

PETROGENESIS DE ROCAS IGNEAS

EDUARDO GONZALEZ PARTIDA
VICENTE TORRES RODRIGUEZ

Primera Edición, 1988

F-DEPFI

D-82

1988

8.6



DEPFI

PETROGENESIS DE ROCAS IGNEAS

D.R. 1988, Primera Edición
División Estudios de Posgrado,
Facultad de Ingeniería,
Universidad Nacional Autónoma de México

INDICE

PROLOGO

CAPITULO I: ORDEN DE CRISTALIZACION DE LAS ROCAS MAGMATICAS

INTRODUCCION	1
I.A CRITERIOS CRONOLOGICOS GENERALES	1
I.B ORDEN DE CRISTALIZACION EN ROCAS MAGMATICAS	5
I.B.1 Texturas de sistemas binarios con reacciones eutécticas	9
I.B.2 Texturas de sistemas binarios con reacciones peritéticas	11
I.B.3 Texturas de sistemas más complejos	13
I.B.4 Texturas de sistemas que contienen componentes volátiles	13
I.B.5 Texturas de sistemas que precipitan fases solidas de diferente densidad	15
I.B.6 Texturas "Spinifex"	21
I.C EJEMPLOS DE MICROTEXTURAS	23

CAPITULO II: PRESENTACION Y METODOS DE INTERPRETACION DE LA COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS IGNEAS

II.A IMPORTANCIA DE UN ANALISIS QUIMICO	27
II.B CRITERIOS PARA ANALISIS QUIMICO EN ESTUDIO DE UNA PROVINCIA	28
II.C PRESENTACION DE LA COMPOSICION QUIMICA	28
II.D INTERPRETACION DE LA COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS	29
II.E EL METAMORFISMO Y SU QUIMICA	32

CAPITULO III: CLASIFICACION GEOQUIMICA DE LAS ROCAS IGNEAS

III.A CLASIFICACION GEOQUIMICA DE LAS ROCAS IGNEAS	33
III.B DIAGRAMAS $R_1 - R_2$ DE H. LA ROCHE (1980)	34
III.C DIAGRAMA Q - P DE DEBON LE FORT (1983)	36

CAPITULO IV: ESPILITAS Y KERATOFIDOS

IV.A GENERALIDADES	39
IV.B COMPORTAMIENTO GEOQUIMICO DIFERENCIAL DEL Na, K y Al EN LAS ROCAS VOLCANICAS Y SEDIMENTARIAS. PRESENTACION DE UN DIAGRAMA $\frac{Al}{3} - K; \frac{Al}{3} - Na$	40
IV.B.1 El dominio volcánico	41
IV.B.2 El dominio sedimentario	41
IV.B.3 El dominio mixto	41
IV.C CARACTERIZACION QUIMICA DE LAS ASOCIACIONES ESPILITICAS	43
IV.C.1 Selección de diagramas	43
IV.C.2 Fuente de los datos	43
IV.C.3 Oposiciones generales entre las asociaciones espiliticas y los basaltos	44
IV.C.4 Presentación gráfica de las espilitas: dominios y tendencias	44
IV.C.5 Variaciones litológicas y regionales	47
IV.C.6 Variaciones locales de las Pillow-lavas	47
IV.C.7 Relaciones entre Si, Ca, Na y K	47
IV.C.8 Espilitas y basaltos	47
IV.C.9 Presentación gráfica de la asociación espilitica: Dominios y tendencias ...	50
IV.C.10 Variaciones litológicas y asociaciones regionales: Evidencia de dos tipos distintos en el magmatismo inicial del tipo herciniano de Europa	50
IV.C.11 Variaciones locales y efectos de muestreo en las pillow-lavas	53
IV.C.12 Los resultados quimicos y la interpretación de las series espiliticas	53
IV.C.13 Las espilitas y su asociación con las series toleíticas o alcalinas	55
IV.D DIAGRAMAS ADAPTADOS AL ESTUDIO DE LOS KERATOFIDOS ...	57
IV.D.1 Diagrama: SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$	60
IV.D.2 Diagrama: Qz - Ab - Or (normativos)	60

CAPITULO V: GEOQUIMICA Y DIAGRAMAS ADAPTADOS AL ESTUDIO DE ROCAS VOLCANICAS Y METAMORFICAS (NO ESPILITICAS)

V.A CLASIFICACION QUIMICA DE ROCAS BASALTICAS A PARTIR DEL TETRAEDRO DE YODER Y TILLEY	63
V.B TIPOLOGIA DE LAS ROCAS BASALTICAS	67
V.C ELEMENTOS DE UNA TIPOLOGIA QUIMICA	69
V.D TIPOLOGIA QUIMICA Y CONDICIONES GENETICAS	71

V.E APLICACION DE LOS DIAGRAMAS MODIFICADOS DE YODER Y TILLEY A LA GEOQUIMICA DE LOS BASALTOS	71
V.F DIAGRAMAS ADAPTADOS AL ESTUDIO DE SERIES VOLCANICAS NO ESPILITICAS	75
V.F.1 Diagrama $Na_2O + K_2O$ vs. SiO_2	76
V.F.2 Diagrama $FeO + 0.9 Fe_2O_3$ vs SiO_2	78
V.F.3 Diagrama de H. De La Roche	80
V.F.4 Diagrama R - Si de Jung y Brousse	83
V.F.5 Diagrama de J. Leterrier y h. De La Roche	85
V.F.6 Diagrama de Simpson	88
V.F.7 Diagrama $(Fe + Ti)$ vs $(\frac{Si}{4} - K - Na - Ca)$	88
V.F.8 Diagrama AFM	91
V.F.9 Diagrama Magnesio - Hierro	93
V.F.10 Diagrama fémcicos vs sílice	93
V.F.11 Diagrama SiO_2 vs S.I.	96
V.F.12 Diagrama Al_2O_3 vs SiO_2	98
V.F.13 Diagrama anortita (normativa) - índice de Larsen	98
V.F.14 Diagrama K_2O vs índice de solidificación	101
V.F.15 Diagrama K_2O vs Na_2O	101
V.F.16 Diagrama $CaO - Na_2O - K_2O$	104
V.F.17 Diagrama K - Mg de Niggly	104
V.F.18 Diagrama $Al_2O_3 - Fe - MgO$ de Fonteilles	107
V.F.19 Diagrama de Miyashiro	110
V.G DIAGRAMAS ADAPTADOS PARA EL ESTUDIO DE ROCAS METAMORFICAS	110
V.G.1 Diagrama de B. Moine	110
V.G.2 Diagrama de A. Weisbroud	114
V.G.3 Triangulo de rocas totales	116

CAPITULO VI: GEOQUIMICA DE LOS GRANITOS

VI.A GENERALIDADES	119
VI.A.1 Introducción	119
VI.A.2 Criterios para una tipología granítica	119
VI.A.2.a Criterios mineralógicos	119
VI.A.2.b Criterios químicos	120
VI.B CLASIFICACION QUIMICO-MINERALOGICA DE ROCAS IGNEAS ..	120
VI.B.1 Principales características químico-mineralógicas	120
VI.B.1.a Aluminosidad	120
VI.B.1.b Contenido de Fe, Mg y Ti	122

VI.B.1.c Balance de minerales oscuros. cuarzo. feldespato (+ muscovita)	124
VI.B.1.d Balance de álcalis (Na - K)	124
VI.B.1.e Caracter magnesiano o ferrífero	124
VI.B.2 Tipología de las asociaciones (o series) magmáticas	126
VI.B.2.a Asociación cafémica	126
VI.B.2.b Asociación alumino-cafémica	126
VI.B.2.c Asociación aluminosa	128
VI.B.3 Principales subtipos de las asociaciones cafémicas	128
VI.B.3.a Subtipo calcoalcalino (granodiorítico)	128
VI.B.3.b Subtipo subalcalino (o monzonítico)	128
VI.B.3.c Subtipo alcalino (y peralcalino)	130
VI.B.3.d Subtipo toleítico (gabro-trondhjemitico)	130
VI.B.4 Principales subtipos de las asociaciones alumino-cafémicas	131
VI.B.5 Principales subtipos de asociaciones aluminosas	131
VI.B.5.a Contenido de cuarzo	131
VI.B.5.b Índice de color	131
VI.B.5.c Relación de alcalinidad	131
VI.B.5.d Relaciones cuarzo-álcalis	134
VI.B.5.e Índice de aluminosidad	134
VI.C ESTUDIO QUIMICO DE LOS GRANITOS	135
VI.C.1 Tipología global y material de origen	137
VI.C.2 Tipología fina y clasificación	139
VI.C.3 Triángulo CC-AA-MM	139
VI.C.4 Triángulo SS-AC-MM	141

CAPITULO VII: GEOQUIMICA DE ROCAS IGNEAS: LOS LANTANIDOS

VII.A INTRODUCCION	145
VII.B ABUNDANCIAS EN EL SISTEMA SOLAR. EL SOL Y LA TIERRA ...	147
VII.C PRESENTACION DE DATOS	153
VII.D ESTADOS DE OXIDACION	153
VII.E PARTICION	157

CAPITULO VIII: ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS EN ROCAS IGNEAS DE LA CORTEZA CONTINENTAL: ROCAS BASICAS Y ULTRABASICAS

VIII.A INTRODUCCION	159
VIII.B TIERRAS RARAS EN KIMBERLITAS	161
VIII.B.1 Contenido de lantánidos (REE)	161
VIII.B.2 Petrogénesis general	161
VIII.B.2.a Fusión parcial	163
VIII.B.2.b Zona de purificación	163
VIII.B.2.c Cristalización fraccionada	163
VIII.B.2.d Transporte volátil	163
VIII.B.2.e Contaminación	164
VIII.C TIERRAS RARAS EN CARBONATITAS Y ROCAS ALCALINAS - SILICICAS	
164	
VIII.C.1 Aspectos generales	164
VIII.C.2 Contenido de lantánidos	164
VIII.C.3 Petrogénesis general	166
VIII.C.3.a Fusión parcial	166
VIII.C.3.b Cristalización fraccionada	168
VIII.C.3.c Inmiscibilidad de líquidos	168
VIII.C.3.d Transferencia de volátiles	169
VIII.D TIERRAS RARAS EN LAMPROFIDOS	169
VIII.D.1 Aspectos generales	169
VIII.D.2 Contenido de lantánidos	169
VIII.D.3 Petrogénesis	169
VIII.E TIERRAS RARAS EN KOMATITAS Y ROCAS ASOCIADAS	171
VIII.E.1 Introducción	171
VIII.E.2 Contenido de lantánidos	171
VIII.E.3 Petrogénesis general	171
VIII.F TIERRAS RARAS EN ROCAS MAFICAS ALCALINAS, INTERMEDIAS Y FELSICAS ASOCIADAS	173
VIII.F.1 Aspectos generales	173
VIII.F.2 Contenido de lantánidos	174
VIII.F.2.a Grupo de basaltos alcalinos	176
VIII.F.2.b Grupo shoshonítico	177
VIII.F.2.c Grupo de basaltos potásicos	177
VIII.F.3 Petrogénesis general	177
VIII.F.3.a Fusión parcial	177
VIII.F.3.b Mecanismos de fraccionamiento	179
VIII.G TIERRAS RARAS EN BASALTOS TOLEITICOS, BASALTOS	

CONTINENTALES, CUENCAS DE POST-ARCO Y ARCOS DE ISLAS	180
VIII.G.1 Aspectos generales	180
VIII.G.2 Contenido de lantánidos	180
VIII.G.3 Petrogénesis general	183
VIII.G.3.a Fusión parcial	183
VIII.G.3.b Cristalización fraccionada	184
VIII.H RESUMEN	184

CAPITULO IX: LANTANIDOS EN ROCAS IGNEAS DE LA CORTEZA CONTINENTAL: ROCAS INTERMEDIAS Y SILICICAS

IX.A INTRODUCCION	187
IX.B ANDESITAS Y ROCAS ASOCIADAS	188
IX.B.1 Contenido de lantánidos	187
IX.B.2 Petrogénesis general	187
IX.B.3 Fusión parcial predominante	191
IX.B.4 Cristalización fraccionada	193
IX.C ANORTOSITAS, JOTUNITAS, MANGUERITAS Y CHARNOQUITAS ..	193
IX.C.1 Contenido de lantánidos	195
IX.C.2 Petrogénesis general	196
IX.C.3 Fusión parcial	196
IX.C.4 Modelos de cristalización	196
IX.D ROCAS GRANITICAS: CUARZODIORITA, TONALITA, GRANODIORITA Y TRONDHJEMITA	197
IX.D.1 Contenido de lantánidos	197
IX.D.2 Petrogénesis general	197
IX.D.3 Fusión parcial	200
IX.D.4 Cristalización fraccionada	200
IX.E ROCAS GRANITICAS: MONZOGRANITOS Y SIENOGANITOS	201
IX.E.1 Contenido de lantánidos	201
IX.E.2 Petrogénesis general	201
IX.E.3 Fusión parcial	202
IX.E.4 Cristalización fraccionada	204
IX.E.5 Difusión termogravitacional	204

BIBLIOGRAFIA

PROLOGO

En los últimos años se han publicado un gran número de artículos, libros y monografías concernientes a la petrología y geoquímica de rocas ígneas demostrando la utilidad y continuo crecimiento de estas disciplinas de las ciencias de la tierra.

Una de las características más interesantes de los estudios petrológicos recientes es la aplicación sistemática de métodos analíticos que incluyen: elementos mayores, elementos traza, isótopos estables e isótopos radiogénicos. Algunos de los elementos actualmente estudiados son Rb, Sr, Nd, Sm, y lantánidos.

El origen y evolución de los magmas quedan registrados en la composición químico-mineralógica de los materiales rocosos por ellos formados, especialmente en las variaciones de los elementos en las distintas fases minerales y en sus relaciones texturales. Para entender la evolución magmática de una determinada región es muy importante conocer las variaciones composicionales de las rocas en el espacio y en el tiempo: es decir, efectuar la reestructuración de los posibles procesos que han ocurrido para que las rocas exhiban la naturaleza que hoy presentan.

La presente obra trata de señalar los aspectos fundamentales que inciden en la interpretación de datos petrológicos, específicamente geoquímico-mineralógicos, para comprender el origen y líneas de evolución de las diferentes series de rocas ígneas. El libro se inicia con un capítulo escrito por J.P. Bard sobre el orden de cristalización de las rocas magmáticas y los tipos de texturas que las distinguen. A continuación se hace referencia a los métodos de presentación de la composición química de las rocas ígneas así como su clasificación geoquímica.

La parte central del escrito trata del estudio químico-mineralógico de rocas volcánicas e intrusivas. Entre los primeros se incluyen los miembros espiliticos, keratófidos y magmas basálticos en general, estudiados todos sistemáticamente a través de diagramas de óxidos y parámetros multicationicos. Por su parte la geoquímica de las rocas intrusivas se fundamenta en criterios químicos y mineralógicos que vistos en su conjunto ofrecen una visión más clara sobre su evolución. Cabe resaltar la importancia que tienen los análisis de elementos mayores cuyo estudio permite no solo clasificar a estas rocas sino, inclusive, dar ideas acerca de su origen, tal y como sucede en las series magmáticas de las rocas volcánicas.

Por último, los autores han incluido una sección especial sobre los lantánidos en las rocas ígneas. Estos capítulos (VII, VIII y IX), han sido compilados por P. Henderson presentándose aquí los aspectos más relevantes.

Sí bien el estudio de los lantánidos se encuentra en sus primeros etapas, aún a nivel de la química analítica, se ha observado que para algunos grupos de rocas (alcalinas, ultrabásicas), tienen comportamientos distintos. Se espera que con la realización de mayores esfuerzos en este sentido se tenga una herramienta adicional en la petrogénesis de rocas ígneas.

Ricardo Oliver Hernández

CAPITULO I

ORDEN DE CRISTALIZACION DE LAS ROCAS MAGMATICAS.

(Por: *Bard, I.P., 1985. Microtexturas de Rocas Magmáticas y metamórficas, Ed. Masson, S.P., 45-64 p.*)

INTRODUCCION

Las asociaciones mineralógicas de rocas magmáticas son el resultado de evoluciones petrogenéticas frecuentemente largas y complejas. Representan con frecuencia una sucesión de estados próximos de equilibrio de los que es importante fijar las condiciones por poco que estos estados hayan sido reconocidos. El análisis detallado de las microtexturas adquiere una fundamental importancia en estudios petrogenéticos, pues éstas manifiestan "las etapas de cristalización" (es decir las "etapas" cristalogenéticas) que permiten seguir paso a paso y con detalle las modalidades de la petrogénesis.

I.A.- CRITERIOS CRONOLOGICOS GENERALES.

En las rocas magmáticas se admite, de forma general, aunque puede ser un tanto prematuro, que un mineral 1 es anterior a otro 2 cuando el 1 está incluido parcialmente o (sobre todo) totalmente por el 2 (figura I.1a). La edad relativa de 2 respecto a 1 es una pregunta que, por lo general, encuentra respuesta en consideraciones petrogenéticas generales y en el contexto geológico local. En algunos casos las formas 1 y 2, así como el aspecto de distribución de 1 en 2, dan a veces una idea sobre el periodo de tiempo que ha podido transcurrir entre la formación de estos minerales. Se pueden considerar diversas situaciones:

1 y 2 son automorfos y de la misma naturaleza.

Esto sugiere que los mecanismos de crecimiento cristalino que han permitido a 1 adquirir una forma próxima al equilibrio han sido desarrollados en los estados precoces de un proceso relativamente largo, donde las velocidades de nucleación y de crecimiento cristalino han podido ser normales o discontinuas.

1 es xenomorfo y 2 automorfo o xenomorfo.

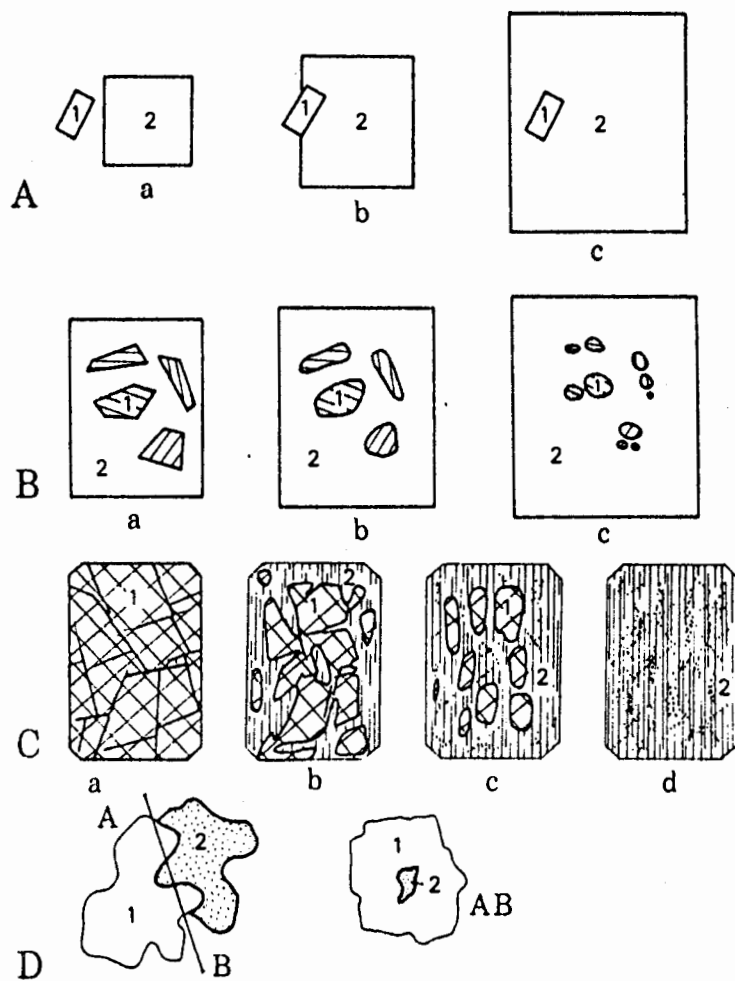


Fig. 1.1.- Hábitos de minerales englobados en un cristal más tardío: en el ejemplo (A), los minerales (1) y (2) pueden ser subcontemporáneos (cf. caso considerado en D, en el que 1 engloba a 2 cuando ambos minerales tienen la misma edad relativa).

Pueden considerarse dos posibilidades:

* El mineral 1 está disperso en el mineral 2 de cualquier modo y disposición; de tal forma que no existe continuidad óptica entre los cristales (figura 1.1b); el mineral 1 puede ser muy antiguo si se trata de clastos, o bien relativamente reciente si se trata de microblastos que pertenecen a la matriz en la que cristaliza el 2.

* La fase mineral 1 está diseminada en la 2, presentando el aspecto de cristales que están en continuidad óptica y cristalográfica (figura 1.1c): el 1 pertenece a un cristal relicto que puede ser muy antiguo (por ejemplo reliquias de piroxeno magmático en un anfíbol metamórfico) o bien relativamente reciente, lo que corresponde entonces a un proceso reaccional durante o posterior al magmatismo, o bien a una reacción metamórfica discontinua trógrada o retrógrada. La fase 2 puede reemplazar a la 1 de forma isovolumétrica: la 2 forma entonces agregados policristalinos o bien monocristalinos cuya forma externa es herencia del mineral relicto. En los dos casos, el reemplazamiento se denomina pseudomórfico (figura 1.1c). La forma de las inclusiones de uno es variable: puede tratarse bien de granos con bordes angulosos o bien de granos esféricos o elípticos. Este segundo aspecto es más "maduro" que el primero; testimonía una disolución parcial de la inclusión y el establecimiento de una forma de equilibrio por reducción de energías de superficie. Esto no significaría que 1 está en equilibrio con 2, sino que la cinética de los procesos de reabsorción de 1 han sido muy activos cuando 1 era anguloso y han disminuido cuando 1 ha tomado unos contornos metaestables redondeados. Los clásicos ejemplos de inclusiones sólidas redondeadas están proporcionados por los cuarzos en gotas (tropienquartz) de los metablastos de feldespatos alcalinos o de las plagioclasas de los granitoides de anatexia, o por las biotitas redondeadas que se observan frecuentemente en las cordieritas, los ortopiroxenos o los granates de los gneise catazonales.

El 1 es xenomorfo o automorfo dispuesto de forma geométrica en el 2

Las caras cristalinas de un cristal nativo (figura 1.2) pueden estar adornadas por unos cristales epitaxiales: estos últimos tienen frecuentemente una estructura interatómica análoga para una determinada dirección, en la estructura o en la región de átomos situados en el borde del cristal nativo; esta coincidencia en la geometría de las redes cristalinas permite al 2 acoplarse sobre las caras del 1. Los cristales 2 y 1' pueden crecer simultáneamente durante un cierto tiempo, pues, por razones que permanecen por precisar, el 2 mantiene su crecimiento y el 1' lo aumenta (1''); esta fase engloba entonces al mineral epitaxial según una disposición geométrica que es mimética del estado 1' de crecimiento. En este ejemplo, 2 no está corroído y pertenece al mismo ciclo cristalgenético que el que ha permitido la cristalización de 1. Esta figura es frecuente en los porfiroclastos de feldespatos alcalinos de granitos "mágicos", que engloban frecuentemente laminillas de biotita orientadas paralelamente a las caras del feldespato (inclusiones de Frasi).

El 1 está constituido por una fase líquida cristalizada (figura 1.3)

En las rocas volcánicas, los porfirocristales o los porfiroclastos muestran frecuentemente unas inclusiones denteliformes, continuas o discontinuas, de materia amorfa (vidrio magmático)

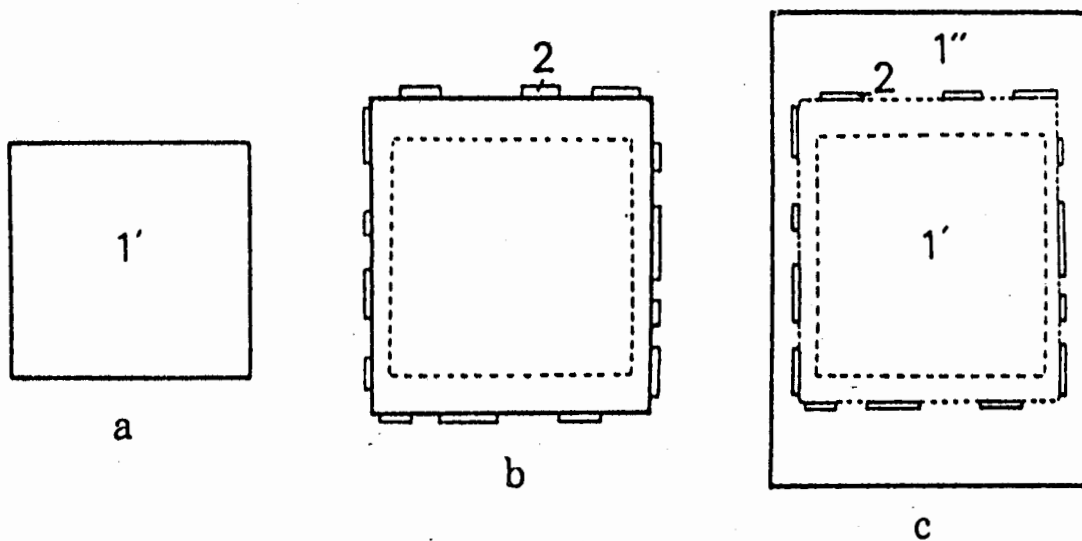


Fig. 1.2.- Unión epitáxica de un mineral sobre las caras de un cristal en fase de crecimiento y formación de inclusiones orientadas en el cristal al término de su cristalización ["inclusiones de Frasl"]

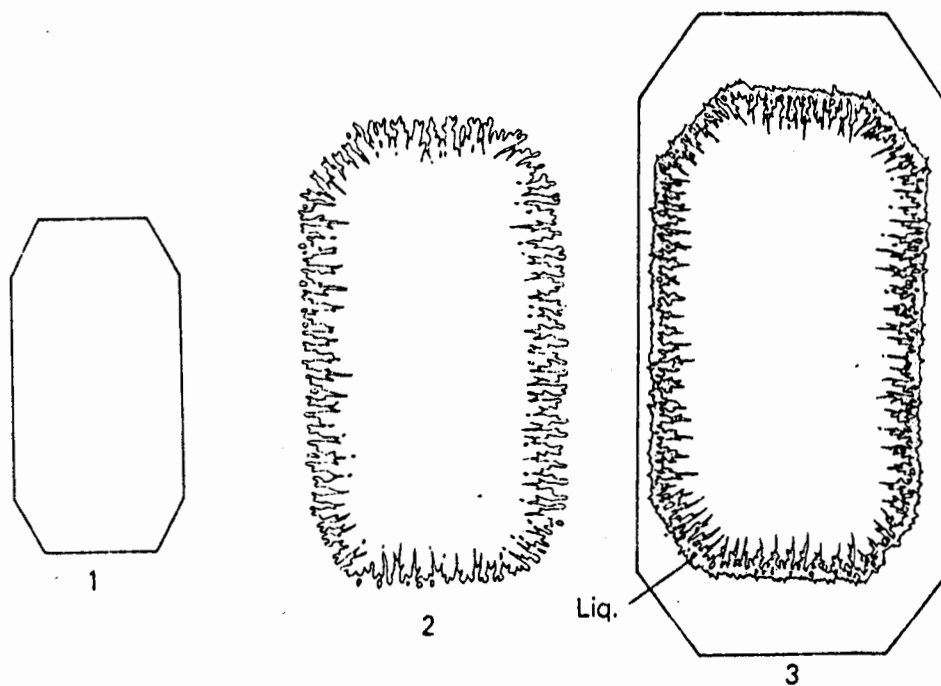


Fig. 1.3.- Inclusiones de vidrio y aureola dendrítica interna en un cristal donde han sido perturbados los procesos de crecimiento en un baño.

o de monocristales: estas inclusiones están dispuestas según un motivo geométrico paralelo a las caras del cristal huésped o según un motivo diferente de aquél que corresponde a la forma externa del mineral. Por analogía con lo que se observa con algunos cristales resultantes de la precipitación de soluciones de alta temperatura, se podría tratar de "inclusiones periódicas" que evidenciarían la existencia de microperiodos de crecimiento inestable de minerales (variaciones bruscas de dT/dt y variaciones de gradiente de concentración en la interfase sólido-líquido). Tales inclusiones podrían igualmente corresponder a unos estados de corrosión de caras cristalinas: esto puede producirse cuando los minerales se introducen mecánicamente en líquidos con los que no están en equilibrio.

Como está ilustrado en la figura 1.1c, la pseudomorfosis de un cristal por uno o varios cristales 2, se desarrolla preferentemente a partir de las superficies de exfoliación y, sobre todo, de las microfracturas intracristalinas antes de invadir todo el mineral original (es decir 1). Este mecanismo permite poner el acento sobre la fundamental influencia de circulaciones de soluciones en la fase fluida intergranular. La serpentización de olivinos, la anfibolitización de piroxenos, la cloritización de biotitas y de granates, la pirinitización de la cordierita y estauroлита, la moscovitización de la diástena, de la andalucita y de los feldespatos alcalinos, y la cancrinitización de la nefelina son también procesos que se desarrollan de esta manera y que demuestran claramente que la fase móvil debía estar saturada en H_2O y que transportaba particularmente componentes alcalinos. Hemos indicado anteriormente que los cationes Na^+ y K^+ , así como la sílice, eran puestos fácilmente en solución en fluidos hidratados o capaces de difundirse en el sólido a distancias micrométricas. Esto está clásicamente ilustrado por las perlititas de reemplazamiento que tienen formas más o menos variables (figura 1.4) y en las cuales la albita secundaria invade frecuentemente los feldespatos potásicos por sus bordes. La pseudomorfosis del feldespato primario por perlititas en forma de manchas puede ser total: se obtiene en este caso pseudomorfosis de albita en tablero, en las que las maclas polisintéticas tienen formas discontinuas en bayonetas muy características (telescopado de perlititas en manchas frecuentemente macladas). La existencia de minerales automorfos o xenomorfos incluidos en un mineral no significa siempre que éstos sean anteriores al cristal que los engloba. El ejemplo más frecuente que se podría citar en este sentido está proporcionado por la "saussuritización" de las plagioclasas cálcicas, es decir, la retromorfosis de estos minerales en un agregado policristalino de clorita $\pm$ epidota $\pm$ albita $\pm$ moscovita. Está claro en este ejemplo que los minerales incluidos no son anteriores a la plagioclasa y que han debido funcionar mecanismos complejos de difusión intercrystalina para que el centro (generalmente más cálcico) de las plagioclasas sea la sede de la preferencial nucleación de estos minerales secundarios.

I.B.- ORDEN DE CRISTALIZACION EN ROCAS MAGMATICAS

Los criterios cronológicos precedentes se emplean frecuentemente en las rocas magmáticas para describir su historia petrogenética detallada. Así, la acumulación progresiva de observaciones de este tipo en rocas volcánicas y, sobre todo, en las rocas holocristalinas de mediana o gran profundidad ha permitido llegar a la conclusión de que sus asociaciones mineralógicas debían sus características texturales a unos mecanismos teóricos de cristalización bien conocidos por los químicos. En su mayor parte, las asociaciones son cualitativa y cuantitativamente el resultado de la precipitación de las fases sólidas a partir de líquidos silicatados; esto ha sido

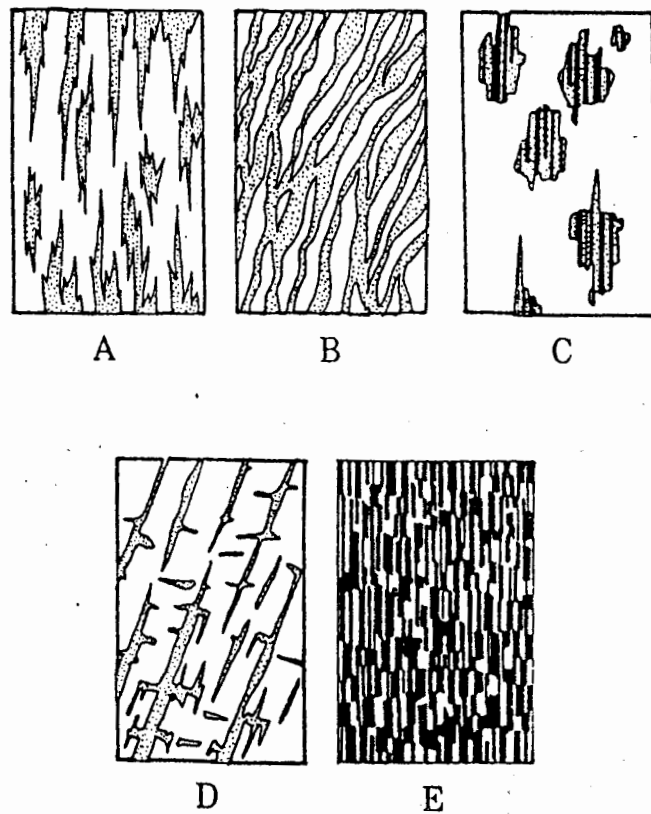
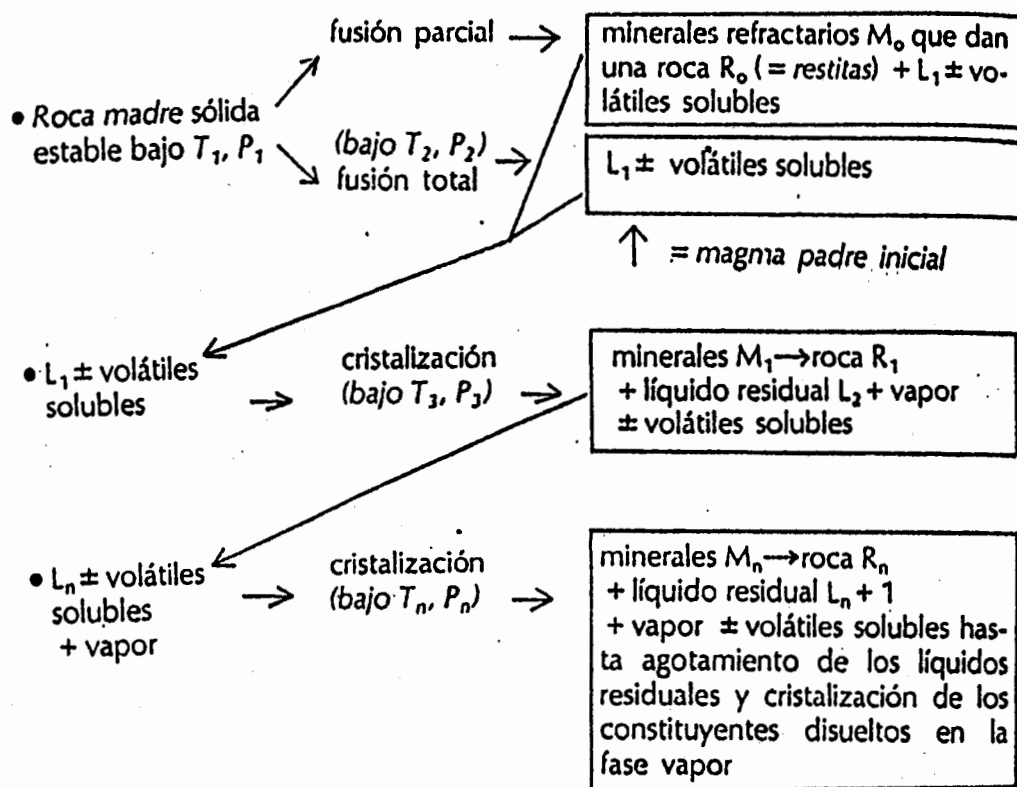


Fig. 1.4.- Hábitos de los principales tipos de "perthitas de reemplazamiento" en feldespatos alcalinos. (A) "en llamas" formas "flameadas". (B) "en cintas" o "bandas"; (C) "en manchas" (D) "interpenetradas". (E) "en tablero".

comprobado por las síntesis experimentales a alta temperatura (1200-1400°C) y, más recientemente, a alta presión (>10 Kb) de las principales paragénesis minerales simples. Los conceptos teóricos fundamentales están insensiblemente desgajados de estos datos experimentales, como es el caso de la diferenciación por cristalización fraccionada de líquidos magmáticos o el de series comagmáticas. Aunque se sabe que es conveniente matizar frecuentemente estos conceptos haciendo intervenir unos mecanismos de diferenciación complementarios, se puede representar el magmatismo como un proceso petrogenético que tiene las características del siguiente modelo evolutivo:



Este mecanismo de fraccionamiento se produce de dos maneras:

- Por descenso de T y/o P , o por un descenso de T a P constante;
- Por aumento progresivo de T y o P ("palingénesis" o "anatexia diferencial" de rocas metamórficas profundas: fusión parcial de los minerales constitutivos de las placas litosféricas animadas de movimiento de subducción).

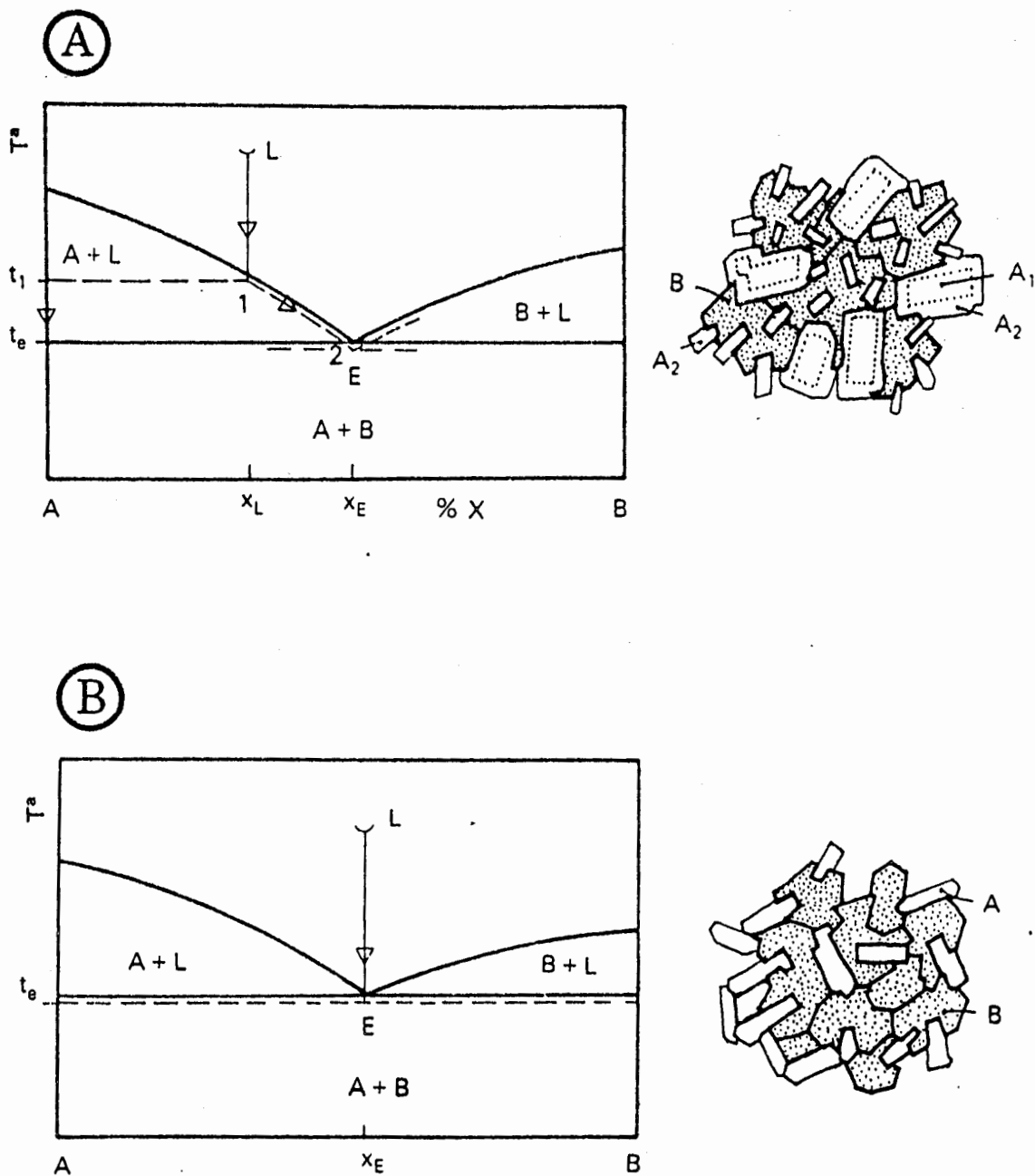


Fig. 1.5.- Orden de cristalización en líquidos donde se producen reacciones eutécticas (leyenda en el texto) y aspecto de las texturas que pueden resultar en rocas magmáticas.

A lo largo de diversos estados de esta evolución magnética estereotipada, las texturas presentadas por R_0 , R_1 , R_2 , R_n van a depender de la composición química de los líquidos y de las condiciones T y P. Como está ilustrado en la figura 1.5, las fases sólidas se van a formar según un orden determinado, correspondiente a la cronología relativa de toda una serie de reacciones del tipo:

líquido ₁	$\Rightarrow$ sólido + líquido ₂
líquido ₁ + sólido	$\Rightarrow$ líquido ₂
líquido	$\Rightarrow$ sólido
líquido	$\Rightarrow$ líquido ₁ + líquido ₂
líquido	$\Rightarrow$ sólido + vapor
sólido	$\Rightarrow$ sólido
vapor	$\Rightarrow$ sólido

Contrariamente a lo que se podría creer, la complejidad química de los sistemas silicatados (de 8 a 10 constituyentes mayores), la mayoría de las rocas magmáticas corrientes se presentan con texturas cardinales (= dominantes) relativamente simples. Estas texturas resultan de una o dos principales transformaciones, entre las que predominan ampliamente las reacciones eutécticas y, más accesoriamente, las reacciones sólido $\Rightarrow$ sólido y vapor $\Rightarrow$ sólido.

I.B.1.- TEXTURAS DE SISTEMAS BINARIOS CON REACCIONES EUTECTICAS

Consideremos tres casos simples:

- Caso de un sistema binario en el cual cristaliza una mezcla hipoeutéctica con polos (sustancias) puros.
- Caso de un sistema binario en el cual cristaliza una mezcla que tiene la composición de un eutéctico.
- Caso de un sistema ternario en el cual cristaliza un líquido que tiene una composición diferente a la de un eutéctico ternario.

La figura 1.5a permite seguir la cristalización (a P = constante) de un líquido L cuya composición X_L corresponde aproximadamente a un 40 % de B. Se trata de una composición hipoeutéctica ya que se encuentra a la izquierda del punto E'. Cuando el líquido alcanza la temperatura t_1 se forman (por enfriamiento muy lento) unos cristales protoeutécticos (= primarios) del tipo A que engloban el 100 % de componente A y el 0 % de B". Estos cristales son estables, con un líquido residual que modifica progresivamente su composición (punto 1 $\Rightarrow$ punto 2) conforme desciende la temperatura. Cuando este líquido alcanza la composición X_E del punto E (punto 2), el sistema cristaliza como aquéllos donde cristalizan cuerpos puros, es decir, hay un escalón térmico. Durante este escalón de temperatura se ve aparecer simultáneamente una mezcla imbricada de cristales de A y B estables con el líquido LX_E . Esta mezcla, denominada

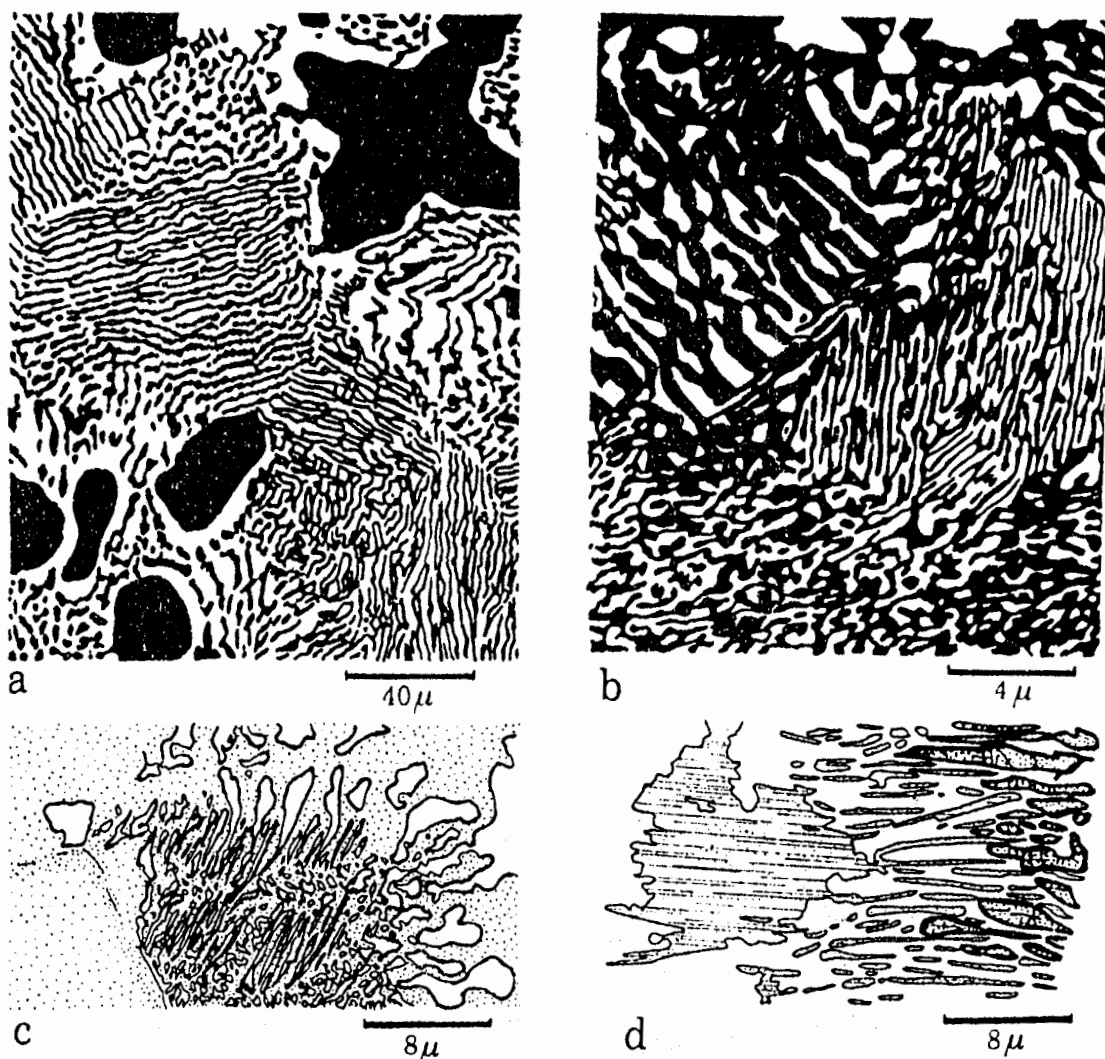


Fig. 15a (continuación). Aspecto de eutécticos y eutéctoides en aleaciones y rocas, (a) aleación hipoeutéctica en colonias en el sistema Cu-Ag (en negro, grandes dendritas protoeutécticas ricas en Cu englobadas en una matriz de colonias eutécticas constituidas por una simplectita de cristales ricos en Cu y de láminas ricas en Ag (en blanco); por comparación con el diagrama A de la Fig. 1.5, las dendritas grandes son cristales A_1 , y la simplectita una mezcla de cristales A_2 y B. (b) aleación Zn-Al que presenta una transformación eutéctoides: solución sólida Zn-Al $\rightarrow$ α (rica en Zn: negro) + β (rica en Al: blanco) (observar la similitud textural con algunos eutéctoides). (c) simplectita cuarzo-ortosa en el borde de los cristales protoeutécticos de ortosa (punteado); se trata aquí de la sincronización eutéctica tardimagnética de cuarzo y feldespato alcalino a partir de un líquido residual enriquecido en SiO_2 . (d) simplectita cuarzo (blanco) biotita - hiperstena (vermiculas de la derecha) susceptible de representar una transformación eutéctoides: biotita + cuarzo (F) - hiperstena (- H_2O)

mezcla eutéctica, cristalizará hasta el agotamiento de la fase líquida. La temperatura del sistema comenzará entonces a bajar, y estaremos entonces ante una asociación de cristales $A + B$ que podrá ser estable hasta temperaturas muy bajas. A nivel de su textura, "la aleación" (= la roca) que acaba de formarse por este proceso va a tener dos características fundamentales (figura 1.5a - derecha):

1 - Contendrá en primer lugar cristales de A con tamaño y forma variable (subautomorfos o dendríticos) que han cristalizado entre t_1 y t_2 . Son los cristales protoeutécticos.

2 - Presentará a continuación un cemento de minerales A y B simplectíticos (= que han sincristalizado); estas fases tendrán una fase y un tamaño que dependerá de la interacción de numerosas variables y más particularmente de las energías interfaciales. Esta simplectita engloba unas proporciones relativas de A y B que están determinadas por X_E ; ésta corresponde a la cristalización completa del sistema bajo la isoterma t_1 .

En la figura 1.5b se ha tomado el mismo sistema, considerando esta vez un líquido original que tiene la composición eutéctica X_E . En este caso, la textura final no mostrará fases protoeutécticas; se tratará de una simplectita análoga a la que acaba de describirse donde las fases estarán mejor expresadas y la proporción de B será más importante que en el caso precedente.

I.B.2.- TEXTURAS DE SISTEMAS BINARIOS CON REACCIONES PERITECTICAS.

Algunos sistemas pueden mostrar una reabsorción parcial o total de una fase sólida estable a alta temperatura con unos líquidos L_1 . Como ilustra la figura 1.6A estos sistemas se caracterizan por el desarrollo de una fase intermedia B, que es el resultado de la precipitación de un líquido procedente de una fusión incongruente de C en presencia de un líquido residual de composición X_F . Esta fusión se produce en la isoterma del punto P, igualmente denominado punto peritético (= incongruente) de donde se tiene la transformación: $C + L_p \Rightarrow B$

Según sea la composición del líquido inicial L_0 , esta reacción tendrá teóricamente por efecto hacer desaparecer completa o parcialmente la fase C. En la ilustración de la figura 1.6a, L_0 tiene una composición XL_0 situada entre la composición de los puntos P y Q. Esto debería implicar que en la isoterma t_p la reacción precedente se produce de izquierda a derecha hasta el completo agotamiento de la fase C. En efecto, la reabsorción de C no es nunca total a causa de las "barreras de potencial", que es necesario superar para destruir los enlaces interatómicos extremadamente fuertes existentes entre los cristales. Por esto, los cristales B que cristalizarán durante el trayecto PE de los líquidos residuales L_2 , podrán englobar reliquias de C; éstas constituyen inclusiones sólidas que han tenido por efecto activar notablemente los procesos de nucleación heterogénea de B. La textura final del producto de cristalización de L_0 estará así caracterizada por una asociación mineralógica trifásica que comprende:

- Unos cristales C corroídos fuera de equilibrio e incluidos con el aspecto de reliquias "blindadas", en los cristales B; estos cristales reliquias han cristalizado en el intervalo $t_1 - t_p$.
- Unos cristales protoeutécticos B bien cristalizados que pueden ser automorfos si la velocidad de enfriamiento ha sido muy lenta.

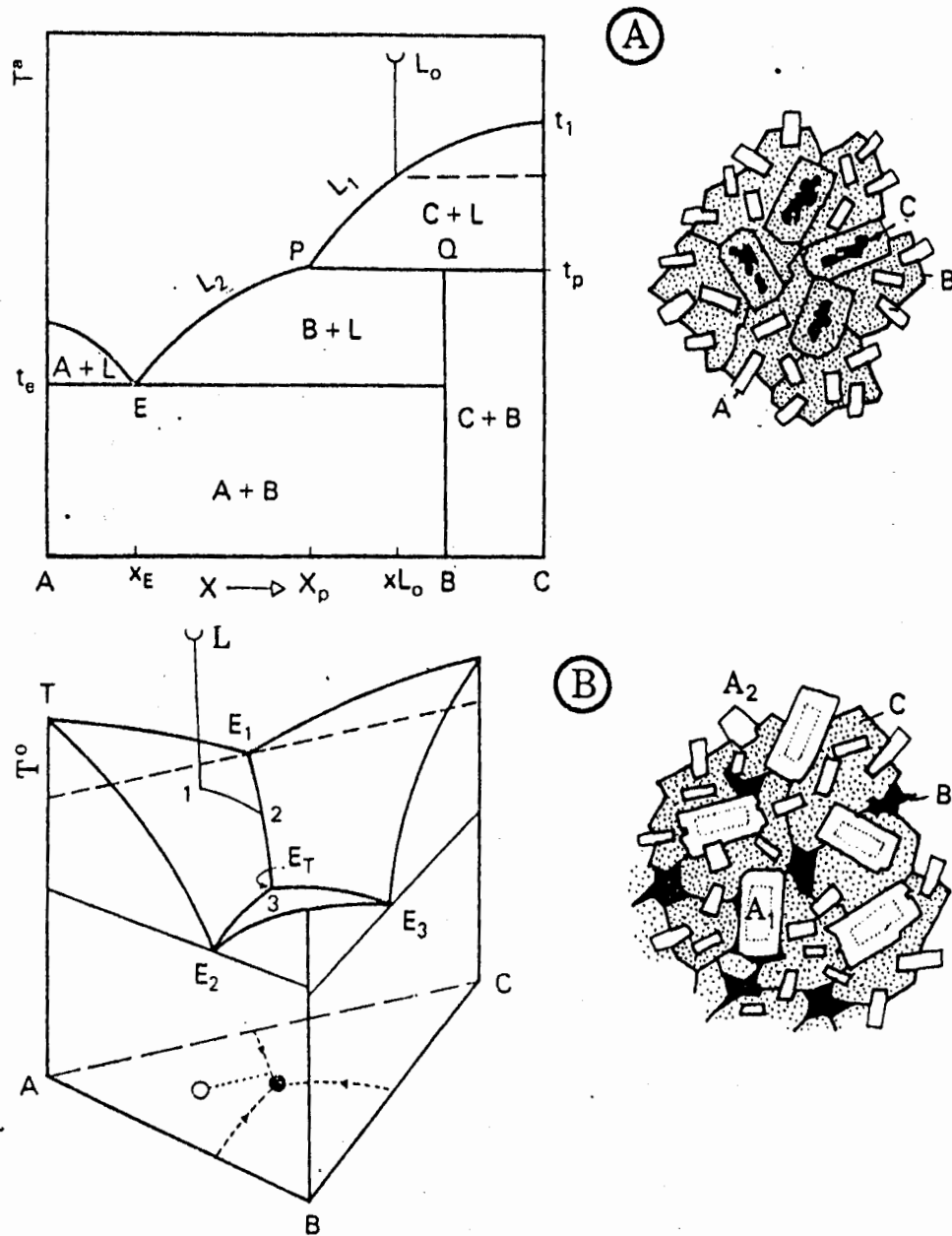


Fig 1.6 (A): Orden de cristalización en un sistema que representa una reacción peritética (punto P) y aspecto de la textura al término de la cristalización. (B) Orden de cristalización en un sistema ternario simple y aspecto de la textura que resulta (explicación en el texto).

- Una asociación matricial simplectítica de cristales A y B que han cristalizado al mismo tiempo en la isoterma del eutéctico E: en esta asociación la fase A es subordinada.

I.B.3.- TEXTURAS DE SISTEMAS MAS COMPLEJOS

Es un fenómeno excepcional seguir la cristalización de magmas silicatados en sistemas ultrasimplificados, comparables a los binarios que acaban de exponerse brevemente. Igual consideración puede hacerse respecto a la naturaleza de las fases que precipitan en estos magmas pues los datos analíticos muestran claramente que estas fases constan excepcionalmente de polos puros no miscibles. Sin embargo mediante hipótesis simplificadoras es posible interpretar lo esencial de la textura de numerosas rocas de composición basáltica a-granítica, considerando que éstas son esquemáticamente sus sistemas ternarios o cuaternarios en los que se desarrollan reacciones eutécticas o peritéticas.

Consideremos, por ejemplo, un sistema ternario (figura 1.6b) ABC en el cual cristaliza (a $P = \text{cte.}$) una mezcla eutéctica ternaria E de tres componentes puros A, B y C. Sea un líquido L_0 de composición X_0 fácilmente referenciable sobre el triángulo de proyección. En el punto 1, este líquido cristaliza dando unos cristales A y su composición va a cambiar lentamente según el trayecto 1-2 de la superficie protoeutéctica E_1 . Llegando al punto 2, en el valle eutéctico E_1 , E_2 hasta el punto 3 ($= E_3$). Este punto es un eutéctico ternario que verá la cristalización de una segunda asociación simplectítica trifásica formada por cristales A, B y C. La textura final de este producto de cristalización será consecuentemente el resultado de un orden de cristalización poco diferente del binario estudiado en la figura 1.5a y en el cual se observará:

- unos cristales precoces A_1
- una simplectita A_2 -C
- una fase intersticial B más o menos claramente contemporánea de la simplectita.

Aquí como anteriormente, la forma y el tamaño de los cristales A_1 , A_2 , C y B serán dependientes de dT/dt y de sus energías interfaciales. Cuando el enfriamiento sea lento, A_1 tendrá, sin embargo, tendencia a ser automorfo y mayor que A_2 en tanto que B, la última fase en cristalizar, será más frecuentemente xenomorfo y ocupará el lugar dejado por el líquido residual cuando éste tenga la composición E_1 (cuarzo o feldespato potásico de las granodioritas, por ejemplo).

I.B.4.- TEXTURAS DE SISTEMAS QUE CONTIENEN COMPONENTES VOLATILES

En el modelo de fraccionamiento y diferenciación magmática que se ha expuesto hemos hecho referencia a la liberación eventual de una fase vapor durante las diversas etapas de la evolución petrogenética de un líquido parental L_0 . En la naturaleza, esta fase se individualiza cuando la descompresión de la cámara es brusca o cuando la temperatura ha bajado lentamente bajo unas condiciones subisobarométricas. Como está ilustrado en la figura 1.7, la liberación de

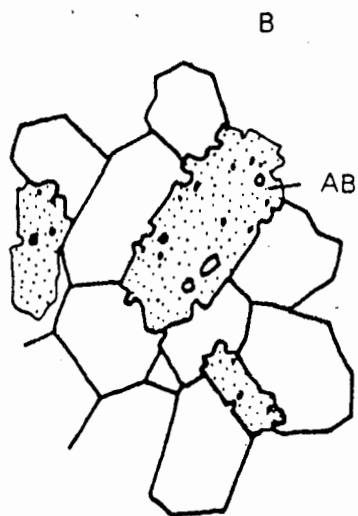
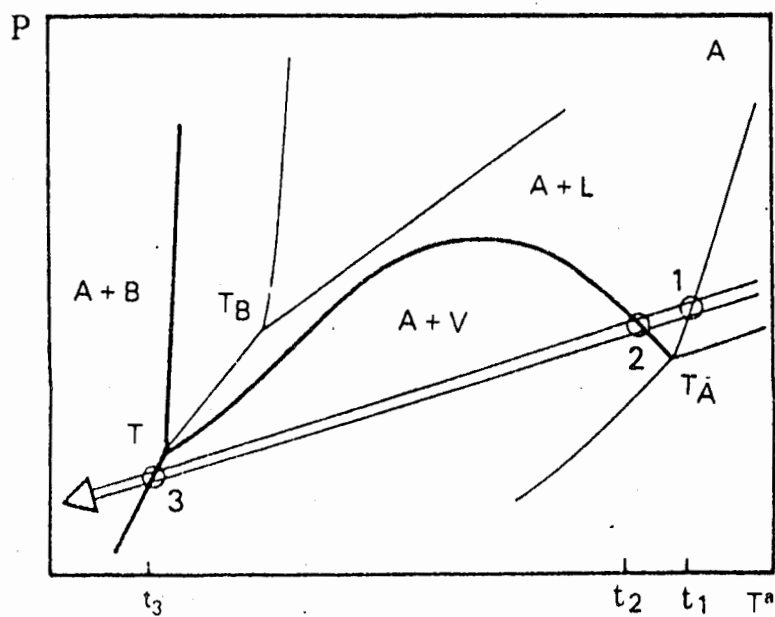


Fig. 1.7.- Aspecto de una microestructura resultante de una roca magmática en la que han sido liberados los componentes volátiles (explicación en el texto).

la fase gaseosa disuelta en el magma se produce en el momento en el que los segundos puntos de ebullición son superados en el sistema que contiene unos componentes volátiles (B) y refractarios (A). En el diagrama T.P los cristales A que han cristalizado a la temperatura t_1 van a estar en equilibrio con un líquido residual enriquecido en el constituyente volátil B; una vez alcanzada la temperatura t_2 , esta mezcla se pone a hervir y la fase líquida se vaporiza para dar un gas B estable con cristales A. Se pueden dar dos posibilidades:

- La fase volátil permanece en el sistema y se difunde en los espacios intergranulares y en los cristales (posible atrapamiento de las inclusiones fluidas).
- O bien, sale del sistema utilizando estos espacios y las microfracturas.

En los dos casos bajo unas condiciones $T, P < T_3, P_3$, esta fase cristaliza una mezcla simplectítica sólida de minerales A y B ó una solución sólida AB. A nivel de texturas (figura 1.7), este enlazamiento de transformaciones puede producirse por la nucleación y el crecimiento de cristales tardimagmáticos frecuentemente poiquilíticos y a veces de gran tamaño (fases pegmatíticas)

I.B.5.- TEXTURAS DE SISTEMAS QUE PRECIPITAN FASES SOLIDAS DE DIFERENTE DENSIDAD (Fig. 1.8)

En las cámaras magmáticas casi perfectamente estables y en reposo, los líquidos silicatados pueden precipitar unos cristales que tienen unas densidades y/o volúmenes diferentes. En ausencia de sacudidas muy violentas consecutivas con la existencia de movimientos convectivos en la cámara magmática, se puede pensar que estos minerales puedan tener tendencia a abandonar los lugares donde han germinado para subir o descender en forma selectiva hacia el techo o el fondo de la capa líquida en la que se han formado. Este fenómeno, corrientemente denominado diferenciación por gravedad de los magmas, está en el origen de la formación de los ritmos o de los niveles mono o pluriminerálicos que tienen unas texturas particulares conocidas con el termino de texturas de cumulos. El inicio de este proceso gravitacional se produce evidentemente al mismo tiempo que las diversas reacciones que se han citado anteriormente; pero en vez de producirse en el propio líquido las fases sólidas neoformadas se decantan más o menos de prisa, adecuándose a las condiciones establecidas en la ley de Stockes, es decir:

$$V = 2r^2 \delta d g / 9\nu \quad \text{donde}$$

- V = velocidad de caída de un cuerpo esférico.
- r = radio del cuerpo
- g = aceleración de la gravedad.
- δd = diferencia de densidades entre el objeto y el medio ambiente.
- ν = viscosidad del medio ambiente.

