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + granate
se han tomado como composiciones de los minerales, las obtenidas por GREEN (1972) a $1250^\circ C$ y 30 Kb, en los que el Al_2O_3 se distribuye no sólo en el granate sino también en los piroxenos, - excepto para el olivino por no ser una fase para la analizada por GREEN (1972).

b.- Mediante el programa MANTLE de SMYTH (1981) en él se calcula la norma del manto a 30 Kb, basándose en los datos experimentales existentes. Se especifican además los tipos de olivino, piroxeno y gra

TABLA.- 51

COMPOSICION DEL RESIDUO (I).

	BASALTO OLIVI.		BASANITAS		NEF. OLIV.	
	Pir.	Lher.	Pir.	Lher.	Pir.	Lher.
SiO ₂	45.51	46.59	45.59	46.61	45.72	46.65
Al ₂ O ₃	2.87	0.93	2.90	0.94	3.04	0.99
FeO _t	8.28	7.12	8.29	7.12	8.32	7.14
MnO	0.14	0.12	0.14	0.12	0.14	0.12
MgO	39.82	44.20	39.80	44.19	39.39	44.04
CaO	2.40	0.79	2.37	0.78	2.38	0.79
Na ₂ O	0.41	0.12	0.34	0.12	0.40	0.12
K ₂ O	0.05	0.12	0.06	0.12	0.08	0.12
TiO ₂	0.51	0.02	0.52	0.02	0.53	0.03
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% Fusión	7.48	2.50	7.45	2.49	6.18	2.06

TABLA.- 52

COMPOSICION DEL RESIDUOS (II).

	M.O.N.		M.O.		L.O.	
	A	B	A	B	A	B
SiO ₂	45.78	46.67	45.77	46.66	45.47	46.57
Al ₂ O ₃	3.14	1.03	3.24	1.07	3.15	1.04
FeO _t	8.35	7.15	8.38	7.16	8.48	7.19
MnO	0.14	0.12	0.14	0.12	0.14	0.12
MgO	39.10	43.94	38.81	43.82	39.15	43.95
CaO	2.47	0.82	2.52	0.84	2.58	0.86
Na ₂ O	0.42	0.12	0.47	0.14	0.47	0.14
K ₂ O	0.04	0.11	0.07	0.12	0.07	0.08
TiO ₂	0.57	0.04	0.61	0.06	0.63	0.06
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% Fusion	5.36	1.79	4.30	1.44	5.19	1.73

A.- Pírolito

B.- Lherzolita con granate.

nate, así como las fases accesorias. No incluye -
fases hidratadas.

En la tabla 53 se exponen los resultados obtenidos, -
pudiendo comprobarse la similitud por uno u otro método. Para
el pirolito el Opx. es sistemáticamente más alto y Cpx, y Gr.
más bajo mediante el cálculo por ajuste de reacciones que por
la norma a 30 kb. El olivino es muy similar por ambos métodos.

En el cálculo mediante la norma a 30 Kb (SMYTH, 1981),
los resultados no suman 100 pues existe además ilmenita, ----
aproximadamente un 1 % para el residuo del pirolito y 0.1 % o
menos para el de la lherzolita. Esta fase, podría no aparecer
si se tomara como modelo un pirolito con menos TiO_2 , que el -
deducido a partir de los basaltos de HAWAII, FREY et al (1978)
señalan que 0.3-0.4 de TiO_2 en el pirolito podría ser un va--
lor más coherente para las rocas de Australia que haría de--
saparecer la ilmenita como fase con el residuo.

En el residuo, con respecto al material primario, au--
menta notablemente en todos los casos la proporción de ortopi--
roxeno, y ligeramente la proporción de olivino. Clinopiroxeno
y granate disminuyen en el residuo indicando su mayor partici--
pación en la fusión. En la misma tabla se indica el porcenta--
je de cada fase en el residuo sin recalcular a 100, es decir,
contando con el porcentaje del fundido. Podríamos así escri--
bir "ecuaciones" de este tipo:

$$\begin{aligned} & 55.1 \times O1 + 18.8 \times Opx + 15.0 \times Cpx + 11.1 \times Gr + \\ & + 54.3 \times O1 + 22.4 \times Opx + 9.6 \times Cpx + 7.5 \times Gr + \\ & + 6.2 \text{ fundido de N.O.} \end{aligned}$$

Como puede observarse en esta "ecuación" o en el resto
de las "ecuaciones" análogas la formación de nefelinitas oli-

TABLA.- 53

COMPOSICION MODAL DE LOS RESIDUOS.

	RESIDUO DE PIROLITO						RESIDUO DE LHERZ. GRAN.					
	A			B			B			Gr.		
	Ol	Opx	Cpx	Gr	Ol	Opx	Cpx	Gr	Ol	Opx	Cpx	Gr
Sin fusión	55.1	18.8	15.0	11.1	57.3	13.6	17.0	10.8	64.5	26.0	6.5	2.9
A.O.β.	1	60.0	21.9	10.8	7.3	60.3	16.7	12.5	9.5	65.7	27.2	4.9
	2	55.5	20.3	10.0	6.8	55.8	15.5	11.6	8.8	64.0	26.5	4.7
Bsn.	1	59.6	22.7	10.4	7.3	59.4	17.5	12.0	10.1	65.4	27.5	4.7
	2	55.1	21.0	9.6	6.8	55.0	16.2	11.1	9.3	63.7	26.8	4.6
N.O.	1	57.9	23.9	10.2	8.0	58.5	17.8	12.6	10.1	65.0	27.6	4.9
	2	54.3	22.4	9.6	7.5	54.9	16.7	11.8	9.5	63.6	27.0	4.8
M.O.N.	1	57.0	23.8	10.7	8.5	57.3	18.1	12.8	10.7	64.5	27.7	4.9
	2	53.9	22.5	10.1	8.0	54.2	17.1	12.1	10.1	63.4	27.2	4.8
M.O.	1	56.2	23.6	11.0	9.2	58.7	15.9	13.6	10.6	64.5	27.5	5.2
	2	53.8	22.6	10.5	8.8	56.2	15.2	13.0	10.2	63.5	27.1	5.1
L.O.	1	58.5	20.6	11.8	9.1	58.7	16.1	13.3	10.7	64.8	27.2	5.0
	2	55.4	19.6	11.2	8.6	55.6	15.3	12.6	10.2	63.7	26.7	4.9

A.- por ajuste de reacciones

B.- norma 30 kb.

1.- reducido a 100

2.- sin reducir a 100

vínicas tiene lugar por fusión de Cpx. > Gr >> Ol, con aumento de Opx. en el residuo. Este incremento de ortopiroxeno podría explicarse por fusión incongruente de clinopiroxeno. Estos datos coinciden con los datos experimentales. Así EGGLEER (1975), describe a 27 Kb la reacción diopsido + fosterita + CO₂ ⇌ enstatita + líquido, mostrando que tanto diopsido como fosterita funden incongruentemente. También BREY y GREEN (1977) señalan dicha fusión incongruente en presencia de CO₂ según la reacción : olivino + clinopiroxeno (diopsido, jadeita, etc..) + (fundido₁ con H₂O y CO₂) + (fundido₂ con larnita + nefelina + H₂O + CO₂) + granate + ortopiroxeno.

Atendiendo a la participación relativa de las distintas fases en el fundido podemos ver que en general para el -- cálculo por ajuste de reacciones, funden Cpx > Gr >> Ol, mientras que para el cálculo de la norma 30 Kb Cpx >> Ol > Gr. En la tabla 54 se ponen de manifiesto, las relaciones Cpx/Gr y - Cpx/Ol para las distintas rocas y modelos. La relación Cpx/Gr en el fundido aumenta de basalto olivínico alcalino a melilitita olivínica, por el contrario la relación Cpx/Ol disminuye indicando la mayor participación de Cpx y Ol en el fundido de las melilititas olivínicas y la mayor participación de Gr en la de los basaltos olivínicos alcalinos, aunque siempre en menor proporción que Cpx. La participación de las distintas fases en el fundido de la leucitita olivínica, es similar a --- grandes rasgos a los de la nefelinita olivínica. El cálculo - de la moda teórica, mediante ajuste de reacciones a partir de modelo lherzoltico no es posible obteniéndose valores de granate negativos.

TABLA.- 54

RELACIONES ENTRE FASES EN EL FUNDIDO.

	PIROLITO		LHERZOLITA GR.
	A Cpx : Gr : O1	B Cpx : Gr : O1	B Cpx : Gr : O1
A.O.B.	1 : 0.9 : 0	1 : 0.4 : 0.3	1 : 0.4 : 0.3
Bsn.	1 : 0.8 : 0	1 : 0.2 : 0.4	1 : 0.3 : 0.4
N.O.	1 : 0.6 : 0.1	1 : 0.2 : 0.4	1 : 0.2 : 0.5
M.O.N.	1 : 0.6 : 0.2	1 : 0.1 : 0.6	1 : 0.1 : 0.6
M.O.	1 : 0.5 : 0.3	1 : 0.15 : 0.3	1 : 0.1 : 0.7
L.O.	1 : 0.7 : 0	1 : 0.1 : 0.4	1 : 0 : 0.5

A: Ajuste de reacciones.

B: Norma 30 Kb.

8.4.4.- Condiciones de formación deducidas a partir de los --
elementos mayores.

La aplicación del modelo de FREY et al. (1978), a las rocas volcánicas de Campos de Calatrava, permite concluir que los porcentajes y condiciones de fusión en esta región son -- análogos a los deducidos para la serie análoga de Tasmania ex tudiado por aquel autor.

Unicamente los basaltos olivínicos alcalinos de la re gión volcánica central española, parecen haberse formado por porcentajes inferiores de fusión parcial, más similares a las basanitas de esta misma región.

Como hemos señalado, el paso en la generación de magmas, de melilititas olivínicas a nefelinitas olivínicas, bas nitas, basaltos olivínicos alcalinos, se realiza mediante un incremento paulatino del grado de fusión parcial. Este paso - se caracteriza asimismo por una disminución del contenido en CaO y un aumento de Al_2O_3 . Estas variaciones pueden explicar - se por un aumento relativo del clinopiroxeno residual en el - manto y disminución del granate hacia los basaltos. La dismi - nución del grado de subsaturación en el mismo sentido provoca asimismo el incremento en el olivino y disminución de ortopi - roxeno, en la fase sólida residual.

Esta tendencia justificaría la también mencionada (ca - pitulo 7^a) variación en la sílice que aumenta de melilitita - olivínica a basalto olivínico alcalino y del MgO que lo hace en sentido contrario (inversamente al ortopiroxeno residual y directamente al olivino).

Dentro de cada grupo litológico, las pequeñas diferencias composicionales en K_2O , P_2O_5 , TiO_2 , Ne/Ab o CaO/Na_2O , -- puede ser atribuidas a pequeñas variaciones en el grado de fusión parcial.

Según FREY et al (1978) la relación CaO/Na_2O de los fundidos refleja la relación CaO/Na_2O (diopsido/jadeita) del clinopiroxeno coexistente. La relación CaO/Na_2O tiende a disminuir de basaltos a nefelinitas con la disminución del grado de fusión parcial con fundidos equilibrados, con clinopiroxenos cada vez más ricos en jadeita. En nuestro caso la distribución es bastante heterogénea (fig. 87), aunque en conjunto se observa una tendencia a aumentar en melilititas olivínicas; ello se explica (BREY y GREEN, 1975, 1976; BREY, 1976, EGGLEY y MYSEN, 1976) por la modificación que dicha relación puede experimentar en presencia de CO_2 .

La relación CaO/MgO aproximadamente constante en todas las melilititas olivínicas del mundo (BREY, 1978), que es muy superior a la de las kimberlitas, es un indicador según dicho autor de que la fusión parcial de las melilititas olivínicas ha tenido lugar dentro de las condiciones de P y T en las que es estable la dolomita; mientras que las rocas con una relación muy inferior CaO/MgO (como las kimberlitas) se originarían dentro del campo de estabilidad de la magnesita - ($P > 30$ Kb).

BREY (1978) estudia las melilititas olivínicas de distintas regiones del mundo: Hawaii, Balcones (Texas), N. Hessen y Urach (Alemania) y Africa del Sur. En ese orden se aprecia dis

243

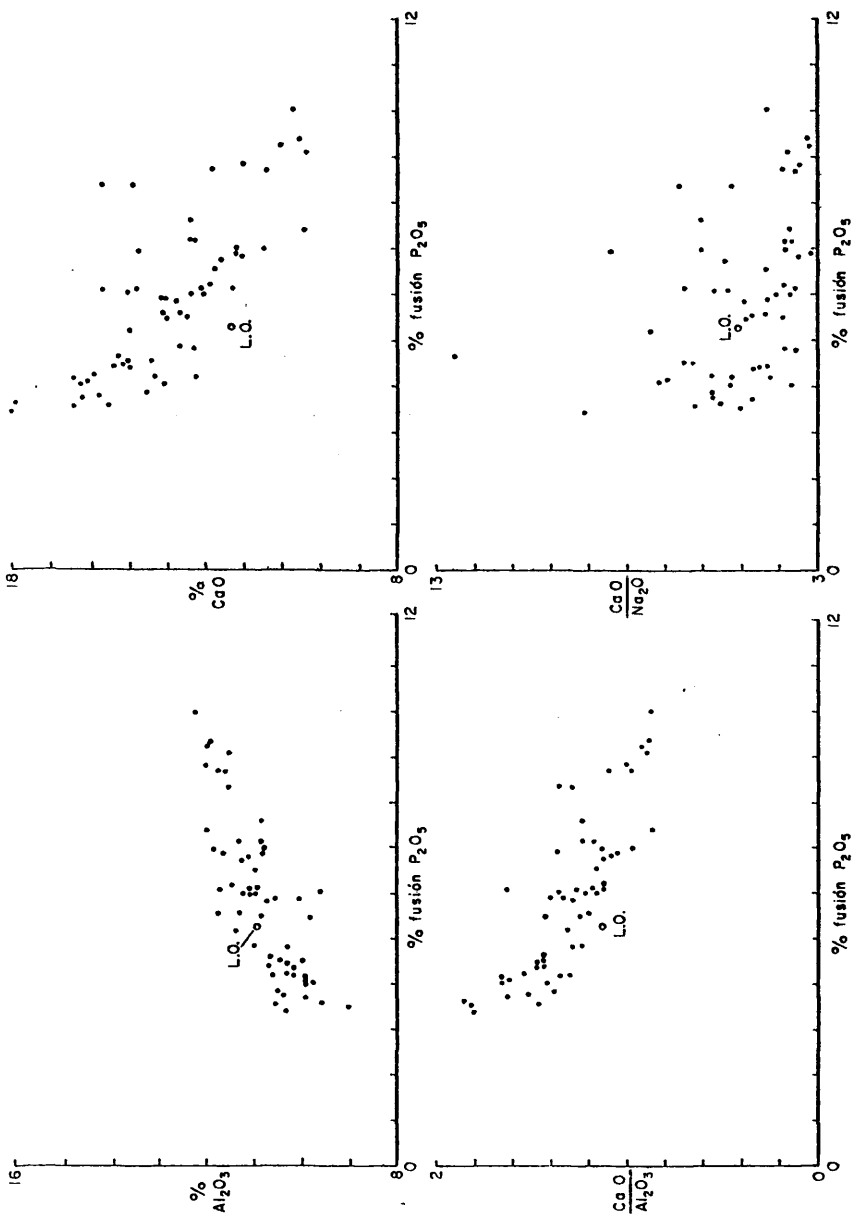


Fig. 87

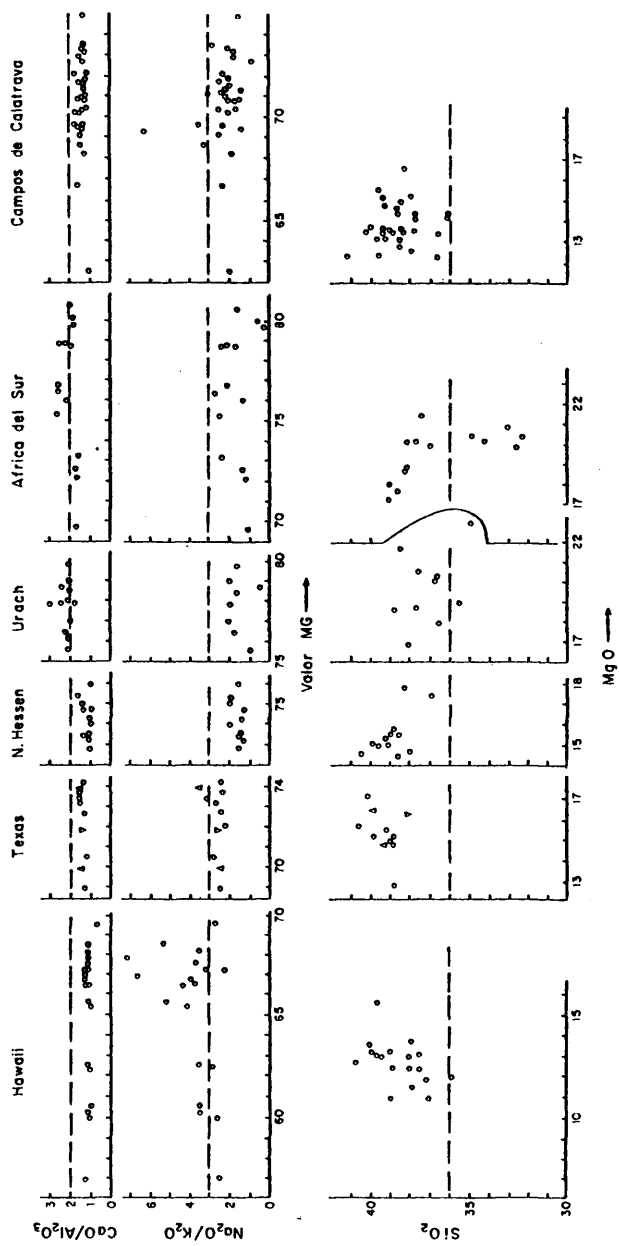
FUSION-MAYORES

minución en las relaciones Al_2O_3/TiO_2 y Na_2O/K_2O mientras que CaO/Na_2O , CaO/Al_2O_3 y $(CaO + MgO)/SiO_2$, aumenta y la relación CaO/MgO permanece aproximadamente constante. Si las comparamos con las rocas con melilita de Campos de Calatrava (figs. 88 y 89; Tabla 55), podemos apreciar su similitud en general con las rocas de Texas, N. Hessen y Tasmania, si bien con mayores relaciones de CaO/MgO . Por el contrario se alejan en composición de las Urach y Africa del Sur. Los contenidos en P_2O_5 y K_2O , y por tanto el grado de fusión parcial, son también bastante similares en todas ellas.

Las relaciones CaO/Al_2O_3 , CaO/Na_2O y $(CaO + MgO)/SiO_2$ marcarían similares porcentajes en CO_2 para las melilititas olivínicas de Ciudad Real y de Texas, Hessen y Tasmania, y -- muy inferiores a los de Urach y Africa del Sur. Estas mismas semejanzas podrían señalarse en cuanto a profundidad de formación, directamente proporcional a la relación $(CaO + MgO)/SiO_2$ (BREY, 1978). Las melilititas de Ciudad Real se habrían originado a profundidades inferiores a las de Urach y Africa del Sur, y superiores a las de Hawaii y N. Hessen.

Todo ello señalaría que las melilititas olivínicas de Ciudad Real, han podido formarse en condiciones similares a las de Tasmania, es decir a unos 27 Kb y 1150° - 1200° C con 7-8% de H_2O y 6-7% de CO_2 por fusión parcial aproximadamente -- del 4.5-5 % de una fuente peridotítica.

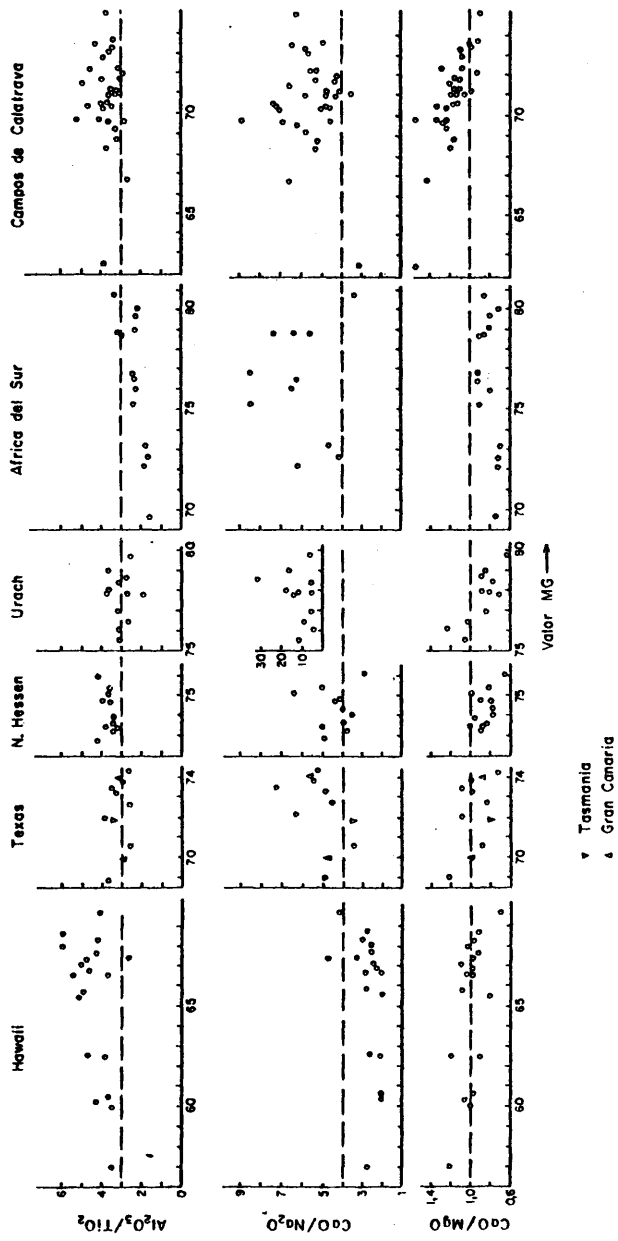
El aumento de la relación H_2O/CO_2 podría, según el esquema de FREY et al. provocar la formación de nefelinitas olivínicas. La basanita se formaría por mayor grado de fusión -- con muy baja proporción de CO_2 análogamente a la basanita de Tasmania (\approx 30 Kb, 1200° - 1250° C -5-10% H_2O en el magma). Similares condiciones podrían suponerse para los basaltos olivínicos alcalinos.



▽ Tasmania
 ▲ Gran Canaria

COMPARACION ENTRE MELILITITAS OLIVINICAS
 Fig. 88

216



COMPARACION ENTRE MELILITITAS OLIVINICAS

Fig. 89

COMPARACION ENTRE DISTINTAS MELILITITAS OLIVINICAS DEL MUNDO.

	C...Real	Hawaii*	Texas*	Hessen*	Tasmania* (2927)	Urach*	Spiege) River	Salpetre Kop	Suther- land
SiO ₂	38.5	38.0	39.2	39.6	38.0	36.5	38.0	37.2	33.3
Al ₂ O ₃	10.8	11.1	9.8	11.3	9.5	7.4	7.4	7.8	7.3
Fe ₂ O ₃	5.8	5.0	3.3	4.6	4.3	6.6	6.3	3.8	6.0
FeO	6.2	8.9	8.3	7.0	9.2	5.3	7.8	6.3	7.3
MnO	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	13.7	13.7	15.5	14.9	16.3	20.2	17.3	19.6	19.6
CaO	15.9	12.9	15.5	13.3	13.1	18.0	12.9	17.3	16.7
Na ₂ O	3.0	4.9	2.8	2.6	3.8	0.5	2.8	2.3	2.6
K ₂ O	1.4	1.3	1.2	1.8	1.4	1.4	2.1	1.5	2.0
TiO ₂	3.2	2.6	3.3	3.4	2.8	2.7	4.3	2.2	2.2
P ₂ O ₅	1.4	1.3	0.9	1.3	1.3	1.0	0.9	1.9	1.9
% Fus.	4.3	4.6	6.7	4.6	4.6	6.0	6.7	3.2	3.2
CaO/Al ₂ O ₃	1.5	1.2	1.6	1.2	1.4	2.4	1.7	2.2	2.3
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	3.4	4.3	3.0	3.3	3.4	2.7	1.7	3.6	2.3
CaO/Na ₂ O	5.4	2.6	5.5	5.1	3.5	36.0	4.6	7.5	6.4
CaO/MgO	1.2	0.9	1.0	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9	0.9
Na ₂ O/K ₂ O	2.1	3.8	2.3	1.4	2.7	0.4	1.3	1.5	1.3
(CaO+MgO)/SiO ₂	0.8	0.7	0.8	0.7	0.8	1.1	0.8	1.0	1.1

247

* Según BREY (1978).

** Todos los analisis están reducidos a 100 sin volátiles.

8.4.5.- Características del manto fuente de los magmas.

A partir de los elementos menores podemos también analizar cual debió ser la composición de la fuente original de los magmas (C_0). Conociendo la concentración en el magma primario, D y el grado de fusión parcial:

$$C_0^i = C_L^i (F + D^i(1 - F)) = C_L^i F + C_L^i \times D^i (1 - F)$$

si $D^i = 0$, es decir si consideramos que el elemento es totalmente incompatible $C_0^i = C_L^i \times F$; C_0^i sería mínimo para un C_L^i y un F dados.

En la tabla 56 se expone el C_0 mínimo para los distintos elementos y el enriquecimiento mínimo que por lo tanto ha tenido que tener el manto original con respecto a un modelo de composición condritica. Como puede comprobarse es necesario que la fuente original de estos magmas haya estado fuertemente enriquecida con respecto a la composición condritica, en muchos elementos para poder justificar las concentraciones observadas en las rocas. Aún suponiendo que la composición del manto no es condritica, sino que está enriquecida en los elementos litófilos del orden de dos veces (SUN y NESBITT, 1977) o 2.5 veces (FREY et al. 1978) este enriquecimiento no es suficiente para justificar la mayoría de los C_0 mínimos calculados, tanto si se toma el modelo pirolítico como el lherzolítico.

Si $D \neq 0$ el enriquecimiento será aún superior. En la tabla 57 se intenta una mayor aproximación utilizando coeficientes de distribución de la bibliografía. El cálculo en este caso es más impreciso, pues a los posibles errores en la valoración del grado de fusión parcial se unen los del cálculo del

COMPOSICION "MINIMA" Y ENRIQUECIMIENTO "MINIMO" CONDRICTICO.

	La		Ce		Ba		Zr		Nb		Rb		Sr		
	C ₀	Enr.	C ₀	Enr.	C ₀	Enr.	C ₀	Enr.	C ₀	Enr.	C ₀	Enr.	C ₀	Enr.	
A.O.B.	A	4.5	13.7	5.5	6.4	56	14.7	17.7	2.9	2.0	5.1	2.8	4.2	69.6	6.3
	B	1.5	4.6	1.8	2.1	19	4.9	5.9	1.0	0.7	1.8	1.0	1.4	23.2	2.1
Bsn.	A	5.3	16.1	7.0	8.1	55	14.5	18.7	3.0	2.6	6.7	2.5	3.7	66.0	6.0
	B	1.8	5.5	2.3	2.7	18	4.9	6.2	1.0	0.9	2.3	0.8	1.3	22.0	2.0
N.O.	A	4.4	13.4	5.9	6.8	54	14.2	16.6	2.7	1.9	4.9	2.3	3.4	58.2	5.3
	B	1.5	5.5	2.0	2.3	18	4.7	5.5	0.9	0.6	1.5	0.8	1.1	19.4	1.8
M.O.N.	A	3.8	11.6	5.6	6.5	46	12.0	15.1	2.4	1.9	4.9	2.1	3.1	56.2	5.1
	B	1.3	5.5	1.9	2.2	15	4.0	5.0	0.8	0.6	1.5	0.7	1.1	18.7	1.7
M.O.	A	4.1	12.5	5.8	6.7	34	8.9	12.4	2.0	1.8	4.6	1.4	2.1	69.6	6.3
	B	1.4	4.3	1.9	2.2	11	3.0	4.1	0.7	0.6	1.5	0.5	0.7	23.2	2.1
L.O.	A	4.2	12.8	6.9	8.0	60	15.8	20.6	3.3	1.3	3.3	13.3	19.9	54.9	5.0
	B	1.4	4.3	2.3	2.7	20	5.3	6.9	1.1	0.4	1.0	4.4	6.6	18.3	1.7

A: Pirolito.

B: Lherzolita con Granate.

TABLA.- 57

CALCULO DEL ENRIQUECIMIENTO CONDRIITICO.

CONDRIITA (ppm)	% Fus.	La	Ce	Ba	Zr	Y	Nb	Rb	Sr	Ti
		0.329	0.865	3.8	6.2	2.1	0.39	0.67	7.5	1250
A.O.B.										
	Pir.	7.47	7.6	14.9	4.4	3.6	8.7	5.1	7.9	2.4
	Pir.	7.47	7.8	14.9	4.7	4.0	8.5	5.2	8.0	2.5
	Lh. Gr.	2.49	3.0	5.1	1.9	1.8	5.4	2.2	3.3	-
Bsn.										
	Pir.	7.44	9.7	14.8	4.7	3.7	11.6	4.6	7.4	2.3
	Pir.	7.44	9.9	14.8	5.0	4.4	11.2	4.6	7.5	2.5
	Lh. Gr.	2.48	3.8	5.1	2.0	1.8	7.1	1.9	3.1	-
N.O.										
	Pir.	6.17	8.5	14.4	4.6	3.8	9.3	4.3	6.8	2.4
	Pir.	6.17	8.8	14.4	4.9	4.3	9.0	4.3	7.0	2.5
	Lh. Gr.	2.06	3.4	5.0	2.1	1.9	5.9	1.9	3.0	-
M.O.N.										
	Pir.	5.35	8.4	12.3	4.5	4.3	10.2	4.2	6.9	2.2
	Pir.	5.35	8.6	12.3	4.9	5.0	9.9	4.2	7.1	2.4
	Lh. Gr.	1.78	3.4	4.2	2.1	2.2	6.8	1.9	3.1	-
	Pir+Flo 1%	5.35	8.4	14.6	4.7	4.2	10.4	5.1	6.9	2.3
M.O.										
	Pir.	4.30	9.2	9.2	4.3	5.3	11.3	3.0	9.1	2.0
	Pir.	4.30	9.7	9.2	4.6	5.9	10.4	2.0	9.5	2.1
	Lh. Gr.	1.43	3.8	3.2	2.0	2.6	7.6	1.5	4.2	-
	Pir+Flo 2%	4.30	9.2	13.6	4.8	5.3	11.2	5.8	9.3	2.2
L.O.										
	Pir.	5.18	10.5	16.1	6.4		7.1	26.4	6.9	1.6
	Pir.	5.18	10.7	16.1	6.7		6.8	26.4	7.0	1.6
	Lh. Gr.	1.73	4.3	5.6	2.9		4.8	12.2	3.0	-

230

residuo y los de la estimación de los K_D

En la tabla 58 se resumen los K_D utilizados, estos son valores medios y más frecuentes de los empleados en la bibliografía reciente, de los que FREY et al. (1978) presentan una amplia recopilación. Además de estos se han considerado los datos de ALLEGRE et al. (1977), MINSTER y ALLEGRE (1978), BESWICK y CARMICHAEL (1978), PEARCE y NORRY (1979), WOOD (1979) WASTSON (1980), etc. Como valores condriticos se han empleado los de NAKAMURA (1974) y los recopilados por SUN y NESBITT (1977).

Como manto residual hemos utilizado tres modelos: el calculado a partir del pirolito mediante ajuste de reacciones (ver apartados anteriores) y que figura el primero en las tablas y los calculados mediante la norma a 30 Kb (SMYTH, 1981), para el pirolito y para la lherzolita granatífera.

La tabla 57 muestra el valor del enriquecimiento con respecto a la condrita para los tres modelos y para los distintos elementos. Co y Ni no se incluyen pues su enriquecimiento tomando como FREY et al. (1978) Co = 110 ppm. y Ni = 2000 ppm. es prácticamente nulo (≈ 1). El cromo no puede analizarse pues su elevada concentración en el manto hace que se comporte como elemento mayor. Como puede apreciarse los enriquecimientos para cada elementos son bastante similares entre los distintos tipos de rocas para el modelo lherzolitico por un lado y los modelos piroliticos por otro. Las mayores diferencias corresponden a melilititas olivínicas nefelínicas, melilititas olivínicas y leucititas olivínicas y serán analizadas más adelante.

TABLA.- 58

RESUMEN DE LOS Kds UTILIZADOS.

	La	Ce	Ba	K	Rb	Sr	Ti	Nb	Y	Zr	Co	Ni
Olivino	0.008	0.007	0.001	0.001	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	3	12
Ortopiroxeno	0.008	0.003	0.001	0.001	0.02	0.01	0.1	0.15	0.2	0.03	2	4
Clinopiroxeno	0.07	0.10	0.002	0.002	0.05	0.1	0.3	0.10	0.5	0.1	1.2	2
Granate	0.003	0.01	0.002	0.001	0.02	0.01	0.3	0.10	2	0.3	2	0.4
Hornblenda	0.2	0.2	0.4	1	0.3	0.4	1.5	0.8	1	0.5	3-8	12
Flogopita	0.04	0.03	1.1	2.7	3.1	0.08	0.9	0.10	0.03	0.6	3.8	7

W
R

Con respecto al modelo de manto condritico podemos ver que, en lo que se refiere a los enriquecimientos "medio" para el modelo pirolítico:

La > Ba > Ce, Nb > Sr > Zr > Rb > Y

y para el thersolítico:

La > Nb > Ba > Ce, Sr > Zr, Rb, Y

los enriquecimientos para el pirolito serian del orden de 7.5 a 16 x condrita para La, Ba, Ce, Nb y Sr y entre 4 y 5 para Y, - Zr, Rb y 5 a 7.5 para La, Ba, Nb y 2 a 3 para el resto.

Con ello podemos además efectuar una aproximación a -- cual debio de ser la composición del manto donde se originaron estas rocas (tabla 59). Si consideramos un manto enriquecido, del orden de 2 veces el valor condritico (SUN y NESBITT, 1978), obtendríamos aún así notables valores de enriquecimiento que -- serían para el modelo pirolítico:

La > Ba > Rb > Nb > Ce > Sr > Zr > Y

y para la thersolita:

La > Nb > Rb > Ba > Ce > Sr > Zr > Y

En la figura 90 se representa la concentración de distintos elementos normalizados al valor del manto de SUN y NES--BITT (1978), los elementos están en orden aproximado de valor de D. Las variaciones son similares para la mayor parte de los grupos, destacando únicamente el comportamiento diferente de -- las leucititas olivínicas.

TABLA.- 59
 COMPOSICION Y ENRIQUECIMIENTO MEDIO DE LA FUENTE PARA LA SERIE
 A.O.B. + M.O.

			PIROLITO			LHERZOLITA GRANA.		
	Condrita	Manto*	Fuente	Enriquecimiento		Fuente	Enriquecimiento	
				A	B		A	B
La	0.329	0.64	5.3	16	8.2	2.5	7.5	3.9
Ce	0.865	1.73**	7.8	9	4.5	2.6	3	1.5
Ba	3.8	7.1	57	15	8	19	5	2.7
Zr	6.2	11.0	31	5	2.8	12.4	2	1.1
Y	2.1	5.0	8.4	4	1.7	4.2	2	0.8
Nb	0.39	0.62	3.5	9	5.6	2.3	6	3.8
Rb	0.67	0.45	3.0	4.5	6.7	1.3	2	3.0
Sr	11.0	23.0	82.5	7.5	3.6	33	3	1.4
Ti(%)	-	0.125	0.3	-	2.4	-	-	-
Co	110	110	110	1	1	110	1	1
Ni	2000	2000	2000	1	1	2000	1	1

* SUN y NESBITT, (1977) y FREY et al (1978)

**Ce manto= Ce condritico x 2.

A: Condritico.

B: Manto.

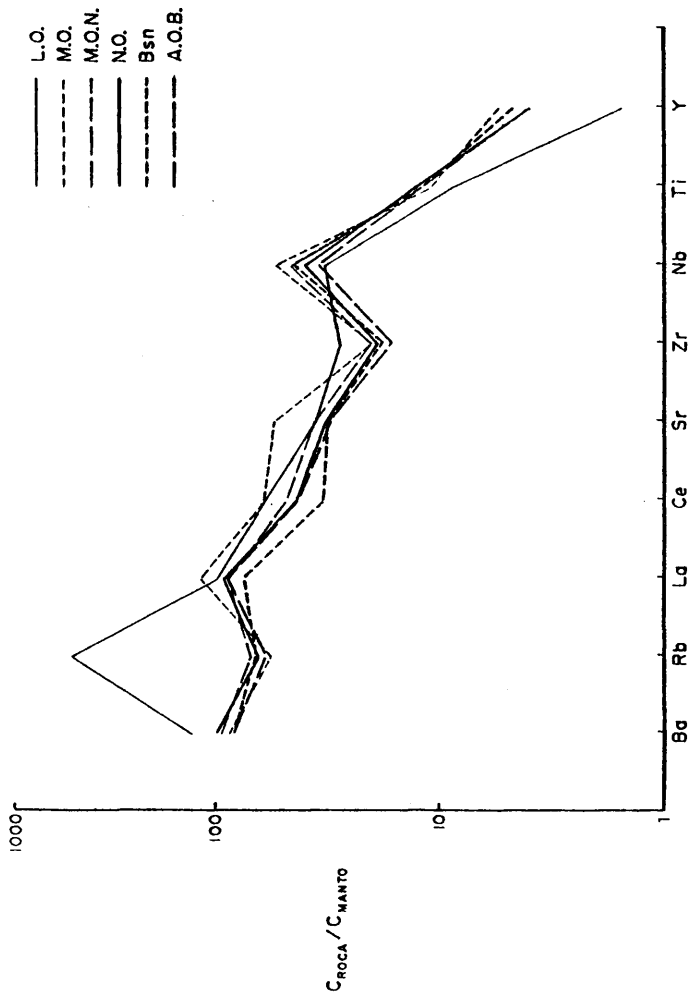


Fig.90-CONCENTRACION ROCA /CONCENTRACION MANTO, EN LOS DISTINTOS GRUPOS

En la tabla 60 y en la figura 90 se comparan, para los distintas rocas, los valores observados con los calculados con los D y residuos antes mencionados (siempre con $D_{P_{205}} = 0$). Se han tomado los enriquecimientos medios y iguales para todos los tipos de rocas, suponiendo por lo tanto que el manto donde se originaron es homogéneo a la escala de la región. La gran coincidencia de los resultados confirma la validez del modelo; esto mismo puede verse en la 91 donde se comparan las concentraciones normalizadas al valor del manto de SUN y NESBITT (1978) observadas y calculadas.

Al margen de las leucititas olivínicas, las mayores diferencias corresponden a melilititas olivínicas y en especial al cálculo de Ba, Rb, Zr, y Sr; los dos primeros, contrariamente a la pauta normal, disminuyen en melilititas olivínicas con respecto a los otros términos, mientras que Zr aumenta, pero poco. La tendencia a aumentar la concentración de los elementos menores con el paso basalto olivínico alcalino-melilitita olivínica, es lógica al disminuir en ese sentido el grado de fusión parcial y variar el D muy poco de una a otra roca ($C_L \approx C_0/F$). El comportamiento anómalo de Ba y Rb no puede por lo tanto justificarse por diferencias en el grado de fusión ya que, si supusiéramos una mayor fusión para justificarlos, no podríamos hacerlo con el resto de las concentraciones de los elementos menores. No cabría por lo tanto otra solución que variar D y por lo tanto la naturaleza del residuo.

Si repasamos los K_{Ds} del Ba (tabla 58) de 0.001 para O1 y Opx y 0.002 para Cpx y Gr. vemos que por mucho que varíemos las proporciones relativas de unos y otros el D total no va a variar substancialmente. Es necesario por tanto introducir en el residuo una nueva fase cuyo K_D^{Ba} , sea notablemente superior; este sería el caso de horblenda $K_D \approx 2.7$.

TABLA.- 60

COMPARACION ENTRE CONCENTRACIONES OBSERVADAS Y CALCULADAS.

Modelo	La x16 x7.5	Ce x9 x3	Ba x15 x5	Zr x5 x2	Y x4 x2	Nb x9 x6	Rb x4.5 x2	Sr x7.5 x3	TiO ₂ (%) x.24	Co x1	Ni x1
A.O.B.	Observ.	61	73	747	236	25	38	930	3.14	49	244
	Pir	60	86	752	267	28	33	886	3.18	46	259
	Pir	59	85	751	254	28	33	871	3.04	46	261
	Lh. Gr.	69	74	732	248	30	33	845	-	43	225
Bsn.	Observ.	71	94	744	251	26	34	886	3.10	47	226
	Pir	60	88	755	270	28	33	897	3.23	46	257
	Pir	60	86	755	250	24	33	881	3.04	46	262
	Lh. Gr.	69	74	735	247	28	33	848	-	43	227
N.O.	Observ.	74	96	870	269	26	37	941	3.34	47	245
	Pir	70	102	906	293	27	39	1037	3.41	46	256
	Pir	69	98	905	275	24	31	1005	3.22	46	261
	Lh. Gr.	79	84	878	262	27	37	949	-	43	226
M.O.N.	Observ.	71	105	852	282	29	40	1049	3.23	47	257
	Pir	78	113	1042	314	27	43	1140	3.52	46	259
	Pir	77	109	1042	288	23	43	1115	3.30	46	261
	Lh. Gr.	86	92	1005	269	26	40	1029	-	43	228
	Pir+1% Flo.	76	112	876	298	26	35	1135	3.34	-	-
M.O.	Observ.	96	135	791	289	35	33	1619	3.02	47	253
	Pir	93	132	1291	338	26	50	1330	3.71	46	261
	Pir	90	126	1290	316	24	50	1276	3.51	46	267
	Lh. Gr.	98	105	1233	291	26	45	1152	-	43	226
	Pir+2% Flo.	89	132	874	303	27	25	1305	3.32	-	-
L.O.	Observ.	80	133	1154	396	26	257	1057	2.27	56	213
	Pir	80	114	1075	309	33	44	1153	3.49	46	262
	Pir	79	112	1075	294	34	44	1141	3.37	46	258
	Lh. Gr.	98	93	1036	273	33	41	1047	-	43	226

62

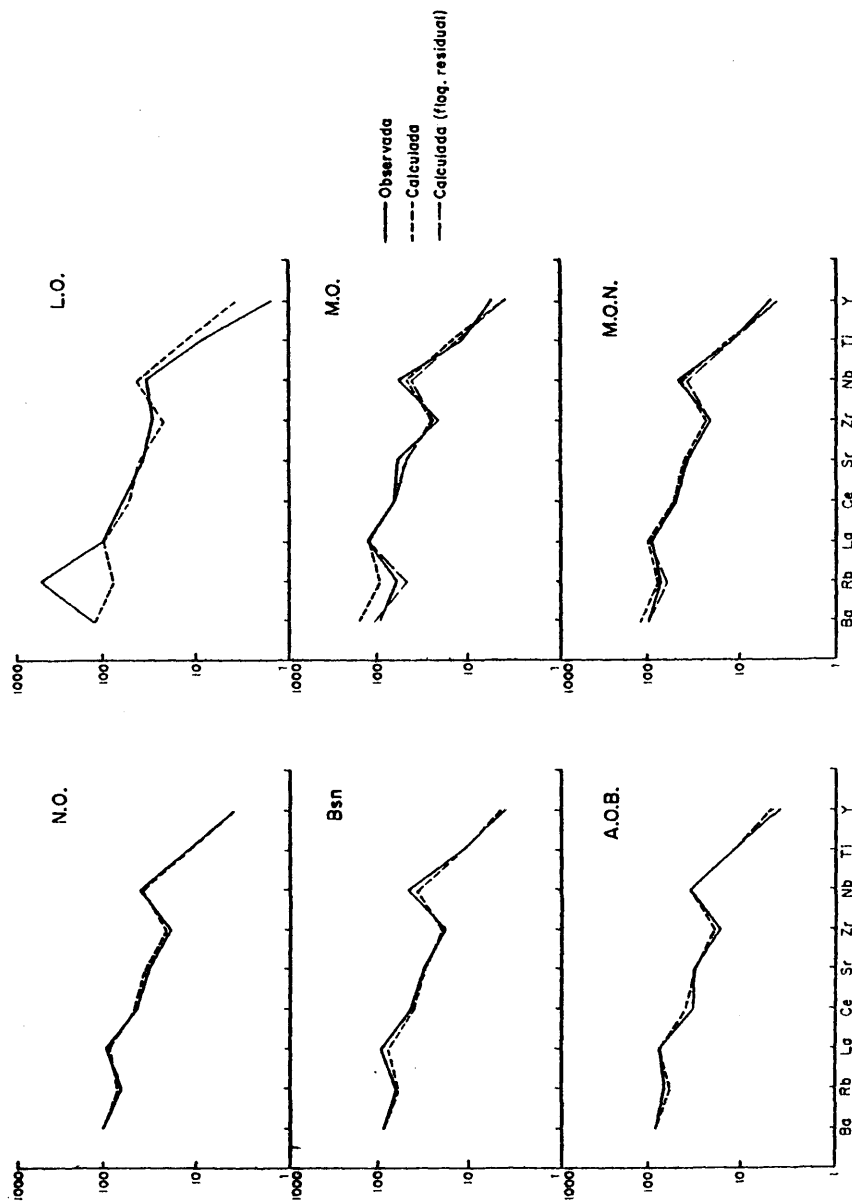


Fig. 91.- CONCENTRACION ROCA/CONCENTRACION MANTO, OBSERVADA Y CALCULADA

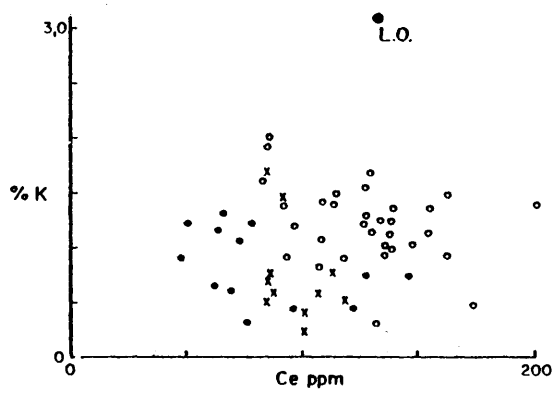
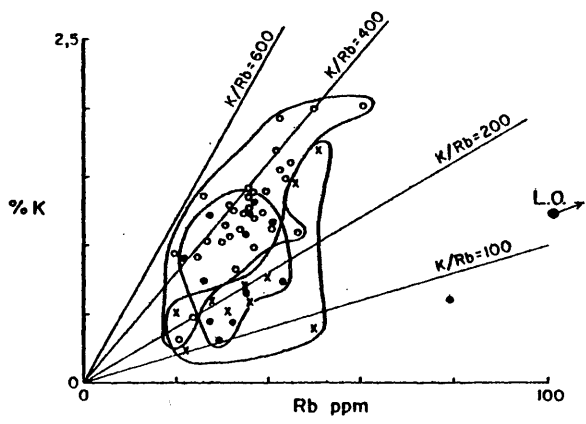
Si proyectamos las rocas de Ciudad Real en un diagrama K-Rb (fig. 92) podemos ver que melilititas olivínicas y melilititas olivínicas-nefelínicas, se sitúan en la zona de mayor relación K-Rb (media 342 y 365 respectivamente) frente a basaltos olivínicos alcalinos (231), basanitas (234) y nefelinitas olivínicas (204). Las leucititas olivínicas con una relación de 120 se salen del diagrama. SUN y HANSON (1975), interpretan que, para una fuente homogénea, la menor relación K/Rb puede indicar la presencia de anfibol en el residuo, mientras que la mayor relación K/Rb indicaría la presencia de flogopita residual.

Así, para melilititas olivínicas, el D pasaría de ser $1,20 \times 10^3$ para un residuo anhidro a $12,2 \times 10^{-3}$ para un residuo con 1 % de flogopita a $23,2 \times 10^{-3}$ para un 2 %. Tomando para las melilititas olivínicas un 2 % de flogopita en el residuo, el enriquecimiento, anormalmente bajo, para el Ba, pasa de 9.2 a 13.6 más coherente con la "fuente" de las otras rocas. La concentración calculada (para el modelo pirolítico 1^a) pasa de 1291 ppm a 874 ppm. mucho más similar al valor observado. Igualmente las concentraciones de las melilititas olivínicas nefelínicas están más de acuerdo con proporciones de 0.5-1 % de flogopita residual. Las proporciones sería muy inferiores para el modelo lherzolítico (0.3-0.7 %).

La adición al residuo de estos porcentajes de flogopita produce también un descenso en la concentración de Rb y Zr más acorde con lo observado, mientras que las variaciones en los otros elementos son insignificantes. (Fig. 60).

Por el contrario, el Sr de las melilititas olivínicas es más elevado que el calculado y no mejora para la adición de flogopita al residuo. La solución sería disminuir el grado de

367



- AOB, Bsn
- MO, MON
- x NO

Fig. 92

de fusión parcial o variar D . Para ello sería necesario modificar el contenido en una fase con elevado K_D para Sr y no diferente a la de los otros minerales para los demás elementos. -- Probablemente un K_D del Sr diferente del utilizado o una mayor participación de clinopiroxeno en el fundido o una ligera menor proporción del grado de fusión podrían justificar esta concentración.

Diferencias menores entre concentración observada y -- calculada pueden apreciarse en las basanitas. Ello puede ser -- debido a una incorrecta valoración de su grado de fusión parcial del P_2O_5 , muy similar a los basaltos olivínicos alcalinos. Si la diferencia entre uno y otro fuera mayor (menor fusión -- parcial para basanitas) como indican otros elementos fuertemente incompatibles como La o Ce, estas pequeñas diferencias podrían admitirse perfectamente.

El Co y Ni son perfectamente coherentes, para los valores supuestos para el manto por FREY et al. (1978), demostrando una vez más la naturaleza esencialmente primaria de estas rocas.

Se ha incluido además en las tablas el Ti ya que si -- también este elemento, como también K o Na no pueden considerarse elementos menores ($\leq 1\%$) en los magmas, si lo son en la roca que funde parcialmente.

El modelo pirolítico de RINGWOOD (1966), que hemos venido utilizando, basado en la mezcla con rocas de Hawaii, tiene un contenido posiblemente demasiado elevado en TiO_2 (y K, Na y tal vez P, RINGWOOD, 1975). Ello es la causa de la aparición de ilmenita en la norma a 30 Kb, calculada a partir de él.

Si en lugar de 0.71 % de TiO_2 (\equiv 0.426 % Ti) en dicho pirolito tomamos la composición calculada para el manto por SUN y NESBITT (1977), de 0.125 % de Ti (\equiv 0.214 % TiO_2), análogo al de otros modelos pirolíticos (RINGWOOD, 1975), obtenemos enriquecimientos para el manto "fuente" de las rocas de Ciudad Real - de 2.4 (tabla 59), es decir contenidos en TiO_2 de la fuente de 0.5 % de TiO_2 .

Los valores de TiO_2 calculados de este modo son similares a los observados (tabla 60). El descenso en el contenido - en TiO_2 en melilititas olivínicas queda plenamente justificado por la mencionada presencia de flogopita residual.

En resumen, a partir del modelo expuesto podemos ver - que la formación de basalto olivínico alcalino, basanita, nefelinita olivínica, melilitita olivínica nefelínica, melilitita olivínica pueden justificarse por fusión parcial, en proporción decreciente de una peridotita granatífera, única enriquecida en elementos incompatibles en diferentes grados y en la que la flogopita ha podido ser una fase residual esencial - para melilitita olivínica y melilitita olivínica nefelínica.

8.4.6.- Origen de las leucititas olivínicas.

Hemos dejado aparte en la discusión, en muchos casos, a las leucititas olivínicas; señalando que en ocasiones no se ajustaban al modelo planteado. La génesis de estas rocas debe, ser similar a la de las otras rocas potásicas mundiales y por consiguiente es muy controvertida.

GUPTA y YAGI (1980), resumen las hipótesis existentes sobre el origen de rocas potásicas: en aquellas relacionadas - con contaminación o asimilación (SHAND, 1933, RITTMAN, 1933, - HOLMES y HARWOOD, 1932; WILLIAMS, 1936; GORAI, 1940; HOLMES, -

1950 y 1965), diferenciación (HOLMES, 1932; WADE y PRIDER, --- 1940; O'HARA y YODER, 1967), reabsorción de mica y anfíbol (BOWEN, 1928), refinado zonal (HARRIS, 1957), transporte gaseoso (LINDGREEN 1933, RITTMAN, 1933). Estos autores concluyen como hipótesis para la generación de rocas potásicas máficas y ultramáficas, la fusión parcial de un manto superior compuesto por peridotita granatífera con flogopita, basándose en argumentos tanto de petrología experimental como geoquímicos.

GUPTA et al (1977) y GUPTA y YAGI (1980) consideran la paragénesis Fo + Di + Lc + Ne, que caracteriza las leucititas olivínico-nefelínicas del Morrón de Villamayor, como una de las paragénesis primarias fundamentales, descrita por HOLMES y HARWOOD (1931), en varias localidades de Uganda.

La posibilidad de la existencia de flogopita en el manto ha sido sugerida por numerosos autores YODER y KUSHIRO (1969) MODRESKI y BOETTCHER (1972 y 1973), FORBES y FLOWER (1974); --- GUPTA et al (1976). MODRESKI y BOETTCHER (1972 y 1973) concluyen que la flogopita puede ser estable hasta profundidades de 75 Km en regiones del manto con fuerte gradiente geotérmico y persistir hasta 175 Km. con gradiente geotérmico bajo.

En el caso de las leucititas olivínicas del Morrón de Villamayor, éstas poseen frente a las otras rocas de la región enriquecimientos notablemente superiores en Rb (6 a 8 veces), K (2 a 4 veces), Cr (1.6 a 1.9 veces), Zr (1.4 a 1.7 veces), Ba (1.3 a 1.55) y Co (1.2).

En el modelo calculado para el resto de las rocas de la región, existen también ligeras diferencias en el contenido de Ce (tabla 60), éstas podrían explicarse por grados ligeramente inferiores de fusión parcial; lo que llevaría mayores en

riquecimientos para análogos D. Esto es justificable si observamos los cuadros del grado de fusión parcial (tablas 49 y 50) en las que a partir del P_2O_5 (los empleados en el modelo), se obtienen similares rangos de fusión para leucititas y nefelinitas olivínicas, pero este grado de fusión es menor si se parte del K_2O o si se parte de La o Ce, con los que se obtiene valores de fusión más similares a los de melilititas olivínicas nefelínicas o melilititas olivínicas.

Más difícil de justificar son los contenidos en TiO_2 , y Rb. Los dos primeros están empobrecidos con respecto a las otras rocas mientras que Rb (como por otra parte K) notablemente enriquecidos. El Y no se considera, por no ser válida la medida por su interferencia con el Rb en fluorescencia de rayos-X.

El descenso de Ti en la leucitita olivínica, no puede ser debido al grado de fusión que, de disminuir, aumentaría la concentración de titanio en el líquido. Este cambio habría de justificarse, por tanto, o por una composición inicial (C_0) distinta a la de la fuente de las otras rocas (del orden de 0.32 % de TiO_2 frente a 0.5 %), o por un fuerte aumento de D, o por la existencia en el residuo sólido de una fase con alto K_D^{Ti} ; esta podría ser anfiból ($K_D^{Ti} \approx 1.5$) o flogopita ($K_D^{Ti} \approx 0.9$). Aproximadamente un 5 % de la primera o un 8 % de la segunda en el residuo explicarían el descenso de TiO_2 en las leucititas olivínicas.

El incremento tan destacado de Rb podría intentar justificarse por disminución del grado de fusión parcial, pero como hemos señalado éste no podría ser grande en función de las concentraciones de los otros elementos. Para valores de D normales sería imposible obtener estas concentraciones ni para Rb -

original condrítico, ni enriquecido 4.5 veces, como en las --- otras rocas, ya que C_0/C_L ha de ser mayor que D (al ser $F = (C_0/C_L - D) / (1 - D)$) serían necesarios enriquecimientos de 25 veces el valor condrítico. Para $D = 0$ la fusión tendría que -- ser del orden de 1.1 % para enriquecimientos de 4.5 veces el - valor condrítico, o enriquecimientos de 20 veces para lograr - rangos de fusión análogos a los calculados mediante P_2O_5 .

La existencia en el residuo de una mayor proporción de una fase con K_D alto de Rb (flogopita u hornblenda) (como po--- dría deducirse del contenido en TiO_2) provocaría el efecto con- trario, es decir el descenso del Rb calculado frente al observ- vado.

Sólo queda por tanto admitir o una fuente distinta que para las otras rocas, fuertemente enriquecida en Rb (y en K) con la intervención en la fusión de una fase mayoritaria potási- ca (anfíbol o mica).

En la tabla 61, se comparan los valores medios de algu- nas relaciones para basaltos olivínicos alcalinos, melilititas olivínicas y leucititas olivínicas, con la de anfíboles y mí- cas (PHILPOTT y SCHNETZLER, 1970). Las leucititas olivínicas - presentan menor K/Rb y Ba/Rb y mayor K/Sr, Ba/Sr y Rb/Sr; que las otras rocas, ello hace pensar más en la participación de - flogopita que en la de anfíbol en la formación de leucititas - olivínicas; dicho mineral se caracteriza justamente por sus ma- yores valores de Rb y Ba con menores relaciones de K/Rb y Ba/- Rb y mayores de K/Sr, Ba/Sr y Rb/Sr.

El contenido elevado en cromo debe justificarse por -- una participación en la fusión de fases ricas en este elemento como clinopiroxeno y granate.

TABLA.- 61
COMPARACION DE RELACIONES ENTRE K, Rb, Ba, y Sr, PARA A.O.B., M.
O., L.O. FLOGOPITA Y ANFIBOL.

	A.O.B.	M.O.	L.O.	Flogopita	Anfíbol.
K/Rb	231	342	120	200	1700
Ba/Rb	20	24	4.5	11	20
K/Sr	9.5	7.0	29	800	3.5
Ba/Sr	0.8	0.5	1.1	50	0.3
Rb/Sr	0.04	0.02	0.24	4	0.01

Todo ello estaría por lo tanto de acuerdo con lo propuesto por GUPTA y YAGI (1980).

Las leucititas olivínicas se habrían podido formar por lo tanto por fusión parcial de una peridotita con flogopita, fuertemente enriquecida en incompatibles y potasio (tabla 62) y en la que la flogopita participaría de forma esencial en el fundido.

8.4.7.- Implicaciones petrogénéticas de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

En el capítulo 6º, hemos indicado que en cuanto a relaciones isotópicas se refiere, podíamos distinguir dos grupos de rocas; uno constituido por leucititas olivínicas y melaleucititas olivínicas caracterizado por sus elevadas relaciones isotópicas de estroncio (0.7065 a 0.7071) y otro, constituido por el resto de las rocas, en las que las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales eran muy inferiores (0.7031 a 0.7037).

En este último grupo los valores de la relación isotópica son similares a los de otras rocas basálticas procedentes del manto (TATSUMOTO, 1978; HOFMANN y HART, 1978). Además en este grupo la relación isotópica presentaba una tendencia ligera, pero clara, a la disminución al pasar de basalto olivínico alcalino a melilititas olivínicas mostrando por consiguiente correlaciones con los elementos que varían en este sentido; por ejem. correlación positiva con SiO_2 y Al_2O_3 y negativa con MgO , CaO , P_2O_5 y elementos menores como La, Ce, Y, Nb, Sr (figs. 93 y 94).

Se trata por lo tanto de explicar esencialmente dos datos:

- Las diferencias de relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre los dos

TABLA.- 62

COMPOSICION Y ENRIQUECIMIENTO DE LA FUENTE PARA LAS LEUCITITAS -
OLIVINICAS.

	PIROLITO		ENRIQUECIMIENTO	
	Fuente L.O.	Fuente A.O.B.-M.O.	Condrita	Manto
La	5.3	5.3	16	7
Ce	9.1	7.8	10	4
Ba	61	57	16	6
Zr	40	31	6.5	3
Nb	3	3.5	7	5
Rb	18	3.0	26	12
Sr	76	82.5	7	3
Ti	0.2	0.3	-	1.6
Co	110	110	1	1
Ni	2000	2000	1	1

287

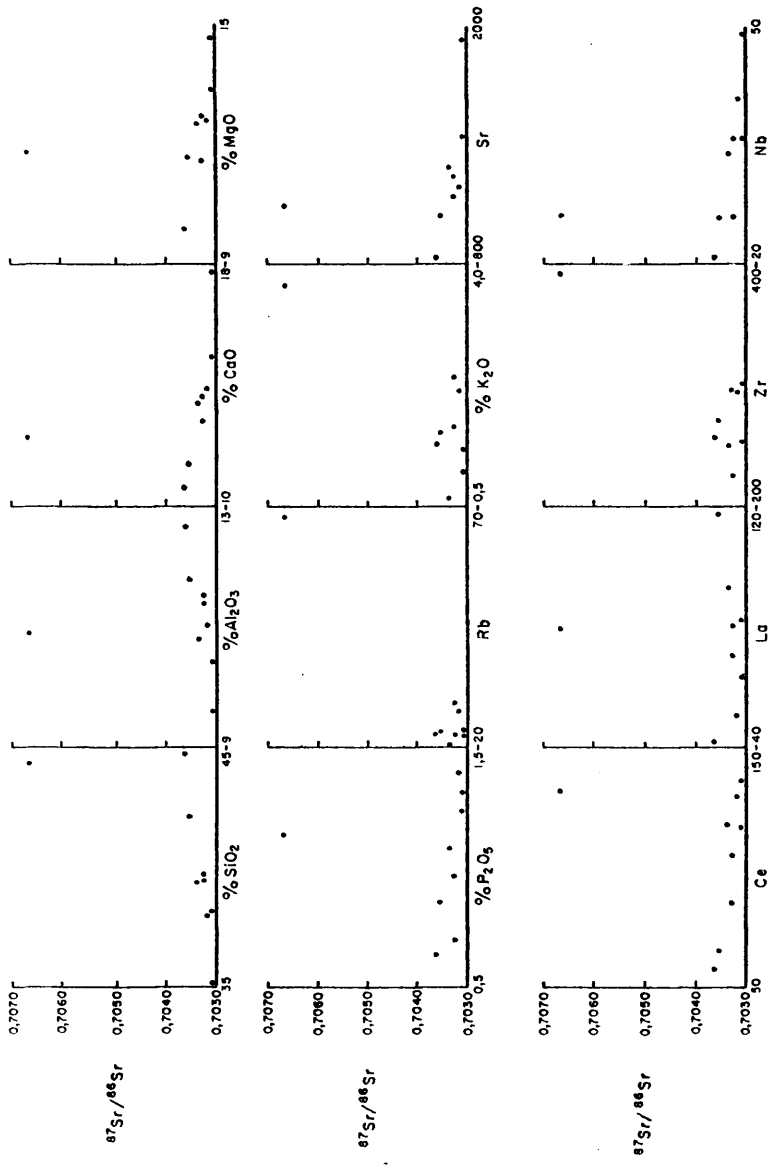


Fig. 93.-DIAGRAMAS $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - elementos (I)

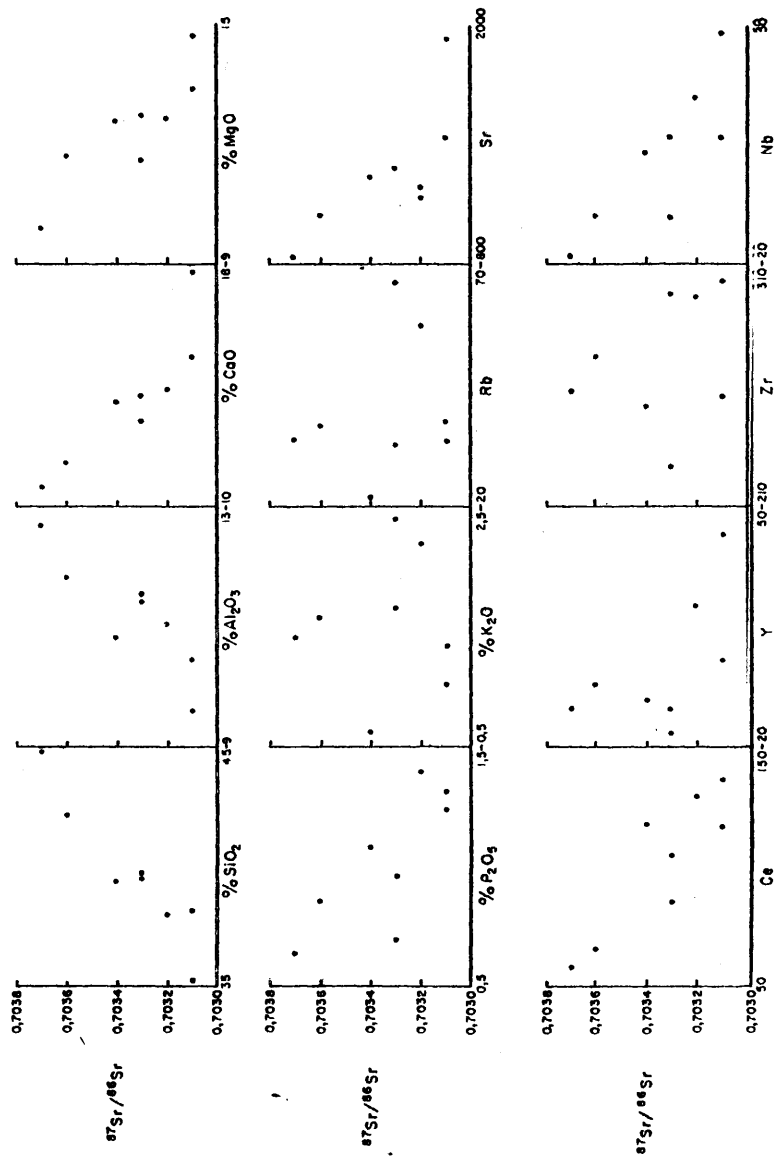


Fig. 94.-DIAGRAMAS $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - elementos (II)

- grupos: leucititas olivínicas y el resto de las rocas,
- las diferencias entre las rocas del segundo grupo, si es que son significativas.

Un análisis de las causas de estas últimas ha sido efectuado por ANCOCHEA y DEL MORO (1981), descartando la posible actuación de procesos de alteración, contaminación o diferenciación en la génesis de las mencionadas diferencias isotópicas.

8.4.7.1.- Diferenciación.

Parte de estas diferencias podrían intentar justificarse como resultado de procesos de diferenciación. Sin embargo, está generalmente admitido (excepto p. ejem. O'HARA 1973 y 1975) que la cristalización fraccionada no produce variaciones en la relación isotópica inicial. Estas aunque, pudieran producirse no serían de entidad por la escasa fraccionación que, como hemos visto, ha afectado a las rocas, y por la naturaleza de las fases que pueden haberse fraccionado, y, en cualquier caso, no justificarían el porque las diferencias se producirían siempre en el mismo tipo de rocas.

En el caso de las melaleucititas olivínicas la acumulación de olivino, fase pobre en Sr radiogénico, si podría ser su abundancia (20-25 %), la responsable de la disminución de la relación isotópica frente a las leucititas olivínicas de fraccionación isotópica durante la cristalización.

8.4.7.2.- Contaminación o mezcla.

En el caso melilitita olivínica- basalto olivínico alcalino, el incremento en la relación isotópica, va acompañado

de un aumento de SiO_2 y Al_2O_3 (fig. 94), ésto podría hacer pensar que la variación podría ser debida a contaminación o mezcla con un material de origen o influencia cortical. Sin embargo, esto puede rechazarse, al margen de los argumentos sobre la posibilidad física de una contaminación efectiva, por no existir en cambio correlación de la relación isotópica con K - Ni Rb y por los valores característicos de roca primaria de Cr, Ni o del valor MG. La ausencia de correlación entre Rb y Sr es también considerada por BROOKS et al (1976) como prueba de la no existencia de procesos de mezcla.

Los datos geoquímicos, experimentales e incluso también de afloramiento, permiten rechazar la idea de mezcla de magmas de naturaleza básica que justificarían solamente los valores "primarios" de Cr y Ni y valor de MG.

En el caso de las leucititas olivínicas y melaleucititas olivínicas podría pensarse también que la elevada relación isotópica del estroncio podría ser debida a contaminación o mezcla. La mezcla de un magma del tipo basalto olivínico alcalino a melilitita olivínica, con rocas o magmas corticales justificarían el incremento en Rb y K (fig. 93), que existe al pasar de un grupo a otro. Sin embargo, no podría justificarse el que las leucititas olivínicas, siguieran teniendo análogos contenidos en SiO_2 , Al_2O_3 , CaO y MgO y elementos incompatibles. se puede por tanto, rechazar que las leucititas olivínicas puedan proceder por contaminación o mezcla de algunos de los otros tipos encontrados.

Tampoco parece realista invocar la contaminación de un magma aún más ultrabásico, y que no afloraría, con material cortical, o de dos magmas uno más ultrabásicos que las melilititas olivínicas y otros más "ácido" que las leucititas oliví-

nicas, que tampoco aparecen representados en superficie.

La presencia de frecuentes enclaves sedimentarios en -- las leucititas olivínicas, puede hacer pensar en una posible -- contaminación. Sin embargo, la aureola de reacción de estas rocas es escasa y la composición de la roca a escasos centímetros del enclave es análoga a la del conjunto (ANCOCHEA, 1974). Por otra parte, mientras que las melaleucititas olivínicas se caracterizan por la profusión de enclaves sedimentarios, la leucitita olivínicas, son más pobres en ellas, sin que pueda decirse, como hemos visto, que las diferencias entre unas y otras puedan ser debidas a asimilación.

Los valores de Cr, Ni y valor MG, característicos de rocas "primarias", la presencia de enclaves de lherzolita con espinela y la no existencia de otros tipos "intermedios" resultado de esa posible mezcla o contaminación, son datos poco compatibles con una hipótesis que involucre rocas o magmas "no primarios".

8.4.7.3.- Fusión parcial.

Partiendo de la base que las rocas estudiadas representan magmas primarios formados por fusión parcial, las diferencias en las relaciones isotópicas iniciales existentes podrían justificarse de dos maneras: fusión en desequilibrio o heterogeneidades del manto.

- Fusión en desequilibrio isotópico:

La validez de este mecanismo, propuesto entre otros por HARRIS, et al. (1972) y O'NIONS y PANKHURST (1974); FLOWERS et al. (1975) etc. ha sido recientemente puesto en duda por HOF---

MANN y HART (1978), en base a cálculos de la velocidad de difusión del Sr, pero sigue siendo aun aceptado por distintos valores (p. eje. BESWICK y CARMICHAEL, 1978), y objeto de controversia (BESWICK, 1978; ZINDLER, 1979; BESWICK y CARMICHAEL, 1980; FREY et al. 1980).

La fusión en desequilibrio niega uno de los principales principios de la geología isotópica del Sr (COX et al. 1979) y es que rocas derivadas de una misma fuente común (homogénea) o magma poseen idénticas relaciones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Si poseemos una fuente compuesta por minerales con diferentes contenidos en Rb, como puede ser el manto, al pasar el tiempo las fases con mas Rb poseerán relaciones isotópicas de Sr más elevadas. Esto ha sido sistemáticamente comprobado en numerosos xenolitos ultramáficos de origen mantélico. (PETERMAN et al 1970; BARRET, 1975; BUSWELL, 1975; BASU y MURTHY, 1976; DASH y GREEN, 1975; LEGGO y HUTCHISON, 1968; KUNO et al. 1972; PAUL, 1971; STUCKLESS y ERICKSON, 1975), STUEBER y IKRAMUDDIN, 1974; JAGOUTZ et al. 1980; etc....). Sin embargo, HOFFMAN y HART (1978), calculan que estos materiales son equilibrados en presencia de un fundido parcial en menos de 10^5 - 10^6 años.

Si no se admiten estos últimos datos (BESWICK, 1978; BESWICK y CARMICHAEL, 1978, 1980), los magmas con mayor relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pueden producirse por la incorporación preferente en el fundido de fases con mayor relación Rb/Sr y viceversa, los de menor relación isotópica.

La correlación existente entonces para todo el conjunto de rocas entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y Rb/Sr (fig. 95) se podría inter-

375

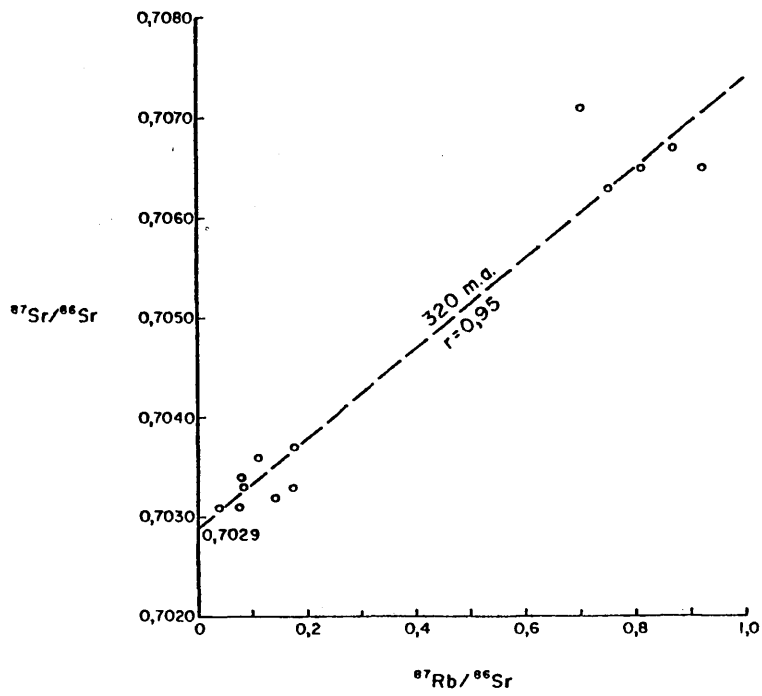


Fig. 95

pretar de esta manera. Las elevadas relaciones isotópicas de -- las leucititas olivínicas y melaleucititas olivínicas, se justifi-- carían por una mayor participación de flogopita en el fundido, totalmente en consonancia con lo deducido anteriormente, median-- te argumentos de geoquímica no isotópica.

Las diferencias de relación isotópica inicial de Sr de la "serie" basalto olivínico alcalino a melilitita olivínicas, si se considera que en su génesis no participan fases potási-- cas sino sólo clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y granate, sería necesario justificarlas de otra forma. En este caso (AN COCHEA y DEL MORO, 1981) la fase que concentra mayor Sr y me-- nor Rb/Sr es el clinopiroxeno siendo por tanto la de relación isotópica mas baja (STUEBER y IKRAMUDDIN, 1974, BURWELL , 1978, DASH y GREEN, 1975, BASU y MURTHY 1977 ...) por ello sería de esperar que de existir fusión en desequilibrio, habría una co-- rrelación negativa entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y Sr, así como una mayor -- participación en el fundido de clinopiroxeno en las rocas con menor relación isotópica.

La correlación negativa entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y Sr es clara (fig. 94) y la menor participación de clinopiroxeno en el fun-- dido que originó los basaltos olivínicos alcalinos con respec-- to a las melilititas olivínicas ha sido claramente señalado en el modelo que acabamos de desarrollar (tablas 53 y 54).

Si, como argumentábamos a partir de los elementos meno-- res, las melilititas olivínicas nefelínicas y las melilititas olivínicas, se formaron dejando flogopita residual, en el man-- to esta menor participación de la mica en el fundido tendería a disminuir la relación isotópica en el magma que forma estas rocas, como de hecho sucede.

Un modelo de fusión en desequilibrio justifica por lo tanto plenamente las variaciones encontradas en las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y concuerda totalmente con el modelo de fusión desarrollado por nosotros.

Han sido enfrentados con frecuencia (p. eje. COX et al 1976) el mecanismo de fusión en desequilibrio con las posibles heterogeneidades en el manto. Pero estas dos hipótesis no son incompatibles ya que, si bien cuando no se acepta la fusión en desequilibrio, es necesario suponer un manto heterogéneo -- para justificar las diferentes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales de distintos magmas primarios, por el contrario cuando se acepta una fusión en desequilibrio no es necesario suponer que el manto sea homogéneo. Ambos mecanismos fusión en desequilibrio y heterogeneidades, pueden darse simultáneamente.

Así en el caso de los Campos de Calatrava, la fusión en desequilibrio justifica las variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pero por los razonamientos expuestos en los apartados anteriores no es fácil obtener las leucititas olivínicas de la misma fuente que el resto de las rocas, sino de una fuente enriquecida en flogopita.

En resumen, si admitimos la fusión en desequilibrio, podríamos suponer dos fuentes esenciales (dos "mantos") uno -- que dió lugar a las leucititas olivínicas, (enriquecido en flogopita) y otro al resto de las rocas. Las variaciones en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en éstas últimas se justificaría por diferente participación de las fases en el fundido. La relación isotópica tan elevada de las leucititas olivínicas podría justificarse de idéntica manera, aunque no sería estrictamente necesario.

- Fusión en equilibrio isotópico.

Como acabamos de decir, el no admitir fusión en desequilibrio lleva consigo el que cada relación isotópica refleje la de su fuente en su totalidad (si no ha habido otros procesos) y con ello las diferentes relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ implican necesariamente fuentes distintas y manto heterogéneo.

Las leucititas olivínicas y melaleucititas olivínicas, se habrían formado por lo tanto a partir de un manto notablemente enriquecido en Sr radiogénico, probablemente, como hemos deducido, con notable presencia de flogopita. Su relación isotópica sería la de ese fragmento de manto.

En cuanto a las diferencias existentes entre basaltos olivínicos alcalinos y melilititas olivínicas, el principal problema es más que el explicar la heterogeneidad del manto para cada tipo de roca, el justificar porque una determinada heterogeneidad va ligada a una litología concreta.

En cualquiera de los casos (fusión en equilibrio o en desequilibrio) habríamos de admitir dos tipos esenciales de "mantos", uno fuertemente enriquecido sobre todo en Rb, K y otro también enriquecido, pero menos, en estos elementos. En el caso de fusión en equilibrio existiría un mayor enriquecimiento en Sr radiogénico (que tendría que ser igual al de toda la roca) mientras que si es en desequilibrio éste podría ser menor y afectar sólo a la fase potásica.

Si se admite que no ha existido fraccionación isotópica ni durante la fusión ni durante la cristalización, entonces la proyección de las relaciones isotópicas iniciales frente a $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ puede definir una pseudoisócrona y en el caso de ro-

cas primarias como las muestras una isócrona del manto pseudoisócrona (BROOKS et al. 1976).

Efectivamente, la proyección en un diagrama de este tipo de todas las determinaciones efectuadas en Campos de Calatrava definen una recta (fig. 95) con coeficiente de correlación 0.95 y cuya pendiente nos da una "edad" aparente aproximada de 320 m.a. Esta sería, según dicha interpretación, la edad a partir de la cual el manto heterogéneo, que dió lugar a las rocas volcánicas de esta región, permanece como sistema aislado isotópicamente, es decir la edad desde la que persisten dichas heterogeneidades o, probablemente, la edad de la formación de las heterogeneidades.

A la validez de este tipo de isocronas pueden ponerse distintas objeciones, la primera, en nuestro caso, sería la que está realizada a partir de dos nubes de puntos que, a los efectos de correlación, pueden considerarse como dos puntos (por los que siempre pasaría una recta, es decir $r=1$). Sin embargo, el utilizar valores medios de las nubes no es negativo sino incluso puede ser representativo (BROOKS et al 1976 b) y es empleado por ejemplo por COX et al. (1976) que asimilan a un punto las rocas con alto K de Roccamonfina (Italia) y a otro las de bajo K trazando con ellas una isócrona. Por otra parte, análogas correlaciones podrían obtenerse para exclusivamente el grupo de rocas basaltos olivínicos alcalinos a melilititas olivínicas, con pseudoisocronas entre 125 y 380 m.a.

Otras objeciones pueden hacerse si se supone que la relación Rb/Sr puede no ser la original. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ha de ser, en el modelo de fusión equilibrio isotópico, la misma que la de la fuente, sin embargo, la presencia de flogopita residual en el manto o la cristalización de una fase que

fraccione el Sr con respecto al Rb pueden modificar la relación Rb/Sr original. En ambos casos la isócrona podría girar y dar edades superiores a las verdaderas. BROOKS et al (1976 b) señalan la escasa entidad de esta variación de la relación Rb/Sr en la fusión parcial o en la cristalización, sobre todo si no interviene la plagioclasa (GAST, 1968).

La edad de 320 m.a. supuesta válida, es realmente coherente pues corresponde al Carbonífero, es decir, a la edad de la orogénia anterior que afectó a la zona.

Como resumen de las implicaciones petrogenéticas que permiten extraer el análisis de las relaciones isotópicas de Sr podemos decir:

- los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corresponden a rocas primarias originadas en el manto sin que le hayan afectado notablemente procesos posteriores.
- las diferencias encontradas en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre leucititas olivínicas y el grupo basalto olivínico a melilitita olivínica, responden en primer lugar a dos diferentes fuentes del manto.
- Una fusión en desequilibrio para los isótopos de Sr justificarían las diferencias isotópicas existentes entre, basalto olivínico alcalino a melilitita olivínica y los elevados valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las leucititas olivínicas. Dicho modelo confirmaría las conclusiones obtenidas a partir de la geoquímica de elementos mayores y menores.
- Una fusión en total equilibrio sugeriría que la zona de manto origen de estos magmas permaneció como sistema isotópicamente cerrado desde el hercínico.

8.4.8 Causa de las heterogeneidades y del enriquecimiento del manto.

Hemos visto como un modelo petrogenético razonable para las rocas volcánicas de Campos de Calatrava, exige que el manto del que proceden haya sido enriquecido en elementos incompatibles [IL y LREE y este enriquecimiento ha sido diferente para la serie basalto olivínico alcalino, basanita, nefelinita olivínica, melilitita olivínica nefelínica y melilitita olivínica, y para las leucititas olivínicas. Estas últimas exigirían un mucho mayor enriquecimiento en Rb y también ligeramente mayor en Ba y Zr (tablas 59 y 62).

Con ello se da por existentes heterogeneidades en el manto subcontinental donde se formaron estas rocas.

Para justificar estas diferencias se han desarrollado numerosas hipótesis, que envuelven generalmente un metasomatismo en el manto causado por distintos procesos.

El enriquecimiento podría ser producido por deshidratación de placa subducente que llevaría consigo sedimentos con elevadas relaciones isotópicas. Este mecanismo ha sido sugerido para rocas andesíticas (BEST, 1975; THORPE et al. 1976; THORPE y FRANCIS 1979, etc.) y para rocas alcalinas ultrapotásicas -- por ejemplo por VAN KOOTEN (1981) o CIVETTA et al. (1981). Al margen de los problemas de índole geodinámico que esta hipótesis conlleva, justificaría mal las bajas relaciones isotópicas observadas en basaltos olivínicos a melilititas olivínicas, al suponer la existencia de fluidos enriquecidos en Sr radiogénico para justificar las leucititas olivínicas distintos de los que enriquecieron el manto de los basaltos olivínicos alcalinos a melilititas olivínicas.

El metasomatismo en el manto subcontinental por adición desde la mesosfera o astenosfera de Ti, Al, Fe, Mn, La, Na, K, H₂O, CO₂, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, ha sido sugerido por LLOYD y BAILEY (1975). Fluidos posiblemente con CO₂ y H₂O con concentraciones en REE análogas a las de melilititas olivínicas, kimberlitas o carbonatitas que enriquecerían el manto desde la L.V.Z. han sido sugeridos por GREEN (1971), GREEN y LIEBERMANN (1976). Este metasomatismo sería precursor necesario del vulcanismo alcalino continental. (WASS y ROGERS, 1980).

El enriquecimiento metasomático podría efectuarse de diferentes maneras: asociado al movimiento de elevación en zonas rift (LLOYD y BAILEY, 1975), resultado de anteriores fusiones parciales, congelación de antiguas astenosferas enriquecidas, enriquecimiento por ascenso diapírico de una mesosfera empobrecida mezclada con astenosfera enriquecida (TATSUMOTO, 1978), etc...

Sin poder inclinarnos por uno u otro mecanismo de enriquecimiento para una fusión en equilibrio, un proceso separado en el tiempo del momento de fusión parece estar más de acuerdo con los datos de éste área. En una primera fase se produciría el enriquecimiento diferencial de al menos dos zonas (la fuente de basalto olivínico alcalino a melilitita olivínica y la de leucitita olivínica) y en la segunda se produciría la fusión parcial y salida al exterior de los magmas.

Un mecanismo de enriquecimiento más reciente simultáneo o antecesor inmediato del momento de formación del magma exigiría un enriquecimiento diferencial en Sr radiogénico y la participación de materiales de posible influencia cortical con mayor relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Para una fusión en desequilibrio isotópico el metasoma tismo sería independiente del tiempo pues la diferencia en Sr radiogénico sería debida a la participación en el fundido de - fases con mayor o menor relación Rb/Sr.

9.- DISCUSION Y CONCLUSIONES

9.1.- EVOLUCION ESPACIAL Y TEMPORAL DEL VULCANISMO

Las rocas más antiguas datadas son las leucititas olivínicas, que corresponden al Mioceno Superior (\approx 8.5.- 6.5 m.a.) Espacialmente estas rocas se caracterizan por su escaso volumen en comparación con el resto de los materiales emitidos (\approx 0.2% del total) y por su posición central con respecto al área de distribución de todos los centros, aunque al Oeste de la mayoría de ellos. Su singularidad litológica va acompañada por tanto por una singularidad temporal y también petrogenética ya que, como hemos visto, han debido formarse a partir de una fuente de manto diferente a la del resto de las rocas. Esta fuente debió de ser una peridotita rica en flogopita.

El campo de estabilidad de la flogopita puede extenderse en el manto, bajo condiciones de bajo gradiente geotérmico hasta 175 Km (MODRESKY y BOETTCHEr, 1972 y 1973), mientras que el del anfíbol es mucho menor. LLOYD y BAILEY (1975) sugiere que las lavas fuertemente potásicas (como las L.O.) se originan en áreas continentales de bajo gradiente geotérmico en la zona de estabilidad de la flogopita (bajo el nivel de estabilidad del anfíbol), mientras que los magmas sodopotásicos lo harían dentro ya del campo de estabilidad del anfíbol (donde puede coexistir con flogopita). Para áreas de bajo gradiente la banda de estabilidad de flogopita sólo se situaría aproximadamente entre 85 y 120 Km (gradiente de $30^{\circ}\text{C}/\text{Kb}$) y a profundidades menores a medida que el gradiente aumenta.

Estos podrían ser, por tanto, los rangos de profundidad de formación de las leucititas olivínicas del Morrón de Villamayor.

Tras una pausa en la que no existen dataciones, y probablemente tampoco manifestaciones volcánicas, se inicia una segunda etapa volcánica pliocena y pleistocena inferior (≈ 4.5 a 1.5 m.a.). Los magmas ya no tienen carácter ultrapotásico - sino sódico-potásico y siguen siendo ultrabásicos o básicos - alcalinos. Los datos cronológicos existentes no permiten afinar más sobre la evolución temporal, sin embargo el resto de los datos sí nos proporcionan claves evolutivas.

Según lo señalado por LLOYD y BAILEY (1975) estas rocas se formarían a menor profundidad que las leucititas olivínicas; las conclusiones de los trabajos experimentales indican profundidades del orden de 90 - 100 Km. Se había producido - por tanto una elevación de la zona de fusión parcial (elevación de las isotermas y elevación de la astenosfera). La salida de los magmas debió de ser rápida sin que se formaran cámaras magmáticas de importancia, como refleja la práctica inexistencia de diferenciados.

En el capítulo 5° concluimos que los afloramientos basálticos tenían en general mayor extensión (consecuentemente mayor volumen) y que su dispersión era mucho menor, concentrándose en una zona central.

Por otra parte, hemos visto que el paso M.O. \rightarrow N.O. \rightarrow A.O.B. es debido a un aumento en el grado de fusión parcial, que puede asimismo ir acompañado por una disminución en la profundidad de formación (p. ej. GREEN, 1971, KUSHIRO, 1972, etc.).

La concentración de una banda o zona central de los basaltos indicaría que en esta zona es donde el grado de fusión parcial ha sido mayor y probablemente la profundidad de formación menor. Los mapas de distribución del capítulo 5° reflejan

esta situación claramente; el mapa de distribución del P_2O_5 , (Fig. 96) (indicador del grado de fusión parcial) marca esos máximos de fusión centrales (mínimos de P_2O_5). La zonación aún no siendo perfecta, es notable.

No existen grandes diferencias entre N.O y M.O. en cuanto a distribución espacial se refiere, si bien las últimas abarcan zonas más amplias que las primeras. Esto puede ser debido a que el origen de una u otra no sólo está condicionado por el grado de fusión parcial sino también por la composición de la fase gaseosa en el manto (relación CO_2/H_2O).

En un modelo teórico sencillo esta zonación espacial litológica reflejaría por tanto la zonación en la anomalía térmica del manto: mayor (y más elevada) en el centro y menor (más profunda) en los bordes.

Quedaría sin embargo sin explicar el mayor número de afloramientos de M.O. y la existencia en las zonas centrales coexistiendo con los A.O.B. de N.O. y M.O. Esto es justificable si consideramos un modelo en el tiempo: para una anomalía que fuera creciendo (y ascendiendo) en el manto, tendríamos en primer lugar en las zonas centrales M.O. y N.O. sin casi ningún o ningún basalto; una evolución posterior con incremento y ascenso en la anomalía produciría basaltos en las zonas centrales relegando a las N.O. y M.O. a zonas cada vez más periféricas con menor anomalía térmica. Este esquema podría ser comprobado mediante un sistemático programa de dataciones, que debería indicar la mayor juventud relativa de la mayoría de los basaltos y la mayor antigüedad de M.O. en las partes centrales. En algunos casos, la morfología de los edificios basálticos parecen indicar esta zonación temporal, pero como vimos en el capítulo 4º no es posible afirmarlo taxativamente.

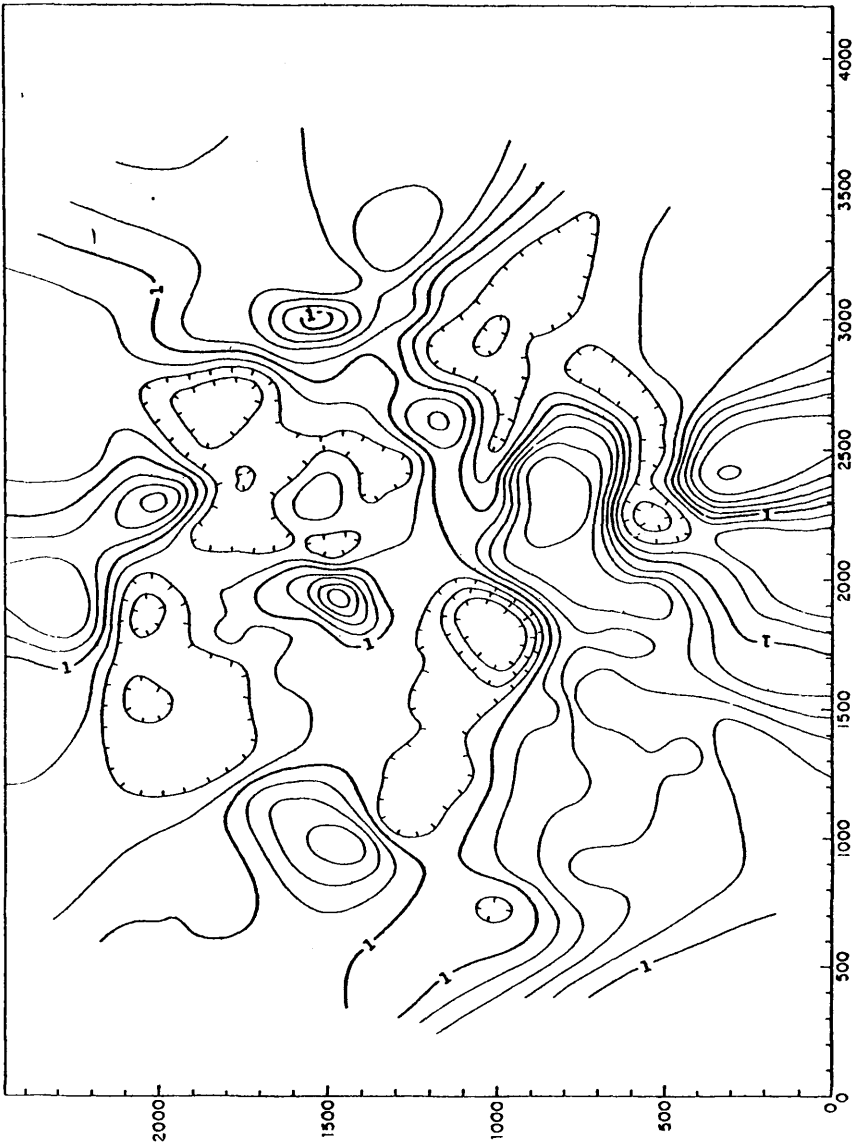


Fig. 96. MAPA DE VARIACION DEL P_2O_5 (Equidistancia O_1)

En la Fig. 97 se esquematiza el proceso: en un primer estadio (A) (Mioceno superior) comenzaría la fusión parcial de una peridotita micácea que daría lugar a la formación de las leucititas olivínicas; éstas ocuparían aproximadamente una posición central dentro de la región volcánica. Tras una pausa, ya en el Plioceno el proceso de fusión parcial se habría generalizado (B) abarcando una zona más amplia y superficial, el grado de fusión, relativamente bajo, daría lugar esencialmente a melilititas olivínicas y nefelinitas olivínicas; el proceso seguiría con un ascenso de las isothermas (de la astenosfera) y con un aumento en el grado de fusión parcial, ésta daría lugar fundamentalmente en las zonas centrales a basaltos olivínicos alcalinos y basanitas; la anomalía térmica se atenuaría hacia los bordes al tiempo que se haría más profunda dando lugar en las zonas periféricas a menores grados de fusión y consiguientemente a magmas meliliticos olivínicos o nefeliniticos olivínicos.

9.2.- CONTEXTO VOLCANICO REGIONAL

El vulcanismo terciario-cuaternario es relativamente frecuente en otras zonas de la península y en general de el área alpina. En la península podemos distinguir varias áreas de actividad volcánica reciente y en primer lugar por su importancia la del SE (Almería - Murcia). Esta se caracteriza por la presencia de rocas calcoalcalinas s.s.; calco-alcalinas potásicas, shoshoníticas, ultrapotásicas y basaltos alcalinos (FUSTER et al, 1965; COELLO y CASTAÑON, 1965; FUSTER et al, 1967, SANCHEZ CELA, 1968; LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ BADIOLA, 1980). El vulcanismo calcoalcalino s.s. tiene lugar entre los 17 y 8 m.a., el calcoalcalino potásico y shoshonítico en 13 y 7 m.a., el ultrapotásico entre 11 y 5.5 m.a.; y el alcalino

es posterior (entre 2 y 3 m.a.). (VAN COUVERING et al., 1976; BELLON y BROUSSE, 1977; BELLON y LETOUZEY, 1977; BELLON et al, 1981 y NOBEL et al., 1981). (Fig. 98)

Geodinámicamente ARANA y VEGAS (1974) relacionan este vulcanismo calcoalcalino y últrapotásico con un proceso de subducción activo en el Mioceno inferior y medio deduciendo a partir de su quimismo la existencia de un plano de subducción inclinado hacia el Norte. En el mismo proceso único incluyen el vulcanismo calcoalcalino marroquí.

La situación con el vulcanismo de Marruecos donde aparecen también rocas calcoalcalinas y shoshoníticas (FUSTER, 1956; DELARUE y BROUSSE, 1974 y HERNANDEZ, 1975) lleva a LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ-BADIOLA (1980) a sugerir en ambos bordes del mar de Alborán sendas zonas de subducción en el Mioceno. El vulcanismo alcalino posterior que aparece también en el lado marroquí pertenecería a un ciclo posterior ligado a la fase distensiva Tortoniense (ARANA y VEGAS, 1974; LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ-BADIOLA, 1980).

La región volcánica de Gerona está constituida por rocas alcalinas: basaltos, basanitoides, basanitas con escasos productos diferenciados (traquitas). La actividad se inicia en el Alto Ampurdán a los 10 m.a.; en la Selva tiene lugar entre 5 y 2 m.a., siendo el área de Olot la de vulcanismo más reciente (0.1 m.a.) (DONVILLE, 1973 a, b, c y d). Su edad principal coincide por lo tanto con la del resto de las regiones de vulcanismo alcalino.

Existen además otros puntos volcánicos neógenos también alcalinos (PARGA PONDAL, 1935) entre ellos destacan las islas Columbretes compuestas por basanitoides y fonolitas

391

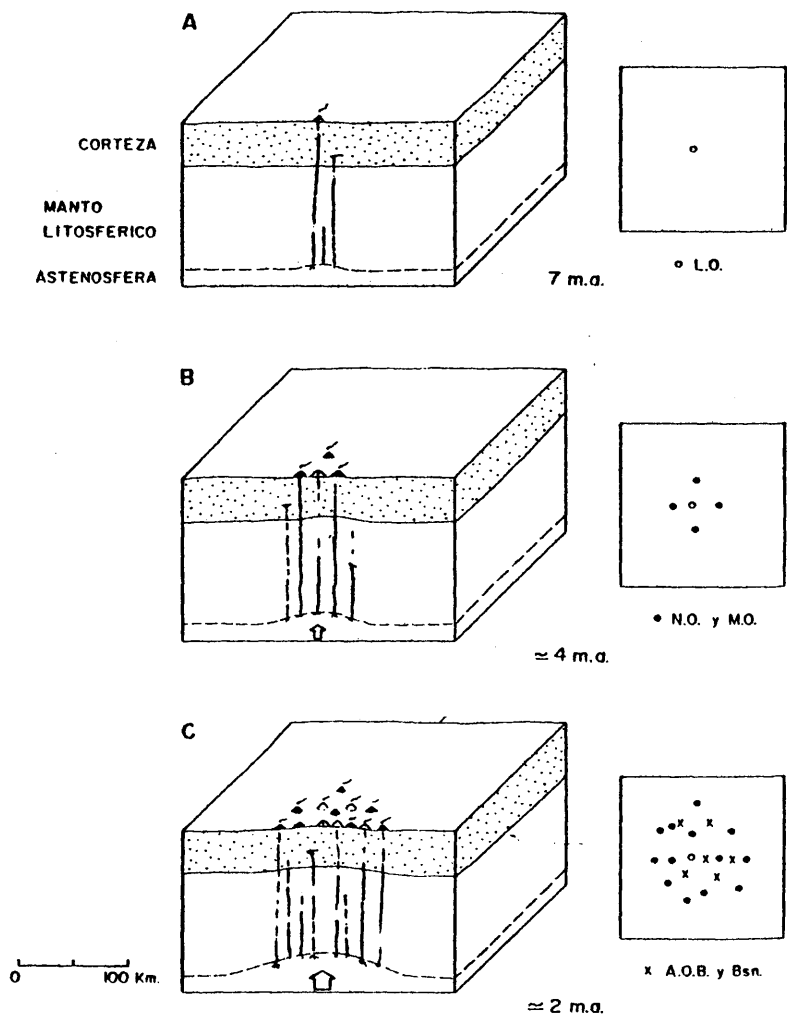


Fig. 97

(VIDAL, 1974), el vulcanismo de Cofrentes formado por nefelinitas olivínicas de edad comprendida entre aproximadamente 1 y 2.5 m.a. (SAENZ et al., 1975) y algunos otros afloramientos como los basálticos de Picasent (Valencia), Calpe o Beteta (Cuenca) de edad más problemática.

En el fondo marino, entre Mallorca y Cataluña han sido datados productos de afinidad calcoalcalina en 21 m.a. (D.S. D.P. n° 123) (FERRARA et al., 1973). Por último el vulcanismo de la isla de Alborán de tendencia toleítica (HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA, 1970) es activo al menos desde hace 25 m.a. (BELLON y BROUSSE, 1977).

Si nos extendemos fuera de la península ibérica para los tiempos neógenos, podemos observar que toda la cordillera alpina se encuentra bordeada por vulcanismo alcalino de caracteres análogos en cierto modo a los de Campos de Calatrava (Fig. 99).

En Francia la actividad volcánica alcalina en el Paleógeno es escasa y esporádica siendo a partir del Mioceno cuando ésta adquiere importancia. (MAURY y VARET, 1980) extendiéndose hasta épocas subactuales. Su composición es en general basáltica y basanítica con frecuentes productos diferenciados.

También en Alemania ha sido notable la actividad volcánica alcalina, distinguiéndose numerosas subprovincias (WINMENAUER, 1974) cuya composición varía desde melilitas olivínicas, nefelinitas olivínicas, leucititas olivínicas, basaltos alcalinos a toleitas olivínicas, concentrándose en general desde el Mioceno al Cuaternario.