Admitiendo que dos fases A y B puedan nuclear y aumentar progresivamente de tamaño en detrimento de un líquido residual, se puede plantear que estas dos fases puedan tener unas

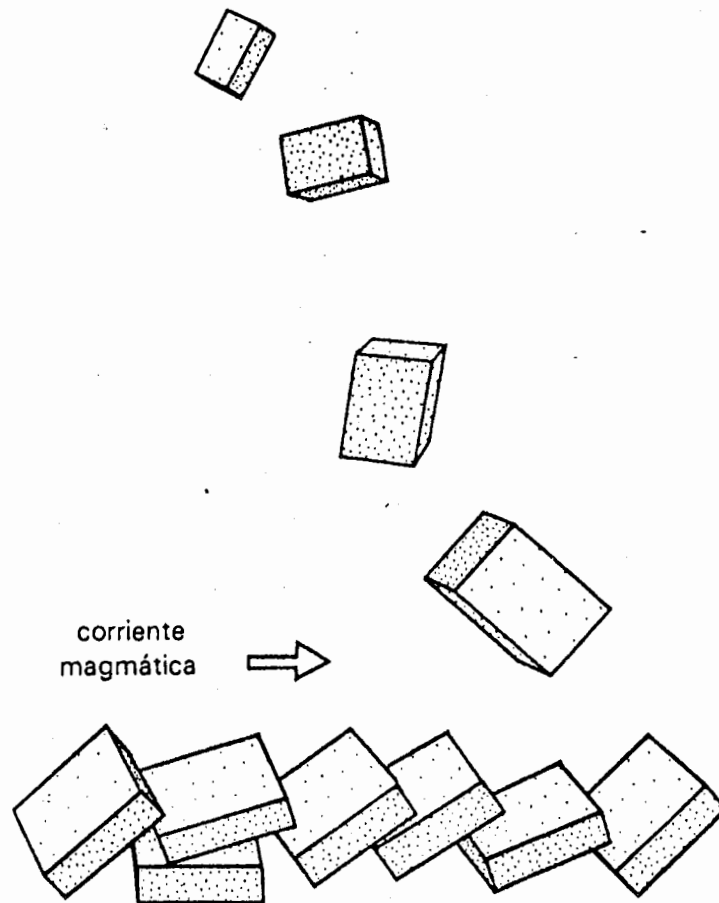


Fig. 1.8.- Descenso, por gravedad, de minerales más densos que el líquido residual y aspecto que tomarán los cristales en el "fondo" de la cámara magmática cuando exista una corriente de materia de débil intensidad ("textura en tejas").

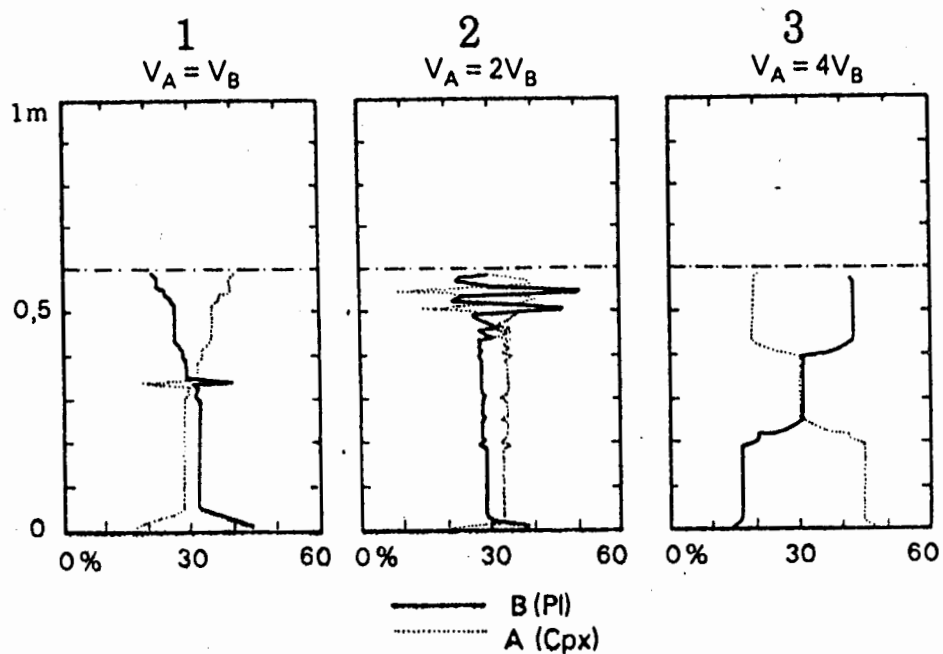


Fig. 1.9.- Diversos modelos de "diferenciación por gravedad" en una capa magmática de 100 cm de espesor, donde se decantan plagioclasas ($d = 2.64$) y pirozenos ($d = 3.10$) en un líquido de viscosidad $\eta = 10^2$ poises (densidad del líquido feldespático = 2.83 y del piroxenico = 2.83) según Blanchard et al. (74). Modelo (1) diferenciación por gravedad "normal" modelo (2) existencia de "fondos viscosos" cuando el tamaño de las plagioclasas (Pl) es doble que el de pirozenos (Cpx). modelo (3) diferenciación "simple invertida" cuando el tamaño de las plagioclasas es cuatro veces superior al de pirozenos. (Para más detalles consulte la Fig. 1.10).

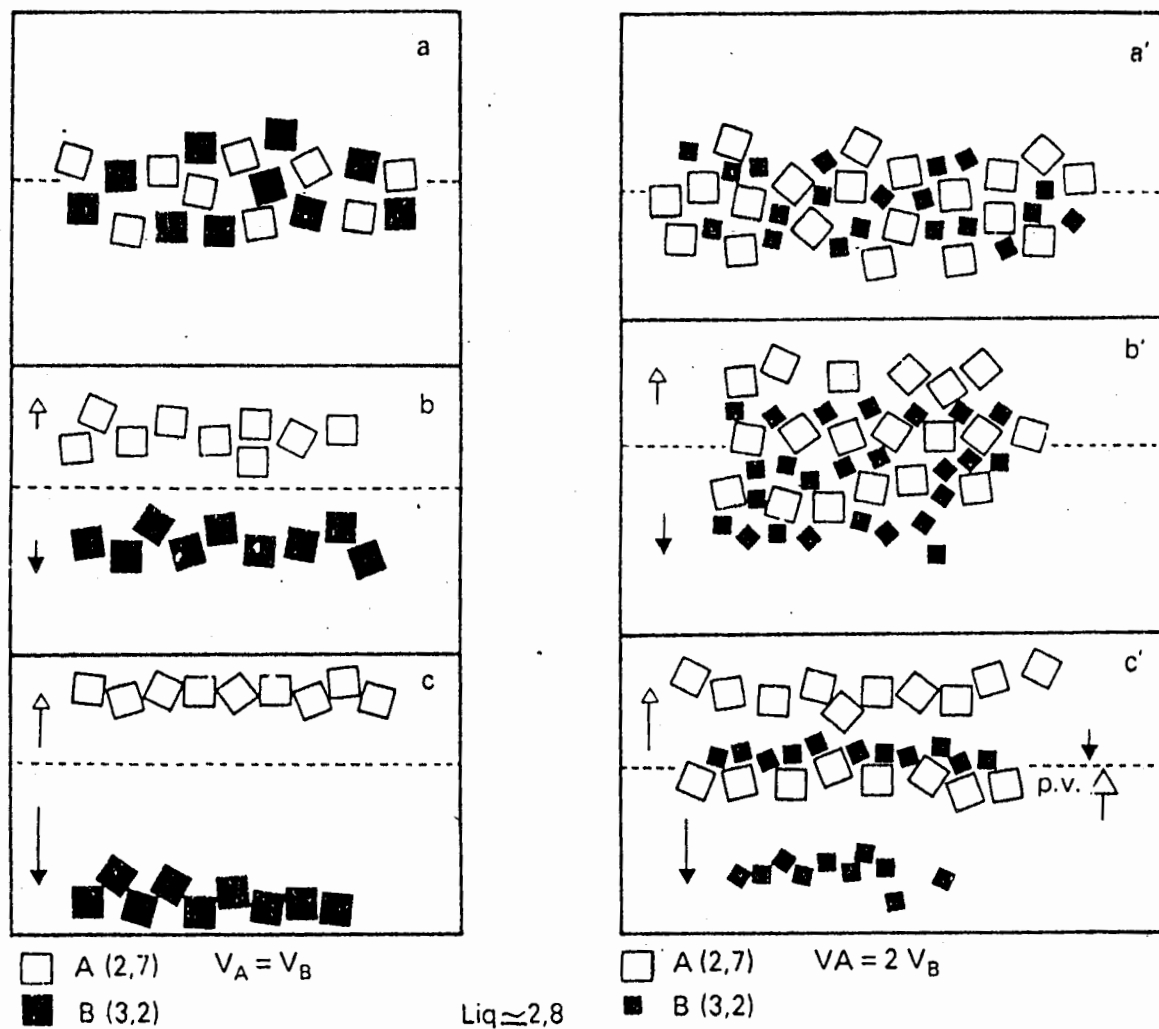


Fig. 1.10.- Ilustración esquemática de los modelos (1) y (2) de la figura 1.9.

densidades notablemente diferentes de los líquidos residuales en los que se desarrollan. Si los coeficientes de viscosidad de estos líquidos (ν_l) son relativamente bajos (por ejemplo, las ν de los líquidos basálticos o riolíticos saturados de H_2O , estas partículas van a desplazarse a unas velocidades variables que serán función de sus densidades pero también de sus volúmenes. Según ha sido discutido y modelizado por Blanchard et al pueden plantearse diversas situaciones considerando, por ejemplo, que $A = 2.64$, $B = 3.10$, $L_a = 2.48$, $L_b = 2.83$ (L media = 2.70) y $\nu_l = 10^3$ Po. En una capa magmática de un metro de potencia se pueden considerar tres casos ideales (figura I.9 y I.10).

Caso 1: Los cristales tienen idénticas velocidades de crecimiento y volúmenes análogos; se formará (figura I.9.1) en el techo un horizonte enriquecido de cristales ligeros (por ejemplo, de plagioclasas A) y un horizonte basal enriquecido de cristales densos (por ejemplo, de piroxenos B)

Caso 2: Los cristales ligeros (plagioclasas) crecen dos veces más rápido que los densos en igualdad de condiciones, la caída de las partículas densas estará dificultada por la de las ligeras ascendentes: esto determinará la transitoria acumulación de cristales en el líquido magmático y la aparición de microrritmos a la altura de los fondos viscosos (figura I.9.2).

Caso 3: Si los cristales ligeros crecen cuatro veces más rápido que las fases densas, la ley de Stokes permite demostrar que la polaridad observada en el primer caso será invertida y que el fondo de la capa magmática estará esencialmente constituido por cristales ligeros (voluminosos), mientras que el techo estará enriquecido con minerales densos (de pequeño tamaño).

Es importante señalar aquí que el término *cumulado* no se aplica necesariamente a un material resultante de la sola decantación (si esto no es debido a la propia decantación) de primocristales, pues los mecanismos de sedimentación magmática se revelan frecuentemente incapaces para explicar tanto la geometría como la variabilidad textural y composicional de algunos complejos estratificados.

Como ha sido propuesto y discutido a propósito de los célebres diferenciados de Skaergaard (Groenlandia), parecen que muchos cumulos están constituidos por primocristales no alóctonos sino autóctonos aprisionados por las fases intercumulus que han cristalizado *in situ* bajo el juego oscilatorio, muy complejo, de diversos gradientes de nucleación, difusión, crecimiento cristalino, viscosidad, etc., en la interfase de frentes de solidificación intramagmáticos móviles. La patria de los minerales-cúmulus (= primocristales) no tiene siempre suficientes evidencias, por lo que pueden ser aceptadas con ciertas reservas las interpretaciones petrogenéticas atribuidas a texturas clásicas de cumulos, tales como las que han sido establecidas por Wagner *et al* en los complejos máficos y/o básicos que se indican:

- Texturas en ortocumulos (figura I.11a.1). En éstas, los minerales decantados (cristales - cúmulus) son frecuentemente subautomorfos y fijados por la sincristalización de cristales intercumulus xenomorfos. Cuando los cristales cúmulus tienen la facultad de presentar zonaciones composicionales, se constata frecuentemente que han adquirido tal zonación por adición de una fina corona discontinua y xenomorfa contemporánea a la cristalización de las fases intercumulus. Desde el punto de vista petrogenético, los autores consideran que la asociación mineralógica postcumulus (comprendiendo las coronas zonadas precedentes) representa un eutéctico que tiene la composición de un líquido residual posterior a los

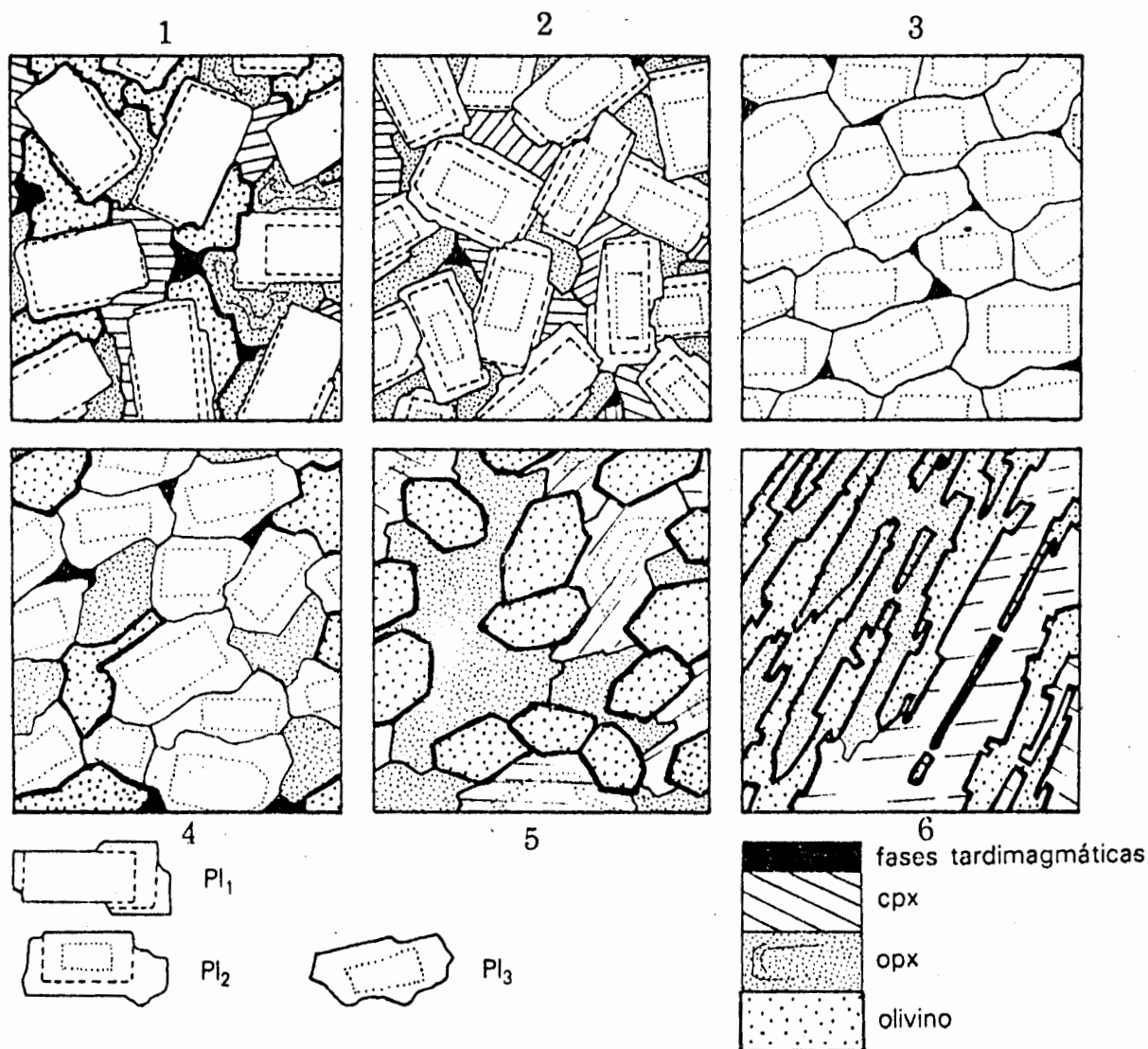


Fig 111 A.- Esquema de las texturas presentadas por los "cumulados" básicos o ultrabásicos en los complejos magmáticos estratificados o estratiformes (inspirado en Wager et al. (1) "ortocumulado"; (2) "mesocumulado"; (3) "adcumulado"; (4) "adcumulado policristalino"; (5) "heteroadcumulado"; (6) "crescumulado" o "cumulado harristite"; Pl_1 = plagioclasa de "cumulado" (cristal - cumulus) que muestra sobrecrecimiento de tipo "ortocumulado" con zonación periférica del cristal automorfo decantado; Pl_2 = plagioclasa cumulus de tipo "mesocumulado" (en puntado: zonación primaria en estado de "adcumulado" y con raras cortas: sobrecrecimientos en estado "ortocumulado"; Pl_3 = plagioclasa cumulus con sobrecrecimiento poscumulado de tipo "adcumulado").

minerales-cúmulus. Los cristales-cúmulus de los ortocumulados están frecuentemente orientados de forma no aleatoria; la fábrica (evidente cuando los minerales tienen hábitos tabulares o prismáticos) manifiesta en este caso la existencia de corrientes magmáticas a nivel de fondo cumulativo considerado.

- Las texturas de adcumulados (figura 1.11a.3 y 1.11a.4) mono o polimineriales son características de rocas en las cuales la fase intercúmulus es muy discreta e incluso ausente. En este ejemplo, los minerales-cumulus tienden a ser xenomorfos y franjeados de una zona de crecimiento relativamente espesa que a veces discrimina el centro automórfico de las fases decantadas. Desde el punto de vista petrogenético, si se admite que los ortocumulados tienen minerales zonados que han cristalizado *in situ* durante un proceso gravitacional relativamente rápido; se acepta por el contrario, que los minerales-cumulus de los adcumulados proceden de una decantación muy lenta durante la cual el crecimiento de los minerales-cumulus es el efectuado de forma subsoterma por difusión de materia, a partir de un magma principal cuya composición no está representada por las fases intercúmulus.
- Las texturas en mesocumulados (figura 1.11a.2) son unas texturas intermedias entre las precedentes: los cristales-cumulus son generalmente subautomorfos y están cementados por unas fases intercúmulus simplectíticas o francamente tardimagmáticas e intersticiales.
- Las texturas en heteradcumulados (figura 1.11a.5) se caracterizan por el considerable tamaño y forma de los cristales postcúmulus, que aquí se presentan con el aspecto de poiquilocristales diferentes de las fases-cúmulus. Para Wagner *et al* estos grandes cristales ameboides (excepcionalmente zonados) se desarrollarían hacia el techo de los adcumulados y sería el resultado de la coalescencia *in situ* del crecimiento de una miríada de núcleos dispersos en el líquido intercúmulus hasta el agotamiento de éste último.
- Las texturas en crecumulados (o en cumulados harrísticos) (figura 1.11a.6) procederían de un crecimiento orientado, probablemente de tipo dendrítico de minerales muy alargados a veces huecos. Estos cristales aciculares están cementados por unos poiquilocristales que tienen hábitos análogos a los que se observan en el intercúmulus de los heteradcumulados. Este tipo de textura no correspondería a un depósito cumulativo gravitatorio de cristales, sino por el contrario, a la cristalización *in situ* y bajo condiciones de tranquilidad casi absoluta, de un líquido situado en el techo de un ritmo cumulativo banal. En estas texturas bastante raras los cristales alargados tienden a ser perpendiculares al horizonte sedimentario subyacente, lo que sugiere un momentáneo cese de procesos de decantación intramagmáticos.

I.B.6.- TEXTURAS "SPINIFEX".

Algunas rocas volcánicas excepcionalmente ricas en MgO ($>20\%$) y que presentan una relación $CaO/Al_2O_3 > 1$ (Komatitas ultrabásicas de Vijoer *et al* muestran a veces texturas de hojas o de espigas de pez y son corrientemente denominadas texturas "spinifex". Estas texturas se caracterizan por un entrecruzamiento de cristales milimétricos o centimétricos frecuentemente aciculares (en forma de agujas), muy próximos a las aleaciones templadas en las cuales el crecimiento de los minerales ha sido rápido y con aspecto dendrítico. Como está ilustrado en la figura 1.12. Las diversas facies de texturas spinifex tienen como característica el presentar

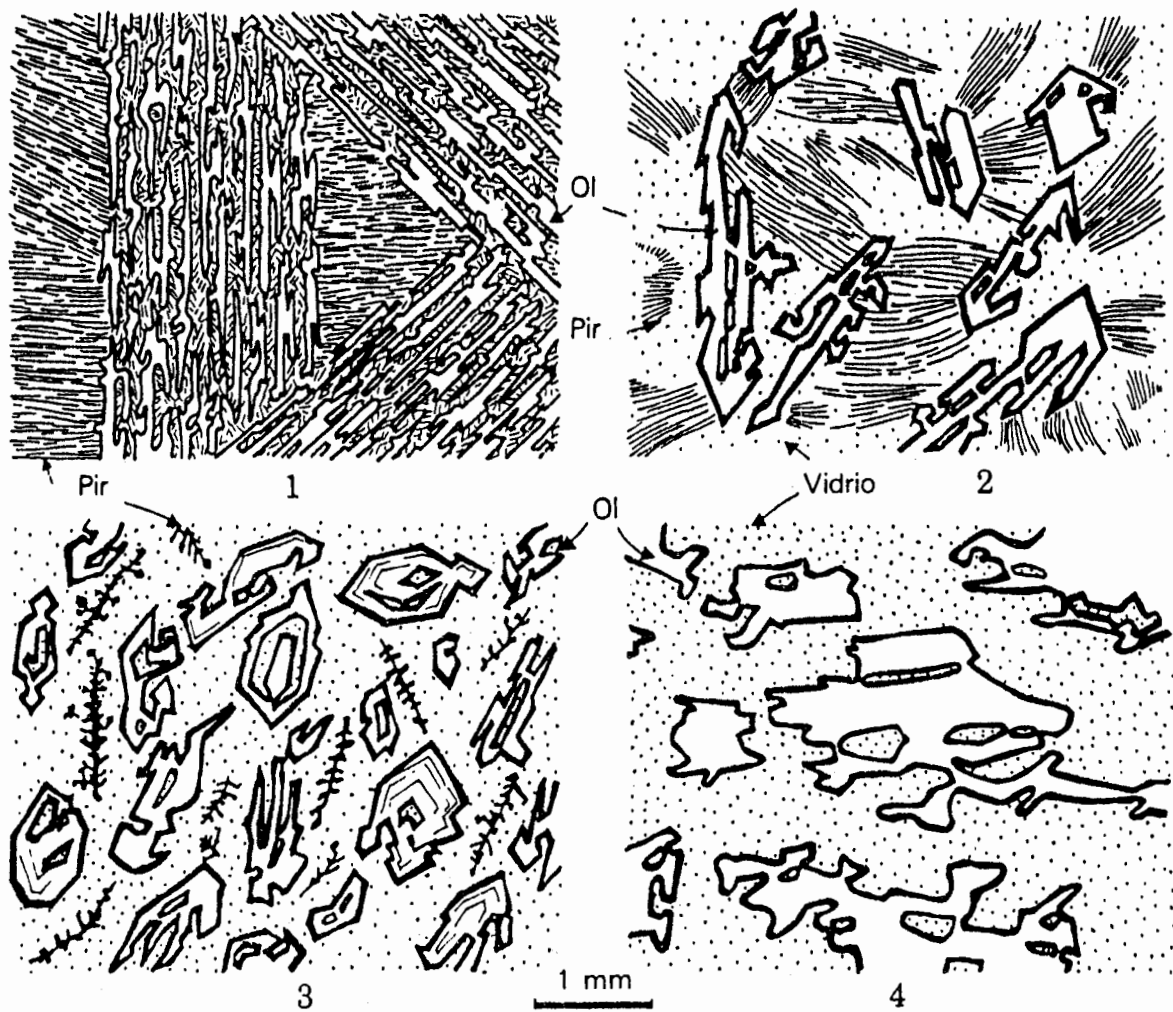


Fig. 1.12.- Principales texturas "spinifer" de lavas ultrabásicas de composición "komatítica" (tomado de Mohamined - Touret et al.: (1) spinifer; (2) spinifer - radiada; (3) porfirítica - spinifer (4) harzburgítica - spinifer (Ol = cristales de olivino; Pir = piroxeno acicular)

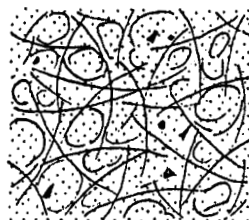
cristales esqueléticos huecos o agregados con aspecto cruciforme. Por lo general, se trata de un entrecruzamiento de olivino, magnetita o más raramente, de piroxenos cementados por un vidrio (o lo que era un vidrio intersticial. Algunas facies spinifex pueden recordar las célebres figuras de Widmanstätten que se observan en las aleaciones y algunos meteoritos. Para los metalurgistas estas figuras (que confieren una enorme dureza a las aleaciones) tienen comúnmente unos procesos de desmezcla de una solución sólida sobresaturada, consecuencia de un rápido enfriamiento. Se trataría de un mecanismo de subsolvus en el cual la fase expulsada de la solución sólida, cristaliza bordes de grano. Este mecanismo se produciría a favor del ascenso de dislocaciones, que provocarían numerosas irregularidades sobre las caras de los cristales, favoreciendo la nucleación heterogénea de la fase de separación, frecuente existencia de vidrio o de un antiguo vidrio: en las komatitas textura spinifex parece descartar de forma rigurosa el proceso de minion en estado sólido generador de las texturas Widmanstätten. Se trata de texturas ligadas a fenómenos de crecimiento cristalino muy rápido de tipo dendrítico en un líquido ultrabásico.

I.C.- EJEMPLOS DE MICROTEXTURAS (TABLA I.1).

Las texturas de las rocas volcánicas están controladas principalmente por los siguientes parámetros:

- composición química del líquido parental inicial o residual;
- condiciones de temperatura y presión que reinan en la cámara o en el conducto magmático;
- velocidades de enfriamiento del baño magmático;
- mecanismos de emplazamiento del magma;
- contraste térmico existente entre la cámara magmática y la encajonante (manto superior, corteza, aire libre o medio acuático);
- naturaleza, proporciones relativas y fugacidades de los componentes volátiles susceptibles de permanecer contenidos o de ser liberados en el momento de la cristalización de los minerales del baño magmático, durante y después de su cristalización.

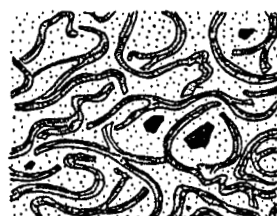
Todas estas variables (por otra parte no exhaustivas) pueden actuar simultáneamente: pero la gran variedad de texturas magmáticas es el resultado, sobre todo, del hecho de que tal o tales condiciones han prevalecido, más destacadamente en la historia de cristalización de los componentes minerales de la roca estudiada (en el interior de un mismo complejo o dispositivo magmático pueden existir notables variaciones texturales). En el siguiente cuadro se muestran estos aspectos y se hace hincapié en las relaciones que existen entre este desarrollo de las texturas descritas y el ambiente de emplazamiento y/o de cristalización de rocas magmáticas.



1



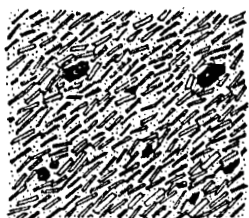
2



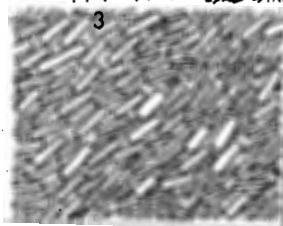
3



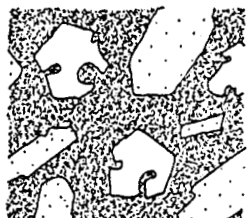
4



5



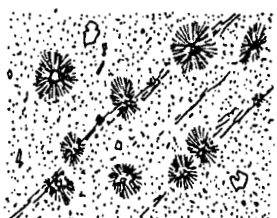
6



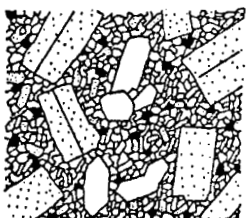
7



8



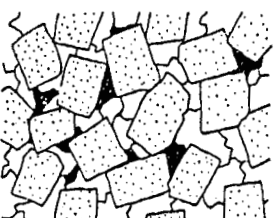
9



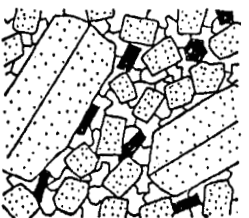
10



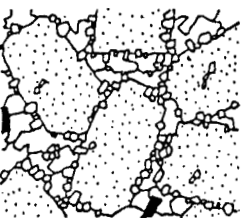
11



12



13



14



15

— = 3mm

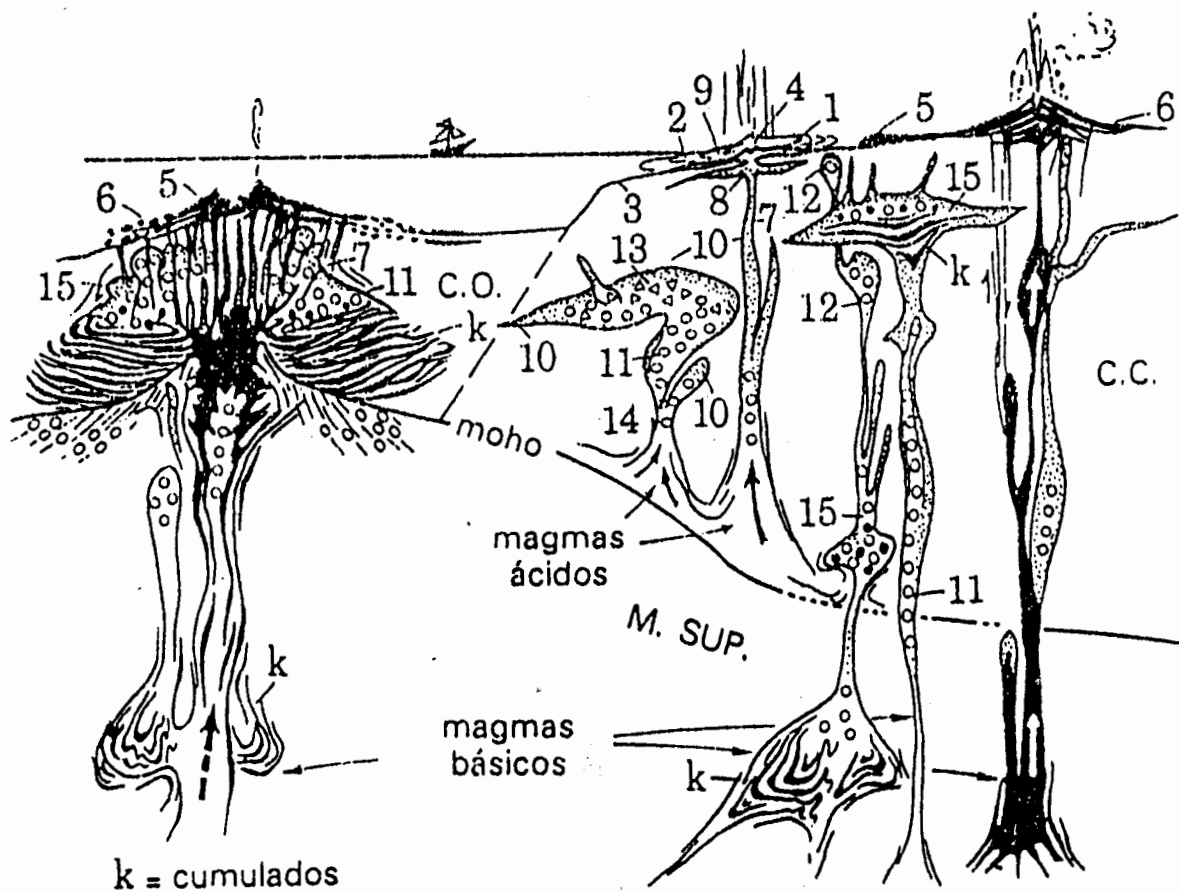


Tabla I

PRINCIPALES TEXTURAS DE ROCAS MAGMÁTICAS

A: Rocas volcánicas (lavas)

- Más del 95 % de vidrio amorfo o recrystalizado
 - (1) = textura *hialina* ± pseudoperlítica (grietas de retracción) o perlítica ("bolas" de vidrio cementadas)
 - (2) y (3) = textura *vitroclástica*: esquirlas de vidrio con forma de X, T o L que, a veces, proceden de un material vesiculado (piedra pómez); estas vesículas (litofisas) pueden ser burbujas (2), donde los canales (axiolitos) tienen paredes fibrosocristalinas (3)
 - Menos del 95 % de vidrio amorfo o recrystalizado
 - (4) = textura *microlítica*: fenocristales, fenoclastos y microlitos incluidos en una pasta amorfa (variedad microlítica *porfiroide* cuando contiene grandes fenocristales)
 - (5) = textura *microlítica fluidal*: los microlitos de la pasta dibujan una estructura planar (plano de movimiento, o de fluidalidad, de la lava)
 - (6) = textura *traquítica*: menos del 10 % de vidrio, en el cual se orientan los microlitos y/o fenocristales de feldespatos apoyándose entre sí
 - (7) = textura *felsítica*: describe una roca microlítica, donde la pasta ha recrystalizado finamente
 - (9) = textura *esferulítica*: roca microlítica que muestra esferulitos fibrosorradiados resultantes de la recrystalización del vidrio o de la rápida cristalización tardimagnética de microcristales aciculares
- - Texturas "*spinifex*"

B: Rocas hipovolcánicas (filones y sills emplazados cerca de la superficie):

- (8) = textura *granofírica*: simplectita de cuarzo - F_K alrededor de porfirocristales de F_K (feldespatos potásicos)
 - (10) = textura *microgranuda*: fenocristales englobados en una matriz microgranuda subisogranular (variedad microgranuda *porfiroide*; textura *lanprofirica*: ferromagnesiano principal automorfo en fenocristales y en microcristales.
- - Textura de filones básicos

C: Rocas mesocrustales o de gran profundidad

- (11) = textura *granuda*: roca fanerítica iso o heterogranular (variedad porfiroide cf. [13])
 - (12) = textura *agpaítica*: roca granuda a microlítica que se caracteriza por el desarrollo tardimagnético de sus ferromagnesianos
 - (14) = textura *granuda "en tabique"*: roca afectada de una protoclasia o de un comienzo de cataclasis (cf. tectonitas, que se caracteriza por un aglomerado de microcristales que cementan los porfirocristales)
 - (15) = textura *granuda poiquilítica*: poiquilocristales automorfos o xenomorfos que engloban otros componentes de la roca
- - Texturas de *cumulados*

CAPITULO II

PRESENTACION Y METODOS DE INTERPRETACION DE LA COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS IGNEAS

II.A.- IMPORTANCIA DE UN ANALISIS QUIMICO

En los últimos años, los métodos analíticos han progresado en forma considerable y esto se debe a muchas razones, sobre todo de orden científico; los análisis químicos son actualmente de uso general, los cuales van asociados a un estudio cartográfico y petrográfico clásico; éstos se efectúan principalmente en los dominios cristalinos. Se considera que:

- a) La composición química de una roca donde las observaciones, en el campo y bajo el microscopio nos dan la información sobre todo cualitativa, aportan una cuantificación, y por consiguiente, una ganancia de información; esto, en algunos casos permite comprender un estudio petrográfico y a veces de orientar la observación hacia la resolución de un estudio petrogenético.

Es importante señalar, que la utilidad de un análisis químico es mejor si éste está precedido de un estudio de campo y de petrografía clásica, puesto que los resultados brutos de un análisis dan una información no estructurada, ya que no toma en cuenta la textura de la roca ni su historia.

- b) Las rocas plutónicas se clasifican y denominan comúnmente según su composición modal (Streckeisen) lo que no sucede con las rocas volcánicas debido a sus texturas; el análisis químico permite homogeneizar estas divergencias (texturales).
- c) Desde el punto de vista genético, las rocas eruptivas se clasifican en varias series (alcalinas, calco-alcalinas, toleíticas) correspondientes a sitios geoestructurales diferentes; la geoquímica es uno de los discriminantes de estas series.
- d) El estudio de la química es el sólo medio de caracterizar el origen de las rocas metamórficas donde las texturas y minerales iniciales han sido destruidos.

II.B.- ALGUNOS CRITERIOS EN LA VALIDEZ DE UN ANALISIS QUIMICO EN EL ESTUDIO DE UNA PROVINCIA

Los estudios publicados sobre este sujeto, permiten pensar que es razonable desechar algunos análisis si se tienen algunas precauciones:

1. Algunos análisis anormales no se pueden considerar, por ejemplo cuando algunos porcentajes son muy altos en relación a todo el conjunto al cual están asociados (conjunto petrográfico, serie, etc.); los puntos de estas muestras en un diagrama estarán ajustados al grupo general.

Esto es posible si se tiene un grupo de muestras considerables donde se puedan hacer comparaciones o si la información concerniente a la mineralogía de la roca confirma el desacuerdo con los valores químicos.

2. Los diagramas a usar para comparar los análisis deben escogerse para minimizar la dispersión debido a los errores analíticos aceptables. Para esto hay que tener porcentajes fiables y conocimiento del método usado para la cuantificación.

II.C.- PRESENTACION DE LA COMPOSICION QUIMICA

La composición química de una roca se puede dar bajo diferentes formas que corresponden a diferentes grados de reestructuración de la información: se puede esquematizar de la siguiente manera:

- a) Arreglo de valores brutos dados por el analista (una serie de análisis dados en una tabla) que generalmente se dan en porcentajes de óxidos (SiO_2 %, Na_2O %, etc.) o en forma molecular (% molecular a partir del peso de los óxidos).
- b) Combinación de algunos valores para formar un sistema simple de 2 o 3 variables que permitan clasificar o comparar diferentes tipos de rocas: estos son entre otros, los índices de cristalización o diversos parámetros que manifiestan una evolución en el interior de una serie magmática. Por ejemplo, el índice de solidificación de *H. Kuno* es:

$$S.I. = \frac{MgO}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + Al_2O_3 + K_2O} \times 100$$

- c) Composición mineralógica virtual: Norma, que reestructura la composición de la roca según los modelos mineralógicos más o menos próximos de la composición mineralógica real (máda), como ejemplo se tienen las normas *C.I.P.W.*, de *Niggli*, de *Irvine-Baragar*.

La ventaja de esta normalización es la de permitir comparaciones entre rocas presentes bien sea de composición mineralógica y química diferentes o bien de una química idéntica pero de composición mineralógica diferente.

Nótese que algunas clasificaciones petrográficas se basan sobre la composición mineralógica teórica (*C.I.P.W.* *A. Johannsen*) y que en la práctica, la clasificación petrográfica de *A. Streckeisen* es abusivamente utilizada a partir de la norma.

- d) Sistemas químico-mineralógicos: si se consideran las rocas como mezclas en proporciones variables de varias fracciones de minerales, las variaciones de estas fracciones están directamente relacionadas a las de los elementos que los constituyen. Se puede representar la composición de las rocas eruptivas y sus tendencias evolutivas, en un sistema gráfico, basado en la combinación de los principales elementos, para encontrar la composición fija: composición de los minerales más importantes en magmatología.

Este método se desarrolló en Francia por *H. de la Roche* y su equipo de colaboradores (*CRPA. (Nancy)*) que nos propusieron diversos parámetros combinando los elementos mayores para representar las composiciones de las principales fases mineralógicas de las rocas.

II.D.- INTERPRETACION GRAFICA DE LA COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS

Para poder concretizar un análisis químico de roca en términos de su composición mineralógica y de su naturaleza y evolución, se ha recurrido a la representación gráfica: esto tiene dos grandes ventajas:

1. Por un lado, es un método directo de definición del tipo petrográfico y de clasificación.
2. Es un medio que permite poner en evidencia las relaciones petrográficas que existen entre las rocas de composición diferente, y en particular de definir las tendencias de evolución en el interior de una serie magmática.

Paralelamente a los diferentes métodos, existen varias categorías de diagramas usados en la interpretación geoquímica:

- a) De valores brutos.
 - El sistema gráfico más simple, en dos dimensiones, consiste en tratar los n óxidos del análisis bruto construyendo $(n-1)$ diagramas binarios donde las variables de cada óxido se representan en función de otro óxido, por ejemplo los diagramas de *A. Harker* con el SiO_2 como abscisa (figura II.1: donde los diagramas se reagrupan en uno solo).
 - Los diagramas triangulares; en que se pueden asociar tres valores complementarios tales como CaO , Na_2O , K_2O .
- b) Combinación de algunos valores.
 - En diagramas binarios, se pueden tratar diversos óxidos (valores brutos) en función de parámetros compuestos, tales como el índice de solidificación de *H. Kuno*: $100 \times MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$ que es un marcador de evolución magmática más claro que el SiO_2 .
 - En diagramas triangulares: El ejemplo clásico es el *A.F.M.* donde *A* = suma de alcalis, *F* = hierro total, *M* = MgO , aquí los parámetros se calculan a partir de porcentajes en peso óxidos (figura II.2).

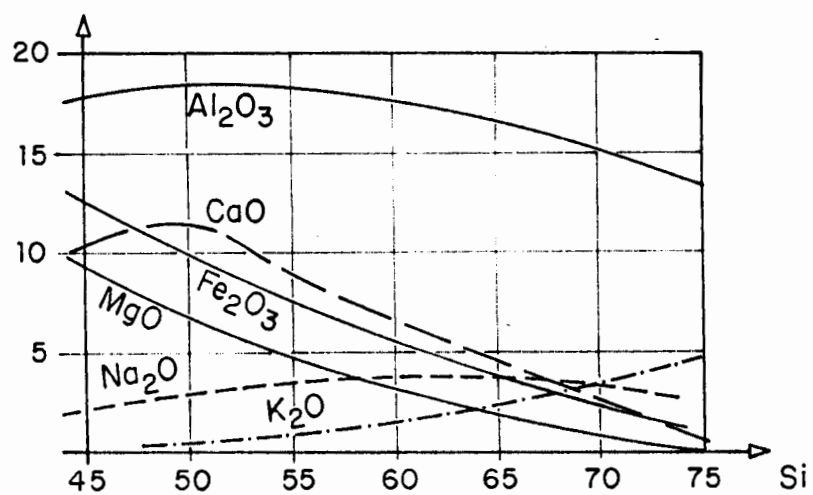


Fig. II.1.- Ejemplo de un diagrama de variación de Harker.

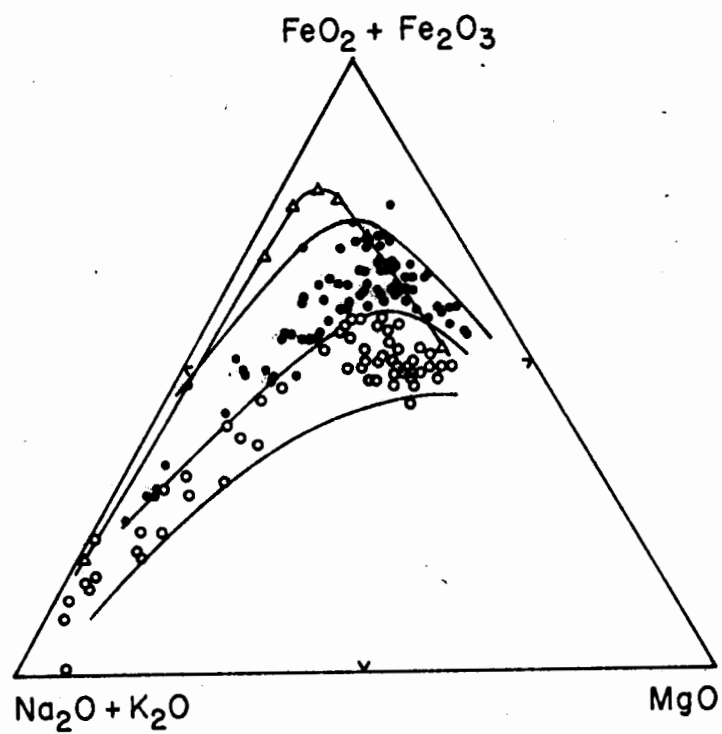


Fig. II.2.- Ejemplo de un diagrama AFM. En círculos blancos, serie calcalina (hiperstena); en círculos negros, serie toleítica (pigeonita); en triángulos negros, el intrusivo de Skaergaard ("High Alumina").

- c) Norma: Los constituyentes de la norma pueden ser usados en los diagramas binarios
Ej. índice normativo de Thornton - Tuttle = $Q + Ab - Or + Ne + Ks + Lc$.

- d) Sistemas químico-mineralógicos:

Los parámetros en función de los óxidos se agrupan en gráficos simples (rectangulares) permitiendo correlacionar las composiciones químicas globales de las rocas y modelos de asociación mineral. Ej.

$$x = -(K + Na + \frac{2}{3}Ca - \frac{Si}{3})$$

$$y = K - (Na + Ca) \quad o$$

$$x = 4 - 11(Na - K) - 2(Fe - Ti)$$

$$y = 6Ca - 2Mg - Al$$

- e) Diagramas estadísticos (análisis multivariantes de empleo delicado).

II.E.- EL METAMORFISMO Y SU QUIMICA

La geoquímica de los elementos mayores es un medio de estudio privilegiado en el metamorfismo. B. Moine y H. de la Roche en particular en Francia han desarrollado diagramas para observar las tendencias geoquímicas de los conjuntos metamórficos para poder conocer la historia post-metamórfica.

La filosofía de razonamiento de estos autores se puede resumir así:

- Los resultados (valores %) geoquímicos son esenciales para caracterizar la naturaleza y el origen de las rocas metamórficas donde el aspecto actual depende sobre todo de las condiciones físicas de la recrystalización. Este último punto, puede impedir que se establezca una analogía en cuanto a la naturaleza (y origen) pudiendo existir rocas de batolitos diferentes ó situados a niveles diferentes dentro del mismo zoneamiento batolítico.
- A partir de la discusión detallada de la naturaleza de las rocas y de su historia pre-metamórfica, apoyándose sobre la composición de las características químicas de las series sedimentarias e ígneas de referencia. Se puede concluir sobre la naturaleza de importancia de los fenómenos metasomáticos relacionados al metamorfismo.
- La composición global de las rocas metamórficas permite discutir las paragénesis y las composiciones químicas de los minerales, dando bases para discutir las condiciones físicas del metamorfismo según la facies.

CAPITULO III

CLASIFICACION GEOQUIMICA DE LAS ROCAS IGNEAS

III.A.- CLASIFICACION GEOQUIMICA DE LAS ROCAS IGNEAS

Si se examinan en la literatura reciente los criterios de clasificación de las rocas ígneas, como son los trabajos (se mencionan sólo los más importantes) de:

- *Streckeisen-La Maitre (1977)*: A chemical approximation to the modal *QAPF* clasification of the igneous rocks *NEVES JANRB MINERAL ABH* 136 pp. 169-206.
- *H. de la Roche, J. Leterrier, P. Grandelande y M. Marchal (1980)*: A clasification of volcanic and plutonic rocks using $R_1 - R_2$ diagram and mayor element analyses - its relationships with current nomenclature chemical geology. 29 pp. 183-210.
- *Debon y Le Fort (1983)*: A chemical-mineralogical clasification of common plutonic rocks and associations. *Earth Sciences. Trans. Royal Soc. of Edimb.* 73 pp. 135-149.

Todos coinciden en seis aspectos fundamentales:

1. Para que sea internamente consistente debe estar basada cuantitativamente en la composición química.
2. Los datos se deben manejar en forma de parámetros, que contengan a su vez los elementos principales los cuales reflejen la mineralogía actual.
3. La tipología de la muestra debe relacionarse a la tipología de su asociación magmática.
4. Debe formar parte de una representación única de todas las rocas ígneas comunes.
5. Se deben usar divisiones naturales y lógicas de modo que se mantengan de acuerdo a las clasificaciones establecidas.
6. Debe ser capaz de ajustarse para usarse en relacion a las rocas vítreas y criptocristalinas así como a las rocas plutónicas cristalinas.

Algunos criterios como estructura y textura se deben determinar en el campo y en el microscopio para asignar un nombre correcto a la muestra.

III.B.- DIAGRAMAS $R_1 - R_2$ DE H. DE LA ROCHE et. al. (1980).

Los diferentes cationes de los elementos mayores son combinados en diagramas bivariantes $R_1 - R_2$ en función de:

- El grado de saturación en sílice
- Variaciones naturales como son:
 - a) Decremento de An en las plagioclasas.
 - b) Ocurrencia sucesiva de clinopiroxenos, hornblenda y biotita durante el fraccionamiento.
 - c) Incremento en la razón feldespato alcalino / plagioclasas.

Este último punto se deriva del tetraedro clásico de Yoder y Tilley: la transposición química del tetraedro (figura III.1) que contiene en sus polos los parámetros:

$$\text{cuarzo } Q = Si - \frac{3}{4}Al - \frac{1}{2}(Mg + Fe + Ti) - \frac{3}{2}Ca - \frac{7}{4}(Na + K)$$

$$\text{olivino } P = \frac{3}{4}Al - \frac{3}{2}(Mg + Fe + Ti) - \frac{3}{2}Ca - \frac{3}{4}(Na + K)$$

$$\text{diopsida } B = -2Al - 4Ca - 2(Na + K)$$

$$\text{nefelina } N = -\frac{3}{2}Al - \frac{3}{2}(Na + K)$$

$$\Sigma = Si + Al + Mg + Fe + Ti + Ca + Na + K$$

Corresponde a una transformación químico mineralógica de los minerales a cationes, derivados de las fórmulas de los minerales (normativos) que contiene una roca.

A partir del plano crítico del tetraedro (Pl, Ol, Cpx) se puede proyectar en un plano ($R_1 - R_2$) la recta BP la cual es función de:

$$F = 4Q - \frac{8}{3}N$$

de valor igual a cero, esta función en milcationes es igual a:

$$F = 4Si - Al - 2(Mg + Fe + Ti) - 6Ca - 11(Na + K)$$

Donde Al, Si, ... etc., son los cationes calculados a partir de los óxidos % en relación a 100 g. de roca o mineral multiplicados por mil.

En un diagrama bivalente $F = R_1 - R_2$; donde a partir del plano crítico se proyecta en una recta (aquí $R_1 = R_2$ y $F = 0$) bisectriz a R_1 y R_2 cuyos valores son:

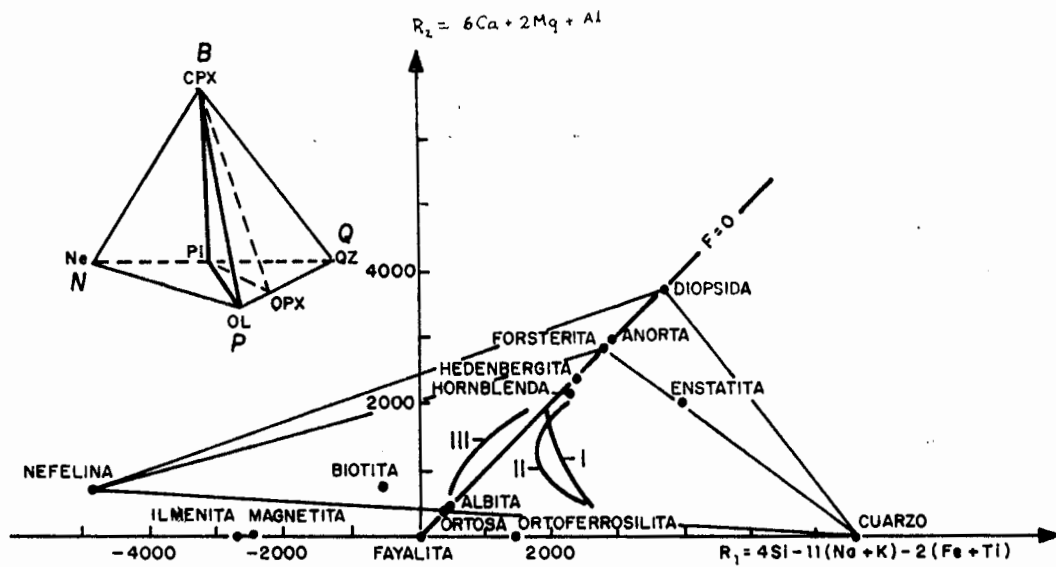


Fig. III.1 - Diagrama $R_1 R_2$ derivado a partir de la transposición química del tetraedro de Yoder y Tilley. Los minerales se graficaron a partir de su composición ideal a excepción de la hornblenda y biotita: I = serie calcoalcalina, II = serie toleítica, III = serie alcalina (Hawaii).

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R_2 = Al - 2Mg - 6Ca$$

De tal forma que estos parámetros son la base en la clasificación de rocas ígneas propuesto por de *De La Roche H. et. al. (1980)*, sus resultados se presentan en la figura III.2. Estos diagramas además de la clasificación de las rocas ígneas contiene la proyección de la recta crítica F y una banda llamada de las andesitas (en puntos).

III.C.- DIAGRAMA Q - P DE DEBON-LE FORT (1983) (figura III.3).

El diagrama consta de dos parámetros:

$$Q = \frac{Si}{2} - (k + Na + \frac{1}{2}Ca)$$

$$P = K - (Na + Ca)$$

(cada elemento está expresado en gramos átomo $\times 10^3$ en 100 g. de roca o mineral).

En la parte superior izquierda se ha graficado la cuadrícula en relación al triángulo mayor-feldespatos potásico, - plagioclasas que son la base de las clasificaciones petrográficas de Streckeisen.

Observaciones:

La construcción de la cuadrícula difiere a la determinada por Streckeisen por la clasificación de las rocas ígneas a partir de observaciones petrográficas, de tal manera que en el grupo del granito se incluya el sienogranito y parte del monzogranito de Streckeisen; la otra parte de su monzogranito, se denomina adamelita, por lo que se utilizará este nuevo término (adamelita), en lugar del monzogranito o granito monzonítico para evitar confusiones.

Existen algunas diferencias adicionales entre las dos clasificaciones, las cuales pueden ser significativas en el caso de rocas que contienen alto porcentaje en minerales gráficos (biotita, ortopiroxenos y olivino) o roca con muscovita. Así, la clasificación de Streckeisen no permite la distinción entre gabro y diorita, entre tonalito y trandjonita.

Es importante señalar que las características químicas, deben estar apoyadas con las observaciones de campo y sobre todo mineralógicas (con un estudio microscópico).

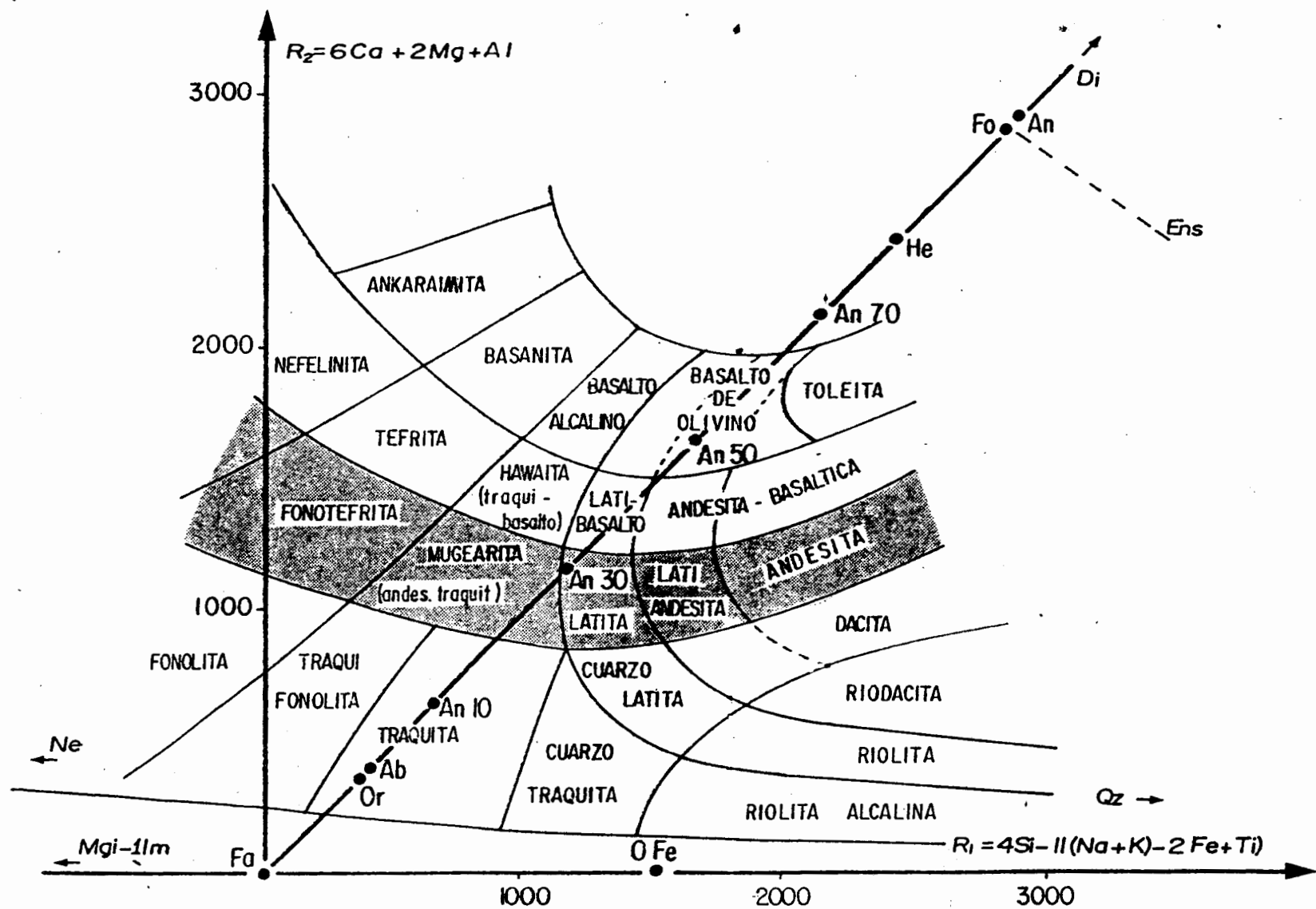


Fig. III.2.- Clasificación química de las rocas ígneas según De La Roche et al. (1989). Equivalente intrusivo: Ank. (melilita), bas. (tricalita), bas. alc. (gabro alcalino), bas. oliv. (gabro de olivino), tol. (toleita), nef. (nefelita), tef. - fon. (essexita), haw. (sieno gabro), latitas. (monzo gabro), and. bas. (gabro diorita), mug. (sienodiorita), lat. (monzonita), lat. and. (monzodiorita), and. (diorita), traq. fon. (sienita nefelinica), traq. sienita, cuar. traq. (cuarzo sienita), cuar. lat. (cuarzo monzonita), dac. (tonalita), riol. (granodiorita), riol. (granito), riol. alc. (granito alcalino).

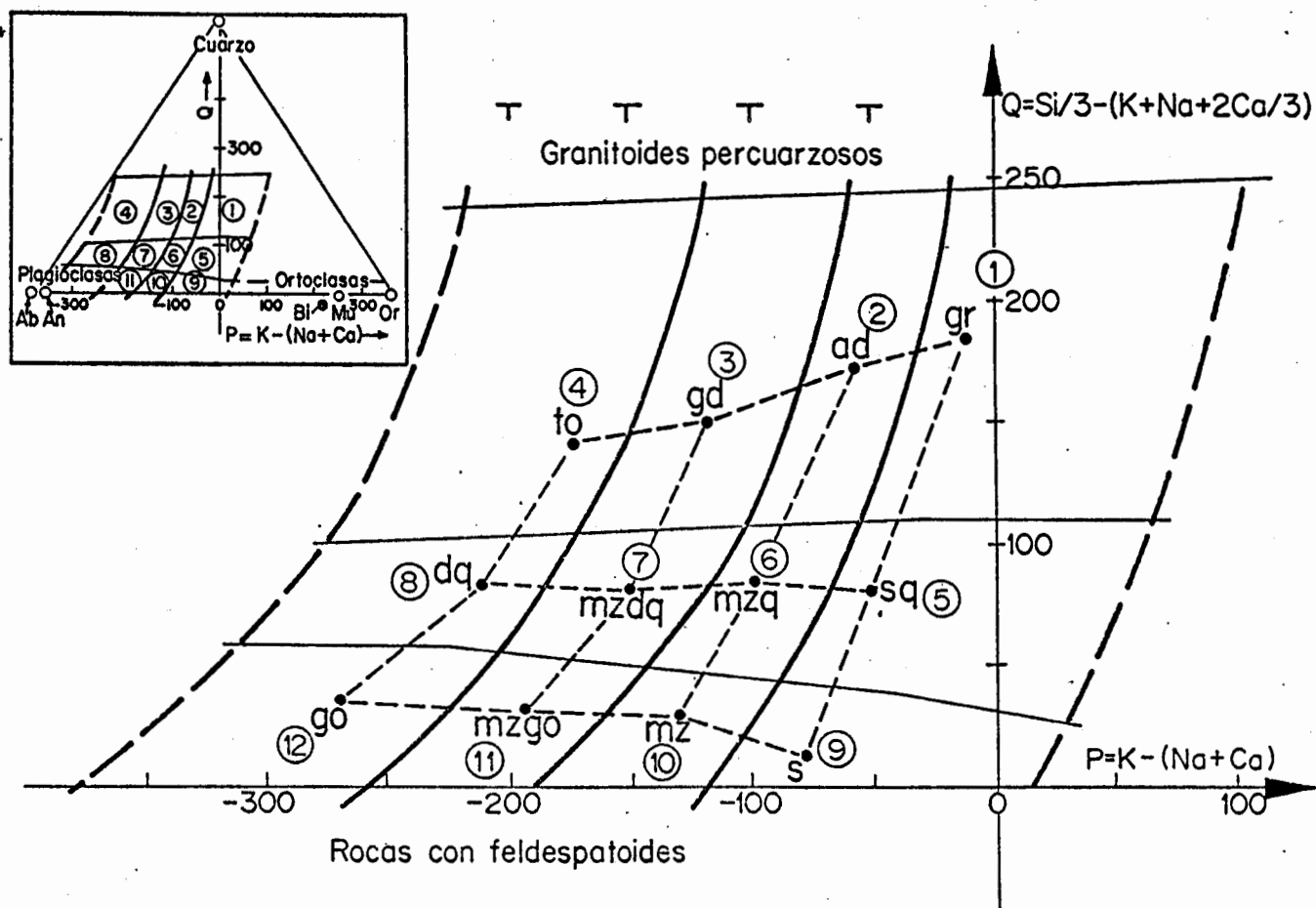


Fig. III.3.- Clasificación química de las rocas ígneas según F. Debon y Le Fort (1989): Para las rocas intrusivas = 1 (gr) granito, 2 (ad) adamelita, 3 (gd) granodiorita, 4 (to) tonalita (trondhjemita), 5 (sq) cuarzosienita, 6 (mzq) cuarzomonzonita, 7 (mzdq) cuarzomonzodiorita, 8 (dq) cuarzodiorita (gabro cuarzoso, anortosita cuarzosa), 9 (s) sienita, 10 (mz) monzonita, 11 (mzqo) monzogabro, 12 (ga) gabro (diorita anortosita); para las rocas volcánicas = 1.- riolita, 2.- dolerita, 3.- riodacita, 4.- dacita, 5.- cuarzo traquita, 6.- cuarzo latita, 7.- cuarzo latianandesita, 8.- cuarzo andesita (basalto cuarzoso), 9.- traquita, 10.- latita, 11.- latibasalto (latianandesita), 12.- basalto (andesita); las abreviaciones son Ab = albita, An = anortita, Bi = biotita, Mu = muscovita, Or = feldespato potásico.