En la zona del macizo de Bohemia aparecen también nume

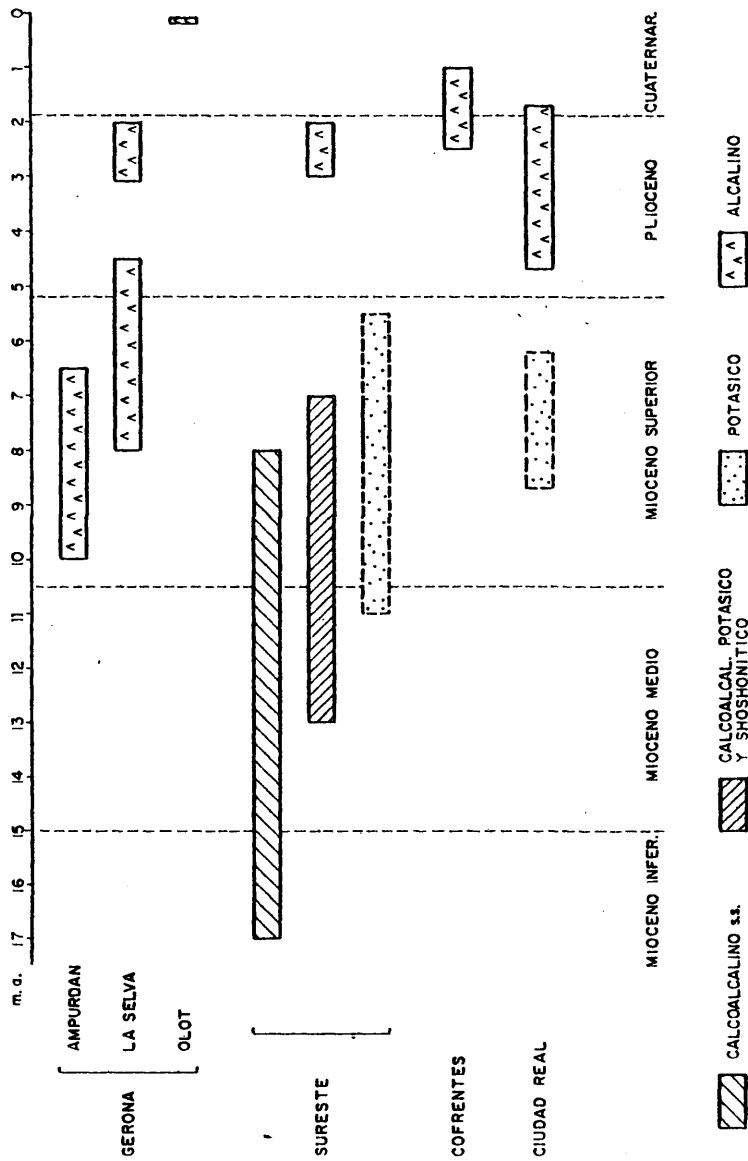


Fig. 98. EDAD DEL VULCANISMO RECIENTE PENINSULAR

2737

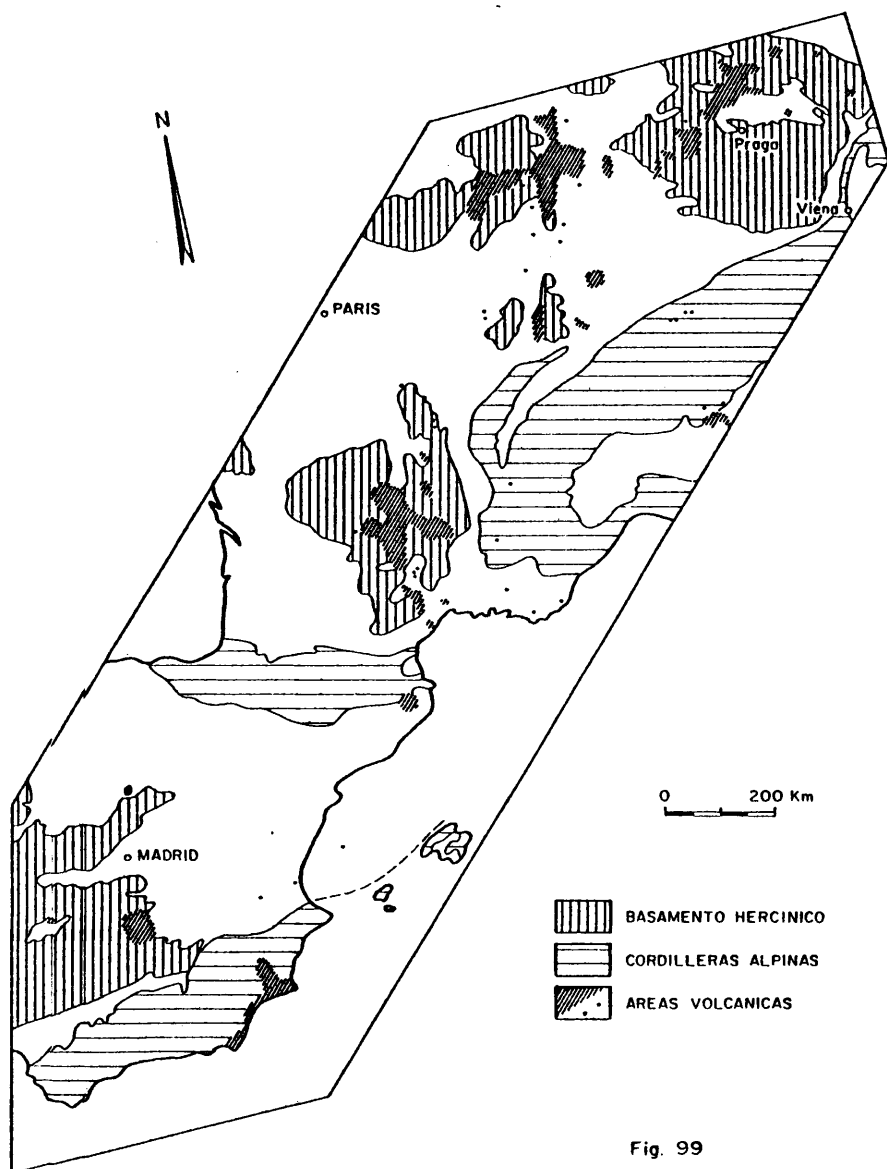


Fig. 99

rosas áreas volcánicas cuya actividad va desde el Oligoceno - al Cuaternario, siendo sus productos melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basaltos olivínicos, basanitas y distintos diferenciados (WINMENAUER, 1974).

En el otro margen de la cadena alpina, en su parte meridional, existe también vulcanismo alcalino en el Véneto, de edad paleocena. Aparecen basaltos olivínicos alcalinos, nefelinitas olivínicas, basaltos toleíticos y distintos diferenciados. La saturación de los magmas primarios aumenta en el tiempo (DE VECCHI et al, 1976).

Si continuamos la cadena alpina al otro lado del Mediterráneo volvemos a ver que en Marruecos al Sur del Rif aparece un vulcanismo alcalino disperso, análogo al de Campos de Calatrava. Se trata de nefelinitas olivínicas, melilititas olivínicas, limburgitas, etc. de edad mioceno-cuaternaria (JEREMINE, 1955).

Podemos por tanto señalar como características fundamentales del vulcanismo neógeno para estas áreas:

La simetría de los procesos volcánicos en el Sur de España y Marruecos con respecto al mar de Alborán. A ambos lados existían rocas calcoalcalinas y shoshoníticas y posteriormente alcalinas. Este paralelismo vulcanológico es el que hace pensar en la existencia posible de dos zonas de subducción (LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ-BADIOLA, 1980). El vulcanismo alcalino básico y ultrabásico intraplaca en Marruecos y en la península ibérica (Campos de Calatrava, Cofrentes...) refuerza aún más este paralelismo.

Destaca también la distribución paralela a la cordille

ra alpina de gran cantidad de áreas volcánicas alcalinas. Estas se distribuyen en una zona situada entre 100 y 300 kms. - del frente de la cordillera y casi siempre al mismo lado (Norte en Alpes y Béticas y Sur en el Rif tras el giro del arco de Gibraltar). Unicamente el vulcanismo véneto si sitúa al otro lado de la cordillera, pero su actividad generadora de magmas primarios cesa en el Eoceno medio (DE VECCHI et al., 1976).

Sin embargo esta distribución paralela a la cordillera no da lugar a una banda continua de vulcanismo sino que las áreas volcánicas aparecen independientes y distribuidas en zonas concretas dentro de esa banda,

Ello nos lleva a pensar que el proceso que dió lugar a todos estos vulcanismos ha de estar desde luego en relación con la génesis de las cordilleras alpinas (en el caso de Ciudad Real con la cordillera bética) y por otro lado: que ha de existir un proceso discreto (no continuo) que condiciona la aparición del vulcanismo en zonas preferentes.

9.3.- CONSIDERACIONES GEODINAMICAS

Ha sido ampliamente señalada la relación existente entre vulcanismo alcalino y ultraalcalino similar al de Campos de Calatrava y la formación de rifts continentales (p. ej. - GASS, 1970; LE BAS, 1971; BAILEY, 1974, etc..). Asimismo es también conocida la asociación de puntos calientes con procesos de abombamiento de la corteza y de "rifting", existiendo diferentes modelos donde estos procesos son correlacionados (GASS, 1972; BURKE y WHITEMAN, 1973; BURKE y DEWEY, 1973; DEWEY y BURKE, 1974; SENGÖR, 1976; SENGÖR et al., 1978; SENGÖR

y BURKE, 1978; ILLIES, 1981; BAKER y MORGAN, 1981, etc.).

El vulcanismo de Campos de Calatrava puede, en primer lugar ser considerado como un punto caliente. Esto es cierto al menos en el sentido de BURKE et al., 1973 y CHESWORTH, 1975 es decir se trata de un vulcanismo localizado en superficie (independientemente de los fenómenos que ocurran bajo ella). Por otro lado, la distribución en un área aproximadamente circular de los afloramientos y la zonación a grosso modo concéntrica de las características geoquímicas nos confirman ésta consideración.

Por otra parte, este tipo de vulcanismo, concentrado en un área, suele ir acompañado de la consiguiente elevación cortical. Esta puede ser simplemente la respuesta isostática del desarrollo de una zona de baja densidad en el manto superior por incremento de la temperatura (BOTT, 1981), dicha elevación iría acompañada de un adelgazamiento de la litosfera. El paso de una mineralogía deshidratada a una hidratada por metasomatismo iría acompañada también por una elevación cortical (LLOYD y BAILEY, 1975). Los depósitos neógenos reflejan en buena parte este tipo de movimientos verticales (MOLINA, 1974); las anomalías encontradas en la red fluvial: capturas, encharcamientos, desaparición de ríos, inversión de terrazas, etc. pueden también haber sido efectos indirectos de ello. (capítulo 2°).

La consideración de la región volcánica central española como un rift abortado o poco evolucionado ha de estar en parte ligada a la definición de rift. NEUMAN y RAMBERG (1978) recogen la definición de BURKE (1978) que considera como rift todo aquel lugar donde todo el espesor de la litosfera es roto bajo tensión.

BAILEY (1974) y NEUMAN y RAMBERG (1978) resumen las principales características del magmatismo en rifts continentales: naturaleza fuertemente alcalina y subsaturada, enriquecimiento en álcalis, elementos incompatibles, LREE y volátiles (especialmente CO_2) y amplio campo de relaciones isotópicas iniciales (Sr, Nd, ...). Como vemos todos estos caracteres concuerdan con los de los magmas de la región volcánica central española.

La importancia de los volátiles (y especialmente el CO_2) en este magmatismo, ha sido señalado a lo largo del texto: su papel en la génesis de basanitas, nefelinitas olivínicas y melilitas olivínicas, en los procesos de enriquecimiento del manto, su reflejo en la presencia de carbonatos primarios. La profusión de manantiales carbónicos (?) y la frecuencia de erupciones fuertemente explosivas pueden relacionarse con esa abundancia de volátiles.

En nuestro caso el posible "rifting" podría ser considerado como activo (SENGÖR y BURKE, 1978; BAKER y MORGAN, 1981) por hallarse asociado a un punto caliente, pero como pasivo por estar ligado espacial y temporalmente a colisión continental y posiblemente como hemos visto a desgarres. La naturaleza del vulcanismo y su relativo poco volumen pueden hacer pensar también en un efecto pasivo del "rifting" o en un punto caliente poco desarrollado.

Bajo estos puntos de vista, el vulcanismo de Campos de Calatrava podría considerarse como un punto caliente asociado a procesos de elevación cortical y posiblemente de "rifting" que no habría llegado a desarrollarse plenamente. Un estudio geofísico y el análisis de los movimientos y de los depósitos de la cuenca manchega adyacente pueden ayudar a la compren-

sión del proceso. Las directrices de este rift abortado o no evolucionado serían las marcadas por las alineaciones principales de volcanes (capítulo 5°).

NEUMANN y RAMBERG (1978) señalan que la mayor parte de los puntos calientes reconocidos por BURKE y WILSON (1976) en las placas Norteamericana y Euroasiática (no relacionados con dorsales) se hallan en el lado continental de bordes de colisión; esta relación, como indican los mencionados autores, es difícilmente explicable como algo fortuito. DEWEY y BURKE (1973); MOLNAR y TAPPONIER (1975) y SENGOR (1976) indican que la colisión continental puede producir distintos efectos en el interior de las placas a grandes distancias y que la colisión, sobre todo si está asociada a márgenes irregulares, puede generar rifts más o menos perpendiculares a la dirección de convergencia (impactógenos). La no correlación entre las facies sedimentarias de este área con las del orógeno bético y la escasez de deformaciones son otros tantos argumentos, según SENGOR et al (1978) en favor de una génesis de este tipo.

Por otra parte, como ya hemos indicado, la discontinuidad del vulcanismo indica por tanto que la colisión bética ha intervenido en su génesis pero que existe al menos otra causa, no continua, que ha intervenido conjuntamente.

Esta causa discontinua (discreta) puede ser de muy distinta índole, pero en general puede pensarse en tres tipos de mecanismos:

- a) Existencia de un manto enriquecido a nivel regional, susceptible todo él de fundir parcialmente, pero que debido a unas condiciones de esfuerzos particulares en áreas concretas sólo daría lugar al vulca-

nismo en éstas. Dichas condiciones podrían ser tanto reactivaciones de fracturaciones previas importantes, como colisión entre placas con borde irregular (SENGÖR, 1976), etc.

- b) Otra opción podría ser la indicada por NEUMANN y RAMBERG (1978): la anomalía térmica ya existiría (el punto caliente) en un área concreta y los campos de esfuerzos creados por la colisión a nivel general produciría unos cambios en dicha anomalía local con el consiguiente magmatismo y "rifting".
- c) Finalmente, una tercera explicación podría reunir las dos anteriores: el vulcanismo sería consecuencia de una zona de manto localmente anómala (al menos térmicamente aunque posiblemente también composicionalmente) asociada a unas condiciones de esfuerzos también particulares

Elegir entre una u otra opción es difícil; podrían plantearse seguramente además otros modelos, si bien todos ellos deberían tener implicado algún proceso discontinuo de carácter local. Sin embargo no parece que se pueda actualmente fijar un modelo determinado; ello es probablemente debido a que estamos partiendo de datos petrológicos y geoquímicos y la solución ha de venir dada por la conjunción de éstos con otros de diversa índole: geofísicos, tectónicos, sedimentológicos, paleográficos, etc.

9.4.- CONCLUSIONES

El vulcanismo de la región volcánica central española es un vulcanismo puntual y disperso con aparatos de pequeño tamaño y estructura relativamente sencilla. Estos, en número superior a 170, se distribuyen de forma irregular por una superficie de aproximadamente 5.000 km².

El área ocupada por los materiales volcánicos puede estimarse en 200 Km², con una extensión media por afloramiento de 1.2 Km². El volumen total emitido es superior a 5 Km³.

Los productos y edificios volcánicos son relativamente variados, reflejo de los diferentes mecanismos de erupción activantes: hawaiano, estromboliano o "maar". Estos últimos destacan por su abundancia y son el reflejo de la gran explosividad de las erupciones en esta región; su distribución es aleatoria sin relación con accidentes morfológicos, ni litológicas, etc. Destacan asimismo la alternancia de mecanismos eruptivos maar y estromboliano.

Los edificios de mayor extensión tienden a concentrarse en el centro de la región y en los bordes suelen predominar los edificios de pequeña extensión, sin que pueda deducirse a partir de la morfología volcánica pautas sobre la edad de los edificios o sobre el desplazamiento de la actividad volcánica en el tiempo de unas áreas a otras.

Los tipos petrológicos que aparecen son todos ultrabásicos alcalinos; caracterizados por la presencia constante de olivino, clinopiroxeno y opacos solos o con vidrio (limburgitas), con plagioclasa (basaltos olivínicos), con nefelina (nefelinitas olivínicas), con melilita (melilititas olivínicas)

o con leucita (leucititas olivínicas); existiendo tipos intermedios con dos o más feldespatoides pero nunca basanitas. Basaltos, nefelinitas y melilititas aparecen en proporciones crecientes (27%, 28%, 31%), las limburgitas constituyen algo más del 10% y las leucititas el 1%. El estudio de las características químicas de los distintos grupos permite separarlos con bastante precisión; quedando de manifiesto la equivalencia de las limburgitas con las otras rocas, esencialmente nefelinitas olivínicas.

Los afloramientos basálticos suelen ser más grandes siendo también los menos frecuentes; su área de dispersión es también la menor ocupando las partes centrales de la región; nefelinitas y melilititas se distribuyen en áreas cada vez mayores y que abarcan a las anteriores. Esta misma zonación se aprecia en los diferentes contenidos y parámetros geoquímicos: SiO₂, P₂O₅, nefelina normativa, etc...

El análisis estadístico de las alineaciones volcánicas señala una serie de directrices, en apariencia conjugadas, en las que las de segunda importancia pueden reflejar fracturas locales de edad hercínica reactivadas que han servido de conductos de salida. Las más importantes N 105°-120° y sobre todo N 160°-170° deben ser el reflejo de las directrices profundas del vulcanismo. Esta última, aproximadamente NNW-SSE, que coincide con la dirección de la máxima concentración de centros de composición basáltica y con las alineaciones de máximas y mínimas en los mapas de variación geoquímica, parece ser la dirección más importante en el desarrollo y evolución del vulcanismo.

El estudio del sentido de la polaridad de la Remanencia Magnética Natural, permite separar edificios de polaridad

normal e invertida, sin que exista relación entre polaridad y litología, ni variaciones de polaridad en el espacio. Su análisis, acompañado de las dataciones radiométricas, permite identificar las épocas de polaridad Gauss, Matuyama, Gilbert y la 7ª época.

Los datos de edad radiométrica K-Ar señalan que la actividad volcánica se inició con leucititas olivínicas en el Mioceno superior (8.7-6.4 m.a.) tras una pausa la actividad se reanudó desarrollándose esencialmente en el Plioceno y Cuaternario inferior (4.7 a 1.7 m.a.).

Desde el punto de vista geoquímico pueden distinguirse dos grandes grupos de rocas por un lado leucititas olivínicas y por otro el resto: basaltos olivínicos alcalinos, basanitas, nefelinitas olivínicas, melilititas olivínico nefelínicas y melilititas olivínicas. En este segundo grupo de rocas el paso de unas a otras se produce con disminución de SiO_2 y Al_2O_3 y con aumento de Mg, Ca, P, Mn y la mayoría de los elementos menores incompatibles (Ba, Ce, La; Nb, Rb, Sr, Y, Zr), Na y Tl presentan un máximo en los términos intermedios y Fe_{Total} y Rb permanecen constantes. Estas mismas diferencias se observan en las relaciones isotópicas que pasan de 0.7031 en melilititas olivínicas a 0.7037 en basaltos, separándose netamente de las leucititas olivínicas (0.7065 a 0.7071).

El análisis de las características geoquímicas permite concluir que los distintos grupos de rocas distinguidos son derivados de diferentes magmas primarios, sin que ninguno de ellos proceda del otro por procesos de diferenciación.

Un modelo de fusión parcial en equilibrio de una peridotita granatífera enriquecida explica las características -

geoquímicas de los distintos grupos de rocas; así la serie de basaltos - basanitas - nefelinitas - melilititas puede justificarse por una disminución progresiva del grado de fusión parcial a partir de una única fuente. Por el contrario las leucititas olivínicas han debido formarse a partir de una fuente diferente.

En dicho modelo, para un manto pirolítico el grado de fusión parcial (calculado a partir del fósforo suponiéndolo totalmente incompatible) varía del 6.5% al 10% en basaltos, 6% a 9% en basanitas, 5.5% a 7.5% en nefelinitas olivínicas, 4.5% a 6.5% en melilititas olivínico nefelínicas, 3.5% a 6% en melilititas olivínicas y del orden del 5% en leucititas olivínicas.

Las diferencias en los contenidos de los elementos mayores en la serie basaltos - basanitas - nefelinitas - melilititas sería un reflejo de las fases minerales participantes en la fusión. En el sentido mencionado existiría un incremento en la participación en la fusión de olivino y clinopiroxeno y disminución de grante y ortopiroxeno. Por otra parte los contenidos en Rb, Ba y TiO_2 de las melilititas indican la existencia de flogopita residual en la fusión de estas rocas.

El enriquecimiento en el manto donde se formaron los magmas de la serie basaltos + melilititas sería del orden de 16 veces el valor condritico para La y Ba, 7.5 a 9 veces para Ce, Nb y Sr y 4-5 veces Zr, Rb e Y, todo ello para un modelo pirolítico.

Las leucititas olivínicas se habrían formado por un porcentaje de fusión análogo al de las melilititas, pero a partir de una fuente más enriquecida, esencialmente en K y Rb,

con participación importante de flogopita en la fusión.

Las relaciones isotópicas de estroncio confirman las dos fuentes del manto diferentes una para la serie basaltos + melilititas y otro para leucititas; sin que existan procesos al margen de la fusión parcial que justifiquen las variaciones isotópicas.

Las diferencias de relación isotópica entre basaltos - basanitas - nefelinitas - melilititas pueden ser debidas a fusión en desequilibrio isotópico, siendo ello coherente también con el modelo de fusión desarrollado. Por otro lado, una fusión en equilibrio isotópico indicaría un enriquecimiento del manto muy anterior al episodio volcánico.

Dentro de cada tipo de magma establecido los procesos de diferenciación han sido poco importantes, limitándose a extracción o acumulación de olivino y clinopiroxeno. En todos los grupos rocosos pueden distinguirse términos primarios y diferenciados. Al margen de estos pequeños procesos de diferenciación no se aprecian otros procesos como contaminación o mezcla que hayan podido modificar los magmas primarios.

Los términos acumulados han podido formarse por acumulación de aproximadamente un 10% de olivino con menor participación de clinopiroxeno. Las melaleucititas olivínicas proceden de las leucititas olivínicas por concentración de aproximadamente un 25% de olivino y escasa proporción de clinopiroxeno.

Los términos diferenciados proceden de los primarios por extracción de 5% a 10% de olivino y clinopiroxeno en similares proporciones.

La zonación espacial de las características geoquímicas puede explicarse en un modelo en el que en las zonas centrales se - habrían formado los magmas por mayor grado de fusión parcial (y menor profundidad), al tiempo que en las zonas marginales de menor anomalía térmica (y astenosfera más baja) se originaban magmas por menor grado de fusión parcial (y más profundas). El ascenso de la anomalía térmica en el tiempo podría completar la explicación de la variabilidad encontrada.

El vulcanismo de Campos de Calatrava puede corresponder a un punto caliente, al que iría asociado una elevación cortical y posiblemente un proceso de rifting abortado. Su génesis ha de enmarcarse en el contexto del vulcanismo peninsular y alpino. Destaca así su coetaneidad con el resto del vulcanismo tanto ultrapotásico como alcalino del resto de la península y su situación, como en el resto de Europa y Marruecos bordeando el orógeno alpino, restringiéndose a puntos concretos de una banda paralela. Su génesis aparece así ligada a la de las cordilleras alpinas (en este caso la bética) y a un proceso discreto (no continuo); éste último podría ser tanto una zona de manto anómala térmica y composicionalmente, como unas condiciones concretas de esfuerzos como ambas juntas.

10.- BIBLIOGRAFIA

ALBAREDE, F. y PROVOST, A.

- 1.977 Petrological and geochemical mass-balance equations and an algorithm for least-square fitting and general error analysis. Comput. Geosci. **3**: 309-326.

ALDRICH, L.T., DAVIS, G.L. y JAMES, M.L.

- 1.965 Ages of minerals from metamorphic and igneous rocks near Iron Mountain, Michigan. J. Petrology **6**: 445-472.

ALLEGRE, C.J. y MINSTER, J.F.

- 1.978 Quantitative models of trace elements behavior in magmatic processes. Earth Planet. Sci. Lett. **38**: 1-25.

ALLEGRE, C.J., TREUIL, M., MINSTER, J.F., MINSTER, J.B., ALBAREDE, F.

- 1.977 Systematic use of trace elements in igneous processes: Part I Fractional crystallization processes in volcanic suites. Contrib. Mineral Petrol. **60**: 57-75.

ALVARADO, A. de, TEMPLADO, D., HERNANDEZ-PACHECO, F.

- 1.935 Memoria explicativa de la Hoja Geológica 1:50.000 nº 811 de Moral de Calatrava. I.G.M.E 41 pp.

ALVARO, M., GARCIA ARGÜESO, J.M. y ELIZAGA, E.

- 1.975 La estructura del borde prebético en la zona de Alcaraz (Prov. Albacete, España). Bol. Geol. Min. **86**: 467-477.

ALVAREZ CHAIN, M., GUTIERREZ, J. y RODRIGUEZ, A.

- 1.976 Comportamiento hidrogeológico de algunas formaciones volcánicas de la provincia de Ciudad Real. Simp. Nac. Hidrogeología, Valencia 813-831.

ANCOCHEA, E.

- 1.974 Relación entre xenolitos y rocas basálticas en la región volcánica central española. Tesis de Licenciatura, Facultad de Geología, Universidad Complu-

tense, Madrid, 119 pp.

ANCOCHEA, E.

- 1.979 Polaridades magnéticas y edad de las rocas volcánicas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Pub. III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica 1593-1604.

ANCOCHEA, E., GIULIANI, A. y VILLA, I.

- 1.979 Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la región central española. Estudios Geol. 35: 131-135.

ANCOCHEA, E. y DEL MORO, A.

- 1.981 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain). Estudios Geol. 37: 27-33.

ANCOCHEA, E. y BRÄNDLE, J.L.

- 1.981 a Basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain). IUGS Subcomm. Syst. Ign. Rocks. Circular 34 Contrib. n° 92.

ANCOCHEA, E. y BRÄNDLE, J.L.

- 1.981 b Mapas de las características geoquímicas del vulcanismo de los Campos de Calatrava. Pub. IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica.

ANCOCHEA, E. y BRÄNDLE, J.L.

- 1.981 c ORIENT. Programa en FORTRAN para el cálculo de directrices en zonas volcánicas. Dept. Petrología, Universidad Complutense (Inédito).

ANDERSON, A.T. y GREENLAND, L.P.

- 1.969 Phosphorus fractionation diagram as a quantitative indicator of crystallization differentiation of basaltic liquids. Geochim. Cosmochim. Acta 33: 493-505.

APARICIO, A., BRÄNDLE, J.L. y BELLIDO, F.

- 1.979 Chemical evolution in an old crustal area (Sistema Central Español). En: Origin and distribution of the elements. Ed. Ahrens, L.H. 505-517.

ARAÑA, V. y VEGAS, R.

- 1.974 Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar arc.

Tectonophysics 24: 197-212.

BAILEY, D.K.

- 1.974 Continental rifting and alkaline magmatism. En: The alkaline rocks. Ed. Sørensen 148-159.

BAKER, B.H. y MORGAN, P.

- 1.981 Continental rifting: progress and outlook. EOS 62: 585-586.

BANKS, R.

- 1.979 The use of linear programming in the analysis of petrological mixing problems. Contrib. Mineral. Petrol. 70: 327-344.

BAKSI, A.K.

- 1.974 Isotopic fractionation of a loosely held atmospheric argon component in the Picture Gorge basalts. Earth Planet. Sci. Lett. 21: 431-438.

BARRET, D.R.

- 1.975 The genesis of kimberlites and associated rocks: strontium isotopic evidence. En: Physics and chemistry of the Earth 9, Ed. Ahrens, Pergamon 637-650.

BASU, A.R.

- 1.977 Textures, microstructures and deformation of ultramafic xenoliths from San Quintín, Baja California. Tectonophysics 43: 213-246.

BASU, A.R. y MURTHY, V.R.

- 1.976 Sr isotopes and trace elements in spinel lherzolite, xenoliths in basalts, San Quintín, Baja California. EOS Trans. Am. Geophys. Union 57: 354 (Abstract).

BAUDRY, D. y CAMUS, G.

- 1.972 Les projections volcaniques de la chaîne des Puys et leurs utilisations. Bull. B.R.G.M. 12 Serie, sect. II, n° 2, 1-53.

BAXTER, A.M.

- 1.975 Petrology of the Older Series lavas from Mauritius Indian Ocean. Geol. Soc. Amer. Bull. 86: 1449-1458.

BAXTER, A.N.

- 1.976 Geochemistry and petrogenesis of primitive alkali basalt from Mauritius, Indian Ocean. Geol. Soc. Amer. Bull. 87: 1028-1034.

BELLIDO, F. y BRÄNDLE, J.L.

- 1.979 An application of Q-Mode factor analysis to the geochemical study of a granitic pluton (La Cabrera, Sistema Central, Spain). Sciences de la Terre, Série "Informatique géologique" 13: 111-123.

BELLON, H. y BROUSSE, R.

- 1.977 Le magmatisme periméditerranéen occidentale. Essai de synthèse. Bull. Soc. Geol. France 19: 469-480.

BELLON, H. y LETOUZEY, J.

- 1.977 Volcanism related to plate-tectonic in the western and eastern Mediterranean. En: Int. Sym. Structural Hist. Mediterranean basins. Ed. Bijv-Duval y Montardet, Tecnip, Paris 165-184.

BELLON, H., BIZON, G., CALVO, J.P., ELIZAGA, E., GAUDANT, J.

LOPEZ MARTINEZ, N.

- 1.981 Le volcan du Cerro del Monagrillo (Prov. de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris 292: 1035-1038.

BEST, M.G.

- 1.975 Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkalic rocks. Geology 3: 429-432.

BESWICK, A.E.

- 1.978 Author's reply to critical comments of Menzies. Geochim. Cosmochim. Acta 42: 149-150.

BESWICK, A.E. y CARNICHAEL, I.S.E.

- 1.978 Constraints on mantle source compositions imposed by phosphorus and rare-earth elements. Contrib. Mineral. Petrol. 67: 317-330.

BESWICK, A.E. y CARMICHAEL, I.S.E.

- 1.980 Critical comments of F.A. Frey, M.F. Roden and A. Zindler. A Reply. Contrib. Mineral. Petrol. 75: 175-178.

BOIVIN, P. y GOURGAUD, A.

- 1.978 Synchronisme des dynamismes de type "maar" et "strombolien" pres de la Sauvetat (Sud-Deves, Massif Central francais). C.R. Somm. Soc. Geol. Fr. 24-27.

BOTT, M.H.P.

- 1.981 Crustal doming and the mechanisms of continental rifting. Tectonophysics 73: 1-8.

BOUÏ, P.

- 1.970 Problemes du volcanisme. V. Maar et cones de scories d'Auvergne et du Velay. Revue d'Auvergne 84: 29-42.

BOUYX, E.

- 1.959 Observations geologiques dans la Sierra de Puertollano (Province de Ciudad Real, Espagne). C.R. Soc. Geol. France 154-155.

BOUYX, E.

- 1.962 La edad de los esquistos de Alcudia. Not. Com. I.G.M.E. 66: 187-200.

BOUYX, E.

- 1.965 Les conglomerats interstratifiés dans la série anteordovicienne de la province de Ciudad Real (Espagne Méridionale). C.R. Acad. Sci. 260: 6148-6150.

BOUYX, E.

- 1.966 Discordance Infra-Ordovicienne et schistosité dans la vallée de l'Alcudia au Sud d'Almaden (Espagne Méridionale). C.R. Acad. Sci. 262: 1201-1204.

BOUYX, E.

- 1.970 Les formations anteordoviciennes de la Province de Ciudad Real (Espagne Méridionale). Mem. I.G.M.E. 73.

BOWEN, N.L.

- 1.922 Genetic features of alnoitic rocks at Isle Cadieux, Quebec. Am. J. Sci. 5: 1-34.

BOWEN, N.L.

- 1.928 The evolution of the igneous rocks. Princenton University Press, 332 pp.

BRÄNDLE, J.L. y CERQUEIRA, I.

- 1.972 Determinación de elementos menores en rocas silicatadas por fluorescencia de rayos X. Estudios Geol. 28: 445-451.

BRÄNDLE, J.L., CERQUEIRA, I. y BERMUDEZ, J.

- 1.974 A new method for First-Order Line interference corrections in X-Ray spectrochemical analysis. Application to the analysis of geological samples. X-Ray Spectrometry 3: 130-132.

BRÄNDLE, J.L.

- 1.979 Manual del usuario para utilizar el sistema RKNFYS. Dept. de Petrología, Universidad Complutense. Publicación interna (Inédito).

BREY, G.

- 1.976 Carbon dioxide in highly undersaturated basaltic magmas. Ph. D. Thesis Australian National University, Camberra A.C.T. (Inédita).

BREY, G.

- 1.978 Origin of olivine melilitites-chemical and experimental constraints. Jour. Volc. Geoth. Res. 3: 89-98.

BREY, G.P. y GREEN, D.M.

- 1.975 The role of CO₂ in the genesis of olivine melilitite. Contrib. Mineral. Petrol. 49: 93-103.

BREY, G.P. y BREEN, D.H.

- 1.976 Solubility of CO₂ in olivine melilitite at high pressures and role of CO₂ in the Earth's upper mantle. Contrib. Mineral. Petrol. 55: 217-230.

- BREY, G.P. y GREEN, D.M.
1.977 Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite + H₂O + CO₂ at high pressures and petrogenesis of an olivine melilitite magma. Contrib. Mineral. Petrol. 61: 141-162.
- BROOKS, C., JAMES, D.E. y HART, S.R.
1.976 Ancient lithosphere: its role in young continental volcanism. Science 193: 1086-1094.
- BROOKS, C., HART, S.R., HOFMANN, A. y JAMES, D.E.
1976 Rb-Sr mantle isochrons from oceanic regions. Earth. Planet. Sci. Lett. 37: 51-61.
- BRYAN, W.B., FINGER, L.W. y CHAYES, F.
1.969 Estimating proportions in petrographic mixing equations by least squares approximation. Science 163: 926-927.
- BURKE, K. y DEWEY, J.F.
1.973 Plume-generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. Jour. of Geol. 81: 406-433.
- BURKE, K., KIDD, W.S.F. y WILSON, J.T.
1.973 Plumes and concentric plumes traces of the Eurasian plate. Nature 241: 128-129.
- BURKE, K., WHITE MAN, A.J.
1.973 Uplift, rifting and the break-up of Africa. En: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences D.H. Tarling y S.K. Runcorn, Ed. Acad. Press 735-755.
- BURKE, K. y WILSON, J.T.
1.976 Hot spots on the earth's surface. Sci. Am. 235: 111-130.
- BURRI, C. y PARGA PONDAL, I.
1.933 Zur Petrographie der Basischen Eruptivgesteine der Campos de Calatrava. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 13: 40-73.
- BURWELL, A.D.M.
1.975 Rb-Sr isotope geochemistry of lherzolites and their

constituent minerals from Victoria, Australia. E.P. S.L. 28: 69-78.

CALDERON, S.

- 1.883 Catálogo razonado de las rocas eruptivas de la Provincia de Ciudad Real. Bol. Com. Mapa Geol. nº10, 165 pp.

CALDERON, S.

- 1.905 Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 5: 335-342.

CANUS, G.

- 1.975 La Chaîne des Puys (Massif central français). Etude structurale et volcanologique. These. Annales de l'Université de Clermont 56.

CARRACEDO, J.C.

- 1.974 Posibilidades de aplicación de la cartografía y estratigrafía magnéticas. Pub. I Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, 1389-1410.

CARRACEDO, J.C.

- 1.976 Estudio paleomagnético de la Isla de Tenerife (Islas Canarias). Tesis Doctoral, Fac. C. Geológicas, Universidad Complutense, Madrid.

CERQUEIRA, I. y BERMUDEZ, J.

- 1.978 Influencia de las correcciones matemáticas por efectos interelementales en la determinación por fluorescencia de Rayos X de Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Ca, Mn y Fe en rocas, minerales y escorias, empleando distintos métodos de preparación de muestra. Rev. Ibero-Am. Crist. Min. Metalog. 1: 65-72.

CIVETTA, L., INNOCENTI, F., MANETTI, P., PECCERILLO, A. y POLI, G.

- 1.981 Geochemical characteristics of Potassic volcanics from Mts. Ernici (Southern Latium, Italy). Contrib. Mineral. Petrol. 78: 37-47.

COELLO, J. y CASTAÑON, A.

- 1.965 Las sucesiones volcánicas de la zona de Carboneras

- (Almeria). Estudios Geol. 21: 145-166.
- CONSOLMAGNO, G.J. y DRAKE, M.J.
- 1.976 Equivalence of equations describing trace element distribution during equilibrium partial melting. Geochim. Cosmochim. Acta 40: 1421-1422.
- CORTAZAR, D.
- 1.880 Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real. Bol. Com. Mapa. Geol. Tomo VIII.
- COX, A., DALRYMPLE, G.B.
- 1.967 Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. J. Geophys. Res. 72: 2603-2614.
- COX, K.G., HAWKESWORTH, C.J., O'NIONS, R.K. y APPLETON, J.D.
- 1.976 Isotopic evidence for the derivation of Some Roman Region volcanics from anomalously enriched mantle. Contrib. Mineral. Petrol. 56: 173-180.
- COX, K.G., BELL, J.D. y PANKHURST, R.J.
- 1.979 The interpretation of Igneous rocks. Ed. G. Allen and Unwin Ltd. 449 pp.
- CRUSAFONT, M.
- 1.961 El Cuaternario español y su fauna de mamíferos. Speleon. 12: 1-21.
- CHAYES, F.
- 1.971 Ratio Correlation. Univ. Chicago Press, 99 pp.
- CHAYES, F y BRÄNDLE, J.L.
- 1.974 Feasibility study for a publicly accesible rock information sistem. Carnegie Inst. Year Book 73: 480-488.
- CHAYES, F.
- 1.979 Distribution of basalt, basanite, andesite and dacite in a normative equivalent of the Q'A'P'F' double triangle I.U.G.S. Subcommission Contr. n° 77.
- CHESWORTH, W.
- 1.975 Mantle plumes, plate tectonics, and the Cenozoic volcanism of the Massif Central. Jour. of Geol. 83: 579-583.

- DALRYMPLE, G.B. y LANPHERE, M.A.
1.969 Potassium-Argon dating. Ed. Freeman and Cp. 258 pp.
- DALY, R.A.
1.910 Origin of the alkaline rocks. Geol. Soc. Amer. Bull. 21: 87-118.
- DALY, R.A.
1.918 Genesis of alkaline rocks. Jour. of Geol. 26: 97-134.
- DASCH, E.J. y GREEN, D.H.
1.975 Strontium isotope geochemistry of lherzolite inclusion and host basaltic rocks, Victoria, Australia. Am. J. Sci. 275: 461-469.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. y ZUSSMANN, J.
1.966 An introduction to the rock forming minerals. Longman Group. Lim. 528 pp.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. y ZUSSMANN, J.
1.978 Rock forming minerals. Vol. 2A. Single-Chain Silicates. Second Edition. Longman Group. Lim. 668 pp.
- DE LA RUE, Ch. y BROUSSE, R.
1.974 Volcanisme miocene en subduction au Maroc a l'extremite orientale de l'arc de Gibraltar. C.R. Acad. Sic. Paris 279: 971-974.
- DE VECCHI, G., GREGNAMIN, A. y PICCIRILLO, E.M.
1.976 Aspetti petrogenetici del vulcanismo terziario veneto. Mem. Inst. di Geol. e Min. Univ. Padova 30, 32 pp.
- DEWEY, J.F. y BURKE, K.C.A.
1.973 Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. Jour. of Geol. 81: 683-692.
- DEWEY, J.F. y BURKE, K.
1.974 Hot Spots and Continental Break-up Implications for Collisional orogeny. Geology 2: 57-60.
- DIXON, W.J.
1.973 B.N.D, Biomedical computer programs. Univ. California Press, 773. pp.

DONVILLE, M.B.

- 1.973 a Ages potassium-argon des vulcanites du Haut-Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). Implications stratigraphiques. C.R. Acad. Sc. Paris 276: 2497-2500.

DONVILLE, M.B.

- 1.973 b Age potassium-argon des vulcanites du Bas-Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris 276: 3253-3256.

DONVILLE, M.B.

- 1.973 c Ages potassium-argon des roches volcaniques de la depression de La Selva (Nord-Est de l'Espagne). C. R. Acad. Sc. Paris 277: 1-4.

DONVILLE, M.B.

- 1.973 d Geologie neogene et ages des eruptions volcaniques de la Catalogne Orientale. These. Univ. Toulouse n° 567.

EGGLER, D.H.

- 1.974 Effect of CO₂ on the melting peridotite. Carnegie Inst. Year Book 73: 215-224.

EGGLER, D.H.

- 1.975 Peridotite-carbonate relations in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ Carnegie Inst. Year Book 74: 468-474.

EGGLER, D.H.

- 1.976 Does CO₂ cause partial melting in the low-velocity layer of the mantle? Geology 4: 69-72.

EGGLER, D.H. y MYSEN, B.O.

- 1.976 The role of CO₂ in the genesis of olivine melilitite: discussion. Contrib. Mineral. Petrol. 55: 231-236.

EINARSSON, T.

- 1.958 Development age of topography in the mountains, between Skagafjordur and Hvanatjussyla. Natturfraedingurium 28: 1-25.

- EL GORESY, A. y YODER, H.S.
1.974 Natural and synthetic melilite compositions. Carnegie Inst. Washington, Year Book 73: 359-371.
- ENGEL, J.C. e INGAMELLS, C.O.
1.977 Geostandars. A new approach to their production and use. Geostandards Newsletters 1: 51-60.
- EZQUERRA DEL BAYO, J.
1.844 Basaltos. Semanario Pintoresco, Madrid.
- FERNANDEZ VALDES, A., ALVARADO, A. de y MESEGUER, J.
1.931 Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 734, Ciudad Real. I.G.M.E. 54 pp.
- FERNANDEZ VALDES, A. y ALVARADO, A. de
1.935 Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 n°785. I.G.M.E. 22 pp.
- FERRARA, G., BIGAZZI, G., BONADONNA, F.P. et al.
1.973 Radiometric dating of the Valencia volcanic rocks. En: Initial Reports Deep Sea Drilling Project, vol. XIII, part. 2, p. 773. Ryan W.B.F. and K.J. Hsu, Washington Governn., Printing Office.
- FIELDER, G. y WILSON, I.
1.975 Volcanoes of the Earth, Moon and Mars. Elek (Scient. Books), 126 pp.
- FISHER, R.V. y WATERS, A.C.
1.969 Bed forms in base surge deposits: Lunar implications. Science 165: 1349-1352.
- FISHER, R.V. y WATERS, A.C.
1.970 Base surge bed forms in maar volcanoes. Am. J. Sci. 268: 157-180.
- FLOWER, M.F.J., SCHMINCKE, H.V. y THOMPSON, R.N.
1.975 Phlogopite stability and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ step in basalts along the Reykjanes Ridge. Nature 254: 404-406.
- FORBES, W.C. y FLOWER, M.F.J.
1.974 Phase relations of titanophlogopite, $\text{K}_2\text{Mg}_4\text{TiAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4$: A refractory phase in the upper man-

tle?. E.P.S.L. 22: 60-66.

FOUCAULT, A.

1.971 Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir. These Doc. Fac. Sc. Université de Paris.

FREY, F.A. y GREEN, D.H.

1.974 The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. Geochim. Cosmochim. Acta 38: 1023-1059.

FREY, F.A., GREEN, D.H. y ROY, S.D.

1.978 Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. J. Petrology 19: 463-513.

FREY, F.A., RODEN, M.F. y ZINDLER, A.

1.980 Constraints on mantle source compositions imposed by phosphorus and the rare-earth elements. Critical comments on the paper by A.E. Beswick and I.S. E. Carmichael. Contrib. Mineral. Petrol. 75: 165-173.

FUSTER, J.M.

1.956 La provincia volcánica de La Gúelaya (Harrueco ^{es} español). Estudios Geol. 12: 59-94.

FUSTER, J.M., AGUILAR, M.J. y GARCIA, A.

1.965 Las sucesiones volcánicas en la zona del Pozo de los Frailes dentro del volcanismo cenozoico del Cabo de Gata (Almería). Estudios Geol. 21: 199-222.

FUSTER, J.M., GASTESI, P., SAGREDO, J. y FERMOSE, M.L.

1.967 Las rocas lamproíticas del Sureste de España. Estudios Geol. 22: 35-69.

FUSTER, J.M. y CARRACEDO, J.C.

1.979 Magnetic polarity mapping of Quaternary volcanic activity of Fuerteventura and Lanzarote (Canary Islands). Estudios Geol. 35: 59-65.

GASS, I.G.

- 1.970 Tectonic and magmatic evolution of the Afro-Arabian zone. En: African magmatism and tectonics. Ed. Clifford, T.N. Gass, I.G.. Oliver and Boy, Edimburg 285-300.

GASS, I.G.

- 1.972 The role of lithothermal systems in magmatic and tectonic processes. Jour. Earth Sci. 8: 261-273.

GAST, P.W.

- 1.968 Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. Geochim. Cosmochim. Acta 32: 1057-1086.

GIROD, M.

- 1.965 Données pétrographiques sur les basanites a analcime. Bull. Soc. Franc. Miner. Crist. 88: 58-65.

GONZALEZ REGUERAL, J.R.

- 1.920 Estudio microscópico de algunas rocas basálticas de Ciudad Real. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 20 184.

GORAI, M.

- 1940 A consideration of the genesis of alkali basalts from Wu-ta-lieu-chih volcano, North Manchuria. J. Geol. Soc. Japan 47: 457-467, 481-498.

GRAY, N.H.

- 1.973 Estimation of parameters in petrological material balance equations. Math. Geol. 5: 225-236.

GREEN, D. y RINGWOOD, A.

- 1.967 The genesis of basaltic magmas. Contrib. Mineral. Petrol. 15: 103-190.

GREEN, D.H.

- 1.969 The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle. Tectonophysics 7: 409-422.

GREEN, D.H.

- 1.971 Compositions of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanisms. Phil. Trans. Roy. Soc. London 268: 707-725.

GREEN, D.H.

- 1.973 a Experimental melting studies on a upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. E.P.S.L. 19: 37-53.

GREEN, D.H.

- 1.973 b Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite. Earth Planet. Sci. Lett. 17: 456-465.

GREEN, D.H. y RINGWOOD, A.E.

- 1.967 The genesis of basaltic magmas. Contrib. Mineral. Petrol. 15: 103-190.

GREEN, D.H. y LIEBERMANN, R.C.

- 1.976 Phase equilibric and elastic properties of a pyrolyte model for the oceanic upper mantle. Tectonophysics 32: 61-92.

GOTTARDI, G.

- 1.978 Mineralogy and crystal chemistry of zeolites. En Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use. Ed. Saud, L.B. y Mumpton, F.A. Pergamon Press 31-44.

GUPTA, A.K., VENKATESWARAN, G.P., LIDIAK, E.K. y EDGAR, A.D.

- 1.973 The Sistem Diopside-Nepheline - Akermanite-leucite and its bearing on the genesis of alkali-rich mafic and ultramafic volcanic rocks. Jour. of Geol. 81: 209-218.

GUPTA, A.K., YAGI, K., HARIYA, Y. y ONUMA, K.

- 1.976 Experimental investigations of some synthetic leucite rocks under water pressures. Proc. Japan Acad. Sci. 52: 469-472.

GUPTA, A.K. y YAGI, K.

- 1.980 Petrology and genesis of leucite-bearing rocks. Springer-Verlag Ed. 251 pp.

HAKLI, J.A. y WRIGHT, T.L.

- 1.967 The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. Geochim. Cosmochim. Acta 31: 877-884.

HAMILTON, D.L.

- 1.961 Nephelines as crystallization temperature indicators. Jour. of Geol. 69: 321.

HARRIN, D.A.

- 1.960 The Rungwe volcanics at the northern end of Lake Nyasa. Mem. Geol. Surv. Dep. Tanganyika 2.

HARRIS, P.G.

- 1.957 Zone refining and the origin of potassic basalts. Geochim. Cosmochim. Acta 12: 145-208.

HARRIS, P.G., HUTCHISON, R. y PAUL, D.K.

- 1.972 Plutonic xenoliths and their relation to upper mantle. Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A. 271: 313-323.

HEIKEN, G.

- 1.971 Tuff rings: examples from the Fort-Rock-Christmas Lake Valley basin, South Central Oregon. J. Geophys. Res. 76: 5615-5626.

HEINRICH, E.V.

- 1.966 The geology of carbonatites. Rand McNally and C. 555 pp.

HERNANDEZ, J.

- 1.975 Sur le caractere shoshonitique des andesites du Gourougou, Rif oriental (Maric). C.R. Acad. Sci. Paris 280: 233-236.

HERNANDEZ-PACHECO, A., e IBARROLA, E.

- 1.970 Nuevos datos sobre la petrología y geoquímica de las rocas volcánicas de la isla de Alborán (Mediterraneo Occidental, Almeria). Estudios Geol. 26: 93-103.

HERNANDEZ-PACHECO, E.

- 1.921 El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad Real. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo cincuentenario 98-114.

HERNANDEZ-PACHECO, E.

- 1.927 Les volcans de la region centrale de l'Espagne. Bull. Volcanologique 4: 267.

HERNANDEZ-PACHECO, F.

- 1.932 Estudio de la región volcánica central de España. Mem. Ac. Ciencias Exactas Físicas y Naturales 3 236 pp.

HERNANDEZ-PACHECO, F.

- 1.932 La región volcánica de Ciudad Real. R. Soc. Geogr. Nac. 72: 131-134 y 145-213.

HERTOGEN, J. y GIJBELS, R.

- 1.976 Calculation of trace element fractionation during partial melting. Geochim. Cosmochim. Acta. 40: 313-322.

HOFMANN, A.W. y HART, S.R.

- 1.978 An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 38 44-62.

HOLMES, A.

- 1.932 The origin of the igneous rocks. Geol. Mag. 69: 543-558.

HOLMES, A.

- 1.950 Petrogenesis of Katungite and its associates. Am. Miner. 35: 772-792.

HOLMES, A.

- 1.965 Principles of physical geology. 2^a Ed. Ronald Press. 1069-1078.

HOLMES, A. y HARWOOD, H.F.

- 1.932 Petrology of the volcanic fields east and south east of Ruwenzori, Uganda. Q.J. Geol. Soc. 38: 370-442.

HUANG, W.L. y WYLLIE, P.J.

- 1.974 Eutectic between wollastonite II and calcite contrasted with thermal barrier in MgO-SiO₂-CO₂ at 30 kilobars, with applications to kimberlite-carbonate petrogenesis. E.P.S.L. 24: 305-310.

IBARROLA, E.

- 1.970 Variabilidad de los magmas basálticos en las Canarias Orientales y Centrales. Estudios Geol. 26: 337-399.

IBARROLA, E. y BRANDLE, J.L.

- 1.974 Estudio comparativo de melilitas en rocas ultramáficas de dos diferentes "provincias volcánicas" españolas. Pub. I Congreso Nacional de Geodesia y Geofísica 1291-1318.

ILLIES, J.H.

- 1.975 Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine System. Geol. Rundschau 64: 677-699.

ILLIES, J.H. (Ed.)

- 1.981 Mechanism of graben formation. Tectonophysics (special issue) 73, 266 pp.

I.U.G.S. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.

- 1.973 Classification and nomenclature of plutonic rocks. Geol. Newsletter 2: 110-127.

JAGOUTZ, E., CARLSON, R.W. y LUGMAIR, G.W.

- 1.980 Equilibrated Nd-unequilibrated Sr isotopes in mantle xenoliths. Nature 286: 708-710.

JEREMINE, E.

- 1.955 L'ankaratrite a hauyne du Jebel Tourquejid (Haut Atlas de Midelt). Notes Serv. Geol. Maroc. 12: 59-

JEREZ MIR, F.

- 1.977 Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas. Bol. Geol. y Min. 90: 503-555.

JEREZ MIR, L.

- 1.973 Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (prov. de Albacete y Murcia). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 74 pp.

JESSEN, O.