CAPITULO IV

ESPILITAS Y KERATOFIDOS

IV.A.- GENERALIDADES

El término espilita fue creado en 1827. Definía a las rocas afaníticas (volcánicas) constituidas por albita - clorita o albita - hematita - cuarzo que contenían muy frecuentemente amígdalas o vetillas de carbonatos; actualmente el término espilita define una roca de composición básica con textura de roca volcánica o hipabisal. Muchas se presentan en pillow-lavas, masivos y en filones; las espilitas hipabisales en diques y sills.

La mineralogía de las espilitas es simple pero característica: las asociaciones observadas son: albita - clorita - esfena y a veces los piroxenos.

La ortoclasa puede acompañar a la albita, calcita, hematita, ceolitas y prehnitas; las pumpellititas están presentes en algunos casos; en forma muy rara se ha puesto en evidencia la pseudomorfosis de olivino.

Se distinguen dos tipos de espilitas: Uno caracterizado por la asociación albita + clorita - esfena $\pm$ calcita, el segundo por albita + piroxeno - clorita - esfena; es decir espilitas sin piroxenos y con piroxenos. Las paragénesis son de baja temperatura en el primer caso y en el segundo, de baja y de alta temperatura; como un tercer tipo se podrían mencionar a las espilitas potásicas.

En resumen, una espilita desde el punto de vista petrográfico es una roca mesocrática, con textura ígnea y cristalización de albita $\pm$ clorita $\pm$ piroxenos $\pm$ minerales accesorios; se presenta en coladas masivas, sills, pillow - lavas, brechas, lapillis y tobas. Existen diabasas que se califican de rocas espiliticas ya que tienen plagioclasas cálcicas.

Por su parte, un keratófido es una roca volcánica leucocrática intermedia que se caracteriza por la asociación de albita $\pm$ ortoclasa $\pm$ minerales accesorios; que se presenta en coladas brechas y tobas.

Un cuarzo - keratófido es una roca volcánica leucocrática ácida de albita - cuarzo $\pm$ ortoclasa - minerales accesorios. los ortokeratófidos son los homólogos ricos en feldespato potásico.

Tecnicamente las espilitas y keratófidos se encuentran en un contexto variado:

- a) En zonas orogénicas se reparten en tres grupos:
 - En asociación espilita - keratófido donde predominan las rocas efusivas, sin rocas ultrabásicas, e intercaladas con sedimentos: espilitas hercianas.

- En los niveles superiores de los complejos ofiolíticos donde predominan los ultrabásicos: espilitas alpinas.
- En coladas aisladas, asociadas a sedimentos sobre un basamento metamórfico.
- b) Espilitas de plataforma, de poca distribución, pasan a basaltos normales, por lo que se observan rocas intermediarias. Su emplazamiento en el continente es muy probablemente subacuático; las espilitas contienen piroxenos y epidota, y las rocas de transición hacia los basaltos contienen reliquias de plagioclasas básicas.
- c) Las Espilitas Oceánicas.

En cuanto a su origen se tienen dos grupos y en cada uno de ellos dos, casos:

- 1.- Composición espilitica primaria:
 - 1.a) Magma de composición espilitica.
 - 1.b) Magma basáltico que evoluciona a un magma espilitico.
- 2.- Composición espilitica secundaria:
 - 2.a) Adquirida por circulación de fluidos al momento de la erupción.
 - 2.b) Por metamorfismo local y regional.

Para mayor detalle se aconseja leer: *Spilites et Roches Apparentees*, de G. Rocci (1978) in: *Les Roches Volcaniques, Petrologie et Cadre Structural*, M. Girod, ed. Doin., París (1978) pp. 210-227 cap IX.

Amstutz G. C. (Edit.) 1974.- *Spilites and Spilitic rocks*, Inter. Union G. Sci., 4. 482 p., 2a. ed., 1974.

IV.B.- COMPORTAMIENTO GEOQUIMICO DIFERENCIAL DEL Na, K y Al EN LAS ROCAS VOLCANICAS Y SEDIMENTARIAS. PRESENTACION DE UN DIAGRAMA $\frac{Al}{g} - K$; $\frac{Al}{g} - Na$

(DE LA ROCHE H. 1968; C.R. ACAD. SC. PARIS 6. 267, PP. 39-42 SERIE D).

En las series volcánicas comunes, las relaciones $\frac{Na}{Al}$ y $\frac{K}{Al}$ aumentan simultáneamente de las rocas básicas a las ácidas, pero sucede lo contrario en los procesos químicos o mecánicos del ciclo superficial donde la relación $\frac{Na}{Al}$ tiene una disminución importante, mientras que el K se fija fácilmente al Al. Las variables Na, K y Al pueden ser representadas gráficamente; considerando 100 g de mineral o de roca, las variables K, Na y Al se pueden manifestar en miliátomos; bajo estas condiciones se puede tener un diagrama donde:

$$Y = \frac{Al}{3} - K$$

$$X = \frac{Al}{3} - Na$$

Estos dos parámetros tienen grandes ventajas en el análisis diferencial de las rocas ígneas o sedimentarias; separan los feldespatos hacia los polos de un triángulo equilátero (figura IV.1), así como a las arcillas más comunes; por el contrario, todos los minerales que no tienen aluminio y alcalis, el cuarzo como uno de los principales, los carbonatos y numerosos silicatos (anfíboles, piroxenos, etc.) así como los óxidos, se agrupan hacia el origen, simplificación útil pero que debe tomarse en cuenta al momento de una interpretación.

La relación $\frac{Na}{K}$ no se puede leer directamente, pero una línea que pasa por el centro de X y Y, separa los dos dominios superiores donde $Na > K$ y $Na < K$; la suma del parámetro $\frac{2Al}{3} - (Na - K)$, aumenta de izquierda a derecha como se muestra en la figura IV.1, permitiendo estimar el carácter aluminoso o alcalino.

IV.B.1.- EL DOMINIO VOLCANICO

Las rocas volcánicas se disponen en una posición tal que las relaciones $\frac{Al}{3} - Na$ son bajas, y en forma de abanico divergente a partir de las zonas de basaltos (B). A medida que uno se aleja de esta zona poco diferenciada, las tendencias propias de las principales series volcánicas se separan. Debido a la presentación de los parámetros X, Y, se revela fácilmente el carácter sódico o potásico, de tal manera que se distinguen las series calco-alcalinas o pacíficas de las series alcalinas o atlánticas.

IV.B.2.- EL DOMINIO SEDIMENTARIO

Delimitar tajantemente el dominio sedimentario e ígneo es imposible ya que las rocas volcánicas - sedimentarias tienen una gama de transición muy completa: lo mismo que en el caso opuesto, la anatexis parece provocar convergencias. Se nota pues, que los minerales más comunes en sedimentos se agrupan ya sea al origen, o a la derecha de la gráfica: esto permite delimitar un sector sedimentario con una relación $\frac{Al}{3} - Na$ alta. Así, las lutitas ocupan una posición central separando las rocas siderolíticas hacia la parte superior del diagrama de las rocas de medios confinados hacia la parte baja, todo en acuerdo a una disposición sedimentológica de degradación: Las series arkósicas y los lechos rojos feldespáticos por un lado, las grauwaekas por otro y como es normal, muy próximas al sector ígneo.

IV.B.3.- EL DOMINIO MIXTO

El carácter mixto en relación a los anteriores lo representan las rocas volcanosedimentarias y las grauwaekas ya que éstas se alimentan de rocas ígneas químicamente casi intactas.

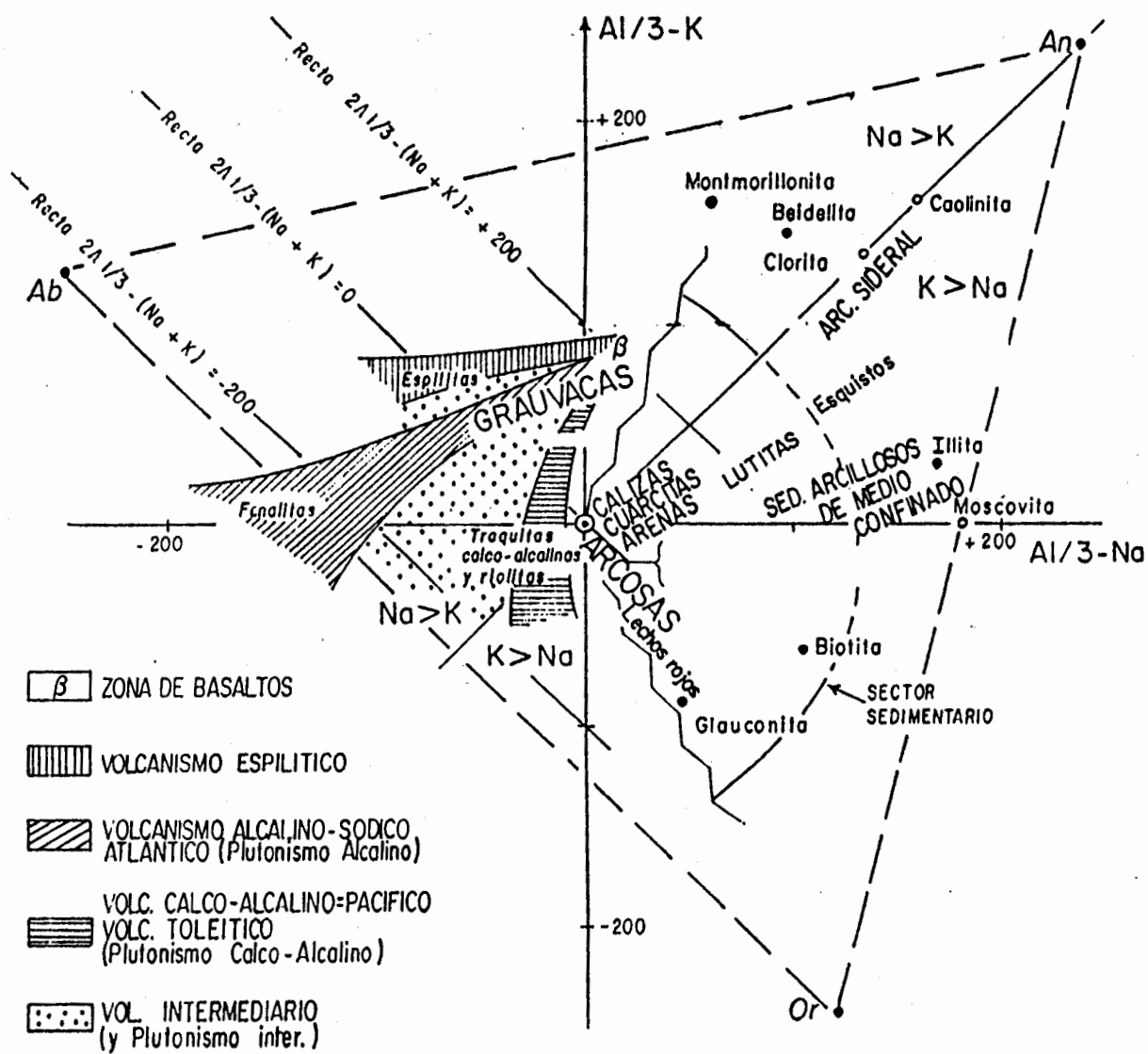


Fig. IV.1.- Diagrama Na-K-Al de De La Roche (1968).

IV.C.- CARACTERIZACION QUIMICA DE LAS ASOCIACIONES ESPILITICAS

(Por: (De la Roche H. Rocci y Th. Juteau. S.V.B.H.H.Y., 1974)

Se discuten las particularidades químicas de las asociaciones espiliticas en relación a otras asociaciones volcánicas y principalmente a los basaltos. El problema se discute desde dos puntos de vista:

- a) Particularidades y tendencias de diferenciación.
- b) Particularidades de composición, término por término y por comparación entre las lavas espiliticas y las lavas basálticas.

IV.C.1.- SELECCION DE DIAGRAMAS.

Los minerales que son característicos de las espilitas son diferentes a los de las rocas basálticas: entre estos, se tiene que la albita sustituye a la anortita sin que el carácter básico de la roca evolucione sensiblemente.

Si se quieren conocer las particularidades químicas de las espilitas, hay que seleccionar diagramas en los cuales la transición anortita - albita se manifieste por un vector que además no sea concordante con la evolución general de rocas básicas a rocas ácidas.

Para este caso los diagramas clásicos (*Harker, Niggli, Peacock, Junh, Kuno, Murata*) no ponen en evidencia las características químicas particulares de las espilitas. Se han propuesto entonces los diagramas:

- El diagrama $\frac{Al}{3} - K, \frac{Al}{3} - Na$ (figura IV.1) ya presentado.
- Diagrama $\frac{Si}{3} - (K - Na - \frac{2}{3}Ca); K - (Na - Ca)$ (figura IV.7)

El cuarzo, feldespato potásico y las plagioclasas aparecen en los tres polos de un triángulo equilátero, reproduciendo el triángulo *QAP*, base de la clasificación ígnea. Un parámetro complementario ($Na + K$) será empleado con frecuencia en tercera dimensión o altimetría teniendo como referencia una superficie media cerca de la cual se distribuyen las rocas ígneas comunes. El vector anortita — albita, se sitúa paralelo a la tercera dimensión.

IV.C.2.- FUENTE DE LOS DATOS.

Los resultados que se usan son en total 344 repartidos en 3 grupos:

- El primero (grupo A, 147 análisis) engloba análisis publicados sobre las espilitas de fuentes diversas.

- El segundo (grupo B, 173 análisis) con resultados de *Rocci y Juteau* sobre el vulcanismo preorogénico herciano de Europa del Norte.
- El tercero (grupo C, 24 análisis) pertenece a los análisis publicados por *Narebski y Peterlonho* para mostrar la existencia de las variaciones entre el centro de la pillow - lava hacia el exterior.

IV.C.3.- OPOSICIONES GENERALES ENTRE LAS ASOCIACIONES ESPILÍTICAS Y LOS BASALTOS.

Existe una dificultad en la distinción química entre los diversos tipos de basaltos. Sin embargo las asociaciones espilíticas presentan una gama extendida de productos diferenciados. En el diagrama, los basaltos ocupan un espacio limitado entre el sector de las plagioclasas básicas (labradorita - bitownita) y el punto al origen de los ejes *X*. Y donde se agrupan los piroxenos comunes y las peridotitas (figura IV.2)

Por el contrario, los minerales característicos de las asociaciones espilíticas (albita, clorita, epidota, carbonatos, etc.) delimitan un campo más amplio, donde la diferenciación será más evidente: sin embargo, el dominio de los basaltos encuentra en el interior de este campo minerales de asociación espilítica. Será entonces conveniente combinar en proporciones adecuadas los términos albiticos, cloríticos, epidóticos, carbonatados y sílice para que la composición global de cada asociación espilítica se junte a la basáltica normal.

IV.C.4.- PRESENTACION GRAFICA DE LAS ESPILITAS: DOMINIOS Y TENDENCIAS

Los grupos *A* y *B* de resultados se presentan en forma sintética por medio de figuras de densidad según su repartición (figuras IV.3 y IV.4). El grupo *B* es analizado punto por punto (figura IV.5) con el fin de ilustrar la repartición de los principales tipos litológicos, y como último lugar (figura IV.6) se tienen los valores específicos sobre las variaciones entre el centro de las pillows y sus bordes y la materia interpillow (grupo C).

Las dos figuras en densidad de repartición (figuras IV.3 y IV.4) tienen una gran analogía. Las asociaciones espilíticas presentan direcciones sub - horizontales, como una transición anortita - albita llamada tendencia espilítica.

Algunas ramas inferiores, inclinadas hacia el origen de los ejes de poca densidad, se les llama grupo de orto - keratófidos: se podrían designar como de tendencia alcalino - potásica presentando un ángulo con la transición albita - ortoclasa. Se observa además que esta tendencia alcalino - potásica se desarrolla solamente a nivel de keratófido, término más alcalino de la tendencia espilítica.

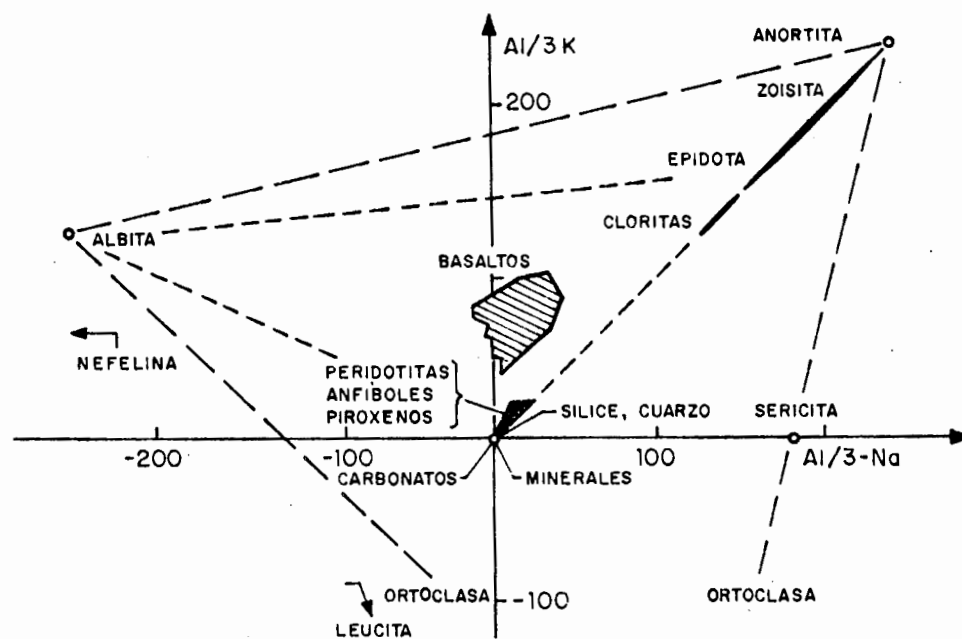


Fig. IV.2.- Diagrama Al-Na-K. Dominio de los basaltos y campos de asociaciones espiliticas.

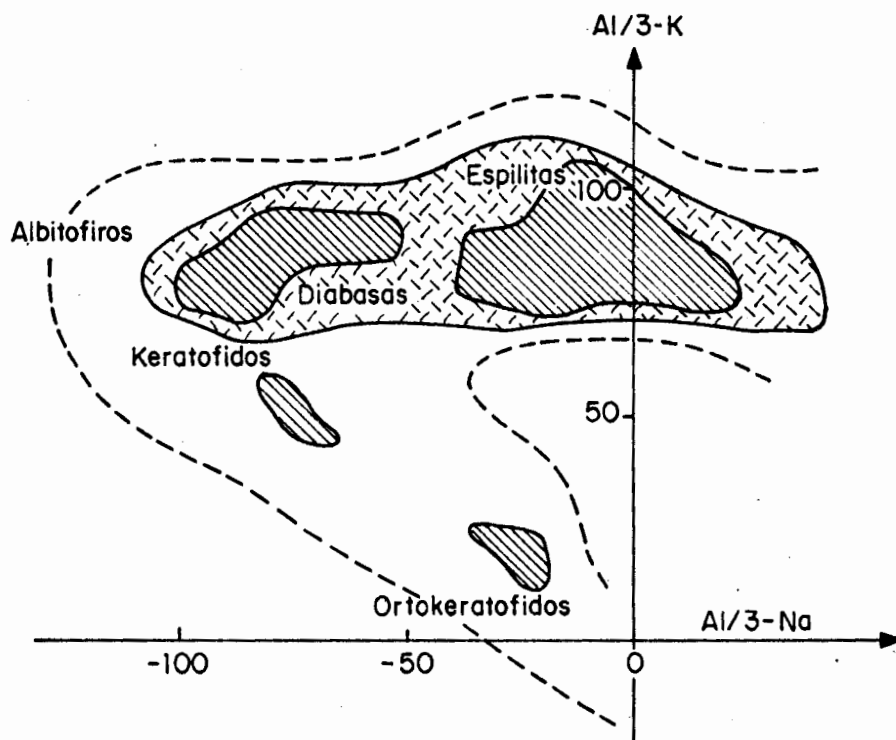


Fig. IV.3.- Diagrama Al-Na-K. Figura en densidad de repartición para el grupo de datos generales sobre las asociaciones espiliticas (grupo A. 147 análisis)

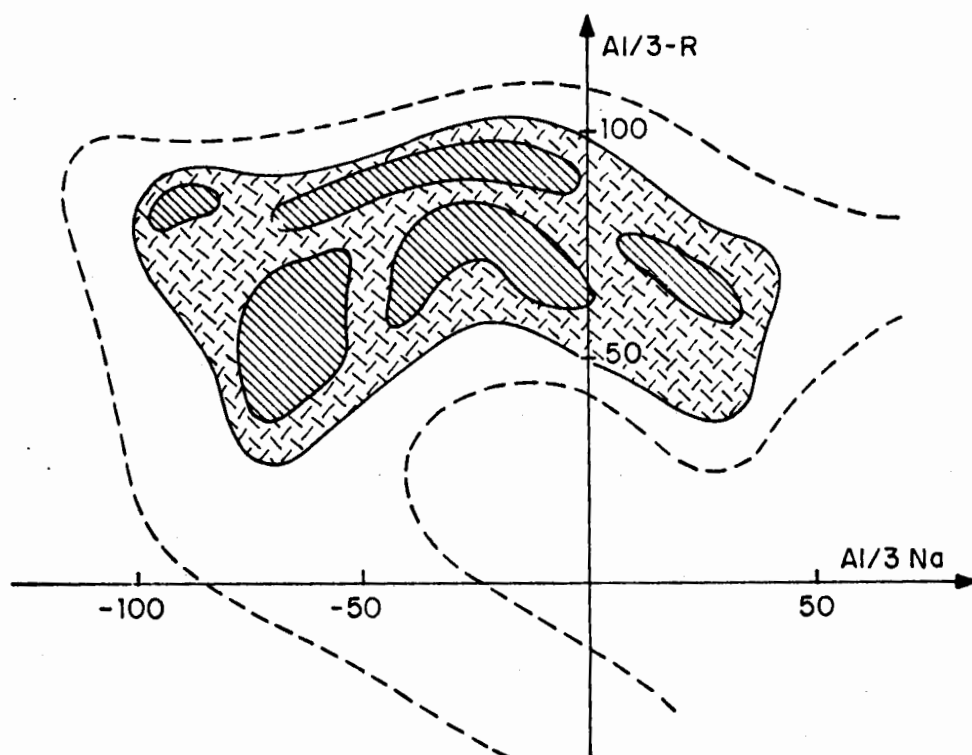


Fig. IV.4.- Diagrama Al-Na-K. Figura en densidad de repartición para las asociaciones espiliticas de vulcanismo pre-orogénico hercínico de Europa del Norte (grupo B. 179 análisis).

IV.C.5.- VARIACIONES LITOLOGICAS Y REGIONALES

La (figura IV.5) hace aparecer los diferentes tipos litológicos. Las doleritas intrusivas de los dominios espiliticos están dentro del campo de la composición basáltica o ligeramente desplazadas. Las espilitas (efusión básica espilitica), las diabasas y diabasas cuarzosas (intrusiones diabásicas) y los keratófidos se separan a lo largo de la tendencia de espilitización en tres dominios sucesivos. Las espilitas se separan del campo basáltico mediante el parametro de diferenciación $\frac{Al}{3} - Na$, cuyo valor es positivo para la mayoría de los basaltos y negativo para las espilitas. Los orto - keratófidos y keratófidos se separan claramente en las otras tendencias espiliticas.

IV.C.6.- VARIACIONES LOCALES DE LAS PILLOW-LAVAS

Los resultados sobre las variaciones químicas sistematicas a poca distancia entre el corazón y el borde del pillow (figura IV.6) muestran tendencias uniformes y predominantes, (efecto contrario, en relación a los diagramas anteriores). Aquí el campo de composición basáltica se encuentra en la parte central del tren de esta nueva tendencia, que prolonga la tendencia espilitica hacia la derecha hasta el dominio de las asociaciones minerales de la clorita, epidota, carbonatos, etc., donde el parámetro $\frac{Al}{3} - Na$ toma un valor positivo, igual o superior al de los basaltos.

IV.C.7.- RELACIONES ENTRE Si, Ca, Na y K

$$\begin{aligned} \text{DIAGRAMA } \frac{Si}{3} - (Na + K + \frac{2}{3} Ca) \\ K - (Na + Ca) \end{aligned}$$

Las relaciones de acidez y basicidad, silicificación y carbonatación son poco evidentes en el diagrama $\frac{Al}{3} - K$; $\frac{Al}{3} - Na$ ya que el objetivo principal de éste es el de evidenciar la transición albita - ortoclasa. Este segundo diagrama, un poco más complejo en su estructura, va a permitir estudiar las relaciones entre los componentes de la figura IV.7. Las plagioclasas tienen un punto figurativo único: la transición albita - anortita corresponde a un vector perpendicular al plano de la figura y no tiene ninguna influencia, sólo en tercera dimensión, cuando se considera en altimetría el tercer parámetro ($K - Na$). Por el contrario el cuarzo, o la sílice y la calcita son los dos extremos opuestos de un segmento que pasa por el punto figurativo de las plagioclasas. La silicificación y la carbonatación se podrán manifestar sin la interferencia de la tendencia espilitica ya discutida.

La clorita y ortoclasa van a jugar un papel poco importante, debido a la posición que ocupan en relación al eje cuarzo - plagioclasa - calcita.

IV.C.8.- ESPILITAS Y BASALTOS

Si se considera la posición de los basaltos comunes en el diagrama, se constata que se encuentran como en el diagrama Al, K, Na , en el interior del campo limitado por los minerales de la asociación espilitica ocupando un pequeño espacio: la similitud global entre basaltos y espilitas no puede excluirse a priori.

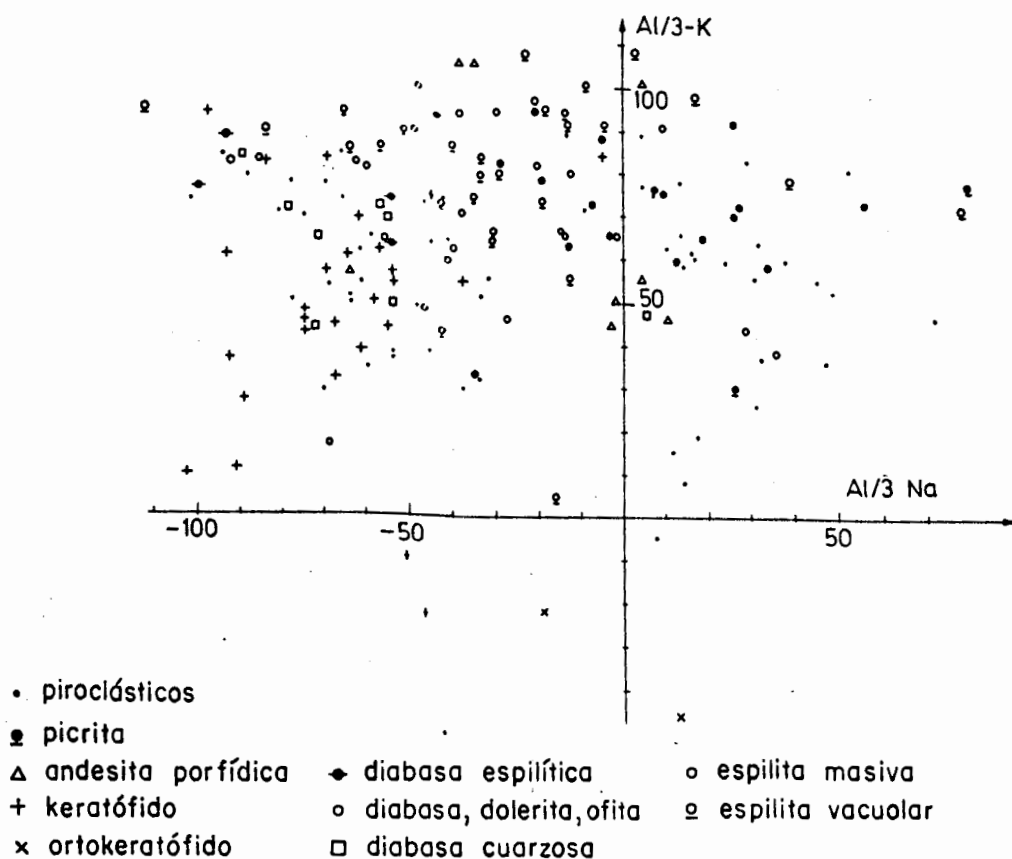


Fig. IV.5.- Diagrama Al-Na-K. Tipos litológicos de vulcanismo pre-orogénico hercínico de Europa del Norte.

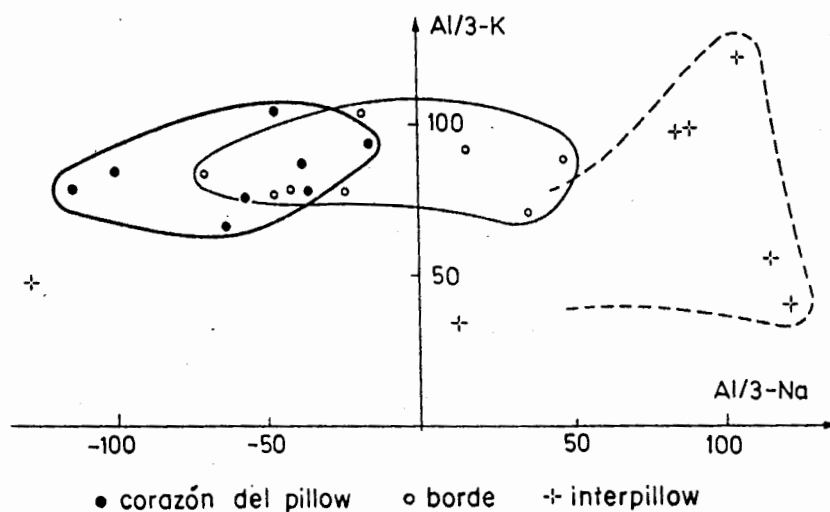


Fig. IV.6.- Diagrama Al-Na-K. Variaciones locales debido a los efectos de muestreo dentro de las pillow-lavas (grupo C. 24 análisis).

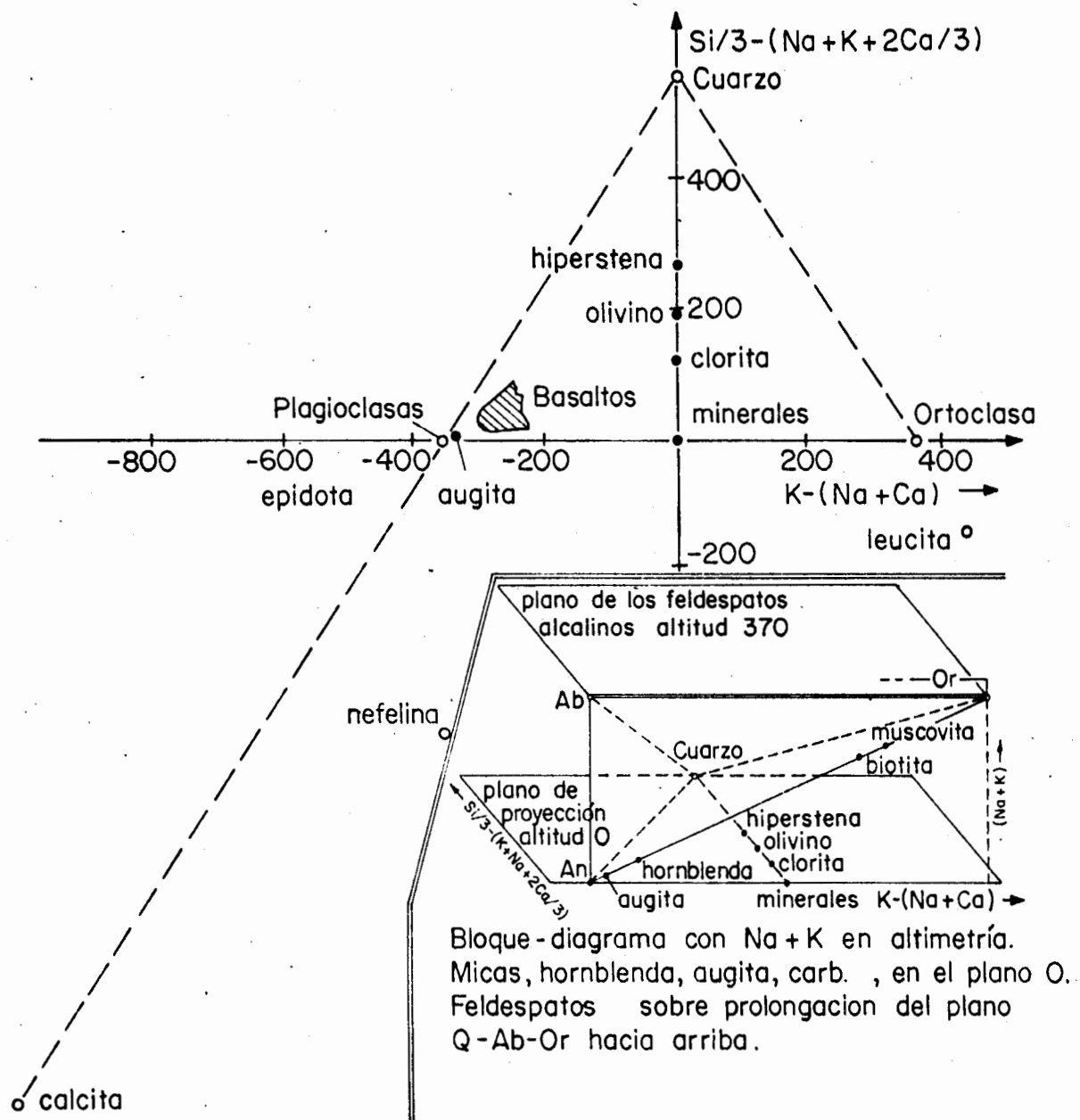


Fig. IV.7.- Diagrama cuarzo, plagioclase, ortoclase.

IV.C.9.- PRESENTACION GRAFICA DE LA ASOCIACION ESPILITICA: DOMINIOS Y TENDENCIAS

Con el auxilio del diagrama $\frac{Si}{3} - (K - Na + \frac{2Ca}{3}) : K - (Na + Ca)$ se trataron sucesivamente los datos del grupo A, B, y C (figuras IV.8, IV.9, IV.10).

En las figuras de densidades de repartición, las asociaciones espiliticas muestran una distribución centrada en el dominio de los basaltos comunes. (figura IV.8 y compárese con figura IV.7). Lo anterior no debe sorprendernos, si se sigue la transición albita - anortita, principal manifestación de la tendencia espilitica que se observa sólo en la tercera dimensión del diagrama. El estrechamiento de la asociación espilitica hacia la parte baja del diagrama en el dominio de las ordenadas negativas, se explica por el desarrollo de la epidota y calcita. Sin embargo el ensanchamiento en el sentido inverso es complejo de interpretar. Posiblemente el desarrollo de clorita dirija esta tendencia.

IV.C.10.- VARIACIONES LITOLOGICAS Y ASOCIACIONES REGIONALES; EVIDENCIA DE DOS TIPOS DISTINTOS EN EL MAGMATISMO INICIAL DEL TIPO HERCINIANO DE EUROPA

El examen de la figura IV.11 reagrupa los resultados por facies y por regiones. El conjunto de diabasas y doleritas, independientemente de su origen, se agrupa bien en el dominio de los basaltos y a lo largo de un eje que parte de los basaltos hacia el olivino o la clorita (cumulatus picrítico o alteración cloritica). Por el contrario, los términos más característicos de las asociaciones espiliticas se reparten en dos ramas divergentes en relación a este eje lo cual es debido a su localización regional al momento del muestreo.

Región de Schirmeck. Las diabasas cuarzosas, los keratófidos y las tobas son predominantes, mientras que las espilitas son subordinadas. Entre todas las muestras analizadas sólo una se puede llamar espilita marina y se encuentra en la parte inferior del eje precedentemente analizado para las diabasas y doleritas. Salvo esta excepcion, las espilitas, diabasas cuarzosas y keratófidos se disponen regularmente a lo largo de una rama que parte del dominio de los basaltos hacia la parte superior en dirección del punto figurativo del cuarzo.

Region de Lahn - Dill: La situación es inversa, las espilitas y los keratófidos traquíticos que se le asocian se disponen a lo largo de una rama curva que parte del dominio de los basaltos en dirección a la zona de minerales potásicos. Las espilitas vacuolares se dispersan mucho: el agrupamiento principal se prolonga en sentido inverso de la ordenada negativa y los puntos figurativos de la epidota y calcita.

Región de De Cornouailles, Devonshire: Las espilitas masivas y las vacuolares predominantes en esa región tienen la misma disposición que los de Lahn Dill.

En resumen, se constata la presencia de dos tipos de asociaciones distintas:

- a) El tipo Schirmeck: tipo que evoluciona por silicificación, sin carbonatación, donde se observa la influencia sobre el magmatismo inicial de un zócalo siálico espeso.

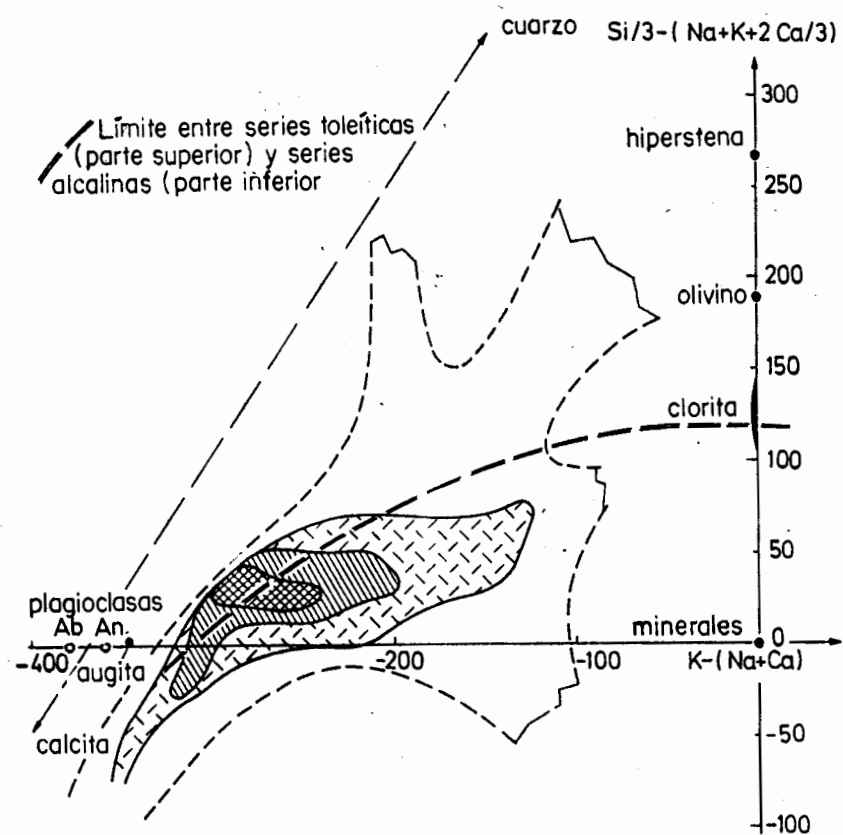


Fig. IV.8.- Diagrama Si-K-Na-Ca. Figura en densidad de repartición para el grupo de datos generales sobre las asociaciones espiliticas (grupo A, 147 análisis).

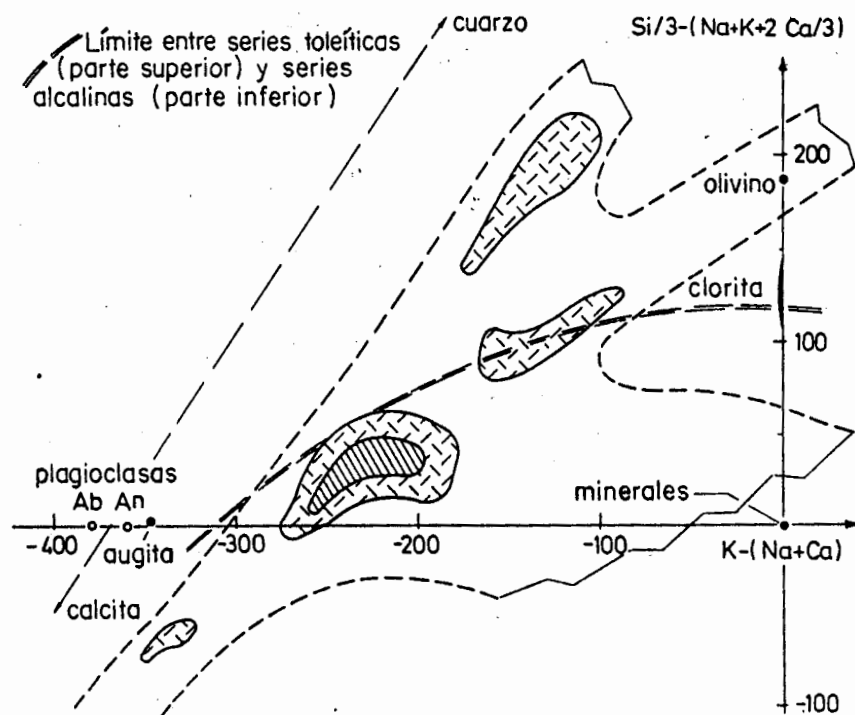


Fig. IV.9.- Diagrama Si-K-Na-Ca. Figura en densidad de repartición para las asociaciones espiliticas de vulcanismo pre-orogénico hercínico de Europa del Norte (grupo B, 173 análisis).

- b) El tipo Lahn Dill: En este tipo, las formaciones efusivas básicas tienen una fuerte carbonatación (espilitas y amígdalas de calcita). Los keratófidos no presentan ninguna traza de silicificación pero sí de alcalis (Na - K) que le dan un caracter traquítico. En cuanto a las rocas intrusivas básicas muestran términos picríticos y más generalmente una tendencia ultrabásica ausente en el tipo Schirmeck.

IV.C.11.- VARIACIONES LOCALES Y EFECTOS DE MUESTREO EN LAS PILLOW LAVAS

A partir del corazón hacia el exterior de una pillow - lava se observan variaciones importantes. Este hecho se muestra en la figura IV.10, aunque de manera menos uniforme ya se había mostrado en la figura IV.6.

Los corazones del pillow se agrupan muy bien en el límite inferior de la zona de los basaltos. Las diferencias en relación a las rocas basálticas sólo se pueden ver en la tercera dimensión.

El borde del pillow y el material interpillow se aleja del dominio de los basaltos comunes y en la mayoría de los casos en dirección de la clorita pero a veces en dirección de la epidota y calcita.

IV.C.12.- LOS RESULTADOS QUIMICOS Y LA INTERPRETACION DE LAS SERIES ESPILITICAS

Composición Espilitica y composición basáltica.

Los basaltos por regla general son rocas poco diferenciadas, de tal manera que es posible definir con mucha precisión una composición basáltica. Esto no sucede con las espilitas que presentan diferenciaciones hasta la escala de pillow y espilita - keratófidos donde aparecen términos ácidos.

Se trata de comparar las espilitas y los basaltos desde el punto de vista de la composición química para determinar si existen convergencias. Las diferencias químicas netas (Ca, Na, H_2O , CO_2) entre basaltos y espilitas no son claras como se ha visto en los diagramas puesto que los basaltos se sitúan en el dominio espilitico (variedad petrográfica) y sus variantes. Las observaciones hechas en los diagramas son complementarias y se explican bien por una sustitución de Na por Ca, provocando un desplazamiento hacia los valores negativos del parámetro $\frac{Al}{3} - Na$ (diagrama Al, Na, K), y de convergencia para los parámetros donde se tiene la suma Na - Ca (diagrama Si, K, Na, Ca). Debe tomarse en cuenta que la acción de los fluidos y la diversificación de las asociaciones minerales en las lavas espiliticas (albitización, carbonatación, cloritización, etc.) pueden complicar su estudio.

Desplazamiento de Ca, Na, Si e Invariancia del Al en las Espilitas.

Se ha visto en los diagramas Si, K, Na y Ca (figuras IV.7 a IV.10) que las espilitas masivas, los centros de pillows y las pillow - lavas en su conjunto se sitúan en el dominio de los basaltos

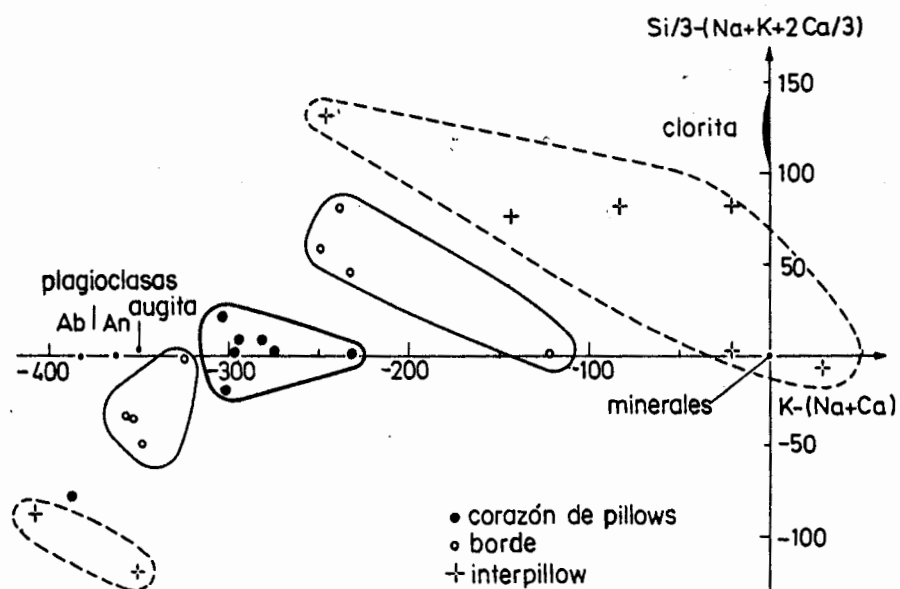


Fig. IV.10.- Diagrama Si-K-Na-Ca. Variaciones locales y efecto de preparación de muestras dentro de las pillow-lavas (grupo C. 24 análisis).

comunes, lo que podría considerar como invariantes en la espilitización, al menos en una primera aproximación, a los parámetros $\frac{Si}{3} - (K + Na - 2Ca)$ y $K - (Na + Ca)$. Por su parte, el potasio es bajo y como no juega un papel muy importante en la espilitización se puede estudiar el sistema en base al $(Na + Ca)$ y $(Si + Ca)$ que son las variantes más sensibles. Se observa que la disminución de Ca en el transcurso de la espilitización es muy importante, de tal manera que las variaciones de $(Ca + Na)$ o de $(Si + Ca)$ deben ser notorias.

Por otro lado, si se analiza la evolución del parámetro $\frac{Al}{3} - K$ o más directamente, a partir del análisis químico, se puede notar que el Al es invariante.

La espilitización, concebida como un sistema cerrado se explica por los fenómenos de sustitución atómica de ciertos elementos por otros. Así el Na sustituye al Ca sin que varíe la composición global de la roca; de la misma manera el Si sustituye al Ca sin que cambien las proporciones totales $(Na + Ca)$ o $(Si + Ca)$. De esta manera, el enriquecimiento relativo en Si y Na generan una evolución de las plagioclasas en el sentido de anortita hacia la albita. Es por ello, que los movimientos del Si y el Na , en especial del primero, son los que controlan el grado de espilitización.

Por otra parte, el comportamiento del Ca debe ser de polaridad inversa con respecto a la del Na y Si . Es decir, la espilitización debe seguir una de dos rutas: la vía del sílice - sodio o la vía del calcio (carbonatación). En otras palabras, si el sistema se enriquece en sílice se empobrece en calcio y viceversa (véase Fig. IV.11).

A partir de la figura IV.11 es notorio que las relaciones $(Si + Ca)$ y $(Ca + Na)$ son bajas para la zona de las cloritas y altas para las de carbonatos respectivamente. Por su parte el aluminio se comporta en forma contraria.

El ejemplo de la figura IV.11 relativo a las pinow - lavas muestran muy bien cómo estas diferenciaciones pueden manifestarse unas a otras jugando el papel de compensador entre los elementos: sin embargo en los dos casos el Si y Na se liberan migrando a partir de las zonas cloritizadas o carbonatadas hacia la zona de albitización. Son entonces los intercambios al interior de la masa rocosa los que contribuyen a una caracterización química, atribuida normalmente a influencias exteriores.

IV.C.13.- LAS ESPILITAS Y SU ASOCIACION CON LAS SERIES TOLEITICAS O ALCALINAS.

Se piensa que las espilitas están relacionadas ya sea a las toleitas o a los basaltos alcalinos debido al comportamiento del sílice.

Como se ha visto, la invariancia del Si al momento de la expulsión del Ca (evidente en el diagrama de la figura IV.8) se traduce por un desplazamiento general de las espilitas hacia el dominio de los basaltos comunes. El parámetro $\frac{Si}{3} - (K + Na - 2Ca)$ se puede escribir como $\frac{Si}{3} + \frac{Ca}{3} - K - (Na + Ca)$ el cual variara en función del $\frac{Ca}{3}$ si se acepta la hipótesis de que el Si y $(Na + Ca)$ son invariantes.

Si se consideran las espilitas en su conjunto, se observa que se disponen en dominios mixtos, tanto de carácter alcalino como toleítico dependiendo de la región. Las diferencias son análogas a las de los basaltos oceánicos y continentales.

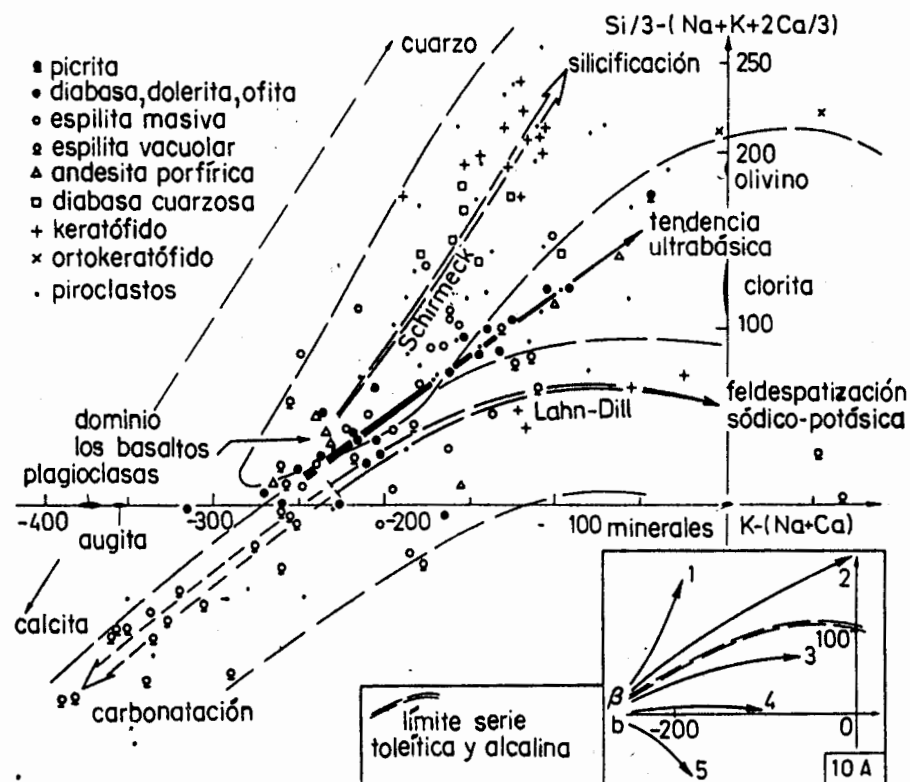


Fig. IV.11.- Diagrama Si-K-Na-Ca. Tipos litológicos de vulcanismo pre-orogénico hercínico de Europa del Norte. Distinción de dos tipos de tobas (tipo Schirmeck y tipo Lahn-Dill) en relación con la Paleogeografía. La figura 10 A muestra esquemáticamente la disposición dentro de los diagramas de las series igneas clásicas: β, basaltos; b, basanitas; 1, dacitas; 2, riolitas; 3, traquitas auríferas; 4, traquitas; 5, fonolitas.

IV.D.- DIAGRAMAS ADAPTADOS AL ESTUDIO DE LOS KERATOFIDOS

Las asociaciones minerales características de los keratófidos son diferentes a las de las rocas volcánicas calco - alcalinas; una de las diferencias fundamentales es que la albita en los keratófidos sustituye a las plagioclasas no importando el carácter básico de la roca.

Para una caracterización química se deben usar diagramas que resalten las diferencias en el comportamiento de Na, K, Si y Ca.

El diagrama de la figura IV.12. construido a partir de la figura IV.1. muestra una separación de las asociaciones espiliticas y keratófidas de las otras series volcánicas que difieren por su riqueza en Na y bajo K y Al.

Si se compara la posición de los análisis con respecto a la tendencia espilitica del diagrama de la figura IV.1. se observa una concordancia entre la distribución de los keratófidos y la tendencia teórica indicada por *De la Roche* en la figura IV.12. Sin embargo, existe un desplazamiento ligero hacia la variable $\frac{Al}{3} - K$ en relación al dominio de referencia, los keratófidos del *Senegal*, dirigiendolos hacia el polo de la albita.

Por el contrario, un grupo de muestras se distingue del campo principal desplazándose hacia el sureste en dirección de la composición traquítica (traquitas de *Lahn - Dill*).

En la figura IV.13. construida a partir del diagrama IV.7, se han agrupado de 1 a 4 las rocas calco - alcalinas y con el número 5 la zona de referencia de *De la Roche* (que se verán más adelante). El interés general de este diagrama es que en el sector anortita - albita se permite diferenciar las rocas albiticas de las otras rocas volcánicas. Si se observa la repartición de los keratófidos en el plano de la figura IV.13. se tiene:

- Una separación entre los keratófidos y las rocas calco - alcalinas.
- Varios grupos de muestras que se caracterizan en función de su riqueza en sílice no feldespaticizable o en potasio; estos grupos se componen de:
 - a) Las muestras que provienen del *Senegal*, situadas fuera del dominio basáltico o andesítico.
 - b) Un conjunto denso de rocas ricas en sílice no feldespaticizable separado hacia el norte del diagrama corresponde a las tendencias de silicificación señaladas al descubrir las espilitas (tipo *Schirmeck*).
 - c) Algunas rocas del tipo keratófido traquítico distinguido en la figura anterior (tipo *Lahn-Dill*).
 - d) Ortokeratófidos, a la vez ricos en K_2O y en SiO_2 (al NE de la gráfica).

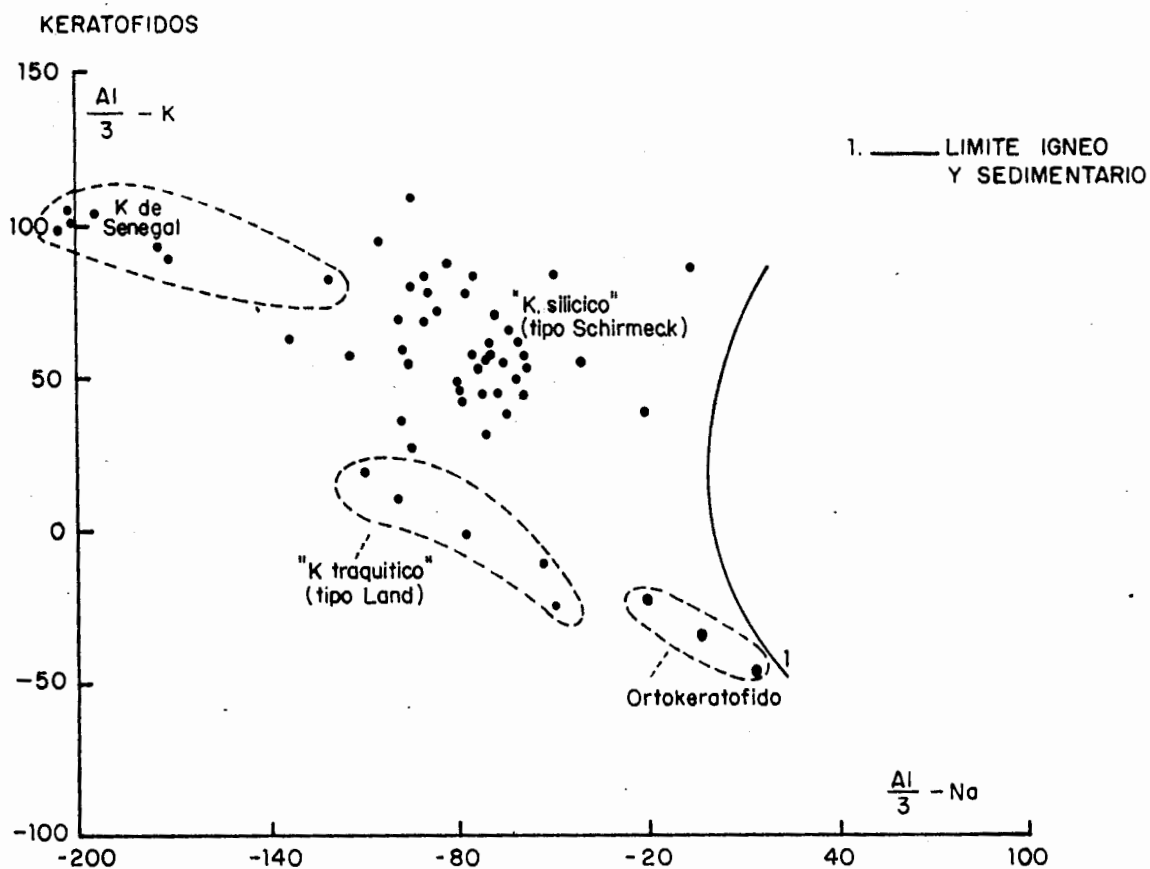


Fig. IV.12.- Diagrama Na-K Al que muestra la posición de los keratófidos.

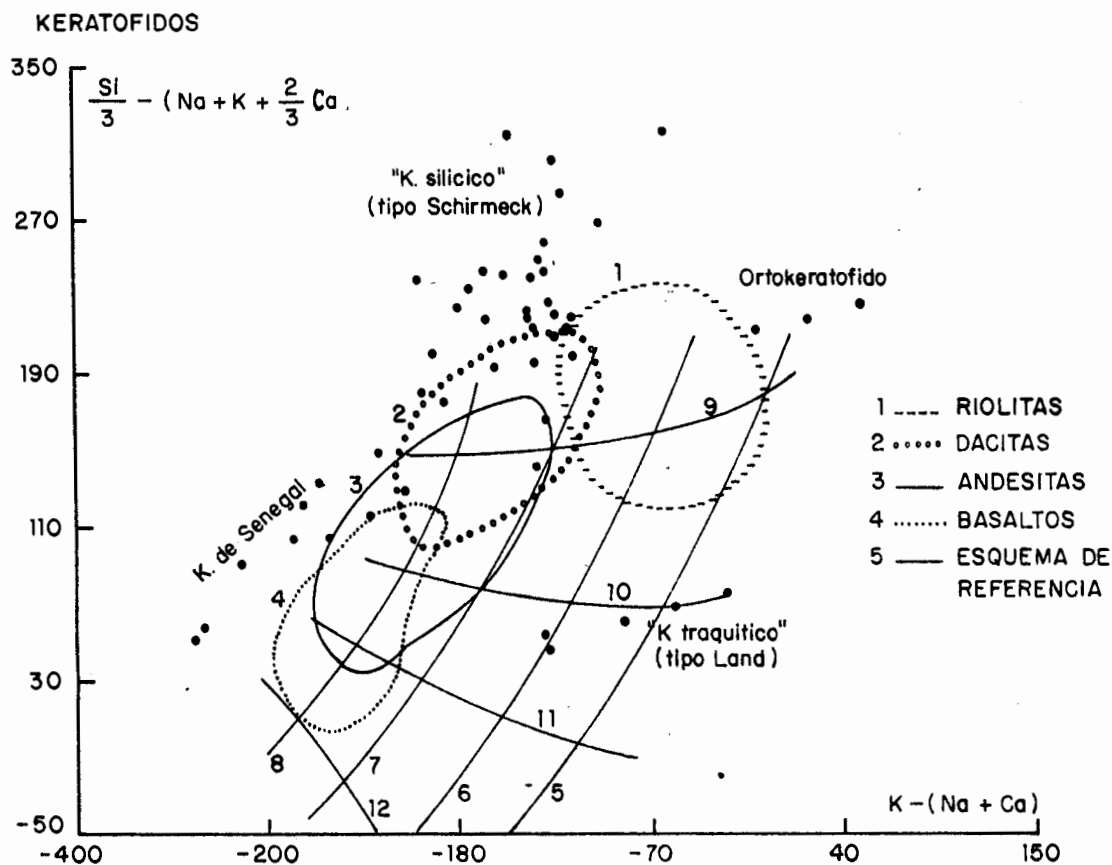


Fig. IV.13.- Diagrama de De La Roche $\frac{Si}{3} - (Na + K + \frac{2}{3} Ca)$ vs. $K - (Na + Ca)$ en el que se muestran algunas series de referencia (riolitas - basaltos) y la ubicación de keratófidos y ortokeratófidos.

IV.D.1.- DIAGRAMA: $SiO_2 : Na_2O + K_2O$ (Fig. IV.14).

$$X = SiO_2$$

$$Y = Na_2O + K_2O$$

En este diagrama, las líneas 1 y 2 son los límites y los dominios alcalinos "alta aluminosidad" y "alta aluminosidad" toleíticos de *Kuno*; si bien no constituye un buen medio de distinción de los keratófidos, es importante para correlacionar los valores globales en álcalis ($Na + K$) con referencia a las particularidades de los diferentes grupos reconocidos precedentemente:

- Las rocas del grupo *Senegal*, que se distinguen en el sistema $Al - Na - K$ por su riqueza en Na y deficiencia en K , tienen un valor global en álcalis elevado, $\approx 9\%$.
- Los keratófidos traquíticos, están concentrados por su valor deficiente en SiO_2 en una zona que corresponde al valor más alto en álcalis ($> 10\%$).
- Los ortokeratófidos y los keratófidos silíceos (alto valor en silice) se sitúan próximos a la curva de separación del dominio alcalino - "alta-aluminosidad".

IV.D.2.- DIAGRAMA: $Qz - Ab - Or$ (normativos) (Fig. IV.15).

En este diagrama se tienen de nuevo las variaciones observadas a propósito de estos elementos. Si , Na y K se comportan aquí en forma clara y conjunta ocupando campos específicos dentro del triángulo $Qz - Ab - Or$. Así, los keratófidos de *Senegal* convergen al polo albitico, los silíceos hacia el polo Qz y el potásico (ortokeratófido y keratófido traquítico) con tendencia al polo Or .

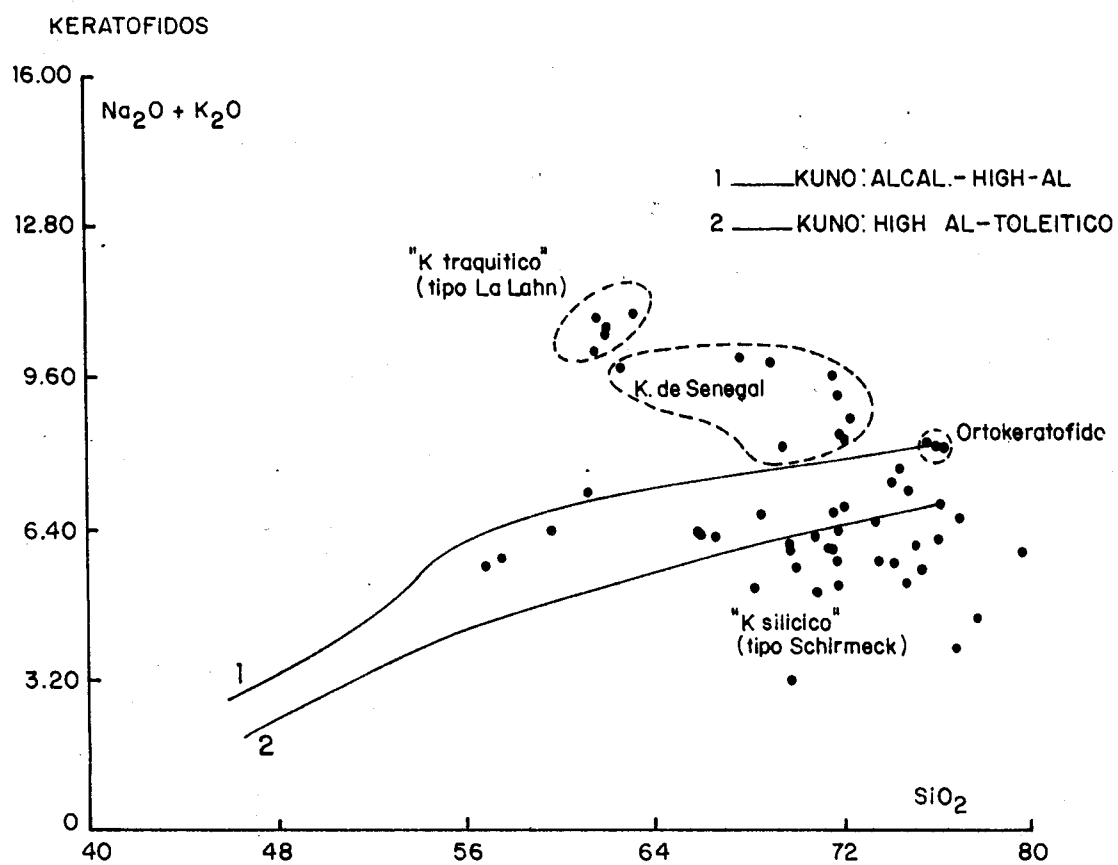


Fig. IV.14.- Diagrama álcalis - sílice de Kuno.

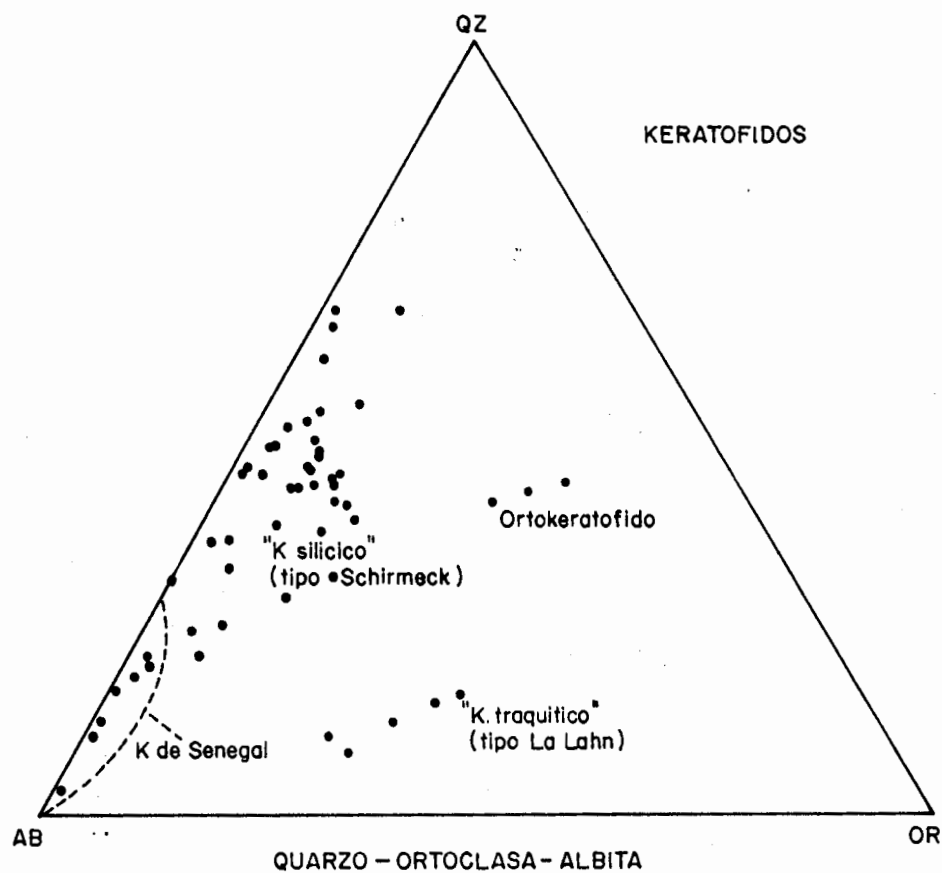


Fig. IV.15.- Diagrama normativo de cuarzo (Qz) - Ab (albita) - Or (ortoclasa).

CAPITULO V

GEOQUIMICA Y DIAGRAMAS ADAPTADOS AL ESTUDIO DE ROCAS VOLCANICAS Y METAMORFICAS (NO ESPILITICAS)

V.A.- CLASIFICACION QUIMICA DE ROCAS BASALTICAS A PARTIR DEL TETRAEDRO DE YODER Y TILLEY.

(Por: *De la Roche y Leterrier, 1978, C.R.A.S.P., T 276, Serie D, 3115-3118.*)

En forma habitual uno se refiere al Tetraedro de Yoder y Tilley (Fig. V.1a) para distinguir los basaltos alcalinos de olivino (hacia el polo de la nefelina), de los basaltos toleíticos (hacia el polo del cuarzo) basándose en la ubicación de una muestra con respecto al plano crítico definido por los componentes clinopiroxeno, olivino y plagioclasa. De esta manera es posible clasificar a las rocas basálticas ya sea según la naturaleza y minerales manifestados, o bien según su composición química a partir de la cual se obtiene una composición mineralógica virtual por medio de una norma (C.I.P.W. o catanorma de Barth - Wiggli). Se tienen grandes dificultades cuando hay desacuerdos y desarmonías entre los minerales observados y la composición virtual, lo que hace dudar en el significado real de las normas clásicas.

Recuérdese que una norma es un modelo estándar de cristalización gracias al cual se restringen los grados de libertad de un sistema numérico, teniendo más constituyentes independientes que variables medidas. Pero en realidad, y tomando en cuenta la complejidad de los efectos geológicos, la cristalización fraccionada puede separarse sensiblemente de los modelos normativos; o bien, durante el transcurso de una cristalización, conforme a estos modelos, la composición se puede modificar por contaminación, metasomatismo, oxidación, o por cualquier forma de alteración. En cada caso, se tienen desarmonías entre los minerales observados y la norma calculada. La precisión cuantitativa de la norma deforma a veces la realidad.

Paralelamente a las normas, se tiene la necesidad de expresar los resultados químicos de tal manera que se adapten a una interpretación más flexible, tomando en cuenta los diferentes modelos de cristalización y de transformación por lo cual se presenta un diagrama químico que permita la proyección simple y significativa del tetraedro mineralógico de Yoder-Tilley.

Para obtener en proyección plana una separación de los dos campos principales del tetraedro, hay que proyectarse paralelamente a un plano crítico, de tal manera que el clinopiroxeno,

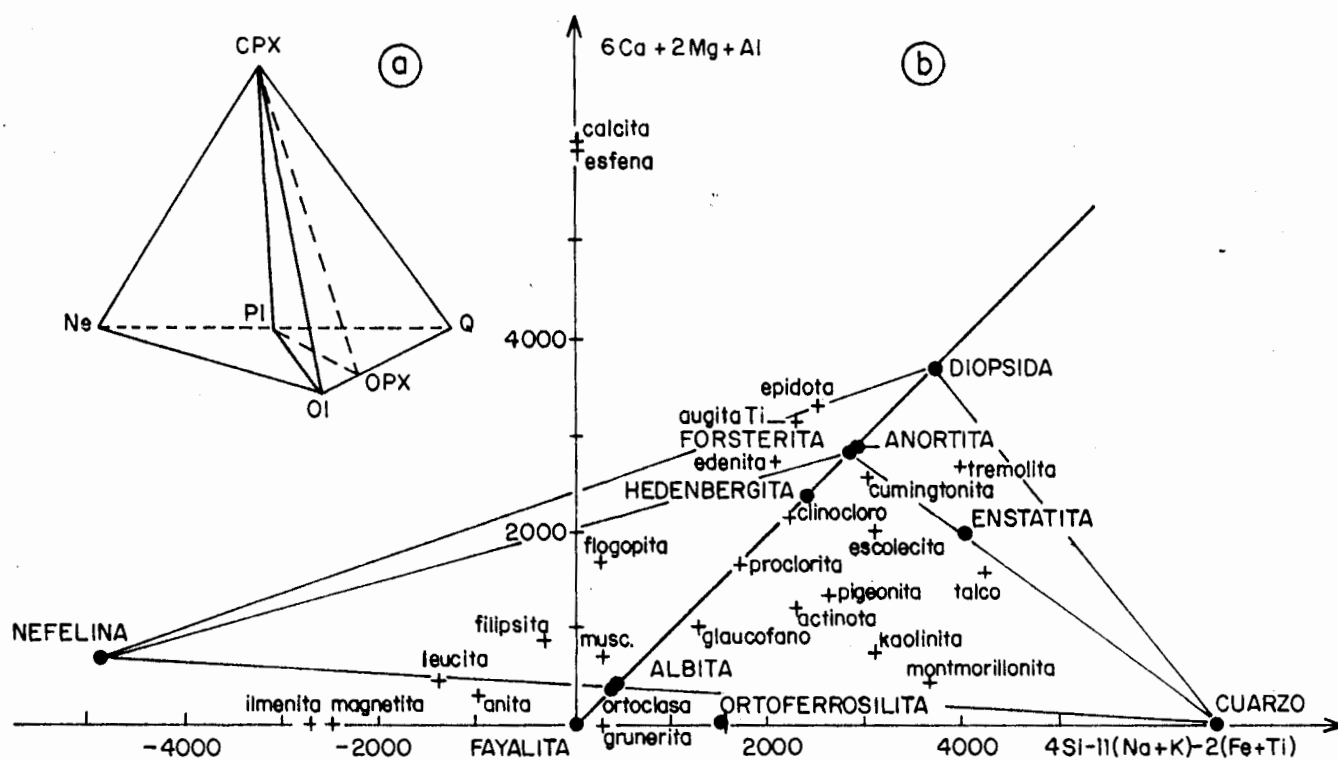


Fig. V.1.- Tetraedro de Yoder y Tilley (a) y su transposición a un diagrama químico (b) cuya bisectriz es equivalente al plano crítico del tetraedro.

olivino y plagioclasas se alinien sobre una recta crítica, y sobre otra el cuarzo y la nefelina. Este alineamiento supone la existencia de un parámetro químico, como una especie de función discriminante que toma un valor nulo para cada una de las fases mineralógicas que se encuentran en el plano crítico:

Forsterita, fayalita ... $(Mg, Fe)_2SiO_4$

Diópsida, hedembergita ... $Ca(Mg, Fe)Si_2O_4$

Anortita, albita ... $CaAl_2Si_2O_8$ y $(Na, K)AlSi_3O_8$

La función discriminante F se deduce de las fórmulas enunciadas y se tiene que:

$$F = 4Si - Al - 2(Mg, Fe) - 6Ca - 11(Na, K)$$

La recta crítica, que es una proyección del plano crítico, se define para un valor nulo de F , lo que permite manifestar una igualdad entre dos términos, de tal manera que dicha recta sea la bisectriz de los ejes de un diagrama de dos parámetros (Fig. V.1b).

La partición de F en dos términos iguales permite que se pueda escoger entre un número muy grande de grupos, donde cada uno de ellos corresponde a una repartición particular de minerales del plano crítico sobre la bisectriz del diagrama. Se puede a voluntad y según los objetivos fijados, agrupar los feldespatos en un sólo punto o separar la anortita de los feldespatos alcalinos, e igualmente se pueden separar o agrupar las especies ferríferas y magnésíferas.

Para ilustrar los contrastes entre las series de diferenciación asociadas a las diferentes clases de basaltos se han escogido como grupos a los minerales magnesianos con la anortita, y a los minerales ferríferos con los feldespatos alcalinos. Para este caso se establece la relación:

$$6Ca + 2Mg - Al = 4Si - 11(Na, K) - 2(Fe, Ti)$$

Se observa sobre la figura V.1b la repartición correspondiente a las fases minerales: Por un lado los silicatos con los cuales se elaboró el tetraedro de *Yoder - Tilley*, y por otro, una serie de minerales (fosfatos, carbonatos, silicatos e hidróxidos) que siempre han jugado un papel más o menos importante en la composición global de las rocas.

Obsérvese que ni los fosfatos ni los carbonatos pueden tocar la recta crítica, a menos que se tengan que hacer correcciones arbitrarias (que dejan mucho a crítica) sobre el Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti , P y C . Todas estas fases anexas se disponen a la izquierda de la recta crítica con valores negativos de la función discriminante dirigiéndose hacia el campo de los basaltos alcalinos; algunos fenómenos como la kiralitización, carbonatación, o serpentización podrán atravesar la línea crítica e interpretarse como basaltos andesíticos con tendencia toleítica debido a lo riguroso de los modelos normativos.

En la figura V.2 se reportan algunas composiciones tipo y las tendencias de las principales series de diferenciación.

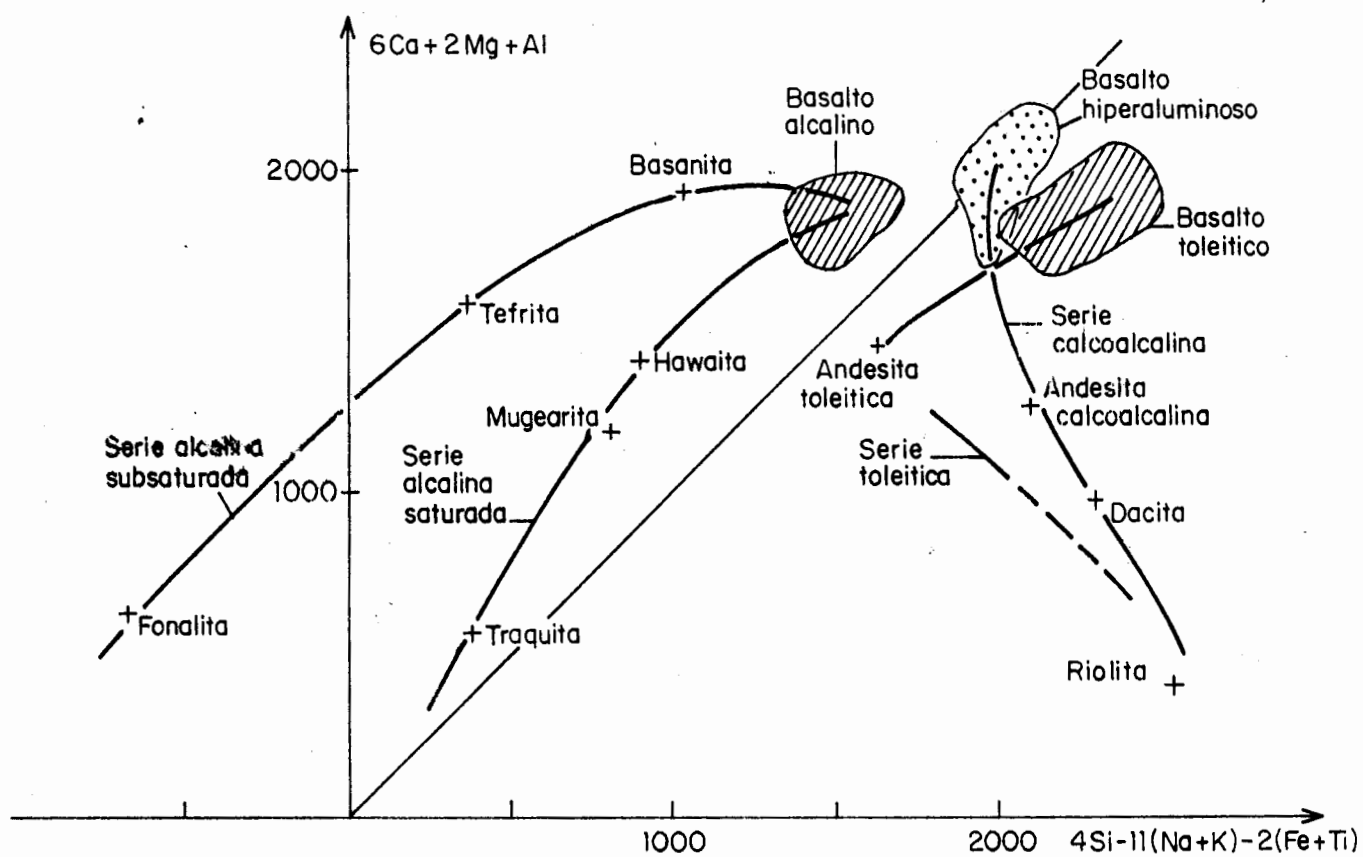


Fig. V.2.- Tipos de basaltos y líneas de diferenciación en el diagrama propuesto en la Fig. V.1.

V.B.- TIPOLOGIA DE LAS ROCAS BASALTICAS

(Por: J. Laterrier y H. De la Roche, 1972. C.R.A.C.P.)

Considerando la complejidad de los magmas basálticos es muy difícil tener una tipología química que sea a la vez simple y significativa en cuanto al origen y estado de diferenciación de estas rocas. Se ha comprobado que la mayoría de los criterios químicos utilizados en el estudio de series fuertemente diferenciadas pierden su poder discriminatorio cuando se les aplica en sistemas poco evolucionados como los basaltos. Por lo tanto, se han investigado criterios relacionados más con el origen de estos magmas que con los procesos de diferenciación asociados.

Laterrier y De la Roche proponen en este sentido un diagrama químico de modelos mineralógicos de formación y evolución de los basaltos que sustituye en un contexto más general a los de diferenciación magmática de rocas ígneas.

A partir del tetraedro clásico de la petrología, ideado por *Yoder y Tilley* en el que los vértices están definidos por *Ne*, *Cpx*, *Ol* y *Q* normativos se obtiene mediante una transposición el tetraedro *Q*, *Or*, *Ab*, *An* el cual adquiere nuevas propiedades al contener a plagioclasas, feldespatos y cuarzo como elementos discriminadores, además de los feldespatoides que se ubican a lo largo de la proyección de una de sus aristas (Fig. V.3).

Una de las ventajas del tetraedro *Q*, *Or*, *Ab*, *An* es que contiene un plano *X.Y* en el que las variables cumplen con las funciones:

$$X = K - \frac{Na}{2} - Ca$$
$$Y = \frac{Si}{3} - K - 3\frac{Na}{2} - \frac{Ca}{3}$$

donde los elementos están expresados en milicaciones por 100 gr de roca.

Los principales constituyentes analíticos del tetraedro mencionado son: Un eje *X* que forma una línea recta desde *An₆₀* hasta la ortoclasa; un eje *Y* perpendicular al anterior que corta el vértice del cuarzo. Los feldespatoides se sitúan en la cara *Q*, *Ab*, *Or* del tetraedro, precisamente en la prolongación de la arista *Q*, *Ab*. Por su parte, los clinopiroxenos, muy próximos a la *An* en el diagrama, se separan claramente del olivino (*Ol*) y el ortopiroxeno (*Opx*) los cuales se ubican a su vez en la porción central del tetraedro. Los demás minerales (*M*) se han asignado al origen del sistema coordinado puesto que no contienen *Ab*, *An* ni *Or*. En forma análoga al tetraedro de *Yoder y Tilley* en el que existe un plano crítico *Ol-Cpx-Ab* muy útil en la distinción entre basaltos toleíticos y alcalinos, se ha trazado una recta crítica desde la *An₆₀* hasta el olivino. Esta recta tiene una significancia genética ya que define claramente dominios basálticos arriba y abajo de dicha recta, que se analizarán posteriormente.

Tomando como plano de proyección el definido por los ejes *X*, *Y* sobre el que se proyectan los elementos del tetraedro modificado, se tiene un diagrama químico - mineralógico cuya utilidad reside en que contiene la tipología mineralógica de los principales constituyentes de los basaltos junto con las líneas de evolución magmática de dichas rocas, extendibles a las demás rocas ígneas en general. Un inconveniente del diagrama es que crea indeterminaciones en algunos casos por

la proximidad gráfica de los *Cpx* y la *An*, así como por la ubicación central del *Ol* y *Opx*. Estas dificultades se resuelven fácilmente introduciendo al diagrama algunos elementos más discriminantes como son el *Fe* y el *Ti* que tienen un comportamiento distinto en cada serie de evolución magmática.

V.C.- ELEMENTOS DE UNA TIPOLOGIA QUIMICA

- Contrastes entre basaltos alcalinos y subalcalinos

En la figura V.3 los basaltos ocupan dominios elipsoidales situados arriba y abajo de la recta crítica *An*₆₀ - *Ol*.

Los basaltos subalcalinos se ubican arriba de la recta, adquiriendo una distribución elíptica cuyo semieje mayor es sensiblemente paralelo a la línea crítica. Aparece también un dominio anexo (*J*) de la serie pigeonítica del Japón. A partir del dominio central se desprenden tres líneas de diferenciación que conducen a las series calcoalcalina, toleítica y latítica. La línea de diferenciación que va hacia las andesitas toleíticas (*α_t*) atraviesa la recta crítica antes de subir hacia las dacitas (*D*) y las riolitas (*ρ*). Existe entonces al nivel de las andesitas un riesgo de intersección con el campo de los basaltos alcalinos. Este posible traslape se evita utilizando el diagrama V.4.

Los basaltos alcalinos se ubican abajo de la recta crítica en un campo elipsoidal cuyo semieje mayor es perpendicular a ésta. A partir del elipsoide de basaltos alcalinos primarios se desprenden dos líneas de diferenciación, una saturada (mayor contenido de sílice) que sigue la trayectoria mugearita (*M*) - traquita (*t*), y otra subsaturada en dirección basanita (*B*) - fonolita (*φ*) afectada fuertemente por la posición de los feldespatoides (*Ne*).

El diagrama V.4 ha sido diseñado siguiendo la misma filosofía del anterior con la diferencia que en el eje *Y* se ha introducido el efecto del *Fe* - *Ti* el cual tiene una participación importante en la evolución de rocas toleíticas. Este diagrama también tiene una recta crítica que separa las rocas alcalinas (a la izquierda) de las subalcalinas. A diferencia del anterior, las líneas de evolución magmática de este diagrama muestran mayor independencia entre sí.

- Continuidad entre basaltos toleíticos e hiperaluminosos

Si observamos la distribución de los basaltos toleíticos e hiperaluminosos en los diagramas V.3 y V.4 se verá que ocupan un mismo campo elipsoidal en cuyos polos se ubican las mayores frecuencias de tales rocas. De esta manera la tendencia hiperaluminosa se prolonga en dirección de las plagioclasas (abajo) mientras que la toleítica lo hace en dirección contraria (*Opx*). Analizándolas como un solo conjunto es evidente que los diagramas marcan una continuidad entre ambos tipos de magmas. El diagrama V.4 es más discriminante ya que por el efecto acumulativo del *Fe* - *Ti* en los miembros intermedios de las rocas toleíticas, éstas tienen una mejor separación gráfica que en el anterior.

En lo referente a los basaltos de olivino, presentan una ubicación híbrida entre las fuentes de magmas primarios toleíticos y alcalinos. Por lo anterior, la tipología de los basaltos olivínicos no se esclarece mediante los diagramas referidos.

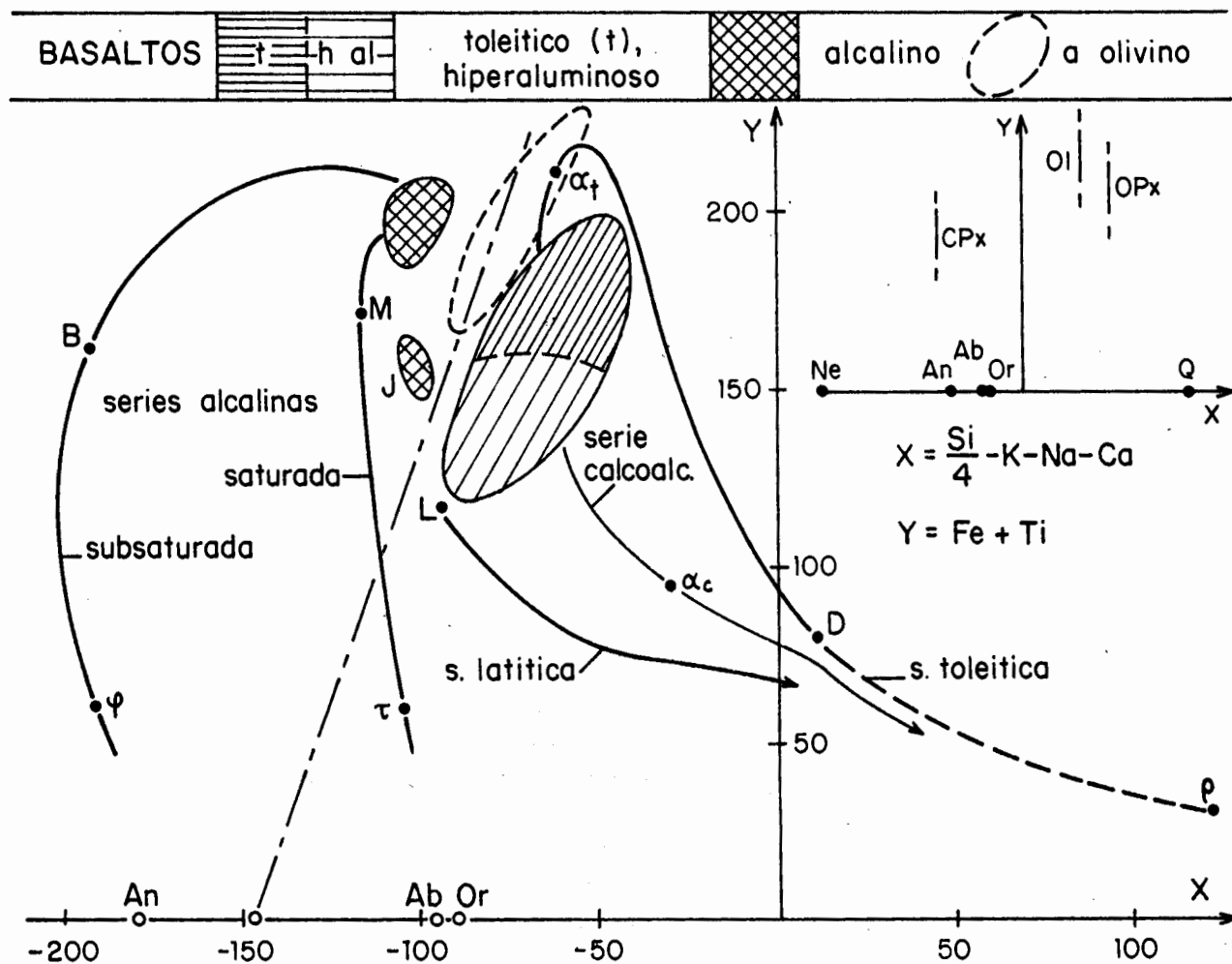


Fig. V.4.- Diagrama $\frac{Si}{4} - K - Na - Ca$ contra $Fe + Ti$ que permite separar la serie toleitica de la calcoalcalina.

- Distinción entre series calcoalcalinas y latíticas en relación a las series toleíticas.

Las rocas calcoalcalinas, latíticas y toleíticas son todas rocas subalcalinas con líneas de evolución propias.

Dentro de la serie calcoalcalina los miembros iniciales de diferenciación son predominantemente andesíticos (α_c) más que basálticos como ocurre en otras series. Es por ello que las andesitas son importantes para intentar discriminar la presencia de rocas calcoalcalinas. A este respecto, la figura V.3 presenta inconvenientes puesto que no tiene una clara separación entre rocas calcoalcalinas y toleíticas que inclusive convergen para etapas más evolucionadas del magmatismo (dacitas y riolitas). En cambio, la figura V.4 sí permite distinguir entre estas series, inclusive para miembros poco evolucionados ya que cada grupo de rocas inicia su trayectoria en puntos y con direcciones diferentes. El problema persiste para los materiales más evolucionados en donde convergen las líneas de las series calcoalcalinas, toleítica y latítica. Lo anterior pone de manifiesto las dificultades interpretativas que surgen cuando se estudian terrenos riolíticos ya que por tratarse de los últimos miembros de la evolución magmática mucha de su historia mineralógica queda matizada a lo largo del proceso: de ahí que sea difícil establecer cuál fue la fuente primaria. Este problema se resuelve si en la región afloran los demás miembros comagmáticos anteriores a la citada riolita.

Por su parte, la serie latítica se intercala entre los dominios toleítico y calcoalcalino (Fig. V.3) mostrando afinidad más clara con la serie calcoalcalina (Fig. V.4).

V.D.- TIPOLOGIA QUIMICA Y CONDICIONES GENETICAS

En los esquemas V.3 y V.4 se ha resaltado la transición de basaltos toleíticos a hiperaluminosos a través de una distribución alargada casi paralela a la recta crítica An_{60} - Ol. Lo anterior está en perfecto acuerdo con los resultados experimentales de *Green - Ringwood* quienes obtuvieron una cristalización precoz de clinopiroxenos y olivino a presiones de 9 kb. En la figura V.3 la separación de *Cpx* y *Ol* (próximos entre sí dentro del diagrama) hace que la composición del magma básico evolucione en forma oblicua siguiendo la dirección de la recta crítica. Este fenómeno corresponde bien al alargamiento observado en la distribución de basaltos alcalinos hacia las hawaitas y de los basaltos hiperaluminosos hacia las toleitas.

A las evoluciones de mediana y alta presión se superponen posteriormente diferenciaciones de baja presión que corresponden a las líneas intermedias y ácidas ya mencionadas.

V.E.- APLICACION DE DIAGRAMAS MODIFICADOS DE YODER Y TILLEY A LA GEOQUIMICA DE LOS BASALTOS

(Por: *Bebien, J. 1978, C.R.A.S.P, T 276, Serie D, 3111 - 3114*)

Los océanos Atlántico, Indico y Pacífico están separados entre sí por mares poco profundos, por arcos insulares, continentes y fosas. La ubicación geográfica de estas últimas permite definir dos dominios volcánicos:

- Un dominio circumpacífico formado por arcos insulares, penínsulas o partes de continente, situados todos ellos en los bordes de las fosas.
- Un dominio intraoceánico formado por islas submarinas o cadenas de islas situadas en mares profundos.

Las formaciones volcánicas de estos dos dominios presentan algunas diferencias los dominios intraoceánicos se caracterizan por rocas silicofeldespáticas y félicas muy magnesianas las cuales son escasas o están ausentes en los dominios circum - oceánicos, los cuales se distinguen por contener mayores cantidades de lavas silíceas.

Al nivel de rocas basálticas las diferencias se acentúan: los basaltos intra - oceánicos son más ricos en *Fe*, *Mg* y *Ti* y se encuentran empobrecidos en elementos como el *Al* y *Si* en relación a los circum - oceánicos que presentan concentraciones contrarias de dichos elementos.

J. Babien (1973) elaboró unos diagramas a partir de los parámetros establecidos por *De la Roche* y *Laterrier* con el fin de enfatizar las diferencias químicas entre rocas de dominios geológicos distintos. A partir de la función:

$$F_1 = 4Si - 11(Na + K) + 6Ca + Al + 2Fe + 2Mg$$

seleccionó los parámetros:

$$X = 4Si - (11Na + 11K + 6Ca + Al)$$

$$Y = 2 (Fe + Mg + Ti)$$

donde los cationes están expresados en miliátomos - gramos en 100 g de roca.

La ubicación de los principales minerales formadores de rocas volcánicas como *cuarzo*, *plagioclasa*, *enstatita*, *forsterita*, *diópsida* y *nefelina* corresponden a una proyección del tetraedro de *Yoder y Tilley* paralela al plano de subsaturación en sílice. Dicho plano se representa mediante la recta *plagioclasa - forsterita* (Fig. V.5).

Sobre el diagrama antes mencionado se han graficado rocas provenientes de islas intra - oceánicas (169 muestras), arcos insulares (231 muestras) y dorsales oceánicas (752 muestras) las cuales se han agrupado selectivamente en porciones del diagrama. Esto ha permitido definir tres dominios petrogenéticos designados como:

- I.- Rocas intra - oceánicas.
- II.- Rocas circum - oceánicas.
- III.- Rocas de dorsales oceánicas.

En las figuras V.5 y V.6 se han ilustrado tales regiones.

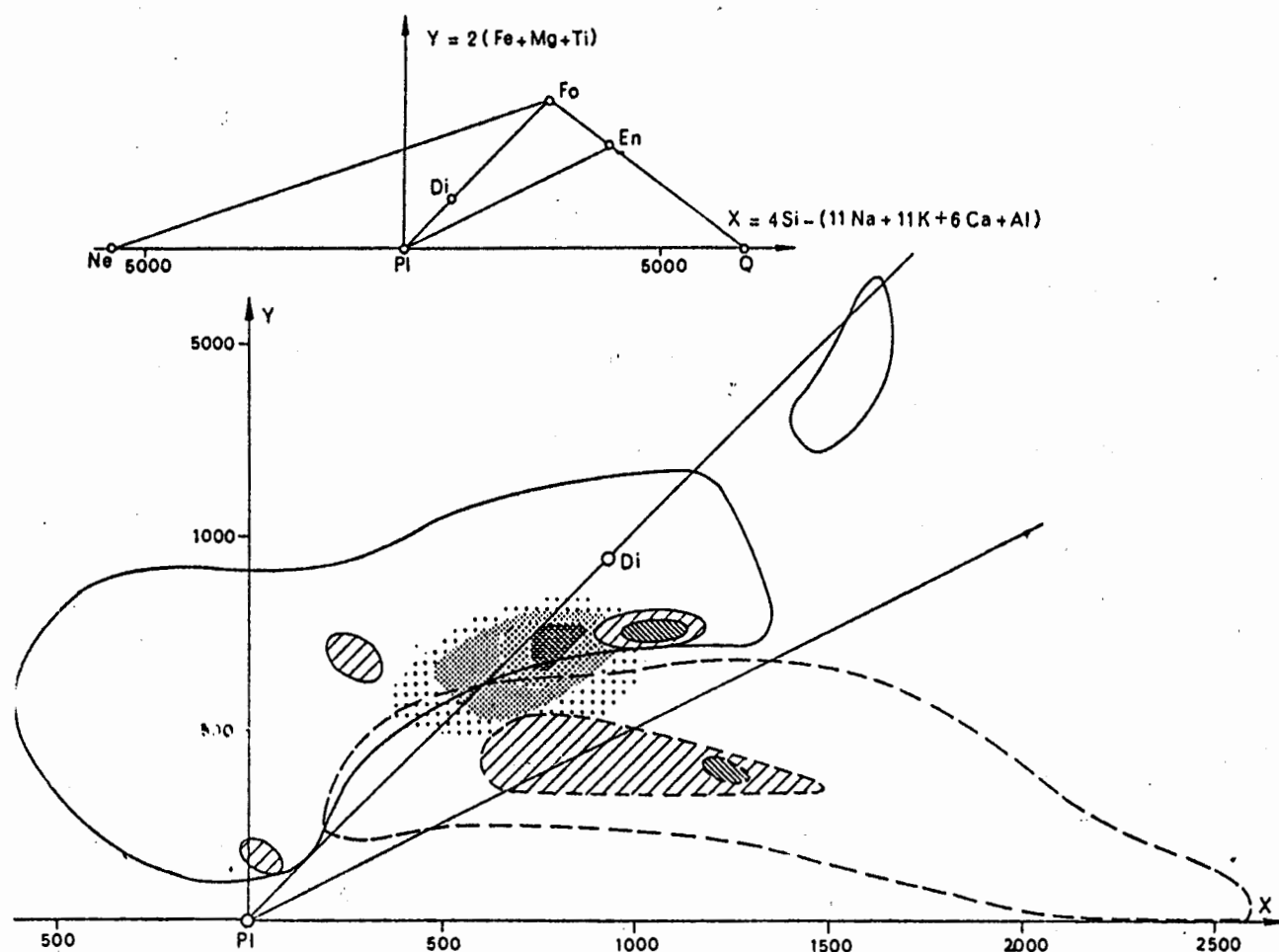


Fig. V.5.- Distribución y curvas de igual densidad en las rocas volcánicas de arcos insulares (rayos), de islas intra - oceánicas (contorno), y de dorsales medio - oceánicas (tramas)

$$X = 4Si - (11Na + K + 6Ca + Al)$$

$$Y = 2(Mg + Fe + Ti)$$

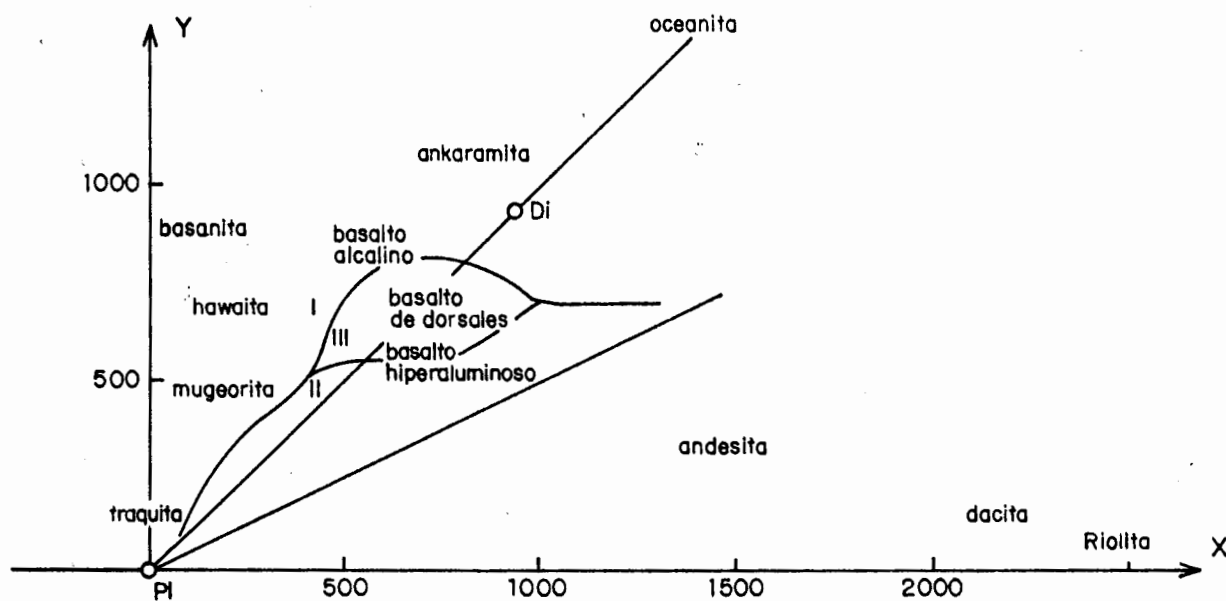


Fig. V.6.- Distribución de los principales tipos de rocas en los domineos intra - oceánicos (I), circum - pacíficos (II) y de dorsales (III).

V.F.- DIAGRAMAS ADAPTADOS AL ESTUDIO DE SERIES VOLCANICAS NO ESPILITICAS

Existen varios tipos de diagramas para el estudio de series volcánicas. Algunos se expresan en función de relaciones entre óxidos o grupos de ellos y otros como función entre cationes. El común denominador de todos es que los elementos involucrados deben ser sensibles y reflejar algunos de los procesos que hayan ocurrido desde que se generó el magma hasta su emplazamiento final. Debe recordarse que una roca es el producto de un sin número de eventos en que cada uno de los cuales imprime algún rasgo de su paso. Al final, la roca hereda atributos de dichos procesos, los cuales hay que reconstruir y eliminar superposiciones. Es precisamente en estos aspectos en donde la utilización de diagramas multicatiónicos permiten reconocer la intensidad o bien la existencia de alguno de los fenómenos aludidos.

Los diagramas multicatiónicos se pueden dividir en dos categorías:

- 1) Los que sirven para clasificar las rocas volcánicas, mediante zonas o campos de referencia que asignan un nombre a las principales familias de rocas en función de su composición química y;
- 2) Los que discriminan series magmáticas a partir de líneas de evolución que muestran las distintas trayectorias que pueden seguir un conjunto de rocas originadas de un magma padre.

Los primeros cuatro diagramas que se presentan (Figuras V.5 a V.10) pertenecen a la primera categoría y los siguientes a la segunda.

En lo que respecta a la discriminación de curvas de evolución magmática, estas se fundamentan en el comportamiento contrastado de algunos elementos en cada una de las series conocidas, en particular el *hierro, aluminio potasio y sílice* cuya evolución a lo largo de una serie permite reconocerlas. Los parámetros propuestos por los autores se basan en distintas combinaciones de estos elementos, lo que ocasiona que algunas gráficas den la impresión de repetirse. En estos diagramas se han dibujado como referencia las líneas de evolución de algunas regiones conocidas. Debe tenerse presente que no se pretende estandarizar estos diagramas, sino que se proponen como punto de referencia para la interpretación de provincias magmáticas. En fin, cada región del mundo tiene una evolución propia, dominada por su historia geológica, la intensidad y duración de los procesos, el tipo y edad del basamento y cuestiones meramente locales e, inclusive, accidentales. Es decir, el estudio de una provincia magmática solo es concluyente para sí misma y no es siempre posible aplicar los modelos que han funcionado para otras regiones.

V.F.1.- DIAGRAMA $Na_2O + K_2O$ vs. SiO_2 (Fig. V.7)

Este diagrama tuvo inicios con *Harker* (1927) y ha sido ampliamente utilizado y discutido por *Kuno* (1949, 1966) y por *McDonald y Katsuro* (1964).

Las variables involucradas son:

$$X = SiO_2 \text{ (Sílice)}$$

$$Y = Na_2O + K_2O \text{ (óxidos alcalinos)}$$

Las curvas que se pueden graficar son:

- Línea 1: límite entre los dominios alcalinos (altos valores de $Na_2O + K_2O$) y los alta alúmina ("high - alumina") de *H. Kuno*.
- Línea 2: límite entre los dominios alta alúmina y toleítica de *H. Kuno*.
- Campos 3 a 6: áreas composicionales de las riolitas, dacitas, andesitas y basaltos de las series subalcalinas de *M. Tegyey*.

Comentarios:

- La línea separa claramente el dominio de las rocas alcalinas, de las rocas subalcalinas (calcoalcalinas - toleíticas).
- Las rocas de las series subalcalinas, desde los basaltos hasta las dacitas, se reparten entre los dominios "high alumina" y toleítico de *Kuno*. Las riolitas se distribuyen más ampliamente dentro del diagrama ocupando los tres dominios allí definidos.
- El diagrama no permite de distinción entre asociaciones calcoalcalinas y toleíticas. La presencia de estas últimas sólo puede sugerirse por contenidos muy bajos de potasio.
- Las variaciones de las concentraciones en álcalis son progresivas y aumentan con la sílice. Se observan traslapes entre los campos de basaltos, andesitas y dacitas. Existe una separación muy clara entre las dacitas y las riolitas al nivel del 70 % de SiO_2 que confirma el punto de vista de *Miyashiro* (1975) quien niega la existencia de basaltos de alta alúmina ("high alumina basalts") propuestas por *Kuno*. Aquel autor considera que se trata de basaltos subalcalinos ya sea toleíticos (cuando los productos de diferenciación se enriquecen progresivamente en *hierro*) o calcoalcalinos (en el caso contrario).
- En conclusión, este diagrama permite únicamente separar las rocas de las series alcalinas de las subalcalinas.

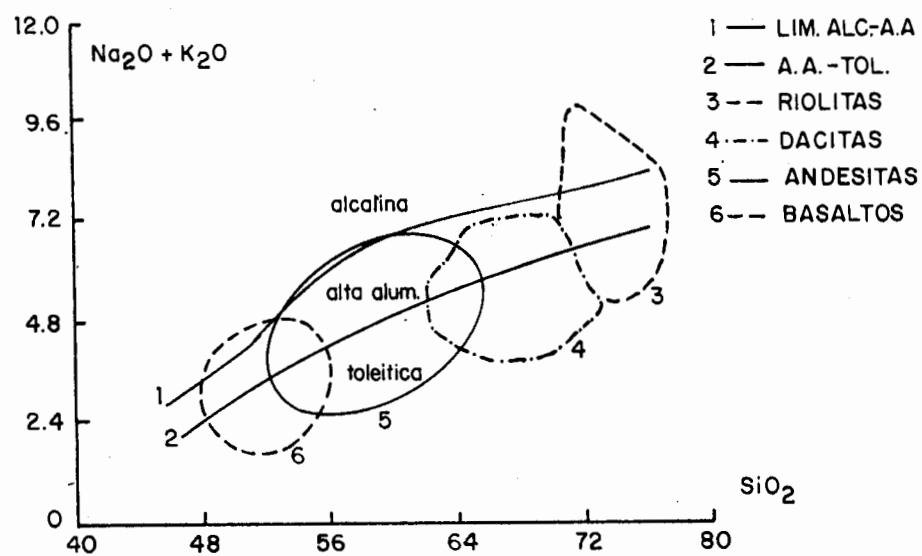


Fig. V.7.- Diagrama binario alcalis contra sílice.

V.F.2.- DIAGRAMA $FeO + 0.9Fe_2O_3$ vs. SiO_2 (Fig. V.8).

Este diagrama estudia la variación del *hierro* a medida que evoluciona la diferenciación magmática. Ha sido utilizada por diversos autores como *Aramaki* (1963) y *Fonteilles* (1968).

Variables:

$$\begin{aligned} X &= SiO_2 \\ Y &= FeO + 0.9Fe_2O_3 \end{aligned}$$

Las curvas que se pueden graficar son:

- Líneas 1 a 3: series alcalinas, calcoalcalinas y toleíticas de *M. Fonteilles*.
- Campos 4 a 7: campos composicionales de las riolitas, dacitas, andesitas y basaltos, respectivamente, propuestos por *M. Teggyey*.
- Línea 8: serie hipersténica calcoalcalina de *Teggyey*.

Comentarios:

- Prácticamente no se discriminan las líneas de evolución de las series magmáticas, observándose intersecciones entre ellas, sobre todo a partir de las andesitas.
- Los campos composicionales de las rocas no muestran afinidad hacia alguna de las series. Por ejemplo los basaltos se distribuyen indistintamente en las líneas alcalina, calcoalcalina y toleítica. A medida que se incrementa el sílice los campos tienden a desplazarse hacia abajo, separándose inclusive de algunas líneas de evolución. Tal es el caso de las asociaciones calcoalcalinas (campos 4 a 7 y curva 8) en relación a las líneas de referencia 2 y 3 (calcoalcalina y toleítica). Este hecho se agrava toda vez que los análisis que constituyen dichos campos corresponden a estos tipos de rocas (procedentes de *Japón*). A este respecto el método de cálculo del *hierro* podría influir al dar valores más bajos para los campos que para las líneas definidas por *Aramaki* y *Fonteilles*. Así mientras para las andesitas los valores del *hierro total* varían alrededor del 8 %, para las curvas de referencia éstos se sitúan entre 9 y 10.5 % para las series calcoalcalinas y toleíticas respectivamente.
- En cuanto a las rocas alcalinas, estas no se distinguen claramente de las subalcalinas (*Teggyey*, 1974) contrariamente a lo que se suponía las curvas de *M. Fonteilles*.
- En conclusión, el diagrama *hierro total* - *silice* permite clasificar las diferentes rocas calcoalcalinas, de basaltos a riolitas, pero no es recomendable para la discriminación entre series magmáticas.

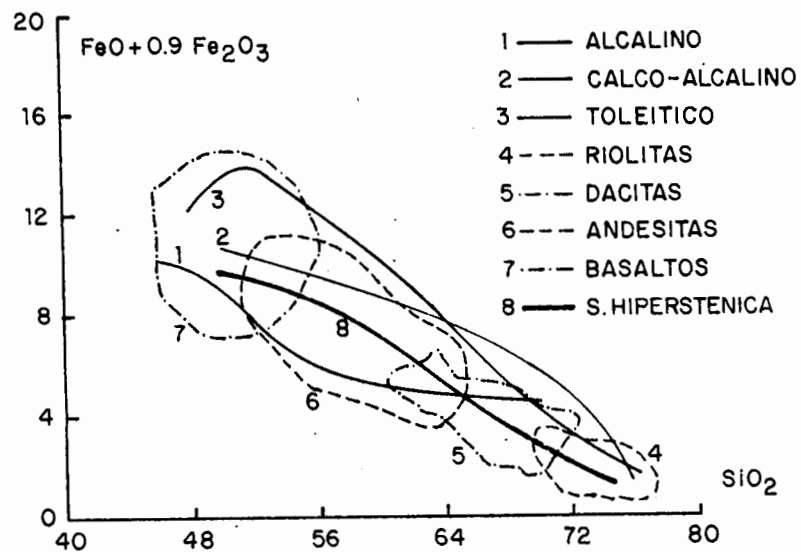


Fig. V.8.- Diagrama fierro total-silice.



DEPM

V.F.3.- DIAGRAMAS de H. De la Roche (1966, 1967). (Figuras V.9 y V.10)

De la Roche (1966, 1967) propuso dos diagramas químico - mineralógicos que juegan un papel primordial en la clasificación de rocas ígneas. Estos diagramas se fundamentan en las asociaciones minerales cuarzo - feldespato alcalino - plagioclasa (1er. diagrama) y feldespato - ferromagnesianos (2o. diagrama).

Variables:

- Figura V.9

$$X = K - (Na + Ca)$$
$$Y = \frac{Si}{3} - (K - Na - \frac{2}{3}Ca)$$

- Figura V.10

$$X = K - (Na + Ca)$$
$$Y = Fe + Ti - Mg$$

(Expresado en miliátomos de cada elemento en 100 g de roca)

Curvas que se pueden graficar:

- Campos 1 a 4: Composición promedio de riolitas, dacitas, andesitas y basaltos de *M. Tegye*
- Línea 5: Zonas de referencia del autor (*De la Roche*)

Comentarios:

- Según el autor, dentro del plano del diagrama V.9 las familias de rocas ígneas plutónicas y volcánicas se disponen a lo largo de una red curva. Las líneas que lo conforman tienen direcciones NE-SW y E-W que reflejan las variaciones en el grado de saturación de sílice en las plagioclasas y el feldespato alcalino respectivamente.
- Tal como se señaló en diagramas anteriores los dominios representativos de los grupos de rocas subalcalinas se separan mal, en particular los basaltos, donde su valor medio coincide con las andesitas del autor.

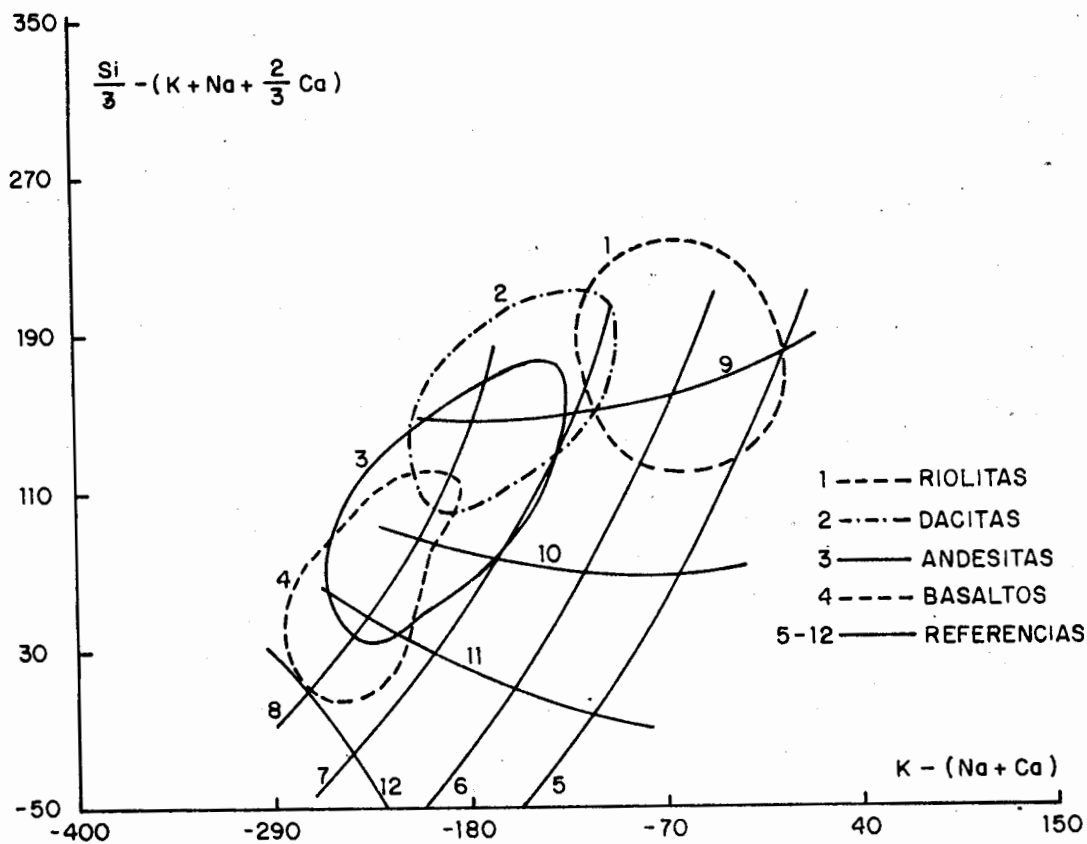


Fig. V.9.- Diagrama $\frac{\text{Si}}{3} - (K - Na - \frac{2}{3} \text{Ca})$ contra $K - (Na + Ca)$.

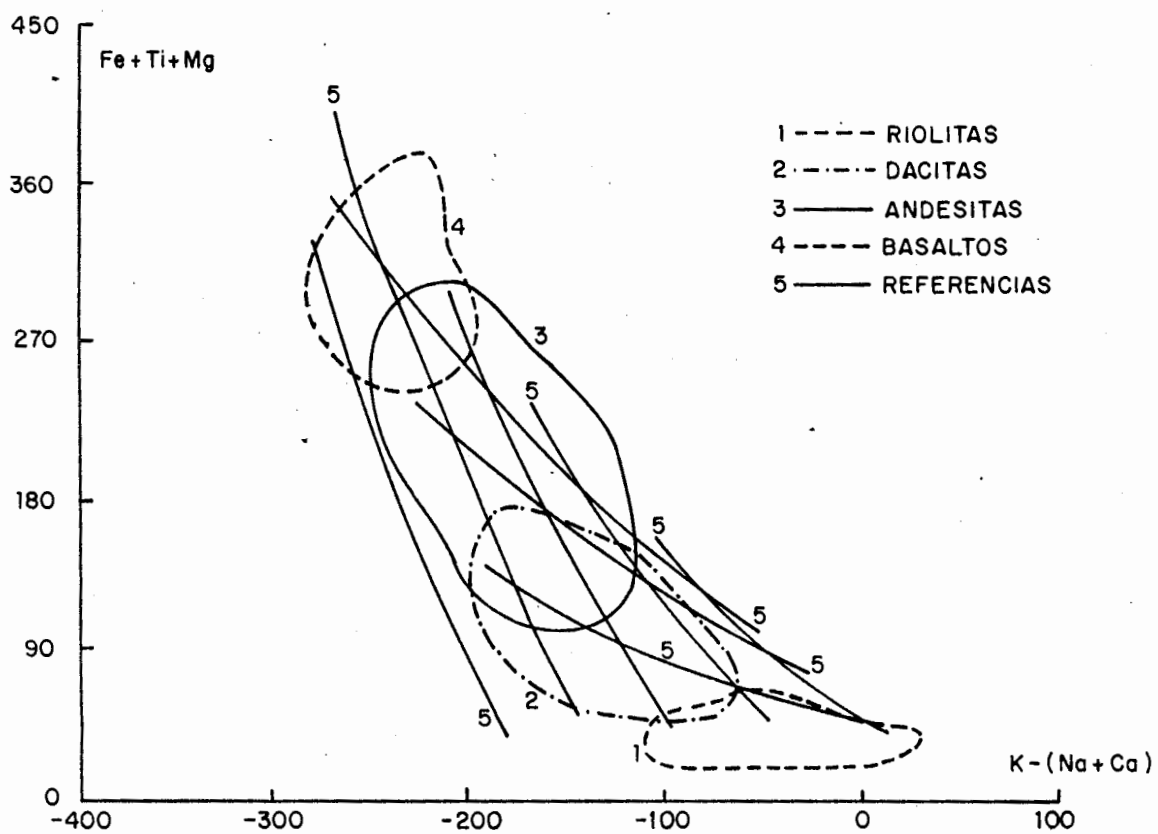


Fig. V.10.- Diagrama Fe - Ti + Mg contra K - (Na + Ca).

- En el segundo diagrama (Figura V.10) las ordenadas del sistema se interpretan como el índice de coloración de la roca ya que este eje proporciona el porcentaje de ferromagnesianos. En este diagrama se nota también una amplia dispersión de algunos campos (basaltos a riolitas) con relación a la red propuesta por el autor. Esta disposición es aproximadamente en la misma proporción que el diagrama V.9.
- Por la naturaleza del diagrama, el estudio gráfico de rocas sometidas a metamorfismo puede ser útil en la determinación de la nomenclatura de la roca.

V.F.4.- DIAGRAMA R - Si de Jung y Brousse (Fig. V.11).

Es un diagrama químico - mineralógico que relaciona cuatro cationes fundamentales: Si, Na, K y Ca.

Variables:

$$X = \text{Si}$$

$$Y = \frac{(k + Na)}{(k + Na + Ca)} \times 100$$

(Expresado en miliátomos-gramos por 100 g de roca).

Las curvas que se pueden graficar son las siguientes:

- Línea 1: Tendencia alcalina (Jung y Brousse)
- Línea 2: Tendencia subalcalina (Jung y Brousse)
- Línea 3: Tendencia calcoalcalina (Tegyei)
- Campos 4 a 7: Campos composicionales de las riolitas, dacitas, andesitas y basaltos según Tegyei.
- Comentarios:
 - Entre las series de diagramas publicados por Jung y Brousse, éste presenta una mejor definición de las diferentes rocas y separa muy bien las alcalinas de las subalcalinas.
 - Por el tipo de relación numérica en el eje de las ordenadas, el calcio tendrá un efecto importante sobre dicho eje, ya que para un valor determinado de álcalis, será el calcio el que defina el valor de la fracción.
 - La capacidad de distinción entre rocas alcalinas y subalcalinas del diagrama se explica por su carácter químico - mineralógico, evidenciado por la presencia de los minerales esenciales de las rocas volcánicas y la composición de un eutéctico en el diagrama. Este último coincide con la traza de una línea que pasa por los puntos medios de los grupos calcoalcalinos: basaltos a riolitas.

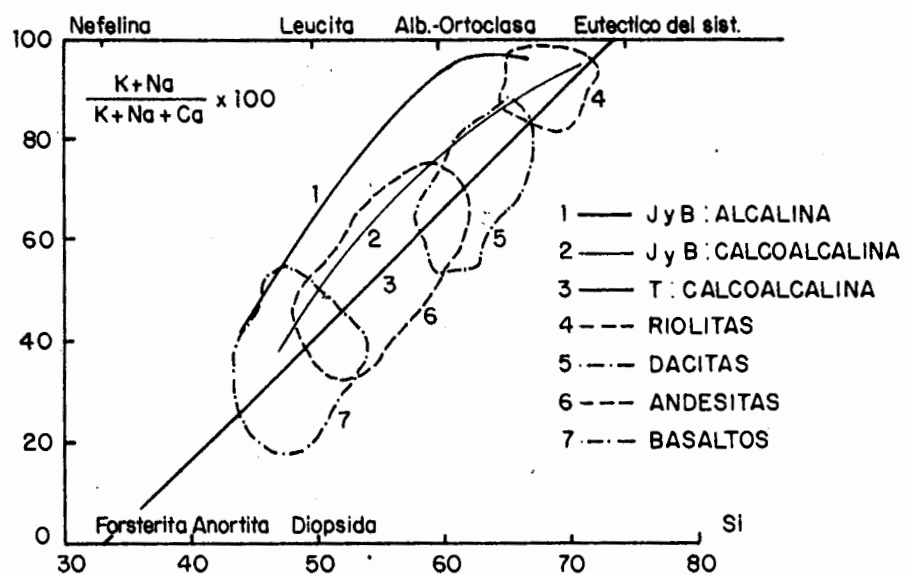


Fig. V.11.- Diagrama de Jung y Brousse Cuarzo - Ortoclasa - Albita contra silicio (normativos).

V.F.5.- DIAGRAMA de J. Leterrier y H. De la Roche (1973)
(Figura V.12; ver también Figuras V.1 a V.4)

Este diagrama involucra todos los cationes fundamentales que participan en la composición global de una roca. Las variables definidas por los autores son:

$$X = 6Ca - 2Mg - Al$$
$$Y = 4Si - 11(Na - K) - 2(Fe - Ti)$$

(Expresados en miliátomos-gramos por 100 g de roca).

Curvas que se grafican:

- Línea 1: Evolución de las rocas alcalinas subsaturadas.
- Línea 2: Evolución de las rocas alcalinas saturadas.
- Campo 3: Zona de generación de basaltos alcalinos.
- Campo 4: Composición de los basaltos hiperaluminosos ("high alumina").
- Campo 5: Composición de los basaltos toleíticos.
- Campo 6: Evolución de las rocas calcoalcalinas.
- Campo 7: Evolución de las rocas toleíticas.
- Campos 8 a 11: Grupos petrográficos de los basaltos a las riolitas.

Comentarios:

- Este diagrama fue construido para clasificar los diferentes tipos de basaltos y sus series de diferenciación (Figs. V.1 a V.4). Para lograrlo se transpuso en un espacio químico sencillo el tetraedro de Yoder y Tilley.
- En el sistema gráfico de las figuras V.1 a V.4 y V.12, los minerales que se ubican en el plano crítico de saturación de los basaltos se escalonan a lo largo de una bisectriz, es así como van apareciendo consecutivamente: *fayalita*, *ortoclasa*, *albita*, *hedembergita*, *forsterita* y *anortita* (Fig. V.1). Esta línea (que es la traza del plano mencionado) delimita los dominios de rocas subsaturadas (hacia el polo de la nefelina) de las saturadas (hacia el polo del cuarzo).
- El diagrama se adapta muy bien para la descripción de los términos alcalinos y subalcalinos, así como la separación de las principales familias de rocas al interior de la serie alcalina.
- El diagrama tiene como desventaja que no discrimina entre series calcoalcalinas y toleíticas ya que aparecen muy próximas entre sí, llegando inclusive a traslaparse en miembros más evolucionados. A este respecto es conveniente utilizar el diagrama en combinación con otros más sensibles para rocas subalcalinas.