- 1.930 La Mancha, Eing. Beitrage zur landeskunde Neucastiliens. Kolu. Souderdruck aus den Mitt. Geogr, Gesell Hamb. 41: 132-227.

JOHANNSEN, A.

- 1.938 A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. I Introduction, textures, classifications and glossary. Univ. Chicago Press 1-318.

JOHNSON, R.W., WALLACE, D.A. y ELLIS, D.J.

- 1.976 Feldspathoid-bearing potassic rocks and associated types from volcanic islands off the coast of New Ireland, Papua, New Guinea, a preliminary account of geology and petrology. En: Volcanism in Australasia. Ed. Johnson, 405 pp.

JORESKOG, K.G., KLOVAN, J.E. y REYMENT, R.A.

- 1.976 Geological factor analysis. Elsevier, Pub. Comp.

KAY, R.W. y GAST, P.W.

- 1.973 The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. Jour. of Geol. 81: 653-682.

KEAR, D.

- 1.964 Volcanic alignments north and west of New Zealand's central volcanic regions. N.Z. Jl. Geol. Geophys. 7: 24-44.

KIEFFER, G.

- 1.968 Contribution a l'étude de l'alteration des laves a caracteres basaltiques. Revue d'Auvergne 82: 27-49.

KLOVAN, J.E. e IMBRIE, J.

- 1.971 An algorithm and Fortran IV program for large scales Q-Mode factor analysis and calculation of factor scores. Math. Geol. 3: 61-77.

KLOVAN, J.E. y MIESCH, A.T.

- 1.975 Extended CABFAC and Q-model computer programs for Q-mode factor analysis of compositional data. Computers and Grosciences 1-3. 161-179.

KUDO, A.M., BROOKINS, D.G. y LAUGHLIN, A.W.

- 1.972 Sr isotopic disequilibrium in lherzolites from the Puerco Necks, New Mexico. E.P.S.L. 15: 291-295.

KUSHIRO, I.

- 1.964 Stability field of akermanite. Carnegie Inst. Washington, Year Book 63: 84-86.

KUSHIRO, I.

- 1.972 Partial melting of synthetic and natural peridotites at high pressures. Carnegie Inst. Year Book, 71: 357-362.

KUSHIRO, I., SATAKE, H. y AKINOTO, S.

- 1.975 Carbonate-silicate reactions at high pressures and possible presence of dolomite and magnesite in the upper mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 28: 116-120.

LACROIX, A.

- 1.916 La constitution des roches volcaniques de l'extreme Nord de Madagascar et de Nosybé; les ankaratrires de Madagascar en general. C.R. Acad. Sci. Paris 163: 253-258.

LANGMUIR, C.H., BENDER, J.F., BENCE, A.E. , HANSON, G.N. y TAYLOR, S.R.

- 1.977 Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area, Mid-Atlantic Ridge. E.P.S.L. 36: 133-156.

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. y MARCHAL, M.

- 1.980 A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. Chemic. Geol. 29: 183-210.

LE BAS, M.J.

- 1.971 Peralkaline vulcanism, crustal swelling and rifting. Nature Phys. Sci. 230, 85.

LEEMAN, W.P.

- 1.973 Partitioning of Ni and Co between olivine and basaltic liquid. EOS 54, 1222.

LEGGO, P.J. y HUTCHISON, R.

- 1.968 A Rb-Sr isotope study of ultrabasic xenoliths and their basaltic host rocks from Massif Central, France. E.P.S.L. 5: 71-75.

LE MAITRE, R.W.

- 1.979 A new generalised petrological mixing model. Contrib. Mineral. Petrol. 71: 133-137.

LE MAITRE, R.W.

- 1.981 GEN MIX- A generalized petrological mixing model program. Computers and Geosciences 7: 229-247.

LINDGREN, W.

- 1.933 Differentiation and ore deposition: Lindgren volume: Ore deposits of the Western States. An. Inst. Min. Metall. Eng. 797: 152-180.

LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E.

- 1.980 La región volcánica neógena del Sureste de España. Estudios Geol. 36: 5-63.

LORENZ, V.

- 1.973 On the formation of Maars. Bull. Volcanologique 37 183-204.

LOTZE, F.

- 1.945 Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotek. Forsch. 6: 78-92.

LLOYD, F.E. y BAILEY, D.K.

- 1.975 Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences. Phys. Chem. Earth 9: 389-416.

MAALOE, S. y AOKI, K.

- 1.977 The major element composition of the Upper Mantle estimated from the composition of lherzolites. Contrib. Mineral. Petrol. 63: 161-173.

- MACDONALD, G.A.
1.949 Hawaiian petrographic province. Geol. Soc. Amer. Bull. 60: 1541-1596.
- MACDONALD, G.A. y KATSURA, J.
1.964 Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrology 5: 82-133.
- McCANNOM, R.B.
1.977 Target intersection probabilities for parallelline and continous-grid tipos of search. Jour. Inst. Ass. Mathem. Geol. 9: 369-382.
- MACPHERSON, J.
1.879 Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica. An. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 8: 229-264.
- MAESTRE, A.
1.836 Nota sobre las formaciones basálticas de la Mancha. Neues Jahebuch.
- MAESTRE, A.
1.944 Observaciones acerca de los terrenos volcánicos de la Península. Bol. Of. de Minas 103: 117-119.
- MAURY, R.C. y VARET, J.
1.980 Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. Mem. B.R.G.M. 107, 137-159.
- MEYER, M.O.A.
1.977 Mineralogy of the upper mantle: a review of the minerals in mantle xenoliths from kimberlite. Earth Sci. Rev. 13: 251-281.
- MIESEM, A.T.
1.976 Q-mode factor analysis of geochemical and petrology data matrices with constant rowsums. Geol. Surv. Professional pap. 574-6, 47 pp.
- MINGARRO, F.
1.958 Estudio fisiográfico y geomorfológico del valle del Guadiana, entre Luciana y Puebla de Don Rodrigo (Ciudad Real). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 56: 169-184.

MINGARRO, F.

- 1.959 Significado genético del Guadiana entre Cijara y Alarcos. Estudios Geol. 15: 283-292.

MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS

- 1.971 Estudios previos de Terrenos: Autopista Madrid-Córdoba. Tramo Ciudad Real-Fuencaliente, 94 pp.

MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS

- 1.972 Estudio previo de terrenos. Autopista Madrid-Córdoba. Tramo Piedrabuena-Ciudad Real, 90 pp.

MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS

- 1.973 Estudio previo de terrenos. Corredor del Sur o tramo: Villarrubia de los Ojos-Santa Elena, 91 pp.

MINSTER, J.F. y ALLEGRE, C.J.

- 1.978 Systematic use of trace elements in igneous processes. Part. III. Inverse problem of Batch Partial Melting in volcanic suites. Contrib. Mineral. Petrol. 68: 37-52.

MODRESKY, P.J. y BOETTCHER, A.L.

- 1.972 The stability of phlogopite enstatite at high pressures: A Model for micas in the interior of the earth. Am. J. Sic. 272: 852-869

MODRESKY, P.J. y BOETTCHER, A.L.

- 1.973 Phase relationships of phlogopite in the system $K_2O-MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 35 kilobars: a better model for micas in the interior of the earth. Am. J. Sci. 273: 385-414.

MOLINA, E.

- 1.974 Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Madrid, 347 pp.

MOLINA. E.

- 1.975 Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Trab. sobre Neógeno-Cuaternario Inst^o Lucas Mallada, C.S.I.C. 106 pp.

- MOLINA, E., PEREZ GONZALEZ, A. y AGUIRRE, E.
1.972 Observaciones geológicas en el Campo de Calatrava. Estudios Geol. 28: 3-11.
- MOLNAR, F. y TAPPONIER, P.
1.975 Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. Science 189: 419-426.
- MOORE, J.G.
1.967 Base surge in recent volcanic eruptions. Bull. Volcanologique 30: 337-363.
- MOORE, J.G., NAKAMURA, K. y ALVARAZ, A.
1.966 The 1.965 eruption of Taal volcano. Science 151: 955-960.
- MYSEN, B.O. y BOETTCHER, A.L.
1.975 a Melting of a hydrous mantle, I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon, dioxide and hydrogen. J. Petrology 16: 520-548.
- MYSEN, B.O. y BOETTCHER, A.L.
1.975 b Melting of a hydrous mantle, II. Geochemistry of crystals formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. J. Petrology 16: 549-593.
- MYSEN, B.O. y BOETTCHER, A.L.
1.976 Melting of hydrous mantle, III. Phase relations of garnet websterite + H₂O at high pressures and high temperatures. J. Petrology 17: 1-14.
- NAGASAWA, H.
1.970 Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. Eart. Planet. Sci. Lett. 9: 359-364.
- NAKAMURA, N.
1.974 Determination of Rb, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta 38: 757-775.

NESBITT, R.W. y SUN, S.S.

- 1.976 Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesium and low magnesium tholeiites. Earth. Planet. Sci. Lett. 31: 433-453.

NEUMANN, E.R. y RAMBERG, I.B.

- 1.978 Paleorifts-concluding remarks. En: Ramberg y Newman Ed. Tectonics and Geophysics of Continental Rifts. Reidel Publ. Comp. 409-424.

NOBEL, F.A. y ANDRIESSEN, P.A.M.

- 1.981 Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the betic cordilleras, southern Spain. Geol. Minjbouw 60: 209-214.

O'HARA, M.J.

- 1.973 Non-primary magmas and dubious mantle plume beneath Iceland. Nature, 243: 507-508.

O'HARA, M.J.

- 1.975 Is there an Icelandic mantle plume? Nature 253: 708-710.

O'HARA, M.J. y YODER, H.S.

- 1.967 Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. Scott. J. Geol. 3: 67-117.

OLLIER, C.D.

- 1.967 Maars, their characteristics, varieties and definition. Bull. Volcanologique 31: 45-73.

OLLIER, C.D.

- 1.969 Volcanoes. The Mit. Press (1.972) 177 pp.

OLLIER, C.D.

- 1.974 Phreatic eruptions and maars. Physical volc. ed.

O'NIONS, R.K. y PANKHURST, R.J.

- 1.974 Petrogenetic significance of isotope and trace element variation in volcanic rocks from the Mid-Atlantic. J. Petrology 15: 603-634.

PARGA PONDAL, I.

- 1.935 Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica. Trab. Mus. Cien. Nat. G. 39:174 p.

PAUL, D.K.

- 1.971 Strontium isotope studies on ultramafic inclusions from Dreiser Weiber, Eifel, Germany. Contrib. Mineral. Petrol. 34: 22-28.

PEARCE, J.A. y NORRY, M.J.

- 1.979 Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 69: 33-47.

PEÑA PITA, C.

- 1.965 Nuevos datos sobre las rocas volcánicas de Campos de Calatrava. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Universidad Complutense.

PETERMAN, Z.E., CARMICHAEL, I.E. y SMITH, A.L.

- 1.970 Strontium isotopes in quaternary basalts of south eastern California. E.P.S.L. 7: 381-384.

PHILPOTTS, J.A. y SCHNETZLET, C.C.

- 1.970 Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. Geochim. Cosmochim. Acta 34: 307-322.

PIPER, J.D.A.

- 1.971 Ground magnetic studies of coastal growth in Iceland. Earth Planet. Sci. Lett. 12: 199-207.

PIPER, J.D.A.

- 1.973 Volcanic history and tectonics of the North Laujokull Region, Central Iceland. Can. J. Earth Sci. 10: 164-179.

POWERS, M.A.

- 1.955 Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian islands. Geochim. Cosmochim. Acta 7: 77-

PRESNALL, D.C.

- 1.969 The geometrical analysis of partial fusion. Am. J. Sci. 267: 1178-1191.

PREVOST, A. y ALLEGRE, C.J.

- 1.979 Process identification and search for optimal differentiation parameters from major element data.

General presentation with emphasis on the fractional crystallization process. Geochim. Cosmochim. Acta 43: 487-501.

QUIROGA, F.

- 1.880 Estudio micrográfico de algunos basaltos de Ciudad Real. An. Real.Soc. Esp. Hist. Nat. 9: 161.

REDONDO, E. y MOLINA, E.

- 1.980 Bosquejo morfológico de la cuenca del río Bulla que (Ciudad Real). Bol. Geol. Min. 91: 472-480.

REID, M.J., GANCARZ, A.J. y ALBEE, A.L.

- 1.973 Constrained least-square analysis of petrologic problems with a application to lunar sample 1240. Earth Planet. Sci. Lett. 17: 433-445.

RINGWOOD, A.E.

- 1.966 The chemical composition and origin of the earth. En: Advances in Earth Science, P. Murley ed. M.I.T. Press, 287-356.

RINGWOOD, A.E.

- 1.975 Composition and petrology of the Earth's Mantle. McGraw-Hill Ed. 618 pp.

RITTMAN, A.

- 1.933 Die geologisch bedingte evolution und differentiation des Somma-Vesubius magma. Z. Vulkanol. 5: 8-94.

ROIZ, J.M.

- 1.979 La estructura y la sedimentación hercínica, en especial el Precámbrico superior en la región de Ciudad Real-Puertollano. Tesis Doctoral, Fac. Geológicas, Universidad Complutense, 236 pp.

ROSA, A. de la, ALVARADO, A. de y HERNANDEZ-PACHECO, F.

- 1.928 Memoria explicativa de la Hoja geológica 810, Almodóvar del Campo. I.G.M.E. 60 pp.

ROSA, A. de la, ALVARADO, A. de y HERNANDEZ-PACHECO, F.

- 1.932 Memoria explicativa de la Hoja de Ciudad Real. I.G.M.E. 92 pp.

SAENZ, C. y LOPEZ MARINAS, J.M.

- 1.975 La edad del volcanismo de Cofrentes. Tecniterrae 6: 8-14.

SAHAMA, Th.G.

- 1.962 Order-disorder in natural nepheline solid solutions J. Petrology 3: 65-81.

SAHAMA, Th. G.

- 1.967 Iron content of melilite. Comp. Rend. Soc. Geol. Finl. 39: 17-28.

SAHAMA, Th. G.

- 1.976 Composition of clinopyroxene and Melilite in the Nyragongo rocks. Carnegie Inst. Washington, Year Book 75: 585-591.

SAMPSON, R.J.

- 1.975 SURFACE II. Graphic system. Number one. Series on Spatial Analysis, Kansas Geol. Serv. 240 pp.

SANCHEZ CELA, V.

- 1.968 Estudio petrológico de las sucesiones volcánicas del sector central de la formación del Cabo de Gata (Almería). Estudios Geol. 24: 1-38.

SANCHEZ GARCIA, M.

- 1.978 Modelos estadísticos aplicados a tratamiento de datos. Centro de Cálculo, Universidad Complutense, 343 pp.

SAUPE, F.

- 1.971 La serie ordovicienne et silurienne d'Almaden (Prov. Ciudad Real, Espagne). Mem. B.R.G.M. Col. Ordovicienne-Silurienne 73: 355-366.

SCHAIRER, J.F. y YODER, H.S.

- 1.964 The join akermanite ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$) - soda melilite ($\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$). Carnegie Inst. Washington, Year Book 63: 89-90.

SCHAIRER, J.F., YODER, H.S. y TILLEY, C.E.

- 1.965 Behaviour of melilites in the join gehlenite-soda melilite-akermanite at one-atmosphere pressure.

- Carnegie Inst. Washington, Year Book 64: 95-100.
- SCHAIRER, J.F., YODER, H.S. y TILLEY, C.E.
1.967 The high-temperature behaviour of synthetic melilites in the join gehlenite-soda melilite-akermanite. Carnegie Inst. Washington, Year Book 65: 217-226.
- SCHILLING, J.G.
1.966 Rare earth fractionation in Hawaiian volcanic rocks. Ph. D. Thesis, Massach. Inst. Techn.
- SCHILLING, J.G. y WINCHESTER, J.W.
1.967 Rare Earths in Hawaiian Basalts. Science 153: 867-869.
- SENGÖR, C.A.M.
1.976 Collision of irregular continental margins: Implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. Geology 4: 779-782.
- SENGÖR, C.A.M. y BURKE, K.
1.978 Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications. Geoph. Res. Lett. 5 419-421.
- SENGÖR, C.A.M., BURKE, K. y DEWEY, J.F.
1.978 Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the upper Rhine graben as an example. Am. J. Sci. 278: 24-40.
- SHAND, S.J.
1.931 The granite-syenite-limestone complex of Palabarc Transvaal. Trans. Geol. Soc. S. Afr. 67: 81-92.
- SHAW, D.
1.970 Trace element fractionation during anatexis. Geochem. Cosmochim. Acta 34: 237-243.
- SMITH, J.R.
1.981 MANTLE: A program to calculate a 30 Kbar Norm assemblage. Computers and Geosciences 7: 27-34.
- SØRENSEN, H.
1.974 The alkaline rocks. Wiley, Ed. 622 pp.

STEIGER, R.H. y JAEGER, E.

- 1.977 Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett. 36: 359-362.

STORMER, J.C. y NICHOLLS, J.

- 1.978 XL FRAC: A program for the interactive testing of magmatic differentiation models. Computers and Geosciences 4: 143-159.

STRECKEISEN, A.

- 1.967 Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Min. Abh. 107: 144-240.

STRECKEISEN, A.

- 1.979 Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the I.U.G.S. Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Geology 7: 331-335.

STRECKEISEN, A. y LE MAITRE, R.W.

- 1.979 A chemical approximation to the Modal QAPF classification of the Igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh. 136: 169-206.

STRECKEISEN, A.

- 1.980 Classification and Nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Recommendations and suggestions. Geol. Rundschau 69: 194-207.

STUCKLES, J.S. y ERICKSEN, R.L.

- 1.975 Strontium isotopic geochemistry of the volcanic rocks and associated megacrystals and inclusions from Ross Island and Vicinity, Antarctica. Contrib. Mineral. Petrol. 58: 111-126.

STUEBER, A.M. e IKRAMUDDIN, M.

- 1.974 Rubidium, strontium and isotopic composition of strontium in ultramafic nodule minerals and host basalts. Geochim. Cosmochim. Acta 38: 207-216.

- SUN, S.S. y HANSON, G.N.
1.975 Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalts. Geology 3: 297-302.
- SUN, S.S. y HANSON, G.N.
1.975 Origin of Ross Islands basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. Contrib. Mineral Petrol. 52: 77-106.
- SUN, S.S. y NESBITT, R.W.
1.978 Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics and mantle evolution: evidence from rare earth elements. Contrib. Mineral. Petrol. 65: 301-325.
- TAMAIN, G.
1.971 L'ordovicien est-Marianique (Espagne) sa place dans la province Méditerranée. Cól. Ordovicien-Silurien. Mem. B.R.G.M. 73: 403-416.
- TAMAIN, G.
1.972 Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Orientale (Espagne). These, Univ. Orsay, Trav. du Lab. Geol. Struct. et Appl. 91.
- TAMAIN, G.
1.975 El Alcudiense y la orogenesis caledoniense en el Sur de la Meseta Ibérica (España). I. Centenario R. Soc. Esp. Hist. Nat. I, 437-464.
- TATSUMOTO, M.
1.978 Isotopic compositions of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. Earth Planet. Sci. Lett. 38: 68-87.
- TEMPLADO, D., ALVARADO, A. de y HERNANDEZ-PACHECO, F.
1.935 Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 786, Manzanares. I.G.M.E. 38 pp.
- THORPE, R.S., POTTS, P.J. y FRANCIS, P.W.
1.976 Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes. Contrib. Mineral. Petrol. 34: 65-78.

THORPE, R.S. y FRANCIS, P.W.

- 1.979 Petrogenetic relationships of volcanic and intrusive rocks of the Andes. En: Atherton, M.P., Tarney, J. (Eds.) Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence, Shiva Publish. Ltd. 65-78.

TILLEY, C.E., YODER, H.S. y SCHAIRER, J.F.

- 1.965 Melting relations of volcanic tholeiite and alkali rock series. Carnegie Inst. Washington, Year Book 64: 69-82.

TOURNON, J.

- 1.969 Les roches basaltiques de la province de Gerone (Espagne) basanites a leucite et basanites a analcime. Bull. Soc. fr. Miner. Crist. 92: 376-382.

TOURNON, J. y VELDE, D.

- 1.971 On the presence of leucite in basaltic rocks from Central France. Contrib. Mineral. Petrol. 30: 291-295.

TREUIL, M.

- 1.973 Criteres petrologiques, geochemiques et structuraux de la genese et de la differentiation des magmas basaltiques. Exemples de l'Afor. These. Orleans.

TREUIL, M. y JORON, J.L.

- 1.975 Utilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale mediatlantique. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 31: 125-174.

TRÖGER, W.E.

- 1.935 Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. Schweizerbart's che Verlagsbuchhandlung, 360 pp.

TUTTLE, O.F. y SMITH, J.V.

- 1.958 The nepheline-Kalsilite system. II. Phase relations. Am. J. Sci. 256: 571.

- VAN COUVERING, J.A., BERGGREN, W.A., DRAKE, R.E., AGUIRRE, E. y CURTIS, G.H.
- 1.976 The terminal Miocene event. Marine Micropaleont. 1: 263-286.
- VAN KOOTEN, G.K.
- 1.981 Pb and Sr systematics of ultrapotassic and basaltic rocks from the Central Sierra Nevada, California. Contrib. Mineral. Petrol. 76: 378-385.
- VEGAS, R. (Coordinador)
- 1.981 Mapa geológico del Macizo Hespérico a escala 1:500.000. Hoja: Sur. Public. area Xeol. e Min. Est. Galegos.
- VEGAS, R. y ROIZ, J.M.
- 1.979 La continuación hacia el Este de las estructuras hercínicas de las Regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-Oriental- Alcuadiana). Tecniterrae 28: 6-10.
- VELDE, D. y YODER, H.S.
- 1.977 Melilitic and melilites-bearing igneous rocks. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 76: 478-485.
- VIDAL, J.R.
- 1.972 Petrología y geoquímica de las Islas Columbretes (Castellón). Tesis de Licenciatura, Fac. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 94 pp.
- WADE, A. y PRIDER, R.T.
- 1.940 The leucite-bearing rocks in the West Kimberley area, Western Australia. Geol. Soc. London Q.J. 96: 39-98.
- WAFF, H.S.
- 1.980 Effects of the gravitational field on liquid distribution in partial melts within the upper mantle. J. Geophys. Res. 85: 1815-1825.
- WASS, S.Y. y ROGERS, N.W.
- 1.980 Mantle metasomatism precursor to continental alkaline volcanism. Geochim. Cosmochim. Acta 44: 1811-1823.

WATERS, A.C. y FISHER, R.V.

- 1.972 Base surges and their deposits: Capelinhos and Tael Volcanoes. Jour. Geophys. Res. 76: 5596-5614.

WATSON, E.B.

- 1.980 Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental study of apatite, melt equilibric at pressures to 25 Kbar. E.P.S.L. 51: 322-335.

WEILL, D.F., McKAY, G.A., KRIDLEBAUGH, S. y GRUTZECK, M.

- 1.974 Modeling the evolution of Sm and Eu abundances during lunar igneous differentiation. Proc. Fifth. Lunar Sci. Conf. Geochim. Cosmoch. Acta Suppl. 5: 1337-1352.

WENDLANDT, R.F. y EGGLEER, D.H.

- 1.980 The origins of potassic magmas, 2. Stability of phlogopite in natural spinel lherzolite and in the system $KAlSi_3O_8$ -MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ at high pressures and high temperatures. Am. J. Sci. 280: 421-58.

WILLIAMS, H.

- 1.936 Pliocene volcanoes of Navajo-Hopi County. Bull. Geol. Soc. Am. 47: 111-172.

WINMENAUER, W.

- 1.974 The alkaline province of Central Europe and France. En: Sorensen, H. ed. The alkaline rocks. J. Willey Ed. 238-271.

WOOD, D.A., HORON, J.L. y REVEL, M.

- 1.979 A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. E.P.S.L. 45: 326-356.

WRIGHT, T.L.

- 1.974 Presentation and interpretation of chemical data for igneous rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 48: 233-248.

WRIGHT, T.L. y DOHERTY, P.C.

- 1.970 A linear programming and least-squares computer method for solving petrologic mixing problems. Geol. Soc. Am. Bull. 81: 1995-2008.

WILLIE, P.J. y HUANG, W.L.

- 1.976 Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO₂-O₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. Contrib. Mineral. Petrol. 54: 79-107.

WILLIE, P.J.

- 1.979 Petrogenesis and the physics of the Earth. En: Evolution of the igneous rocks. Fiftieth anniversary prospectives. Yoder Ed. Princeton-University Press. 483-520.

WYLLIE, P.J. y HUANG, W.L.

- 1.975 Peridotite, Kimberlite and carbonatite explained in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂. Geology 3: 621-624.

YODER, H.S.

- 1.964 Soda melilite. Carnegie Inst. Washington, Year Book 63: 86-89.

YODER, H.S.

- 1.973 Melilite stability and paragenesis. Fortschr. Mineral. 50: 140-173.

YODER, H.S.

- 1.976 Generation of basaltic magma. Nat. Acad. Sci. USA 265 pp.

YODER, H. y TILLEY, C.

- 1.962 Origin of basalt-magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrology 3: 342-532.

YODER, H. y KUSHIRO, I.

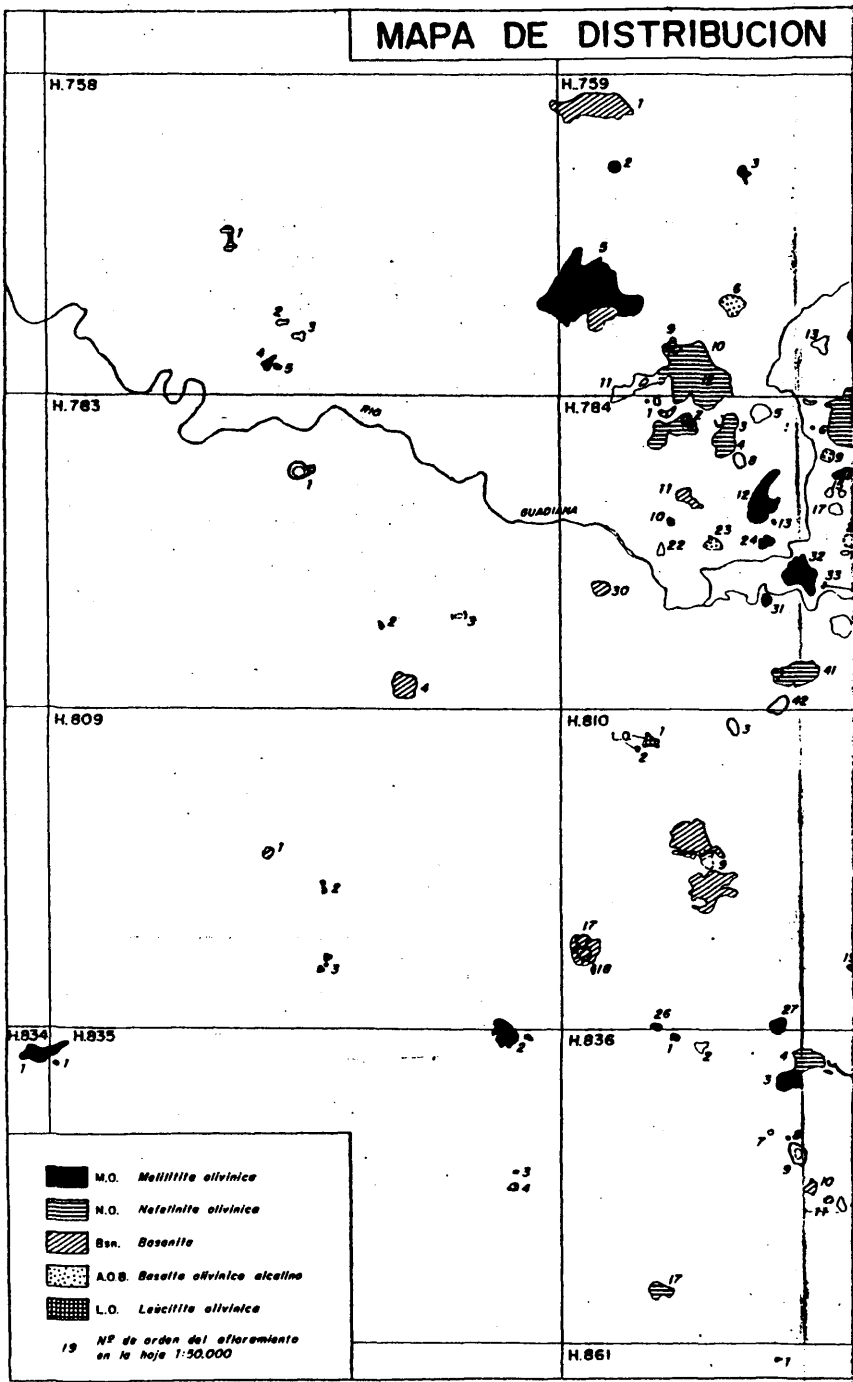
- 1.969 Melting of hydrous phase phlogopite. Am. J. Sci. 267: 558-582.

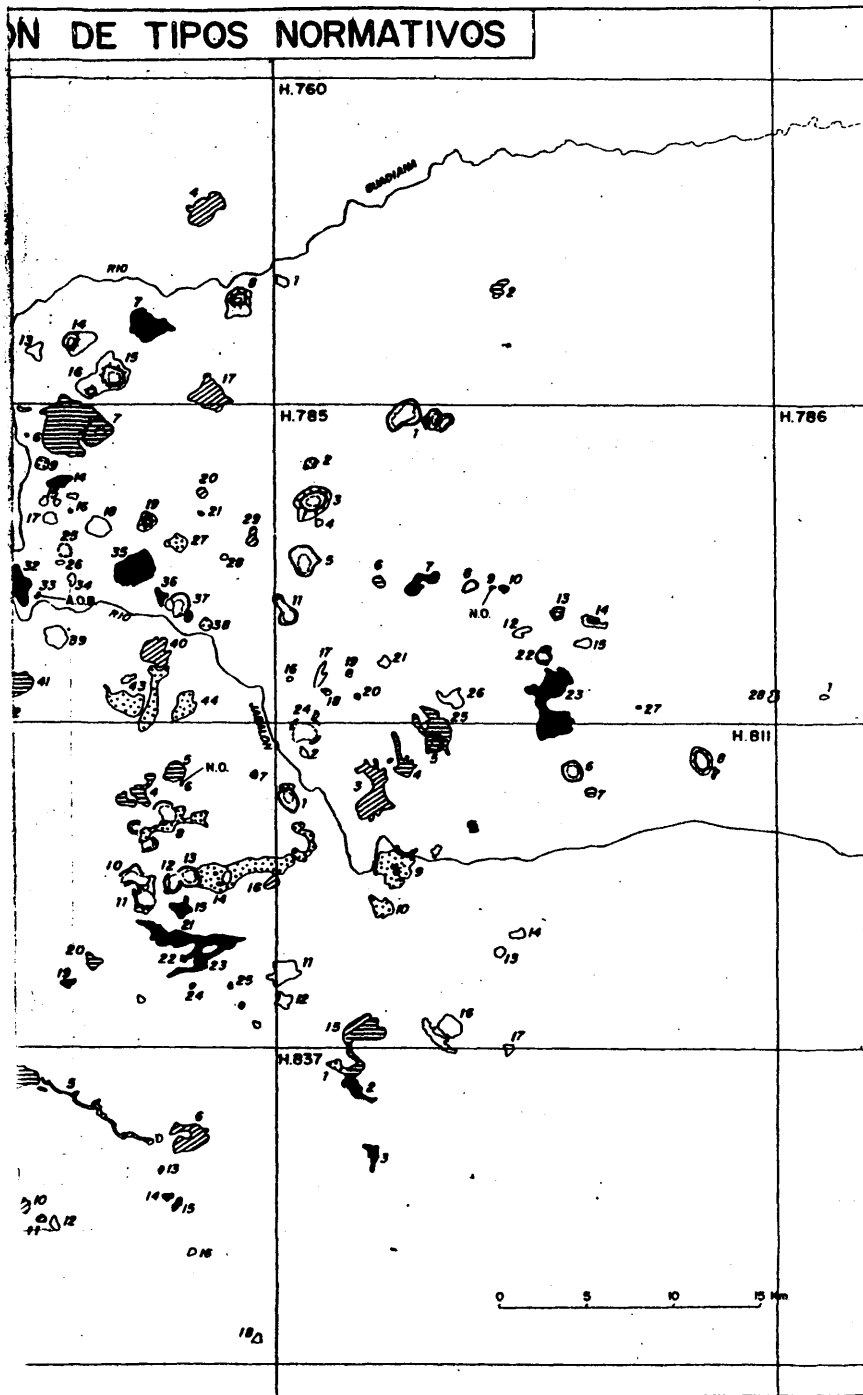
ZINDLER, A., HART, S.R., FREY, F.A. y JAKOBSON, S.P.

- 1.979 Nd and Sr isotope ratios and rare earth element abundances in Reykjanes Peninsula basalts: evidence for mantle heterogeneity beneath Iceland. Earth Planet. Sci. Lett. 45: 249-262.

411






MAPA DE DISTRIBUCION





DISTRIBUCION DE



-  B.O. Basalto
-  N.O. Nefelinita olivínica
-  M.O. Melilita olivínica
-  L.O. Leucilita olivínica
-  Li. Limburgita

1947

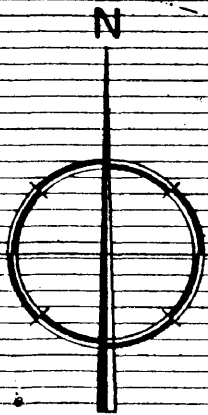
DE TIPOS MODALES



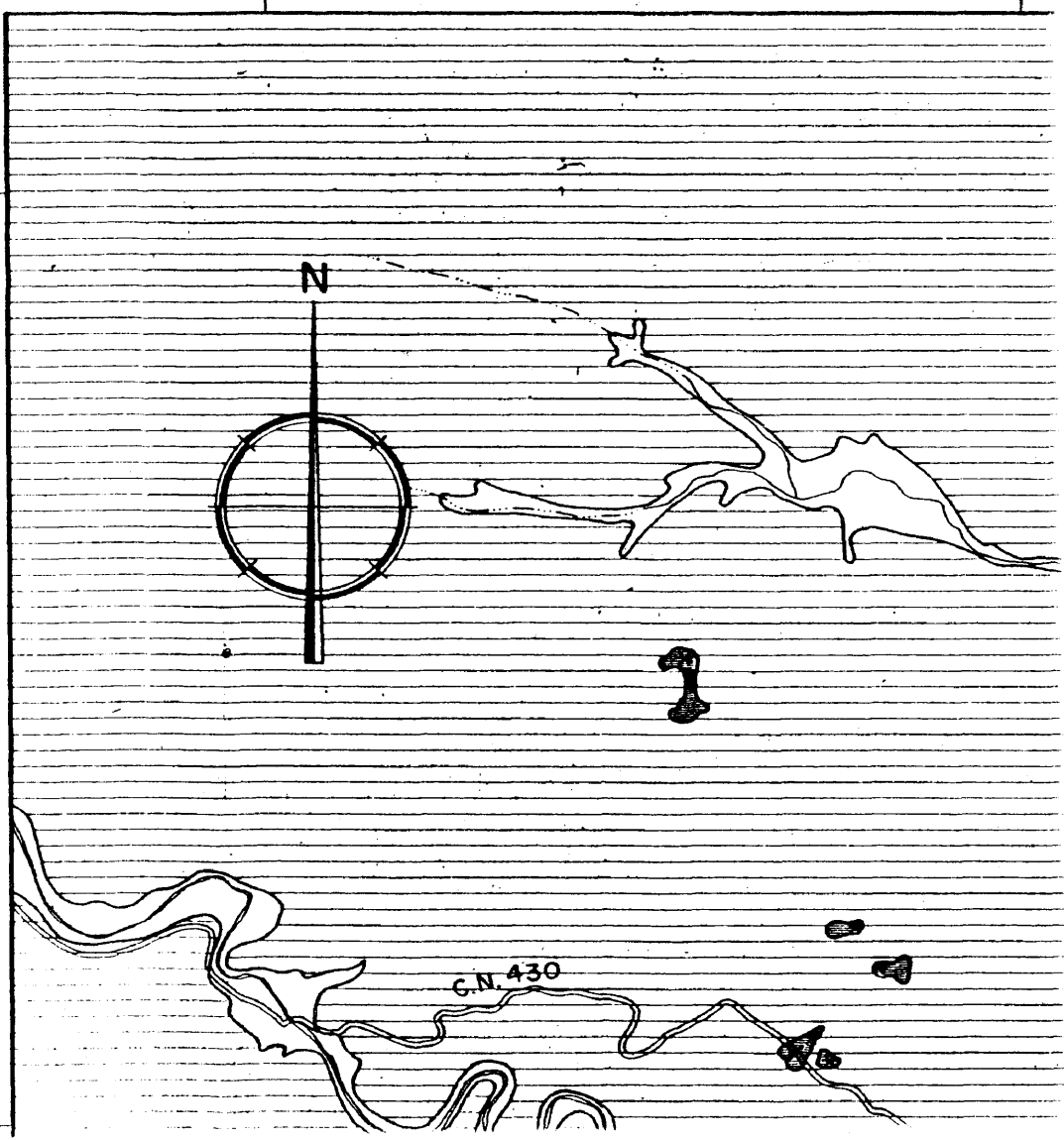
445

4° 30'

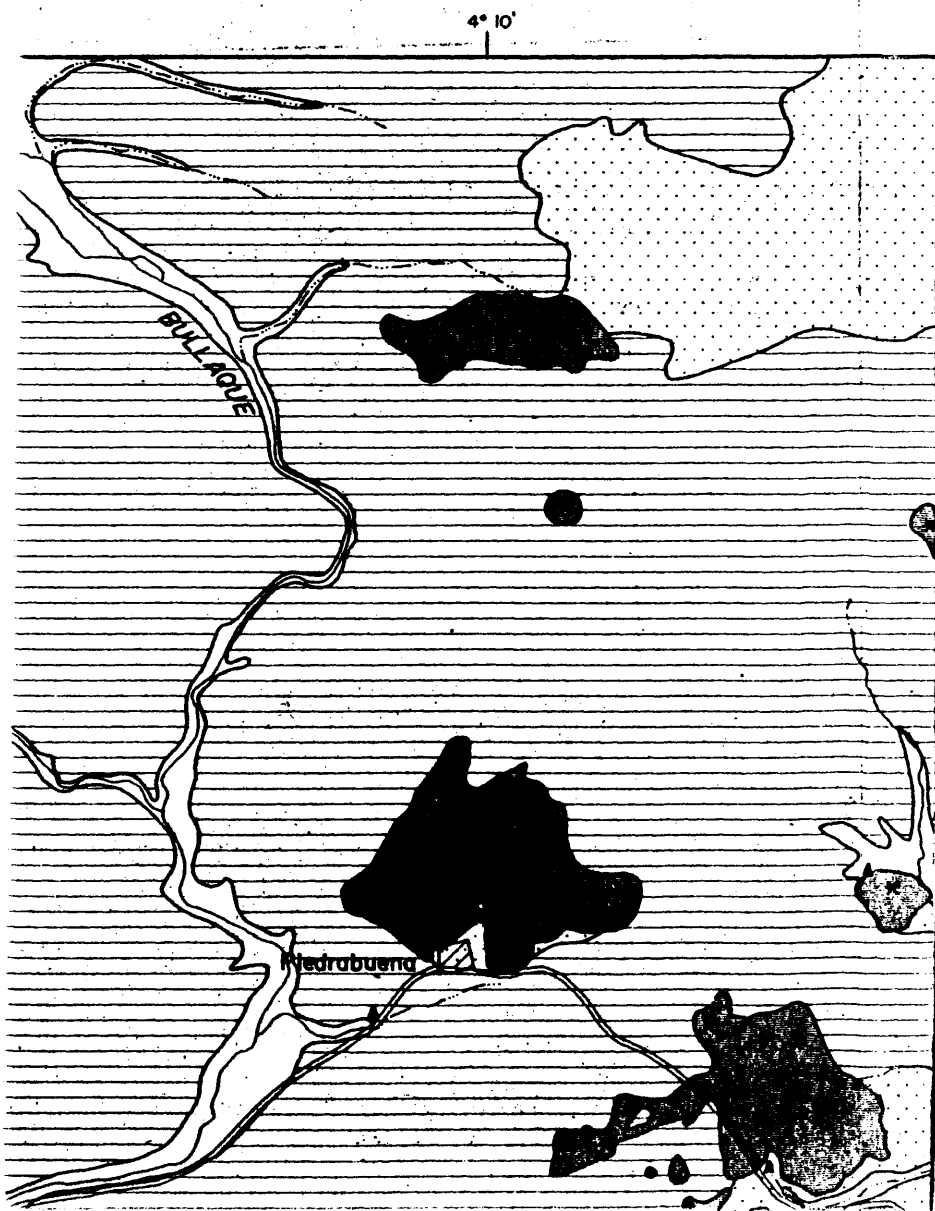
4° 20'



C.N. 430



446
REGION VOLCAN

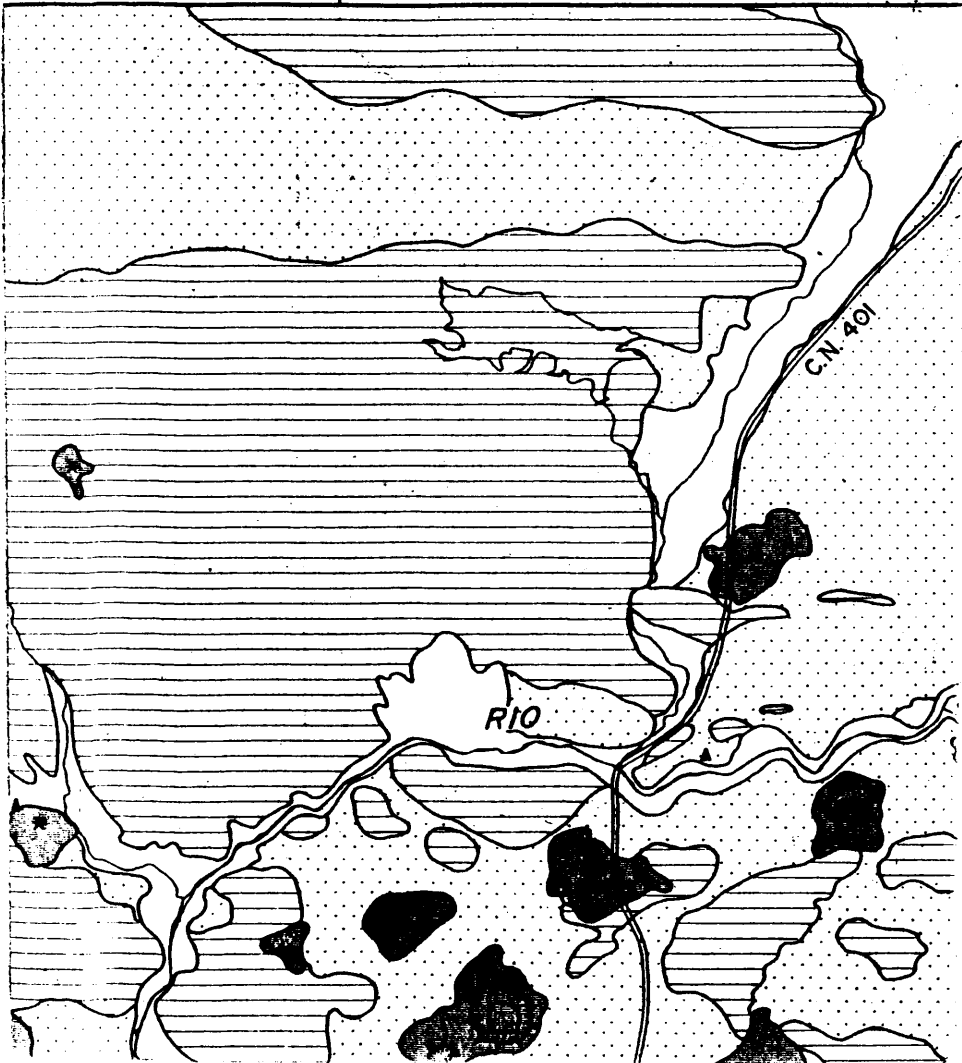


247

ANICA CENTRAL ESPA

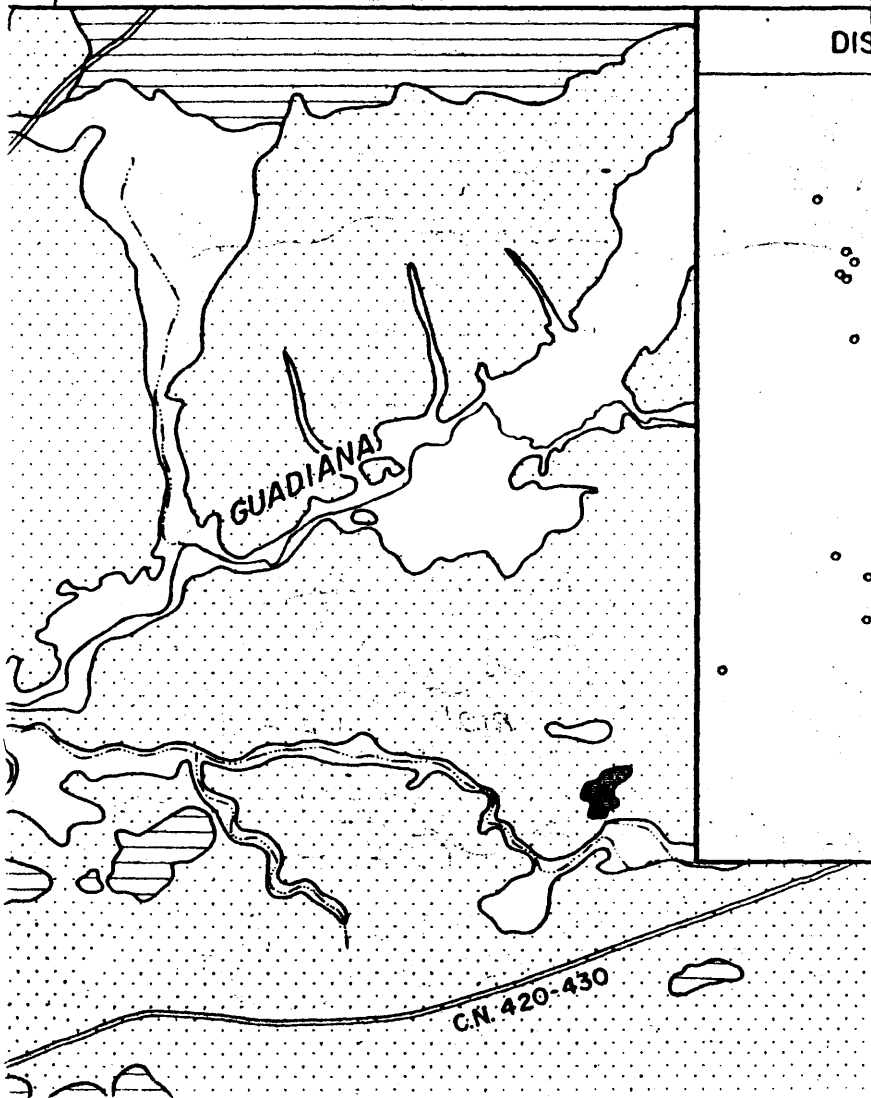
E. ANCOCHEA

4°00'



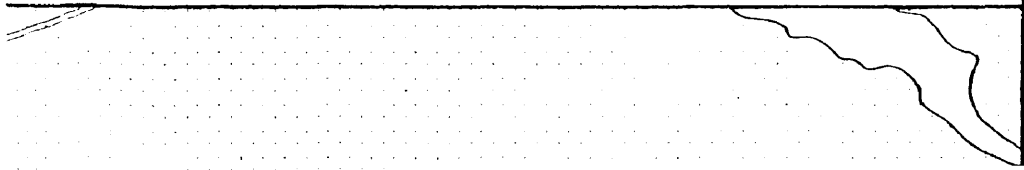
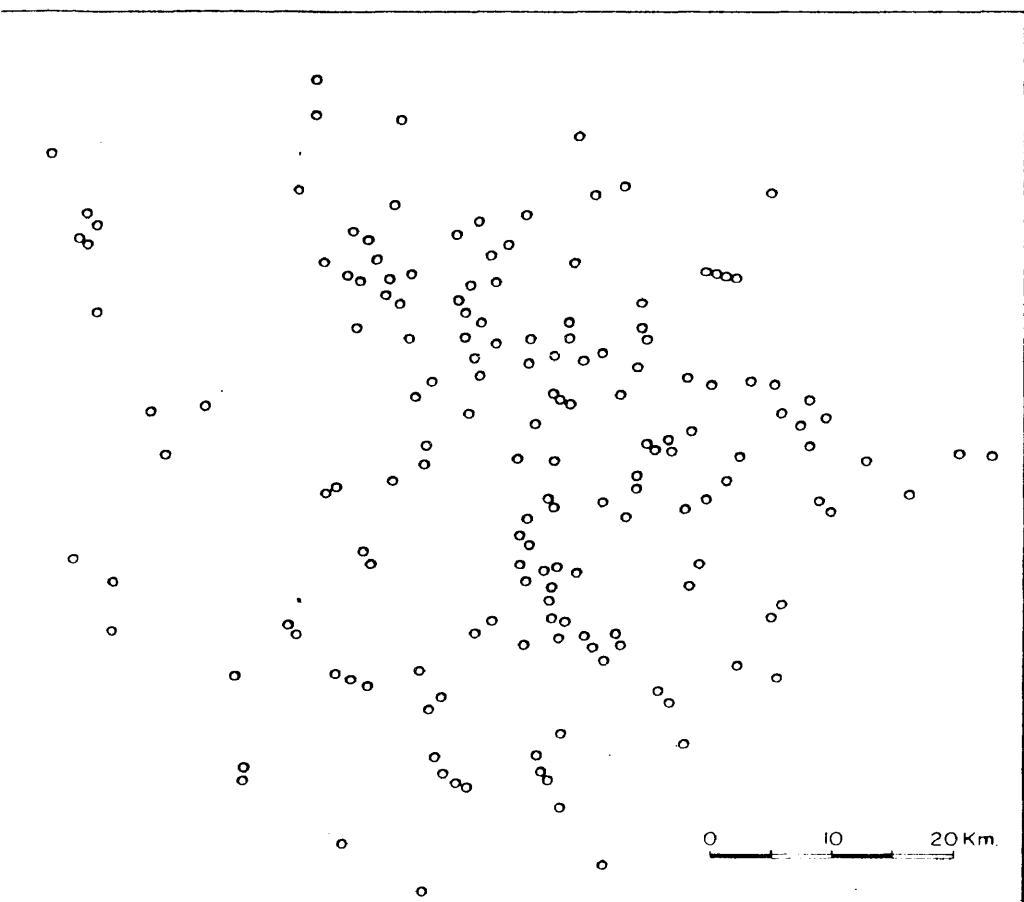
448
ÑOLA