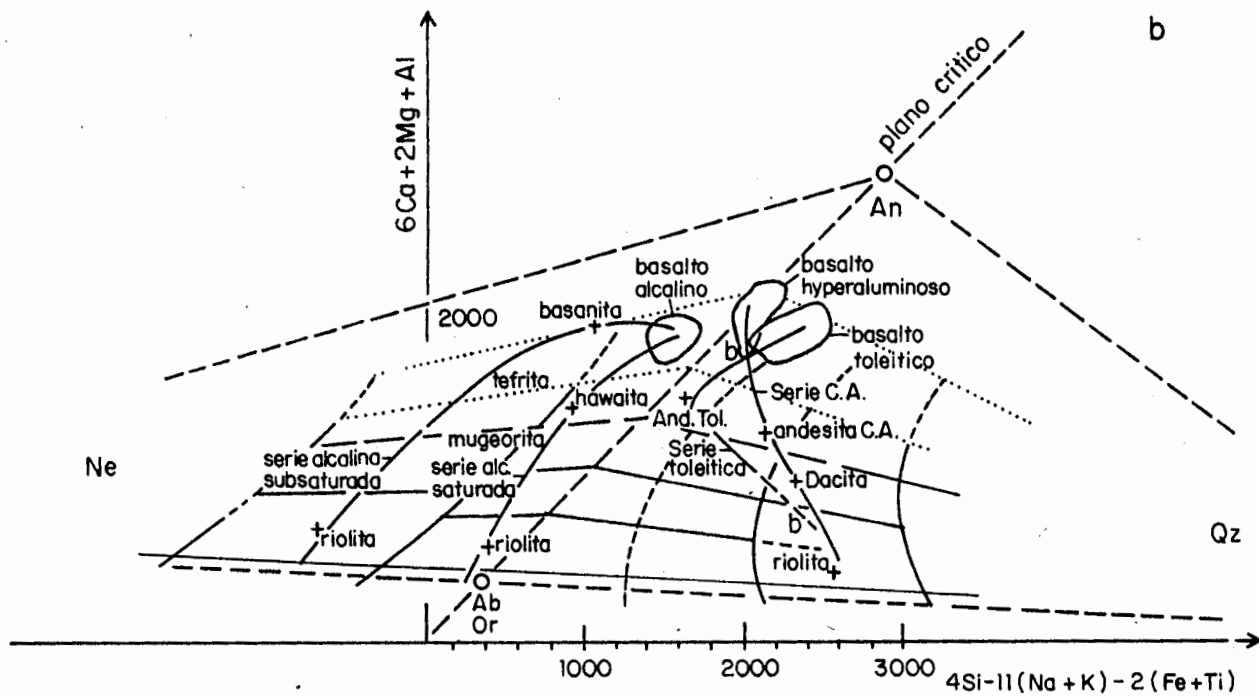
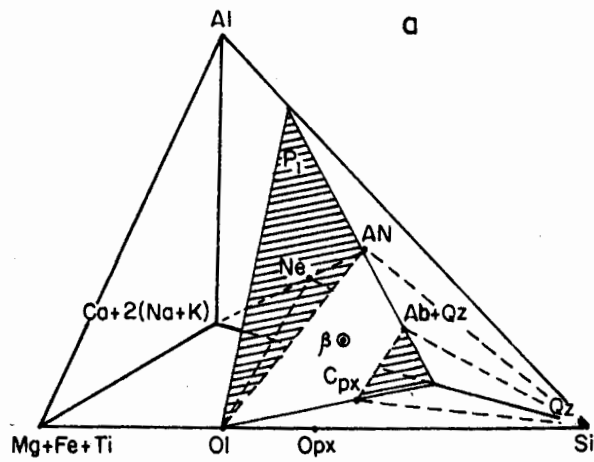


Fig. V.12.- Diagrama binario de De La Roche y Laterrier (b) surgido a partir del tetraedro (a) químico mineralógico.

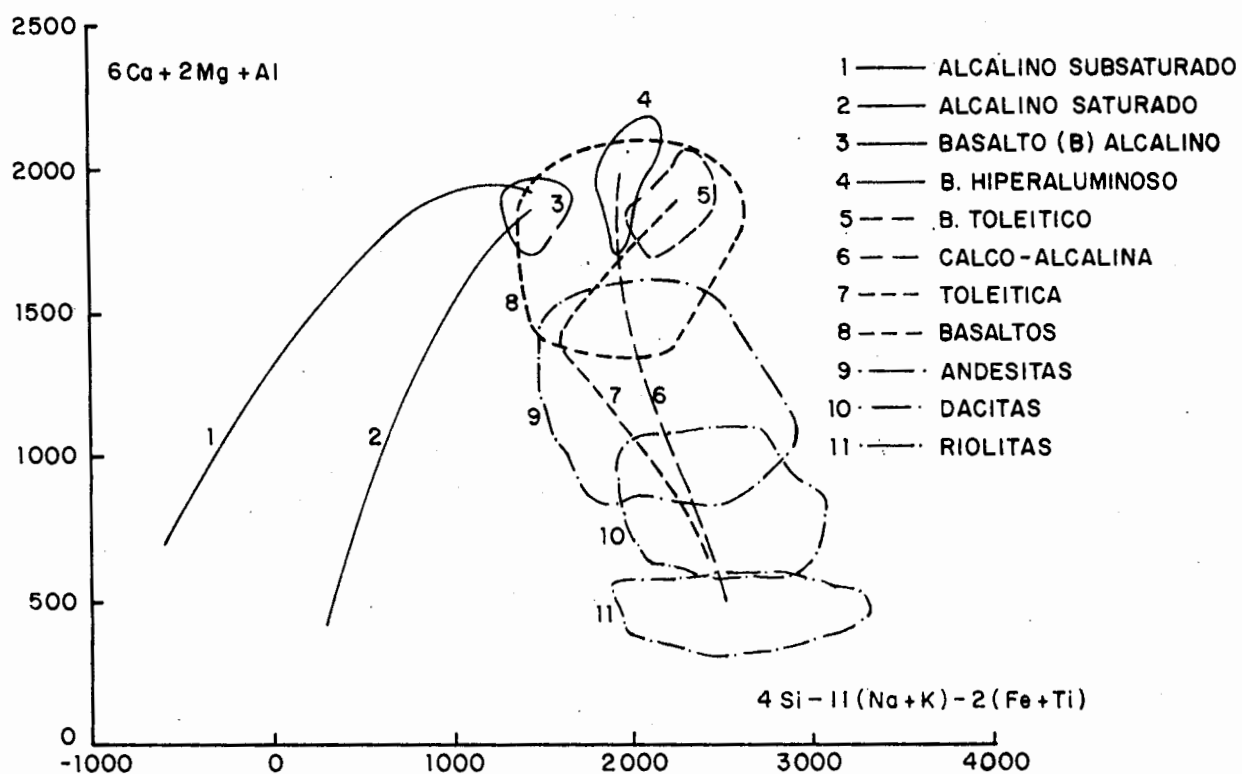


Fig. V.12 (c).- Continuación de la Fig. V.12.

V.F.6.- DIAGRAMA de *Simpson* (Fig. V.13).

Este diagrama selecciona los grupos petrográficos con respecto a la variación en los índices de félsicos y de máficos a medida que evoluciona el sistema.

Los valores definidos son:

$$X = \frac{(Na_2O + K_2O)}{(CaO + Na_2O + K_2O)} \cdot 100 \text{ (Índice de félsicos)}$$

$$Y = \frac{(FeO + Fe_2O_3)}{(MgO + FeO + Fe_2O_3)} \cdot 100 \text{ (Índice de máficos)}$$

Curvas graficadas:

- Línea 1: Evolución de la serie calcoalcalina (*Simpson*).
- Línea 2: Evolución de la serie toleítica (*Simpson*).
- Línea 3: Serie calcoalcalina de Melanesia (*Tegye*).
- Línea 4: Serie toleítica de Melanesia (*Tegye*).
- Campos 5 a 8: Campos geoquímicos de las riolitas a los basaltos (*Tegye*).

Comentario:

- *Simpson* propuso este diagrama para diferenciar las rocas de las series toleíticas de las calcoalcalinas. Efectivamente, el enriquecimiento en hierro característico de los miembros intermedios de la serie toleítica está muy claro en el diagrama.
- Para miembros poco o muy evolucionados el diagrama no es discriminante ya que las curvas toleítica y calcoalcalina se cruzan.

V.F.7.- DIAGRAMA (Fe + Ti) vs. $(\frac{Si}{4} - K - Na - Ca)$

(*De la Roche y Laterrier, 1972*) (Fig V.14).

Este diagrama se basa en el índice de saturación de sílice con respecto al contenido de Fe y Ti.

Las variables que participan son:

$$X = Fe + Ti$$

$$Y = \frac{Si}{4} - K - Na - Ca$$

(Expresados en miliátomos-gramo por cada 100 g de roca).

Las curvas que se pueden graficar son:

- Líneas 1 y 2: Curvas de evolución de las series toleítica y calcoalcalina.
- Líneas 3, 4 y 5: Curvas de evolución de rocas alcalinas: serie latítica, alcalina saturada y alcalina subsaturada.
- Campos 6 a 9: Campos geoquímicos de basaltos subalcalinos, alcalinos y de olivino.

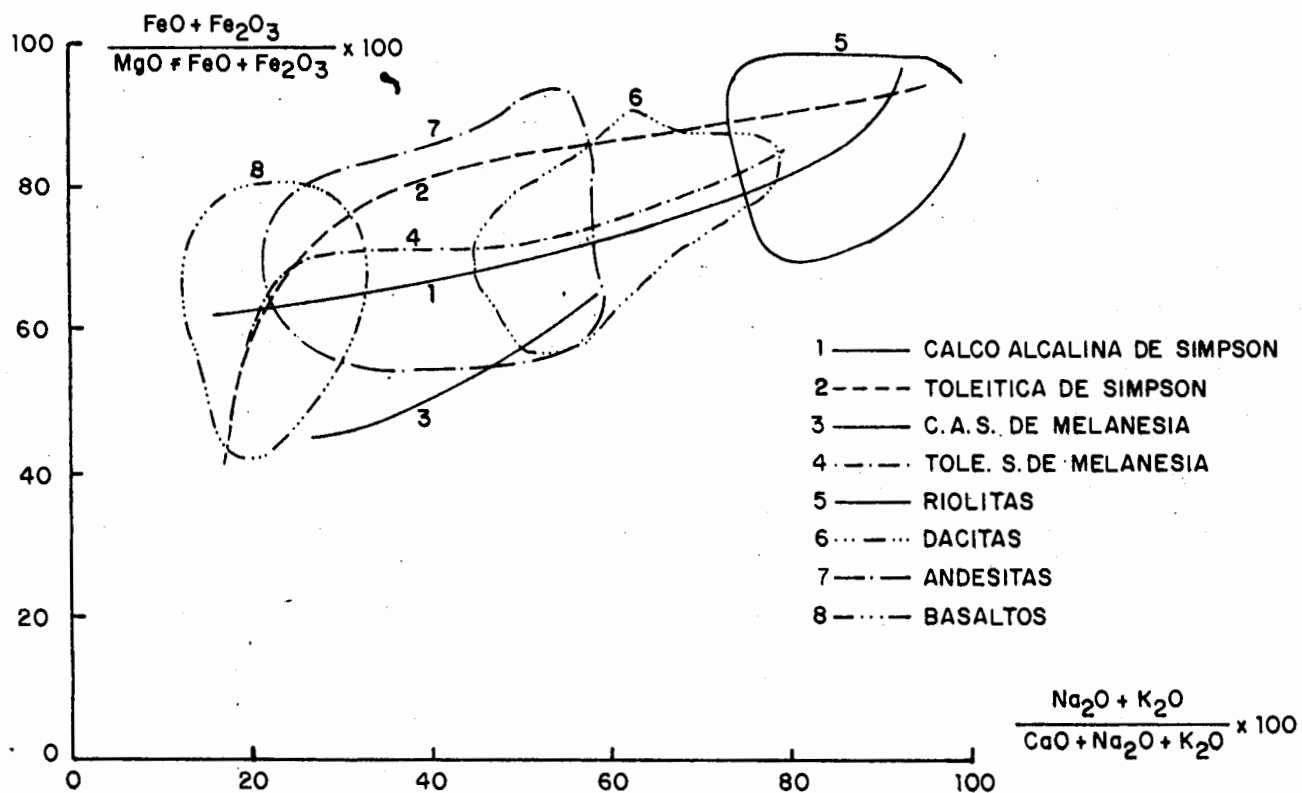


Fig. V.13.- Diagrama de Simpson que muestra en el eje de las X el índice félsico y en Y el índice máfico.

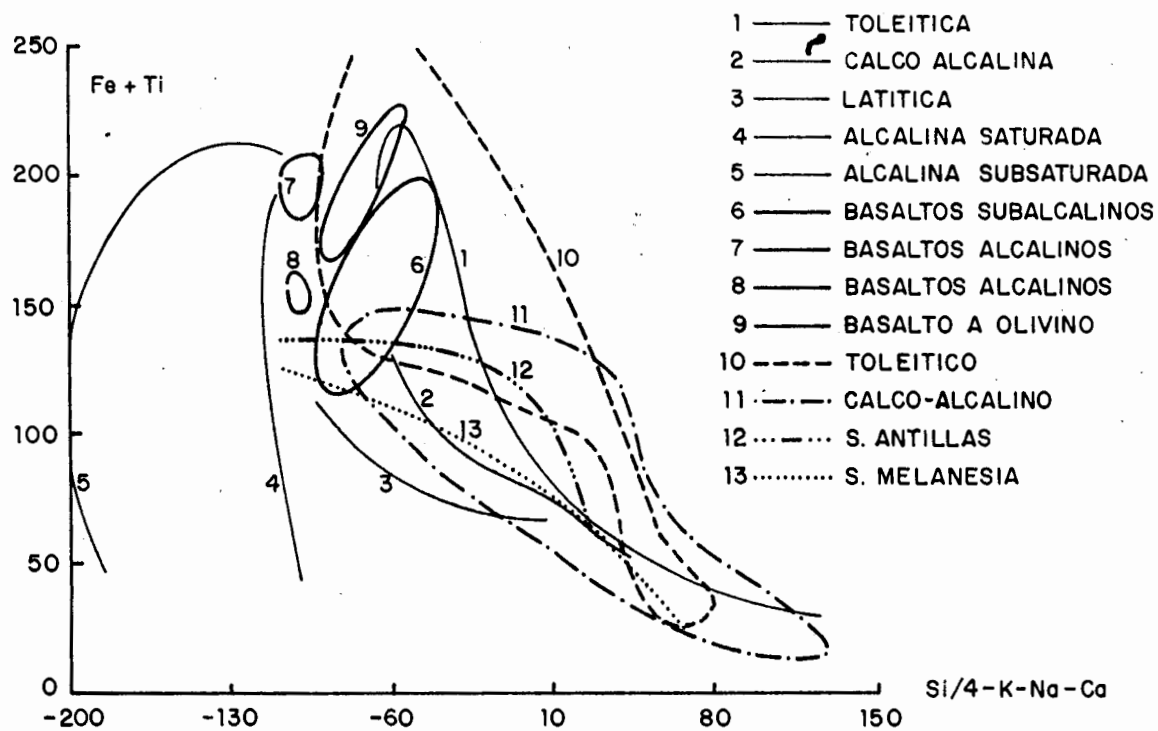


Fig. V.14.- Diagrama $(Fe - Ti)$ vs. $(\frac{Si}{4} - K - Na - Ca)$ de De La Roche y J. Laterrier (1972).

- Campos 10 y 11: Campos composicionales de rocas toleíticas y calcoalcalinas según *Teggyey*.

Comentarios:

- El diagrama de *De la Roche y Laterrier* permite distinguir los términos básicos e intermedios (basaltos a andesitas) de las diferentes series magmáticas.
- Permite separar muy bien las series toleíticas y calcoalcalinas, sobre todo en los miembros más primitivos.
- El efecto de la acumulación de hierro y titanio en las etapas de evolución de los basaltos hacia las andesitas es expuesto claramente por el diagrama.
- El diagrama permite enfocar el estudio de los magmas originales además de sus trayectorias de evolución. Esto se manifiesta por ubicación específica que ocupan por ejemplo, los basaltos de olivino, los alcalinos y los subalcalinos que permiten distinguirlos plenamente.
- Para miembros muy evolucionados de cualquier serie, este diagrama, como todos los demás, muestra incapacidad para discriminarlas entre sí. Lo anterior es evidente por la convergencia que presentan las curvas de evolución toleítica, calcoalcalina y latítica para los componentes dacíticos y riolíticos del sistema. A este respecto la única forma de relacionar rocas evolucionadas a algunas de las series es, contando con miembros menos evolucionados que hayan sido producto del mismo proceso, es decir, que sean comagmáticas.

V.F.8.- DIAGRAMA AFM (Fig. V.15).

Este diagrama se ha convertido en un clásico de la petrología, muy útil para diferenciar las series calcoalcalinas y toleíticas.

Variables:

$$\begin{aligned} A &= Na_2O + K_2O \\ F &= FeO + 0.9Fe_2O_3 \\ M &= MgO \\ A + F + M &= 100 \% \end{aligned}$$

Las curvas que se pueden graficar son:

- Línea 1: límite toleítico - calcoalcalino (*Kuno*).
- Línea 2: límite toleítico - calcoalcalino (*Teggyey*).
- Líneas 3 a 9: Límites toleítico - calcoalcalino en las Antillas y Malasia (*Teggyey*).

Comentario:

- El diagrama permite distinguir la serie toleítica de la calcoalcalina en función del enriquecimiento en hierro de la primera en los términos medios de su evolución.

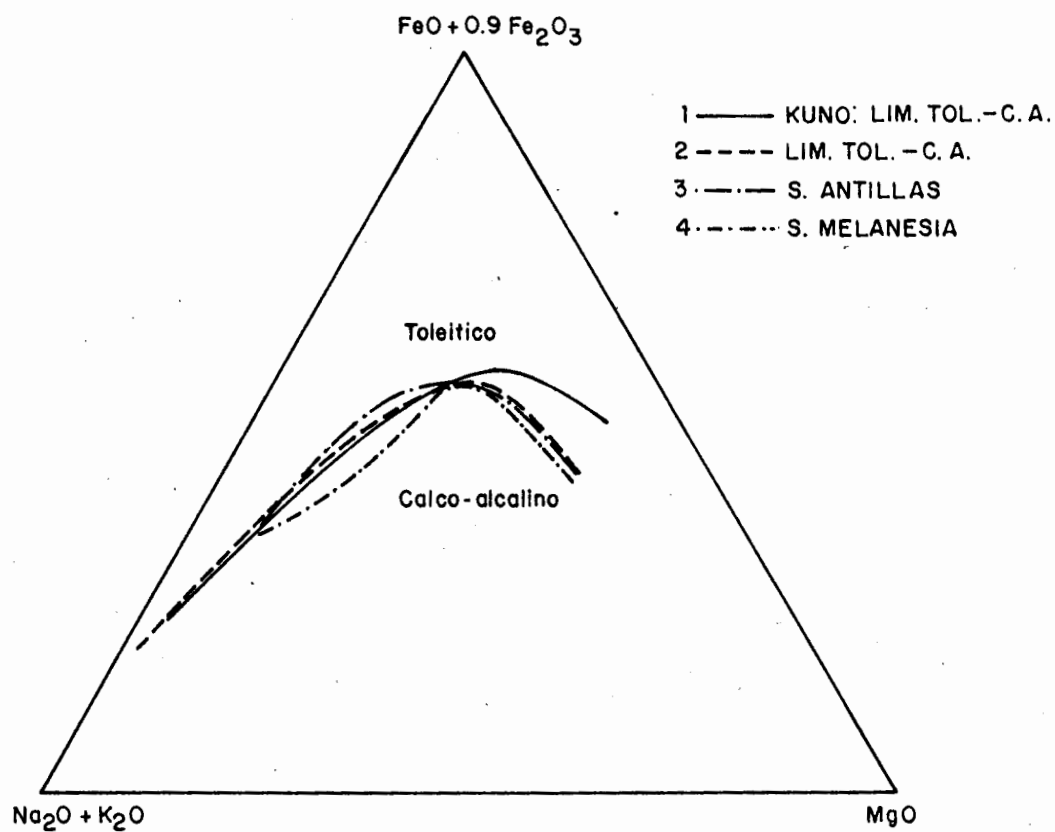


Fig. V.15.- Diagrama clásico AFM para discriminación de series toleíticas y calco-alcálineas.

- El diagrama $A F M$ no está adaptado para la distinción de rocas alcalinas ya que éstas se sobreponen a las subalcalinas en este diagrama. En la práctica es conveniente tratar estas rocas con otros diagramas antes de utilizar el $A F M$.
- Aplicado en varias regiones donde coexisten las series calcoalcalinas y toleíticas, el diagrama $A F M$ ha mostrado desplazamientos en cuanto a su límite. Esto se puede explicar pensando que las variaciones en las líneas de evolución se deben a la posición tectónica en particular.

V.F.9.- DIAGRAMA Magnesio - Hierro (Fig. V.16).

El diagrama Fe-Mg es un caso particular del triángulo $A F M$, donde se han excluido los álcalis.

Las variables que participan son:

$$X = FeO - 0.9Fe_2O_3$$

$$Y = MgO$$

Las curvas que se pueden graficar son:

- Línea 1: límite toleítico - calcoalcalino.
- Línea 2 y 3: límites toleítico - calcoalcalino en las Antillas y Malasia respectivamente.

Comentario:

- Este diagrama, aunque muy sencillo, proporciona la misma información que el triángulo $A F M$ en la distinción entre series toleíticas y calcoalcalinas. Nuevamente el hierro es el elemento que permite discriminar ambas series dada la tendencia de éste de acumularse en los miembros intermedios de la serie toleítica.

V.F.10.- DIAGRAMA Félicos vs. Sílice (Jung y Brousse) (Fig. V.17).

Este diagrama relaciona el índice de félicos, expresado en su forma catiónica, con el sílice.

Variables:

$$X = Si$$

$$Y = \frac{(Fe^{2+} - Fe^{3+})}{(Mg - Fe^{2+} - Fe^{3+})}$$

Curvas que se pueden graficar:

- Línea 1: límite toleítico - calcoalcalino según los criterios mineralógicos.
- Línea 2: límite toleítico - calcoalcalino en las Antillas.
- Línea 3: límite toleítico - calcoalcalino en Malasia.

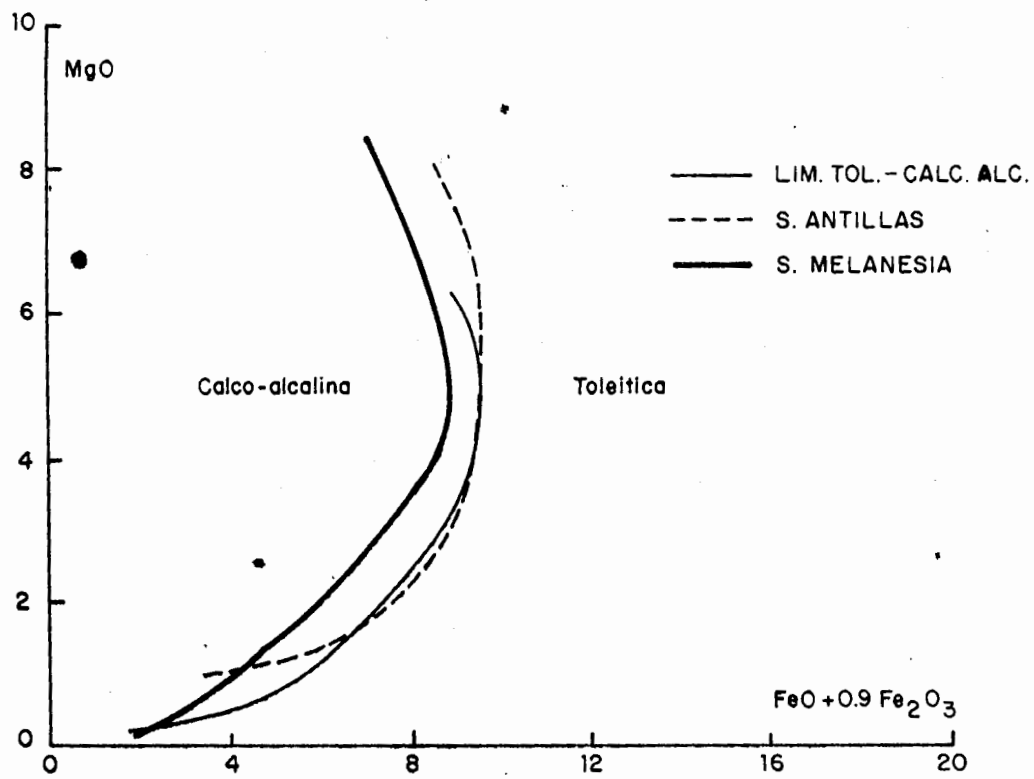


Fig. V.16.- Diagrama $\frac{MgO}{Fe}$ total.

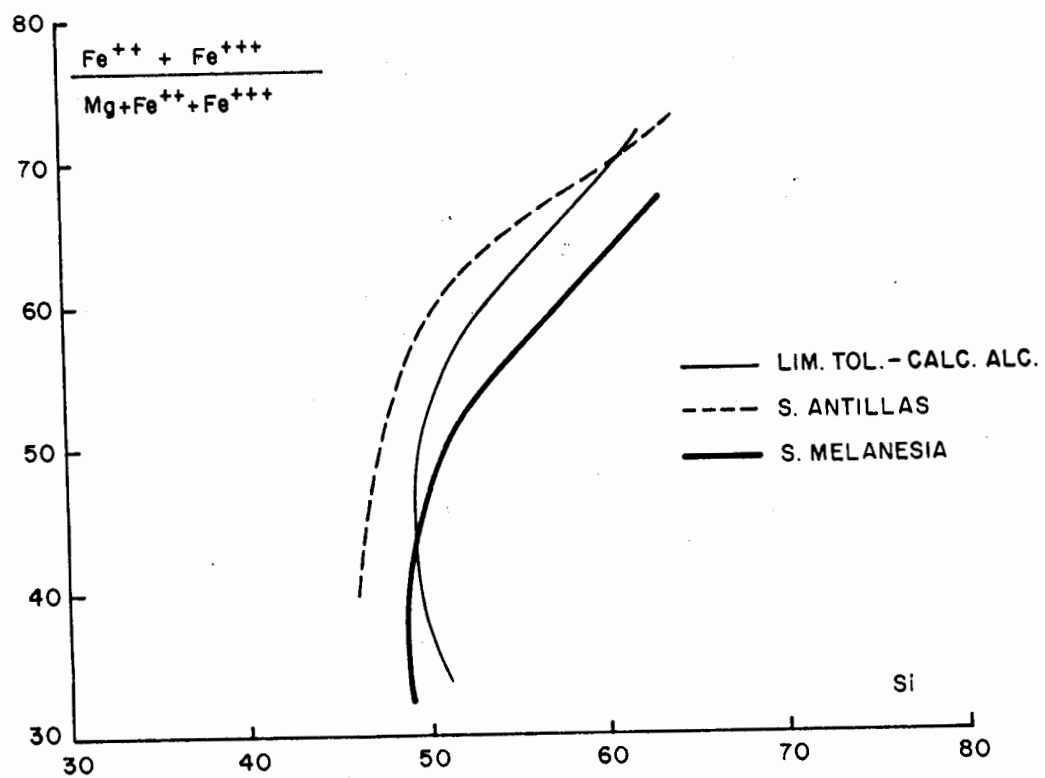


Fig. V.17.- Diagrama de Iung y Brousse que separa las series toleíticas de las calco-alcalinas.

Comentario:

- Los elementos que permiten discriminar entre serie toleítica y calcoalcalina son el sílice y el magnesio. Si bien el sílice es un parámetro común, el magnesio tiene una evolución distinta en las series mencionadas, lo cual permite diferenciarlas.
- El comportamiento del magnesio se da por su afinidad geoquímica con el hierro, que como ya se mencionó se incrementa en los miembros intermedios de la serie.

V.F.11.- DIAGRAMA SiO_2 vs. S.I. (Fig. V.18).

Variables:

$$X = S.I. = \left[\frac{(MgO)}{(MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)} \right] \cdot 100$$
$$Y = SiO_2$$

Curvas que pueden graficarse:

- Campo 1: Campo geoquímico de las asociaciones calcoalcalinas.
- Campo 2: Campo geoquímico de las asociaciones toleíticas.

Comentarios:

- El índice de solidificación (S.I.) de Kuno permite evaluar el grado de diferenciación al interior de una línea de evolución magmática.
- El valor del S.I. disminuye constantemente a medida que se tiene una evolución magmática por cristalización fraccionada ya que el sistema va perdiendo consecutivamente FeO, MgO y ganando Na_2O y K_2O , óxidos que intervienen en el cálculo del mencionado índice.
- Las variaciones del SiO_2 con respecto al S.I. son muy regulares para rocas calcoalcalinas. El SiO_2 aumenta irregularmente en las rocas toleíticas.
- El diagrama SiO_2 - S.I. permite distinguir tendencias toleíticas y calcoalcalinas en los miembros más evolucionados de una serie ya que se tienen campos separados de estos dos dominios. Nótese que los últimos términos de una serie calcoalcalina son más ricos en SiO_2 que los correspondientes de una toleítica para un mismo grado de diferenciación.
- Las diferencias químicas entre las dos líneas han sido explicadas por la aparición de evoluciones mineralógicas diferentes en cada serie: precipitación precoz de magnetita e ilmenita seguido por la cristalización de las plagioclasas básicas en la serie calcoalcalina; caso inverso para la serie toleítica.

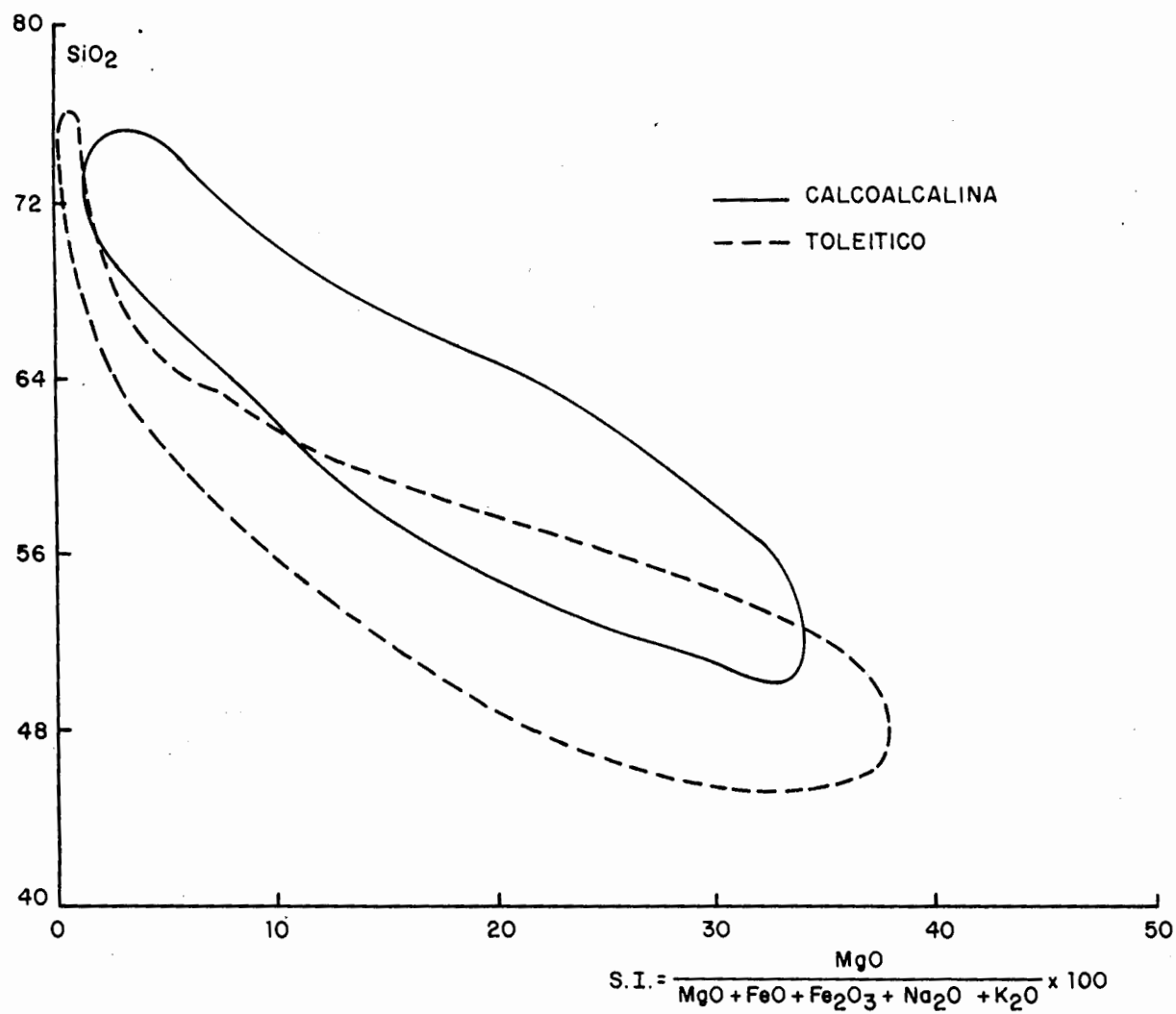


Fig. V.18.- Diagrama silicio - índice de solidificación de Kuno.

V.F.12.- DIAGRAMA Al_2O_3 vs. SiO_2 (Fig. V.19).

Variables:

$$X = SiO_2$$

$$Y = Al_2O_3$$

Curvas que pueden graficarse:

- Campo 1: Dominio geoquímico calcoalcalino.
- Campo 2: Dominio geoquímico toleítico.

Comentarios:

- El comportamiento contrastante del dominio en las series calcoalcalina y toleítica se debe a las evoluciones magmáticas diferentes de cada una de estas series.
- La relación Al_2O_3 - SiO_2 en el diagrama, sobre rocas que pertenecen a las líneas toleíticas (pigeonítica y calcoalcalina (hipersténica)) pone en evidencia dos campos geoquímicos distintos. Para valores altos de Al_2O_3 se observa un traslape en los campos, sobre todo para los términos básicos e intermedios (50 - 60 % de SiO_2).
- El valor del Al_2O_3 está controlado, en parte, por las proporciones de fenocristales de plagioclasa presentes en las rocas. En este sentido el porcentaje de fenocristales redundará en la distinción entre las dos series; dicho en otras palabras, en cuanto más afíricas sean las rocas, la distinción entre las series será más clara, esto sobre todo al nivel de los basaltos y andesitas.

V.F.13.- DIAGRAMA ANORTITA (Normativa) - INDICE DE LARSEN (Fig. V.20)

Variables:

$$X = I = \frac{SiO_2}{3} + K_2O - MgO - Ca - FeO_{total}$$

$$Y = \text{Basicidad de plagioclasa normativa}$$

Curvas que se pueden graficar:

- Línea 1: Curva de evolución calcoalcalina.
- Línea 2: Curva de evolución toleítica.
- Línea 3: Límite entre los dominios calcoalcalino y toleítico para el caso de las Antillas.

Comentario:

- Esta gráfica se basa en la evolución de la plagioclasa normativa durante el transcurso de la diferenciación magmática. Se ha observado que las rocas calcoalcalinas presentan una mayor cantidad de plagioclasa normativa que las rocas toleíticas, para un valor determinado del *Indice de Larsen*. Esto es reflejo directo de diferencias en la evolución mineralógica.

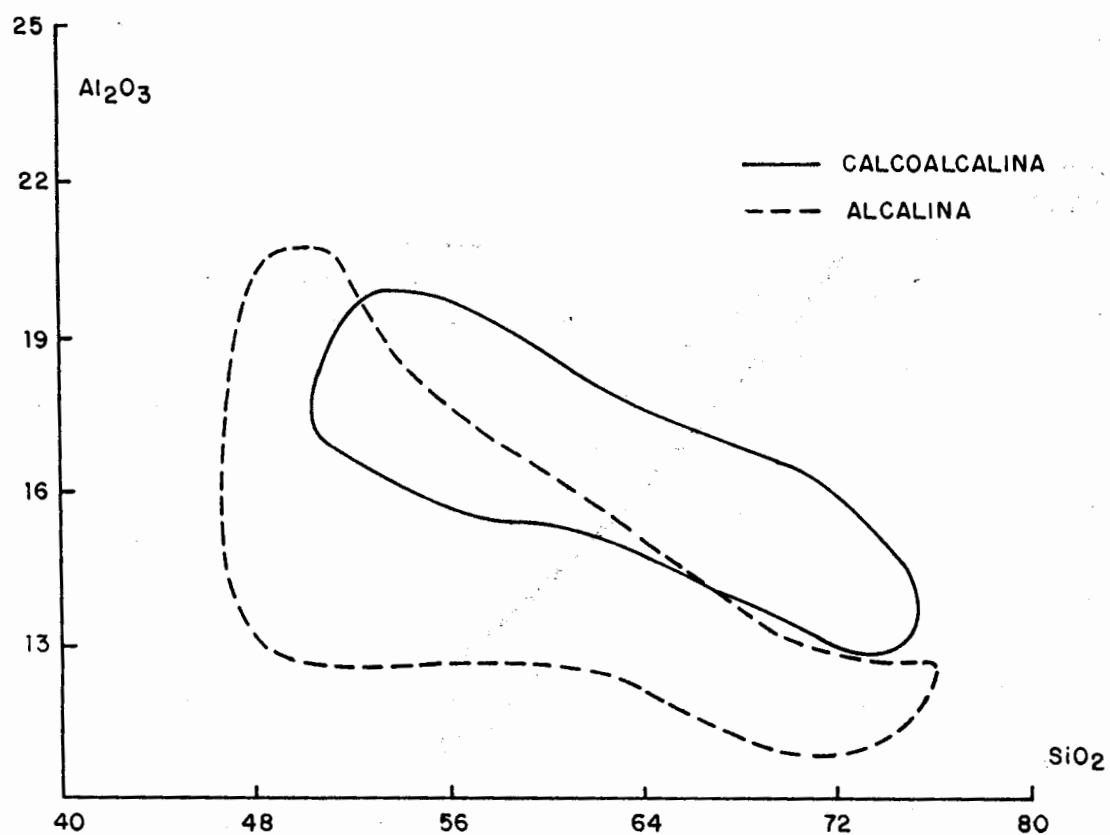


Fig. V.19.- Diagrama Al_2O_3 - SiO_2 que muestra las áreas de co-existencia de las series toleíticas y calcoalcalinas.

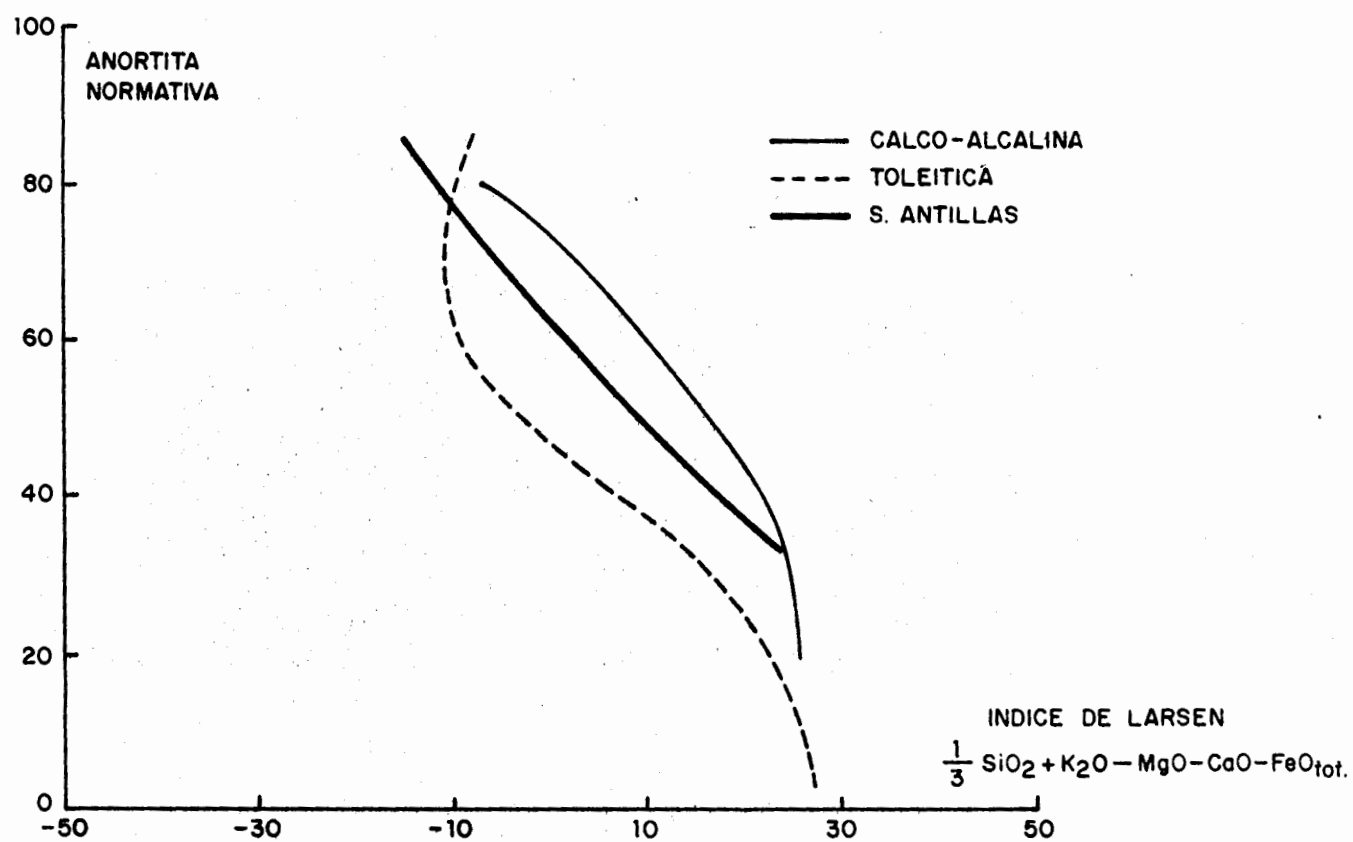


Fig. V.20.- Diagrama anortita normativa - índice de Larsen.

- El diagrama tiene aplicación para secuencias ígneas con abundancia de términos intermedios de diferenciación, ya que las curvas convergen para miembros o muy evolucionados o muy primitivos.

V.F.14.- DIAGRAMA K_2O vs. INDICE DE SOLIDIFICACION (Fig. V.21).

Variables:

$$X = I.S. = \left[\frac{MgO}{(MgO + FeO - Fe_2O_3 - K_2O - Na_2O)} \right] \times 100$$

$$Y = K_2O$$

Curvas que se pueden graficar:

- Línea 1: Límite entre rocas toleíticas y calcoalcalinas.
- Líneas 2 y 3: Ejemplos para rocas de las Antillas y Melanesia.

Comentarios:

- En función del índice de solidificación los valores medios y las variables de los valores en K_2O en las series toleíticas y calcoalcalinas son distintos. Esta gráfica diferencia bien las dos series de rocas: la primera es más pobre en K_2O que la segunda.
- La correlación entre los valores en potasio en las rocas provenientes de los arcos insulares y la profundidad del plano de Benioff fue discutida por *Dickinson y Hatherton* (1967), por *Kuno* (1959 y 1966) y *A. Sugimura* (1968), correlacionando un aumento regular del potasio a través de los arcos (borde oceánico hacia el continente) y por *Jakes y White* (1972) quienes caracterizan la serie calcoalcalina por la ausencia de enriquecimiento en hierro, por los valores de K_2O y por la relación $\frac{K_2O}{Na_2O}$ más alta en las series toleíticas. Sin embargo *Miyashiro* (1974 y 1975) ha mostrado que estas variaciones químicas (K_2O y de la suma de álcalis) dependen también de otros factores: velocidad en la convergencia de placas, grado de desarrollo de la corteza continental que pueden ser muy diferentes de un arco al otro.
- En fin, *Miyashiro* reconoce una variación regular de K_2O a través de los arcos, creciente del borde oceánico hacia el continente.

V.F.15.- DIAGRAMA K_2O vs. Na_2O (Fig. V.22).

Variables:

$$X = Na_2O$$

$$Y = K_2O$$

Curvas que se pueden graficar:

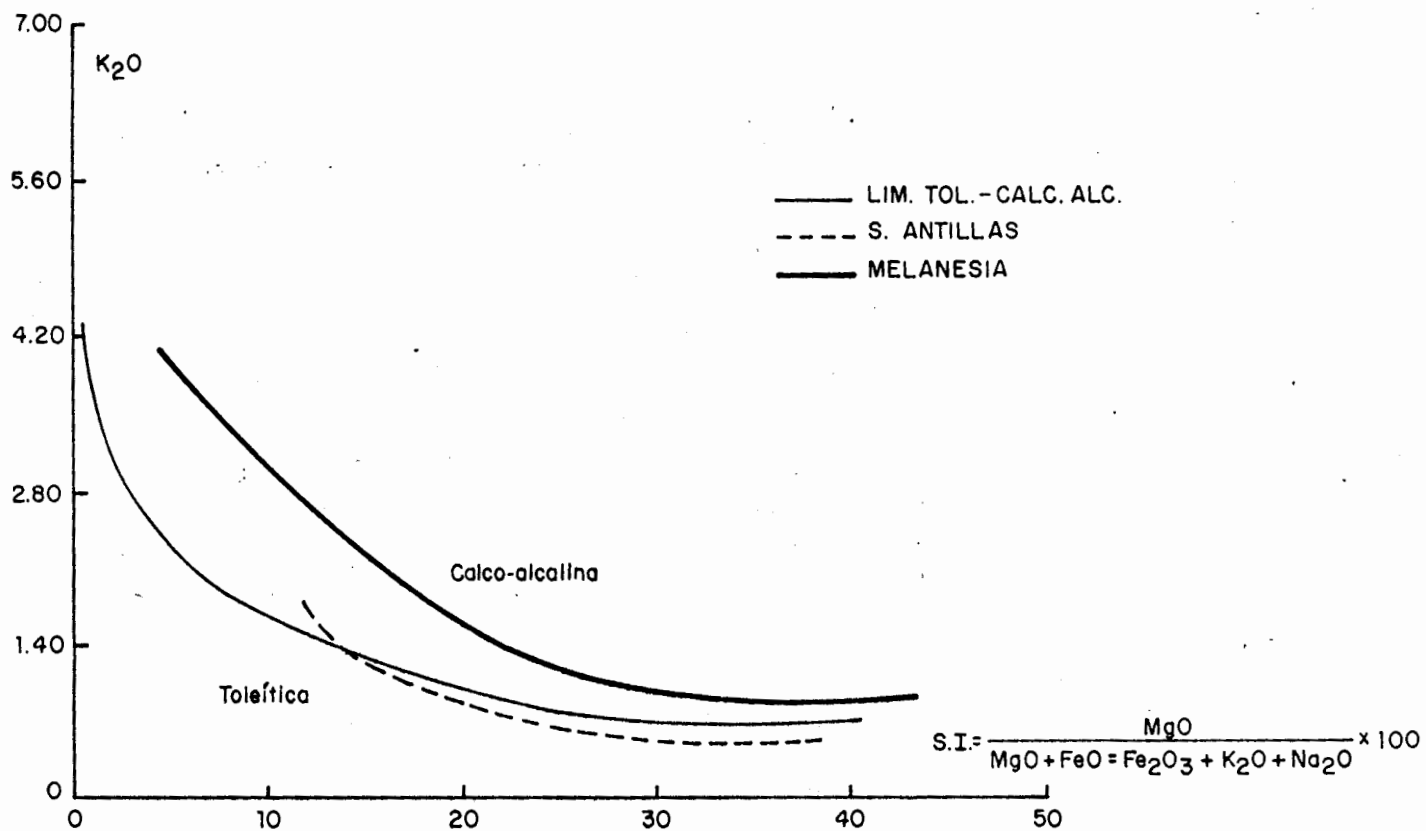


Fig. V.21.- Diagrama K_2O - índice de solidificación.

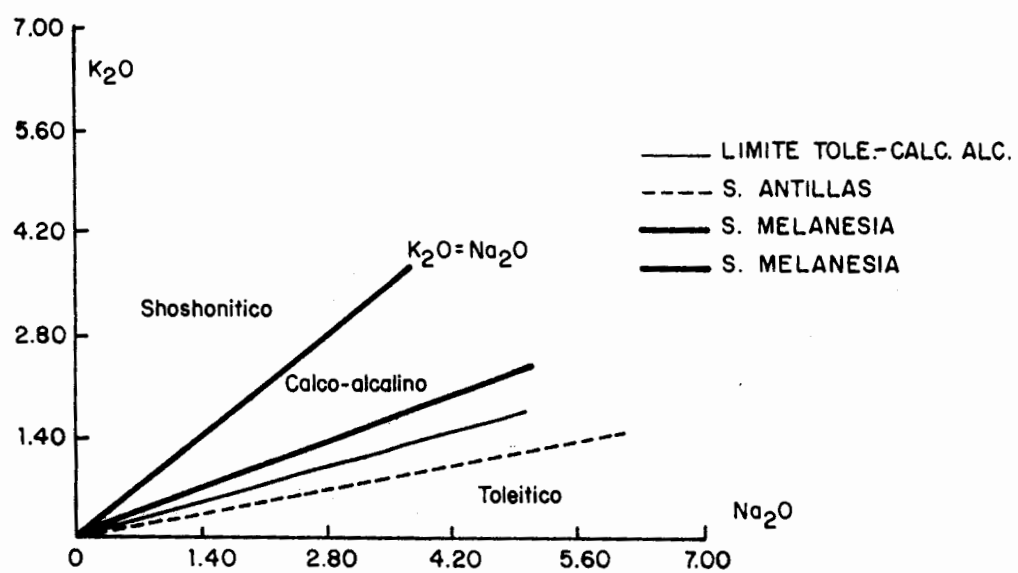


Fig. V.22.- *Diagrama K₂O - Na₂O.*

- Línea 1: límite toleítico calcoalcalino.
- Línea 2: límite toleítico calcoalcalino de las Antillas.
- Línea 3: límite toleítico calcoalcalino en Malasia.
- Línea 4: límite calcoalcalino shoshonítico en Malasia.

Comentarios:

- Se usa en este sistema el comportamiento diferencial del Na y del K en las series calcoalcalinas, toleíticas y alcalinas (shoshonítica o no).
- Si se compara entre ellas las líneas 1, 2 y 3 se tienen variaciones importantes entre los límites toleíticos - calcoalcalinos debidas al cuadro geotectónico global.

V.F.16.- DIAGRAMA $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (Fig. V.23).

Variables: CaO , Na_2O , K_2O

Curvas que se pueden graficar:

- Línea 1: límite toleítico calcoalcalino.

Comentario:

- El diagrama se basa en el comportamiento del CaO y K_2O durante la diferenciación. Se ha visto que el CaO disminuye y que la relación $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$ se mantiene aproximadamente constante durante la diferenciación magnética.
- La distribución entre las series toleítica y calcoalcalina reside en que estas últimas son más ricas en K_2O que las toleíticas.

V.F.17.- DIAGRAMA K - Mg DE NIGGLY (Fig. V.24).

Variables:

$$X = \frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}$$

$$Y = \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO}}$$

(en proporción de milimoléculas).

Curvas que se pueden graficar:

- Línea 1: límite toleítico calcoalcalino.
- Línea 2: límite toleítico calcoalcalino en Malasia.
- Línea 3: límite toleítico shoshonítico en Malasia.

Comentarios:

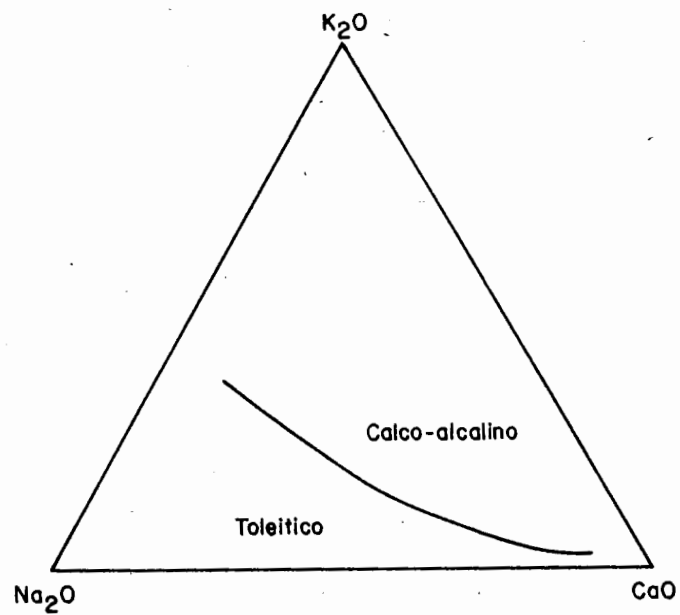


Fig. V.23.- *Diagrama K_2O - Na_2O - CaO .*

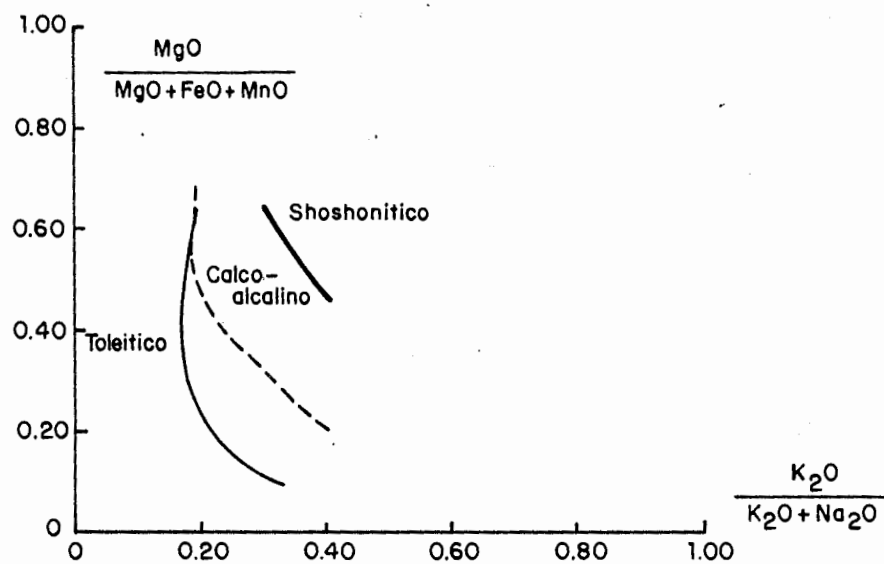


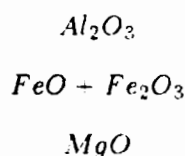
Fig. V.24.- *Diagrama K - Mg de Niggli.*

- El análisis de las variaciones del potasio en función de la relación Fe-Mg es un buen medio de discriminación en las diferentes series.
- Las rocas de la serie pigeonítica (toleítica) presentan un enriquecimiento en hierro en los términos intermedios, que tienen valores decrecientes de magnesio y potasio. Combinando estas 3 tendencias, se tiene una diferenciación clara de las series toleíticas, calcoalcalinas y shoshoníticas; estas dos últimas se distinguen bien la una de la otra por los valores diferentes en K_2O .

V.F.18.- DIAGRAMA Al_2O_3 - Fe - MgO DE FONTEILLES (1974, 1976) Y PEARCE et. al. (1977) (Fig. V.25).

a) Figura V.25a

Variables:



Curvas que se pueden graficar:

- Línea 1: Curva de evolución de la serie calcoalcalina.
- Línea 2: Curva de evolución de la serie toleítica.

Comentario:

- Este diagrama es cómodo para observar el comportamiento contrastado del aluminio y del hierro en la diferenciación de las series toleíticas y calcoalcalinas y los "cumulatus" correspondientes. Separa claramente las rocas básicas e intermedias de las series calcoalcalinas y toleíticas (andesitas y andesitas basálticas) pero su eficacia es un poco dudosa al nivel de términos diferenciados.

b) Figura V.25b

- Es un diagrama triangular comparable al de la figura V.25a (sólo que aquí el hierro total se calcula a FeO). Se han reportado en este diagrama los dominios geoquímicos de las rocas volcánicas del tipo andesita basáltica ($51\% < SiO_2 < 56\%$) de edad terciaria, agrupadas según su posición tectónica.

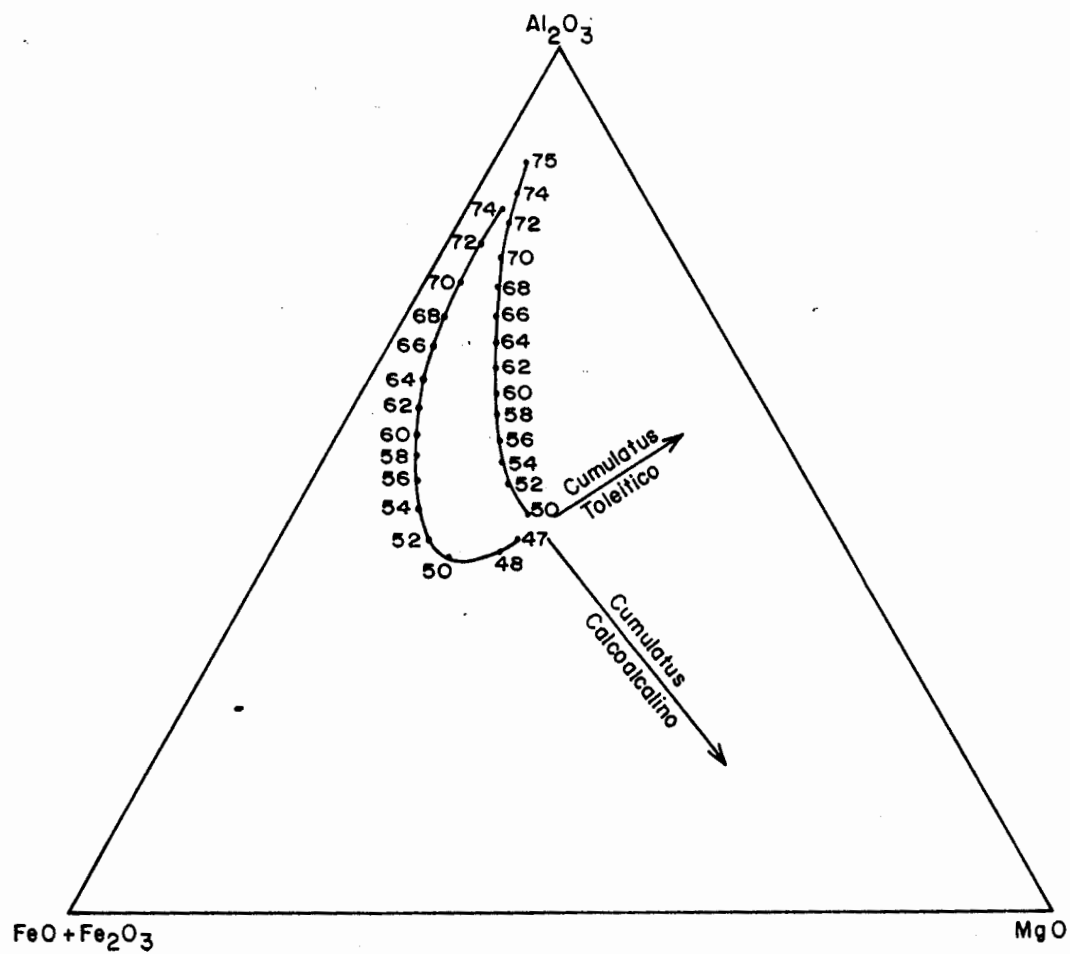


Fig. V.25a.- Diagrama Al - Fe - Mg de Fonteilles - Pearce.

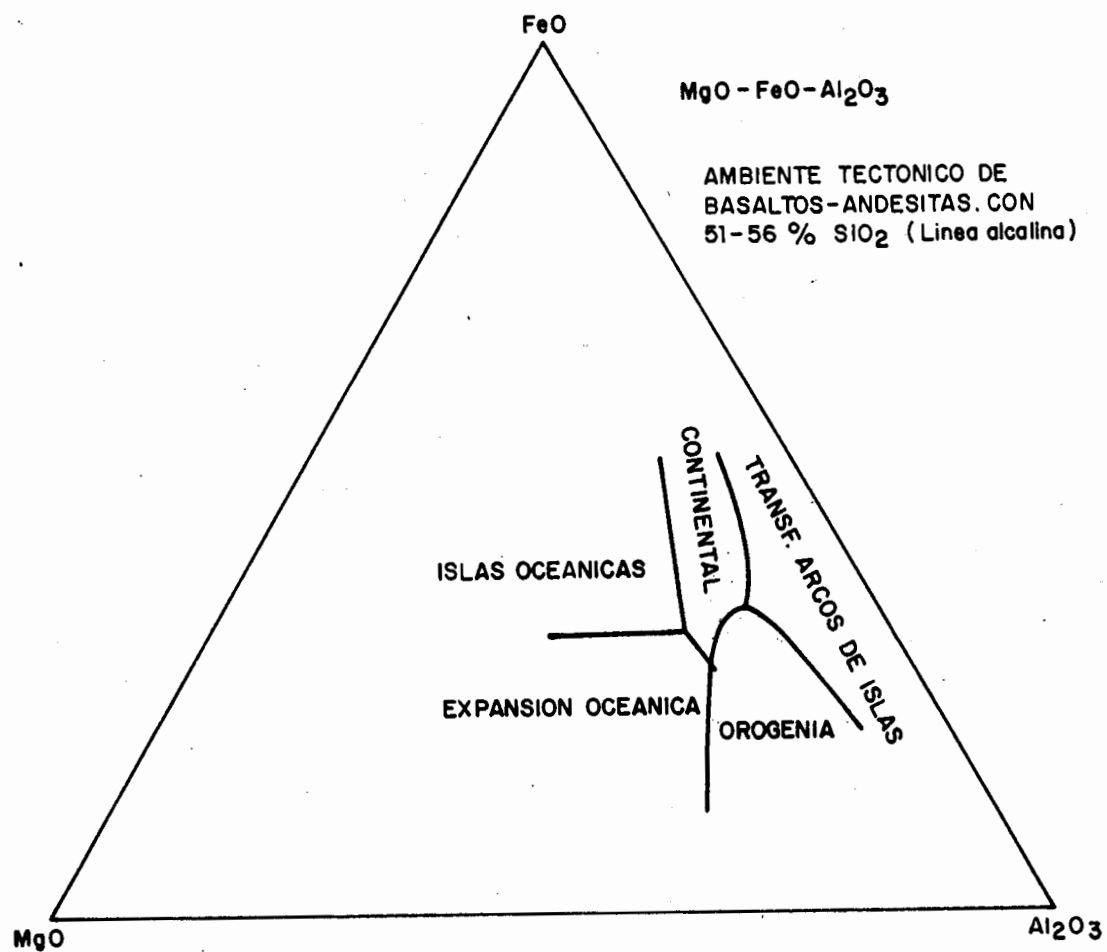


Fig. V.25b.- Diagrama similar a 25a sólo que el fierro total se calcula a FeO.

V.F.19.- DIAGRAMA DE MIYASHIRO (Fig. V.26).