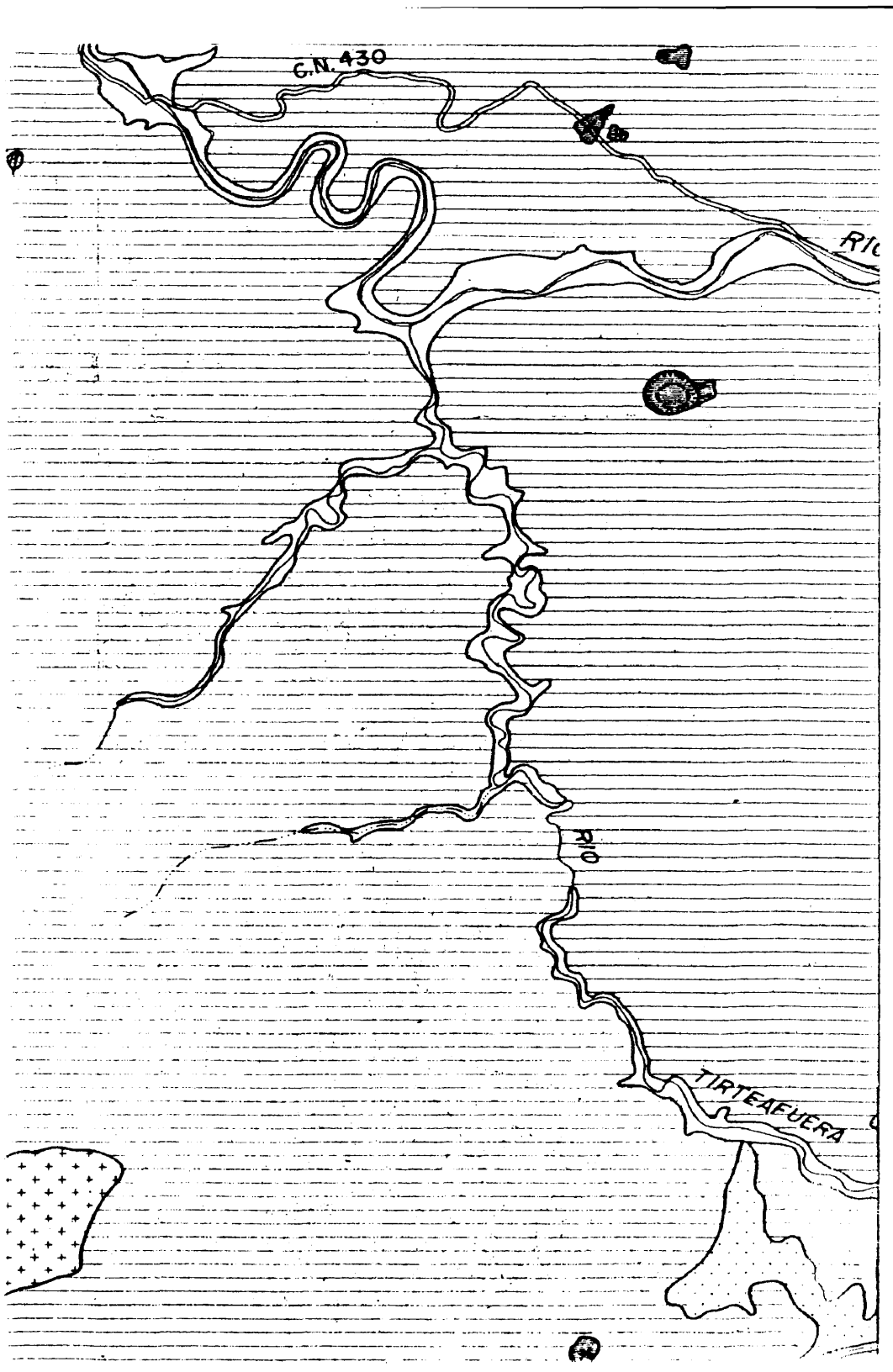
3° 50'

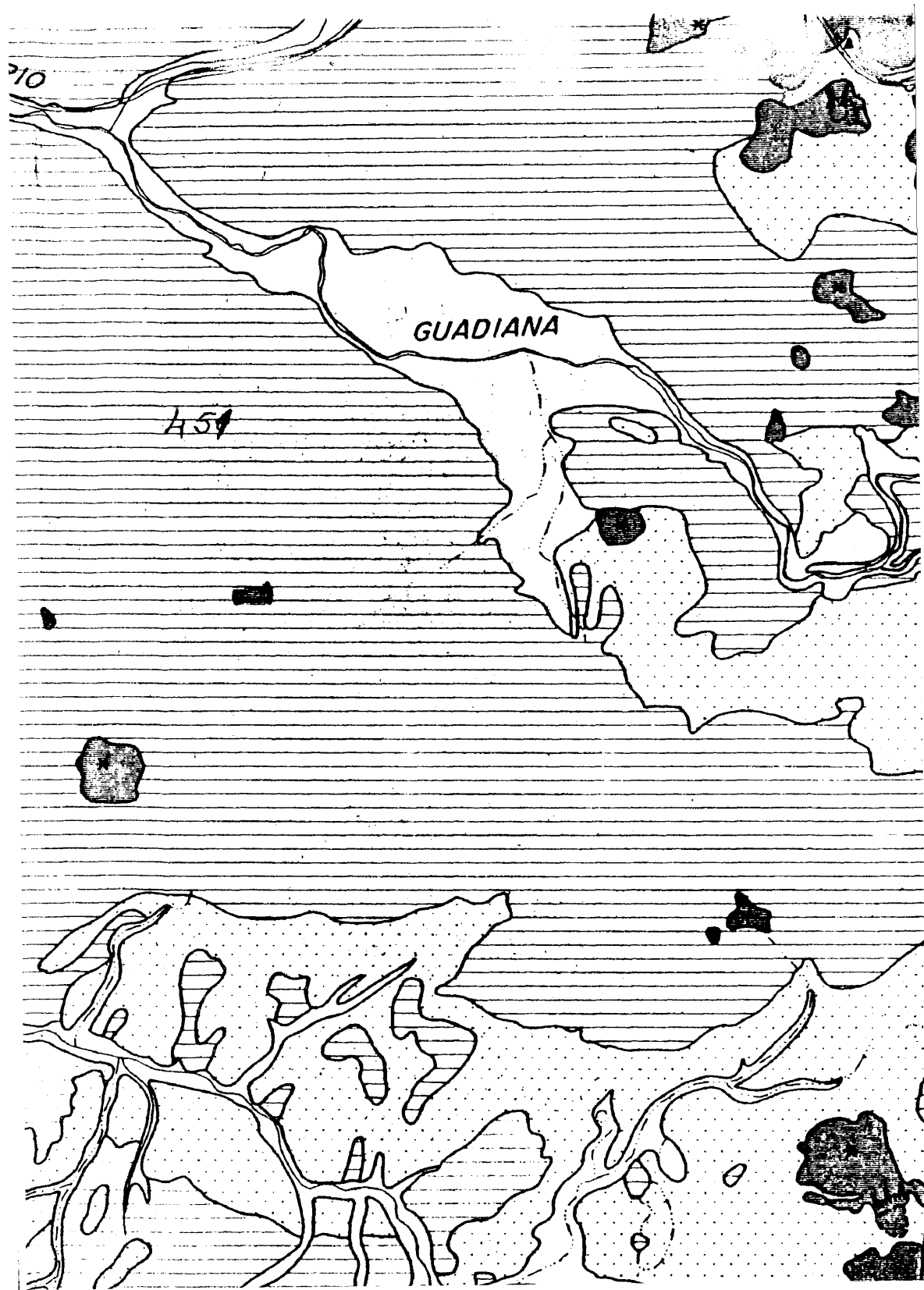


111

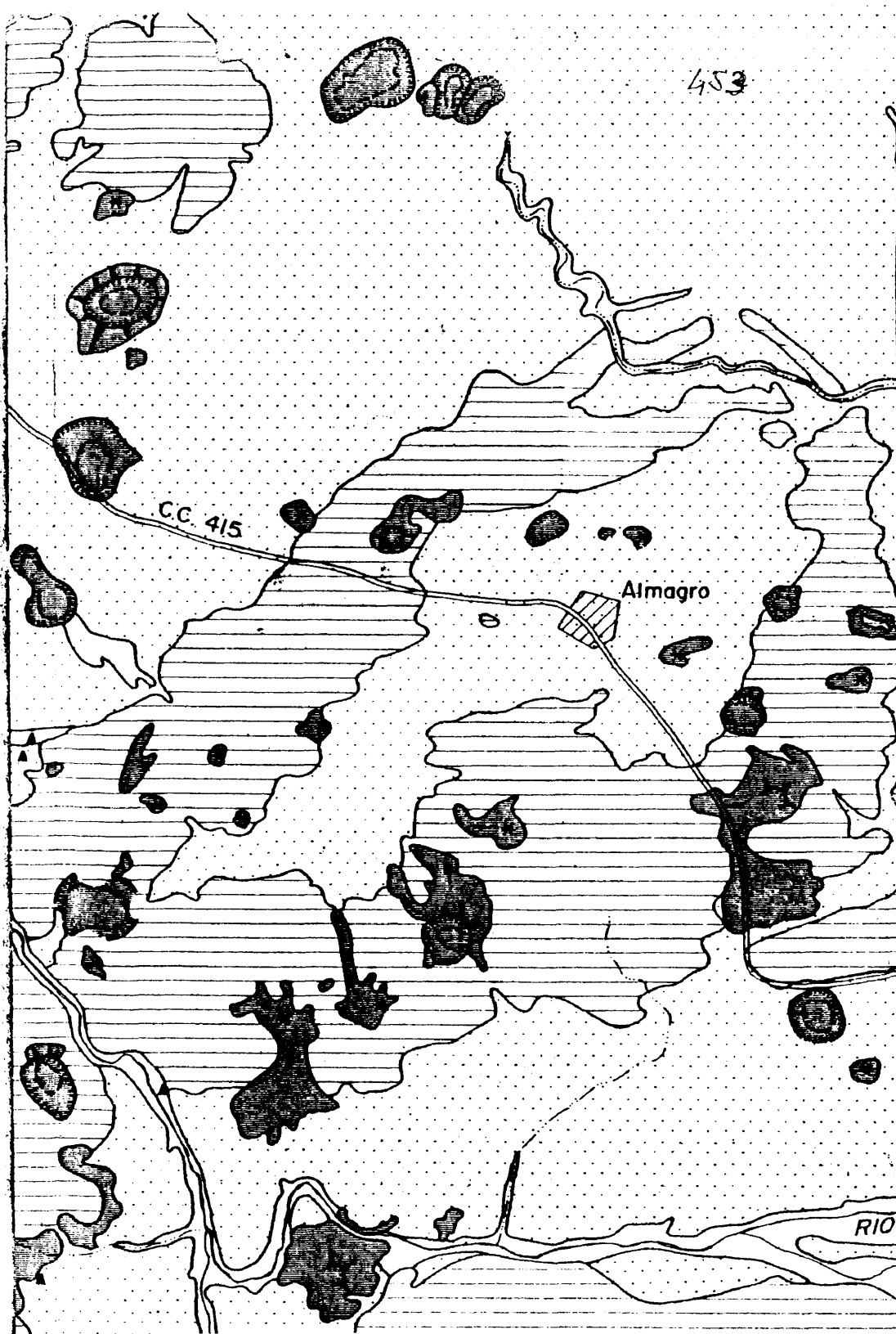
DISTRIBUCION DE CENTROS VOLCANICOS





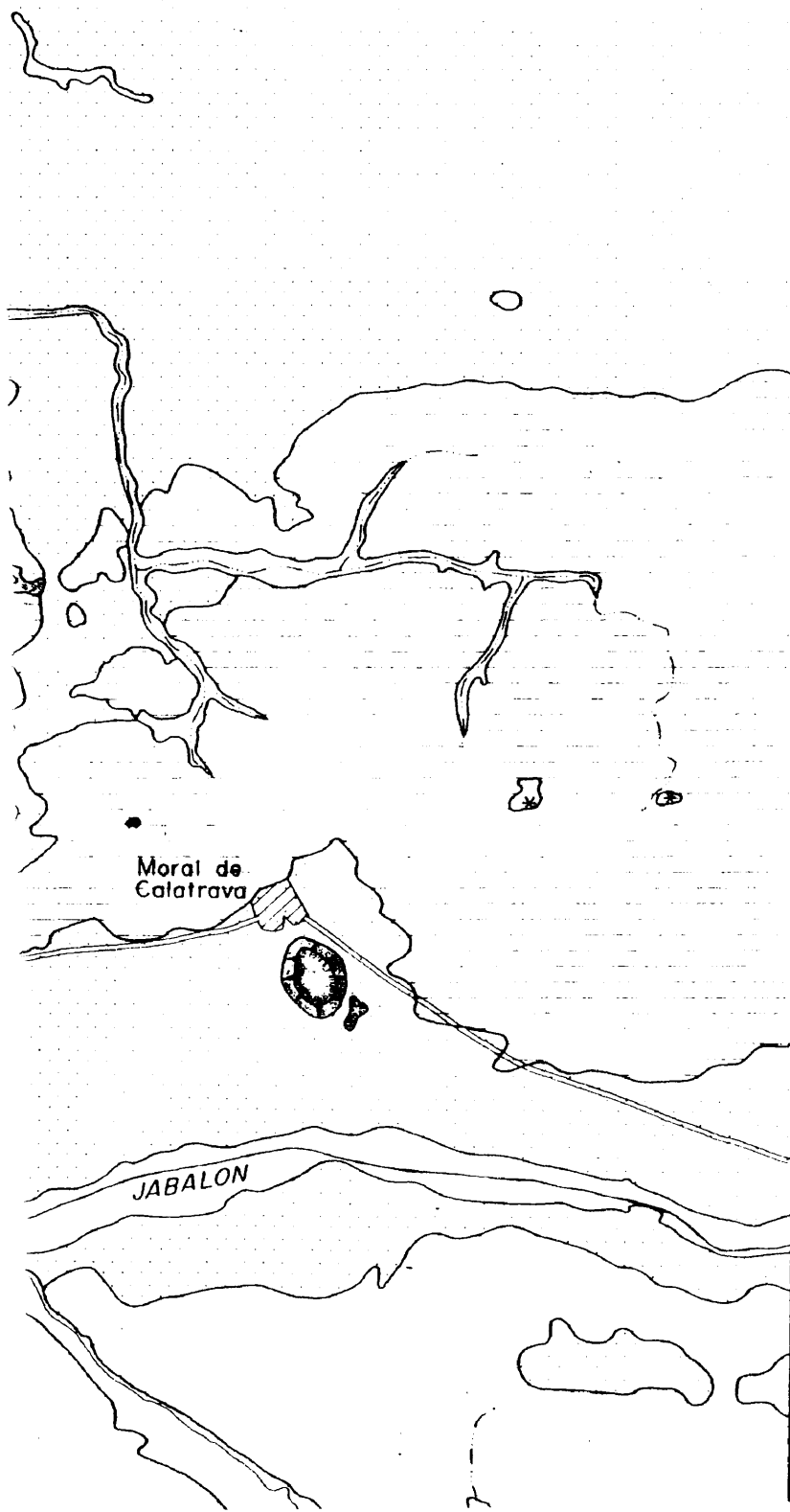






55 00

45 M



38° 50'

455

LEYENDA



ROCAS VOLCANICAS



CUATERNARIO ALUVIAL



COBERTERA MIO-PLIOCENA



BASAMENTO HERCINICO



GRANITO



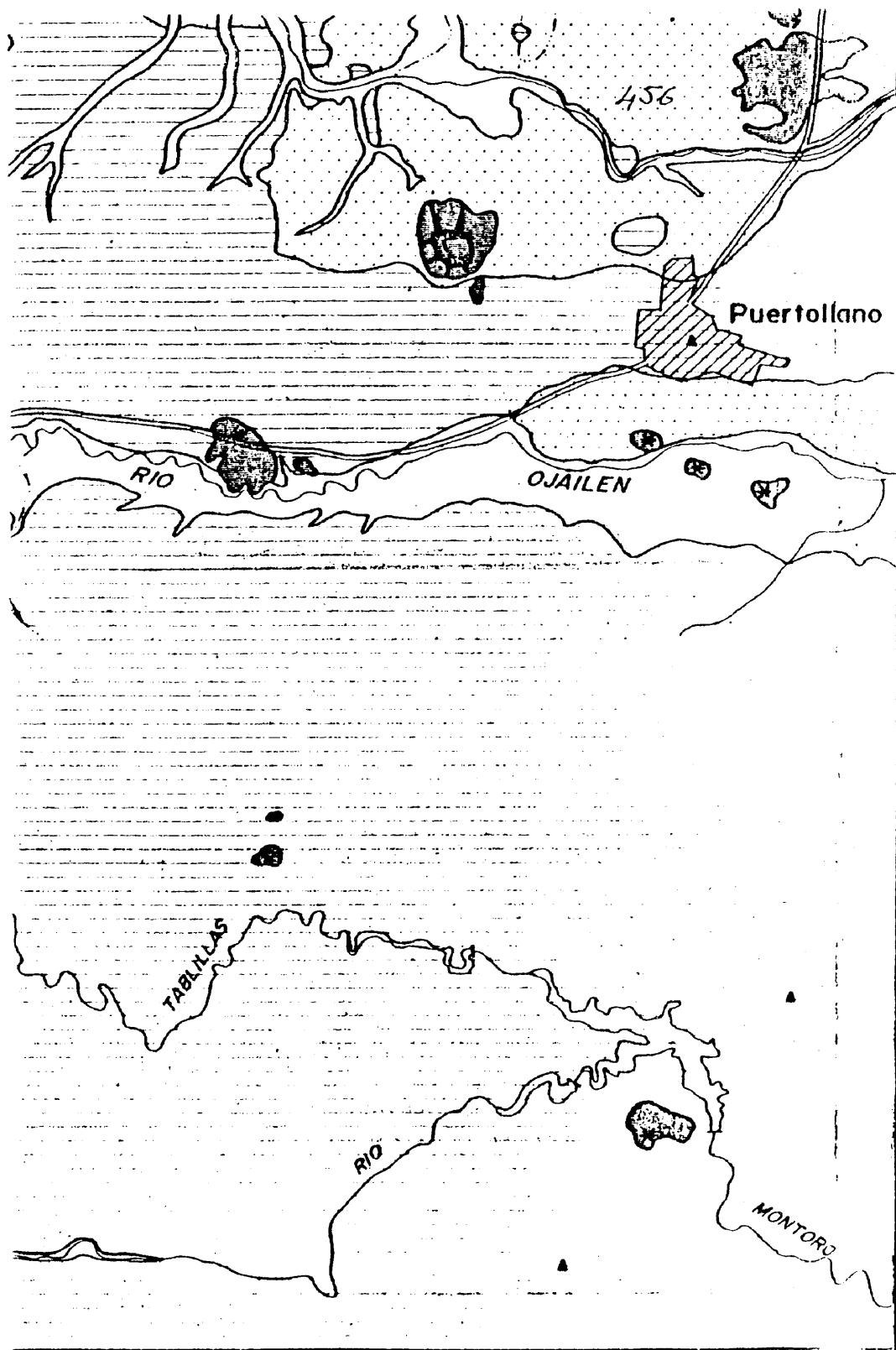
CRATERES

* CENTRO VOLCANICO
SIN CRATER CONSERVADO

→ DIRECCION DE COLADAS

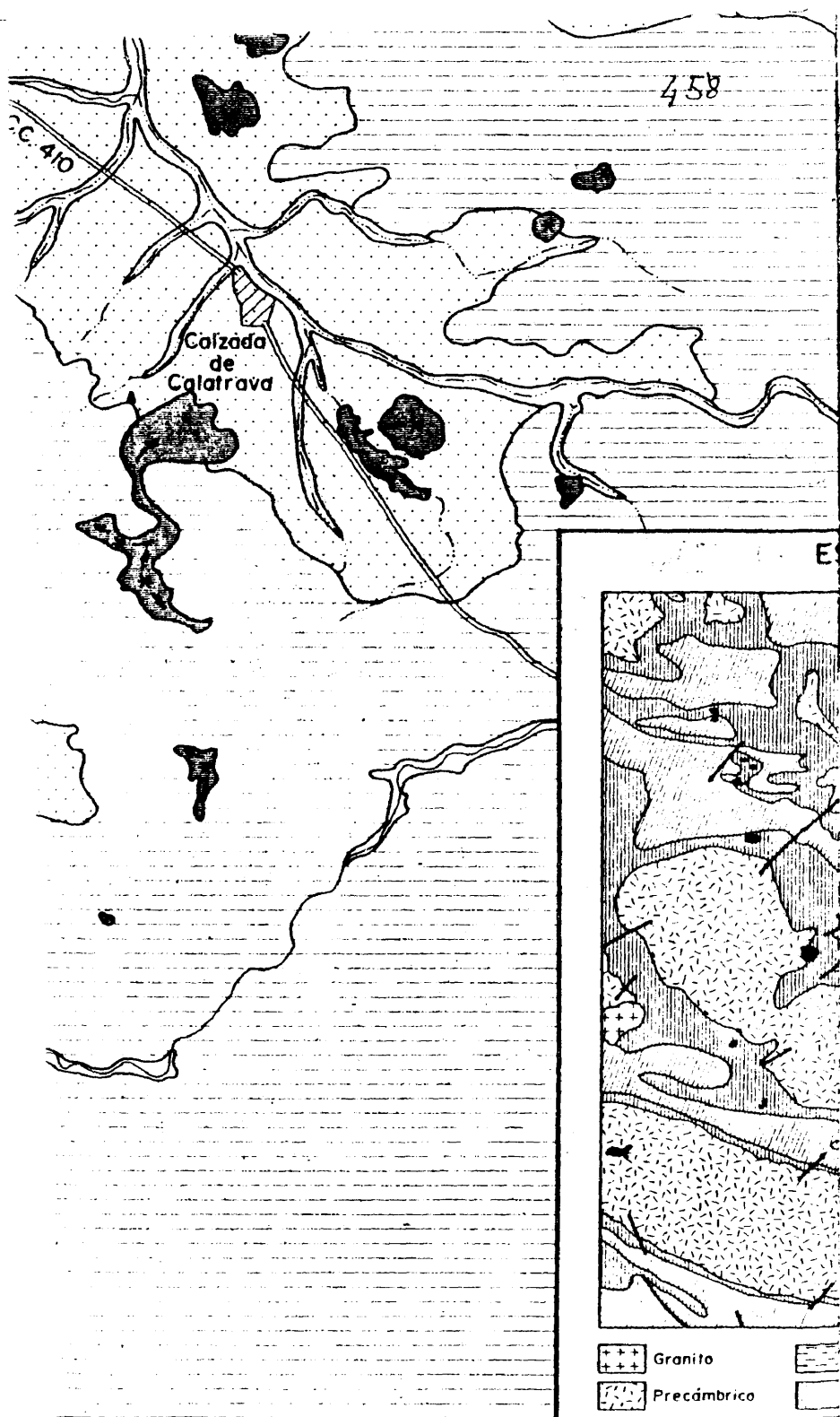
▲ MANANTIALES Y FUENTES CARBONICAS

0 5 10 Km.





4° 00'





ESQUEMA GEOLOGICO REGIONAL
(Modificado de Vegas, 1981)



- | | | |
|----------------|---------------------------|-----------|
| Cámbrico | Ordov. Med-Sup - Silúrico | Volcánico |
| Ordovícico inf | Posthercínico | |

0 10 20 Km

460

161

VOLUMEN II

INTRODUCCION.

Se recopilan aquí los datos de más de 170 afloramientos, ordenados geográficamente por hojas del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000, empezando por la más noroccidental y avanzando hacia de Oeste a Este y de Norte a Sur. Dentro de cada hoja se ordenan siguiendo el mismo criterio, en bandas de aproximadamente 1 minuto de latitud de anchura.

Se han separado como afloramientos independientes, --- aquellos que son centros claramente identificables e individualizables con un mínimo de precisión; ésto no siempre ha sido posible, ni tampoco se han separado, en general, centros - en los que se han superpuesto distintos mecanismos eruptivos (p. eje. stromboliano y maar). Se han marcado por el contrario, afloramientos que no son centros de emisión (p. eje. coladas) cuya procedencia no es clara, y sus dimensiones son -- destacables.

La identificación de cada afloramiento se hace en primer lugar por el nombre del centro efusivo tendiendo a conservar lo más posible las denominaciones de la bibliografía, o - en el caso de afloramientos nuevos, respetando si es posible la toponimia de los mapas 1: 50.000. Se ha añadido además un código numérico para cada afloramiento, compuesto por dos números, el primero de la hoja 1: 50.000 a la que pertenecen y el segundo el número de orden dentro de cada hoja. Este código es el mismo que figura en algunos mapas del texto y en algunas citas.

La situación viene dada por su pertenencia a determinadas hojas 1: 50.000, municipios y por sus coordenadas geográficas.

ficas, con meridiano de base Greenwich. Estas corresponden - por lo general, a un punto próximo al centro de emisión, o - en su lugar a la zona más elevada topográficamente.

En el apartado de descripción se incluye una escueta información sobre las características generales del afloramiento, con especial énfasis en los citados por primera vez. No se realiza una exposición más detallada, pues ésta puede en buena parte encontrarse en el trabajo de HERNANDEZ-PACHECO (1932).

Se ha añadido además la extensión aproximada en hectáreas (para evitar decimales), cuya finalidad no es más, que la de dar una idea de su extensión, o de los tamaños relativos de los distintos afloramientos.

Como polaridad NRM, se incluye el sentido de la polaridad de la Remanencia Magnética Natural, distinguiendo: positiva (la normal), negativa (la invertida), no determinable o indeterminable la de aquellos afloramientos que carecen de roca "in situ", indeterminada aquellos en que el resultado es contradictorio, y no determinada en aquellos afloramientos a los que no ha sido posible acceder o no han sido localizados.

En litología, se incluye la denominación modal de las rocas a partir de su estudio en lámina delgada. De existir varias la primera (o primeras) corresponden a las rocas de las que figura el análisis. El término limburgita se ha suprimido si existían rocas con otra naturaleza en el mismo afloramiento, conservándose únicamente cuando era ésta la roca analizada. La clasificación normativa se basa en los criterios expuestos en el otro volumen; de existir más de un

análisis se incluyen las distintas denominaciones salvo que -- sean repetitivas.

En el apartado de observaciones se incluyen algunas -- aclaraciones y esencialmente, los datos de geocronología radio métrica (K-Ar) y de relaciones isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

En Geoquímica se incluyen los análisis de elementos me nores y mayores de cada afloramiento; en algunos casos se expo ne la media de varios análisis. La numeración corresponde en general a la de número de orden del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X, del Departamento de Petrología de Madrid. Cuando figuran letras se refieren al autor del trabajo donde figuran los análisis. Así BP corresponde a BURRI y PARGA-PONDAL, P a PARGA-PONDAL, etc. Su norma CIPW, y otros datos sobre los -- mismos pueden encontrarse en el otro volumen.

Por último entre las distintas fichas de cada aflora-- miento se han incluido fotografías de buena parte de ellos, -- procurando en general presentar panorámicas de carácter gene-- ral, reservando los detalles al primer volumen.

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE VALDELAPEDRIZA		758.1	
<i>Hoja:</i> 758		<i>Coordenadas:</i> 39°04'50"N - 4°24'34"W	
<i>Municipio:</i> Piedrabuena.			
<i>Descripción:</i> Acumulación de bloques siguiendo una fractura NW-SE. La colada principal corrió hacia el Sur hasta el arroyo de Valdelpedriz. No se observan productos piroclásticos.			
<i>Extensión:</i> 60 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva	
<i>Litología:</i> Limburgita, nefelinita olivínica.			
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínica.			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1162		
<i>SiO₂</i>	40.89	<i>Ba</i>	754
<i>Al₂O₃</i>	11.00	<i>Ce</i>	86
<i>Fe₂O₃</i>	7.93	<i>Co</i>	45
<i>FeO</i>	3.80	<i>Cr</i>	443
<i>MnO</i>	0.17	<i>Li</i>	75
<i>MgO</i>	11.53	<i>Nb</i>	33
<i>CaO</i>	13.39	<i>Ni</i>	111
<i>Na₂O</i>	3.61	<i>Rb</i>	43
<i>K₂O</i>	0.93	<i>Sr</i>	844
<i>TiO₂</i>	5.33	<i>Y</i>	23
<i>P₂O₅</i>	1.00	<i>Zr</i>	271
<i>H₂O</i>	1.33		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	98.91		

466



758-1

Vista del volcán de Valdelapedriza



758-4

Volcán del Berrueco. La lava corrió hacia el Sur
(derecha de la foto)

Nombre: VOLCAN DE EL POZUELO		758.2
Hoja: 758	Coordenadas: 39°02'10"N - 4°22'01"W	
Municipio: Piedrabuena		
Descripción: Típico "castillejo", acumulación de bloques de rocas masivas, sin que se conserve ningún producto piroclástico. La lava avanzó hacia el Oeste. En relación exclusiva con los materiales paleozoicos.		
Extensión: 15 Ha Polaridad NRM: Negativa		
Litología: Melilitita olivínica		
Clasificación normativa: —		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL CASTAÑO		758.3
<i>Hoja:</i> 758		<i>Coordenadas:</i> 39°01'50"NW- 4°21'51"W
<i>Municipio:</i> Piedrabuena		
<i>Descripción:</i>		
Afloramiento rodeado de materiales paleozoicos y en relación con el de El Pozuelo.		
La colada descendió hacia el Este. Unicamente aparecen rocas masivas.		
<i>Extensión:</i> 25 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica.		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: VOLCAN DE EL BERRUECO		758.4	
Hoja: 758		Coordenadas: 39°00'57"N - 4°22'34"W	
Municipio: Luciana			
<p>Descripción:</p> <p>Acumulación de bloques en los que se observan lavas cordadas y escoriformes. No hay restos de materiales piroclásticos. La colada corrió hacia el SO.</p>			
Extensión: 34 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Nefelinita olivínica			
Clasificación normativa: Melilitita olivínico nefelínica.			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	448		
SiO ₂	39.25	Ba	795
Al ₂ O ₃	11.98	Ce	105
Fe ₂ O ₃	6.57	Co	51
FeO	5.51	Cr	459
MnO	0.22	La	88
MgO	10.76	Nb	42
CaO	14.44	Ni	183
Na ₂ O	3.75	Rb	30
K ₂ O	1.70	Sr	1198
TiO ₂	3.51	Y	34
P ₂ O ₅	1.20	Zr	297
H ₂ O	1.13		
CO ₂	-		
Total	100.02		

470

Nombre: EL JUNQUILLO		758.5	
Hoja: 758		Coordenadas: 39°00'46"N - 4°22'23"W	
Municipio: Luciana			
Descripción:			
Bloques de rocas masivas restos de un afloramiento de escasa extensión. No hay restos piroclásticos. En relación con el Berrueco.			
Extensión: 9 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Nefelinita olivínica			
Clasificación normativa: Melilitita olivínico nefelínica			
Observaciones: Edad K/Ar: 1.78 [±] 0.2 millones de años			
87Sr/86Sr: 0.7033 [±] 3			
Geoquímica			
Núm.	1297		
SiO₂	39.81	Ba	843
Al₂O₃	11.59	Ce	106
Fe₂O₃	4.04	Co	39
FeO	7.17	Cr	290
MnO	0.15	La	81
MgO	11.39	Nb	36
CaO	13.73	Ni	136
Na₂O	3.78	Rb	53
K₂O	1.67	Sr	1246
TiO₂	3.06	Y	25
P₂O₅	0.70	Zr	227
H₂O	1.73		
CO₂	-		
Total	98.82		

471



758-5

Aspecto general del volcán del Junquillo



759-4

Aspecto general del volcán de La Cabeza de Fernancaballero

Nombre: VOLCAN DE CERRO SANTO		759.1	
Hoja: 759		Coordenadas: 39°08'55"N - 4°09'46"W	
Municipio: Porzuna			
Descripción:			
Edificio elevado y redondeado constituido por rocas masivas y escoriáceas.			
Extensión: 525 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Limburgita			
Clasificación normativa: Basanita			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1155		
SiO ₂	40.74	Ba	771
Al ₂ O ₃	12.37	Ce	109
Fe ₂ O ₃	7.54	Co	40
FeO	4.04	Cr	216
MnO	0.18	La	73
MgO	9.72	Nb	37
CaO	12.56	Ni	114
Na ₂ O	2.75	Rb	73
K ₂ O	0.60	Sr	831
TiO ₂	4.16	Y	27
P ₂ O ₅	0.90	Zr	292
H ₂ O	4.48		
CO ₂			
Total	100.04		

473

Nombre: VOLCAN DE EL NEGRIZAL DE LAS CASAS		759.2	
Hoja: 759		Coordenadas: 39°07'03"N - 4°09'07"W	
Municipio: Piedrabuena			
<p>Descripción: Amontonamiento de bloques de roca masiva de pequeña extensión, situado entre materiales paleozoicos.</p>			
Extensión: 37 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Nefelinita olivínica, Nefelinita olivínico melilitica			
Clasificación normativa: Melilitita olivínico nefelínica			
Observaciones:			
<i>Geoquímica</i>			
Núm.	447		
SiO ₂	38.95	Ba	819
Al ₂ O ₃	10.58	Ce	85
Fe ₂ O ₃	4.45	Co	52
FeO	6.88	Cr	721
MnO	0.20	La	55
MgO	13.67	Nb	39
CaO	14.07	Ni	259
Na ₂ O	3.27	Rb	43
K ₂ O	2.33	Sr	1003
TiO ₂	3.51	Y	26
P ₂ O ₅	1.02	Zr	280
H ₂ O	0.59		
CO ₂	0.40		
Total	99.92		

474

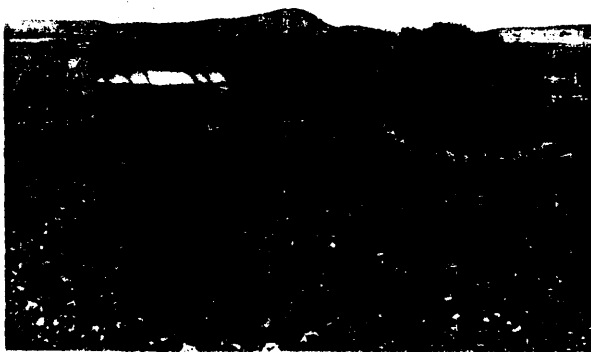
Nombre: VOLCAN DE CABEZA PARDA		759.3	
Hoja: 759		Coordenadas: 39°06'53"N - 4°03'49"W	
Municipio: Piedrabuena-Picón-Miguelturra-Fernancaballero			
Descripción: Cerro elevado situado entre material paleozoico, constituido por rocas masivas y escoriáceas. No se observan restos piroclásticos. Frecuentes enclaves de cuarcita.			
Extensión: 35 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Nefeliníta olivínica			
Clasificación normativa: Melilitita olivínica-nefelínica.			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1202		
SiO₂	37.21	Ba	1328
Al₂O₃	10.71	Ce	147
Fe₂O₃	5.49	Co	41
FeO	5.90	Cr	421
MnO	0.23	La	113
MgO	13.99	Nb	43
CaO	13.17	Ni	184
Na₂O	3.10	Rb	49
K₂O	1.97	Sr	1149
TiO₂	3.33	Y	29
P₂O₅	1.32	Zr	302
H₂O	2.72		
CO₂			
Total	99.14		

475

Nombre: VOLCAN DE LA CABEZA		759-4	
Hoja: 759		Coordenadas: 39°06'00"N - 3°53' 59"W	
Municipio: Fernancaballero			
<p>Descripción:</p> <p>Constituido por dos lomas de topografía suave. Además de las rocas masivas son frecuentes los productos piroclásticos de distintos tamaños.</p>			
Extensión: 225 Ha.		Polaridad NRH: Negativa	
Litología: Limburgita			
Clasificación normativa: Basanita			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1156		
SiO ₂	42.15	Ba	677
Al ₂ O ₃	10.79	Ce	76
Fe ₂ O ₃	6.47	Co	48
FeO	5.08	Cr	791
MnO	0.15	La	84
MgO	12.84	Nb	34
CaO	12.21	Ni	290
Na ₂ O	3.16	Rb	29
K ₂ O	0.38	Sr	616
TiO ₂	3.32	Y	27
P ₂ O ₅	0.86	Zr	269
H ₂ O	2.96		
CO ₂	-		
Total	100.36		

Nombre: VOLCAN DE PIEDRABUENA				759.5		
Hoja: 759 Coordenadas: 39°03'43"N - 4°09'26"W						
Municipio: Piedrabuena						
Descripción:						
Constituye uno de los afloramientos de mayor extensión de toda la zona. Las coladas, formadas en distintos momentos, corrieron en varias direcciones: Norte, Suroeste, Este y Sur. Los productos piroclásticos son también frecuentes.						
Extensión: 1545 Ha Polaridad NRM: Positiva						
Litología: Nefelinita olivínica, Basalto Olivínico						
Clasificación normativa: Melilitita olivínico nefelínica, Basanita						
Observaciones: Nefelinita olivínica						
<i>Geoquímica</i>						
Núm.	1291	1293	BP-6			
SiO₂	39.53	43.24	40.03	Ba	737	590
Al₂O₃	11.75	12.00	9.61	Ce	72	62
Fe₂O₃	8.04	5.90	2.90	Co	33	53
FeO	3.64	5.56	7.60	Cr	384	397
MnO	0.17	0.17	0.19	La	30	32
MgO	13.16	11.98	12.65	Nb	34	24
CaO	12.86	12.03	13.18	Ni	253	218
Na₂O	3.25	3.47	2.53	Rb	32	35
K₂O	1.28	0.80	1.08	Sr	656	600
TiO₂	3.42	2.82	5.79	Y	24	21
P₂O₅	0.69	0.68	0.95	Zr	217	194
H₂O	1.73	1.03	3.78			
CO₂						
Total	99.51	99.69	100.29			

477



759-5

Volcán de Piedrabuena (centro), delante puede verse una parte de las coladas y el frente de una de ellas



759-6

Vista desde el Este del volcán de Las Porras de Picón

478

Nombre: VOLCAN DE LAS PORRAS		759.6	
Hoja: 759		Coordenadas: 39°02'55"N - 4°04'07"W	
Municipio: Picón			
Descripción: Cerro redondeado constituido por rocas escoriáceas. Algunos restos de material piroclástico (bombas, lapilli y cenizas).			
Extensión: 130 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Basalto olivínico			
Clasificación normativa: Basalto olivínico alcalino			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1157		
SiO₂	44.23	Ba	868
Al₂O₃	11.90	Ce	69
Fe₂O₃	5.88	Co	44
FeO	5.49	Cr	405
MnO	0.18	La	37
MgO	10.85	Nb	20
CaO	10.54	Ni	241
Na₂O	3.21	Rb	79
K₂O	0.74	Sr	649
TiO₂	3.22	Y	25
P₂O₅	0.64	Zr	242
H₂O	1.99		
CO₂	-		
Total	98.87		

479

Nombre: VOLCAN DE CABEZO DE LA PLATA		759.7			
Hoja: 759	Coordenadas: 39°02'25"N - 3°55'41"W				
Municipio: Ciudad Real					
<p>Descripción:</p> <p>Cerro constituido por rocas masivas y escorias. Una colada ha partido de él hacia el Este.</p> <p>Pueden verse restos de varias coladas así como de productos piroclásticos.</p> <p>Extensión: 310 Ha Polaridad NRM: positiva</p> <p>Litología: Melilitita olivínica, Melilitita olivínico-nefelínica sodalítica.</p> <p>Clasificación normativa: Melilitita olivínica tica.</p> <p>Observaciones:</p>					
Geoquímica					
Núm.	469	1292			
SiO ₂	36.20	36.96	Ba	960	1082
Al ₂ O ₃	10.34	10.95	Ce	173	141
Fe ₂ O ₃	6.09	2.67	Co	39	46
FeO	5.15	7.84	Cr	438	272
MnO	0.23	0.21	La	53	141
MgO	12.08	11.62	Nb	42	40
CaO	18.70	15.60	Ni	209	182
Na ₂ O	2.05	3.44	Rb	24	33
K ₂ O	0.58	1.52	Sr	1871	993
TiO ₂	2.67	2.23	Y	55	32
P ₂ O ₅	1.76	0.72	Zr	277	219
H ₂ O	4.15	2.02			
CO ₂	0.10	3.30			
Total	100.10	99.08			

480



759-7

Aspecto general del volcán del Cabezo de la Plata



759-10

Vista general del volcán de La Arzollosa

Nombre: VOLCAN DE ROMANI		759.8
Hoja: 759 Coordenadas: 39°03'15"N - 3°52'42"W		
Municipio: Carrión de Calatrava		
Descripción:		
Restos de un edificio circular de unos 1500 m. de diámetro con una depresión circular interior de unos 500-600 m de diámetro y deprimido con respecto al borde unos 20 m.		
Extensión: 170 Ha Polaridad NRM: Negativa		
Litología: Limburgita		
Clasificación normativa: _____		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: LAGUNA DE CAMACHA		759.9
Hoja: 759		Coordenadas: 39°01'35"N - 4°06'45"W
Municipio: Alcolea de Calatrava - Picón		
Descripción: Laguna elíptica de probable origen volcánico asociada al -- volcán de la Arzollósa. Solo tiene depósitos por la zona Sur y suroccidental.		
Extensión: 70 Ha		Polaridad NRM: No determinable
Litología: _____		
Clasificación normativa: _____		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: VOLCAN DE LA ARZOLLOSA		759.10	
Hoja: 759 - 784 , Coordenadas: 39°01'17"N - 4°05'38"W			
Municipio: Alcolea de Calatrava, Picón, Ciudad Real.			
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Volcán formado por rocas escoriáceas del cual ha salido una colada hacia el Sur y otra al Suroeste que se une con la procedente del volcán de Las Animas. La laguna de la Camacha parece estar asociada a este volcán.</p>			
<p><i>Extensión:</i> 460 Ha (aprox.) <i>Polaridad NRM:</i> Positiva</p> <p><i>Litología:</i> Nefelinita olivínica</p> <p><i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínico - melilítica</p> <p><i>Observaciones:</i></p>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1200		
<i>SiO₂</i>	40.28	<i>Ba</i>	797
<i>Al₂O₃</i>	10.85	<i>Ce</i>	92
<i>Fe₂O₃</i>	5.28	<i>Co</i>	43
<i>FeO</i>	6.13	<i>Cr</i>	535
<i>MnO</i>	0.16	<i>Lc</i>	48
<i>MgO</i>	12.42	<i>Nb</i>	21
<i>CaO</i>	13.43	<i>Ni</i>	261
<i>Na₂O</i>	2.22	<i>Rb</i>	46
<i>K₂O</i>	1.75	<i>Sr</i>	746
<i>TiO₂</i>	2.85	<i>Y</i>	28
<i>P₂O₅</i>	0.79	<i>Zr</i>	254
<i>H₂O</i>	2.60		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	98.78		

484



759-10

Frente de una colada del volcán de La Arzollosa
desde el volcán de Racioneros (784-4)



759-11

Volcán de Las Animas (al fondo), de él descendió una colada
(hacia la derecha de la foto)

Nombre: VOLCAN DE LAS ANIMAS		759.11
Hoja: 759-784 Coordenadas: 39°00'10"N - 4°08'01"W		
Municipio: Alcolea de Calatrava		
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Cerro de origen volcánico del que ha salido varias coladas hacia el SO y NE donde se une con la procedente del Volcán de la Arzollosa. Frecuentes piroclastos.</p>		
<p><i>Extensión:</i> 210 Ha (aprox.) <i>Polaridad NRM:</i> Negativa</p> <p><i>Litología:</i> Basalto olivínico.</p> <p><i>Clasificación normativa:</i> _____</p> <p><i>Observaciones:</i></p>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: VOLCAN DEL SUR DE LA ARZOLLOSA		759.12
Hoja: 759		Coordenadas: 39°00'25"N - 4°05'15" W
Municipio: Alcolea de Calatrava, Ciudad Real		
Descripción: Centro de emisión volcánico, sus productos se unen con los del volcán de la Arzollosa y el de las Animas.		
Extensión: 500 Ha (aprox.)		Polaridad NRM: No determinada
Litología: Melilitita olivínica		
Clasificación normativa: -----		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: VOLCAN DE SEDANO		759.13
Hoja: 759	Coordenadas: 39°01'30"N - 4°00'21"W	
Municipio: Picón, Ciudad Real		
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Pequeño cerro volcánico constituido por rocas muy escoriáceas.</p> <p><i>Extensión:</i> 56 Ha. <i>Polaridad NRM:</i> Negativa</p> <p><i>Litología:</i> Nefelinita olivínica</p> <p><i>Clasificación normativa:</i> _____</p> <p><i>Observaciones:</i></p>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: HOYA DE LAS CASAS		759.14
Hoja: 759 Coordenadas: 39°01'40"N - 3°59'10"W		
Municipio: Ciudad Real		
Descripción: Depresión elíptica de unos 700 x 350 m. de posible origen volcánico aunque no hemos encontrado ninguna muestra que prueben dicho origen.		
Extensión: 206 Ha		Polaridad NRM: No-determinable
Litología: _____		
Clasificación normativa: _____		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: VOLCAN DE LA CELADA		759.15
Hoja: 759	Coordenadas: 39°01'00"N - 3°57'30"W	
Municipio: Ciudad Real		
<p>Descripción:</p> <p>Afloramiento volcánico al que se halla asociado una depresión circular de origen también posiblemente volcánico (800 x 600 m. de diametro en su parte interna).</p>		
<p>Extensión: 330 Ha (aprox.) Polaridad NRM: Negativa</p> <p>Litología: Nefelinita olivínica</p> <p>Clasificación normativa: _____</p> <p>Observaciones:</p>		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: HOYA DE LA CASA DE LOS DIENTES		759.16
Hoja: 759		Coordenadas: 39°00'30"N - 3°58'40"W
Municipio: Ciudad Real		
Descripción: Zona deprimida de posible origen volcánico, está asociada a Hoya de La Celada con un diámetro de 500 m.		
Extensión: 138 Ha		Polaridad NRM: No determinable
Litología: —		
Clasificación normativa: —		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: VOLCAN DE CABEZA MESADA		759.17	
Hoja: 759-784		Coordenadas: 39°00'16"N - 3°53'33"W	
Municipio: Ciudad Real, Miguelturra			
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Cerro volcánico achatado formado por productos muy esco- coriáceos y con restos de material piroclástico.</p>			
Extensión: 255 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Basalto olivínico			
Clasificación normativa: Basanita			
Observaciones:			
<i>Geoquímica</i>			
Núm.	1201		
SiO ₂	44.21	Ba	751
Al ₂ O ₃	11.64	Ce	79
Fe ₂ O ₃	5.11	Co	42
FeO	6.29	Cr	428
MnO	0.19	La	66
MgO	11.04	Nb	33
CaO	11.42	Ni	212
Na ₂ O	3.17	Rb	36
K ₂ O	1.48	Sr	882
TiO ₂	2.91	Y	28
P ₂ O ₅	0.69	Zr	242
H ₂ O	1.38		
CO ₂	-		
Total	99.53		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE BANOS		760.1
<i>Hoja:</i> 760	<i>Coordenadas:</i> 39°03'45"N - 3°50'46"W	
<i>Municipio:</i> Carrión de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Afloramiento volcánico de roca masiva. Restos de material piroclástico fino.		
<i>Extensión:</i> 44 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO_2		Ba
Al_2O_3		Ce
Fe_2O_3		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na_2O		Rb
K_2O		Sr
TiO_2		Y
P_2O_5		Zr
H_2O		
CO_2		
Total		

Nombre: VOLCAN DE LAS TIÑOSAS		760.2	
Hoja: 760		Coordenadas: 39°03'42"N - 3°41'56"W	
Municipio: Daimiel			
<p>Descripción:</p> <p>Cerro volcánico y colada que ha avanzado hacia el N. Abundantes piroclastos de distintos tamaños.</p>			
Extensión: 70 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Limburgita			
Clasificación normativa: Nefelinita olivínica			
Observaciones:			
<i>Geoquímica</i>			
Núm.	445		
SiO ₂	39.85	Ba	777
Al ₂ O ₃	11.72	Ce	107
Fe ₂ O ₃	4.87	Co	52
FeO	5.84	Cr	492
MnO	0.18	La	70
MgO	10.92	Nb	33
CaO	14.80	Ni	209
Na ₂ O	2.76	Rb	36
K ₂ O	0.72	Sr	1073
TiO ₂	3.76	Y	34
P ₂ O ₅	0.99	Zr	290
H ₂ O	3.10		
CO ₂	0.68		
Total	100.19		

Nombre LAGUNA DE MICHOS		783.1
Hoja: 783	Coordenadas: 38°57'30"N - 4°21'35"W	
Municipio: Abenojar		
<p>Descripción:</p> <p>Posible caldera de explosión circular de unos 600m, de diámetro y una profundidad mínima de 15m.</p>		
<p>Extensión: 56 Ha (aprox.) Polaridad NRM: No determinable</p> <p>Litología: ———</p> <p>Clasificación normativa: ———</p> <p>Observaciones:</p>		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

495



783-1
Vista general del maar de Michos

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE PEÑAS PARDAS		783.2	
<i>Hoja:</i> 783		<i>Coordenadas:</i> 38°52'28"N - 4°18'41"W	
<i>Municipio:</i> Abenójar			
<i>Descripción:</i>			
Afloramiento de roca masiva con frecuentes enclaves cuarcíticos. No se observan productos piroclásticos.			
<i>Extensión:</i> 18 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva	
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelítica			
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica			
<i>Observaciones:</i>			
		<i>Geoquímica</i>	
<i>Núm.</i>	446		
<i>SiO₂</i>	37.40	<i>Ba</i>	832
<i>Al₂O₃</i>	10.32	<i>Ce</i>	136
<i>Fe₂O₃</i>	5.46	<i>Co</i>	52
<i>FeO</i>	6.64	<i>Cr</i>	481
<i>MnO</i>	0.22	<i>La</i>	96
<i>MgO</i>	12.82	<i>Nb</i>	45
<i>CaO</i>	15.95	<i>Ni</i>	214
<i>Na₂O</i>	2.76	<i>Rb</i>	20
<i>K₂O</i>	1.13	<i>Sr</i>	1466
<i>TiO₂</i>	3.30	<i>Y</i>	39
<i>P₂O₅</i>	1.42	<i>Zr</i>	297
<i>H₂O</i>	2.90		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	100.32		

497



783-2
Volcán de Peñas Pardas



783-4
Vista general del volcán de Cabezo de Cabezarados

Nombre: LAGUNA DE LA PERDIGUERA		783.3
Hoja: 783	Coordenadas: 38°53'05"N - 4°15'00"N	
Municipio: Cabezarados		
Descripción: Laguna de posible origen volcánico con unas dimensiones de 600 x 350 m. aproximadamente.		
Extensión: 17 Ha		Polaridad NRM: Indeterminable
Litología:		
Clasificación normativa: —		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

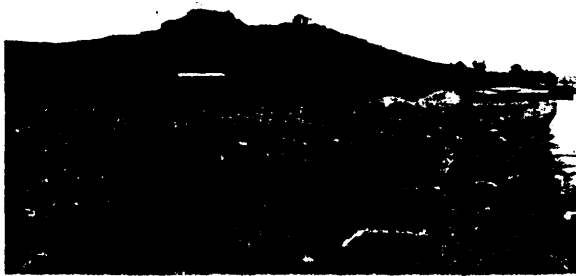
499

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL CABEZO.		783.4	
<i>Hoja:</i> 783		<i>Coordenadas:</i> 38°50'53"N - 4°17'22"W	
<i>Municipio:</i> Cabezarados			
<i>Descripción:</i> Afloramiento cupuliforme formado por rocas masivas y escoriáceas. Restos de cenizas y lapillis.			
<i>Extensión:</i> 200 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Limburgita - nefelinita olivínica.			
<i>Clasificación normativa:</i> Basanita			
<i>Observaciones:</i>			
		<i>Geoquímica</i>	
<i>Núm.</i>	1159		
<i>SiO₂</i>	43.52	<i>Ba</i>	963
<i>Al₂O₃</i>	11.64	<i>Ce</i>	128
<i>Fe₂O₃</i>	7.83	<i>Co</i>	42
<i>FeO</i>	3.84	<i>Cr</i>	478
<i>MnO</i>	0.21	<i>La</i>	59
<i>MgO</i>	10.56	<i>Nb</i>	50
<i>CaO</i>	11.33	<i>Ni</i>	208
<i>Na₂O</i>	3.88	<i>Rb</i>	54
<i>K₂O</i>	0.93	<i>Sr</i>	960
<i>TiO₂</i>	3.30	<i>Y</i>	29
<i>P₂O₅</i>	0.76	<i>Zr</i>	338
<i>H₂O</i>	2.31		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	100.11		

Nombre: VOLCAN DEL CERRO DE LA CRUZ		784.1	
Hoja: 784		Coordenadas: 38°59'25"N - 4°07'17"W	
Municipio: Alcolea de Calatrava			
Descripción:			
Cerro volcánico formado por roca masiva y piroclastos. De él surgió una colada hacia el Este y otra hacia el Sur.			
Extensión: 21 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Basalto olivínico - Nefelinita olivínica.			
Clasificación normativa: Basalto olivínico alcalino			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1193		
SiO₂	44.13	Ba	898
Al₂O₃	12.03	Ce	106
Fe₂O₃	6.86	Co	39
FeO	4.68	Cr	296
MnO	0.19	La	92
MgO	8.50	Nb	33
CaO	11.49	Ni	275
Na₂O	2.69	Rb	39
K₂O	1.67	Sr	1481
TiO₂	2.99	Y	28
P₂O₅	0.68	Zr	293
H₂O	4.18		
CO₂	—		
Total	100.09		

MM ?

501



784-1

Volcán de el Cerro de la Cruz desde el lado occidental



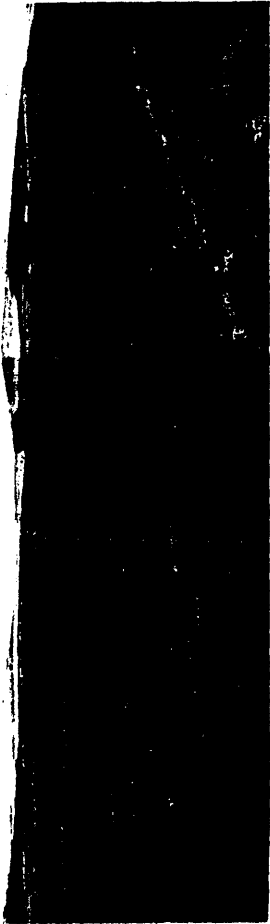
784-2

Vista general del volcán de La Cabezuela
de Alcolea de Calatrava

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA GABEZUELA		784.2	
<i>Hoja:</i> 784		<i>Coordenadas:</i> 38°58'58"N - 4°05'43"W	
<i>Municipio:</i> Alcolea de Calatrava			
<i>Descripción:</i>			
Afloramiento formado esencialmente por piroclastos finos, más o menos soldados. Asociado a él existe una depresión elíptica abierta hacia el SO.			
<i>Extensión:</i> 215 Há		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica			
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínica			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1192		
<i>SiO₂</i>	40.42	<i>Ba</i>	899
<i>Al₂O₃</i>	11.23	<i>Ce</i>	101
<i>Fe₂O₃</i>	4.98	<i>Co</i>	48
<i>FeO</i>	6.40	<i>Cr</i>	635
<i>MnO</i>	0.17	<i>La</i>	58
<i>MgO</i>	12.57	<i>Nb</i>	29
<i>CaO</i>	13.07	<i>Ni</i>	275
<i>Na₂O</i>	3.20	<i>Rb</i>	50
<i>K₂O</i>	0.48	<i>Sr</i>	836
<i>TiO₂</i>	3.28	<i>Y</i>	23
<i>P₂O₅</i>	1.00	<i>Zr</i>	277
<i>H₂O</i>	3.58		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	100.38		

Nombre: VOLCAN DE CABEZO DEL MORO		784.3
Hoja: 784	Coordenadas: 38°59'05"N - 4°04'20"W	
Municipio: Ciudad Real		
<p>Descripción:</p> <p>Cerro volcanico formados por rocas piroclasticas y masivas esponjosas y escoriaceas. En relación con el yacimiento de mamíferos de La Higuera y con una depresión circular al NO.</p>		
Extensión: 100 Ha		Polaridad NRM: Negativa
Litología: Limburgita		
Clasificación normativa: Nefelinita olivínica.		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.	1190	
SiO ₂	40.97	Ba 831
Al ₂ O ₃	11.61	Ce 121
Fe ₂ O ₃	5.38	Co 44
FeO	6.35	Cr 352
MnO	0.19	La 126
MgO	10.67	Nb 29
CaO	13.78	Ni 187
Na ₂ O	3.56	Rb 28
K ₂ O	0.61	Sr 1219
TiO ₂	3.36	Y 29
P ₂ O ₅	0.89	Zr 286
H ₂ O	1.78	
CO ₂	-	
Total	99.15	

504



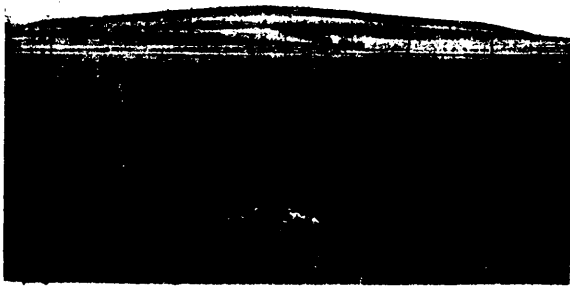
784-3 y 4

Vista desde el Este del volcán del Cabezo del Moro (izquierda)
y de Racioneros (derecha)

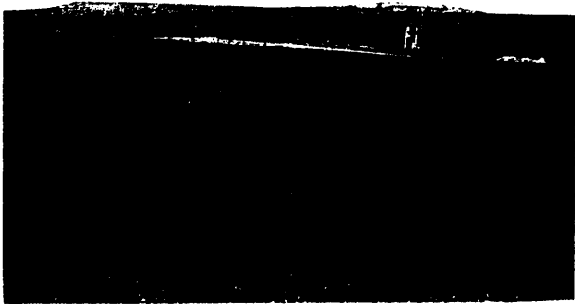
<i>Nombre:</i> -VOLCAN DE RACIONEROS.		784.4
<i>Hoja:</i> 784 <i>Coordenadas:</i> 38°58'40"N - 4°04'25"W		
<i>Municipio:</i> Ciudad Real		
<i>Descripción:</i> Cerro volcánico asociado al de Cabezo del Moro. Denominado también "Juan de la Puerta".		
<i>Extensión:</i> 150 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica.		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DEL CABEZO GALIANA		784.5
<i>Hoja:</i> 784		<i>Coordenadas:</i> 38°59'30"N - 4°02'57"W
<i>Municipio:</i> Ciudad Real		
<i>Descripción:</i> Típico "cabezo" redondeado y chato constituido por rocas masivas y esoriáceas. No se encuentran piroclástos.		
<i>Extensión:</i> 91 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa
<i>Litología:</i> Basalto olivínico		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

507



784-5
Vista general del Cabezo Galiana

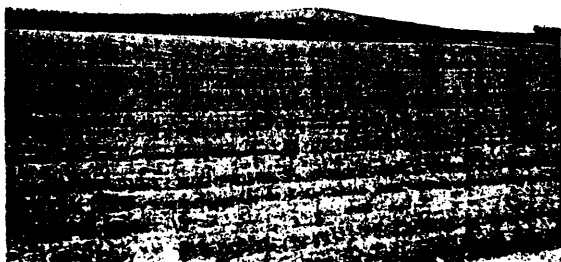


784-6
Volcán de Los Corrales desde el Sur.
Desde éste (derecha de la foto) corrió una
importante colada hacia el Oeste (izquierda)

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LOS CORRALES		784.6	
<i>Hoja:</i> 784	<i>Coordenadas:</i> 38°59'05"N - 3°59'45"W	<i>Municipio:</i> Ciudad Real	
<i>Descripción:</i> Edificio volcánico asociado al de el Palo del que surgieron coladas hacia el Oeste y Sur			
<i>Extensión:</i> 495 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Limburgita, basalto olivínico			
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínica			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1207		
<i>SiO₂</i>	39.46	<i>Ba</i>	844
<i>Al₂O₃</i>	10.81	<i>Ce</i>	101
<i>Fe₂O₃</i>	7.71	<i>Co</i>	43
<i>FeO</i>	3.79	<i>Cr</i>	652
<i>MnO</i>	0.17	<i>La</i>	93
<i>MgO</i>	13.02	<i>Nb</i>	26
<i>CaO</i>	14.75	<i>Ni</i>	212
<i>Na₂O</i>	1.75	<i>Rb</i>	64
<i>K₂O</i>	0.29	<i>Sr</i>	1506
<i>TiO₂</i>	4.02	<i>Y</i>	23
<i>P₂O₅</i>	0.87	<i>Zr</i>	284
<i>H₂O</i>	3.84		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	100.48		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL PALO		784.7
<i>Hoja:</i> 784 <i>Coordenadas:</i> 38°59'40"N - 3°58'26"W		
<i>Municipio:</i> Ciudad Real		
<i>Descripción:</i> Edificio volcánico de rocas escoriáceas y bombas al que se asocia una depresión de la zona Suroccidental de 750 x 600 m. de dimensiones interiores.		
<i>Extensión:</i> 465 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> Melanefelinita olivínica.		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	1198	
<i>SiO₂</i>	41.83	<i>Ba</i> 654
<i>Al₂O₃</i>	10.50	<i>Ce</i> 90
<i>Fe₂O₃</i>	3.57	<i>Co</i> 55
<i>FeO</i>	8.03	<i>Cr</i> 704
<i>MnO</i>	0.21	<i>La</i> 54
<i>MgO</i>	13.53	<i>Nb</i> 28
<i>CaO</i>	12.16	<i>Ni</i> 451
<i>Na₂O</i>	3.13	<i>Rb</i> 28
<i>K₂O</i>	0.94	<i>Sr</i> 879
<i>TiO₂</i>	2.96	<i>Y</i> 23
<i>P₂O₅</i>	0.69	<i>Zr</i> 232
<i>H₂O</i>	1.46	
<i>CO₂</i>	-	
<i>Total</i>	99.01	

510



784-7

Vista general desde el Norte del volcán de Palos



784-9

Aspecto general del Cabezo del Hierro
Vista desde el Este

Nombre: LAGUNA DE VALVERDE		784.8
Hoja: 784 Coordenadas: 38°58'00"N - 4°03'45"W		
Municipio: Ciudad Real		
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Laguna de posible origen volcánico en relación con el Cabezo del Moro, existen esporádicos fragmentos sueltos de rocas volcánicas.</p>		
<p>Extensión: 59 Ha Polaridad NRM: No determinable</p> <p>Litología: Basalto olivínico</p> <p>Clasificación normativa: —</p> <p>Observaciones:</p>		
<i>Geoquímica</i>		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: VOLCAN DE EL CABEZO DEL HIERRO		784.9	
Hoja: 784		Coordenadas: 38°58'10"N - 4°00'10"W	
Municipio: Ciudad Real			
Descripción: Volcán formado por piroclastos y escorias. Los materiales volcánicos aparecen intercalados con sedimentos.			
Extensión: 41 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Basalto olivínico			
Clasificación normativa: Basalto olivínico alcalino			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1208		
SiO₂	42.92	Ba	629
Al₂O₃	11.49	Ce	104
Fe₂O₃	4.22	Co	42
FeO	7.07	Cr	390
MnO	0.17	La	68
MgO	11.11	Nb	28
CaO	12.11	Ni	192
Na₂O	2.41	Rb	35
K₂O	1.07	Sr	941
TiO₂	3.16	Y	27
P₂O₅	0.85	Zr	260
H₂O	2.88		
CO₂	-		
Total	99.46		

Nombre: AFLORAMIENTO DE LA LAGUNA DE ALCOLEA		784.10
Hoja: 784 Coordenadas: 38°56'05"N - 4°06'36"W		
Municipio: Corral de Calatrava		
Descripción: Afloramiento de rocas volcánicas asociado a la Laguna de Alcolea, esta pudo originarse al cegar el valle los productos pirovolcánicos.		
Extensión: 13 Ha Polaridad NRM: No determinable		
Litología: Nefelinita olivínica y Limburgita		
Clasificación normativa: Melilitita olivínico nefelínica.		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.	1184	
SiO₂	38.35	Ba 1067
Al₂O₃	10.74	Ce 83
Fe₂O₃	5.22	Co 46
FeO	6.20	Cr 688
MnO	0.18	La 83
MgO	14.07	Nb 33
CaO	13.80	Ni 300
Na₂O	2.79	Rb 45
K₂O	1.94	Sr 909
TiO₂	3.29	Y 24
P₂O₅	1.03	Zr 275
H₂O	1.22	
CO₂	—	
Total	98.83	

Nombre: VOLCAN DE PEÑARROYA		784.11	
Hoja: 784		Coordenadas: 38°56'52"N - 4°06'00"W	
Municipio: Alcolea de Calatrava - Corral de Calatrava.			
Descripción:			
Edificio volcánico constituido por escorias soldadas esencialmente del que se desprendió una colada y productos que cubrieron las zonas próximas de las Sierras paleozoicas			
Extensión: 74 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Basalto olivínico			
Clasificación normativa: Basanita			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1294	146	
SiO₂	44.45	45.75	Ba 831
Al₂O₃	12.48	11.98	Ce 147
Fe₂O₃	5.98	12.30	Co 33
FeO	5.37	0.36	Cr 256
MnO	0.19	0.15	La 62
MgO	10.40	9.40	Nb 27
CaO	11.46	11.69	Ni 136
Na₂O	2.64	2.16	Rb 41
K₂O	1.71	1.30	Sr 1440
TiO₂	2.56	2.57	Y 22
P₂O₅	0.69	0.72	Zr 215
H₂O	2.07	0.37	
CO₂	-	0.40	
Total	100.01	99.85	

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE FUENTILLEJO		784.12	
<i>Noja:</i> 784		<i>Coordenadas:</i> 38°56'21"N - 4°03'10"W	
<i>Municipio:</i> Alcolea de Calatrava, Poblete, Ciudad Real.			
<i>Descripción:</i>			
Se trata de un edificio del que hoy se conservan restos de los productos piroclásticos, así como de coladas y una laguna, originada por una explosión, de unos 500 m de diámetro y una profundidad mínima de unos 25 m.			
<i>Extensión:</i> 277 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica			
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínico - nefelínica			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1191		
<i>SiO₂</i>	39.40	<i>Ba</i>	823
<i>Al₂O₃</i>	10.98	<i>Ce</i>	129
<i>Fe₂O₃</i>	7.35	<i>Co</i>	37
<i>FeO</i>	4.24.	<i>Cr</i>	463
<i>MnO</i>	0.23	<i>La</i>	100
<i>MgO</i>	12.47	<i>Nb</i>	47
<i>CaO</i>	13.94	<i>Ni</i>	184
<i>Na₂O</i>	3.12	<i>Rb</i>	35
<i>K₂O</i>	1.38	<i>Sr</i>	1350
<i>TiO₂</i>	3.19	<i>Y</i>	30
<i>P₂O₅</i>	1.10	<i>Zr</i>	300
<i>H₂O</i>	1.57		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	98.97		

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO AL SUR DE FUENTILLEJO		784.13
<i>Hoja:</i> 784	<i>Coordenadas:</i> 38°56'10"N - 4°02'10"W	
<i>Municipio:</i> Ciudad Real		
<i>Descripción:</i> Resto de los productos del volcán de Fuentillejo.		
<i>Extensión:</i> 12 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva		
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: .VOLCAN DE EL ARZOLLAR		784.14	
Hoja: 784	Coordenadas: 38°57'22"N - 3°59'10"W		
Municipio: Ciudad Real - Poblete			
<p>Descripción:</p> <p>Formado esencialmente por piroclastos sueltos y escorias sol- dads aunque también existen rocas masivas y escoriáceas. Asociada a él por el W hay una depresion de origen volcáni- co.</p> <p>Extensión: 97 Ha. Polaridad NRM: Negativa (?)</p> <p>Litología: Melilitita olivínico nefelínica.</p> <p>Clasificación normativa: Melilitita olivínica.</p> <p>Observaciones:</p>			
Geoquímica			
Núm.	1295	BP-2	
SiO ₂	37.95	37.17	Ba 825
Al ₂ O ₃	11.55	10.13	Ce 155
Fe ₂ O ₃	5.07	2.89	Co 45
FeO	6.01	6.90	Cr 403
MnO	0.20	0.17	La 135
MgO	13.04	12.94	Nb 32
CaO	15.71	17.27	Ni 209
Na ₂ O	2.36	3.08	Rb 36
K ₂ O	1.63	1.43	Sr 2213
TiO ₂	2.49	4.75	Y 32
P ₂ O ₅	0.72	0.85	Zr 227
H ₂ O	2.29	2.71	
CO ₂	-	-	
Total	99.02	100.29	

518



784-14
Aspecto general del volcán de El Arzollar
(desde el Norte)



784-16
Afloramiento del Cerro Negro
(parte central de la foto)

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTOS DE EL DESPEÑADERO		784.15
<i>Hoja:</i> 784 <i>Coordenadas:</i> 38°57'00"N- 4°00'00"W		
<i>Municipio:</i> Poblete		
<i>Descripción:</i> Afloramientos volcánicos de rocas esencialmente piroclásticas.		
<i>Extensión:</i> 82 Ha y 68 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva		
<i>Litología:</i> Basalto olivínico		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

520

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DE CERRO NEGRO		784.16
<i>Hoja:</i> 784		<i>Coordenadas:</i> 38°57'10"N - 3°59'00"W
<i>Municipio:</i> Poblete		
<i>Descripción:</i> Pequeño cerro volcánico de roca masiva y escoriácea.		
<i>Extensión:</i> 6 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelínica.		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: VOLCAN CABEZO DE PESCADORES		784.17
Hoja: 784	Coordenadas: 38°56'20"N - 4°00'00"W	
Municipio: Poblete		
<p>Descripción: Edificio volcánico compuesto por rocas masivas y escoriáceas y esencialmente piroclástos.</p>		
<p>Extensión: 51 Ha Polaridad NRM: Negativa</p> <p>Litología: Limburgita</p> <p>Clasificación normativa: _____</p> <p>Observaciones:</p>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

522



784-17

Vista general del Cabezo de Pescadores desde el Oeste



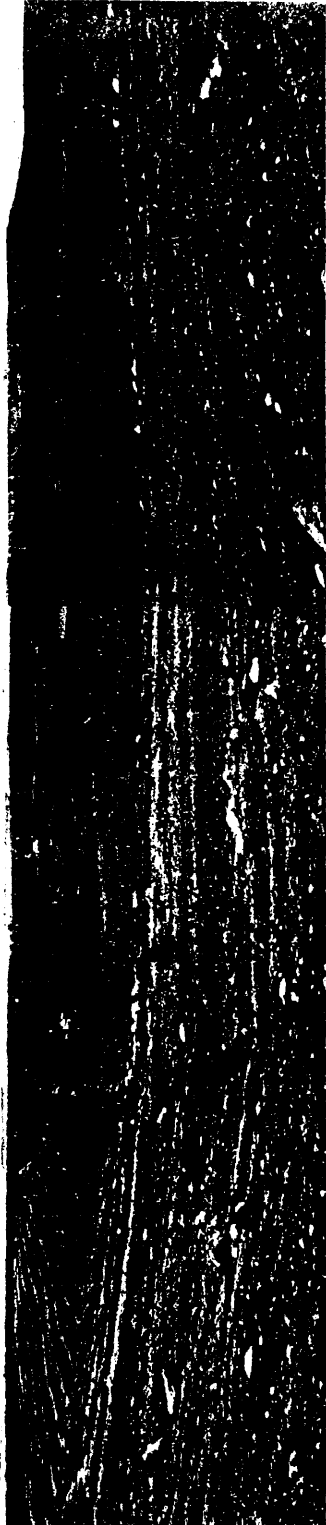
784-18

Volcán del Cerro del Telégrafo de Poblete desde el Oeste

Nombre: VOLCAN DEL CERRO DEL TELEGRAFO (Cabeza del Rey)		784.18
Hoja: 784	Coordenadas: 38°56'10"N - 3°58'05"W	
Municipio: Poblete, Ciudad Real		
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Cerro volcánico constituido por rocas masivas y escoriáceas; abundan también los productos piroclásticos y en especial cenizas y lapilli. Análisis correspondiente a una escoria, con Fe_2O_3 y H_2O muy elevados. Correspondería posiblemente a una melilitita olivínica.</p>		
<p><i>Extensión:</i> 142 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva</p> <p><i>Litología:</i> Limburgita, Melilitita olivínica nefelínica</p> <p><i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica (?)</p> <p><i>Observaciones:</i></p>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	144	
SiO_2	36.70	Ba
Al_2O_3	12.06	Ce
Fe_2O_3	10.00	Co
FeO	2.04	Cr
MnO	0.22	La
MgO	10.44	Nb
CaO	12.06	Ni
Na_2O	1.02	Rb
K_2O	0.65	Sr
TiO_2	2.63	Y
P_2O_5	1.71	Zr
H_2O	9.63	
CO_2	—	
Total	99.16	

524

<i>Nombre:</i> HOYA DE EL MORTERO		784.19
<i>Hoja:</i> 784 <i>Coordenadas:</i> 38°56'25"N - 3°56'10"W		
<i>Municipio:</i> Ciudad Real		
<i>Descripción:</i>		
Depresión de origen volcánico de unos 30 m de profundidad y una dimensiones interiores de 350 x 450 m.		
<i>Extensión:</i> 95 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> —
<i>Litología:</i> —		
<i>Clasificación normativa:</i> —		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		



525

784-19

Vista general de La Hoya del Mortero
al fondo el Cerro del Telégrafo (784-18)

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL CABEZO DE LA SERNA		784.20	
<i>Hoja:</i> 784		<i>Coordenadas:</i> 38°57'15"N - 3°53'00"W	
<i>Municipio:</i> Miguelturra			
<i>Descripción:</i>			
Pequeño cerro volcánico de escorias y bombas al que aparecen asociados otros afloramientos más pequeños y amplias zonas cubiertas de cenizas. Los materiales volcánicos parecen seguirse por debajo de las rocas sedimentarias.			
<i>Extensión:</i> 46 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Basanita leucítica - Limburgita.			
<i>Clasificación normativa:</i> Basanita.			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1199		
<i>SiO₂</i>	43.45	<i>Ba</i>	794
<i>Al₂O₃</i>	11.81	<i>Ce</i>	107
<i>Fe₂O₃</i>	4.64	<i>Co</i>	44
<i>FeO</i>	6.72	<i>Cr</i>	369
<i>MnO</i>	0.19	<i>La</i>	81
<i>MgO</i>	10.26	<i>Nb</i>	31
<i>CaO</i>	12.03	<i>Ni</i>	171
<i>Na₂O</i>	2.60	<i>Rb</i>	41
<i>K₂O</i>	1.45	<i>Sr</i>	1050
<i>TiO₂</i>	2.97	<i>Y</i>	27
<i>P₂O₅</i>	0.72	<i>Zr</i>	279
<i>H₂O</i>	2.17		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	99.01		

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DEL SUR DE LA SERNA		784.21	
<i>Hoja:</i> 784		<i>Coordenadas:</i> 38°56'50"N - 3°54'06"W	
<i>Municipio:</i> Miguelturra			
<i>Descripción:</i> Cerro redondeado de roca en general algo escoriácea en relación con el Cabezo de la Serna.			
<i>Extensión:</i> 15 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> No determinable	
<i>Litología:</i> Basalto olivínico			
<i>Clasificación normativa:</i> Basalto olivínico alcalino.			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1212		
<i>SiO₂</i>	44.24	<i>Ba</i>	785
<i>Al₂O₃</i>	12.36	<i>Ce</i>	112
<i>Fe₂O₃</i>	7.08	<i>Co</i>	42
<i>FeO</i>	4.52	<i>Cr</i>	490
<i>MnO</i>	0.18	<i>La</i>	74
<i>MgO</i>	8.98	<i>Nb</i>	42
<i>CaO</i>	11.99	<i>Ni</i>	232
<i>Na₂O</i>	3.16	<i>Rb</i>	45
<i>K₂O</i>	0.68	<i>Sr</i>	1059
<i>TiO₂</i>	3.06	<i>Y</i>	30
<i>P₂O₅</i>	0.70	<i>Zr</i>	255
<i>H₂O</i>	3.51		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	100.46		

Nombre: COLADA DEL CORTIJO DE SAN BENITO		784.22.
Hoja: 784		Coordenadas: 38°55'15"N - 4°07'00"W
Municipio: Corral de Calatrava		
Descripción: Colada que desciende de la Sierra de las Medias Lunas en posible relación con los materiales volcánicos de la Laguna de Alcolea.		
Extensión: 19 Ha		Polaridad NRM: Positiva
Litología: Nefelinita olivínica		
Clasificación normativa: _____		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: COLADA DE EL CORTIJO DE HERRERA		784.23	
Hoja: 784		Coordenadas: 38°54'45"N - 4°04'36"W	
Municipio: Corral de Calatrava			
<p>Descripción: Amplia colada a los pies de las Sierras cuarcíticas de las Medias Lunas.</p>			
Extensión: 55 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Limburgita, Basalto olivínico			
Clasificación normativa: Basalto olivínico alcalino			
Observaciones:			
<i>Geoquímica</i>			
Núm.	1185		
SiO ₂	41.99	Ba	1051
Al ₂ O ₃	11.27	Ce	95
Fe ₂ O ₃	6.06	Co	51
FeO	5.41	Cr	575
MnO	0.19	La	62
MgO	12.04	Nb	28
CaO	12.61	Ni	265
Na ₂ O	2.32	Rb	32
K ₂ O	0.54	Sr	760
TiO ₂	3.51	Y	21
P ₂ O ₅	0.89	Zr	273
H ₂ O	3.09		
CO ₂	—		
Total	99.92		

Nombre: COLADA DEL ARROYO DEL CORDON		784.24	
Hoja: 784		Coordenadas: 38°55' 35"N - 4°02'53"W	
Municipio: Alcolea de Calatrava y Poblete			
Descripción:			
Colada procedente probablemente del volcán de Fuentillejo que desciende de las Sierras hacia el valle del Guadiana.			
Extensión: 57 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Nefelinita olivínica - basalto olivínico			
Clasificación normativa: Melilitita olivínico - nefelínica			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1186		
SiO₂	39.21	Ba	1075
Al₂O₃	11.74	Ce	94
Fe₂O₃	5.43	Co	46
FeO	6.00	Cr	563
MnO	0.20	La	91
MgO	12.34	Nb	36
CaO	14.13	Ni	241
Na₂O	2.98	Rb	25
K₂O	1.11	Sr	1106
TiO₂	3.11	Y	26
P₂O₅	1.08	Zr	274
H₂O	1.82		
CO₂	-		
Total	99.15		

Nombre: VOLCAN DEL SUR DE POBLETE		784.25
Hoja: 784		Coordenadas: 38°55'25"N - 3°59'30"W
Municipio: Poblete		
<p>Descripción:</p> <p>Edificio explosivo. Sus productos pueden observarse a lo largo de la N-420. Frecuentes megacristales de anfíbol.</p>		
Extensión: 60 Ha (aprox.)		Polaridad NRM: No determinable
Litología: _____		
Clasificación normativa: _____		
Observaciones:		
<i>Geoquímica</i>		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

532



784-25

Estructuras en los depósitos del maar de Poblete



784-25

Estructuras en los depósitos del maar de Poblete

Nombre: COLADA Km 190 (CIUDAD REAL - PUERTOLLANO)		784.26
Hoja: 784		Coordenadas: 38°55' 10"N - 3°59'51"W
Municipio: Poblete - Ciudad Real		
Descripción: Restos de una colada volcánica bastante vacuolar.		
Extensión: 7 Ha		Polaridad NRM: Negativa
Litología: Limburgita		
Clasificación normativa: _____		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

<i>Nombre:</i> VOLCAN CABEZO JIMENO		784.27	
<i>Hoja:</i> 784		<i>Coordenadas:</i> 38°55'42"N - 3°54'46"W	
<i>Municipio:</i> Ciudad Real, Miguelturra			
<i>Descripción:</i> Cabezo circular característico. Abundan los productos escoriaáceos, bombas, lapillis y cenizas.			
<i>Extensión:</i> 103 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Basalto olivínico			
<i>Clasificación normativa:</i> Basalto olivínico alcalino			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1171		
<i>SiO₂</i>	43.47	<i>Ba</i>	684
<i>Al₂O₃</i>	11.67	<i>Ce</i>	88
<i>Fe₂O₃</i>	6.46	<i>Co</i>	41
<i>FeO</i>	5.28	<i>Cr</i>	380
<i>MnO</i>	0.19	<i>La</i>	79
<i>MgO</i>	9.85	<i>Nb</i>	32
<i>CaO</i>	12.45	<i>Ni</i>	180
<i>Na₂O</i>	1.80	<i>Rb</i>	38
<i>K₂O</i>	1.31	<i>Sr</i>	1049
<i>TiO₂</i>	3.03	<i>Y</i>	29
<i>P₂O₅</i>	0.72	<i>Zr</i>	268
<i>H₂O</i>	2.62		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	98.85		

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO AL SW DEL CABEZO DEL ALJIBE		784.28
<i>Hoja:</i> 784		<i>Coordenadas:</i> 38°55'15"N - 3°53'11"W
<i>Municipio:</i> Miguelturra		
<i>Descripción:</i> Afloramiento volcánico de rocas escoriáceas.		
<i>Extensión:</i> 10 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> No determinable
<i>Litología:</i> Basalto olivínico		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

536

Nombre: VOLCAN DE EL CABEZO DEL ALJIBE		784.29	
Hoja: 784		Coordenadas: 38°55'50"N 3°51'56"W	
Municipio: Miguelturra			
Descripción: Cabezo volcánico formado por rocas masivas y escoriáceas y piroclastos.			
Extensión: 43 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Limburgita			
Clasificación normativa: Basanita			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	470		
SiO₂	43.35	Ba	847
Al₂O₃	12.18	Ce	130
Fe₂O₃	5.55	Co	41
FeO	4.98	Cr	428
MnO	0.16	La	66
MgO	9.21	Nb	39
CaO	12.75	Ni	213
Na₂O	3.38	Rb	14
K₂O	0.62	Sr	1109
TiO₂	2.47	Y	37
P₂O₅	0.82	Zr	304
H₂O	4.71		
CO₂	—		
Total	100.18		

537

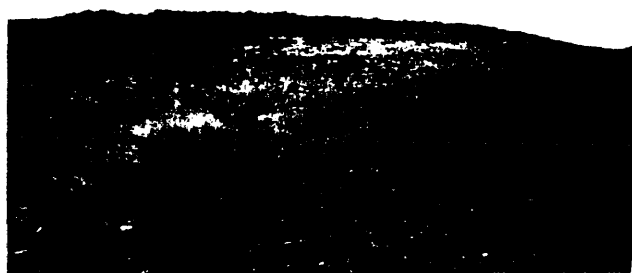
Nombre: VOLCAN DEL CABEZUELO		784.30	
Hoja: 784		Coordenadas: 38°53'52"N - 4° 09'26"W	
Municipio: Pozuelos de Calatrava			
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Típico "cabezo" achatado y ovalado compuesto de rocas masivas y escoriáceas. En algunos puntos se conservan piroclastos.</p>			
Extensión: 90 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Limburgita, Nefelinita olivínica, Basalto olivínico			
Clasificación normativa: Basanita			
Observaciones:			
<i>Geoquímica</i>			
Núm.	1160		
SiO ₂	41.28	Ba	529
Al ₂ O ₃	10.85	Ce	116
Fe ₂ O ₃	7.49	Co	45
FeO	4.07	Cr	430
MnO	0.19	La	86
MgO	11.45	Nb	45
CaO	13.33	Ni	193
Na ₂ O	3.07	Rb	32
K ₂ O	0.32	Sr	790
TiO ₂	3.67	Y	23
P ₂ O ₅	0.94	Zr	262
H ₂ O	3.54		
CO ₂	-		
Total	100.19		

538



784-30

Volcán del Cabezuelo de Pozuelos de Calatrava



784-32

Frente oriental de las coladas del Cabez Segura

Nombre: VOLCAN DE LAS HIGUERAS		784.31	
Hoja: 784	Coordenadas: 38°53'35"N - 4°02'43W		
Municipio: Corral de Calatrava			
Descripción: Cerro volcánico de rocas masivas y escoriáceas.			
Extensión: 35 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Melilitita olivínico nefelínica - Limburgita.			
Clasificación normativa: Melilitita olivínica			
Observaciones:			
		Geoquímica	
Núm.	1197		
SiO ₂	36.81	Ba	826
Al ₂ O ₃	10.56	Ce	162
Fe ₂ O ₃	5.30	Co	44
FeO	6.13	Cr	663
MnO	0.24	La	137
MgO	12.29	Nb	43
CaO	15.56	Ni	221
Na ₂ O	2.50	Rb	46
K ₂ O	1.78	Sr	2481
TiO ₂	3.10	Y	33
P ₂ O ₅	1.68	Zr	325
H ₂ O	2.93		
CO ₂	—		
Total	98.88		

Nombre: VOLCAN DE EL CABEZO SEGURA		784.32	
Hoja: 784	Coordenadas: 38°54'20"N - 4°00'49"W		
Municipio: Ciudad Real - Poblete			
Descripción: Uno de los mayores centros volcanicos del que han surgido varias coladas en diferentes direcciones en ocasiones de bastante espesor.			
Extensión: 282 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Melilitita oliv. nefel., Basalto oliv., Nefelinita oliv.			
Clasificación normativa: Melilitita oliv., Basalto oliv. alcalino.			
Observaciones: Edad K/Ar: 3.7 [±] 0.4 m.a. ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr: 0.7031 [±] 3			
Geoquímica			
Núm.	1161	BP. 1	
SiO₂	38.22	46.16	Ba 864
Al₂O₃	10.47	11.19	Ce 118
Fe₂O₃	6.32	5.36	Co 44
FeO	5.12	5.56	Cr 618
MnO	0.18	0.16	La 83
MgO	14.72	11.17	Nb 36
CaO	15.06	9.31	Ni 311
Na₂O	2.33	2.67	Rb 33
K₂O	1.09	2.33	Sr 2060
TiO₂	2.60	4.34	Y 31
P₂O₅	1.33	0.69	Zr 256
H₂O	2.42	1.04	
CO₂	-	0.23	
Total	99.86	100.21	

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTOS DE CASAS DE TORRECILLA		784.33	
<i>Hoja:</i> 784.		<i>Coordenadas:</i> 38°53' 55"N - 4°00' 30"W	
<i>Municipio:</i> Ciudad Real			
<i>Descripción:</i> Piroclastos y rocas volcánico-sedimentarias asociados al vulcanismo del Cabezo Segura			
<i>Extensión:</i> 5 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> No determinable	
<i>Litología:</i> Basalto olivínico			
<i>Clasificación normativa:</i> Basalto olivínico alcalino			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1211		
<i>SiO₂</i>	44.40	<i>Ba</i>	751
<i>Al₂O₃</i>	11.53	<i>Ce</i>	63
<i>Fe₂O₃</i>	4.57	<i>Co</i>	44
<i>FeO</i>	6.45	<i>Cr</i>	363
<i>MnO</i>	0.18	<i>La</i>	41
<i>MgO</i>	10.63	<i>Nb</i>	23
<i>CaO</i>	10.40	<i>Ni</i>	233
<i>Na₂O</i>	2.73	<i>Rb</i>	41
<i>K₂O</i>	1.41	<i>Sr</i>	578
<i>TiO₂</i>	3.07	<i>Y</i>	25
<i>P₂O₅</i>	0.66	<i>Zr</i>	227
<i>H₂O</i>	3.78		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	99.81		

Nombre: VOLCAN DE EL CHAPARRAL		784.34
Hoja: 784	Coordenadas: 38°54' 30"N - 3°59' 11"W	
Municipio: Ciudad Real, Poblete		
<p>Descripción:</p> <p>Afloramiento volcánico de rocas masivas y escoriáceas. Asociados a él existe productos piroclásticos ampliamente extendidos por la zona.</p>		
Extensión: 24 Ha.		Polaridad NRM: Negativa
Litología: Basalto olivínico		
Clasificación normativa: _____		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

543



784-34

Vista del volcán del Chaparral desde el Suroeste



784-35

Vista general del volcán de La Zurriaga

Nombre: VOLCAN DE LA ZURRIAGA		784.35	
Hoja: 784		Coordenadas: 38°54'45"N - 3°56'13"W	
Municipio: Ciudad Real			
Descripción: Cerro volcánico con escorias y bombas de la que han salido algunas coladas hacia el Este y Sureste.			
Extensión: 364		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Nefelinita olivínica melilitica, nefelinita olivínica, ba-			
Clasificación normativa: Melilitita olivínica, salto olivínico			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	471		
SiO₂	36.70	Ba	615
Al₂O₃	9.63	Ce	127
Fe₂O₃	5.13	Co	60
FeO	6.08	Cr	388
MnO	0.16	La	79
MgO	14.31	Nb	52
CaO	15.70	Ni	309
Na₂O	2.76	Rb	35
K₂O	1.48	Sr	682
TiO₂	2.81	Y	31
P₂O₅	0.99	Zr	298
H₂O	2.26		
CO₂	1.84		
Total	99.85		

545

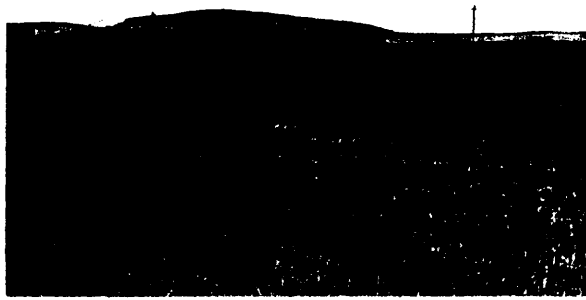
Nombre: VOLCAN DE CANTAGALLOS		785.36	
Hoja: 784		Coordenadas: 38°54' 07"N - 5°55'36"W	
Municipio: Ciudad Real			
<p><i>Descripción:</i> Amplia colada que es posible que haya surgido del cerro de las Moreras.</p>			
<p><i>Extensión:</i> 66 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa</p> <p><i>Litología:</i> Nefelinita oliv. Melilitita olivínica.</p> <p><i>Clasificación normativa:</i> Melamelilitita olivínica nefelínica.</p> <p><i>Observaciones:</i></p>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1194		
<i>SiO₂</i>	36.99	<i>Ba</i>	684
<i>Al₂O₃</i>	10.21	<i>Ce</i>	116
<i>Fe₂O₃</i>	3.64	<i>Co</i>	58
<i>FeO</i>	7.17	<i>Cr</i>	414
<i>MnO</i>	0.22	<i>La</i>	99
<i>MgO</i>	17.44	<i>Nb</i>	44
<i>CaO</i>	12.27	<i>Ni</i>	496
<i>Na₂O</i>	3.09	<i>Rb</i>	42
<i>K₂O</i>	1.61	<i>Sr</i>	470
<i>TiO₂</i>	2.87	<i>Y</i>	24
<i>P₂O₅</i>	1.03	<i>Zr</i>	280
<i>H₂O</i>	1.97		
<i>CO₂</i>	0.39		
<i>Total</i>	98.90		

Nombre: DEPRESIONES DE LONGUERAS		784.37
Hoja: 784	Coordenadas: 38°51'00"N - 4°09'45"W	
Municipio: Ciudad Real		
Descripción: Depresiones elípticas de posible origen volcánico, alineadas en el cerro Zurriaga, el de las Moreras y el Cerrajón de la Puebla.		
Extensión: 150 Ha	Polaridad NRM: No determinable	
Litología: —		
Clasificación normativa: —		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

547

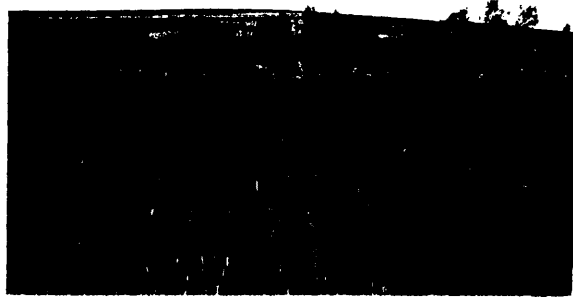
<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL CERRAJON DE LA PUEBLA		784.38	
<i>Hoja:</i> 784	<i>Coordenadas:</i> 38°53'07"N - 3°53'43"W		
<i>Municipio:</i> Ciudad Real			
<i>Descripción:</i> Cabezo volcánico formado por rocas masivas y escoriáceas.			
<i>Extensión:</i> 43 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa			
<i>Litología:</i> Basalto olivínico y Limburgita			
<i>Clasificación normativa:</i> Basalto olivínico - Nefelinita olivínica.			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	449	BP-5	
<i>SiO₂</i>	43.45	41.74	<i>Ba</i> 621
<i>Al₂O₃</i>	11.09	11.88	<i>Ce</i> 72
<i>Fe₂O₃</i>	3.46	4.40	<i>Co</i> 51
<i>FeO</i>	7.48	5.87	<i>Cr</i> 411
<i>MnO</i>	0.18	0.19	<i>La</i> 37
<i>MgO</i>	9.76	10.19	<i>Nb</i> 20
<i>CaO</i>	11.97	12.19	<i>Ni</i> 167
<i>Na₂O</i>	2.46	4.09	<i>Rb</i> 35
<i>K₂O</i>	1.51	1.65	<i>Sr</i> 1041
<i>TiO₂</i>	3.20	5.58	<i>Y</i> 30
<i>P₂O₅</i>	0.78	0.56	<i>Zr</i> 212
<i>H₂O</i>	2.14	2.01	
<i>CO₂</i>	2.42	—	
<i>Total</i>	99.90	100.35	

548



784-38

Aspecto desde el Este del volcán del Cerrajón de la Puebla



784-41

Vista desde el Sur del volcán del Negrizal de la Cañada

549

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE CABEZA PARDA		784.39
<i>Hoja:</i> 784	<i>Coordenadas:</i> 38°52'45"N - 3°59'46"W	
<i>Municipio:</i> Ciudad Real		
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Edificio esencialmente piroclástico aunque existan también algunos productos lávicos. Destaca el tamaño de sus bombas que llega a sobrepasar los dos metros de longitud.</p>		
<i>Extensión:</i> 112 Ha	<i>Polaridad NRM:</i> Positiva	
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: VOLCAN DE EL NEGRIZAL DE LA HALCONERA		784.40	
Hoja: 784		Coordenadas: 38°52'25"N - 3°55'56"W	
Municipio: Ciudad Real, Ballesteros de Calatrava			
Descripción: Cerro volcánico de los que han surgido productos lávicos más o menos escoriáceos.			
Extensión: 174 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Basalto olivínico			
Clasificación normativa: Basanita			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1196		
SiO₂	43.24	Ba	1331
Al₂O₃	15.46	Ce	130
Fe₂O₃	4.59	Co	41
FeO	6.74	Cr	23
MnO	0.20	La	121
MgO	6.71	Nb	35
CaO	10.13	Ni	37
Na₂O	3.78	Rb	53
K₂O	1.20	Sr	1499
TiO₂	4.27	Y	27
P₂O₅	0.75	Zr	331
H₂O	3.03		
CO₂	—		
Total	100.10		

551

Nombre: VOLCAN DE EL NEGRIZAL DE LA CAÑADA		784.41
Hoja: 784 Coordenadas: 38°51'20"N - 4°03'16"W		
Municipio: Cañada de Calatrava, Corral de Calatrava		
Descripción: Edificio y colada que se conservan restos de piroclastos, que se extendieron ampliamente por la zona.		
Extensión: 313 Ha Polaridad NRM: Positiva		
Litología: Nefelinita olivínica		
Clasificación normativa: Nefelinita olivínica		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.	1158	
SiO₂	40.04	Ba 697
Al₂O₃	11.00	Ce 85
Fe₂O₃	5.86	Co 50
FeO	5.60	Cr 518
MnO	0.20	La 82
MgO	13.20	Nb 39
CaO	12.78	Ni 274
Na₂O	2.93	Rb 35
K₂O	0.85	Sr 956
TiO₂	3.19	Y 25
P₂O₅	0.92	Zr 264
H₂O	3.24	
CO₂	—	
Total	99.81	

552

Nombre: DEPRESION DE CAÑADA DE CALATRAVA		784.42
Hoja: 784-810 Coordenadas: 38°50'20"N - 4°02'25"W		
Municipio: Corral de Calatrava, Cañada de Calatrava		
Descripción: Depresión cerrada de posible origen volcánico con forma elíptica (1100 x 750 m).		
Extensión: 72 Ha		Polaridad NRM: No determinable
Litología: Basalto olivínico		
Clasificación normativa: _____		
Observaciones: Muestra Suelta		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL NEGRIZAL DE LA ATALAYA		784.43	
<i>Hoja:</i> 784		<i>Coordenadas:</i> 38°50'37"N - 3°56'31"W	
<i>Municipio:</i> Villar del Pozo - Ballesteros de Calatrava			
<i>Descripción:</i> Edificio piroclástico en el que puede apreciarse la gradación desde bombas a lapilli y cenizas.			
<i>Extensión:</i> 225 Ha (mínimo)		<i>Polaridad NRM:</i> Positivo	
<i>Litología:</i> Basalto olivínico			
<i>Clasificación normativa:</i> Basalto olivínico alcalino			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1154		
<i>SiO₂</i>	42.97	<i>Ba</i>	867
<i>Al₂O₃</i>	12.45	<i>Ce</i>	78
<i>Fe₂O₃</i>	4.90	<i>Co</i>	38
<i>FeO</i>	6.46	<i>Cr</i>	248
<i>MnO</i>	0.16	<i>La</i>	68
<i>MgO</i>	9.90	<i>Nb</i>	25
<i>CaO</i>	12.18	<i>Ni</i>	120
<i>Na₂O</i>	3.04	<i>Rb</i>	33
<i>K₂O</i>	0.41	<i>Sr</i>	841
<i>TiO₂</i>	3.86	<i>Y</i>	23
<i>P₂O₅</i>	0.84	<i>Zr</i>	270
<i>H₂O</i>	3.22		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	100.39		

Nombre: VOLCAN DE EL NEGRIZAL DE VILAFRANCA		784.44	
Hoja: 784		Coordenadas: 38°50'15"N - 3°54'41"W	
Municipio: Ballesteros de Calatrava - Pozuelo de Calatrava			
Descripción:			
Desde la sierra de cuarcitas corrió la colada hacia el NNW. Existen piroclastos de diversos tamaños.			
Extensión: 204 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Basalto olivínico			
Clasificación normativa: Basalto olivínico alcalino,			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1195		
SiO₂	43.79	Ba	969
Al₂O₃	11.98	Ce	91
Fe₂O₃	6.11	Co	37
FeO	5.33	Cr	294
MnO	0.19	La	108
MgO	8.89	Nb	36
CaO	11.88	Ni	136
Na₂O	2.01	Rb	50
K₂O	1.75	Sr	1443
TiO₂	2.95	Y	26
P₂O₅	0.68	Zr	303
H₂O	3.40		
CO₂	-		
Total	98.96		

555



784-44

Manantial carbónico del Bañeario
de Fuensanta de Ballesteros de Calatrava



784-43

Vista general del Negrizal de La Atalaya

Nombre: VOLCAN DE SAN MARCOS		785.1	
Hoja: 785		Coordenadas: 38°59'22"N - 3°45'16"W	
Municipio: Torralba de Calatrava			
Descripción: Los materiales volcánicos aflorantes son exclusivamente piroclásticos, sólo se conservan un cerro y varias depresiones en relación con el antiguo edificio. Los sondeos realizados junto a estas últimas han cortado varios niveles volcánicos interestratificados con el Terciario.			
Extensión: 345 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Melilitita olivínica			
Clasificación normativa: Melilitita olivínica			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1218		
SiO₂	38.41	Ba	851
Al₂O₃	11.40	Ce	138
Fe₂O₃	9.14	Co	43
FeO	2.64	Cr	506
MnO	0.18	La	105
MgO	12.81	Nb	37
CaO	15.00	Ni	212
Na₂O	2.03	Rb	37
K₂O	1.20	Sr	1294
TiO₂	3.22	Y	29
P₂O₅	1.16	Zr	305
H₂O	3.23		
CO₂	—		
Total	100.41		

557

Nombre: VOLCAN DE SIERRA LUCIA		785.2
Hoja: 785	Coordenadas: 38°58'15"N - 3°49'36"W	
Municipio: Miguelturra		
<p>Descripción:</p> <p>Pequeño cerro volcánico con rocas esencialmente escoriáceas.</p>		
<p>Extensión: 39 Ha Polaridad NRM: No determinable</p> <p>Litología: Basalto olivínico</p> <p>Clasificación normativa: Basalto olivínico alcalino</p> <p>Observaciones:</p>		
<i>Geoquímica</i>		
Núm.	1217	
SiO ₂	45.61	Ba 930
Al ₂ O ₃	12.44	Ce 63
Fe ₂ O ₃	6.82	Co 42
FeO	4.69	Cr 373
MnO	0.18	La 60
MgO	9.95	Nb 27
CaO	11.11	Ni 216
Na ₂ O	3.14	Rb 25
K ₂ O	0.68	Sr 701
TiO ₂	3.14	Y 24
P ₂ O ₅	0.63	Zr 260
H ₂ O	2.02	
CO ₂	—	
Total	100.41	

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE PALOMAREJO		785.3
<i>Hoja:</i> 785		<i>Coordenadas:</i> 38°57'00"N - 3°49'20"W
<i>Municipio:</i> Pozuelo de Calatrava - Miguelturra		
<i>Descripción:</i>		
<p>Edificio volcánico de unos dos kilómetros de diámetro con una depresión interior de 600 x 1000 metros, en el interior de la cual se explotan yesos. Las muestras de rocas volcánicas, esencialmente piroclásticas son escasas.</p>		
<i>Extensión:</i> 256 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> No determinable
<i>Litología:</i> Melilitita olivínica		
<i>Clasificación normativa:</i>		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
<i>Total</i>		

559



785-3

Aspecto parcial de la depresión del volcán de Palomarejo desde el Este



785-5

Vista de la laguna de Pozuelo desde el Sur

<i>Nombre:</i> VOLCAN AL S DEL CERRO PALOMAREJO		785.4
<i>Hoja:</i> 785 <i>Coordenadas:</i> 38°56'15"N - 3°49'00"W		
<i>Municipio:</i> Pozuelo de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Pequeño afloramiento de roca masiva y escoriácea en posible relación con el Volcán del Cerro Palomarejo.		
<i>Extensión:</i> 17 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelínica		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

561

<i>Nombre:</i> LAGUNA DE POZUELO		785.5
<i>Hoja:</i> 785 <i>Coordenadas:</i> 38°55'00"N - 3°50'00"W		
<i>Municipio:</i> Pozuelo de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Se trata de una amplia depresión (unos 1700 m. de diámetro) cuya parte interior elíptica (1100 x 750 m.) se encuentra estacionalmente cubierta de agua, de probable origen volcánico. Esporádicamente aparecen rocas volcánicas sueltas vacuolares.		
<i>Extensión:</i> 220 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> No determinable
<i>Litología:</i> Basalto olivínico		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
<i>Total</i>		