Se trata de 3 diagramas complementarios donde se relaciona el índice de ferromagnesianos con el TiO_2 , $FeO + 0.9 Fe_2O_3$ y SiO_2 .

Las variables son:

$$FEMG = (FeO + 0.9Fe_2O_3).MgO$$

$$FER = FeO + 0.9Fe_2O_3$$

$$SiO_2$$

$$TiO_2$$

Curvas de referencia:

- a) calco-alcalinas.
- b) toleíticas.
- c) toleítica abisal.

Comentarios:

- Considerando las variaciones diferenciales del SiO_2 y el hierro en las series calcoalcalinas y toleíticas. *Miyashiro* las combina en su diagrama en relación al índice de ferromagnesianos. Adjunto a estos elementos se analiza también al Ti cuyo comportamiento varía mucho entre las series calcoalcalinas, toleíticas abisal y de arco.

V.G.- DIAGRAMAS ADAPTADOS AL ESTUDIO DE ROCAS METAMORFICAS

Asumiendo que el metamorfismo es un proceso sensiblemente isoquímico el sistema resultante heredará las características de sus progenitores. En la figura V.27 se presenta un esquema para el estudio químico de rocas metamórficas, a condición de ser muy prudentes a causa de las modificaciones químicas que puedan surgir en el metamorfismo (en particular el sílice y álcalis). La mayoría de los diagramas ya se han discutido en los incisos anteriores.

V.G.1.- DIGRAMA DE B. MOINE (Fig. V.28).

Variables:

$$X = \frac{(Al + Fe + Ti)}{3 \cdot N_2}$$

$$Y = \frac{(Al + Fe + Ti)}{3 \cdot K}$$

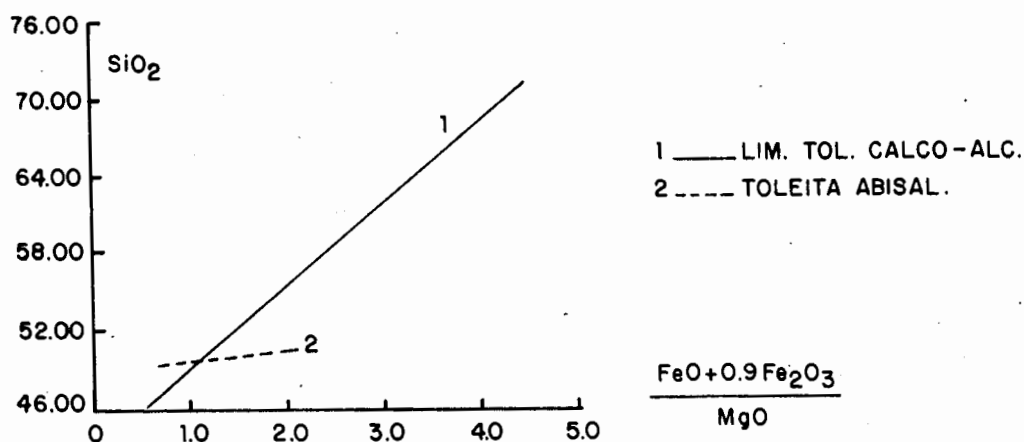
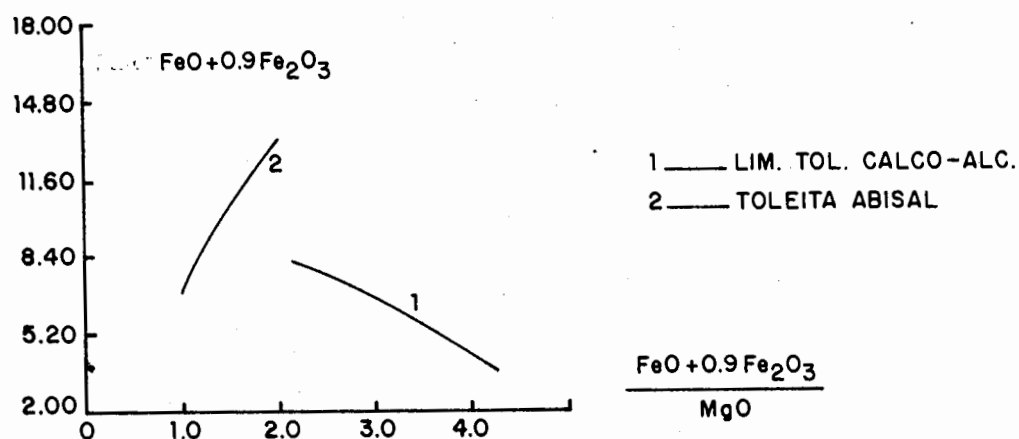
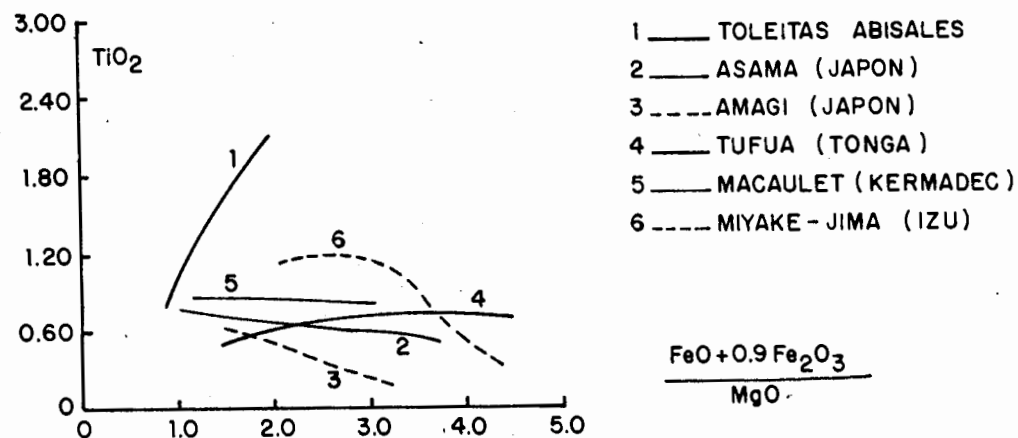


Fig. V.26.- Diagramas de Miyashiro para separar series igneas.

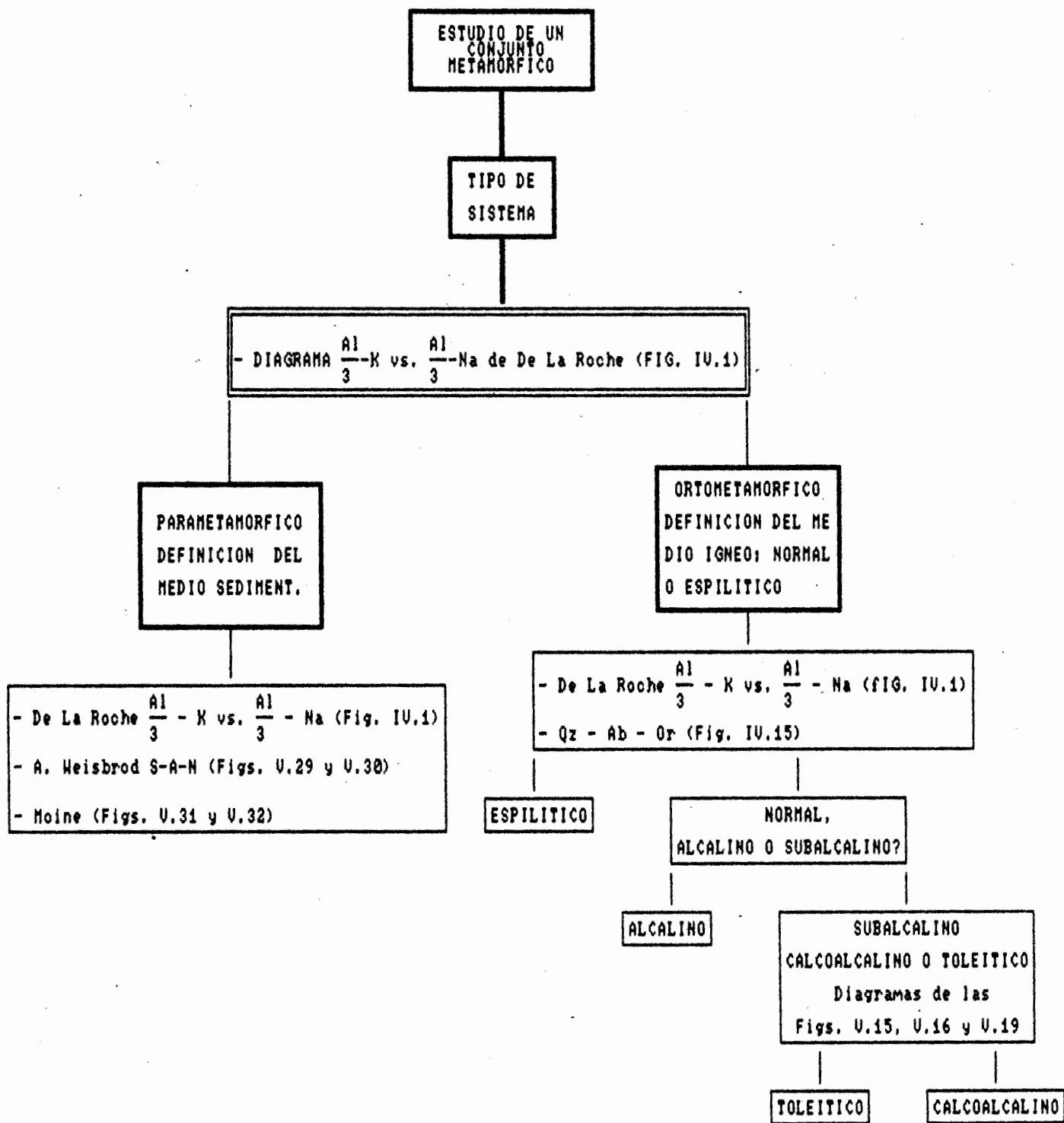


Fig. V.27. Diagrama secuencial sugerido para el estudio geoquímico de un conjunto metamórfico.

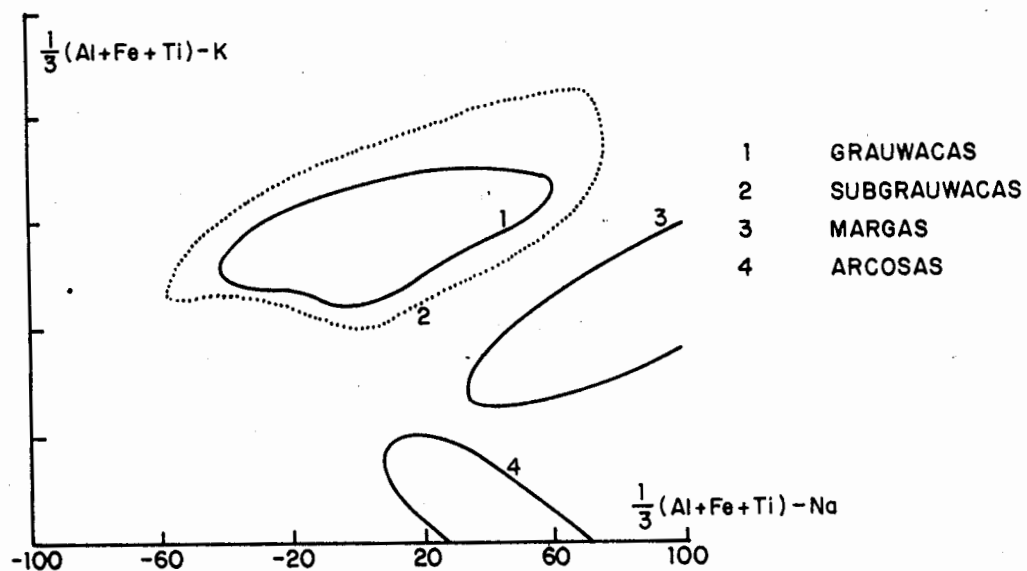


Fig. V.28.- Diagrama de Moine para clasificar rocas sedimentarias y metasedimentarias.

Curvas que se pueden graficar:

- (1) grauwas.
- (2) subgrauwas.
- (3) lutitas y rocas arcillo carbonatadas.
- (4) arcosas.

Comentario:

- Este diagrama presenta una buena separación entre los dominios de grauwas, arcosas y lutitas. Como en el sistema Al, Na, K de *H. De La Roche*, es el comportamiento contrastante del K y Na en relación al Al, el responsable de esta dispersión, y en fin, un buen medio de estudiar los metasedimentos.

V.G.2.- DIAGRAMA DE A. WEISBROUD (Figs. V.29 y V.30).

Variables:

$$WS = Si - 2(Ca - Na)$$

$$WA = Al - Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg - (Na + K + 2Ca)$$

$$WN = Na + K + Ca$$

Curvas que se grafican:

- (1) arcosas.
- (2) grauwas.
- (3) metagruwas (Fig. V.29).
- (4 a 7) grupos plutónicos: de los granitos a los gabros (Fig. V.30).

Comentarios:

- Este diagrama presenta interés ya que discrimina las rocas sedimentarias (parte derecha del triángulo) de las ígneas, volcánicas o plutónicas. El autor ha señalado los límites de aplicación del diagrama como superposición de diferentes series evaporíticas, y no adaptación a las rocas muy calcáreas.

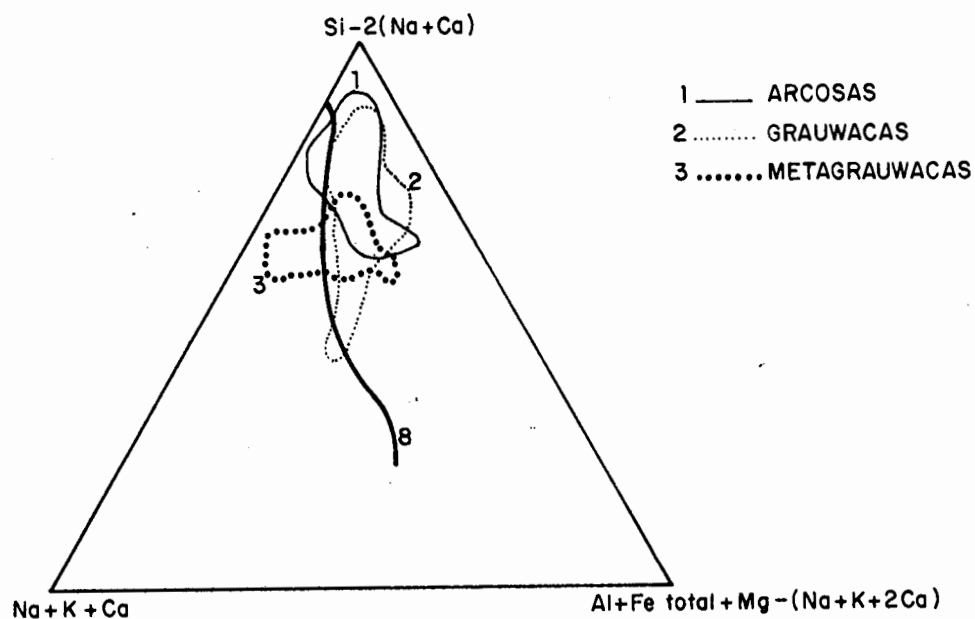


Fig. V.29.- Diagrama de A. Weisbrod que separa las arcosas y grauwacas.

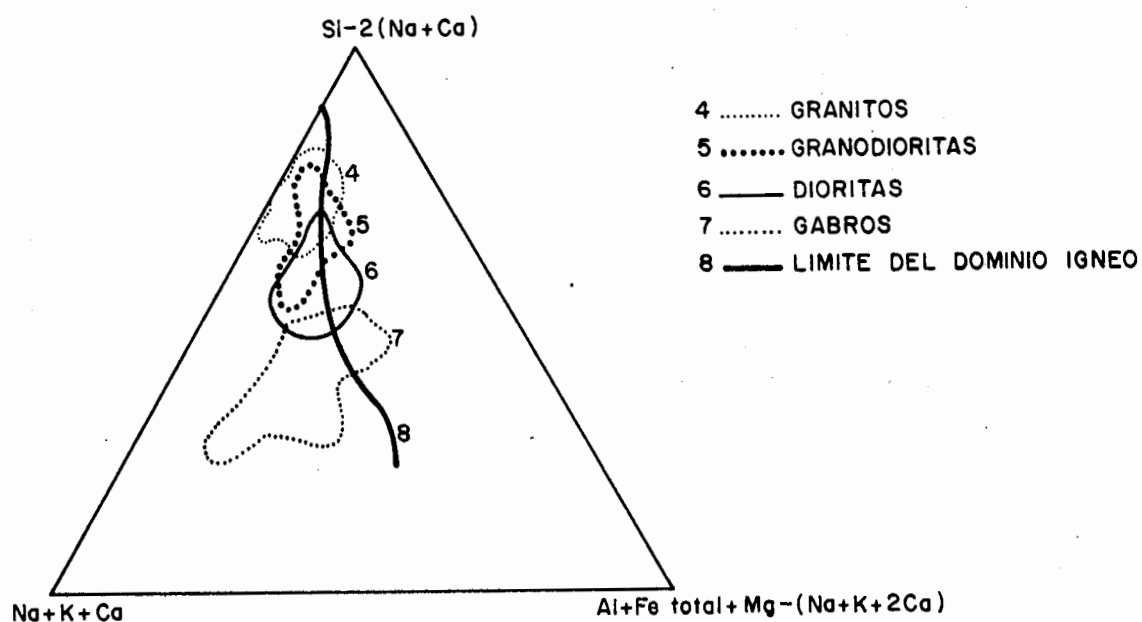


Fig. V.30.- Diagrama de A. Weisbrod (continuación).

- En relación a los grandes grupos de rocas plutónicas como granitos, granodioritas, dioritas y gabros, el diagrama tiene buena capacidad discriminante. Esto se logra por la naturaleza del parámetro $WS = Si - 2(Ca - Mg)$ que permite distinguir a cada una de estas rocas (Fig. V.30). Por el contrario, los dominios geoquímicos de rocas de origen detrítico se superponen y traslapan. Tal es el caso de grawvacas, metagrawvacas y arcosas; para estas rocas se recomienda el sistema $\frac{Al}{3-K}$ y $\frac{Al}{3-Na}$.

V.G.3.- TRIANGULO DE ROCAS TOTALES

El triángulo de la figura V.31 se denomina triángulo de rocas totales y está destinado al examen global de la composición. En este se encuentran 3 polos que respectivamente contienen SiO_2 (cuarzo), la suma $(Fe_2O_3total + TiO_2 - CaO)$ (óxidos, sulfuros y carbonatos) y Al_2O_3 (gibbsita, bauxita, corindón).

A una cierta distancia del polo cuarzo los sílico-aluminatos se dispersan (separan) muy claramente. Estos minerales son los que contienen elementos alcalinos y magnesianos los cuales no juegan ningún papel dentro de los parámetros.

Las series ígneas se dispersan muy poco en este triángulo y se disponen a lo largo de una línea que se dirige desde basaltos hasta riolitas, con una vergencia hacia la sílice.

Por su parte, las rocas sedimentarias se desplazan a los lados de esta línea y se alejan a medida que son más evolucionados y diferenciados. Las tendencias de diferenciación sedimentaria son oblicuas en relación a las tendencias ígneas y a veces cortan claramente a éstas. Los traslapes que existen entre estos 2 tipos de roca (ígneas y sedimentarias) son manifestados por un segundo triángulo llamado sílico-aluminatos (Figura V.32). En la mayoría de los casos rocas ígneas y detríticas, el Na, K y Mg se encuentran comprendidos dentro de los sílico-aluminatos y aparecen de esta manera como satélites del aluminio. Su agrupamiento en un triángulo $MgO - Na_2O - K_2O$ permite aprovechar la diversidad en cuanto a la composición de los sílico-aluminatos específicos de diferentes minerales ígneos o sedimentarios. Las formaciones sedimentarias detríticas se separan claramente del dominio ígneo salvo la línea de interferencia con las grawvacas. En el interior de cada uno de los dominios, pueden ser distinguidas diversas tendencias. Así las cloritas, illitas y caolinitas ocupan posiciones muy diferentes.

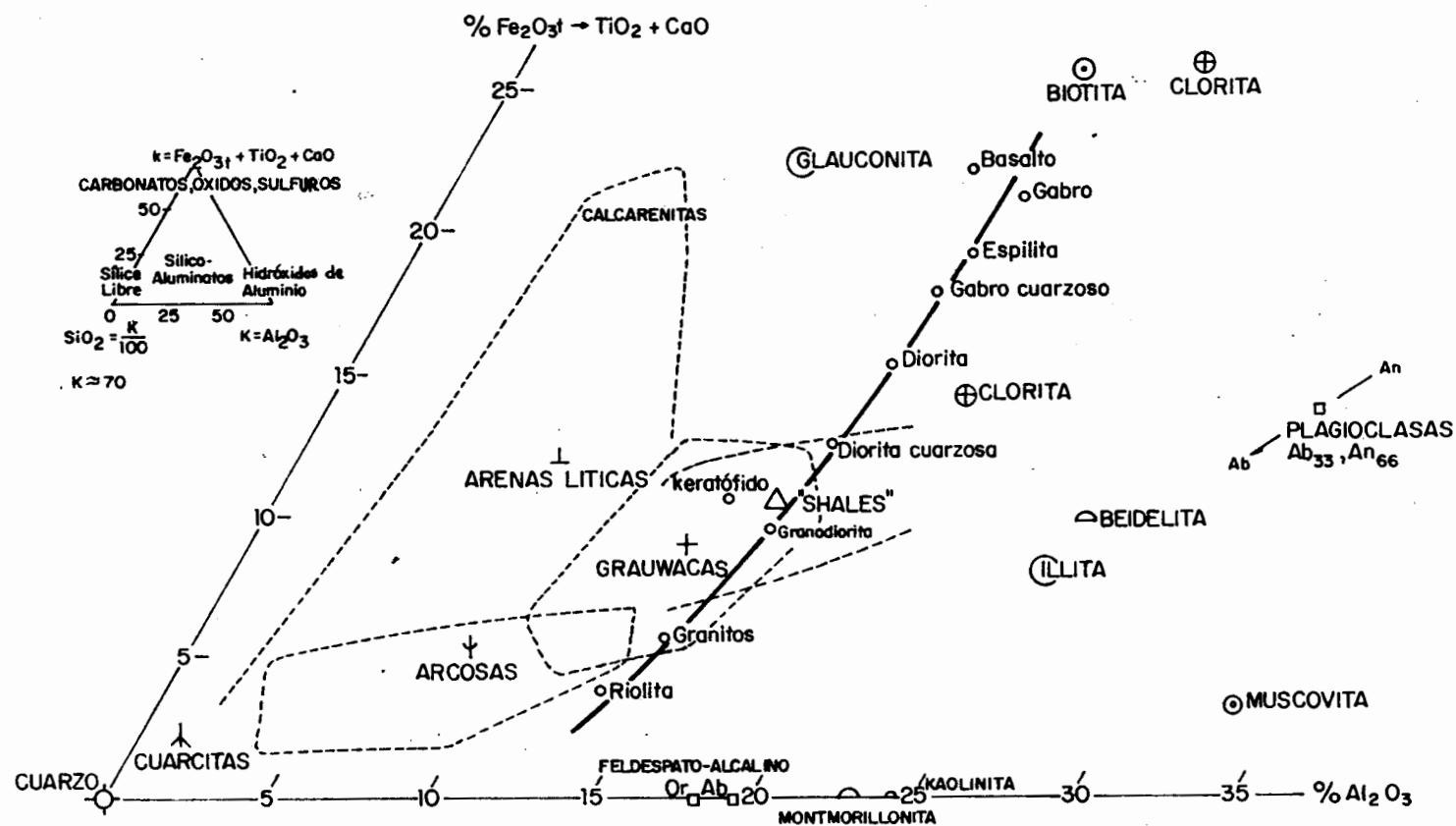


Fig. V.31.- Triángulo de rocas totales de De La Roche; Posición de diversos minerales de rocas ígneas y sedimentarias detríticas (valores en % de óxidos).

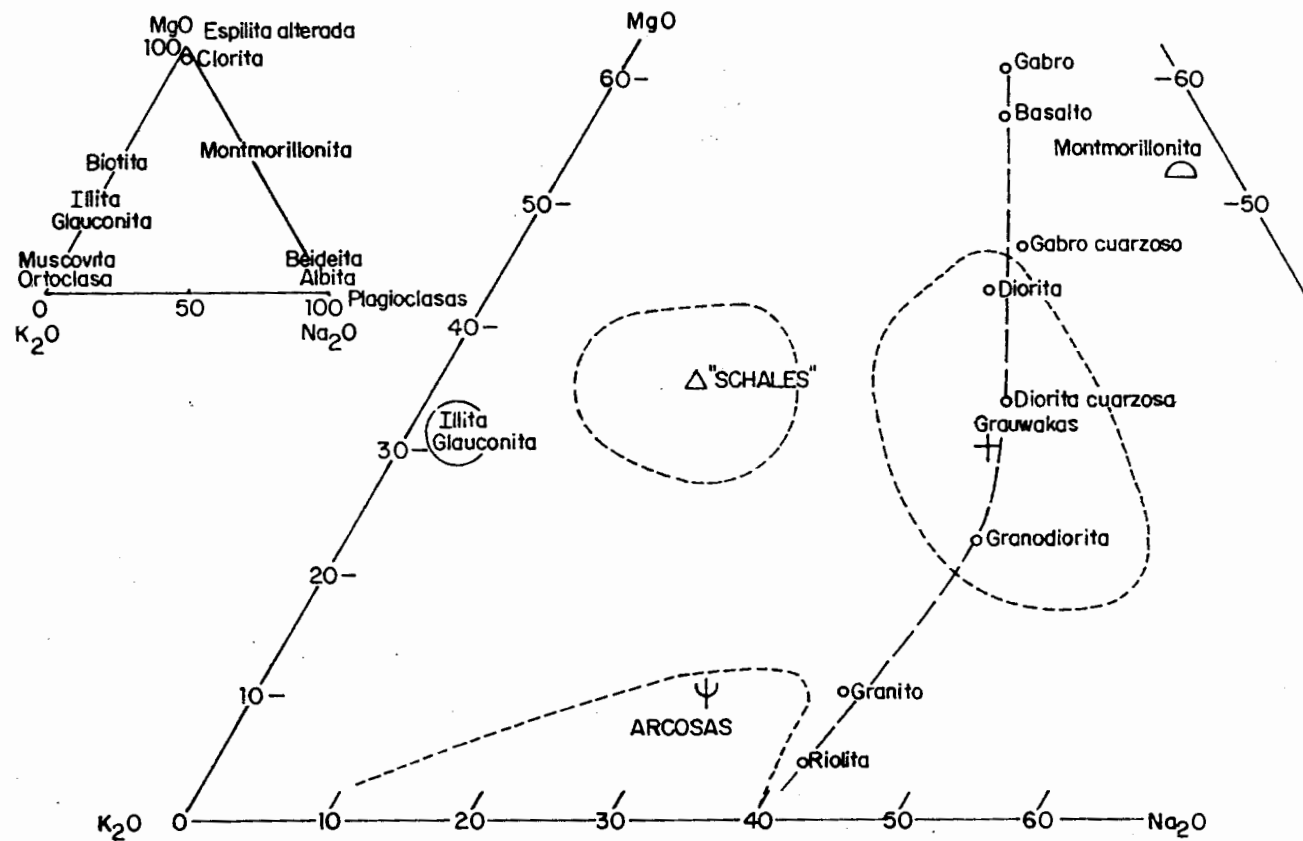


Fig. 1 92 - Triangulo de silico - aluminatos de De La Roche

CAPITULO VI

GEOQUIMICA DE LOS GRANITOS

VI.A.- GENERALIDADES

VI.A.1.- INTRODUCCION

Los granitos fueron durante mucho tiempo considerados como un grupo homogéneo, independiente, donde las variaciones de las fases minerales (*cuarzo - ortoclasa - plagioclasa, biotita, hornblenda, muscovita*) en algunos casos daba problemas para una buena clasificación petrográfica.

Recientemente las relaciones genéticas entre granitos y magmas de composición intermedia a básica en una asociación plutónica ígnea han sido puestos en evidencia de manera análoga a las asociaciones volcánicas (series magmáticas) establecidas, así como la existencia de granitos derivados directamente de la anatexis.

La tectónica global ha mostrado la existencia de granitos asociados a diversos sitios geodinámicos, donde cada uno de ellos se caracteriza por composiciones específicas: Arcos insulares (granitos toleíticos y calcoalcalinos), márgenes continentales activos (granitos calcoalcalinos y calcoalcalinos potásicos), coalición continente - continente (granitos aluminosos), cratones estables (granitos peralcalinos) y dominios oceánicos (plagiogranitos o trondhjemitas).

VI.A.2.- CRITERIOS PARA UNA TIPOLOGIA GRANITICA

Diversos criterios se han tomado en consideración en los últimos años con el fin de elaborar una tipología granítica.

VI.A.2.a) Criterios Mineralógicos

Se fundamentan en la selección de una o varias fases minerales accesorias o principales: (1) ilmenita y magnetita (*Ishihara*); (2) combinación de minerales accesorios opacos o no: monasita, torita, zircón, alunita, esfena, uraninita (*Pagel*); (3) anatasa (*Chenlameyer*); (4) biotita (*Lazafima, Hefa*); y (5) discriminaciones basadas sobre las proporciones modales relativas de los minerales claros como cuarzo - feldespato - plagioclasa en un diagrama Q A P (*Llamayre - Bouven*). Con base en las asociaciones mencionadas se trataron de hacer clasificaciones que mejoraran la propuesta para las rocas plutónicas por *Streckeisen*. Sin embargo todas las tipologías son parciales, ya que ellas consideran solamente una parte de los constituyentes de los granitos y rocas asociadas, ya sean minerales esenciales o accesorios.

VI.A.2.b) Criterios Químicos.

(1).- Bajo la forma de por ciento en óxidos, obtenido directamente de un análisis químico, las variaciones son observadas en un diagrama binario o ternario en función de un óxido escogido como índice de diferenciación (SiO_2 , MgO , etc.); los minerales nos sirven de guías en estos diagramas; estos tipos de diagramas son los *AFM*, $Na_2O - K_2O$ vs. SiO_2 o K_2O vs. SiO_2 , entre otros. Las tipologías que se deducen son parciales ya que sólo usan una parte de los elementos los cuales son poco discriminantes de los términos evolucionados (los granitos) de las series.

(2).- De manera más eficaz, bajo la forma de variables multivariadas que toman en cuenta todos los elementos mayores. Los diagramas químicos mineralógicos que se presentarán, están inspirados en análisis estadísticos multivariados (*Debon - Le Fort, 1983* y *H. De La Roche et al., 1980*).

VI.B.- CLASIFICACION QUIMICO - MINERALOGICA DE LAS ROCAS IGNEAS

En la tabla VI.1 se esquematiza la presentación de *Debon - Le Fort* la cual consta de dos partes fundamentales:

- 1a.- Se presentan las principales características químico - mineralógicas de una roca.
- 2a.- Se discuten las características de las asociaciones (o series) magmáticas.

VI.B.1.- PRINCIPALES CARACTERISTICAS QUIMICO - MINERALOGICAS

VI.B.1.a) Aluminosidad

El carácter más o menos aluminoso debe aparecer en cualquier tipología de rocas ígneas. Más aún, es común que este fenómeno tenga importantes implicaciones relacionadas con los aspectos petrogenéticos; para definir esta característica en una roca ígnea se tiene el parámetro:

$$A = Al - (K + Na + 2Ca)$$

Dependiendo del valor positivo o negativo de A en la roca, ésta será peraluminosa o meta-aluminosa; así, se pueden definir las siguientes relaciones (tipología de una roca):

$$\text{- Dominio Peraluminoso} = (K + Na + 2Ca) < Al$$

**PRINCIPALES
CARACTERISTICAS
QUINICO-MINERALOGICAS**

- Peraluminoso $(K + Na + 2Ca) < Al$ | $A = Al - (K+Na+2Ca)$
- Subaluminoso $(K + Na + 2Ca) \approx Al$
- Metaluminoso $(K + Na + 2Ca) > Al$ | $B = Fe+Mg+Ti$
- Peralcalina $K + Na > Al$
- Balance: Q=Cuarzo; B=Minerales oscuros; F=Feldespatos; H=Muscovita | $Q = \frac{Si}{3} - (K+Na+\frac{2Ca}{3})$
| $B = Fe+Mg+Ti$
| $F = 55.5 - (Q+B)$
- Balance aloalino | $\frac{Na+K}{K}$
| $(Na+K)$
- Caracteristicas Mg-Fe: $\frac{Mg}{(Fe+Mg)}$
- Radio $\frac{Fe^{+3}}{(Fe^{+2} + Fe^{+3})}$
- Elementos traza: Rb, Sr, Nd, Hf....etc.

CAFENICO

- Calcoo-alcalina (Granodioritico)
- Subalcalina (Monzonitico)
- Aloalino | Saturado
| Sobresaturado
| Alcalino "S.S"
| Peralcalino $(Na+K) > Al$
- Toleitico
Nota: Origen mantalico es comparable con el tipo I de Chappell y White (1974) o al tipo megnetita de Ishihara (1977)

ALUMINO-CAFENICO: ORIGEN HIBRIDO.

ALUMINOSO

- Cuarzo: rico, normal, pobre.
- Indice de color (Figs. 5 y 6) | Leucocratico: $B < 7\% (Fe+Mg+Ti) < 38.8 \text{ atomos gramo} \times 10^3$
| Subleucocratico: $7\% < B < 10\%$
| Mesocratico: $B > 10\% (Fe+Mg+Ti) > 55.5 \text{ atomos gramo} \times 10^3$
- Radio de aloalinidad | Potasico: $\frac{K}{(Na+K)} > 0.50$
| Sodico-potasico: $0.45 < \frac{K}{(Na+K)} < 0.50$
| Sodico: $\frac{K}{(Na+K)} < 0.45$
- Relaciones cuarzo-alcalinas | Silicico-potasico; + potasico.
| Silicico-sodico; + cuarzo decreciente.
| Silicico.
- Indice de aluminosidad | $A = Al - (K+Na+2Ca)$
| - Muy bajo $A < 10$
| - Bajo $10 < A < 20$
| - Moderado $20 < A < 40$
| - Alta aluminosidad $40 < A < 60$
| - Muy alta aluminosidad > 60
- Nota: Origen continental (SIAL) y es comparable con el tipo S de Chappell, tipo ilmenita de Ishihara (1977).

Tabla VI.1. Criterios para la clasificación químico - mineralógica de rocas ígneas.

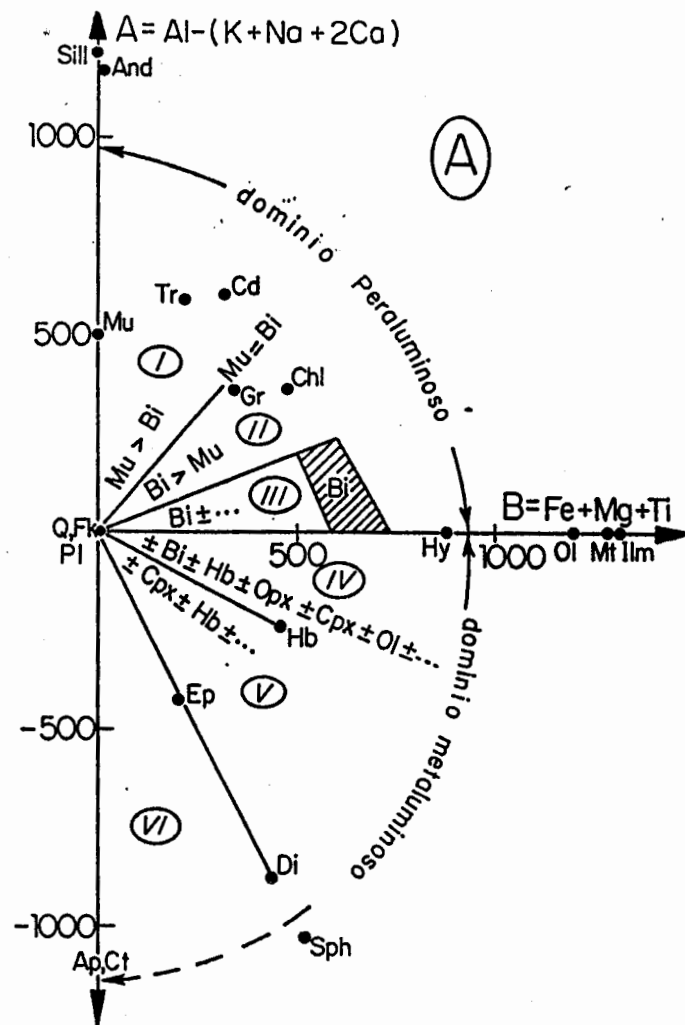
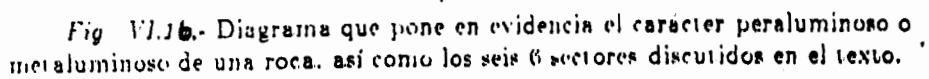


Fig. VI.1a.- Diagrama que pone en evidencia el carácter peraluminoso o metaluminoso de una roca, así como los seis 6 sectores discutidos en el texto.



Para usar este diagrama se deben considerar los siguientes puntos:

1. Verificar al microscopio la información obtenida del diagrama.
2. El parámetro $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ es muy sensible a la alteración.
3. La interpretación de muestras que se acerquen al origen puede ser errónea ya que todas las series convergen hacia este punto, en sus miembros más evolucionados.
4. Las series magmáticas cruzan los dominios, metaluminoso y peraluminoso pero generalmente convergen hacia el centro.

VI.B.1.c) Balance de minerales oscuros, cuarzo, feldespato (+ muscovita) (Fig. VI.2).

Las proporciones en peso de cuarzo, minerales oscuros y feldespato (- muscovita) en las rocas plutónicas se pueden estimar a partir de los parámetros:

$$Q = \frac{Si}{3} - (K + Na + \frac{2Ca}{3}) \text{ (cuarzo)}$$

$$B = Fe + Mg + Ti \text{ (minerales oscuros)}$$

$$F = 555 - (Q + B) \text{ (feldespato + muscovita)}$$

(en gramos átomo por 10^3 para 100 g de roca)

Los contenidos de cuarzo, minerales oscuros y feldespato de cada muestra se pueden comparar con los de una serie de referencia y sobre esta base se designan como altas, normales y bajas. Así, el contenido de minerales oscuros en una muestra puede modificar su clasificación: tal es el caso de las tonalitas o gabros, y dioritas con menos del 10 % de minerales oscuros, en cuyo caso su nombre cambiará a trondhjemitas y anortositas, respectivamente. Por último, se dice que una roca es leucocrática cuando contiene menos del 7 % de minerales oscuros, es decir, $B = Fe + Mg + Ti$ es menor a 38.8.

VI.B.1.d) Balance de álcalis (Na + K)

Las relaciones entre Na y K tienen grandes fluctuaciones dentro de un mismo grupo petrográfico. Dos formas de analizarlas es mediante los parámetros $Na + K$ y $\frac{K}{(Na + K)}$. Tal como en el balance $Q + B + F$, las relaciones de álcalis se pueden comparar con las de series de referencia.

VI.B.1.e) Carácter magnesiano o ferrífero.

Dependiendo del valor de la relación $\frac{Mg}{(Mg + Fe)}$, las rocas ígneas pueden mostrar afinidades características así como diferencias en su potencial metalogenético y o reflejar mecanismos

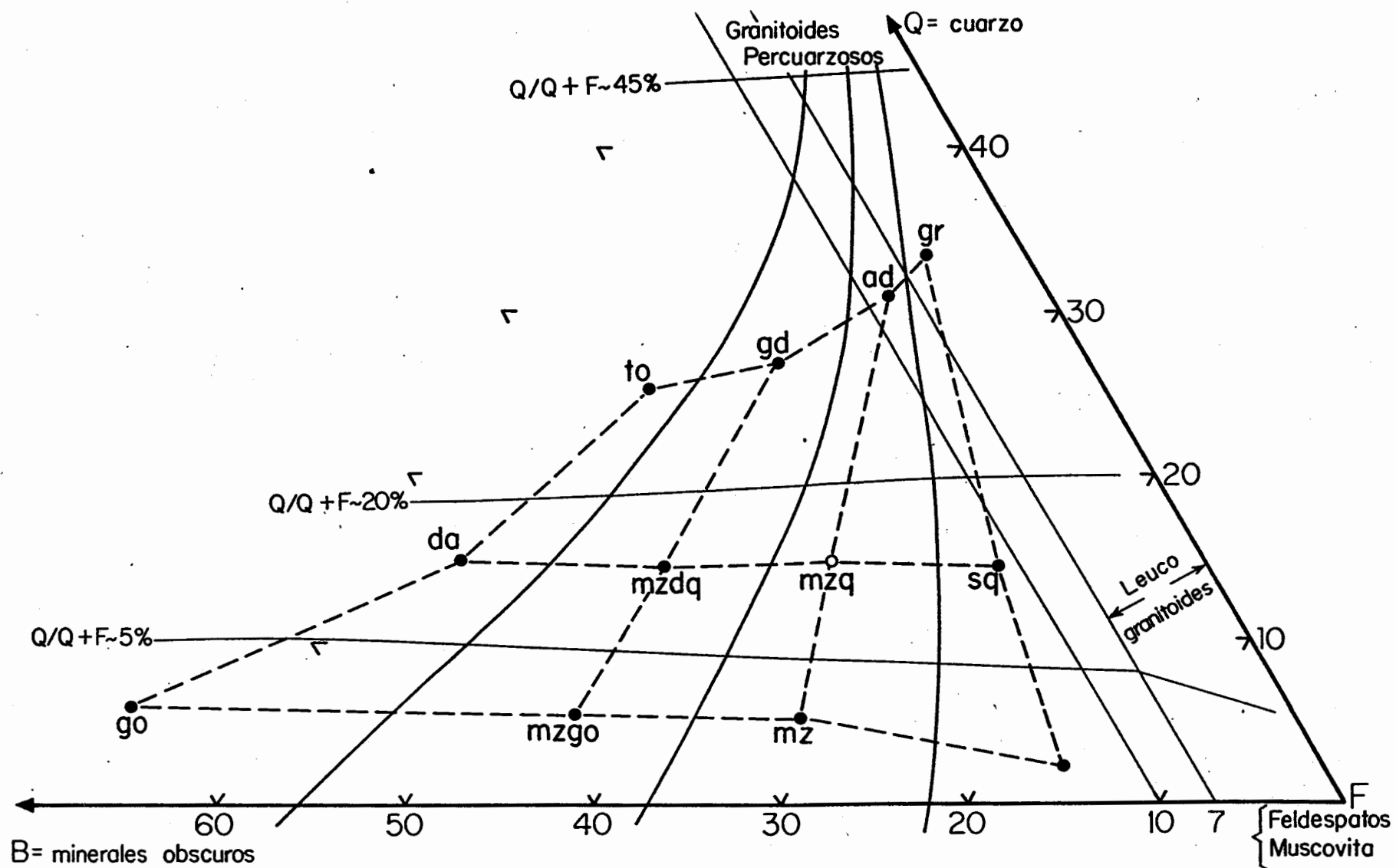


Fig. VI.2.- Balance de minerales oscuros, cuarzo y feldespato.

genéticos distintivos. Cualquiera que sea el caso, es conveniente estudiar la variación de la relación Fe - Mg en comparación con series cuyas características se conozcan mejor.

En resumen se puede decir que la selección de diagramas de referencia en geoquímica deben considerar seis puntos (según *Debon-Le Fort*).

1. Una nomenclatura (ver capítulo anterior).
2. Determinar el carácter peraluminoso o metaluminoso.
3. Determinar el balance en el contenido de cuarzo, minerales oscuros y feldespatos (+ muscovita).
4. Determinar el balance de alcalinidad.
5. Determinar sus características magnésicas o férricas.
6. Los minerales particulares deben determinarse también en el microscopio.

VI.B.2.- TIPOLOGIA DE LAS ASOCIACIONES (O SERIES) MAGMATICAS

Debon y Le Fort utilizan el término de asociación para definir un grupo de rocas que tienen características comunes originadas del mismo cuerpo ígneo o conjunto de cuerpos. La noción de serie es más limitada y se deja para una asociación de muestras que son el resultado del mismo proceso evolutivo (como la diferenciación magmática): en la práctica la diferencia entre serie y asociación es muy difícil.

El estudio de una asociación consta de dos pasos: en el primero se clasifica la asociación que puede ser: cafémica, alumino - cafémica o aluminosa. En el segundo se introducen subdivisiones dentro de estos tipos tal y como se muestra en la tabla VI.1. Las figuras VI.1 y VI.3 permiten reconocer los tres principales tipos de asociaciones además de mostrar las características mineralógicas.

VI.B.2.a) Asociación cafémica.

Este tipo de rocas están localizadas en el dominio de la parte baja de la zona metaluminosa (sectores IV y V); con una pendiente negativa: sus elementos félsicos entran en el dominio de los peraluminosos; estas rocas al principio contienen anfíboles y o piroxenos y terminan con biotita en los elementos más evolucionados.

VI.B.2.b).- Asociación Alumino - Cafémica.

Están localizadas en el dominio peraluminoso de la figura VI.3. Difieren de las asociaciones aluminosas por tener una pendiente más o menos negativa y por la localización de sus miembros más oscuros muy cerca del dominio metaluminoso (además de las mica es común encontrar también anfíboles); se podría decir que es una asociación cafémica pero limitada por una porción peraluminosa lo que le da el carácter alumino - cafémico.

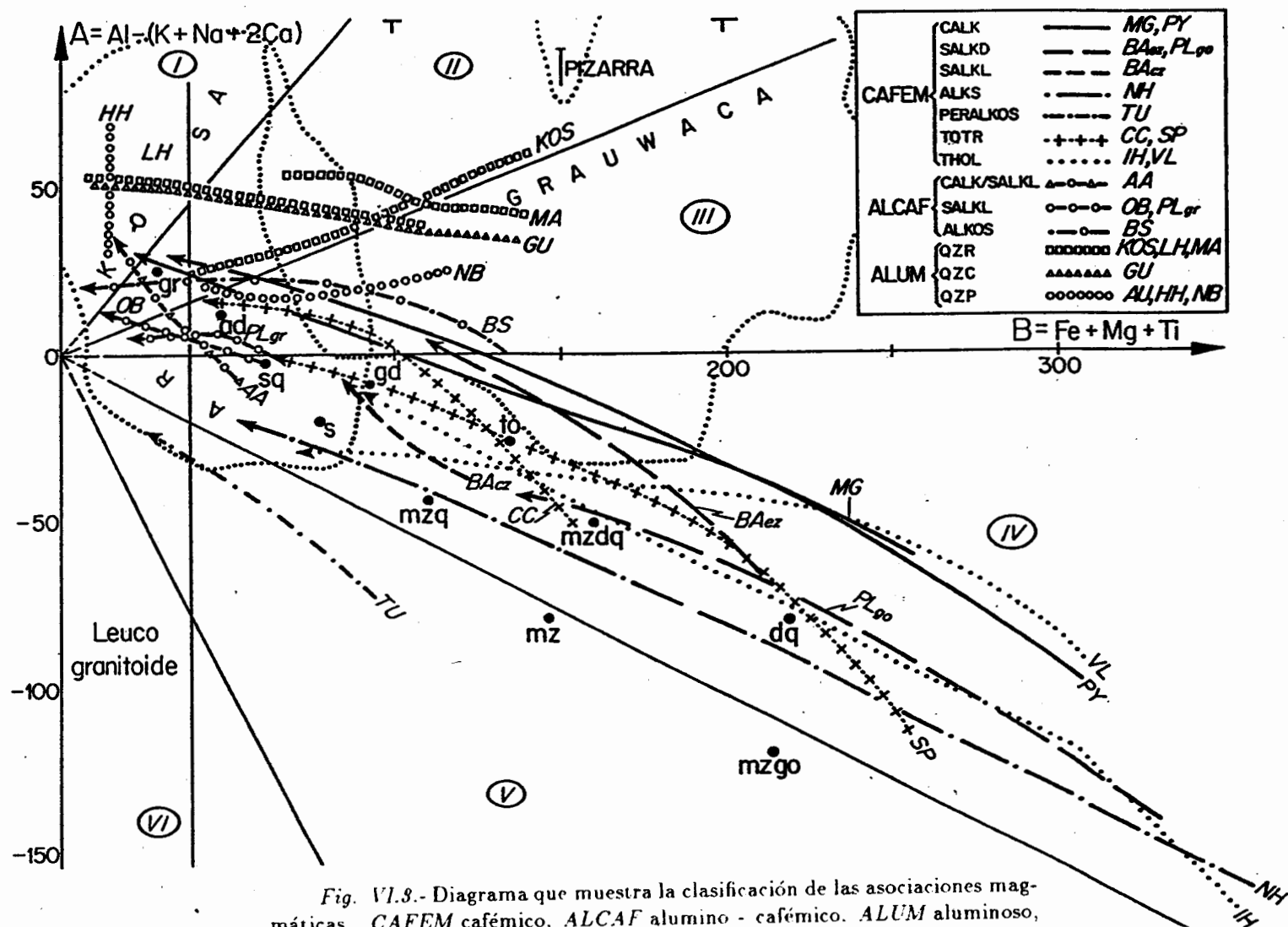


Fig. VI.3.- Diagrama que muestra la clasificación de las asociaciones magmáticas. CAFEM cafémico, ALCAF alumino - cafémico, ALUM aluminoso, CALK calcoalcalino (o granodiorítico). SALKD sub-alcalino oscuro (o monzoníticos). SALKL sub-alcalino ligeramente coloreado (o monzonítico), ALKS alcalino saturado. ALKOS alcalino sobresaturado. PERALKOS peralcalino sobresaturado, THOLP toleítico (o gabroico - trondhjemitico) (plutónico), THOLV toleítico (volcánico), CALK-SALK transición entre CALK y SALK, QZR rico en cuarzo. QZN cuarzo normal. QZP pobre en cuarzo.

VI.B.2.c).- Asociación Aluminosa.

Este tipo de rocas están enteramente localizadas en el dominio de los peraluminosos en la figura VI.3. con una pendiente positiva, ligeramente negativa; son rocas no muy comunes y casi siempre contienen aluminosilicatos, cordierita, turmalina, etc.

Cada una de las asociaciones anteriores corresponden a diferentes materiales originales: *Debon* y *Le Fort* sugieren los siguientes:

1. Las asociaciones cafémicas pueden provenir exclusivamente del manto, o más comúnmente de un componente siálico híbrido de éste.
2. Las asociaciones aluminos - cafémicas tienen un origen híbrido, anatexis con una contribución siálica del manto.
3. Las asociaciones aluminosas son principal o totalmente derivadas de la anatexis del material siálico. Las tendencias de estas asociaciones resultan de la variada naturaleza del material pre-anatexis, como podrían serlo lutitas, grawvacas, arcosas, etc.

VI.B.3.- PRINCIPALES SUBTIPOS DE ASOCIACIONES CAFEMICAS.

La naturaleza de las asociaciones cafémicas es muy variada: Calcoalcalina, subalcalina, alcalina y toleítica (ver tabla VI.1).

El diagrama *QBF* de la figura VI.4 puede ser usado para hacer discriminaciones entre subdivisiones cafémicas; algunos de los principales subtipos se discuten a continuación.

VI.B.3.a) Subtipo Calcoalcalino (granodiorítico).

Este subtipo es muy común y muestra un amplio rango de composición; sus variaciones petrográficas van desde el gabro al granito, contienen bajas relaciones en los álcalis y feldespatos; el déficit de Na no puede ser balanceado por el exceso de Ca. Estas asociaciones nunca incluyen a monzogabros típicos, monzodioritas, monzonitas y sienitas. Su posición cae en la línea gabro - granito del diagrama *QBF* y existe generalmente un incremento regular y simultáneo en las proporciones de cuarzo - feldespatos y álcalis.

VI.B.3.b) Subtipo Subalcalino (o monzonítico).

Este subtipo generalmente es confundido con el calcoalcalino aun cuando tiene características específicas; es llamado también serie calcoalcalina - potásica y se puede comparar con las series latítica o shoshonítica; sus características son intermedias entre rocas calcoalcalinas y alcalinas. Se distinguen dos grupos:

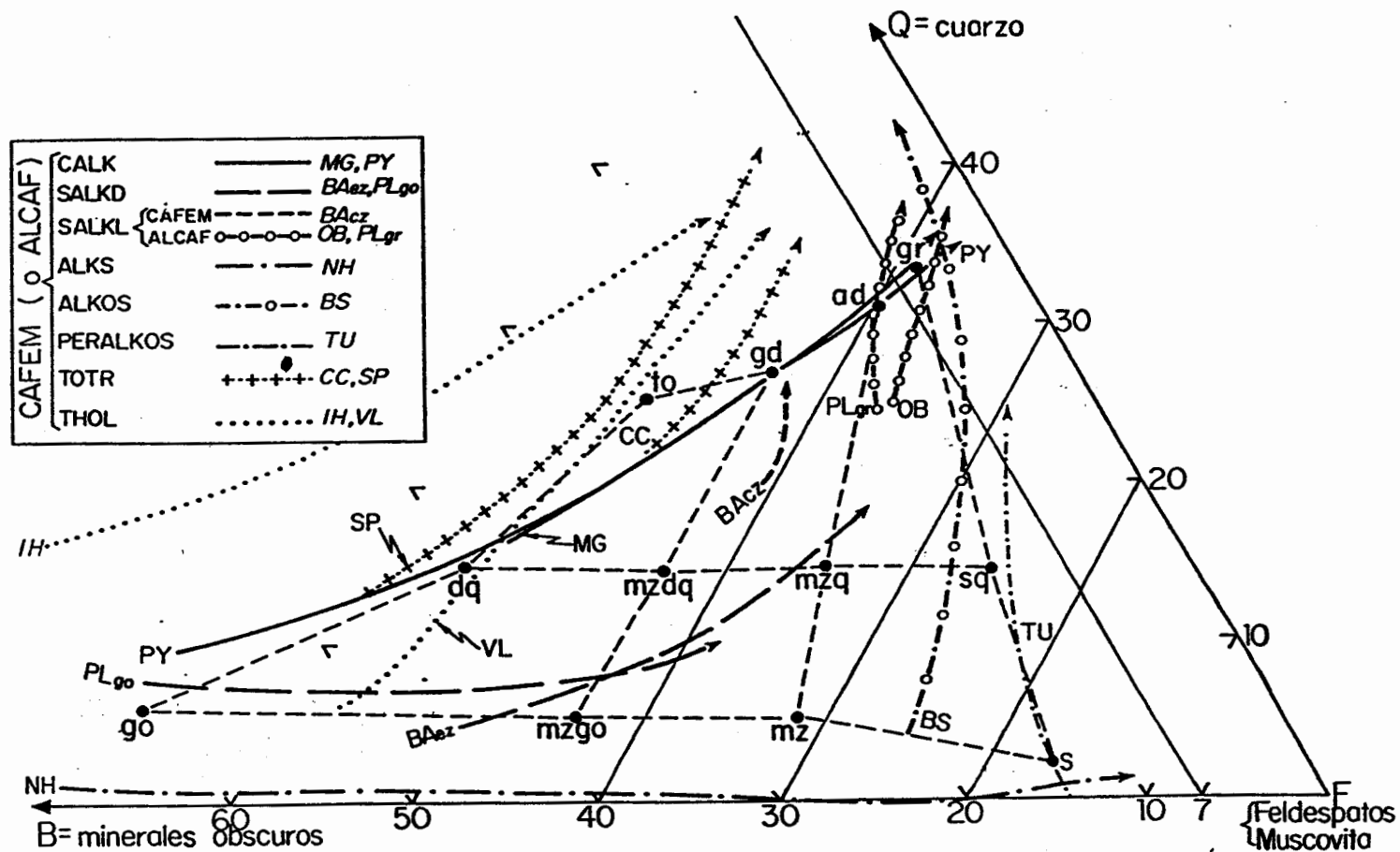


Fig. VI.4.- Posición de la asociación subalcalina en el diagrama Q B F.

- Asociaciones subalcalinas oscuras: sus miembros van desde los gabros o monzogabros a cuarzosienitas pasando por las monzodioritas y monzonitas: se encuentran en la línea gabro - granito del diagrama *QBF*; pero con una evolución muy diferente a las asociaciones calco-alcalinas.
- Asociaciones subalcalinas claras: a menudo se refieren a granitos, adamelitas y granodioritas o tonalitas que son las rocas más comunes. Se incluyen también cuarzosienitas, cuarzomonzonitas y cuarzodioritas. Contienen pertitas rosas y feldespatos rojos, anfíboles, esfena, etc. que persisten hasta los miembros félsicos. Se encuentra abajo de las asociaciones gabro - granito en el diagrama *QFB*. Su evolución muestra un decremento de minerales oscuros y un rápido incremento en cuarzo, pero no sucede así con los feldespatos y álcalis que son constantes, e inclusive pueden disminuir.
- Asociaciones subalcalinas compuestas: estas rocas son abundantes, tienen muchos rasgos comunes a las rocas anteriores, constituyendo un enlace entre ellas. Su naturaleza principal es monzonítica.

VI.B.3.c) Subtipo Alcalino (y Peralcalino).

Tal como en las asociaciones subalcalinas se distinguen tres variantes principales de este subtipo:

- Asociación alcalina saturada: Su composición varía de gabro a sienita, pasando por monzogabros, monzodioritas y monzonitas, con predominancia de miembros oscuros. Se localizan hacia la base del triángulo *QBF*.
- Asociación alcalina sobresaturada (y peralcalina): No son rocas muy comunes. Su composición puede incluir monzonitas, sienitas, adamelitas, granitos, cuarzomonzodioritas y cuarzosienitas. La asociación alcalina sobresaturada tiene una distribución más o menos vertical y cae abajo de la línea gabro - granito del triángulo *QBF*.
- Asociación peralcalina: Representa un caso particular de las alcalinas, donde $Na + K > Al$.

VI.B.3.d) Subtipo Toleítico (Gablo - Trondhjemitico).

Estas rocas que son muy comunes en los complejos volcánicos o subvolcánicos pero son raras en plutones. Se considera una toleita a toda asociación sobresaturada baja en K, cualquiera que sea su tendencia en hierro y las proporciones de los diferentes miembros de las rocas. Así se pueden incluir gabros, dioritas, cuarzodioritas, tonalitas y trondhjemitas. Si se analiza la figura VI.4, las asociaciones toleíticas muestran una deficiencia en feldespatos y una transición de miembros oscuros a claros. Su característica hipofeldespática no está siempre presente.

VI.B.4.- PRINCIPALES SUBTIPOS DE LAS ASOCIACIONES ALUMINO - CAFÉMICAS

En las rocas aluminio - cafémicas existen varios subtipos similares y de naturaleza a los encontrados en el tipo cafémico: calcoalcalino, subalcalino, alcalino y toleítico. Estos subtipos generalmente están formados por rocas claras. Su identificación se logra apoyándose en el triángulo *QBF*. Un subtipo muy común en las aluminio - cafémicas lo constituyen las rocas altas en cuarzo: leucogranitos, leucoadamelitas, leucogranodioritas y trondhjemitas.

VI.B.5.- PRINCIPALES SUBTIPOS DE ASOCIACIONES ALUMINOSAS

Las asociaciones aluminosas presentan o tienen su posición en la zona de granitoides de biotita y o de dos micas. Se pueden distinguir las variedades siguientes atendiendo a criterios complementarios como el contenido de cuarzo, el índice de color, las relaciones cuarzo - álcalis y el índice de alúmina.

VI.B.5.a) Contenido de cuarzo: se distinguen tres subtipos:

1. Ricas o altas en cuarzo: contienen pocos feldespatos, algo de muscovita y deficiencia en álcalis.
2. Con cuarzo normal: con contenido normal de feldespatos y cuarzo, y poca muscovita.
3. Pobres en cuarzo: con abundante feldespato, muscovita y rica en álcalis.

VI.B.5.b) Índice de color (ver Figs. VI.5 y VI.6)

Se tienen tres subtipos dependiendo del parámetro $B = Fe + Mg - Ti$:

1. Leucocrático = $B < 7 \%$ (en peso, equivalente a menos de 38.8 átomos - gramo $\times 10^3$).
2. Subleucocrático = $7 \% < B < 10 \%$ (38.8 a 55.5 átomos - gramo $\times 10^3$).
3. Mesocrático = $B > 10 \%$ (> 55.5 átomos - gramo $\times 10^3$).

VI.B.5.c) Relación de alcalinidad (ver Figura VI.6).

Se distinguen 3 subtipos:

1. Potásico = $\frac{K}{(Na + K)} > 0.50$.
2. Sódico - potásico = $0.45 < \frac{K}{(Na + K)} < 0.50$.

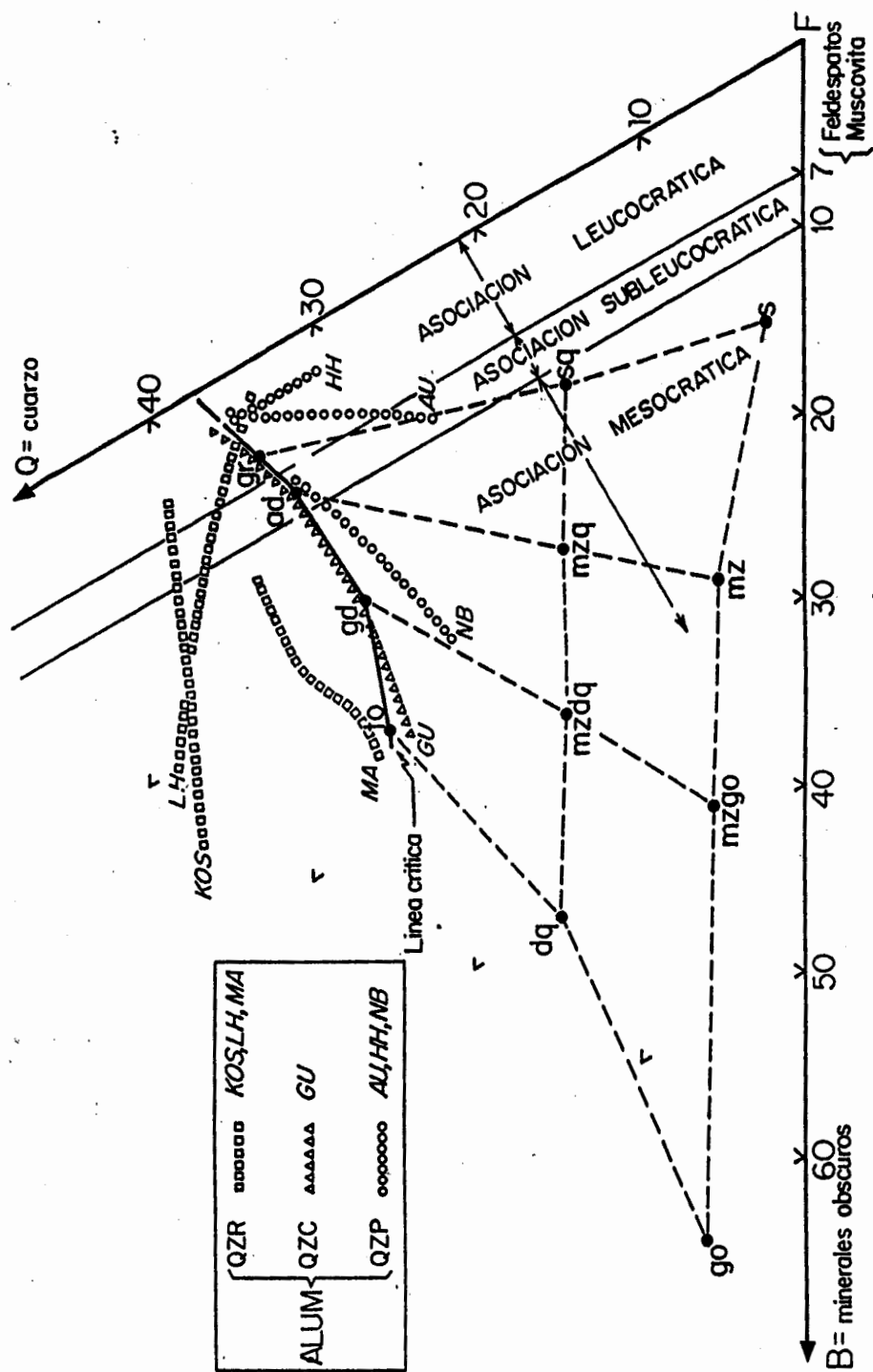


Fig. VI.5.- Posición de la asociación aluminosa diagrama Q B F.