562

<i>Nombre:</i> VOLCAN DEL MONTECILLO		785.6	
<i>Hoja:</i> 785		<i>Coordenadas:</i> 38°54'30"N - 3°46'51"W	
<i>Municipio:</i> Pozuelo de Calatrava			
<i>Descripción:</i>			
Afloramiento redondeado formado por materiales escoriáceos.			
<i>Extensión:</i> 31 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> No determinable	
<i>Litología:</i> Limburgita			
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínico melilítica			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1216		
<i>SiO₂</i>	39.30	<i>Ba</i>	761
<i>Al₂O₃</i>	11.33	<i>Ce</i>	113
<i>Fe₂O₃</i>	7.94	<i>Co</i>	45
<i>FeO</i>	3.68	<i>Cr</i>	494
<i>MnO</i>	0.20	<i>La</i>	87
<i>MgO</i>	12.34	<i>Nb</i>	39
<i>CaO</i>	13.67	<i>Ni</i>	224
<i>Na₂O</i>	3.07	<i>Rb</i>	40
<i>K₂O</i>	0.93	<i>Sr</i>	1215
<i>TiO₂</i>	3.06	<i>Y</i>	30
<i>P₂O₅</i>	1.08	<i>Zr</i>	265
<i>H₂O</i>	2.23		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	98.84		

Nombre: VOLCAN DE LA HOYA DE NANDIN		785.7
Hoja: 785	Coordenadas: 38°54'35"N - 3°45'21"W	
Municipio: Almagro		
Descripción: Afloramiento volcánico formado por piroclastos esencialmente con una depresión circular asociada de unos 500 m de diámetro.		
Extensión: 128 Ha		Polaridad NRM: Negativa
Litología: Melilitita olivínico nefelínica, Melilitita olivínico nefelínica		
Clasificación normativa: Melilitita olivínica		sodalítica
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.	1215	
SiO₂	53.58	Ba 532
Al₂O₃	9.05	Ce 128
Fe₂O₃	8.61	Co 46
FeO	2.79	Cr 525
MnO	0.22	La 155
MgO	12.31	Nb 60
CaO	16.46	Ni 265
Na₂O	3.26	Rb 32
K₂O	1.57	Sr 633
TiO₂	2.42	Y 32
P₂O₅	1.70	Zr 281
H₂O	3.43	
CO₂	—	
Total	98.89	

564

<i>Nombre:</i> HOYA DE CERRO MORENO		785.8
<i>Hoja:</i> 785	<i>Coordenadas:</i> 38°54' 35"N - 3°43'15"W	
<i>Municipio:</i> Almagro		
<i>Descripción:</i>		
<p>Hoya situada al Oeste de Cerro Moreno de 550 x 300 m de dimensiones interiores y 750 x 550 de exteriores y de posible origen volcánico, aunque sólo aparecen cantos aislados y esporádicos de esta naturaleza.</p>		
<i>Extensión:</i> 35 Ha		
<i>Polaridad NRM:</i> No determinable		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelínica.		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

565

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO AL OESTE DE CERRO MORENO		785.9
<i>Hoja:</i> 785	<i>Coordenadas:</i> 38°54' 18" N - 3°42'16W	
<i>Municipio:</i> Almagro		
<i>Descripción:</i>		
Se trata de un pequeño afloramiento de roca escoriácea en relación con el de Cerro Moreno.		
<i>Extensión:</i> 8 Ha		
<i>Polaridad NRM:</i> No determinable		
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínica		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	1214	
<i>SiO₂</i>	39.88	<i>Ba</i> 1643
<i>Al₂O₃</i>	11.33	<i>Ce</i> 88
<i>Fe₂O₃</i>	5.14	<i>Co</i> 45
<i>FeO</i>	6.33	<i>Cr</i> 520
<i>MnO</i>	0.18	<i>La</i> 82
<i>MgO</i>	11.37	<i>Nb</i> 22
<i>CaO</i>	13.30	<i>Ni</i> 242
<i>Na₂O</i>	3.45	<i>Rb</i> 28
<i>K₂O</i>	0.72	<i>Sr</i> 888
<i>TiO₂</i>	3.53	<i>Y</i> 25
<i>P₂O₅</i>	0.84	<i>Zr</i> 265
<i>H₂O</i>	2.79	
<i>CO₂</i>	—	
<i>Total</i>	98.86	

<i>Nombre:</i> VOLCAN DEL CABEZUELO (CERRO MORENO)		785.10
<i>Hoja:</i> 785 <i>Coordenadas:</i> 38°54'15"N - 3°41'53"W		
<i>Municipio:</i> Almagro		
<i>Descripción:</i> Pequeño cerro resto de un edificio. Se conservan rocas masivas con disyunción columnar grosera, que se apoyan sobre piroclastos anteriores.		
<i>Extensión:</i> 22 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Indeterminada		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínica, Melilitita olivínico - nefelínica.		
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	1169	
<i>SiO₂</i>	36.08	<i>Ba</i> 709
<i>Al₂O₃</i>	10.31	<i>Ce</i> 109
<i>Fe₂O₃</i>	6.61	<i>Co</i> 48
<i>FeO</i>	4.94	<i>Cr</i> 437
<i>MnO</i>	0.21	<i>La</i> 111
<i>MgO</i>	13.59	<i>Nb</i> 51
<i>CaO</i>	15.15	<i>Ni</i> 311
<i>Na₂O</i>	3.47	<i>Rb</i> 36
<i>K₂O</i>	1.71	<i>Sr</i> 1017
<i>TiO₂</i>	2.74	<i>Y</i> 28
<i>P₂O₅</i>	1.35	<i>Zr</i> 272
<i>H₂O</i>	2.28	
<i>CO₂</i>	1.01	
<i>Total</i>	99.45	

567

Nombre: LAGUNA DE ARGAMASILLA		785.11
Hoja: 785 Coordenadas: 38°53'50"N - 3°50'40"W Municipio: Pozuelo de Calatrava		
Descripción: Depresión de posible origen volcánico que probablemente se haya originado por unión de varias zonas deprimidas.		
Extensión: 125 Ha Polaridad NRM: No determinable Litología: Basalto, nefelinita olivínica melilitica Clasificación normativa: _____ Observaciones:		
<i>Geoquímica</i>		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

568



785-11

Laguna de Argamasilla desde su borde Norte



785-18

Aspecto general del volcán de Hoyo desde el SW
en la parte de la derecha de la foto afloran materiales paleozoicos

569

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DEL SURESTE DE ALMAGRO		785.12
<i>Hoja:</i> 785	<i>Coordenadas:</i> 38°52' 35"N - 3°41'00"W	
<i>Municipio:</i> Almagro		
<i>Descripción:</i> Pequeño cerro volcánico de rocas sueltas vacuolares.		
<i>Extensión:</i> 38 Ha <i>Polaridad NRM:</i> No determinable		
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> ———		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

570

<i>Nombre:</i> HOYA DE BOLAÑOS		785.13
<i>Hoja:</i> 785	<i>Coordenadas:</i> 38°53'15"N - 3°39'35"W	
<i>Municipio:</i> Bolaños de Calatrava		
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Depresión de origen volcánico de unos 400 m. de diámetro. Sólo se conservan algunos cantos de rocas volcánicas muy vacuolares.</p>		
<p><i>Extensión:</i> 45 Ha <i>Polaridad NRM:</i> No determinable</p> <p><i>Litología:</i> Nefelinita olivínico melilítica.</p> <p><i>Clasificación normativa:</i> _____</p> <p><i>Observaciones:</i></p>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

571

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DE LA ERMITA DE SAN ISIDRO		785.14
<i>Hoja:</i> 785	<i>Coordenadas:</i> 38°53'10"N - 3'38'35"W	
<i>Municipio:</i> Bolaños de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Rocas volcánicas masivas y escoriáceas.		
<i>Extensión:</i> 52 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Indeterminada		
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica, Melilitita olivinica.		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LAS CASAS DEL CONTADERO		785.15
<i>Hoja:</i> 785	<i>Coordenadas:</i> 38°52'35"N - 3°38'40"	
<i>Municipio:</i> Almagro		
<i>Descripción:</i> Pequeño cerro volcánico constituido por rocas masivas y escoriáceas.		
<i>Extensión:</i> 45 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelínica.		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

573

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DE EL CASERIO DE SAN CRISTOBAL		785.16
<i>Hoja:</i> 785	<i>Coordenadas:</i> 38°51'30"N - 3°50'00"W	
<i>Municipio:</i> Pozuelo de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Restos de piroclastos y cantos sueltos de roca masiva.		
<i>Extensión:</i> 7 Ha <i>Polaridad NRM:</i> No determinable		
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂	Ba	
Al ₂ O ₃	Ce	
Fe ₂ O ₃	Co	
FeO	Cr	
MnO	La	
MgO	Nb	
CaO	Ni	
Na ₂ O	Rb	
K ₂ O	Sr	
TiO ₂	Y	
P ₂ O ₅	Zr	
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

574

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA CABEZA		785.17
<i>Hoja:</i> 785		<i>Coordenadas:</i> 38°51'20"N - 3°49'10"W
<i>Municipio:</i> Almagro - Pozuelo de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Pequeño cerro volcánico rodeado de productos piroclásticos. Escorias con enclaves ultramáficos y piroxenos.		
<i>Extensión:</i> 47 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> No determinada
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

575

Nombre: VOLCAN DE HOYOS		785.18
Hoja: 785	Coordenadas: 38°50'55"N - 3°48'53"W	
Municipio: Almagro - Valenzuela de Calatrava		
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Constituido por dos cerros de roca masiva y escoriácea; las rocas volcánicas se extienden hacia el NW.</p>		
Extensión: 13 Ha		Polaridad NRM: Indeterminada
Litología: Limburgita		
Clasificación normativa: ———		
Observaciones:		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

576

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LOS CABEZOS (Loma del Negrizal)		785.19
<i>Hoja:</i> 785		<i>Coordenadas:</i> 38°51'50"N - 3°48'16"W
<i>Municipio:</i> Valenzuela de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Constituido por dos pequeños cerros volcánicos formados esencialmente por productos piroclásticos y escoriáceos. Hay frecuentes enclaves de cuarcita.		
<i>Extensión:</i> 13.5 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> No determinable
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica.		
<i>Clasificación normativa:</i> Basanita		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	1213	
<i>SiO₂</i>	41.67	<i>Ba</i> 855
<i>Al₂O₃</i>	11.65	<i>Ce</i> 146
<i>Fe₂O₃</i>	5.56	<i>Co</i> 46
<i>FeO</i>	5.87	<i>Cr</i> 426
<i>MnO</i>	0.18	<i>La</i> 89
<i>MgO</i>	11.53	<i>Nb</i> 37
<i>CaO</i>	12.22	<i>Ni</i> 210
<i>Na₂O</i>	3.79	<i>Rb</i> 26
<i>K₂O</i>	0.89	<i>Sr</i> 1224
<i>TiO₂</i>	3.22	<i>Y</i> 26
<i>P₂O₅</i>	0.87	<i>Zr</i> 259
<i>H₂O</i>	1.51	
<i>CO₂</i>	—	
<i>Total</i>	98.96	

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DEL OESTE DE VALJENZUELA DE CALATRAVA		785.20
<i>Hoja:</i> 785 <i>Coordenadas:</i> 38°50'50"N - 3°47'45"W		
<i>Municipio:</i> Valenzuela de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Pequeño afloramiento de roca masiva con frecuentes enclaves y escasos ultramáficos.		
<i>Extensión:</i> 15 Ha <i>Polaridad NRM:</i> No determinada		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelínica		
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	1170	
<i>SiO₂</i>	38.07	<i>Ba</i> 846
<i>Al₂O₃</i>	9.85	<i>Ce</i> 108
<i>Fe₂O₃</i>	4.25	<i>Co</i> 54
<i>FeO</i>	7.07	<i>Cr</i> 764
<i>MnO</i>	0.20	<i>La</i> 58
<i>MgO</i>	14.97	<i>Nb</i> 46
<i>CaO</i>	14.06	<i>Ni</i> 337
<i>Na₂O</i>	2.87	<i>Rb</i> 33
<i>K₂O</i>	1.00	<i>Sr</i> 1335
<i>TiO₂</i>	3.03	<i>Y</i> 28
<i>P₂O₅</i>	1.10	<i>Zr</i> 269
<i>H₂O</i>	3.90	
<i>CO₂</i>	—	
<i>Total</i>	100.37	

578

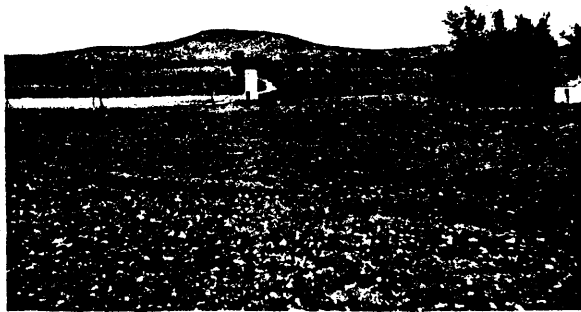
<i>Nombre:</i> VOLCAN DE VALENZUELA		785.21
<i>Hoja:</i> 785 <i>Coordenadas:</i> 38°51'55"N - 3°46'35"W		
<i>Municipio:</i> Valverde de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Pequeño cerro redondeado volcánico constituido por rocas masivas y escoriáceas		
<i>Extensión:</i> 30 Ha <i>Polaridad NRM:</i> No determinable		
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

579

Nombre: HOYA N. DE CERRO GORDO		785.22
Hoja: 785	Coordenadas: 38°52'20"N - 3°40'20"W	
Municipio: Almagro		
<p>Descripción:</p> <p>Depresión formada por materiales volcánicos sueltos con forma elíptica de 800 x 400 m.</p>		
<p>Extensión: 72 Ha Polaridad NRM: No determinable</p> <p>Litología: ———</p> <p>Clasificación normativa: ———</p> <p>Observaciones:</p>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA YEZOSA		785.23	
<i>Hoja:</i> 785 - 811 <i>Coordenadas:</i> 38°51'12"N - 3°39'50"W			
<i>Municipio:</i> Almagro			
<i>Descripción:</i>			
Edificio volcánico constituido por piroclastos, bien conservado. De él ha salido una pequeña colada hacia el NO y una de mucha mayor extensión que se corrió hacia el S y se expandió en el valle de Moral de Calatrava.			
<i>Extensión:</i> 564 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Indeterminada			
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica, Nefelinita olivínico melilitica			
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita - olivínico nefelínica			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	472		
<i>SiO₂</i>	38.05	<i>Ba</i>	844
<i>Al₂O₃</i>	11.09	<i>Ce</i>	131
<i>Fe₂O₃</i>	3.21	<i>Co</i>	51
<i>FeO</i>	7.80	<i>Cr</i>	399
<i>MnO</i>	0.15	<i>La</i>	51
<i>MgO</i>	12.64	<i>Nb</i>	41
<i>CaO</i>	13.96	<i>Ni</i>	192
<i>Na₂O</i>	3.32	<i>Rb</i>	35
<i>K₂O</i>	1.60	<i>Sr</i>	1153
<i>TiO₂</i>	2.63	<i>Y</i>	38
<i>P₂O₅</i>	1.41	<i>Zr</i>	298
<i>H₂O</i>	2.96		
<i>CO₂</i>	0.65		
<i>Total</i>	99.47		

581



785-23 (y 13)

Vista desde el Norte del volcán de La Yezosa.
En primer término aparece La Hoya de Bolaños (785-13)



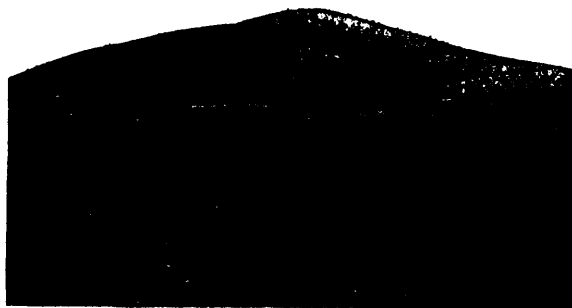
785-24

Depósitos de El Aprisco
pertenecientes al maar de la Nava

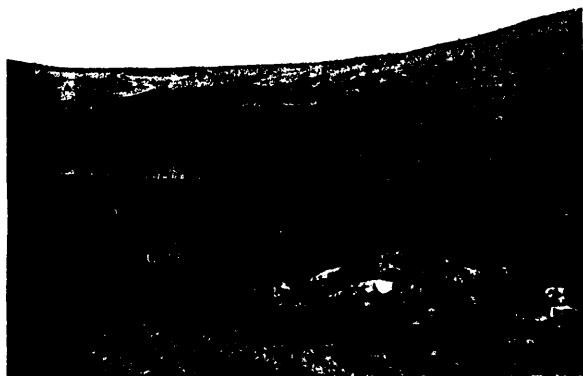
<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA NAVA (EL APRISCO)		785.24
<i>Hoja:</i> 785	<i>Coordenadas:</i> 38°50'05"N - 3°50'00"W	
<i>Municipio:</i> Almagro		
<i>Descripción:</i>		
Depresión volcánica (1400 x 900 m.) al que se asocian en algunas zonas restos de productos piroclásticos. En posible relación con el Volcán de Valparaíso.		
<i>Extensión:</i> 125 Ha <i>Polaridad NRM:</i> No determinable		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínica, Nefelinita olivínica melilítica		
<i>Clasificación normativa:</i> —		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE CERRO GORDO		785.25	
<i>Hoja:</i> 785 - 811 <i>Coordenadas:</i> 38°50'00"N - 3°44'26"W			
<i>Municipio:</i> Valenzuela de Calatrava, Granatula de Calatrava			
<i>Descripción:</i> Edificio volcánico formado por materiales de proyección asociados a una depresión circular de 500 m. de diámetro. Dos coladas corrieron hacia el NO bordeando los crestones cuarcíticos.			
<i>Extensión:</i> 280 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva	
<i>Litología:</i> Limburgita, Nefelinita olivínica			
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínico melilítica			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	473		
<i>SiO₂</i>	40.70	<i>Ba</i>	832
<i>Al₂O₃</i>	13.05	<i>Ce</i>	147
<i>Fe₂O₃</i>	3.91	<i>Co</i>	55
<i>FeO</i>	7.15	<i>Cr</i>	254
<i>MnO</i>	0.06	<i>La</i>	96
<i>MgO</i>	10.84	<i>Nb</i>	40
<i>CaO</i>	12.40	<i>Ni</i>	96
<i>Na₂O</i>	3.84	<i>Rb</i>	57
<i>K₂O</i>	2.00	<i>Sr</i>	1197
<i>TiO₂</i>	2.87	<i>Y</i>	38
<i>P₂O₅</i>	1.20	<i>Zr</i>	354
<i>H₂O</i>	1.84		
<i>CO₂</i>	0.10		
<i>Total</i>	99.96		

584



785-25
Volcán de Cerro Gordo desde el Sur



785-25
Depresión de Cerro Gordo

585

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA HERRADURA (CERRO DE LA ESTRELLA)		785.26
<i>Hoja:</i> 785	<i>Coordenadas:</i> 38°50'50"N - 3°43'50"W	
<i>Municipio:</i> Almagro - Valenzuela de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Centro volcánico constituido por bombas, lapilli y escorias del que han salido dos coladas una hacia el NE y otra hacia el NO.		
<i>Extensión:</i> 94 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Basalto olivínico		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

586

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DEL CERRO DE POZO BLANCO		785.27
<i>Hoja:</i> 785. <i>Coordenadas:</i> 38°50'25"N - 3°40'36"W		
<i>Municipio:</i> Almagro - Moral de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Pequeño afloramiento circular formado por roca masiva, escoriácea y piroclastos soldados. Frecuentes enclaves de cuarcita.		
<i>Extensión:</i> 3 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínica		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA VIZNERA		785.28
<i>Hoja:</i> 785 - 786 <i>Coordenadas:</i> 38°51'00"N - 3°31'10"W		
<i>Municipio:</i> Moral de Calatrava - Valdepeñas		
<i>Descripción:</i> Afloramiento alargado en dirección N-S, formado casi exclusivamente por roca masiva y localmente escoriácea. No se observan restos piroclásticos.		
<i>Extensión:</i> 30 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva (?)		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínica		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA PERALOSA		786.1
<i>Hoja:</i> 786		<i>Coordenadas:</i> 38°51'00"N - 3°29'20"W
<i>Municipio:</i> Valdepeñas		
<i>Descripción:</i> Pequeño afloramiento constituido por roca masiva, con escasas escorias y piroclastos.		
<i>Extensión:</i> 11 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva (?)
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínico melilítica		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL NARANJO		809.1	
<i>Hoja:</i> 809	<i>Coordenadas:</i> 38°45'15"N - 4°22'31"W		
<i>Municipio:</i> Almodóvar del Campo			
<i>Descripción:</i> Cerro achatado formado por rocas escoriáceas sin que se conserven restos de productos piroclásticos.			
<i>Extensión:</i> 28 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa			
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica			
<i>Clasificación normativa:</i> Basanita, Melilitita olivínico nefelínica.			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1187	BP-4	
<i>SiO₂</i>	42.84	39.69	<i>Ba</i> 832
<i>Al₂O₃</i>	11.72	10.74	<i>Ce</i> 76
<i>Fe₂O₃</i>	6.67	5.67	<i>Co</i> 47
<i>FeO</i>	4.84	5.21	<i>Cr</i> 406
<i>MnO</i>	0.18	0.17	<i>La</i> 89
<i>MgO</i>	10.08	12.90	<i>Nb</i> 29
<i>CaO</i>	12.88	12.65	<i>Ni</i> 165
<i>Na₂O</i>	3.54	4.20	<i>Rb</i> 53
<i>K₂O</i>	0.75	2.38	<i>Sr</i> 894
<i>TiO₂</i>	3.61	4.96	<i>Y</i> 27
<i>P₂O₅</i>	0.85	0.60	<i>Zr</i> 268
<i>H₂O</i>	1.09	1.10	
<i>CO₂</i>	-	-	
<i>Total</i>	99.05	100.27	

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DE LAS CASAS DE LA CANALEJA		809.2	
<i>Hoja:</i> 809		<i>Coordenadas:</i> 38°44'10"N - 4°20'20"W	
<i>Municipio:</i> Almodóvar del Campo			
<i>Descripción:</i>			
La roca volcánica masiva da lugar a dos cerros alineados de NNO a SSE. Se trata probablemente de un ancho dique.			
<i>Extensión:</i> 16 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva	
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica			
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínico nefelínica			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	468		
<i>SiO₂</i>	38.50	<i>Ba</i>	837
<i>Al₂O₃</i>	10.96	<i>Ce</i>	118
<i>Fe₂O₃</i>	5.64	<i>Co</i>	42
<i>FeO</i>	6.61	<i>Cr</i>	382
<i>MnO</i>	0.20	<i>La</i>	72
<i>MgO</i>	12.22	<i>Nb</i>	48
<i>CaO</i>	14.15	<i>Ni</i>	164
<i>Na₂O</i>	3.11	<i>Rb</i>	39
<i>K₂O</i>	1.49	<i>Sr</i>	1276
<i>TiO₂</i>	3.59	<i>Y</i>	31
<i>P₂O₅</i>	1.18	<i>Zr</i>	311
<i>H₂O</i>	2.13		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	99.78		

Nombre: VOLCAN DE EL NEGRIZAL DE LA VIÑUELA		809.3	
Hoja: 809		Coordenadas: 38°42'00"N - 4°20'10"W	
Municipio: Almodóvar del Campo			
Descripción: Se trata de tres afloramientos próximos que rodean por el N y O el pueblo de Viñuela. En los tres casos los materiales han derramado ligeramente hacia el valle.			
Extensión: 37 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Nefelinita olivínico melilitica, Nefelinita olivínica.			
Clasificación normativa: Melilitita olivínica			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	467		
SiO₂	38.20	Ba	756
Al₂O₃	9.94	Ce	137
Fe₂O₃	6.44	Co	50
FeO	5.94	Cr	427
MnO	0.23	La	83
MgO	12.72	Nb	37
CaO	14.85	Ni	193
Na₂O	2.86	Rb	22
K₂O	0.88	Sr	1633
TiO₂	3.28	Y	40
P₂O₅	1.33	Zr	308
H₂O	3.28		
CO₂	0.10		
Total	100.05		

Nombre: MORRON DE VILLAMAYOR		810.1	
Hoja: 810		Coordenadas: 38°49' 20"N - 4°07'30"W	
Municipio: Villamayor de Calatrava			
Descripción:			
Centro volcánico constituido por rocas esencialmente masivas aunque a veces sean más escoriáceo. Muy frecuentes enclaves también ultramáficos.			
Se distingue una zona interior de leucitita olivínica más joven (6.4 m.a.) que ha penetrado en la melaleucitita olivínica (7.7 m.a.)			
Extensión: 53 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Melaleucitita oliv. nefelínica, Leucitita oliv. nefelínica.			
Clasificación normativa: Melaleucitita oliv. , leucitita oliv.			
Observaciones: Edad K/Ar: 7.7 [±] 0.4 m.a., 6.4 [±] 0.3 m.a. ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr: 0.7064 [±] 4; 07072 [±] 1; 07066 [±] 1.			
		Geoquímica	
Núm.	Media	482	Media
	(4)		482
SiO₂	43.22	44.40	Ba 483,484
Al₂O₃	8.04	10.93	891 1154
Fe₂O₃	4.31	5.36	Ce 104 133
FeO	5.68	3.98	Co 77 56
MnO	0.16	0.16	Cr 938 924
MgO	19.98	11.79	La 47 80
CaO	10.27	12.33	Nb 23 26
Na₂O	2.16	2.42	Ni 690 213
K₂O	3.13	3.73	Rb 239 262
TiO₂	1.69	2.27	Sr 888 1088
P₂O₅	0.73	1.14	Y 10 8
H₂O	0.66	1.52	Zr 337 396
CO₂	—	—	
Total	99.97	100.03	

593



810-1

Al fondo Morrón de Villamayor,
en primer término canteras de melaleucititas olivínicas



810-1

Contacto entre leucititas olivínicas (parte inferior)
y melaleucititas olivínicas en el Morrón de Villamayor

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTOS AL SW MORRON DE VILLAMAYOR		810.2			
<i>Hoja:</i> 810	<i>Coordenadas:</i> 38°48'45"N - 4°08'00"W				
<i>Municipio:</i> Villamayor de Calatrava					
<i>Descripción:</i> Pequeños afloramientos de roca masiva situados al SW del Morrón de Villamayor.					
<i>Extensión:</i> 9 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva					
<i>Litología:</i> Melaleucitita olivínica nefelínica					
<i>Clasificación normativa:</i> Melaleucitita olivínica					
<i>Observaciones:</i> Edad K/Ar: 8.7 [±] 0.4 m.a. ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr: 0.7066 [±] 2; 07068 [±] 2.					
<i>Geoquímica</i>					
<i>Núm.</i>	1209	1210			
<i>SiO₂</i>	41.88	41.50	<i>Ba</i>	955	910
<i>Al₂O₃</i>	9.15	9.11	<i>Ce</i>	129	117
<i>Fe₂O₃</i>	8.05	5.07	<i>Co</i>	59	62
<i>FeO</i>	3.61	6.26	<i>Cr</i>	933	943
<i>MnO</i>	0.15	0.14	<i>La</i>	64	79
<i>MgO</i>	18.47	18.37	<i>Nb</i>	17	21
<i>CaO</i>	9.80	9.34	<i>Ni</i>	989	954
<i>Na₂O</i>	2.07	2.38	<i>Rb</i>	286	267
<i>K₂O</i>	3.23	3.27	<i>Sr</i>	896	886
<i>TiO₂</i>	1.84	1.85	<i>Y</i>	17	17
<i>P₂O₅</i>	0.79	0.83	<i>Zr</i>	315	315
<i>H₂O</i>	1.19	1.08			
<i>CO₂</i>	-	-			
<i>Total</i>	100.23	99.20			

595

<i>Nombre:</i> LAGUNA DE CARACUEL		810.3
<i>Hoja:</i> 810 <i>Coordenadas:</i> 38°49'30"N - 4°04'20"W		
<i>Municipio:</i> Corral de Calatrava, Villamayor de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Laguna anegada frecuentemente y que es posible que hay tenido un origen volcánico aunque no se encuentren rocas de esta naturaleza.		
<i>Extensión:</i> 52 Ha <i>Polaridad NRM:</i> No determinable		
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i> Muestra suelta		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

596



810-3

Vista general de la laguna de Caracuel



810-12

Depresión occidental del volcán de La Encina desde el Este

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA CONEJERA		810.4	
<i>Hoja:</i> 810		<i>Coordenadas:</i> 38°47'55"N - 3°56'19"W	
<i>Municipio:</i> Cañada de Calatrava			
<i>Descripción:</i> Cerro formado esencialmente por escorias soldadas del que ha salido una colada hacia el Norte y NO.			
<i>Extensión:</i> 190 Ha.		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica			
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínico melilitítica			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	450		
<i>SiO₂</i>	39.40	<i>Ba</i>	686
<i>Al₂O₃</i>	12.23	<i>Ce</i>	129
<i>Fe₂O₃</i>	3.52	<i>Co</i>	48
<i>FeO</i>	7.77	<i>Cr</i>	165
<i>MnO</i>	0.20	<i>La</i>	50
<i>MgO</i>	10.32	<i>Nb</i>	41
<i>CaO</i>	13.68	<i>Ni</i>	92
<i>Na₂O</i>	3.00	<i>Rb</i>	30
<i>K₂O</i>	0.84	<i>Sr</i>	1179
<i>TiO₂</i>	4.04	<i>Y</i>	32
<i>P₂O₅</i>	1.09	<i>Zr</i>	268
<i>H₂O</i>	3.98		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	100.07		

598

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE CERRO PELADO		810.5	
<i>Hoja:</i> 810		<i>Coordenadas:</i> 38°48'32"N - 3°54'56"W	
<i>Municipio:</i> Cañada de Calatrava			
<i>Descripción:</i> Edificio constituido por materiales piroclásticos y escorias soldadas.			
<i>Extensión:</i> 108 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Limburgita, Nefelinita olivínica.			
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínica			
<i>Observaciones:</i> Edad K/Ar: 3.4 [±] 0.2 m.a. ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr: 0.7034 [±] 3; 0.7034 [±] 2			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1172		
<i>SiO₂</i>	39.46	<i>Ba</i>	857
<i>Al₂O₃</i>	10.85	<i>Ce</i>	119
<i>Fe₂O₃</i>	5.93	<i>Co</i>	48
<i>FeO</i>	5.79	<i>Cr</i>	523
<i>MnO</i>	0.19	<i>La</i>	94
<i>MgO</i>	12.56	<i>Nb</i>	34
<i>CaO</i>	13.52	<i>Ni</i>	243
<i>Na₂O</i>	3.47	<i>Rb</i>	22
<i>K₂O</i>	0.63	<i>Sr</i>	1286
<i>TiO₂</i>	3.12	<i>Y</i>	26
<i>P₂O₅</i>	1.09	<i>Zr</i>	252
<i>H₂O</i>	2.12		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	98.73		

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO AL SE DE CERRO PELADO		810.6
<i>Hoja:</i> 810 <i>Coordenadas:</i> 38°48'15"N - 3°27'40"W		
<i>Municipio:</i> Cañada de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Afloramiento de roca masiva que desciende de las sierras de Cuarcitas hacia el Norte.		
<i>Extensión:</i> 6 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE RETAMAR		810.7	
<i>Hoja:</i> 810	<i>Coordenadas:</i> 38°48'35"N - 3°51'51"W		
<i>Municipio:</i> Almagro			
<i>Descripción:</i> Cerro volcánico de rocas masivas sin que aparezcan prácticamente ni escorias ni piroclastos.			
<i>Extensión:</i> 13 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa			
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica.			
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínica melilitica, Nefelinita olivínica.			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1168	BP-7	
<i>SiO₂</i>	38.40	40.86	<i>Ba</i> 782
<i>Al₂O₃</i>	11.00	11.08	<i>Ce</i> 130
<i>Fe₂O₃</i>	4.43	4.20	<i>Co</i> 42
<i>FeO</i>	6.90	6.44	<i>Cr</i> 579
<i>MnO</i>	0.19	0.13	<i>La</i> 87
<i>MgO</i>	13.04	11.01	<i>Nb</i> 39
<i>CaO</i>	13.70	12.39	<i>Ni</i> 215
<i>Na₂O</i>	3.52	3.88	<i>Rb</i> 42
<i>K₂O</i>	2.03	1.73	<i>Sr</i> 859
<i>TiO₂</i>	3.25	5.79	<i>Y</i> 30
<i>P₂O₅</i>	1.24	0.95	<i>Zr</i> 294
<i>H₂O</i>	1.25	3.12	
<i>CO₂</i>	—	—	
<i>Total</i>	98.95	100.43	

601

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LOS FRAILES		810.8
<i>Hoja:</i> 810		<i>Coordenadas:</i> 38°46'25"N - 3°55'35"W
<i>Municipio:</i> Almagro - Aldea del Rey, - Ballesteros de Calatrava		
<i>Descripción:</i>		
<p>Se trata de una colada de hasta 4 metros de espesor y 5 Kilómetros de longitud que corrió esencialmente hacia el Este. Asociadas a ella en la zona occidental existen varias depresiones de origen volcánico.</p>		
<i>Extensión:</i> 215 Ha.		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva
<i>Litología:</i> Basalto olivínico		
<i>Clasificación normativa:</i> Basalto olivínico alcalino		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	478	
<i>SiO₂</i>	45.60	<i>Ba</i> 557
<i>Al₂O₃</i>	13.00	<i>Ce</i> 62
<i>Fe₂O₃</i>	4.55	<i>Co</i> 48
<i>FeO</i>	6.38	<i>Cr</i> 347
<i>MnO</i>	0.17	<i>La</i> 82
<i>MgO</i>	8.40	<i>Nb</i> 23
<i>CaO</i>	11.92	<i>Ni</i> 147
<i>Na₂O</i>	2.60	<i>Rb</i> 31
<i>K₂O</i>	1.40	<i>Sr</i> 773
<i>TiO₂</i>	2.69	<i>Y</i> 35
<i>P₂O₅</i>	0.82	<i>Zr</i> 261
<i>H₂O</i>	2.51	
<i>CO₂</i>	-	
<i>Total</i>	100.04	

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE CABEZA PARDA		810.9	
<i>Hoja:</i> 810		<i>Coordenadas:</i> 38°46'10"N - 4°05'48"W	
<i>Municipio:</i> Villamayor de Calatrava - Argamasilla de Calatrava			
<i>Descripción:</i> Formado por dos cerros de material esencialmente piroclástico y escoriáceo. Hacia el Sur asociado a él existe una laguna y un amplia área donde han sido importantes los depósitos de ceniza y lapilli.			
<i>Extensión:</i> 425 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Basalto olivínico			
<i>Clasificación normativa:</i> Basanita			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1167		
<i>SiO₂</i>	43.77	<i>Ba</i>	632
<i>Al₂O₃</i>	12.27	<i>Ce</i>	62
<i>Fe₂O₃</i>	5.14	<i>Co</i>	46
<i>FeO</i>	6.61	<i>Cr</i>	399
<i>MnO</i>	0.16	<i>La</i>	48
<i>MgO</i>	10.77	<i>Nb</i>	21
<i>CaO</i>	10.92	<i>Ni</i>	215
<i>Na₂O</i>	2.57	<i>Rb</i>	48
<i>K₂O</i>	1.80	<i>Sr</i>	554
<i>TiO₂</i>	3.15	<i>Y</i>	23
<i>P₂O₅</i>	0.59	<i>Zr</i>	225
<i>H₂O</i>	1.46		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	99.21		

Nombre: LAGUNA DE LAS CARBONERAS.		810.10
Hoja: 810	Coordenadas: 38°45'15"N - 3°56'30"W	
Municipio: Argamasilla de Calatrava		
<p>Descripción:</p> <p>Laguna asociada a la de Los Lomillos a la que le ha sido atribuido un origen volcánico y en la que se encuentra algunos cantos volcánicos dispersos.</p>		
Extensión: 150 Ha		Polaridad NRM: No determinable
Litología: —		
Clasificación normativa: —		
Observaciones:		
<i>Geoquímica</i>		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

<i>Nombre:</i> LAGUNA DE LOS LOMILLOS		810.11
<i>Hoja:</i> 810		<i>Coordenadas:</i> 38°44'40"N - 3°56'11"W
<i>Municipio:</i> Argamasilla de Calatrava		
<i>Descripción:</i>		
Se trata de una laguna de origen volcánico de unos 1000 m. de diámetro interior rodeada por materiales palcozoicos y más escasos piroclásticos.		
<i>Extensión:</i> 175 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> No determinable
<i>Litología:</i> Melilitita olivínica, nefelinita olivínica		
<i>Clasificación normativa:</i> —		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

605

<i>Nombre:</i> DEPRESION OCCIDENTAL DEL VOLCAN DE LA ENCINA		810.12
<i>Hoja:</i> 810	<i>Coordenadas:</i> 38°45'00N - 3°54'50"W	
<i>Municipio:</i> Aldea del Rey		
<i>Descripción:</i> Depresión de origen volcánico, separada de otra situada al Este por rocas piroclásticas.		
<i>Extensión:</i> 107 Ha	<i>Polaridad NRM:</i> No determinable	
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> —		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>Li</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

<i>Nombre:</i> DEPRESION ORIENTAL DEL VOLCAN DE LA ENCINA		810.13
<i>Hoja:</i> 810		<i>Coordenadas:</i> 38°45'25"N - 3°54'20"W
<i>Municipio:</i> Aldea del Rey		
<i>Descripción:</i> Depresión de origen volcánico separada de otra en su parte occidental por rocas piroclásticas y bordeada por el SW por los materiales del volcán de la Encina.		
<i>Extensión:</i> 99 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> No determinable
<i>Litología:</i> _____		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

607



810-13

Depósitos del borde Oeste del maar occidental asociado al volcán de La Encina;
en segundo término la depresión y al fondo el volcán de La Encina

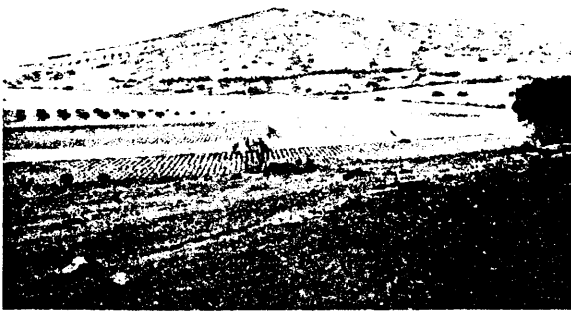


810-13

Depresión oriental del volcán de La Encina desde este volcán

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA ENCINA		810.14
<i>Hoja:</i> 810-811 <i>Coordenadas:</i> 38°45'15"N - 3°53'40"		
<i>Municipio:</i> Aldea del Rey		
<i>Descripción:</i>		
Se trata de un edificio volcánico del que han salido coladas que bordean los crestones cuarcíticos avanzando esencialmente hacia el Este, unos 5 Km. Al Oeste hay dos depresiones volcánicas en relación con él.		
<i>Extensión:</i> 700 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Basalto olivínico.		
<i>Clasificación normativa:</i> Basalto olivínico alcalino		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	475	
<i>SiO₂</i>	47.15	<i>Ba</i> 549
<i>Al₂O₃</i>	12.56	<i>Ce</i> 60
<i>Fe₂O₃</i>	2.56	<i>Co</i> 44
<i>FeO</i>	8.07	<i>Cr</i> 451
<i>MnO</i>	0.03	<i>Lu</i> 84
<i>MgO</i>	10.28	<i>Nb</i> 18
<i>CaO</i>	10.57	<i>Ni</i> 198
<i>Na₂O</i>	3.18	<i>Rb</i> 35
<i>K₂O</i>	1.50	<i>Sr</i> 657
<i>TiO₂</i>	2.70	<i>Y</i> 30
<i>P₂O₅</i>	0.62	<i>Zr</i> 228
<i>H₂O</i>	0.74	
<i>CO₂</i>	-	
<i>Total</i>	99.96	

609



810-13 y 14

Depresión oriental del volcán de La Encina y volcán de La Encina (al fondo)
En primer término los depósitos asociados a la depresión



810-15

Vista del afloramiento de La Colmenilla desde el Sur

<i>Nombre:</i> COLADA DE LA COLMENILLA		810.15	
<i>Hoja:</i> 810		<i>Coordenadas:</i> 38°44'35"N - 3°54'18"W	
<i>Municipio:</i> Aldea del Rey			
<i>Descripción:</i> Pequeña colada que corre hacia el SO independiente o en relación con el volcán de la Encina.			
<i>Extensión:</i> 95 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Melilitita oliv. nefel. sodalft. Melilitita oliv. nefelinica.			
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica.			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1176		
<i>SiO₂</i>	36.54	<i>Ba</i>	1006
<i>Al₂O₃</i>	10.50	<i>Ce</i>	154
<i>Fe₂O₃</i>	5.55	<i>Co</i>	42
<i>FeO</i>	5.90	<i>Cr</i>	722
<i>MnO</i>	0.21	<i>Lc</i>	122
<i>MgO</i>	14.71	<i>Nb</i>	37
<i>CaO</i>	14.58	<i>Ni</i>	294
<i>Na₂O</i>	2.53	<i>Rb</i>	41
<i>K₂O</i>	1.37	<i>Sr</i>	2042
<i>TiO₂</i>	3.19	<i>Y</i>	28
<i>P₂O₅</i>	1.56	<i>Zr</i>	279
<i>H₂O</i>	2.17		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	98.81		

611

Nombre: VOLCAN DE LA CUEVA DEL AGUACIL		810,1G	
Hoja: 810-811		Coordenadas: 38°44'55"N - 3°51'46"W	
Municipio: Aldea del Rey			
<p>Descripción:</p> <p>Se trata de un cerro escoriáceo del que surgió una pequeña colada que corrió en dirección Este.</p>			
Extensión: 60 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Basalto olivínico			
Clasificación normativa: Basanita			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1179		
SiO ₂	44.28	Ba	616
Al ₂ O ₃	12.38	Ce	81
Fe ₂ O ₃	4.72	Co	41
FeO	6.65	Cr	335
MnO	0.17	La	53
MgO	8.95	Nb	20
CaO	11.18	Ni	149
Na ₂ O	3.05	Rb	40
K ₂ O	1.60	Sr	599
TiO ₂	3.13	Y	26
P ₂ O ₅	0.77	Zr	269
H ₂ O	2.85		
CO ₂	—		
Total	100.33		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DEL CASTILLO O DE LOS MOLINOS		810.17
<i>Hoja:</i> 810	<i>Coordenadas:</i> 38°42'20"N - 4°09'50"W	
<i>Municipio:</i> Almodóvar del Campo		
<i>Descripción:</i> Se trata de uno de los edificios estrombolianos más representativos. Constituido por escorias y piroclastos y con una depresión asociada de 900 m. de diámetro externo y 400 m. de interno.		
<i>Extensión:</i> 210 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva
<i>Litología:</i> Limburgita, basalto olivínico.		
<i>Clasificación normativa:</i> Basanita		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	479	
<i>SiO₂</i>	44.30	<i>Ba</i> 670
<i>Al₂O₃</i>	12.91	<i>Ce</i> 67
<i>Fe₂O₃</i>	4.29	<i>Co</i> 54
<i>FeO</i>	6.65	<i>Cr</i> 309
<i>MnO</i>	0.15	<i>La</i> 85
<i>MgO</i>	10.28	<i>Nb</i> 26
<i>CaO</i>	11.55	<i>Ni</i> 145
<i>Na₂O</i>	3.86	<i>Rb</i> 50
<i>K₂O</i>	0.80	<i>Sr</i> 912
<i>TiO₂</i>	2.79	<i>Y</i> 28
<i>P₂O₅</i>	0.92	<i>Zr</i> 302
<i>H₂O</i>	1.48	
<i>CO₂</i>	-	
<i>Total</i>	99.98	

Nombre: AFLORAMIENTO DE LA CASILLA DE LA HUERTA		810.18	
Hoja: 810	Coordenadas: 38°41'40"N - 4°09'36"W		
Municipio: Almodóvar del Campo			
<p>Descripción:</p> <p>Pequeña colada que corrió hacia el Norte por la ladera de las sierras de cuarcita.</p>			
Extensión: 15 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Melilitita olivínico nefelínica			
Clasificación normativa: Melilitita olivínica			
Observaciones:			
<i>Geoquímica</i>			
Núm.	1189		
SiO ₂	37.53	Ba	1134
Al ₂ O ₃	10.80	Ce	262
Fe ₂ O ₃	4.47	Co	43
FeO	6.84	Cr	315
MnO	0.22	Lr	135
MgO	13.07	Nb	48
CaO	13.82	Ni	139
Na ₂ O	3.25	Rb	45
K ₂ O	1.87	Sr	1358
TiO ₂	3.45	Y	30
P ₂ O ₅	1.55	Zr	332
H ₂ O	2.03		
CO ₂	-		
Total	98.90		

Nombre: VOLCAN DE EL AGUILA		810.19	
Hoja: 810		Coordenadas: 38°42'00"N - 3°59'25"W	
Municipio: Argamasilla de Calatrava			
Descripción: Afloramiento de roca masiva y escoriácea del que salió una colada hacia el Norte y otra hacia el Este.			
Extensión: 18 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Melilitita olivínica, Melilitita olivínica nefelínica.			
Clasificación normativa: Melilitita olivínica			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	1175	Ba	533
SiO₂	37.24	Ce	97
Al₂O₃	10.02	Co	50
Fe₂O₃	7.54	Cr	666
FeO	4.11	La	79
MnO	0.19	Nb	35
MgO	16.11	Ni	331
CaO	14.44	Rb	37
Na₂O	2.29	Sr	551
K₂O	1.45	Y	29
TiO₂	2.81	Zr	333
P₂O₅	1.33		
H₂O	1.53		
CO₂	—		
Total	99.07		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE CERRO NEGRO		810.20	
<i>Hoja:</i> 810.		<i>Coordenadas:</i> 38°42'30"N - 3°58'26"W	
<i>Municipio:</i> Argamasilla de Calatrava			
<i>Descripción:</i> Afloramiento de escorias y rocas masivas que se prolonga hacia el Norte y Este.			
<i>Extensión:</i> 48 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva	
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelínica.			
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínico nefelínica.			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	453		
<i>SiO₂</i>	37.50	<i>Ba</i>	1085
<i>Al₂O₃</i>	9.94	<i>Ce</i>	138
<i>Fe₂O₃</i>	5.92	<i>Co</i>	54
<i>FeO</i>	6.36	<i>Cr</i>	715
<i>MnO</i>	0.22	<i>La</i>	95
<i>MgO</i>	14.43	<i>Nb</i>	45
<i>CaO</i>	14.12	<i>Ni</i>	317
<i>Na₂O</i>	3.81	<i>Rb</i>	39
<i>K₂O</i>	1.50	<i>Sr</i>	1570
<i>TiO₂</i>	3.66	<i>Y</i>	40
<i>P₂O₅</i>	1.49	<i>Zr</i>	305
<i>H₂O</i>	0.97		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	99.92		

Nombre: VOLCAN DE LA VAQUERIZA				810.21		
Hoja: 810		Coordenadas: 38°43'45"N - 3°55'11"W				
Municipio: Argamasilla de Calatrava, Aldea del Rey						
Descripción: Edificio de escorias y lapilli soldados del que han salido productos lávicos que se unen en el valle con los del volcán de Las Mesas y el Rincón. En las rocas del valle aparecen ve- nillas de pegmatitoides.						
Extensión: 180 Ha		Polaridad NRM: Positiva				
Litología: Melilitita olivínico - nefelínica						
Clasificación normativa: Melilitita olivínica.						
Observaciones:						
Geoquímica						
Núm.	452	477	BP-3			
SiO₂	37.40	39.90	37.15	Ba	749	703
Al₂O₃	10.19	10.61	8.26	Ce	134	127
Fe₂O₃	8.19	2.67	7.10	Co	48	51
FeO	3.87	8.85	4.30	Cr	474	486
MnO	0.20	0.23	0.19	La	123	54
MgO	14.23	1.99	13.81	Nb	36	33
CaO	13.28	14.35	13.77	Ni	255	267
Na₂O	3.11	2.72	3.39	Rb	33	27
K₂O	1.51	1.46	2.06	Sr	988	1161
TiO₂	3.69	3.00	5.49	Y	41	45
P₂O₅	1.43	1.43	1.25	Zr	306	297
H₂O	2.43	2.40	2.13			
CO₂	0.60	0.05	1.38			
Total	100.13	99.66	100.28			

617



810-21

Vista del volcán de La Vaqueriza,
la colada descendió hacia el valle a la izquierda de la foto



810-23

Volcán de El Rincón al fondo;
las coladas descendieron hasta el valle, donde fueron explotadas

Nombre: VOLCAN DE LAS MESAS (CERRO PRIETO)		810.22	
Hoja: 810	Coordenadas: 38°43'00"N - 3°44'00"W		
Municipio: Aldea del Rey			
Descripción: Edificio volcánico del que han salido coladas hacia el SO, E y N donde se unen con las procedentes del volcán del Rincón y de la Vaqueriza.			
Extensión: 180 Ha (aprox.) Polaridad NRM: Positiva			
Litología: Melilitita olivínico nefelínica y Nefelinita olivínica.			
Clasificación normativa: Melilitita olivínica, melilitita olivínico nefelínica			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	444	476	
SiO₂	37.50	39.67	Ba 957 622
Al₂O₃	9.94	10.19	Ce 162 130
Fe₂O₃	4.65	3.69	Co 48 56
FeO	6.97	7.41	Cr 498 472
MnO	0.21	0.17	La 101 61
MgO	13.03	13.80	Nb 38 40
CaO	16.11	14.99	Ni 245 253
Na₂O	2.25	3.19	Rb 20 31
K₂O	1.13	1.38	Sr 1928 1206
TiO₂	2.28	2.40	Y 44 37
P₂O₅	1.47	1.37	Zr 298 304
H₂O	3.29	1.33	
CO₂	—	0.22	
Total	98.83	99.81	