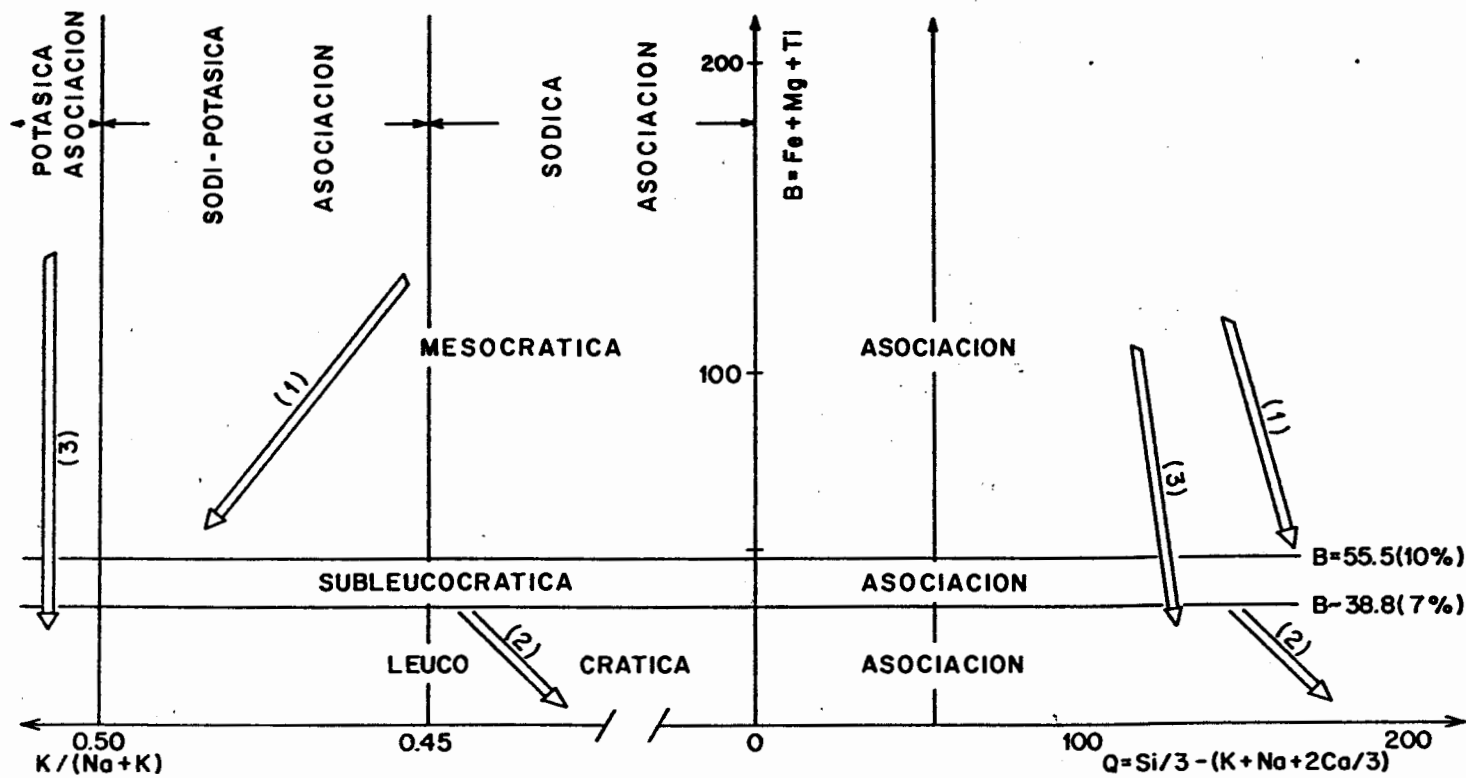


Fig. VI.6.- Diagrama alcalinidad índice de color.

$$3. \text{ Sódico} = \frac{K}{(Na+K)} < 0.45.$$

VI.B.5.d) Relaciones cuarzo - álcalis. (Fig. VI.6).

Las tendencias de una asociación se estudian de los miembros más oscuros a los más claros; existen por lo menos 6 variantes distinguibles:

1. Sílico - potásico: tiende a demostrar un incremento en el contenido de cuarzo y en la relación $\frac{K}{(Na+K)}$.
2. Sílico - sódica: presenta una tendencia a incrementar el contenido de cuarzo pero existe un decremento en la razón $\frac{K}{(Na+K)}$.
3. Exclusivamente sílica: incremento en el cuarzo sin variar la razón $\frac{K}{(Na+K)}$.
4. Exclusivamente potásica o sódica: con contenido constante de cuarzo.
5. Decremento en el contenido de cuarzo sin variación en la razón álcalis.
6. Sin tendencia el contenido de cuarzo y las relaciones de álcalis permanecen constantes.

VI.B.5.e) Índice de aluminosidad.

Su estimación se hace a partir del parámetro $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ y se tienen las variantes:

1. Muy bajo aluminio: $A < 10$.
2. Bajo aluminio: $A = 10 - 20$.
3. Moderado aluminio: $A = 20 - 40$.
4. Alta aluminosidad: $A = 40 - 60$.
5. Muy alta aluminosidad: $A = > 60$.

VI.C.- ESTUDIO QUIMICO DE GRANITOS ORIENTADO HACIA LA TIPOLOGIA - CARTOGRAFIA

(Por: H. De La Roche y J.M. Stussi. 1980. SCI. DE LA TERRE 24, pp. 5-121.)

Introducción.

Es frecuente que los granitos sean los últimos términos dentro de una serie ígnea compuesta por rocas básicas e intermedias: ellos forman un grupo de convergencia en la cual se atenúan y desaparecen diferencias notorias entre términos menos evolucionados, de tal manera que las diferencias entre granodioritas y monzonitas cuarzosas es delicada, mientras que los granitos comunes asociados son muy difíciles de distinguir directamente. En muchas regiones coexisten granitos muy diferentes sin manifestarse claramente en una serie ígnea de gran amplitud ya sea por ausencia de consanguineidad con los magmas básicos e intermedios (caso de la anatexis), o bien, por falta de afloramiento de los términos básicos o intermedios asociados. Si la mineralogía es casi uniforme, es muy difícil hacer distinciones más finas. Los problemas en este sentido son grandes, sobre todo cuando se hace su cartografía petrográfica y se trata de orientar la exploración minera.

El estudio de los granitos clásicamente está basado en los triángulos normativos $Q - Ab - Or$ y $An - Ab - Or$ sumándose algunos valores normativos (como el corindón etc.) que se combinan.

Por una larga experiencia, tal parece que los sistemas normativos cuarzo-feldespáticos señalan convergencia más que manifestar las diferencias: esto se ha visto sobre todo en las series subalcalinas donde los miembros más evolucionados (ya sean toleíticos o calcoalcalinos) tienen la misma distribución en sus propiedades químico - mineralógicas. Por otro lado, la repartición normativa entre los minerales de color y corindón es muy ambigua ya que se aleja de la realidad de los granitos. Como alternativa debería ponerse especial atención al Mg, Fe y Al.

Los modelos numéricos normativos se deben a la manera arbitraria en que se escogen los minerales estándares (en los diagramas que se proponen éstos sirven de referencia). De ahí, que el valor intrínseco de cada norma muestre altibajos y no puedan hacerse comparaciones reales entre una región y otra.

La formación y evolución de los granitos no es debida a un mecanismo único ni a un desarrollo uniforme, sino a etapas y mecanismos distintos, magmáticos, deutéricos, o posteriores a la consolidación de un magma. Todo esto incita a investigar parámetros más flexibles para su estudio y comprensión, por medio de variables químicas, sin tanta rigidez normativa.

El tratamiento gráfico que se presentará aquí es global y multivariable: toma en cuenta todos los elementos y fracciones minerales calculadas. La asociación de elementos mayores en variables multicatónicas (tabla VI.2 para su cálculo) es posible por medio de sistemas tetraédricos o triangulares correspondientes a especies minerales simples y discriminantes de las rocas graníticas y su material de origen.

	A	PESO	FACTOR	ATOMOS-GRAMO	
	% OXIDOS	MOLECULAR	B	$\frac{A}{B} \times 10^3$	PARAMETRO
SiO_2	66.95	60	60	1116	$Q = [\frac{Si}{3} - (K + Na + \frac{2Ca}{3})] = 124$
Al_2O_3	16.16	102	51	317	$P = [K - (Na + Ca)] = -14$
Fe_2O_3t	2.95	160	80	37	$A = [Al - (K + Na + 2Ca)] = -26$
MnO	0.10	71	71	1	$B = (Fe + Mg + Ti) = 58$
MgO	0.68	40	40	17	$F = [555 - (Q + B)] = 373$
CaO	3.96	56	56	71	$(Na + K) = 201$
Na_2O	4.27	62	31	138	$\frac{K}{(Na+K)} = 0.31$
K_2O	2.97	94	47	63	$\frac{Mg}{(Fe+Mg)} = 0.31$
TiO_2	0.35	80	80	4	$Q \text{ (Cuarzo)} = 22.3$
L.I.	-	-	-	-	% en peso { B (min. oscuros) = 10.5
TOTAL	-	-	-	-	F (feld.) = 67.2

Elementos traza (p.p.m.) Ba 940, Co 33, Cr < 10, Cu < 10, Ni 10, Rb 59, Sr 1168, V 70.

Tabla VI.2.- Ejemplo de transformación de óxidos a milicaciones sobre una roca ígnea (granodiorita). tomado de Debon-Le Fort (1983).

VI.C.1.- TIPOLOGIA GLOBAL Y MATERIAL DE ORIGEN: RELACION ENTRE CUARZO - MUSCOVITA - FELDESPATOS - BIOTITA.

El más simple de los sistemas es el triángulo QFB (figura VI.7); en los vértices se encuentra el cuarzo (Q_3), la biotita (serie flogopita - anita, B_3) y los feldespatos (F_3). La muscovita está en oposición simétrica a la biotita en relación al cuarzo y feldespatos. Este sistema discrimina eficazmente los materiales de origen ígneo o sedimentario, así como los granitos de tipo-I y tipo-S de *White - Chappell*. Por otro lado las asociaciones granodioríticas subalcalinas son muy distintas a las granodioríticas calcoalcalinas. Los parámetros están compuestos por:

$$\begin{aligned} Q_3 &= Si - \frac{7}{2} - Al - 9Ca - \frac{13}{2}(Na + K) \\ B_3 &= -\frac{7}{2}Al - 7Ca - \frac{7}{2}(Na + K) - \frac{8}{3}(Mg + Fe + Ti) \\ F_3 &= Al - 3Ca - 4(Na + K) - \frac{5}{3}(Mg + Fe + Ti) \\ \Sigma &= Si + Al + Ca + Na + K + Mg + Fe + Ti \end{aligned}$$

en donde: Q_3 , B_3 y F_3 deberán recalcularse al 100 %. Es decir $Q_3 + B_3 + F_3 = 100$

La figura VI.7 pone en evidencia la génesis de los magmas basálticos por fusión parcial del manto superior lherzolítico, y su evolución en series ígneas hacia un dominio félsico debida a un fracconamiento de magmas basálticos. Por otro lado, las tendencias ígneas así creadas en el transporte de estos materiales hacia condiciones más superficiales y su erosión detrítica (en grauwas a sedimentos maduros arcillosos) permiten un desplazamiento químico en dirección del cuarzo, en franca oposición a la de una sedimentación confinada (carbonatos y evaporitas). De igual forma las lateritas siguen una línea de evolución la cual está en función del relieve y clima.

En todo este panorama geoquímico, los granitos ocupan un dominio híbrido, ya sea como prolongación directa de la tendencia ígnea (líquidos residuales de la cristalización fraccionada) como fusión parcial (anatexis) de sedimentos (flecha S), o por removilización anatexítica de un material ígneo antiguo (flecha I), como es el caso de los granitos de tipo I o S de *White - Chappell*. Sin embargo, numerosos granitos orogénicos tienen su raíz en una serie calco-alcalina y muchos post - orogénicos o anorogénicos en las series monzoníticas.

Por otro lado, la hibridización a diferentes escalas es posible y no debe excluirse como hipótesis de trabajo. Esta figura ilustra muy bien la complejidad que tiene el definir el material de origen de los granitos y a su vez puede contribuir a su resolución.

Entre la muscovita y el cuarzo, el punto G representa la muscovitización deutérica de los feldespatos alcalinos: con el cuarzo inicial, este conjunto forma los "greisens". Entre los feldespatos y el cuarzo, el punto P representa el "minimum melt" del sistema haplogranítico a $P_{agu} = 5 \text{ Kb}$.

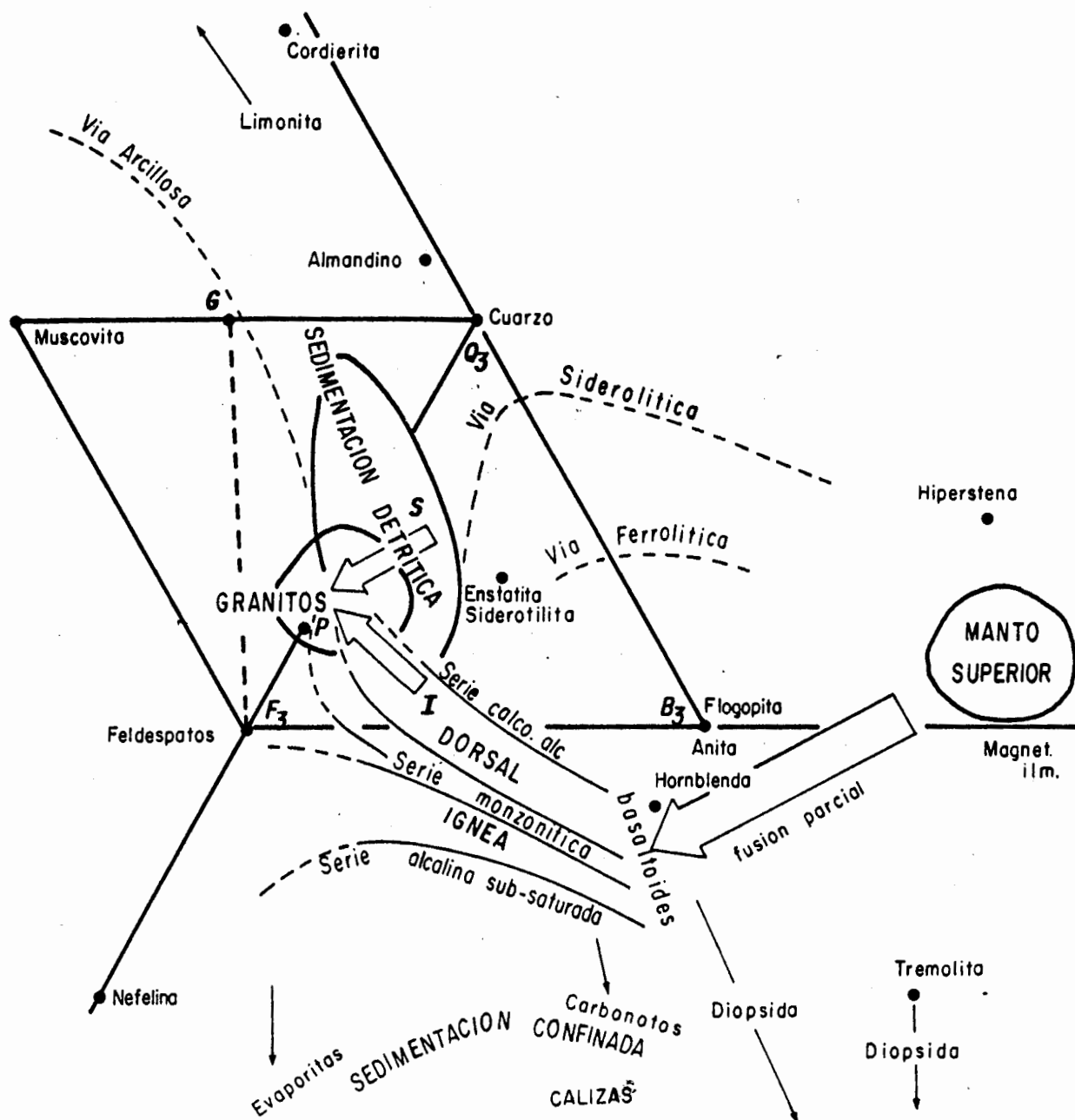


Fig. VI.7.- Triangulo $Q_3 - F_3 - B_3$ y su extensión hacia el polo muscovita.

VI.C.2.- TIPOLOGIA FINA Y CLASIFICACION: EL TETRAEDRO CUARZO - 3 FELDESPATOS - 3 MICAS

El segundo sistema es el tetraedro $SS - MM - CC$ de la figura VI.8, cuyos polos son el cuarzo, anita, muscovita y flogopita: aquí, los feldespatos (Or , Ab , An) se encuentran entre el vértice del cuarzo y el plano definido por las micas como se indica en la figura (de acuerdo a las afinidades): así, la Or se ubica entre el cuarzo y la muscovita, la Ab sobre la anita, y la An sobre la flogopita. El poder discriminativo del tetraedro en función de las asociaciones minerales más comunes hace que sea un diagrama muy útil. Los parámetros están definidos en milicaciones por:

$$SS = Si - Al - \frac{2}{3}Fe - \frac{2}{3}Mg - 2Ca$$

$$AA = \frac{8}{3}Fe$$

$$MM = 2Al - Fe - Mg - 4Ca - 2Na + K$$

$$CC = Ti + \frac{8}{3}Mg - 3Ca$$

$$\Sigma = Si + Al + Fe + Ti + Mg + Ca - Na + K$$

En la figura VI.8 los cationes se reparten en los polos SS , AA , MM y CC de manera que los feldespatos se encuentran en un plano paralelo al plano de base (plano de las micas) a una altura tal que el feldespato potásico coincide con su producto de transformación (muscovita + cuarzo), representado por el punto G .

R es un punto ilustrativo de una roca en el interior del tetraedro. Este punto se define por sus proyecciones 1 y 2 a partir del cuarzo (SS) sobre la superficie $CC-AA-MM$ (plano de las micas), y desde la albita (punto figurado en la línea $SS-AA$) sobre la sección interna $SS-AC-MM$.

VI.C.3.- TRIANGULO $CC-AA-MM$ (Fig. VI.9).

A partir del tetraedro $SS-AA-MM-CC$ se pueden obtener proyecciones que simplifican el sistema. Dos de ellas son la $CC-AA-MM$ y $SS-AC-MM$ que se discuten a continuación.

Las propiedades del triángulo $CC-AA-MM$ son similares a los triángulos $Ab-An-Or$ y MFA (Mg , Fe , Al - K - Na - $2Ca$) siendo posible representar la roca total, sus fracciones feldespáticas y de color incluyendo la muscovita y los silicatos de aluminio en una sola proyección.

Este triángulo es una proyección a partir del cuarzo obsérvese que el manto superior y los magmas basálticos que se derivan por fusión parcial se encuentran muy próximos. Por el contrario, las series ígneas surgidas de estos magmas se extienden mucho, pero sin penetrar dentro del triángulo fésico evolucionado, como es el caso de la serie toleítica (sólo cuando evolucionan hasta la etapa de las islanditas).

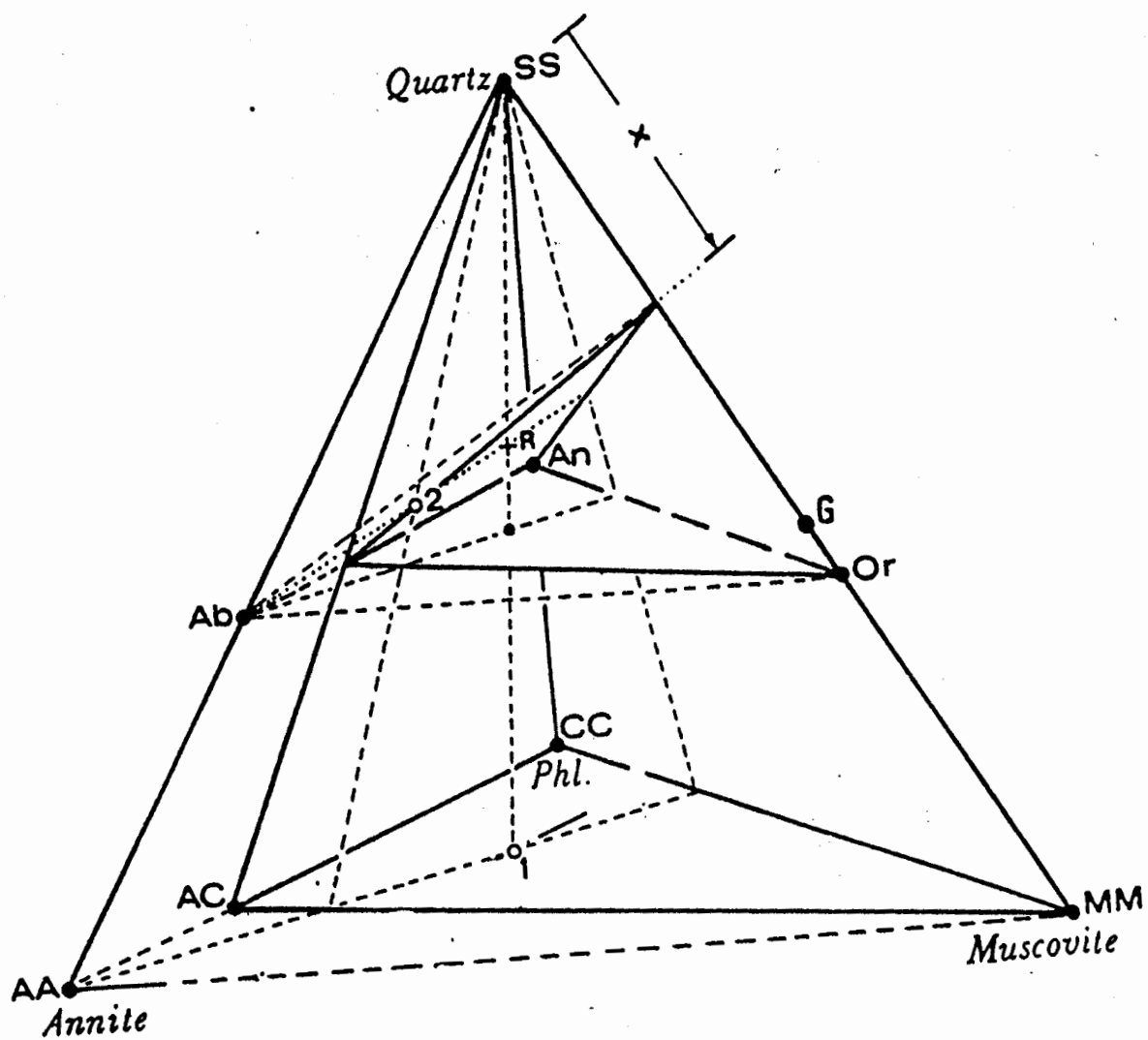


Fig. VI.8.- Tetraedro cuarzo- 3 feldespatos- 3 micas o SS-AA-CC-MM.

Las tendencias ígneas así definidas, junto con la región de tobas básicas y ácidas, y grawvacas normales (*GRW*) constituyen materiales poco contaminados y retrabajados, cuya vía de entrada a los granitos se señala con una flecha y la letra I en el diagrama. Por otra parte, las formaciones más evolucionadas (en condiciones continentales), sedimentos maduros, arcillas y evaporitas (depósitos de cuenca restringida y medios confinados) se ubican en porciones particulares del diagrama, llegando a la zona de granitos en la región marcada por la letra S.

El dominio de los granitos se extiende de tal manera que permite a la escala de cada cuerpo evidenciar las tendencias, y en un caso simple, su interpretación genética. A la filiación ígnea directa se opone la fusión crustal de S (anatexis de sedimentos evolucionados) o I (removilización anatexítica de antiguas rocas ígneas o de metagrawvacas).

En lo que concierne a la eventualidad de contaminación crustal de magmas evolucionados de la serie calcoalcalina hay que recordar que los productos de anatexis crustal bien se pueden encontrar tanto a la izquierda como a la derecha de la línea que están contaminando. La línea PE punteada que se muestra en la figura, es la proyección del eutéctico general del sistema haplogranítico a $P_{agua} = 5$ Kb desde el plano *Q-Ab-Or* (donde P = "minimum melt") hasta el plano *Q-An-Or* (E).

VI.C.4.- TRIANGULO SS-AC-MM (Fig. VI.10).

Los parámetros se definen por:

$$SS = SS - \frac{2}{3}AA - \frac{4}{3}CC$$

$$AC = 3CC$$

$$MM = MM$$

(relaciones del tetraedro de la figura VI.8)

En el triángulo de la figura VI.10, la fusión parcial del manto superior lherzolítico se manifiesta en forma casi perpendicular a la figura, de tal manera que los magmas basálticos aparecen superpuestos al dominio mantálico. Los tipos de fraccionamiento pueden llevar las series magmáticas hasta el interior del triángulo fésico, donde el papel de las plagioclasas es fundamental en la evolución.

La dorsal ígnea, desde los basaltos hasta los granitos con sus dependientes subsaturados forma una especie de curva central alrededor de la cual se reparten los sedimentos maduros, las calcarenitas y las arcosas. Las grawvacas (*GRW*, sedimentos detríticos inmaduros) se quedan dentro de la cobertura ígnea, lo que obstaculiza la distinción tipológica de los granitos de fusión crustal (flecha S. e I).

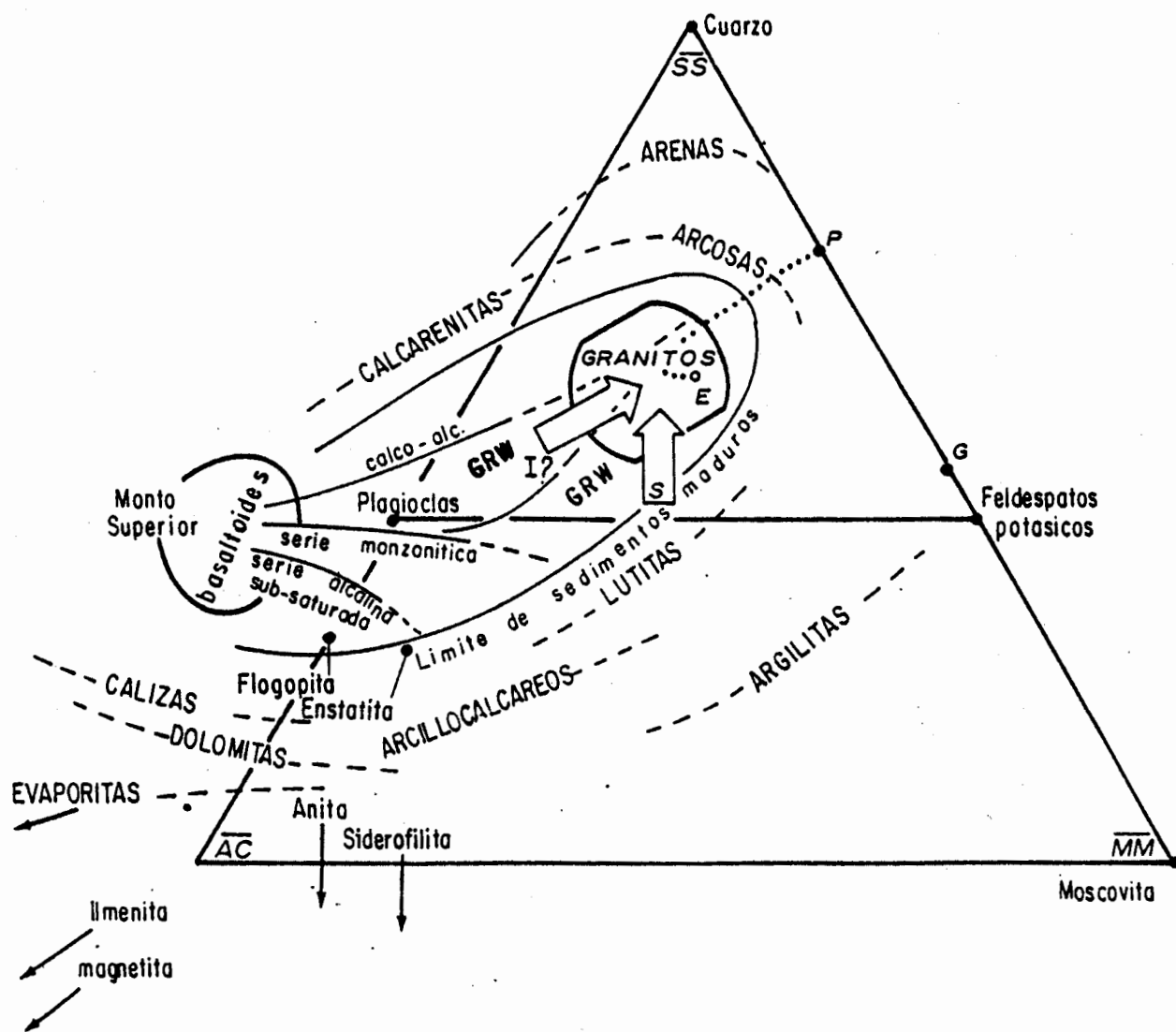


Fig. VI.10.- El triangulo SS-AC-MM. extension del triangulo cuarzo - plagioclasa - feldespato potásico.

En lo que respecta a los granitos de filiación ígnea directa, se nota el contraste entre las series calcoalcalinas (que penetran en el triángulo entre las plagioclasas y el cuarzo) y las series monzoníticas (o subalcalinas, pasando entre plagioclasas y feldespato potásico); esto sugiere que el fraccionamiento del cuarzo (serie calcoalcalina) o del feldespato potásico (serie subalcalina) es precoz en los magmas no saturados en agua.

La figura permite una visión clara de las modalidades del fraccionamiento magmático y puede poner en evidencia los fenómenos de contaminación silílica de los magmas de filiación ígnea. Esta contaminación lleva a la derivación de las tendencias más o menos pronunciadas hacia la dirección de magmas S de origen anatexitico.

El punto G entre *SS-MM*, es la asociación resultante de la muscovitización deutérica de los feldespatos alcalinos, que con el cuarzo inicial forma los "greisens".

CAPITULO VII

GEOQUIMICA DE ROCAS IGNEAS: LOS LANTANIDOS

(Por: *Paul Henderson, 1984. Rare earth element geochemistry, P. Henderson (Ed.). Elsevier, Amsterdam, p. 1-18.*)

VII.A.- INTRODUCCION

Los elementos del grupo de las tierras raras, que van del *Lantanio* al *Lutecio* (números atómicos del 57 al 71), son miembros del grupo IIIA en la tabla periódica (ver Fig. VII.1) y todos tienen propiedades físicas y químicas muy similares.

Estos elementos son:

<i>La</i> - Lantanio	<i>Sm</i> - Samario	<i>Ho</i> - Holmio
<i>Ce</i> - Cerio	<i>Eu</i> - Europio	<i>Er</i> - Erbio
<i>Pr</i> - Praseodimio	<i>Gd</i> - Gadolinio	<i>Tm</i> - Tulio
<i>Nd</i> - Neodimio	<i>Tb</i> - Terbio	<i>Yb</i> - Yterbio
<i>Pm</i> - Prometio	<i>Dy</i> - Disprosio	<i>Lu</i> - Lutecio

La uniformidad en sus propiedades proviene de la naturaleza de sus configuraciones electrónicas: en primer lugar por la presencia de un estado de oxidación 3^+ muy estable y por un pequeño pero constante decremento en el radio iónico con el incremento en el número atómico para un número de coordinación dado. A pesar de la similitud de su conducta química, estos elementos pueden ser fraccionados parcialmente, unos de otros, por diversos procesos mineralógicos y petrológicos.

La extensa variedad de tipos y tamaños del catión en el poliedro de coordinación en los minerales formadores de rocas, proporciona la media para su fraccionación química: este es el fenómeno que tiene consecuencias importantes en geoquímica.

El significativo incremento del interés por la geoquímica de los elementos de las tierras raras (*lantánidos* o *REE*), se ha dado muy recientemente (a partir de finales de los setentas), debido principalmente al hecho de que se ha observado que el grado de fraccionación de los lantánidos en una roca o mineral puede ser un índice de su génesis, y también porque es posible realizar actualmente análisis cuantitativos precisos para estos elementos, tanto en grupo como individualmente, aún cuando ocurran en muy bajas concentraciones.

La aplicación de las abundancias de los lantánidos a problemas petrogenéticos se ha centrado fundamentalmente sobre la evolución de las rocas ígneas, donde están involucrados procesos tales como fusión parcial de materiales de la corteza o manto, cristalización fraccionada,

	IA 1	IIA 2	IIIA 3	IVA 4	VA 5	VIA 6	VIIA 7	8	VIIIA 9	10	IB 11	IIB 12	IIIB 13	IVB 14	VB 15	VIB 16	VII 17	0 18							
1	$2+1^+$ 1^+ 1.00794(7) $1H$	NUMERO DE ISOTOPOS NATURALES																2 $2He$ 4.002602(2)							
2	2 $3Li$ 6.941(2)	$1+2^+$ 2^+ 9.01218 $4Be$	RADIOELEMENTO NATURAL RADIOELEMENTO ARTIFICIAL NUMERO ATOMICO																$4+2^+$ -1 $+2$ $+3$ X ESTADOS DE OXIDACION SIMBOLO PESO ATOMICO	2 $5B$ 10.811(5)	$2+1^+$ -4 $+2$ $+3$ $6C$ 12.011	2 $7N$ 14.0067(4)	-3 -1 $+2$ $+3$ $8O$ 15.9994(3)	-2 -1 $+2$ $+3$ $9F$ 18.998403	-1 $10Ne$ 20.179
3	$1+1^+$ 1^+ 22.98977 $11Na$	$1+2^+$ 2^+ 24.305 $12Mg$																	$1+1^+$ 1^+ 26.98154 $13Al$	$1+2^+$ -4 $+2$ $+3$ $14Si$ 28.0855(3)	$1+2^+$ -3 $+2$ $+3$ $15P$ 30.97376	$4+1^+$ -2 $+4$ $+6$ $16S$ 32.064(6)	$2+1^+$ -1 $+2$ $+3$ $17Cl$ 35.453	$1+2^+$ -1 $+2$ $+3$ $18Ar$ 39.948	
4	$2+(1^+)$ 1^+ 39.0983 $19K$	$5+(1^+)$ 2^+ 40.078(4) $20Ca$	$+3$ 5 44.95591(1) $21Sc$	-2 -3 -4 $22Ti$ 47.88(3)	$1+(1^+)$ 2^+ 50.9415 $23V$	$+2$ $+3$ $+4$ $+6$ $24Cr$ 51.9961(6)	$+2$ $+3$ $+4$ $+7$ $25Mn$ 54.9380	4 $+2$ $+3$ $26Fe$ 55.847(3)	-2 -3 $27Co$ 58.9332	5 $+2$ $+3$ $28Ni$ 58.69	$+2$ $+3$ $29Cu$ 63.546(3)	$+1$ $+2$ $30Zn$ 65.39(2)	$+3$ 5 $31Ga$ 69.723(4)	$+2$ $+3$ $32Ge$ 72.59(3)	-3 $+2$ $+3$ $+5$ $33As$ 74.9216	$5+(1^+)$ -2 $+4$ $+6$ $34Se$ 78.96(3)	-1 $+2$ $+3$ $+5$ $35Br$ 79.904	$6+1^+$ $36Kr$ 83.80							
5	$1+(1^+)$ 1^+ 85.4678(3) $37Rb$	-2 1 87.62 $38Sr$	$+3$ 5 88.9059 $39Y$	-4 1 91.224(2) $40Zr$	$+2$ $+3$ $+5$ $41Nb$ 92.9064	$+6$ $+7$ $42Mo$ 95.94	$+4$ $+6$ $+7$ $43Tc$ [98]	$+3$ 1 101.07(2) $44Ru$	$+3$ 1 102.9055 $45Rh$	$+6$ $+7$ $46Pd$ 106.42	$+2$ $+3$ $47Ag$ 107.8682(3)	$+1$ $+2$ $48Cd$ 112.41	$1+(1^+)$ $+3$ 10 $49In$ 114.82	$+2$ $+3$ $50Sn$ 118.710(7)	-3 $+2$ $+3$ $+5$ $51Sb$ 121.75(3)	$5+(1^+)$ -2 $+4$ $+6$ $52Te$ 127.60(3)	-1 $+2$ $+3$ $+5$ $53I$ 126.9045	$6+1^+$ $54Xe$ 131.29(3)							
6	1 -1 132.9054 $55Cs$	-2 1 137.33 $56Ba$	$1-(1^+)$ $+3$ 138.9055(3) $57La$	$5+(1^+)$ $+4$ 178.49(3) $72Hf$	$1+(1^+)$ $+5$ 180.9479 $73Ta$	$+6$ $+7$ 183.85(3) $74W$	$1+(1^+)$ $+6$ $+7$ 186.207 $75Re$	$6+(1^+)$ $+3$ $+2$ 190.2 $76Os$	$+3$ $+4$ 192.22(2) $77Ir$	$4+(2^+)$ $+2$ $+4$ 195.08(3) $78Pt$	-1 $+3$ 196.9665 $79Au$	$+3$ $+4$ 200.59(3) $80Hg$	$2+4^+$ $+1$ $+3$ 204.383 $81Tl$	$4+4^+$ $+2$ $+4$ 207.2 $82Pb$	$+5^+$ $+3$ $+5$ 208.9804 $83Bi$	7^+ $+2$ $+3$ [209] $84Po$	$+2$ $+3$ [210] $85At$	4^+ [222] $86Rn$							
7	1^+ -1 [223] $87Fr$	-2 2^+ [226] $88Ra$	-3 2^+ [227] $89Ac$	-4 104 [260] 104	105 [260] 105	106 [263] 106	107 107																		
8	① LANTANIDOS		$1-(1^+)$ $+3$ 138.9055(3) $57La$	$1-(1^+)$ -3 140.12 $58Ce$	1 $+3$ 140.9077 $59Pr$	$6-(1^+)$ $+3$ 144.24(3) $60Nd$	$+3$ $61Pm$ [145]	$4+(2^+)$ $+2$ 150.36(3) $62Sm$	-2 $+3$ 151.96 $63Eu$	$6+(1^+)$ $+3$ 157.25(3) $64Gd$	$+3$ 7 158.9254 $65Tb$	$+3$ 1 162.50(3) $66Dy$	$+3$ 6 164.9304 $67Ho$	$+3$ 1 167.26(3) $68Er$	$+3$ 1 168.9342 $69Tm$	$+2$ $+3$ 173.04(3) $70Yb$	$1-(1^+)$ $+3$ 174.967 $71Lu$								
9	② ACTINIDOS		2^+ $+3$ [227] $89Ac$	$1-(1^+)$ -5^+ 232.0381 $90Th$	2^+ $+4$ [231] $91Pa$	2^+ $+4$ 238.0289 $92U$	2^+ $+4$ [237] $93Np$	$+3$ $+4$ [244] $94Pu$	$+3$ $+4$ [243] $95Am$	$+3$ $+4$ [247] $96Cm$	$+3$ $+4$ [247] $97Bk$	$+3$ $+4$ [251] $98Cf$	$+3$ $+4$ [252] $99Es$	$+3$ $+4$ [257] $100Fm$	$+2$ $+3$ [258] $101Md$	$+2$ $+3$ [259] $102No$	$+3$ $+4$ [260] $103Lr$								

Fig. VII.1.- Ubicación de los lantánidos dentro de la tabla periódica.

y/o mezcla de magmas. En estos estudios la comparación de la abundancia observada de lantánidos con aquella proporcionada por el modelo teórico de procesos petrogenéticos ha ayudado considerablemente a restringir el número de hipótesis posibles sobre la génesis de una roca o serie mineral.

El *Itrio* (Y, número atómico 39) es también miembro del grupo IIIA y presenta una química muy similar a la de los lantánidos, y es incluido algunas veces con ellos en informes descriptivos.

El término "lantánidos" (abreviado *Ln*) se aplica a los dieciseis elementos en el grupo del Lantano al Lutecio más el Itrio. El elemento más ligero en el grupo IIIA, el Escandio (*Sc*), muestra una química distinta debido al radio relativamente pequeño del ion 3^+ , por lo cual su descripción se realiza aparte.

Se ha encontrado conveniente dividir a los lantánidos en dos subgrupos principales: aquellos del *La* al *Sm* (con números y masas atómicas bajas) siendo referidos como lantánidos ligeros (o elementos de tierras raras ligeras) y los del *Gd* al *Lu* (con números y masas atómicas altas) referidos como lantánidos pesados (o elementos de tierras raras pesadas). Ocasionalmente el término lantánidos medios (o elementos de tierras raras medias) es aplicado a los elementos de *Pm* a *Ho*.

Las configuraciones electrónicas de los lantánidos están dadas en la Tabla VII.1 para el estado fundamental y para tres diferentes estados de oxidación. El lantano tiene una configuración electrónica exterior en el estado fundamental de $5d^1 6s^2$, pero el siguiente elemento, el *cerio*, tiene un electrón en el subnivel de energía $4f$ (ver Tabla VII.1). Los siguientes elementos tienen los electrones entrando al subnivel $4f$, hasta el *Yterbio* en donde el subnivel de energía $4f$ es llenado. Los electrones $4f$ están bien protegidos por los ocho electrones en los subniveles $5s^2$ y $5p^6$, por lo que no están involucrados significativamente en interacciones químicas. Cualquier diferencia en el número de electrones en el subnivel $4f$ no implica mucha diferencia en la conducta química.

Los lantánidos por lo tanto, tienden a aparecer en cualquier sistema natural como un grupo, mas que individualmente o como combinaciones de unos cuantos de sus miembros. Son elementos litófilos y se concentran predominantemente en los silicatos más que en los metales o fases de sulfuros, cuando coexisten con ellos. Estos elementos tienden a ser "dispersos" ya que se presentan en cantidades traza en muchos minerales; raramente se encuentran en altas concentraciones. Este capítulo trata algunos de los aspectos fundamentales de la geoquímica de los lantánidos y proporciona datos sobre abundancias en el sistema solar, en toda la Tierra y en la corteza terrestre. También describe el estado del conocimiento sobre las particiones de los lantánidos, especialmente en los sistemas de las rocas ígneas.

VII.B.- ABUNDANCIAS EN EL SISTEMA SOLAR, EL SOL Y LA TIERRA

Algunas estimaciones en la composición del sistema solar basadas en las concentraciones de elementos en condritas carbonosas y estrellas jóvenes han proporcionado datos sobre las abundancias relativas de los lantánidos. Parte de una recopilación realizada por *Cameron* (1973) es presentada en la Tabla VII.2, junto con una estimación de las abundancias relativas

Tabla VII.1.- Pesos atómicos (1973) y configuraciones electrónicas del grupo de los lantánidos.

Número Atómico	Peso Atómico	Símbolo	Configuración			
			0	+ 1	+ 2	+ 3
57	138.9055	La	[Xe] 5d ¹ 6s ²	[Xe] 5d ²	[Xe] 5d ¹	[Xe] 4f ⁰
58	140.12	Ce	[Xe] 4f ¹ 5d ¹ 6s ²	[Xe] 4f ¹ 5d ¹ 6s ¹	[Xe] 4f ²	[Xe] 4f ¹
59	140.9077	Pr	[Xe] 4f ³ 6s ²	[Xe] 4f ³ 6s ¹	[Xe] 4f ³	[Xe] 4f ²
60	144.24	Nd	[Xe] 4f ⁴ 6s ²	[Xe] 4f ⁴ 6s ¹	[Xe] 4f ⁴	[Xe] 4f ³
61	(145)	Pm	[Xe] 4f ⁵ 6s ²	[Xe] 4f ⁵ 6s ¹	[Xe] 4f ⁵	[Xe] 4f ⁴
62	150.4	Sm	[Xe] 4f ⁶ 6s ²	[Xe] 4f ⁶ 6s ¹	[Xe] 4f ⁶	[Xe] 4f ⁵
63	151.96	Eu	[Xe] 4f ⁷ 6s ²	[Xe] 4f ⁷ 6s ¹	[Xe] 4f ⁷	[Xe] 4f ⁶
64	157.25	Gd	[Xe] 4f ⁷ 5d ¹ 6s ²	[Xe] 4f ⁷ 5d ¹ 6s ¹	[Xe] 4f ⁷ 5d ¹	[Xe] 4f ⁷
65	158.9254	Tb	[Xe] 4f ⁹ 6s ²	[Xe] 4f ⁹ 6s ¹	[Xe] 4f ⁹	[Xe] 4f ⁸
66	162.50	Dy	[Xe] 4f ¹⁰ 6s ²	[Xe] 4f ¹⁰ 6s ¹	[Xe] 4f ¹⁰	[Xe] 4f ⁹
67	164.9304	Ho	[Xe] 4f ¹¹ 6s ²	[Xe] 4f ¹¹ 6s ¹	[Xe] 4f ¹¹	[Xe] 4f ¹⁰
68	167.26	Er	[Xe] 4f ¹² 6s ²	[Xe] 4f ¹² 6s ¹	[Xe] 4f ¹²	[Xe] 4f ¹¹
69	168.9342	Tm	[Xe] 4f ¹³ 6s ²	[Xe] 4f ¹³ 6s ¹	[Xe] 4f ¹³	[Xe] 4f ¹²
70	173.04	Yb	[Xe] 4f ¹⁴ 6s ²	[Xe] 4f ¹⁴ 6s ¹	[Xe] 4f ¹⁴	[Xe] 4f ¹³
71	174.97	Lu	[Xe] 4f ¹⁴ 5d ¹ 6s ²	[Xe] 4f ¹⁴ 6s ²	[Xe] 4f ¹⁴ 6s ¹	[Xe] 4f ¹⁴

[Xe] = configuración xenon: 1s²2s²2p⁶3s²3p⁶3d¹⁰4s²4p⁶4d¹⁰5s²5p⁶.

Tabla VII.2.- Abundancia relativa de los lantánidos y de otros elementos seleccionados, en el sol y el sistema solar (normalizado para Si = 10^6 átomos).

Número Atómico	Elemento	Abundancia	
		solar ^a	Sistema solar ^b
1	H	2.24×10^{10}	3.18×10^{10}
11	Na	4.27×10^4	6.0×10^4
12	Mg	8.91×10^4	1.016×10^5
20	Ca	5.01×10^4	7.21×10^4
21	Sc	24.5	35
26	Fe	7.08×10^4	8.3×10^4
39	Y	2.82	4.8
40	Zr	12.6	28
50	Sn	2.2	3.6
57	La	0.302	0.445
58	Ce	0.794	1.18
59	Pr	0.102	0.149
60	Nd	0.380	0.78
62	Sm	0.12	0.226
63	Eu	0.01	0.085
64	Gd	0.295	0.297
65	Tb	n.a.	0.055
66	Dy	0.257	0.36
67	Ho	n.a.	0.079
68	Er	0.13	0.225
69	Tm	0.041	0.034
70	Yb	0.2	0.216
71	Lu	0.13	0.036
72	Hf	0.14	0.21
82	Pb	1.91	4
92	U	<0.09	0.0262

n.a. = No disponible.

^a Datos basados en Ross y Aller (1976).

^b Cameron (1973).

(Silice = 10^6 átomos) en la atmósfera solar determinadas por medio de análisis espectrales, (Ross y Aller, 1976). Las abundancias en el sistema están graficadas en la Fig. VII.2, donde puede ser vista una alternancia rítmica en la abundancia entre elementos y números atómicos. Esta alternancia proviene de las variaciones en la energía de enlace, y por lo tanto de la estabilidad, de un núcleo dependiendo de si el número de neutrones (N) y el número de protones (Z) son iguales o desiguales. Aquellos números con N y Z iguales son más estables, mientras que, aquellos con N y Z desiguales son menos estables. La Tabla VII.2 muestra que los valores bajos de abundancias relativas de los lantánidos, siguen una línea general de decremento en la abundancia con el incremento en el número atómico.

Quizas no sea sorpresa que es más difícil determinar las concentraciones de elementos en la masa de la Tierra que en la atmósfera del Sol. A falta de evidencia directa, es necesario hacer asunciones sobre la naturaleza de las proporciones de los diferentes componentes que forman a la Tierra, o bien hacer suposiciones acerca de los materiales que puedan ser representativos de las partes interiores de nuestro planeta. Ganapathy y Anders (1974) en un intento por estimar la composición de la Tierra, usaron la primera hipótesis, asumiendo que los planetas interiores fueron producidos por los mismos procesos que originaron a los meteoritos condriticos, es decir, usando las secuencias teóricas de condensación de gases nebulares. Estos autores concluyeron que el material primitivo condensado de la nebulosa que formó al Sol, fue la única contribución de lantánidos a la masa de la Tierra. Smith (1977) utilizando la segunda hipótesis, sumando las contribuciones factibles de la Hidrósfera, Atmósfera, Corteza, Manto y Núcleo para obtener una estimación de la mayoría de los elementos, incluyendo a los lantánidos (ver Tabla VII.3).

Para los lantánidos, ambas estimaciones están sujetas a grandes errores, debido a problemas relacionados con las secuencias de condensación de los elementos y a la existencia de concentraciones variables de lantánidos en meteoritos condriticos. También son inciertas las concentraciones de lantánidos en las capas mayores que constituyen a la Tierra como el manto y el núcleo. Por lo tanto, los valores que aparecen en la Tabla VII.3 deben ser tratados con precaución.

Se han realizado varios intentos para tratar de establecer la composición de la Corteza Terrestre pero la mayoría de ellos no incluyen a los lantánidos. Una excepción importante se encuentra en el trabajo de Taylor (1964), quien utilizó las abundancias muy diferentes de los lantánidos en rocas graníticas y basálticas como una base para estimar la composición de la Corteza Continental. Taylor muestra que una mezcla 1:1 de rocas máficas con rocas ígneas silíceas podría producir la distribución observada de lantánidos en "sedimentos promediados". Esta mezcla de rocas ígneas fue considerada, por consiguiente, para representar la composición de la "Corteza Continental Promediada".

Las abundancias estimadas para la Corteza Continental de acuerdo con Taylor están dadas en la Tabla VII.3 y en la Fig. VII.3 con respecto a una condrita normalizada.

El hecho de que los lantánidos sean movilizados algunas veces durante el intemperismo de las rocas, proporciona dudas acerca de la precisión del método de Taylor, pero la naturaleza general del patrón de abundancias es probablemente correcta, excepto en la abundancia aparente anómala del disprosio (Dy).

La Fig. VII.3 muestra que los lantánidos ligeros relacionados con condritas son más

Sistema solar-átomos de sílice

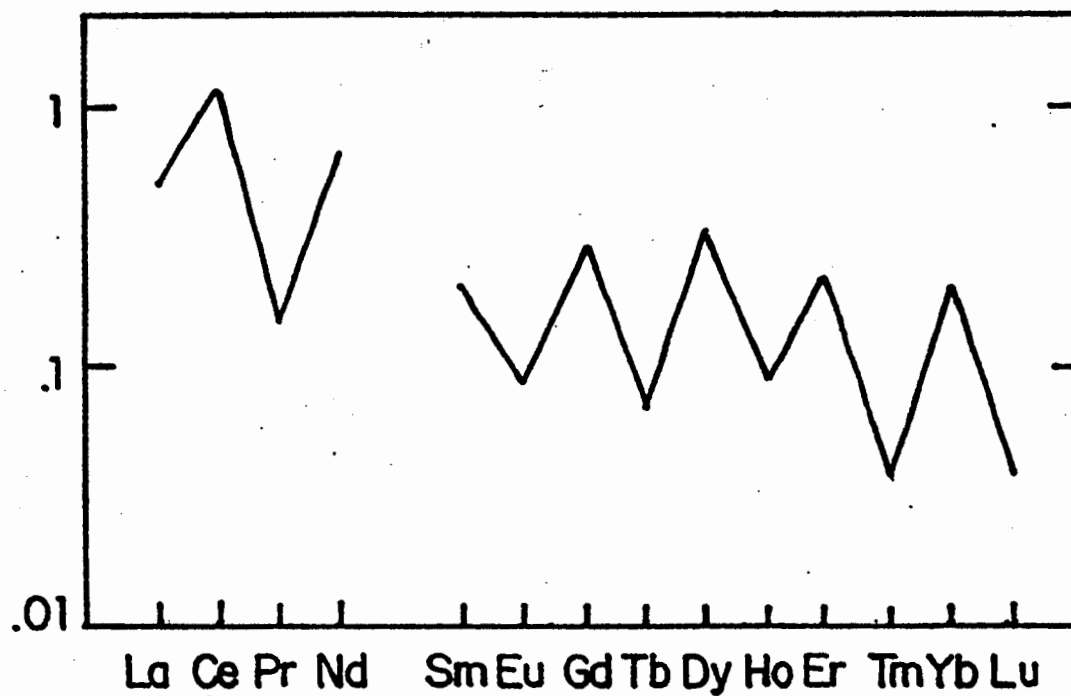


Fig. VII.2.- Abundancia de los elementos de las tierras raras (escala logarítmica) en el sistema solar, en relación a 10^6 átomos de sílice, graficado contra el número atómico. Datos de Cameron (1973).

Tabla VII.3. Abundancias estimadas (ppm) de lantánidos en la en la composición global de la Tierra.

	Composición global de la Tierra		Corteza Taylor (1964)
	Canupathy y Anders (1974)	Smith (1977)	
La	0.48	0.78	30
Ce	1.28	2.2	60
Pr	0.162		8.2
Nd	0.87	1.2	28
Sm	0.26	0.22	6
Eu	0.100	0.066	1.2
Gd	0.37	0.35	5.4
Tb	0.067		0.9
Dy	0.45	0.21	3
Ho	0.101		1.2
Er	0.29	0.093	2.8
Tm	0.044		0.48
Yb	0.29		3
Lu	0.049	0.015	0.5

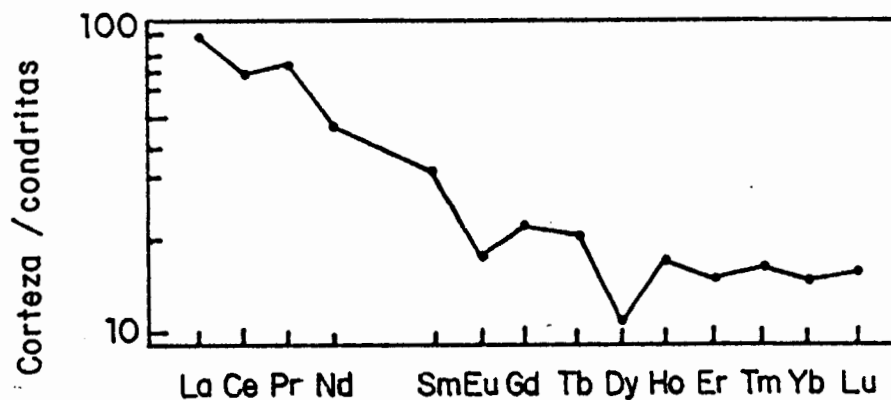


Fig. VII.3.- Abundancia de lantánidos (escala logarítmica) en la corteza continental, graficado contra el número atómico. La abundancia está normalizada con respecto a la condrita. Datos de Taylor (1964). El valor del disprosio probablemente esté incorrecto.

abundantes en la corteza terrestre que los lantánidos pesados. Las abundancias relativas naturales de los isótopos de los lantánidos, junto con la vida media de aquellos que son radioactivos se encuentran en la Tabla VII.4.

VII.C.- PRESENTACION DE DATOS

Las concentraciones de lantánidos pueden ser presentadas en varias formas diferentes a una simple tabulación. Los dos métodos mas comunes son gráficos y ambos involucran la normalización de las concentraciones en la muestra de acuerdo con un material de referencia escogido (por ejemplo, la concentración de cada lantánido en la muestra es dividida entre la concentración del mismo lantánido en el material de referencia). Usualmente los puntos en las gráficas se dan como el logaritmo de la abundancia normalizada contra el número atómico (o radio iónico).

Método 1: Normalización con respecto a una referencia que es externa al sistema bajo investigación.

Las concentraciones de referencia son las de meteoritos condriticos, las de una roca sedimentaria "promediada", o bien aquellas estimadas para la corteza terrestre.

La normalización de las abundancias en meteoritos condriticos es la opción mas común y el resultado gráfico es referido algunas veces como diagrama Nasuda-Carvell (ver Fig. VII.4).

Las ventajas de este método consisten en que la variación en las abundancias entre los lantánidos de acuerdo con el número atómico es eliminada y la extensión del fraccionamiento entre los distintos lantánidos en el espécimen es discernible porque se considera que no ha habido fraccionamiento entre los lantánidos ligeros y pesados en condritas. El fraccionamiento de un lantánido a otro también se puede expresar en la forma de una relación de un elemento normalizado para una condrita. Ejemplo

Método 2: Normalización usando una referencia que forma parte del sistema que está en investigación.

En este método el material de referencia puede ser una roca específica o bien un mineral. Por ejemplo, las concentraciones en minerales pueden ser normalizadas a las concentraciones de lantánidos de las rocas que ellos constituyen. Este procedimiento puede mostrar claramente la cantidad de la cual los diferentes minerales se fraccionan de un lantánido a otro. Un ejemplo se muestra en la Fig. VII.5b, la cual puede ser comparada con la gráfica para una condrita normalizada de la Fig. VII.5a.

VII.D.- ESTADOS DE OXIDACION

Los lantánidos son fuertemente electropositivos y por esta razón su química es característica de enlaces iónicos en la mayor parte, con una contribución covalente mínima. Todos los lantánidos muestran una valencia marcadamente constante de -3 en su química y geoquímica. Sin embargo, pueden mostrar estados de oxidación de -2 por el *Eu* e *Yb*; y de $+4$ para el *Ce* y el *Tb*.

Tabla VII.4. Abundancia natural (porcentaje atómico) y vida media
(años de los isótopos de lantánidos.

	Abundancia	$T_{1/2}$		Abundancia	$T_{1/2}$
^{138}La	0.089	1.05×10^{11}	^{159}Tb	100	
^{139}La	99.91		^{156}Dy	0.052	2×10^{14}
^{136}Ce	0.193		^{158}Dy	0.090	
^{138}Ce	0.250		^{160}Dy	2.29	
^{140}Ce	88.48		^{161}Dy	18.88	
^{142}Ce	11.07	$> 5 \times 10^{16}$	^{162}Dy	25.53	
^{141}Pr	100		^{163}Dy	24.97	
^{142}Nd	27.17		^{164}Dy	28.18	
^{143}Nd	12.20		^{165}Ho	100	
^{144}Nd	23.79	2.1×10^{15}	^{162}Er	0.136	
^{145}Nd	8.29		^{164}Er	1.56	
^{146}Nd	17.18		^{166}Er	33.41	
^{148}Nd	5.748		^{167}Er	22.94	
^{150}Nd	5.625		^{168}Er	27.07	
^{144}Sm	3.075		^{170}Er	14.88	
^{147}Sm	15.00	1.06×10^{11}	^{169}Tm	100	
^{148}Sm	11.24	8×10^{15}	^{168}Yb	0.135	
^{149}Sm	13.82	$> 1 \times 10^{16}$	^{170}Yb	3.03	
^{150}Sm	7.38		^{171}Yb	14.31	
^{152}Sm	26.74		^{172}Yb	21.82	
^{154}Sm	22.75		^{173}Yb	16.13	
^{151}Eu	47.82		^{174}Yb	31.84	
^{153}Eu	52.18		^{176}Yb	12.73	
^{152}Gd	0.20	1.1×10^{14}	^{175}Lu	97.41	
^{154}Gd	2.15		^{176}Lu	2.59	2.6×10^{10}
^{155}Gd	14.73				
^{156}Gd	20.47				
^{157}Gd	15.68				
^{158}Gd	24.87				
^{160}Gd	21.90				

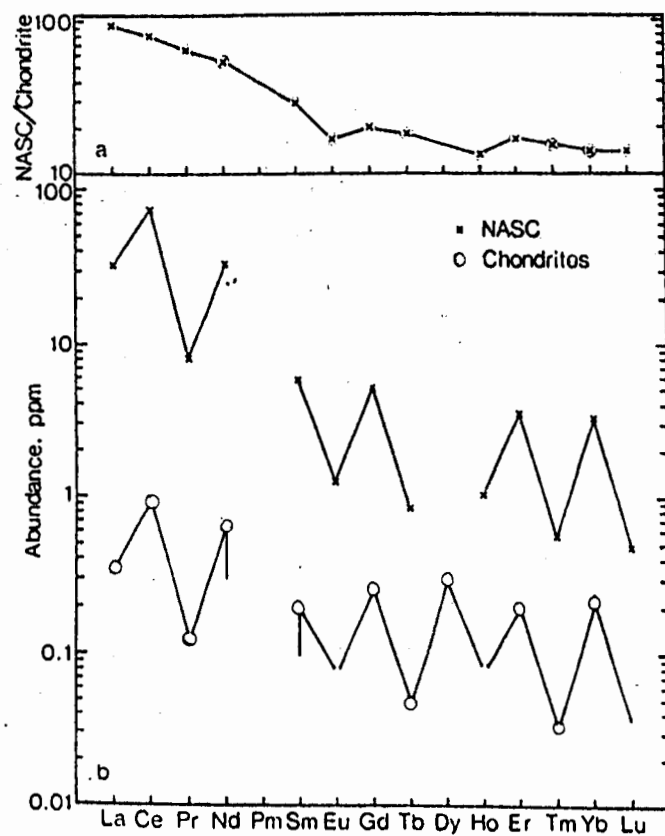


Fig. VII.4a.- Abundancia de lantánidos en lutitas norteamericanas (NASC), normalizadas con respecto a las condritas. (b) Abundancia de lantánidos en lutitas (NASC) y condritas.