<i>Nombre:</i> VOLCAN DEL RINCON		810.23	
<i>Hoja:</i> 810		<i>Coordenadas:</i> 38°42'40"N - 3°54'49"W	
<i>Municipio:</i> Argamasilla de Calatrava, Aldea del Rey			
<i>Descripción:</i>			
Cerro volcánico del que han salido materiales que se unen con los volcanes de las Mesas y Vaqueriza en el valle situado al Norte.			
<i>Extensión:</i> 180 Ha (aprox.) <i>Polaridad NRM:</i> Positiva			
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelínica			
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1174		
<i>SiO₂</i>	37.22	<i>Ba</i>	717
<i>Al₂O₃</i>	10.41	<i>Ce</i>	115
<i>Fe₂O₃</i>	5.00	<i>Co</i>	38
<i>FeO</i>	6.39	<i>Cr</i>	454
<i>MnO</i>	0.20	<i>La</i>	112
<i>MgO</i>	13.12	<i>Nb</i>	38
<i>CaO</i>	15.80	<i>Ni</i>	225
<i>Na₂O</i>	2.74	<i>Rb</i>	44
<i>K₂O</i>	1.80	<i>Sr</i>	1628
<i>TiO₂</i>	3.02	<i>Y</i>	30
<i>P₂O₅</i>	1.59	<i>Zr</i>	296
<i>H₂O</i>	1.73		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	99.02		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL BERROCAL		810.24	
<i>Hoja:</i> 810		<i>Coordenadas:</i> 38°42'05"N - 3°52'18"W	
<i>Municipio:</i> Aldea del Rey			
<i>Descripción:</i> Pequeño afloramiento de rocas masivas y escoriáceas.			
<i>Extensión:</i> 7.5 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica.			
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínico melilitica			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	451		
<i>SiO₂</i>	40.70	<i>Ba</i>	411
<i>Al₂O₃</i>	11.85	<i>Ce</i>	176
<i>Fe₂O₃</i>	3.77	<i>Co</i>	50
<i>FeO</i>	7.41	<i>Cr</i>	401
<i>MnO</i>	0.21	<i>La</i>	110
<i>MgO</i>	11.28	<i>Nb</i>	41
<i>CaO</i>	13.18	<i>Ni</i>	199
<i>Na₂O</i>	3.83	<i>Rb</i>	49
<i>K₂O</i>	1.13	<i>Sr</i>	1290
<i>TiO₂</i>	3.28	<i>Y</i>	35
<i>P₂O₅</i>	1.22	<i>Zr</i>	268
<i>H₂O</i>	1.75		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	99.61		

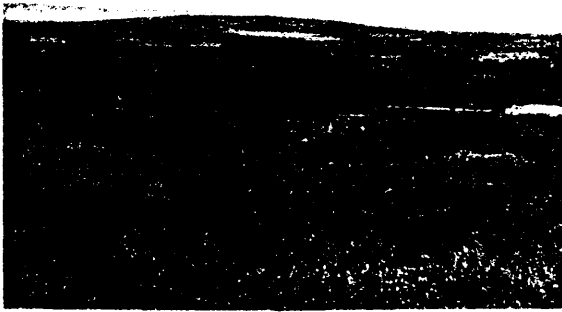
621

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTOS DEL SUR DEL VOLCAN DE LAS MESAS		810.24
<i>Hoja:</i> 810	<i>Coordenadas:</i> 38°41'45"N - 3°54'11"W	
<i>Municipio:</i> Aldea del Rey		
<i>Descripción:</i> Pequeños afloramientos volcánicos situados al sur del volcán de Las Mesas entre las sierras de cuarcita.		
<i>Extensión:</i> 25 Ha (aprox.) <i>Polaridad NRM:</i> Positiva		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínica · Limburgita.		
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	1173	
<i>SiO₂</i>	37.49	<i>Ba</i> 922
<i>Al₂O₃</i>	10.65	<i>Ce</i> 108
<i>Fe₂O₃</i>	5.27	<i>Co</i> 41
<i>FeO</i>	5.98	<i>Cr</i> 648
<i>MnO</i>	0.18	<i>La</i> 70
<i>MgO</i>	14.16	<i>Nb</i> 34
<i>CaO</i>	15.29	<i>Ni</i> 288
<i>Na₂O</i>	1.22	<i>Rb</i> 47
<i>K₂O</i>	1.30	<i>Sr</i> 1715
<i>TiO₂</i>	2.93	<i>Y</i> 27
<i>P₂O₅</i>	1.30	<i>Zr</i> 288
<i>H₂O</i>	3.22	
<i>CO₂</i>	—	
<i>Total</i>	98.99	

622

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA BALONA		810.25	
<i>Hoja:</i> 810 - 836 <i>Coordenadas:</i> 38°40'05"N - 4°07'03"W			
<i>Municipio:</i> Puertollano			
<i>Descripción:</i> Pequeño cerro de roca masiva rodeado de masas escoriáceas y piroclásticas. En la parte central existe un gran desarrollo de pegmatitoides.			
<i>Extensión:</i> 17 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva			
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelínica			
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica, nefelinita olivínica.			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1296	P-3	
<i>SiO₂</i>	38.19	38.24	<i>Ba</i> 866
<i>Al₂O₃</i>	10.92	10.90	<i>Ce</i> 130
<i>Fe₂O₃</i>	5.86	5.50	<i>Co</i> 51
<i>FeO</i>	6.05	9.54	<i>Cr</i> 360
<i>MnO</i>	0.17	0.22	<i>La</i> 99
<i>MgO</i>	13.33	9.70	<i>Nb</i> 47
<i>CaO</i>	15.00	14.05	<i>Ni</i> 199
<i>Na₂O</i>	3.11	2.47	<i>Rb</i> 34
<i>K₂O</i>	1.25	0.55	<i>Sr</i> 1208
<i>TiO₂</i>	2.86	4.39	<i>Y</i> 25
<i>P₂O₅</i>	1.41	0.72	<i>Zr</i> 263
<i>H₂O</i>	1.82	2.62	
<i>CO₂</i>	—	0.20	
<i>Total</i>	99.97	99.10	

623



810-9

Vista parcial del volcán de Cabeza Parda de Argamasilla de Calatrava desde el Este



810-25

Volcán de La Balona

624

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL MOLINO		810.27
<i>Hoja:</i> 810 - 836 <i>Coordenadas:</i> 38°40'20"N - 4°02'00"W		
<i>Municipio:</i> Puertollano		
<i>Descripción:</i> Afloramiento de roca esencialmente masiva. Los productos lávicos avanzaron hacia el Sur en el valle del Ojailén.		
<i>Extensión:</i> 68 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico		
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	1188	
<i>SiO₂</i>	36.75	<i>Ba</i> 914
<i>Al₂O₃</i>	10.70	<i>Ce</i> 139
<i>Fe₂O₃</i>	4.36	<i>Co</i> 36
<i>FeO</i>	7.34	<i>Cr</i> 391
<i>MnO</i>	0.21	<i>La</i> 118
<i>MgO</i>	13.22	<i>Nb</i> 40
<i>CaO</i>	15.41	<i>Ni</i> 202
<i>Na₂O</i>	3.35	<i>Rb</i> 26
<i>K₂O</i>	1.64	<i>Sr</i> 1970
<i>TiO₂</i>	3.25	<i>Y</i> 31
<i>P₂O₅</i>	1.36	<i>Zr</i> 294
<i>H₂O</i>	1.37	
<i>CO₂</i>	-	
<i>Total</i>	98.96	

625



810-27
Aspecto general del volcán de El Molino



811-2
Vista desde el noroeste del volcán de Valparaiso,
éste aparece encima de las sierras de cuarcita

<i>Nombre:</i> HOYA CASAS DE CERVERA		811.1
<i>Hoja:</i> 811		<i>Coordenadas:</i> 38°47'50"N - 3°50'21"W
<i>Municipio:</i> Almagro		
<i>Descripción:</i>		
Depresión circular de unos 600 de diámetro y 25 m. de profundidad mínima de posible origen volcánico pero en en la que no se encuentra ningún fragmento de rocas de esta naturaleza.		
<i>Extensión:</i> 106 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> No determinable
<i>Litología:</i> _____		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

627

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE VALPARAISO (Cerrillos del Sapo)		811.2
<i>Hoja:</i> 811 <i>Coordenadas:</i> 38°49'15"N - 3°49'36"W		
<i>Municipio:</i> Granátula_de Calatrava - Almagro		
<i>Descripción:</i> Afloramiento de roca esencialmente masiva y afanítica, en posible relación con la depresión de La Nava.		
<i>Extensión:</i> 23 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA COSCOJA (La Cornudilla)		811.3
<i>Hoja:</i> 811		<i>Coordenadas:</i> 38°48'35"N - 3°47'00"W
<i>Municipio:</i> Valenzuela de Calatrava, Granátula de Calatrava		
<i>Descripción:</i>		
Edificio volcánico constituido por escorias y piroclastos del que salieron productos lávicos hacia el N y O. La colada principal se extendió hacia el Sur abriéndose en el valle al Oeste de Granátula de Calatrava.		
<i>Extensión:</i> 385 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva
<i>Litología:</i> Basalto olivínico		
<i>Clasificación normativa:</i> Basanita		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	1204	
<i>SiO₂</i>	43.07	<i>Ba</i> 627
<i>Al₂O₃</i>	11.88	<i>Ce</i> 58
<i>Fe₂O₃</i>	5.21	<i>Co</i> 37
<i>FeO</i>	6.19	<i>Cr</i> 477
<i>MnO</i>	0.16	<i>La</i> 58
<i>MgO</i>	11.70	<i>Nb</i> 31
<i>CaO</i>	11.08	<i>Ni</i> 190
<i>Na₂O</i>	3.30	<i>Rb</i> 46
<i>K₂O</i>	1.81	<i>Sr</i> 601
<i>TiO₂</i>	3.10	<i>Y</i> 23
<i>P₂O₅</i>	0.71	<i>Zr</i> 238
<i>H₂O</i>	0.85	
<i>CO₂</i>	—	
<i>Total</i>	99.07	

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE CUEVAS NEGRAS		811.4	
<i>Hoja:</i> 811		<i>Coordenadas:</i> 38°48' 40"N - 3°45'46"W	
<i>Municipio:</i> Valenzuela de Calatrava, Granátula de Calatrava			
<i>Descripción:</i> Edificio volcánico constituido por materiales escoriáceos del que salió una colada hacia el Norte.			
<i>Extensión:</i> 509 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Limburgita, Basalto olivínico			
<i>Clasificación normativa:</i> Melanefelinita olivínica.			
<i>Observaciones:</i>			
		<i>Geoquímica</i>	
<i>Núm.</i>	1203		
<i>SiO₂</i>	39.69	<i>Ba</i>	707
<i>Al₂O₃</i>	9.38	<i>Ce</i>	95
<i>Fe₂O₃</i>	8.56	<i>Co</i>	56
<i>FeO</i>	2.90	<i>Cr</i>	950
<i>MnO</i>	0.21	<i>La</i>	53
<i>MgO</i>	17.49	<i>Nb</i>	36
<i>CaO</i>	11.73	<i>Ni</i>	493
<i>Na₂O</i>	2.07	<i>Rb</i>	55
<i>K₂O</i>	0.75	<i>Sr</i>	1346
<i>TiO₂</i>	2.94	<i>Y</i>	22
<i>P₂O₅</i>	0.76	<i>Zr</i>	259
<i>H₂O</i>	3.67		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	100.15		

630



811-4

Vista desde el Sur del volcán de Cuevas Negras.
El edificio está situado encima de las sierras paleozoicas



811-9

Vista general del volcán de La Columba desde el SW

631

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DE LA SIMA		811.5
<i>Hoja:</i> 811		<i>Coordenadas:</i> 38°49'18"N - 3°45'03"W
<i>Municipio:</i> Granátula de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Afloramiento de rocas escoriáceas asociadas al volcán del Cerro Gordo.		
<i>Extensión:</i> 10 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva(?)
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> —		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

<i>Nombre:</i> HOYA DE CANTANO		811.6
<i>Hoja:</i> 811 <i>Coordenadas:</i> 38°48'45"N - 3°39'11"W		
<i>Municipio:</i> Moral de Calatrava		
<i>Descripción:</i>		
Depresión de 1000 m. de diámetro exterior y 700 interior de probable origen volcánico en la que aparecen esporádicos cantos de material efusivo.		
<i>Extensión:</i> 100 Ha <i>Polaridad NRM:</i> No determinable		
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> —		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA BOCA DEL CAMPO		811.7	
<i>Hoja:</i> 811	<i>Coordenadas:</i> 38°48' 00"N - 3°43'51"W		
<i>Municipio:</i> Moral de Calatrava			
<i>Descripción:</i> Cerro redondeado formado por rocas masivas y escoriáceas.			
<i>Extensión:</i> 136 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva			
<i>Litología:</i> Limburgita			
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínico melilítica			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1178		
<i>SiO₂</i>	40.19	<i>Ba</i>	725
<i>Al₂O₃</i>	10.86	<i>Ce</i>	85
<i>Fe₂O₃</i>	5.35	<i>Co</i>	47
<i>FeO</i>	6.28	<i>Cr</i>	493
<i>MnO</i>	0.17	<i>La</i>	67
<i>MgO</i>	12.86	<i>Nb</i>	31
<i>CaO</i>	13.39	<i>Ni</i>	325
<i>Na₂O</i>	3.59	<i>Rb</i>	20
<i>K₂O</i>	0.63	<i>Sr</i>	686
<i>TiO₂</i>	3.09	<i>Y</i>	28
<i>P₂O₅</i>	0.84	<i>Zr</i>	256
<i>H₂O</i>	1.98		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	99.23		

634

Nombre: LAGUNAS DE MORAL DE CALATRAVA		811.8
Boja: 811		Coordenadas: 38°48'40"N - 3°34'11"W
Municipio: Moral de Calatrava		
Descripción: Se trata de dos lagunas, la mayor elítica de 1400 x 1000 m. de origen dudoso pero tal vez volcánico; esporádicamente aparecen cantos de este material.		
Extensión: 90 Ha		Polaridad NRM: No determinable
Litología: Limburgita		
Clasificación normativa: —		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

635

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA COLUMBA		811.9	
<i>Hoja:</i> 811		<i>Coordenadas:</i> 38°45' 35"N - 3°46'11"W	
<i>Municipio:</i> Calzada de Calatrava, Granátula de Calatrava			
<i>Descripción:</i> Edificio piroclástico del que han salido coladas de pequeña longitud causantes entre otras cosas de la desviación del río Jabalón que hoy las corta.			
<i>Extensión:</i> 373 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva	
<i>Litología:</i> Basalto olivínico			
<i>Clasificación normativa:</i> Basalto olivínico alcalino			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Núm.</i> 454+455+474		<i>Geoquímica</i>	
<i>SiO₂</i>	45.98	<i>Ba</i>	537
<i>Al₂O₃</i>	12.39	<i>Ce</i>	58
<i>Fe₂O₃</i>	3.10	<i>Co</i>	52
<i>FeO</i>	7.67	<i>Cr</i>	480
<i>MnO</i>	0.13	<i>La</i>	34
<i>MgO</i>	10.98	<i>Nb</i>	25
<i>CaO</i>	10.77	<i>Ni</i>	253
<i>Na₂O</i>	2.70	<i>Rb</i>	26
<i>K₂O</i>	1.26	<i>Sr</i>	644
<i>TiO₂</i>	2.53	<i>Y</i>	26
<i>P₂O₅</i>	0.67	<i>Zr</i>	178
<i>H₂O</i>	1.39		
<i>CO₂</i>	0.34		
<i>Total</i>	99.91		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL CABEZUELO		811.10
<i>Hoja:</i> 811 <i>Coordenadas:</i> 38°44'20"N - 3°46'39"W		
<i>Municipio:</i> Calzada de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Típico cabezo en el que abundan los materiales de proyección aunque también existen pequeñas coladas.		
<i>Extensión:</i> 91 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva		
<i>Litología:</i> Basalto olivínico		
<i>Clasificación normativa:</i> Basalto olivínico alcalino		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	456	
<i>SiO₂</i>	42.25	<i>Ba</i> 742
<i>Al₂O₃</i>	11.85	<i>Ce</i> 66
<i>Fe₂O₃</i>	4.59	<i>Co</i> 57
<i>FeO</i>	7.16	<i>Cr</i> 464
<i>MnO</i>	0.15	<i>La</i> 119
<i>MgO</i>	11.69	<i>Nb</i> 26
<i>CaO</i>	11.49	<i>Ni</i> 213
<i>Na₂O</i>	1.90	<i>Rb</i> 37
<i>K₂O</i>	1.59	<i>Sr</i> 1044
<i>TiO₂</i>	3.21	<i>Y</i> 28
<i>P₂O₅</i>	0.86	<i>Zr</i> 273
<i>H₂O</i>	2.87	
<i>CO₂</i>	-	
<i>Total</i>	99.61	

637



811-10
Volcán de El Cabezuelo desde el Norte



811-11
Aspecto general del volcán de Las Pilas,
la colada corrió hacia el Este (parte derecha de la foto)

638

Nombre: VOLCAN DE LAS PILAS		811.11
Hoja: 811	Coordenadas: 38°42'10"N - 3°51'10"W	
Municipio: Aldea del Rey		
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Afloramiento volcánico de roca masiva que dio lugar a una colada que corrió hacia el E y NE.</p>		
Extensión: 165 Ha		Polaridad NRM: Negativa
Litología: Basalto olivínico		
Clasificación normativa: _____		
Observaciones:		
<i>Geoquímica</i>		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

639

Nombre: VOLCAN DE LA CANTERA		811.12
Hoja: 811 Coordenadas: 38°41'25"N - 3°50'25"W Municipio: Aldea del Rey		
Descripción: Cerro volcánico formado por rocas fundamentalmente masivas que han descendido ligeramente por las laderas de cuarcitas.		
Extensión: 40 Ha Polaridad NRM: No determinada Litología: Limburgita Clasificación normativa: Observaciones:		
<i>Geoquímica</i>		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		Li
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

640



811-12

Volcán de La Cantera desde el volcán de Las Pilas; desde lo alto de la sierra donde se encuentra el centro descendió una colada (zona con menos vegetación) hacia el Norte



836-6

Aspecto general del volcán del Cabezuelo desde Villanueva de San Carlos

641

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE CAZALLA (CERRILLOS MORENOS)		811.13
<i>Hoja:</i> 811 <i>Coordenadas:</i> 38°43'00"N - 3°42'06"W		
<i>Municipio:</i> Calzada de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Pequeño cerro volcánico formado por rocas escoriáceas y productos piroclásticos gruesos.		
<i>Extensión:</i> 33 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva		
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

642

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE FOURNIER (Cerrillos Morenos)		811.14
<i>Hoja:</i> 811		<i>Coordenadas:</i> 38°43'35"N - 3°40'50"W
<i>Municipio:</i> Granátula de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Cerro volcánico en relación con otro situado al SO formado por rocas escoriáceas.		
<i>Extensión:</i> 39 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

643

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE SALVATIERRA		811.15	
<i>Hoja:</i> 337-311		<i>Coordenadas:</i> 38°40'25"N - 3°49'10"W	
<i>Municipio:</i> Calzada de Calatrava			
<i>Descripción:</i> Pequeño afloramiento volcánico en relación con los de las Yeguas y la Atalaya.			
<i>Extensión:</i>		<i>Polaridad NRM:</i> No determinable	
<i>Litología:</i> Basalto olivínico			
<i>Clasificación normativa:</i> Basanita			
<i>Observaciones:</i>			
		<i>Geoquímica</i>	
<i>Núm.</i>	1177		
<i>SiO₂</i>	44.63	<i>Ba</i>	697
<i>Al₂O₃</i>	12.71	<i>Ce</i>	73
<i>Fe₂O₃</i>	3.24	<i>Co</i>	39
<i>FeO</i>	7.97	<i>Cr</i>	358
<i>MnO</i>	0.17	<i>La</i>	38
<i>MgO</i>	9.91	<i>Nb</i>	24
<i>CaO</i>	10.78	<i>Ni</i>	151
<i>Na₂O</i>	3.00	<i>Rb</i>	42
<i>K₂O</i>	1.68	<i>Sr</i>	633
<i>TiO₂</i>	3.22	<i>Y</i>	26
<i>P₂O₅</i>	0.80	<i>Zr</i>	271
<i>H₂O</i>	0.95		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	99.05		

644

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL ENCINAR DEL PADRON		811.16
<i>Hoja:</i> 811	<i>Coordenadas:</i> 38°40'40"N - 3°44'00"W	
<i>Municipio:</i> Calzada de Calatrava		
<i>Descripción:</i>		
Centro volcánico del que ha salido una colada hacia el No- roeste.		
<i>Extensión:</i> 222 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva
<i>Litología:</i> Limburgita, Basalto olivínico.		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

645

Nombre: VOLCAN DE EL NEGRIZAL DE EL PARDO		811.17
Hoja: 811	Coordenadas: 38°40'00"N - 3°42'01"W	
Municipio: Calzada de Calatrava		
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Afloramiento volcánico de roca masiva. Los materiales descendieron hacia el Norte por la ladera de cuarcitas.</p>		
<p><i>Extensión:</i> 30 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa</p> <p><i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelínica.</p> <p><i>Clasificación normativa:</i> _____</p> <p><i>Observaciones:</i></p>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

646

Nombre: VOLCAN DE BIENVENIDA		834.1	
Hoja: 834 Coordenadas: 38°39'05"N - 4°31'16"W			
Municipio: Almodóvar del Campo			
<p>Descripción:</p> <p>Cerro volcánico constituido por rocas masivas del que sale una pequeña colada hacia el NO. Se ven también zonas de escorias soldadas.</p>			
<p>Extensión: 177 Ha. Polaridad NRM: Negativa</p> <p>Litología: Melilitita olivínico nefelínica</p> <p>Clasificación normativa: Melilitita olivínica</p> <p>Observaciones:</p>			
Geoquímica			
Núm.	466		
SiO ₂	37.00	Ba	657
Al ₂ O ₃	9.81	Ce	148
Fe ₂ O ₃	4.72	Co	53
FeO	7.03	Cr	482
MnO	0.21	La	62
MgO	14.11	Nb	48
CaO	16.27	Ni	259
Na ₂ O	3.07	Rb	27
K ₂ O	1.25	Sr	1972
TiO ₂	3.36	Y	43
P ₂ O ₅	1.49	Zr	305
H ₂ O	1.97		
CO ₂	-		
Total	100.29		

647

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DE EL CASTILLEJO DE BIENVENIDA		835.1
<i>Hoja:</i> 835	<i>Coordenadas:</i> 38°38'45"N - 4°30'46"W	
<i>Municipio:</i> Almódovar del Campo		
<i>Descripción:</i>		
Cerro volcánico de roca masiva asociado al volcan de Bienvenida.		
<i>Extensión:</i> 9 Ha. <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico Nefelínica		
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica		
<i>Observaciones:</i> $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7031 [±] 3		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	465	
<i>SiO₂</i>	35.25	<i>Ba</i> 896
<i>Al₂O₃</i>	9.62	<i>Ce</i> 138
<i>Fe₂O₃</i>	5.45	<i>Co</i> 49
<i>FeO</i>	5.97	<i>Cr</i> 455
<i>MnO</i>	0.22	<i>La</i> 64
<i>MgO</i>	13.91	<i>Nb</i> 49
<i>CaO</i>	17.88	<i>Ni</i> 229
<i>Na₂O</i>	3.22	<i>Rb</i> 39
<i>K₂O</i>	1.35	<i>Sr</i> 1935
<i>TiO₂</i>	3.28	<i>Y</i> 47
<i>P₂O₅</i>	1.66	<i>Zr</i> 304
<i>H₂O</i>	2.14	
<i>CO₂</i>	0.10	
<i>Total</i>	100.11	

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE RETAMAR		835.2
<i>Hoja:</i> 835 - 809 <i>Coordenadas:</i> 38°40'10"N - 4°12'46"W		
<i>Municipio:</i> Almodóvar del Campo		
<i>Descripción:</i>		
Edificio volcánico constituido por dos cerros de roca masiva y escoriácea. Una colada se extendió hacia el Sur.		
<i>Extensión:</i> 200 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelínica		
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínico - nefelínica		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	1100	
<i>SiO₂</i>	39.00	<i>Ba</i> 500
<i>Al₂O₃</i>	10.32	<i>Ce</i> 114
<i>Fe₂O₃</i>	5.28	<i>Co</i> 43
<i>FeO</i>	6.30	<i>Cr</i> 585
<i>MnO</i>	0.23	<i>La</i> 177
<i>MgO</i>	13.40	<i>Nb</i> 50
<i>CaO</i>	13.34	<i>Ni</i> 251
<i>Na₂O</i>	3.74	<i>Rb</i> 40
<i>K₂O</i>	1.68	<i>Sr</i> 1076
<i>TiO₂</i>	3.32	<i>Y</i> 26
<i>P₂O₅</i>	1.25	<i>Zr</i> 241
<i>H₂O</i>	2.22	
<i>CO₂</i>	-	
<i>Total</i>	100.08	

Nombre: AFLORAMIENTO SUR DE ALMAGRERO		835.3	
Hoja: 835. Coordenadas: 38°35'10"N - 4°12'41"W			
Municipio: Cabezarrubias			
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Cerro volcánico esencialmente masivo.</p>			
<p><i>Extensión:</i> 4 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva</p> <p><i>Litología:</i> Nefelinita olivínica</p> <p><i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínico-melilítica</p> <p><i>Observaciones:</i></p>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1205		
<i>SiO₂</i>	39.86	<i>Ba</i>	927
<i>Al₂O₃</i>	10.92	<i>Ce</i>	127
<i>Fe₂O₃</i>	5.37	<i>Co</i>	42
<i>FeO</i>	6.06	<i>Cr</i>	479
<i>MnO</i>	0.19	<i>La</i>	92
<i>MgO</i>	12.15	<i>Nb</i>	43
<i>CaO</i>	14.14	<i>Ni</i>	164
<i>Na₂O</i>	3.18	<i>Rb</i>	41
<i>K₂O</i>	1.40	<i>Sr</i>	1165
<i>TiO₂</i>	3.62	<i>Y</i>	30
<i>P₂O₅</i>	1.17	<i>Zr</i>	305
<i>H₂O</i>	2.07		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	100.13		

650

Nombre: 2º AFLORAMIENTO S. ALMAGRERO		835.4
Hoja: 835 Coordenadas: 38°54'50"N - 4°12'36"W		
Municipio: Cabezarrubias		
<p><i>Descripción:</i> Pequeño cerro de roca masiva</p>		
<p><i>Extensión:</i> 22 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva</p>		
<p><i>Litología:</i> Nefelinita olivínica</p>		
<p><i>Clasificación normativa:</i> Basalto olivínico alcalino.</p>		
<p><i>Observaciones:</i></p>		
<i>Geoquímica</i>		
Núm.	1206	
SiO ₂	40.73	Ba
Al ₂ O ₃	11.09	Ce
Fe ₂ O ₃	5.94	Co
FeO	5.55	Cr
MnO	0.18	La
MgO	12.90	Nb
CaO	13.11	Ni
Na ₂ O	2.02	Rb
K ₂ O	0.54	Sr
TiO ₂	3.61	Y
P ₂ O ₅	0.98	Zr
H ₂ O	3.63	
CO ₂	-	
Total	100.29	

651

Nombre: VOLCAN DE ASDRUBAL		836.1	
Hoja: 836		Coordenadas: 38°39'45"N - 4°06'21"W	
Municipio: Puertollano			
<p>Descripción:</p> <p>Cerro volcánico de roca masiva. El conducto de emisión subvertical ha sido cortado por diferentes minas de carbón.</p>			
Extensión: 18 Ha		Polaridad NRM: Indeterminada	
Litología: Nefelinita olivínico, Nefelinita olivínico melilítica.			
Clasificación normativa: Melilitita olivínico nefelínica			
Observaciones:			
<i>Geoquímica</i>			
Núm.	1165		
SiO ₂	38.72	Ba	661
Al ₂ O ₃	10.08	Ce	127
Fe ₂ O ₃	5.09	Co	46
FeO	6.31	Cr	544
MnO	0.20	La	65
MgO	13.78	Nb	36
CaO	14.13	Ni	253
Na ₂ O	3.27	Rb	43
K ₂ O	1.87	Sr	987
TiO ₂	3.10	Y	28
P ₂ O ₅	1.02	Zr	293
H ₂ O	1.32		
CO ₂	-		
Total	98.89		

652



836-1

Volcán de Asdrúbal



836-17

Disyunción en lajas en la colada del volcán de Alhorfn

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE CALATRAVA		836.2
<i>Hoja:</i> 836 <i>Coordenadas:</i> 38°39'32"N - 4°05'30"W		
<i>Municipio:</i> Puertollano		
<i>Descripción:</i> Cerro volcanico en el que aparecen rocas esencialmente sueltas con frecuentes megacristales, enclaves ultramáficos. La chimenea, cortada por las minas está inclinada al SE y constituida por rocas muy vacuolares y escoriáceas.		
<i>Extensión:</i> 32 Ha. <i>Polaridad NRM:</i> Positiva		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínica		
<i>Clasificación normativa:</i> ———		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

Nombre: VOLCAN DE LA QUINTERIA		836.3	
Hoja: 836	Coordenadas: 38°38'25"N - 1°02'00"W		
Municipio: Puertollano			
Descripción: Edificio volcánico unido a el de El Villar.			
Extensión: 156 Ha Polaridad NRM: Positiva (?)			
Litología: Melilitita olivínica			
Clasificación normativa: Melilitita olivínica			
Observaciones:			
		Geoquímica	
Núm.	459		
SiO₂	35.30	Ba	768
Al₂O₃	9.94	Ce	237
Fe₂O₃	5.53	Co	52
FeO	6.75	Cr	610
MnO	0.21	La	71
MgO	14.13	Nb	45
CaO	16.25	Ni	207
Na₂O	3.43	Rb	40
K₂O	1.68	Sr	1910
TiO₂	3.33	Y	47
P₂O₅	1.62	Zr	333
H₂O	1.39		
CO₂	0.22		
Total	99.78		

655

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL VILLAR		836.4
<i>Hoja:</i> 836	<i>Coordenadas:</i> 38°39'15"N - 4°01'05"W	
<i>Municipio:</i> Puertollano		
<i>Descripción:</i>		
Edificio volcánico del que partió una colada hacia el Norte que probablemente corrió paralelo al cauce del actual río Ojaílén,		
<i>Extensión:</i> 203 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Positiva		
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínico, Nefelinita olivínica melilítica.		
<i>Clasificación normativa:</i> Nefelinita olivínico melilítica		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	460	
<i>SiO₂</i>	41.15	<i>Ba</i> 791
<i>Al₂O₃</i>	11.59	<i>Ce</i> 118
<i>Fe₂O₃</i>	4.41	<i>Co</i> 49
<i>FeO</i>	6.63	<i>Cr</i> 486
<i>MnO</i>	0.20	<i>La</i> 67
<i>MgO</i>	10.93	<i>Nb</i> 49
<i>CaO</i>	13.12	<i>Ni</i> 176
<i>Na₂O</i>	4.05	<i>Rb</i> 33
<i>K₂O</i>	1.41	<i>Sr</i> 1406
<i>TiO₂</i>	3.06	<i>Y</i> 42
<i>P₂O₅</i>	0.84	<i>Zr</i> 296
<i>H₂O</i>	2.65	
<i>CO₂</i>	—	
<i>Total</i>	100.04	

Nombre: COLADA DEL OJAILEN		836.5			
Hoja: 836	Coordenadas: 38°37'20"N - 3°56'58"W				
Municipio: Puertollano					
<p>Descripción:</p> <p>Se trata de una gran colada de varios kilómetros de longitud suspendida en el valle del actual río Ojailén.</p>					
<p>Extensión: 400 Ha (mínimo) Polaridad NRM: Indeterminada</p> <p>Litología: Basalto olivínico</p> <p>Clasificación normativa: Basanita - Basalto olivínico alcalino</p> <p>Observaciones:</p>					
<i>Geoquímica</i>					
Núm.	461	1183			
SiO ₂	43.90	45.32	Ba	669	965
Al ₂ O ₃	11.98	12.72	Ce	73	58
Fe ₂ O ₃	3.91	4.03	Co	54	39
FeO	7.67	7.27	Cr	462	440
MnO	0.15	0.16	La	72	42
MgO	11.81	9.89	Nb	29	21
CaO	11.04	10.67	Ni	220	220
Na ₂ O	3.43	2.81	Rb	35	34
K ₂ O	1.30	1.43	Sr	739	835
TiO ₂	2.80	2.70	Y	26	25
P ₂ O ₅	0.65	0.64	Zr	245	259
H ₂ O	0.98	1.30			
CO ₂	0.44	-			
Total	100.10	98.94			

657

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL CABEZUELO		836.6
<i>Hoja:</i> 836 <i>Coordenadas:</i> 38°37'25"N - 3°54'03"W		
<i>Municipio:</i> Villanueva de San Carlos		
<i>Descripción:</i> Edificio volcánico erosionado del que salieron dos coladas, una pequeña hacia el Oeste y otra mayor hacia el Sur. Se apoya sobre depósitos terciarios.		
<i>Extensión:</i> 234 Ha <i>Polaridad NRM:</i> Negativa		
<i>Litología:</i> Limburgita - Nefelinita olivínico melilítica		
<i>Clasificación normativa:</i> Basanita		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	1290	
<i>SiO₂</i>	41.91	<i>Ba</i> 956
<i>Al₂O₃</i>	12.28	<i>Ce</i> 101
<i>Fe₂O₃</i>	5.69	<i>Co</i> 40
<i>FeO</i>	5.64	<i>Cr</i> 276
<i>MnO</i>	0.21	<i>La</i> 60
<i>MgO</i>	10.25	<i>Nb</i> 29
<i>CaO</i>	12.41	<i>Ni</i> 133
<i>Na₂O</i>	3.65	<i>Rb</i> 23
<i>K₂O</i>	0.51	<i>Sr</i> 918
<i>TiO₂</i>	3.54	<i>Y</i> 25
<i>P₂O₅</i>	0.69	<i>Zr</i> 214
<i>H₂O</i>	3.12	
<i>CO₂</i>	—	
<i>Total</i>	99.90	

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DEL PUERTO DE MESTANZA		836.7
<i>Hoja:</i> 836 <i>Coordenadas:</i> 38°36'30"N - 4°05'50"W (aprox.)		
<i>Municipio:</i> Mestanza - Hinojosas de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Pequeño afloramiento de roca volcánica. (HERNANDEZ-PACHECO, 1932).		
<i>Extensión:</i>		<i>Polaridad NRM:</i> No determinada
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica		
<i>Clasificación normativa:</i>		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

<i>Nombre:</i> AFLORAMIENTO DE EL ROBLE		836.8
<i>Hoja:</i> 836 <i>Coordenadas:</i>		
<i>Municipio:</i> Puertollano - Mestanza		
<i>Descripción:</i> Pequeño afloramiento situado en el Puerto de El Roble, en posible relación con la Laguna de Mestanza. (HERNANDEZ-PACHECO, 1932).		
<i>Extensión:</i> <i>Polaridad NRM:</i> No determinada		
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica melilítica.		
<i>Clasificación normativa:</i>		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

660

Nombre: LAGUNA DE MESTANZA		836.9
Hoja: 836	Coordenadas: 38°36'05"N - 4°01'00"W	
Municipio: Mestanza		
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Laguna elíptica (700 m x 400 m) de origen volcánico rodeado de sierras de cuarcita. Se encuentra escasas muestras de roca volcánica suelta muy vacuolar.</p>		
Extensión: 97 Ha		Polaridad NRM: No determinable
Litología: Basalto olivínico		
Clasificación normativa: —		
Observaciones:		
<i>Geoquímica</i>		
Núm.		
SiO ₂	Ba	
Al ₂ O ₃	Ce	
Fe ₂ O ₃	Co	
FeO	Cr	
MnO	Lc	
MgO	Nb	
CaO	Ni	
Na ₂ O	Rb	
K ₂ O	Sr	
TiO ₂	Y	
P ₂ O ₅	Zr	
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

661

Nombre: COLADA DE LA GITANA		836.10	
Hoja: 836		Coordenadas: 38°35'00"N - 4°00'48"W	
Municipio: Mestanza			
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Colada volcánica de material escoriáceo y masivo que descien de de la sierra de cuarcitas.</p>			
Extensión: 14 Ha		Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Nefelinita olivínica.			
Clasificación normativa: Basanita			
Observaciones:			
<i>Geoquímica</i>			
Núm.	1164		
SiO ₂	41.62	Ba	924
Al ₂ O ₃	10.93	Ce	128
Fe ₂ O ₃	5.34	Co	36
FeO	6.09	Cr	445
MnO	0.21	La	84
MgO	12.03	Nb	51
CaO	12.32	Ni	206
Na ₂ O	3.44	Rb	43
K ₂ O	0.89	Sr	1252
TiO ₂	3.53	Y	30
P ₂ O ₅	0.98	Zr	297
H ₂ O	2.81		
CO ₂	—		
Total	100.19		

662

<i>Nombre:</i> COLADA DEL BURCIO		836.11	
<i>Hoja:</i> 836		<i>Coordenadas:</i> 38°34'05"N - 3°59'21"W	
<i>Municipio:</i> Mestanza			
<i>Descripción:</i>			
Colada volcánica que desciende de la sierra de cuarcita. Asociada a la de la Gitana y Villalba.			
<i>Extensión:</i> 20 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Negativa	
<i>Litología:</i> Basálto olivínico			
<i>Clasificación normativa:</i> Basanita			
<i>Observaciones:</i>			
		<i>Geoquímica</i>	
<i>Núm.</i>	1166		
<i>SiO₂</i>	41.90	<i>Ba</i>	817
<i>Al₂O₃</i>	12.40	<i>Ce</i>	82
<i>Fe₂O₃</i>	4.58	<i>Co</i>	41
<i>FeO</i>	6.78	<i>Cr</i>	326
<i>MnO</i>	0.19	<i>La</i>	59
<i>MgO</i>	10.02	<i>Nb</i>	32
<i>CaO</i>	11.90	<i>Ni</i>	159
<i>Na₂O</i>	3.53	<i>Rb</i>	26
<i>K₂O</i>	1.18	<i>Sr</i>	791
<i>TiO₂</i>	3.43	<i>Y</i>	26
<i>P₂O₅</i>	0.69	<i>Zr</i>	238
<i>H₂O</i>	2.45		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	99.05		

663

Nombre: COLADA DE VILLALBA		836.12
Hoja: 836	Coordenadas: 38°33'10"N - 3°58'30"W	
Municipio: Mestanza		
<p>Descripción:</p> <p>Colada asociada a las de El Burcio y la Gitana</p>		
Extensión: 30 Ha	Polaridad NRM: Negativa	
Litología: Basalto olivínico		
Clasificación normativa: -----		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

664

<i>Nombre:</i> 1º AFLORAMIENTO DE LA CAÑADA DE MESTANZA		836.13	
<i>Hoja:</i> 836		<i>Coordenadas:</i> 38°36'00"N - 3°55'25"W	
<i>Municipio:</i> Villanueva de San Carlos			
<i>Descripción:</i> Pequeño afloramiento de roca masiva y escoriácea.			
<i>Extensión:</i> 9 Ha		<i>Polaridad NRM:</i> Positiva	
<i>Litología:</i> Melilitita olivínico nefelínica			
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica.			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	462		
<i>SiO₂</i>	39.80	<i>Ba</i>	1064
<i>Al₂O₃</i>	12.23	<i>Ce</i>	180
<i>Fe₂O₃</i>	5.58	<i>Co</i>	36
<i>FeO</i>	6.08	<i>Cr</i>	388
<i>MnO</i>	0.25	<i>La</i>	93
<i>MgO</i>	9.17	<i>Nb</i>	54
<i>CaO</i>	14.16	<i>Ni</i>	118
<i>Na₂O</i>	4.50	<i>Rb</i>	39
<i>K₂O</i>	2.26	<i>Sr</i>	1588
<i>TiO₂</i>	3.36	<i>Y</i>	46
<i>P₂O₅</i>	1.28	<i>Zr</i>	361
<i>H₂O</i>	1.38		
<i>CO₂</i>	-		
<i>Total</i>	100.05		

665

<i>Nombre:</i> 2º AFLORAMIENTO DE LA CAÑADA DE MESTANZA		836.14
<i>Hoja:</i> 836	<i>Coordenadas:</i> 38°35'15"N - 3°54'57"W	
<i>Municipio:</i> Villanueva de San Carlos		
<i>Descripción:</i> Pequeño afloramiento de roca masiva.		
<i>Extensión:</i> 20 Ha		
<i>Polaridad NRM:</i> Positiva		
<i>Litología:</i> Melilitita olivínica nefelínica.		
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita olivínica		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>	463	
<i>SiO₂</i>	35.25	<i>Ba</i> 1015
<i>Al₂O₃</i>	9.94	<i>Ce</i> 178
<i>Fe₂O₃</i>	7.18	<i>Co</i> 36
<i>FeO</i>	5.54	<i>Cr</i> 423
<i>MnO</i>	0.27	<i>La</i> 66
<i>MgO</i>	11.89	<i>Nb</i> 50
<i>CaO</i>	17.07	<i>Ni</i> 184
<i>Na₂O</i>	2.58	<i>Rb</i> 42
<i>K₂O</i>	1.15	<i>Sr</i> 2222
<i>TiO₂</i>	3.96	<i>Y</i> 50
<i>P₂O₅</i>	1.73	<i>Zr</i> 384
<i>H₂O</i>	3.36	
<i>CO₂</i>	0.11	
<i>Total</i>	100.03	

666

Nombre: 3 ^{er} AFLORAMIENTO DE LA CAÑADA DE MESTANZA		836.15	
Hoja: 836		Coordenadas: 38°35'05"N - 3°54'45"W	
Municipio: Villanueva de San Carlos			
<p>Descripción:</p> <p>Pequeño afloramiento de roca masiva</p>			
Extensión: 20 Ha		Polaridad NRM: Positiva	
Litología: Melilitita olivínica			
Clasificación normativa: Melilitita olivínica			
Observaciones:			
Geoquímica			
Núm.	464		
SiO ₂	37.10	Ba	871
Al ₂ O ₃	9.94	Ce	132
Fe ₂ O ₃	5.52	Co	51
FeO	6.67	Cr	589
MnO	0.22	La	68
MgO	13.16	Nb	49
CaO	16.47	Ni	231
Na ₂ O	2.36	Rb	21
K ₂ O	0.38	Sr	1642
TiO ₂	3.62	Y	39
P ₂ O ₅	1.45	Zr	329
H ₂ O	3.30		
CO ₂	-		
Total	100.19		

667

Nombre: VOLCAN DE PONCE		836.16
Hoja: 836	Coordenadas: 38°33'10"N - 3°53'50"W	
Municipio: Calzada de Calatrava - Villanueva de San Carlos		
<p><i>Descripción:</i></p> <p>Cerro volcánico de roca masiva del que se desprendió una colada que avanzó hacia el NE. (HERNANDEZ-PACHECO, 1932).</p>		
<p><i>Extensión:</i> 16 Ha (aprox.) <i>Polaridad NRM:</i> No determinada</p> <p><i>Litología:</i> Nefelinita olivínica</p> <p><i>Clasificación normativa:</i> _____</p> <p><i>Observaciones:</i></p>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

Nombre: VOLCAN DE ALHORIN		836.17
Hoja: 836		Coordenadas: 38°31'35"N - 4°06'56"W
Municipio: Solana de los Rios		
Descripción:		
Edificio volcánico del que han salido coladas hacia el Oeste y Sur.		
Extensión: 112 Ha		
Polaridad NRM: Positiva		
Litología: Nefelinita olivínica.		
Clasificación normativa: Melanéfelinita olivínica.		
Observaciones:		
Geoquímica		
Núm.	1163	
SiO₂	39.09	Ba 815
Al₂O₃	10.62	Ce 93
Fe₂O₃	4.70	Co 58
FeO	6.48	Cr 670
MnO	0.21	La 62
MgO	15.24	Nb 39
CaO	12.73	Ni 459
Na₂O	2.73	Rb 24
K₂O	0.40	Sr 574
TiO₂	3.24	Y 25
P₂O₅	1.03	Zr 251
H₂O	2.43	
CO₂	—	
Total	98.90	

669



836-17

Colada del volcán de Alhorfn; ésta aparece sobre cineritas y depósitos de terraza, que a su vez se apoyan sobre las pizarras



837-3

Volcán de Los Tontos (parte central de la foto)

670

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE EL RASO DE UTRERA		836.18
<i>Hoja:</i> 836		<i>Coordenadas:</i> 38°31'30"N - 3°51'20"W
<i>Municipio:</i> Calzada de Calatrava, San Lorenzo de Calatrava		
<i>Descripción:</i> Afloramiento volcánico con frecuentes rocas escoriáceas. (HERNANDEZ-PACHECO, 1932)		
<i>Extensión:</i> 21.Ha.		<i>Polaridad NRM:</i> No determinada
<i>Litología:</i> Limburgita		
<i>Clasificación normativa:</i> _____		
<i>Observaciones:</i>		
<i>Geoquímica</i>		
<i>Núm.</i>		
<i>SiO₂</i>		<i>Ba</i>
<i>Al₂O₃</i>		<i>Ce</i>
<i>Fe₂O₃</i>		<i>Co</i>
<i>FeO</i>		<i>Cr</i>
<i>MnO</i>		<i>La</i>
<i>MgO</i>		<i>Nb</i>
<i>CaO</i>		<i>Ni</i>
<i>Na₂O</i>		<i>Rb</i>
<i>K₂O</i>		<i>Sr</i>
<i>TiO₂</i>		<i>Y</i>
<i>P₂O₅</i>		<i>Zr</i>
<i>H₂O</i>		
<i>CO₂</i>		
<i>Total</i>		

671

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LAS YEGUAS		837.1	
<i>Hoja:</i> 837 - 811 <i>Coordenadas:</i> 38°39'25"N - 3°48'50"W			
<i>Municipio:</i> Calzada de Calatrava			
<i>Descripción:</i> Centro volcánico del que salieron varias coladas; la más importante se une con la del volcán de la Atalaya.			
<i>Extensión:</i> 61 Ha (aprox) <i>Polaridad NRM:</i> Negativa			
<i>Litología:</i> Basalto olivínico			
<i>Clasificación normativa:</i> Basalto olivínico alcalino			
<i>Observaciones:</i>			
<i>Geoquímica</i>			
<i>Núm.</i>	1181		
<i>SiO₂</i>	46.10	<i>Ba</i>	490
<i>Al₂O₃</i>	12.57	<i>Ce</i>	52
<i>Fe₂O₃</i>	4.26	<i>Co</i>	47
<i>FeO</i>	7.03	<i>Cr</i>	418
<i>MnO</i>	0.15	<i>La</i>	56
<i>MgO</i>	9.96	<i>Nb</i>	24
<i>CaO</i>	9.76	<i>Ni</i>	202
<i>Na₂O</i>	3.03	<i>Rb</i>	40
<i>K₂O</i>	1.54	<i>Sr</i>	480
<i>TiO₂</i>	3.15	<i>Y</i>	21
<i>P₂O₅</i>	0.54	<i>Zr</i>	214
<i>H₂O</i>	0.89		
<i>CO₂</i>	—		
<i>Total</i>	98.98		

<i>Nombre:</i> VOLCAN DE LA ATALAYA		837.2			
<i>Hoja:</i> 837 - 811 <i>Coordenadas:</i> 38°38'50"N - 3°47'56"W					
<i>Municipio:</i> Calzada de Calatrava					
<i>Descripción:</i>					
Centro volcánico del que han salido varias coladas, la más importante se une con la del volcán de las Yeguas y desciende al valle donde se extiende.					
<i>Extensión:</i> 410 Ha (aprox.) <i>Polaridad NRM:</i> Negativa					
<i>Litología:</i> Nefelinita olivínica - Limburgita.					
<i>Clasificación normativa:</i> Melilitita oliv. nefel. - Nefelinita oliv. mel.					
<i>Observaciones:</i> Edad K/Ar: 1.75 [±] 0.2 m.a. 87Sr/86Sr: 0.7033 [±] 2					
<i>Geoquímica</i>					
<i>Núm.</i>	457	1180			
<i>SiO₂</i>	39.60	39.83	<i>Ba</i>	823	812
<i>Al₂O₃</i>	11.47	11.13	<i>Ce</i>	86	84
<i>Fe₂O₃</i>	4.94	6.12	<i>Co</i>	50	47
<i>FeO</i>	7.08	5.63	<i>Cr</i>	652	578
<i>MnO</i>	0.17	0.18	<i>La</i>	71	62
<i>MgO</i>	12.70	12.57	<i>Nb</i>	26	36
<i>CaO</i>	12.91	12.09	<i>Ni</i>	224	223
<i>Na₂O</i>	3.32	3.43	<i>Rb</i>	67	51
<i>K₂O</i>	2.43	2.04	<i>Sr</i>	1142	757
<i>TiO₂</i>	3.37	3.55	<i>Y</i>	22	24
<i>P₂O₅</i>	0.97	0.88	<i>Zr</i>	299	276
<i>H₂O</i>	1.27	1.46			
<i>CO₂</i>	—	—			
<i>Total</i>	100.23	98.91			

Nombre: VOLCAN DE LOS TONTOS		837.3	
Hoja: 837		Coordenadas: 38°36'45"N - 3°47'00"W	
Municipio: Calzada de Calatrava			
<p>Descripción:</p> <p>Se trata de una serie de cerros volcánicos de los que desciende una colada hacia el Sur.</p>			
Extensión: 58 Ha		Polaridad NRM: No determinada	
Litología: Melilitita olivínica nefelínica			
Clasificación normativa: Melilitita olivínica			
Observaciones:			
<i>Geoquímica</i>			
Núm.	458	1182	
SiO ₂	38.45	38.71	Ba 840 909
Al ₂ O ₃	11.08	10.66	Ce 92 74
Fe ₂ O ₃	3.80	5.87	Co 42 39
FeO	7.22	5.45	Cr 505 492
MnO	0.17	0.16	La 60 63
MgO	12.96	13.06	Nb 50 40
CaO	15.05	14.49	Ni 213 197
Na ₂ O	3.65	3.05	Rb 37 38
K ₂ O	1.68	0.96	Sr 1441 1187
TiO ₂	3.28	3.24	Y 28 23
P ₂ O ₅	1.00	0.97	Zr 297 265
H ₂ O	1.69	3.05	
CO ₂	0.11	-	
Total	100.14	99.66	

674

Nombre: AFLORAMIENTO DE EL CORRALON		837.4
Hoja: 837	Coordenadas: 38°34'55"N - 3°48'20"W (aprox.)	
Municipio: Calzada de Calatrava		
<p>Descripción:</p> <p>Afloramiento alargado que atraviesa las rocas cuarcíticas. (Hernández Pacheco, 1932).</p>		
Extensión: _____		Polaridad NRM: no determinada
Litología: _____		
Clasificación normativa: _____		
Observaciones:		
<i>Geoquímica</i>		
Núm.		
SiO ₂		Ba
Al ₂ O ₃		Ce
Fe ₂ O ₃		Co
FeO		Cr
MnO		La
MgO		Nb
CaO		Ni
Na ₂ O		Rb
K ₂ O		Sr
TiO ₂		Y
P ₂ O ₅		Zr
H ₂ O		
CO ₂		
Total		

675

Nombre: VOLCAN DE LA CAYETANA		861.1
Hoja: 861 Coordenadas: 38°29'35"N - 4°02'00"W		
Municipio: Mestanza		
<p>Descripción:</p> <p>Pequeño afloramiento de roca masiva y escoriácea.</p>		
<p>Extensión: 8 Ha Polaridad NRM: Negativa</p> <p>Litología: Melilitita olivínico nefelínica</p> <p>Clasificación normativa: Melilitita olivínica</p> <p>Observaciones:</p>		
<i>Geoquímica</i>		
Núm.	1298	
SiO ₂	37.06	Ba 883
Al ₂ O ₃	11.53	Ce 136
Fe ₂ O ₃	4.97	Co 50
FeO	6.35	Cr 300
MnO	0.20	La 106
MgO	13.85	Nb 40
CaO	14.94	Ni 223
Na ₂ O	2.83	Rb 30
K ₂ O	1.23	Sr 3746
TiO ₂	2.67	Y 26
P ₂ O ₅	0.72	Zr 212
H ₂ O	2.47	
CO ₂	—	
Total	98.81	