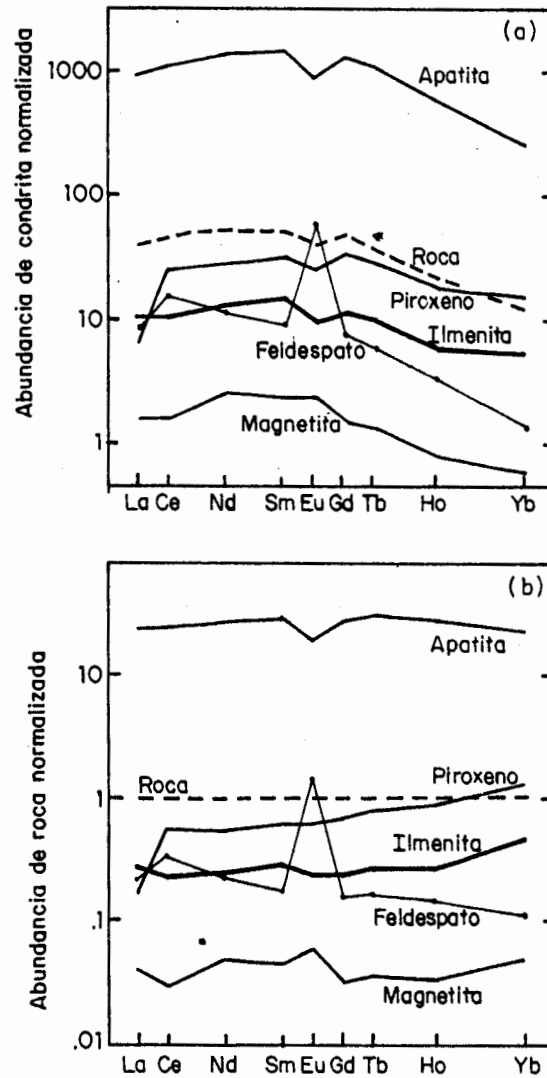


Fig. VII.5a.- Gráfica de la abundancia de lantánidos en una roca y sus constituyentes minerales, normalizada con respecto a las condritas vs. número atómico. La roca pertenece al intrusivo de Skaergaard. Datos de Paster et. al., (1974). (b) Igual que en (a) pero con abundancias normalizadas con respecto a la roca.

Las proporciones de los diferentes estados de iones de valencia variable podrían depender de la composición, temperatura y presión de un sistema químico dado.

VII.E.- PARTICION

La partición de un elemento en dos fases, *A* y *B*, las cuales pueden ser: mineral - líquido, mineral - mineral o fundido - fundido, está dada por el coeficiente de distribución "*D*":

$$D = \frac{\text{Concentración en fase A}}{\text{Concentración en fase B}}$$

Este coeficiente ha sido ampliamente usado en las discusiones sobre la conducta de partición de los lantánidos. El valor de "*D*" depende de la temperatura, presión, y composición de las fases involucradas. Las siguientes figuras son ejemplos del uso del coeficiente "*D*" en rocas ígneas.

CAPITULO VIII

ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS EN ROCAS IGNEAS DE LA CORTEZA CONTINENTAL: ROCAS BASICAS Y ULTRABASICAS.

(Por: R.L. Cullers y J.L. Graf., 1984. Rare earth gechemistry, P. Henderson (Ed.). Elsevier, Amsterdam, 1984, p 238 - 274)

VIII.A.- INTRODUCCION

Los estudios que interpretan la petrogénesis de rocas ígneas mejoran grandemente cuando se incluyen análisis de lantánidos junto con los estudios tradicionales de elementos mayores, elementos traza en rocas y minerales, relaciones isotópicas y petrología experimental. En tales estudios, los lantánidos se pueden usar en un número elevado de hipótesis a diferencia de otros que sólo manejan unas cuantas.

Lo anterior se puede ilustrar usando los lantánidos para comprender, por ejemplo, la petrogénesis de las rocas básicas y ultrabásicas. Los resultados de la petrología experimental sugieren pequeños grados de fusión parcial (cerca del 10 %) del manto peridotítico para producir basaltos ricos en álcalis, mientras que para la generación de basaltos toleíticos, el grado de fusión debe ser mayor (15 - 30 %). En cualquier caso los lantánidos se concentran en la fase fundida excepto cuando está presente el granate que concentra los lantánidos pesados.

Los basaltos ricos en álcalis, así como las ijolitas y kimberlitas presentan contenidos muy altos de lantánidos ligeros, así como altas relaciones $(La/Lu)_{cn}$ (Tabla VIII.1) ya que en su formación participan pequeñas cantidades de granate peridotítico fundido, lo cual sugiere una fusión de una peridotita de granate para la formación de esta roca.

Por otra parte, es necesario tener un exceso en el porcentaje de fusión de peridotita para producir toleitas con contenidos de lantánidos ligeros semejantes a los de los basaltos alcalinos. En tal sentido, los magmas son más sensibles a las variaciones en el contenido de lantánidos de la fuente que a la variación de los grados de fusión. En la actualidad el porcentaje de lantánidos en rocas básicas y ultrabásicas sigue el orden: kimberlitas, carbonatitas y asociación de rocas silíceas, rocas alcalinas, latnprófidos, komatitas, rocas básicas ricas en álcalis y asociadas con más silíceas y basaltos toleíticos.

Tabla VIII.1.- *Rango de contenido de lantánidos en rocas básicas y ultrabásicas. Las asociaciones de rocas más silíceas están incluidas en el grupo de rocas ricas en álcalis.*

Tipo de roca	Σ lantánidos (ppm)	(La/Lu) _{cn}	Eu/Sm
Kimberlitas	115 - 4613	15.8 - 216	0.035 - 0.29
Carbonitas	72 - 15.515	7.1 - 1240	0.15 - 0.50
Serie de las ijolitas (urite-melteigite)	145 - 1334	2.9 - 64.3	0.25 - 0.39
Lamprofidos	261 - 1035	20.2 - 55	0.22 - 0.29
Komatitas	10.1 - 59.1	0.24 - 4.8	0.25 - 0.55
Komatitas peridotíticas	10.1 - 24.9	0.24 - 1.2	0.25 - 0.45
Komatitas basálticas	16.7 - 59.1	0.57 - 4.8	0.25 - 0.55
Toleitas asociadas	21.6 - 146	0.42 - 3.8	0.29 - 0.46
Rocas alcalinas			
máficas	69 - 1453	2.7 - 262	0.24 - 0.40
intermedias y félsicas	92 - 1750	0.78 - 114	0.13 - 0.47
Grupo de basaltos alcalinos ($Na_2O \gg K_2O$; $K_2O + Na_2O \approx 3.4$; $K_2O/Na_2O \approx 0.5$)			
máficos	90 - 610	3.6 - 34	0.24 - 0.40
basaltos transicionales	90 - 243	3.6 - 12.2	0.27 - 0.40
basaltos alcalinos	130 - 250	5.35 - 28.4	0.27 - 0.35
basanitas, basaltos de nefelina	202 - 597	13.7 - 34	0.24 - 0.33
intermedias (traquitas, fonolitas, sienitas)	154 - 1750	0.78 - 42	0.13 - 0.47
asociados con basaltos transicionales	159 - 390	5.8 - 9.2	0.28 - 0.32
asociados con basaltos alcalinos	235 - 988	4.8 - 41.8	0.13 - 0.47
asociados con basanitas, etc.	380 - 1750	0.73 - 8.7	0.13 - 0.18
rocas félsicas			
asociados con basaltos alcalinos o transicionales	316 - 738	0.73 - 8.7	0.13 - 0.18
Grupo shoshonítico ($(Na_2 \approx K_2O$; $K_2O - Na_2O \approx 5 - 6$); sh-shonitas	69 - 240	2.7 - 18.3	0.25 - 0.34
rocas intermedias y félsicas asociadas con shoshonitas	124 - 387	3.2 - 23.1	0.16 - 0.28
Grupo de basaltos ricos en ($K_2O \gg Na_2O$; $K_2O + Na_2O \approx 7 - 10$; $K_2O/Na_2O \approx 7 - 10$)			
rocas máficas ricas en K	255 - 1453	19.5 - 262	0.24 - 0.31
rocas intermedias asociadas con rocas máficas ricas en K	92 - 688	3.8 - 114	0.06 - 0.27
Toleitas continentales	15.2 - 222	0.5 - 7.6	0.16 - 0.55
Toleitas de arco-islas y pos-arco	10 - 262	0.4 - 7.3	0.22 - 0.54
Complejos intrusivos toleíticos	2.7 - 547	0.31 - 19.3	0.23 - 1.55

VIII.B.-TIERRAS RARAS EN KIMBERLITAS

La Kimberlita es una roca ultramáfica que presenta fenocristales de ilmenita, flogopita, olivino y piropo en una matriz de olivino, flogopita, serpentina, clorita, carbonato, magnetita y apatito. Las kimberlitas están a menudo relacionadas con xenolitos de rocas de la corteza y del manto superior (peridotita de granate y eclogita). El agua en la asociación de minerales de carbonato indican una alta presión del fluido durante su emplazamiento. Usualmente las kimberlitas ocurren en volúmenes pequeños, como son chimeneas o diques.

Químicamente presentan un gran contenido de álcalis, *Ca*, *Ti*, *Al*, *Fe* y cantidades menores de *Si* y *Mg* que las peridotitas (Dawson, 1972). En comparación con otras rocas ultramáficas, las kimberlitas están enriquecidas en elementos traza como *Sc*, *Th*, *Ba*, *Li*, *Rb*, *Sr*, *Y*, *Ga*, *Zr*, *Mo*, *Pb* y lantánidos ligeros.

VIII.B.1.- CONTENIDO DE LANTANIDOS (REE)

Las kimberlitas se caracterizan por su gran contenido absoluto de lantánidos ($\sum$ lantánidos = 115 a 4613 ppm); por valores altos en la relación lantánidos ligeros/lantánidos pesados ($\frac{La}{Lu}_{cn} = 15.8$ a 216) y por exhibir patrones lineales de lantánidos, con o sin anomalías de *Eu* normalizadas (Fig. VIII.1a y b).

En la literatura se distinguen dos tipos de kimberlitas: las micáceas y las basálticas (con micas pequeñas). El nombre "basáltico" de estas últimas es inapropiado, sería mejor llamarle simplemente "kimberlita" (Mitchell, 1970). Aún cuando los datos son limitados, las kimberlitas micáceas presentan mayores anomalías negativas en *Eu* que las no micáceas.

La presencia de anomalías negativas de *Eu* en las kimberlitas micáceas se atribuye a la acumulación de flogopita o perovskita en estas rocas, minerales que a su vez están empobrecidos en el elemento (Fesq *et al.*, 1974; Mitchell y Brunfelt, 1974). Esta anomalía no pudo producirse como consecuencia del equilibrio feldespatos - magma durante la fusión parcial o cristalización, puesto que el feldespatos no es aceptado en la formación de las kimberlitas.

Por otra parte, la correlación existente entre los lantánidos ligeros y el fósforo, sugiere que los minerales fosfáticos como el apatito, la monacita y la perovskita son minerales huéspedes de estos elementos, y que los minerales mencionados, junto con los carbonatos, podrían ser el origen de los lantánidos ligeros en el manto superior (Fesq *et al.*, 1974). Esta interpretación se discute posteriormente.

VIII.B.2.- PETROGENESIS GENERAL

La petrogenesis de las kimberlitas a través de los estudios de lantánidos ha sido revisada extensamente por Fesq *et al.*, 1974; Mitchell y Brunfelt, 1974; y Paul *et al.*, 1975. El mayor problema es determinar si las grandes cantidades de lantánidos ligeros y las proporciones lantánidos ligeros/lantánidos pesados, fueron producidas sólo por fusión parcial o por procesos dominantes subsecuentes a ésta (Mitchell y Brunfelt, 1974). Las teorías sobre la petrogenesis de las kimberlitas se revisan en el orden: fusión parcial, zona de purificación, cristalización fraccionada, transporte volátil y contaminación.

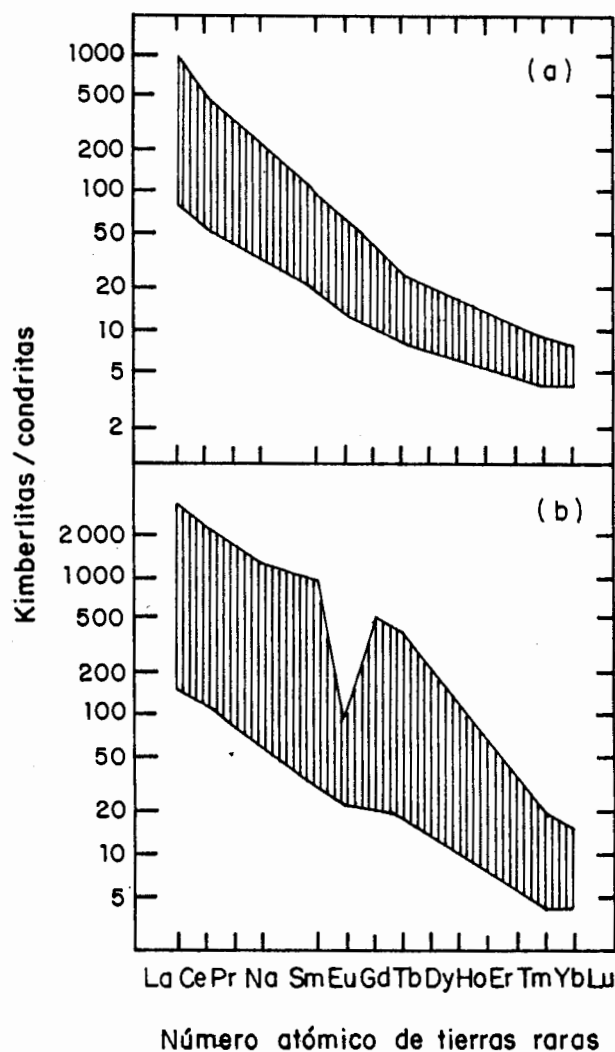


Fig. VIII.1a.- Rango de contenido de lantánidos en kimberlitas que no presentan anomalías de Eu. El contenido de lantánidos de la muestra está dividida elemento por elemento por el contenido de una condrita (Wakita et al., 1971), y graficada contra el número atómico correspondiente.

Fig. VIII.1b.- Rango de contenido de lantánidos en kimberlitas que presentan anomalías de Eu. La gran anomalía negativa que aparece en la muestra de la parte superior es rara y solamente 4 de cada 50 análisis la presentan. La mayoría de las anomalías, cuando están presentes son pequeñas como la que aparece en la muestra inferior de la figura

VIII.B.2.a.- Fusión Parcial

La presencia de lantánidos en rocas como las kimberlitas (también en ijolitas, carbonatitas y lamprófidos) es difícil de explicar a partir de la supuesta mineralogía del manto superior. Así por ejemplo, Mitchell y Brunfelt (1974), calcularon que menos del 1 % del fundido de una lherzolita de granate contendría proporciones de La/Yb incorporados a las kimberlitas producidas a partir de la anterior. No obstante, la abundancia predicha de lantánidos es mayor que la observada. Podría pensarse que el contenido extenso de lantánidos pudo ser influenciado por procesos de contaminación durante la fusión parcial.

Una posible excepción para la hipótesis anterior es que el manto tuviera una fase accesoria rica en lantánidos ligeros, la cual podría pasar a las kimberlitas por un desequilibrio en el fundido (Beswick y Carmichael, 1978; Campbell y Gorton, 1980). Esta fase accesoria tendería a ser la primera del fundido, de ahí el enriquecimiento en tierras raras de la primera etapa de formación del magma. La monacita podría ser el mineral apropiado para este modelo.

La estabilidad termodinámica del fluorapatito o de la whittockita en el manto permite a estos minerales estar en cantidades apropiadas. La correlación entre la abundancia de lantánidos ligeros con fosfatos en las kimberlitas y en general con las rocas máficas suponen la presencia de un accesorio fosfatado que se origina en el manto superior (Beswick y Carmichael, 1978). La diferencia en este argumento es que tales fases enriquecidas con lantánidos ligeros no han sido encontradas en asociaciones del manto superior, sino en los magmas básicos ricos en P_2O_5 formados por materiales más refractarios.

VIII.B.2.b.- Zona de Purificación

El gran contenido de tierras raras en las kimberlitas puede ser producido en una zona bajo procesos de purificación. El efecto de estos procesos es bastante semejante al producido por una muy pequeña fusión parcial (Paul *et al.*, 1975).

VIII.B.2.c.- Cristalización Fraccionada

La presencia de tierras raras en kimberlitas puede ser producida por fraccionamiento de eclogita de un magma básico menos rico en estos elementos, esto ocurriendo a altas presiones. Los modelos han sido sugeridos por O'hara y Yoder (1967) y por McGregor (1970). Por ejemplo, el 96 % de cristalización de un sólido con igual contenido de granate y clinopiroxeno a partir de lavas básicas de Hawái podría producir el contenido de lantánidos de una kimberlita.

VIII.B.2.d.- Transporte Volátil

Fesq *et al.* (1974) han sugerido que el enriquecimiento relativo de lantánidos ligeros / lantánidos pesados en las kimberlitas se debe fundamentalmente al transporte de volátiles que contienen complejos estables de estos elementos. Lo anterior se cree porque los complejos de lantánidos pesados son más estables que los ligeros a bajas presiones. También se ha sugerido,

que a presiones del manto los lantánidos en general son más solubles en fluidos ricos en H_2O , tratándose de magmas silícicos. De ahí la importancia de esta fase acuosa en el transporte de lantánidos hacia los magmas kimberlíticos.

VIII.B.2.e.- Contaminación

Las kimberlitas constituyen una fracción muy pequeña que ha atravesado los grandes volúmenes de corteza continental lo cual hace pensar en la alta posibilidad que tienen aquéllas de contaminarse durante su ascenso. Esto es notorio por la abundancia de xenolitos corticales y por la presencia de minerales silícicos encontrados dentro de las kimberlitas, materiales extraños a éstas.

Puesto que las rocas corticales contienen cantidades insignificantes de lantánidos ligeros y mayores contenidos de pesados en relación a las kimberlitas, cuando estas últimas asimilan a las primeras disminuirán las proporciones globales de lantánidos en el producto resultante, como efecto de la dilución.

VIII.C. TIERRAS RARAS EN CARBONATITAS Y ROCAS ALCALINAS-SILICICAS

VIII.C.1.- ASPECTOS GENERALES

Las carbonatitas son rocas ricas en carbonatos que parecen ser derivadas magmáticamente (Heinrich, 1966; Tuttle y Gittins, 1966). Generalmente ocurren como intrusivos o diques, también como piroclásticos y flujos extrusivos. Los minerales de carbonato generalmente son calcita (sovita), dolomita (rauhaugita) y ankerita, pero también pueden presentarse otros minerales.

Por su parte, las rocas silícico-alcálinas, están comúnmente asociadas a rocas máficas y ultramáficas de las series Urtita - Ijolita - Melteigita - Piroxenita (variedad que contiene nefelina y piroxeno) y sienita de nefelina. También otros tipos de rocas podrían estar presentes.

El tamaño de los afloramientos generalmente no excede los 30 km cuadrados.

Químicamente, las carbonatitas presentan grandes contenidos de Nb, Ti, Zr, Ba, Sr, Th y tierras raras ligeras.

VIII.C.2.- CONTENIDO DE LANTANIDOS

Las carbonatitas contienen grandes cantidades de lantánidos más que cualquier otro tipo de roca. El promedio de estos elementos oscila entre 72 y 15515 ppm. con relaciones $(\frac{La}{Lu})_{cn}$ de 7.1 a 1240 (Fig. VIII.2). Generalmente no tienen anomalías de Eu pero sí anomalías negativas de Ce.

Con base en otros estudios se han encontrado correlaciones entre el contenido de lantánidos y las relaciones $(\frac{La}{Lu})_{cn}$ ya que estos dos parámetros se incrementan en complejos más jóvenes.

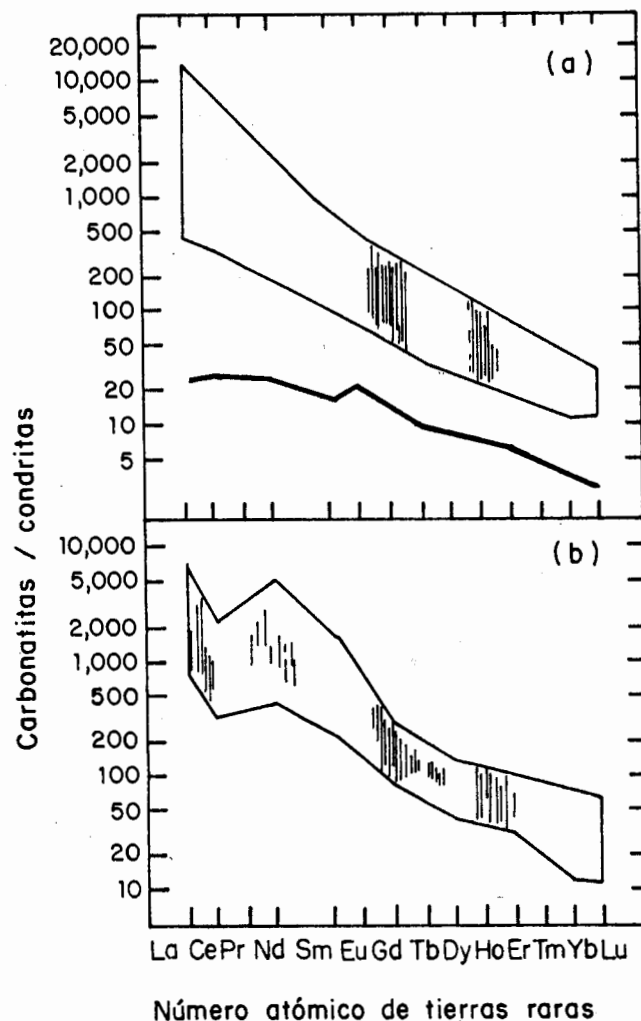


Fig. VIII.2a.- Rango de contenido de lantánidos en carbonatitas que presentan anomalía de Ce. Las muestras están normalizadas con respecto a las condritas. La mayoría de las concentraciones caen dentro del área limitada en la figura. Se ha incluido también la grafica de una carbonatita (línea gruesa quebrada) que presenta un contenido muy bajo de lantánidos con una pequeña anomalía positiva de Eu.

Fig. VIII.2b.- Rango de contenido de lantánidos en carbonatitas que presentan anomalía negativa de Ce, normalizado con respecto a las condritas.

Armbrustmacher (1979) analiza la diferencia en la cantidad de lantánidos contenidos en carbonatitas de emplazamiento magmático primario en las montañas del Oeste de Colorado con respecto a otras producidas por reemplazamiento carbonatítico. Los resultados de este autor revelan que las carbonatitas primarias presentan mayores contenidos de lantánidos que las de reemplazamiento.

Por otra parte, las rocas silíceo-alcálinas asociadas a las carbonatitas presentan bajas proporciones de lantánidos así como relaciones $(\frac{La}{Lu})_{cn}$ con valores pequeños (Fig. VIII.3). Las distribuciones comunes de tierras raras en la serie de ijolitas asociadas a carbonatitas son muy similares a las encontradas en las kimberlitas. En cuanto a anomalías de *Eu*, la mayoría de las rocas silíceo-alcálinas no la presentan.

VIII.C.3.- PETROGENESIS GENERAL

Tal como en el estudio de la petrogenesis de las kimberlitas, los procesos más importantes que participan en la génesis de las carbonatitas y rocas silíceo-alcálinas asociadas incluyen: procesos de fusión parcial, cristalización y transporte de volátiles, así como los efectos causados por la inmiscibilidad de fundidos carbonáticos en magmas básico-silíceos.

VIII.C.3.a.- Fusión Parcial

Desde el punto de vista de los procesos de fusión parcial es imposible producir grandes cantidades de lantánidos o relaciones altas de $(\frac{La}{Lu})_{cn}$ a partir de la fusión parcial de peridotitas de manto superior.

Con temperaturas de 1200°C y presiones de 25 kbar se pueden producir fundidos carbonatíticos a partir de magmas peridotíticos enriquecidos en CO_2 (Eggler, 1976). Los lantánidos estarían más concentrados en los magmas carbonatados que en los silíceos.

De acuerdo con los modelos de Gast (1968) el contenido de lantánidos en magmas basálticos ricos en álcalis es más bajo que en rocas del tipo de la ijolita, de tal suerte que son necesarias fusiones de al menos 5 % de peridotitas de granate para alcanzar concentraciones como las estudiadas. La cristalización fraccionada de un magma de este tipo podría producir la variedad de rocas silíceas identificadas en los complejos carbonatíticos. El mayor problema de esta hipótesis es que no existe evidencia de la presencia de estos magmas en los complejos conocidos. Por otra parte, la fusión parcial de volátiles fríos de peridotita de espinela y de granate tienden a producir basaltos alcalinos de olivino (Mysen, 1977). En este punto la alternativa más viable para explicar los altos contenidos de lantánidos en carbonatitas es la de transporte de volátiles desde el manto.

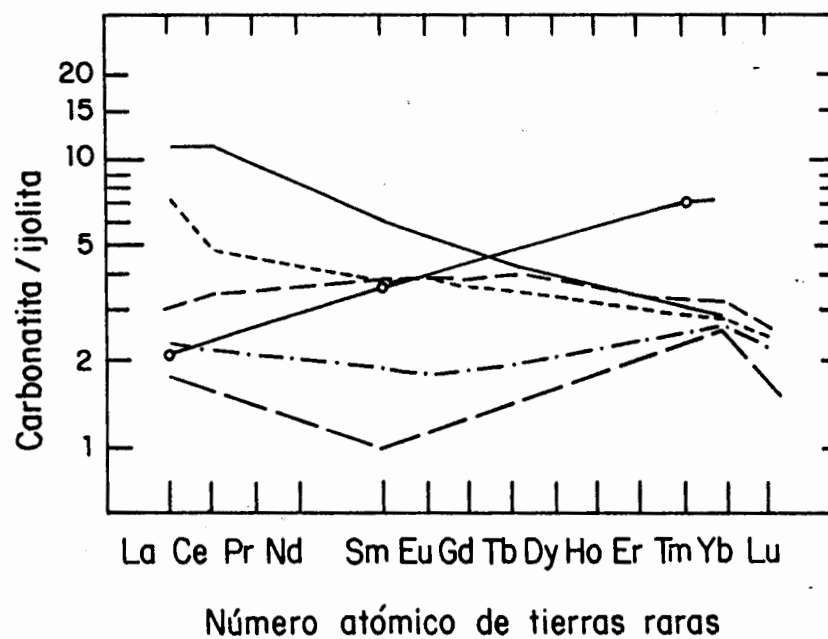


Fig. VIII.3.- *Proporciones del contenido de lantánidos en carbonatitas asociadas a ijolitas presentes en diferentes complejos. Las localidades de las muestras son las siguientes: línea continua, Oka (eby, 1975); línea trazos cortos, Magnet Cove (Cullers); línea trazos medianos, Lago Seabrook (Cullers y Medaris, 1977); línea continua con círculos, fundido experimental: $\frac{\text{sanidino fundido}}{K_2CO_3}$ a 5 kb de presión y 1300° C; rayas y puntos, Fen (Mitchell y Brunfelt, 1975); línea de trazos largos, Iron Hill (Cullers).*

VIII.C.3.b.- Cristalización Fraccionada

La cristalización fraccionada de minerales de un magma basáltico-alcálico puede producir las cantidades de lantánidos encontradas en muchas de las rocas silíceas asociadas a los complejos carbonatíticos. Así, según los estudios de Cullers y Medaris (1977) con sólo una cristalización de 5 % de un magma basáltico-alcálico se produciría la separación de clinopiroxeno (50-99 %), olivino (< 50 %) y granate (1 %) para producir una ijolita con altos valores de lantánidos. El magma residual contendría una bajísima cantidad de lantánidos debido a la cristalización temprana de esfena y apatito de esta roca. Otros modelos sugieren grados de cristalización mayor (50 %) con separación de augita y olivino en proporciones de 60 y 40 % respectivamente. Otras rocas exigen grados extremos de fraccionamiento, como las okaitas (melilita, biotita y perovskita) con grados de cristalización fraccionada de hasta 85 %. Estos grados extremos de cristalización fraccionada no son realistas con los modelos conocidos. Además, los valores del coeficiente de partición D entre mineral y fundido para los lantánidos tiene valores muy bajos, lo cual dificulta aún más a estas hipótesis.

Por el contrario, en estudios de las carbonatitas de Kenya (Barber, 1974) se ha sugerido que los lantánidos se concentran más en los magmas residuales que en los cristales separados tempranamente. Lo anterior se fundamenta en que las carbonatitas jóvenes presentan mayores concentraciones de lantánidos que las más antiguas.

VIII.C.3.c.- Inmiscibilidad de Líquidos

Puesto que la cristalización fraccionada de minerales en magmas silíceo-alcálicos asociados con carbonatitas no pueden producir las cantidades de lantánidos de las carbonatitas se ha propuesto un proceso de inmiscibilidad de líquidos para explicar la presencia de los lantánidos en magmas cogenéticos análogos (Eby, 1975; Mitchell y Brunfelt, 1975; Cullers y Medaris, 1977). La tendencia de los lantánidos es a concentrarse en magmas relativamente carbonatados que en los silíceos. No obstante, las proporciones de lantánidos ligeros con respecto a pesados parecen ser las mismas para carbonatitas e ijolitas, no así su abundancia absoluta. Lo anterior puede explicarse bajo un modelo de inmiscibilidad de magmas carbonatados y ultrabásico alcálico. Las mayores relaciones $(\frac{La}{Lu})_{cr}$ en carbonatitas coexistentes con magmas silíceos puede deberse a la adición de lantánidos ligeros durante ó después de la solidificación. Esto es posible por la alta movilidad de estos elementos en fluidos ricos en CO_2 a presiones corticales, condiciones que estarían presentes en los sistemas estudiados.

VIII.C.3.d.- Transferencia de Volátiles

El transporte de volátiles de los lantánidos en fluidos ricos en H_2O a presiones del manto y fluidos ricos en CO_2 a presiones corticales puede ser un importante proceso. El transporte volátil de lantánidos es extremadamente importante en la petrogénesis de las carbonatitas y asociación de rocas alcálicas (Kapustin, 1966; Balashov y Pozharitskaya, 1968; Loubet *et al.*, 1972). Por ejemplo, en el complejo Fen (Noruega), el enriquecimiento de lantánidos en una hematita de sovita (Fig. VIII.2a) es atribuido al transporte volátil de lantánidos ligeros, durante la alteración hidrotermal de un lamprófito (Mitchell y Brunfelt, 1975). Es decir, durante la fenitización.

VIII.D.- TIERRAS RARAS EN LAMPROFIDOS

VIII.D.1.- ASPECTOS GENERALES

Los lamprófidos son rocas oscuras; ocurren como diques y pueden presentar dos generaciones de minerales euedrales, incluyendo ferocristales de olivino, hornblenda, biotita y augita. La matriz puede presentar considerables minerales félsicos como plagioclasas, sanidino o melilita, así como una variedad de minerales secundarios.

Químicamente, los lamprófidos contienen pequeñas cantidades de sílice, exceso de álcalis y elementos traza incompatibles. Las minettas (lamprófidos de mica alcalina y feldespato) químicamente son semejantes a las kimberlitas (Bachinski y Scott, 1979).

VIII.D.2.- CONTENIDO DE LANTANIDOS

La cantidad de lantánidos varía entre 261 y 1033 ppm. Las proporciones $(\frac{La}{Lu})_{cn}$ son grandes con valores entre 22 y 55 similares a las de las kimberlitas. No se observan anomalías de *Eu* y las relaciones $\frac{Eu}{Sm}$ oscilan entre 0.22 y 0.29 para las rocas analizadas. También se ha detectado una correlación entre el contenido de lantánidos ligeros y la alcalinidad, los cuales se incrementan uno a otro (Fig. VIII.4).

VIII.D.3.- PETROGENESIS

Puesto que la cantidad de lantánidos en los lamprofidos es muy similar a la de las kimberlitas, los modelos teóricos en la petrogenesis de los lamprófidos usando lantánidos tienden a ser semejantes a los modelos para las kimberlitas. Los modelos para explicar tan altas concentraciones de elementos traza incluyen fusiones parciales menores al 5 % de un manto peridotítico, cristalización fraccionada y transporte de volátiles.

Los modelos de formación de lamprófidos ricos en potasio, por reacción de un magma básico con rocas sedimentarias corticales, granitos líquidos ó sólidos, han sido rechazados precisamente por la abundancia de tierras raras en aquéllos y escasas en los últimos. Por ejemplo en el Complejo ígneo de Spanish Peaks, Colorado (Estados Unidos), los diques de gabro alcalino y todas las rocas graníticas analizadas presentan más bajos contenidos de lantánidos ligeros que en las minettas asociadas (Jahn *et al.*, 1979). La mayoría de las rocas sedimentarias presentan también cantidades bajas de lantánidos ligeros comparados con los lamprofidos (Bachinski y Scott, 1979; Cullers *et al.*, 1979). Por tanto, la mezcla de cualquier combinación de magmas gabróicos con rocas graníticas o sedimentarias con cantidades bajas de lantánidos ligeros no producirían los contenidos de lantánidos ligeros detectados en los lamprófidos. También hay problemas en la mayoría de los materiales corticales mezclados que tienden a contener anomalías negativas de *Eu* para producir lamprófidos sin anomalías de *Eu* (Bachinski y Scott, 1979).

Otros modelos como fusión, cristalización o transporte volátil son considerados en los modelos discutidos en la kimberlitas (sección VIII.2).

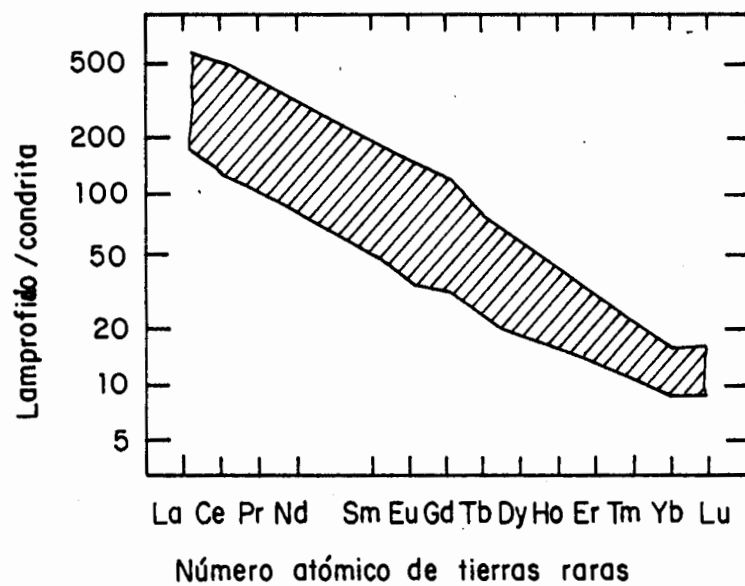


Fig. VIII.4.- Rango de contenido de lantánidos en lamprófidos, normalizado con respecto a las condritas

VIII.E.- TIERRAS RARAS EN KOMATITAS Y ROCAS ASOCIADAS

VIII.E.1.- INTRODUCCION

La terminología de las komatitas todavía no está estandarizada. Usualmente se definen como rocas no acumulativas con más del 9 % de MgO y $CaO/Al_2O_3 > 1$ (Sun y Nesbitt, 1978; Jahn y Sun, 1979). Las komatitas a menudo tienen textura "spinifex" por enfriamiento. Los tipos de komatitas con altas cantidades de Magnesio ($MgO > 20\%$) pueden ser llamadas komatitas peridotíticas de textura "spinifex", y los tipos de bajo contenido ($MgO = 9 - 20\%$) pueden ser llamadas komatitas basálticas. Estas últimas no necesariamente contienen texturas "spinifex" por enfriamiento.

A menudo ocurren en la parte baja de algunos cinturones Precámbricos de rocas verdes con capas intercaladas de rocas básicas y ultrabásicas y estructuras de pillow lavas (Windley, 1977). Recientemente se ha encontrado un complejo komatítico de posible edad Terciaria o Mesozoica en la Isla de Gorgona, Colombia (Echevarría, 1980).

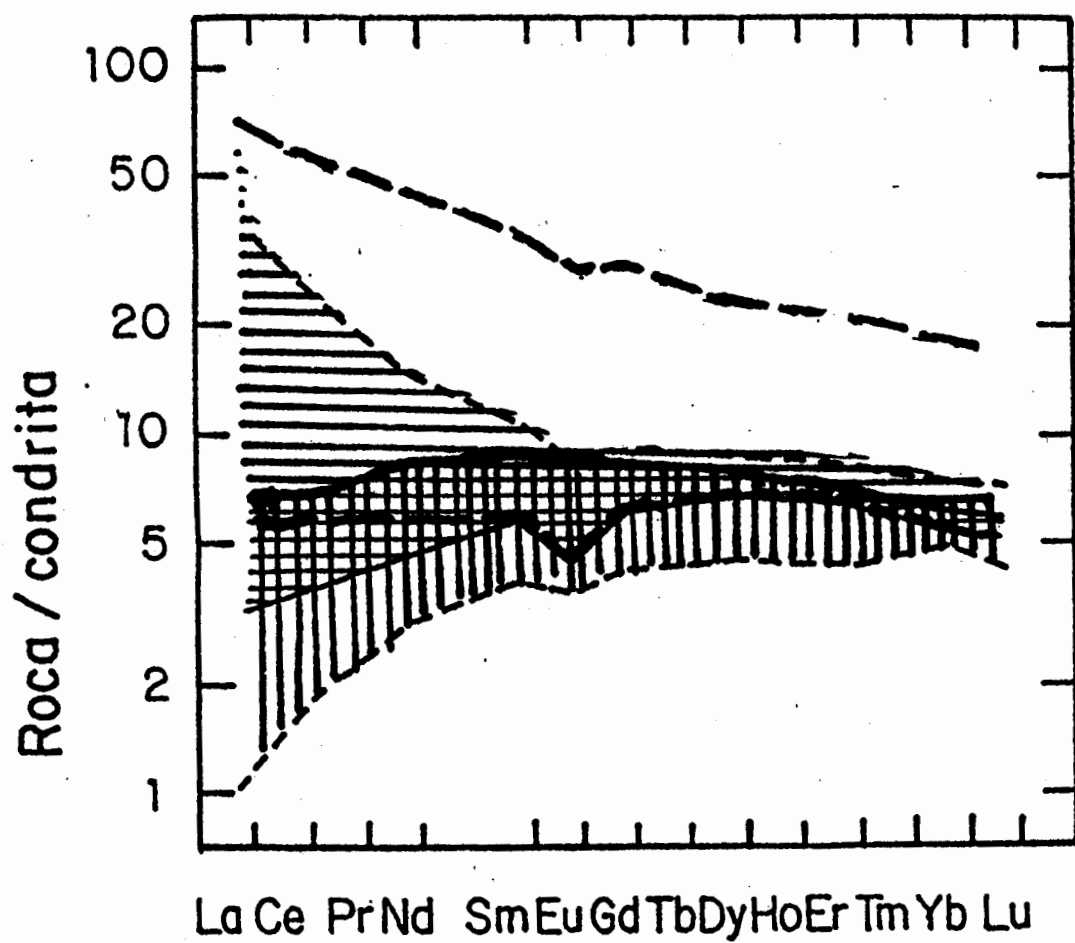
VIII.E.2.- CONTENIDO DE LANTANIDOS

Las komatitas contienen bajas cantidades de lantánidos (Σ lantánidos = 10.1 - 59.1 ppm) y proporciones de lantánidos ligeros/lantánidos pesados ($\frac{La}{Lu}$)_{cn} = 0.24 - 4.8; Herrmann *et al.*, 1976; Arth *et al.*, 1977; Hawkesworth y O'Nions, 1977; McGregor y Mason, 1977; Sun y Nesbitt, 1977, 1978; O'Nions y Pankhurst, 1978; Whitford y Amdt, 1978; Echevarría, 1980; Jahn *et al.*, 1980). Las cantidades de lantánidos y proporciones de $\frac{La}{Lu}$ tienden a incrementarse en el orden: komatitas peridotíticas, komatitas basálticas y toleitas (Fig. VIII.5). Dentro de una serie dada de komatitas, el contenido de lantánidos y proporciones de $\frac{La}{Lu}$ se incrementan con la disminución de MgO . Las komatitas pueden o no contener anomalías de Eu ($\frac{Eu}{Sm} = 0.25 - 0.55$).

VIII.E.3.- PETROGENESIS GENERAL

Las komatitas y rocas básicas asociadas están a menudo muy alteradas, por lo cual muchos de los elementos que están en movimiento durante la alteración no pueden ser usados para la interpretación de los procesos ígneos. Sin embargo, los lantánidos exhiben una mínima movilidad comparados con otros elementos, siendo esta la razón para emplearlos en el establecimiento de la petrogenesis de estas rocas.

La petrogenesis de komatitas peridotíticas, komatitas basálticas y basaltos toleíticos asociados ha sido ampliamente discutida a través de modelos en que intervienen los lantánidos y otros elementos traza. Por lo general, las komatitas basálticas y las toleitas asociadas con komatitas peridotíticas no pueden explicarse por procesos de cristalización fraccionada de komatitas más ricas en Mg . Los mecanismos de fusión parcial son en este caso más consistentes con las observaciones realizadas. Así, por ejemplo, para la producción de komatitas peridotíticas es menester que la fusión parcial sea de grado elevado, alcanzando más de 50 % de manto peridotítico. En



Número atómico de tierras raras

Fig. VIII.5.- Rango de contenido de lantánidos en komatitas peridotíticas (líneas verticales), komatitas basálticas (líneas horizontales) y la toleitas asociadas (área entre las líneas de trazos cortos gruesos). Todas normalizadas con respecto a las condritas.

cambio, para producir toleitas y komatitas basálticas los requerimientos de fusión del manto son menores (Green, 1975). Por lo anterior, podría pensarse que el contenido de lantánidos en las komatitas peridotíticas debe ser el de la fuente original en el manto superior.

VIII.F.- TIERRAS RARAS EN ROCAS MAFICAS ALCALINAS, INTERMEDIAS Y FELSICAS ASOCIADAS

VIII.F.1.- ASPECTOS GENERALES

Las rocas magmáticas alcalinas son definidas como las rocas que contienen altos niveles de Na_2O y K_2O en relación a sus contenidos de SiO_2 (MacDonald, 1968). Aunque este capítulo es importante principalmente en rocas básicas, también será dada alguna consideración en esta sección para las variedades mas silíceas del magma alcalino, tal como en las sienitas y lavas intermedias y félsicas asociadas con lavas máficas alcalinas.

Las rocas basálticas, básicas alcalinas y lavas asociadas se encuentran en una amplia variedad de ambientes geológicos como: arcos de islas, islas oceánicas, arcos continentales y zonas de rift. El número de ambientes tectónicos en que se forman estas rocas sugiere que deben existir procesos magmáticos capaces de producir rocas con características petroquímicas semejantes, ubicadas en localidades bien distintas.

No obstante que existen severas dificultades para clasificar a las rocas basálticas alcalinas, estas se pueden agrupar en función de las proporciones relativas de los óxidos de los cuales la serie toma su nombre: Na_2O y K_2O . Los grupos propuestos son los siguientes:

- Grupo de basaltos alcalinos:

$$Na_2O > K_2O$$

$$K_2O + Na_2O = 3 \text{ a } 4 \%$$

$$K_2O/Na_2O = 0.5$$

- Grupo Shoshonítico:

$$Na_2O = K_2O$$

$$K_2O + Na_2O = 5 \text{ a } 6 \%$$

- Grupo de Basaltos Potásicos:

$$K_2O \gg Na_2O$$

$$K_2O + Na_2O = 7 \text{ a } 10 \%$$

$$K_2O/Na_2O = 7 \text{ a } 10 \%$$

- Las rocas félsicas e intermedias de este grupo se clasifican con la asociación de basaltos alcalinos.

VIII.F.2.- CONTENIDO DE LANTANIDOS

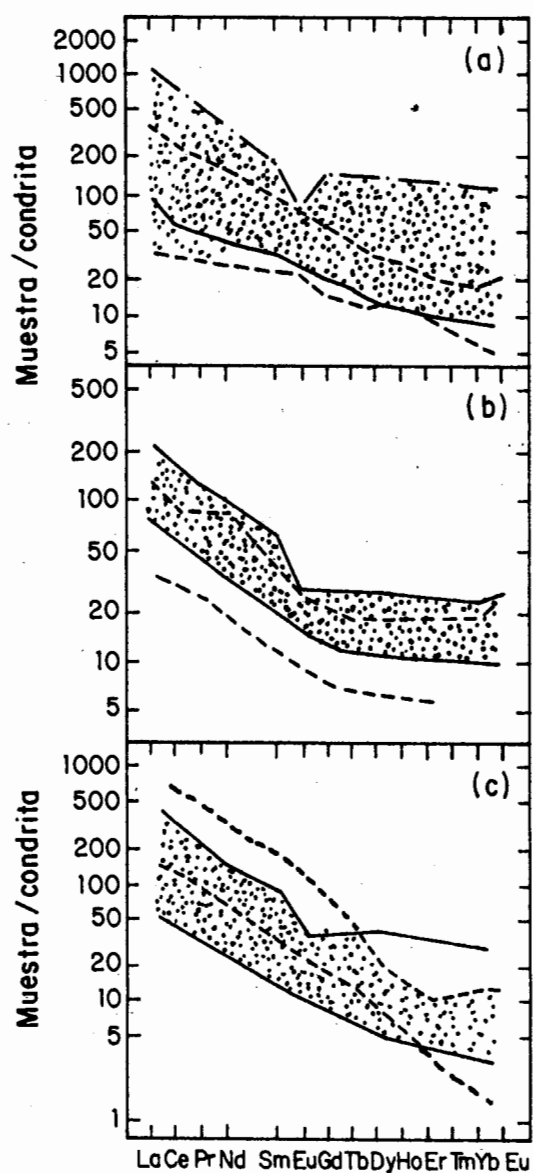
Todas las rocas alcalinas están caracterizadas por un gran enriquecimiento total de lantánidos y lantánidos ligeros (Gast, 1968; Herrmann, 1968; Jakes y Gill, 1970; Philipotts *et al.*, 1971; Capaldi *et al.*, 1972; Kay y Gast, 1973; Barberi *et al.*, 1975; Goles, 1975; Masuda *et al.*, 1975; Sun y Hanson, 1975a, b, 1976; Lo y Goles, 1976; Mitchell y Bell, 1976; Baker *et al.*, 1977; Kay, 1977; Neumann *et al.*, 1977; Frey *et al.*, 1978; Green, 1978; Johnson *et al.*, 1978; Nicholls y Withford, 1978; Rock, 1978; Gast y McBirney, 1979; Griffiths y Gibson, 1980; Morrison, 1980; Pe-Piper, 1980; Price y Taylor, 1980; Thompson *et al.*, 1980). El intervalo de valores de lantánidos en 140 rocas máficas alcalinas y alrededor de 120 rocas intermedias asociadas y félsicas es el siguiente: (Fig VIII.6):

<u>Rocas máficas</u>		
$\sum$ lantánidos	=	69 - 1453 ppm
$(\frac{La}{Lu})_{cn}$	=	2.7 - 262
$\frac{Eu}{Sm}$	=	0.24 - 0.40

<u>Rocas intermedias y félsicas</u>		
$\sum$ lantánidos	=	92 - 1750 ppm
$(\frac{La}{Lu})_{cn}$	=	0.78 - 114
$\frac{Eu}{Sm}$	=	0.13 - 0.47

Entre las rocas máficas, las grandes cantidades de $\sum$ lantánidos y altas proporciones de $\frac{La}{Lu}$ pertenecen a lavas potásicas. Las shoshonitas y basaltos alcalinos tienen pequeñas cantidades de $\sum$ lantánidos así como bajas proporciones de $\frac{La}{Lu}$. Ninguna de estas rocas máficas y alcalinas tienen anomalía de Eu. Todas las proporciones de $\frac{Eu}{Sm}$ son aproximadas al valor de las condritas con bajas proporciones. Las rocas de más baja saturación en cada uno de los principales grupos (nefelinitas y basanitas opuestas a los basaltos alcalinos) generalmente tienen grandes proporciones de $\sum$ lantánidos y $\frac{La}{Lu}$. Las rocas más evolucionadas en cada asociación muestran una tendencia hacia proporciones pequeñas de $\frac{La}{Lu}$ y hacia anomalías negativas de Eu.

Con la excepción de las lavas potásicas, las rocas más evolucionadas también tienden a tener proporciones de lantánidos similares a las de las rocas máficas asociadas.



Número atómico de tierras raras

Fig. VIII.6a.- Rango de contenido de lantánidos en el grupo de basaltos alcalinos (área entre las dos líneas discontinuas) y en las rocas félsicas e intermedias asociadas (área punteada).

Fig. VIII.6b.- Contenido de lantánidos en basaltos shoshoníticos (entre líneas discontinuas) y rocas félsicas e intermedias asociadas (área punteada).

Fig. VIII.6c.- Contenido de lantánidos en el grupo de basaltos ricos en K (entre líneas discontinuas) y rocas félsicas e intermedias asociadas (área punteada). Todos los datos están normalizados con respecto a las condritas.

VIII.F.2.a.- Grupo de Basaltos Alcalinos

Este grupo es uno de los más diversos tratados aquí. Los rangos de las cantidades de lantánidos tanto en miembros básicos como intermedios y félsicos pertenecientes a esta serie son: (Fig. VIII.6).

Rocas máficas	
$\sum \text{lantánidos}$	= 90 a 610 ppm
$(\frac{La}{Lu})_{cn}$	= 3.6 - 34
$\frac{Eu}{Sm}$	= 0.24 - 0.4

Rocas intermedias y félsicas	
$\sum \text{lantánidos}$	= 154 a 1750 ppm
$(\frac{La}{Lu})_{cn}$	= 0.78 - 42
$\frac{Eu}{Sm}$	= 0.13 - 0.47

Las rocas félsicas tienen anomalías negativas de *Eu*, mientras que la mayoría de las rocas intermedias no las tiene.

El grupo de basaltos alcalinos será subdividido en la asociación transicional (y basalto alcalino de olivino), la asociación de basaltos alcalinos y la de los basaltos de alta o baja saturación (basanitas, basalto de nefelina y nefelinitas). Los basaltos transicionales tienen bajas cantidades de lantánidos y escasas proporciones de ligeros/pesados en los tres subgrupos ($\sum \text{lantánidos} = 90 - 243 \text{ ppm}$; $\frac{La}{Lu}_{cn} = 3.6 - 12.2$). Marginalmente los basaltos alcalinos tienen un total de lantánidos y proporciones de ligeros pesados más alto que en los basaltos transicionales ($\sum \text{lantánidos} = 130 - 250 \text{ ppm}$; $\frac{La}{Lu}_{cn} = 5.4 - 28.4$). Los basaltos de baja saturación tienen altas cantidades de lantánidos y enriquecimiento de ligeros ($\sum = 202 - 597 \text{ ppm}$; $(\frac{La}{Lu})_{cn} = 13.7 - 34$). El total de lantánidos está esencialmente identificado con las nefelinitas y otras rocas máficas de baja saturación, por lo cual el enriquecimiento de ligeros es muy alto en las nefelinitas ($(\frac{La}{Lu})_{cn} = 13.7 - 29.6$). Ninguno de los subgrupos tienen anomalías de *Eu* y las proporciones de $\frac{Eu}{Sm}$ son muy similares para los tres subgrupos (basalto transicional = 0.27 - 0.4; basalto alcalino = 0.27 - 0.35; basaltos de baja saturación = 0.24 - 0.33).

Las rocas intermedias asociadas con basaltos alcalinos de baja saturación tienen altas cantidades de lantánidos ($\sum \text{lantánidos} = 380 - 1750 \text{ ppm}$) mientras que los asociados con basaltos alcalinos están entre los dos extremos ($\sum \text{lantánidos} = 235 - 988 \text{ ppm}$). Por su parte, el espectro composicional en las sienitas es muy amplio, tanto para contenido total de lantánidos, como para las relaciones $\frac{La}{Lu}$.

VIII.F.2.b.- Grupo Shoshonítico

Las rocas máficas de asociación shoshonítica tiene contenidos de lantánidos y distribuciones muy similares a los basaltos alcalinos y transicionales (Fig. VIII.6b; 12 shoshonitas: $\sum$ lantánidos = 69 - 240 ppm, $(\frac{La}{Lu})_{cn} = 2.7 - 18.3$; $\frac{Eu}{Sm} = 0.25 - 0.34$). Los patrones inferiores pertenecen a sus variedades intrusivas (absarokitas) o a lavas de arcos de islas oceánicas. Los patrones superiores son para shoshonitas continentales (Wyoming) o para rocas volcánicas de arcos insulares continentales.

Los análisis de 6 rocas félsicas e intermedias de asociación shoshonítica apenas tienen un total superior de lantánidos y proporciones de ligeros/pesados (Fig. VIII.6b: $\sum$ lantánidos = 124 - 387 ppm; $(\frac{La}{Lu})_{cn} = 3.2 - 23.1$) pertenecientes a shoshonitas máficas. También muestran anomalías de Eu ($\frac{Eu}{Sm} = 0.16 - 0.28$) con proporciones bajas en el caso de las rocas félsicas de esta serie.

VIII.F.2.c.- Grupo de Basaltos Potásicos

Son rocas volcánicas ricas en K; tienen un mayor contenido de lantánidos y proporciones de ligeros/pesados que cualquiera de las rocas alcalinas o máficas (Fig. VIII.6c: 30 rocas máficas: $\sum$ lantánidos = 255 - 1453 ppm; $(\frac{La}{Lu})_{cn} = 19.5 - 262$). No hay anomalías de Eu en los basaltos ricos en K ($\frac{Eu}{Sm} = 0.24 - 0.31$).

Veinte rocas intermedias ricas en K tienen un rango bajísimo de $\sum$ lantánidos = (92 - 688 ppm) y un rango menor de ligeros/pesados ($(\frac{La}{Lu})_{cn} = 3.8 - 114$) que en las rocas máficas. El rango de las rocas intermedias empieza sin anomalías de Eu, y termina con grandes anomalías de Eu ($\frac{Eu}{Sm} = 0.06 - 0.27$).

VIII.F.3.- PETROGENESIS GENERAL

VIII.F.3.a.- FUSION PARCIAL

Los modelos tradicionales de fusión parcial y fraccionamiento no pueden ser aplicados en forma generalizada para explicar la formación de magmas alcalinos. Los modelos destinados a este fin deben ser consistentes con los altos contenidos de lantánidos que se observan en este grupo así como con las proporciones relativamente altas de la relación ligeros/pesados.

La fusión parcial de cualquier peridotita enriquece a todo el magma en lantánidos e incrementa las proporciones relativas de ligeros/pesados en la peridotita original. Los lantánidos residen en la mayoría de los clinopiroxenos y los valores "D" mineral/fusión son más grandes en lantánidos pesados que en ligeros (Gast, 1968; Kay y Gast, 1973; Sun y Hanson, 1975a). Mientras que algunos basaltos alcalinos y transicionales con bajas proporciones de $\frac{La}{Lu}$, pueden ser producidos por fusión de espinela peridotítica, las predicciones en las proporciones de ligeros/pesados son mucho más bajas que en la mayoría de los basaltos alcalinos y todas las nefelinitas y basaltos potásicos (Gast, 1968).

Kay y Gast (1973) sugirieron que las variaciones en las proporciones de granate y clinopiroxeno en el manto ocurren debido a diferentes regímenes de P - T dentro de éste con lo cual al producirse la fusión parcial en distintas zonas originaría proporciones variantes de $\frac{La}{Lu}$.

Otro aspecto considerado por los autores anteriores es el grado de fusión parcial que junto con las variaciones en las proporciones granate/clinopiroxeno proporcionan toda una gama de posibilidades de producción de magmas alcalinos con los contenidos de lantánidos ya explicados. Por ejemplo, para un material original peridotítico constituido por un 20 % de clinopiroxeno, 55 % de olivino y 25 % de ortopiroxeno, y granate en variadas cantidades, se pueden generar teóricamente basaltos alcalinos, potásicos y nefelinitas con los siguientes parámetros:

Basalto alcalino 4.5 % - 5 % granate y 0.8 - 2.9 % de fusión parcial

Nefelinita 8 % - 5 % granate y 0.65 - 1.5 % de fusión parcial

Basalto potásico 11 % - 17 % granate y 0.3 - 0.8 de fusión parcial

Frey *et al* (1978) sugieren que los calculos de modelos para las distribuciones de lantánidos y otros elementos traza en rocas máficas y alcalinas se aplican mejor para un manto enriquecido y fraccionado en lantánidos pesados en una proporción de 2.5 - 3 veces del valor de las condritas, y de 7 - 9 veces en el caso de lantánidos ligeros.

Aceptando la idea anterior, Sun y Hanson (1975a) estimaron que con una fusión parcial de 3 - 7 % del manto peridotítico se produciría nefelinita, mientras que para alcanzar los basaltos alcalinos, el grado de fusión parcial deberá ser entre 7 y 15 %. Por su parte, Frey *et al.* (1978) proponen valores parecidos: para producir una melilita de olivino se requiere una fusión parcial entre 4 y 6 %; para una basanita entre el 5 y 7 %, y del 11 al 15 % para un basalto alcalino de olivino.

La mayoría de los mecanismos propuestos para enriquecer localmente al manto en lantánidos (especialmente lantánidos ligeros), así como de otros elementos incompatibles sugieren que el límite de fusión parcial tiene lugar en una parte del manto que al fundirse se enriquece en lantánidos ligeros la cual se desplaza a otra región del manto en donde sufre un alto fraccionamiento enriqueciéndose en los elementos mencionados hasta convertirse, finalmente, en un magma básico alcalino.

Por su parte, la generación de magmas alcalinos ricos en potasio tales como los basaltos potásicos y, posiblemente, las shoshonitas requieren la presencia de un mineral rico en este elemento dentro del manto peridotítico. El mineral referido sería la flogopita cuya existencia en el manto ha sido propuesta por Mitchell y Bell, 1976. Otra hipótesis alternativa es que dentro del manto se produzcan importantes procesos de metasomatismo antes o durante la fusión parcial, proceso que explicaría las proporciones tan grandes de ligeros/pesados y el carácter de los elementos traza en los basaltos potásicos. El problema para comprobar esta hipótesis es que no se conocen los valores del coeficiente de fraccionamiento "D" en minerales de un manto con metasomatismo.

VIII.F.3.b.- Mecanismos de Fraccionamiento

Los magmas alcalinos, intermedios y félsicos asociados con rocas básicas alcalinas pueden ser producidos por cristalización fraccionada de magmas más básicos (Barberi *et al.*, 1975; Baker *et al.*, 1977; Ewart *et al.*, 1976; Kyle y Rankin, 1976; Sun y Hanson, 1976; Rock, 1978; Griffiths y Gibson, 1980; Thompson *et al.*, 1980). Las absarokitas por su parte, representan otro magma padre el cual dará ascenso a las shoshonitas por fraccionamiento de olivino y piroxeno (Gast y McBirney, 1979) o alternativamente, a absarokitas al estar en una zona de acumulación de olivino y piroxeno dentro de un sistema de magmas shoshoníticos.

En la generación de modelos de fraccionamiento de magmas alcalinos, intermedios y félsicos alrededor de un centro de cristalización de olivino, piroxeno y feldespato con incrementos en los contenidos de lantánidos y SiO_2 en una fusión residual, la cristalización de feldespatos también reduce las proporciones de ligeros/pesados de un magma y causa una anomalía negativa de *Eu* en los magmas más evolucionados. La secuencia general de cristalización de un magma basáltico alcalino es la siguiente:

1. Fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno para producir un magma basáltico poco evolucionado (Hawaitas y Ferrobasaltos).
2. Fraccionamiento de clinopiroxeno y plagioclasa para producir un magma intermedio (Benmoreita y Traquita).
3. Fraccionamiento de plagioclasa para derivar un magma de mayor composición silícica (Fonolita).
4. Fraccionamiento de feldespato alcalino para derivar un magma peralcalino hacia una composición riolítica (Comenditas y Panteleritas).

La observación general es que las rocas más evolucionadas dentro de una secuencia dada, tienen grandes anomalías negativas de *Eu* con algunas excepciones. Thompson *et al* (1980), encontraron una fuerte evidencia del fraccionamiento de la plagioclasa en rocas más félsicas en las series de lavas Skye de Escocia, pero no encontraron anomalías de *Eu*. Sugieren que la falta de fraccionamiento de *Eu* fue debido en parte a la alta fugacidad de oxígeno de muchos de los magmas, lo cual significa predecir la reducción de Eu^{+2} a Eu^{+3} . Pero en otras lavas que aparentemente se formaron a partir de la reducción de magmas (bajo estado neutral de $Ni - NiO$) también están exentas de anomalías de *Eu*, debido posiblemente a algún efecto en la composición del volumen sobre la reducción o partición del *Eu*.

VIII.G.- TIERRAS RARAS EN BASALTOS TOLEITICOS, BASALTOS CONTINENTALES, CUENCAS DE POST-ARCO Y ARCOS DE ISLAS

VIII.G.1.- ASPECTOS GENERALES

Los basaltos toleíticos contienen ortopiroxeno normativo y nefelina no normativa, esta es reservada a los basaltos alcalinos (Yoder y Tilley, 1962).

Los basaltos toleíticos pueden ser distinguidos de los basaltos calco-alcalinos y de los basaltos alcalinos por su bajo contenido de K_2O para un SiO_2 dado (McDonald, 1968; Jakes y Gill, 1970).

Las toleitas continentales (incluyendo los complejos intrusivos), las toleitas de arcos de islas y de cuenca de post-arco se incluyen en esta sección. Las toleitas de arcos de islas tienden a tener un alto porcentaje de rocas silíceas asociadas con toleitas oceánicas (Jakes y Gill, 1970). Las toleitas de arcos de islas presentan mayores relaciones de K , Rb , Ba , Cs , Pb , y Sr , y menor contenido de Fe , Mg , Ni y Cr que las toleitas de dorsales oceánicas (Jakes y Gill, 1970). Las toleitas de arcos de islas tienen contenidos similares de Th , U y lantánidos que las toleitas de dorsales oceánicas.

VIII.G.2.- CONTENIDO DE LANTANIDOS

Las cantidades de lantánidos y proporciones de $\frac{La}{Lu}$ en las toleitas, tienden a ser más bajas que en los basaltos ricos en álcalis mencionados anteriormente (tabla VIII.1). Las secuencias toleíticas son resumidas en el orden de toleitas continentales, de arcos de islas, de cuencas post-arco y complejos intrusivos.

Las características de los lantánidos en las toleitas continentales (no incluyendo a los complejos intrusivos) es la siguiente (Fig VIII.7a): $\sum$ lantánidos = $15.2 - 322$ ppm; $(\frac{La}{Lu})_{cn} = +0.5 - 7.6$; $\frac{Eu}{Sm} = 0.16 - 0.55$ (Balashov y Nesterenko, 1966; Frey *et al.*, 1968; Herrmann y Jung, 1970; O'Nions y Clark, 1972; Helmkey y Hanskin, 1973; Nathan y Frueh, 1974; Mark, *et al.*, 1975; Leemann, 1976; Alexander y Gibson, 1977; Frey *et al.*, 1978). Aunque hay una amplia variación en las proporciones de $\frac{Eu}{Sm}$, la mayoría de las toleitas continentales no presentan anomalías de Eu . Dentro de una serie dada, la amplitud de una anomalía negativa de Eu tiende a aumentar al incrementarse el contenido de lantánidos si el fraccionamiento de la plagioclasa es importante.

Las toleitas de arcos islas, las de cuenca post-arco y algunas toleitas de islas volcánicas son estudiadas como un solo grupo. Los patrones de consumo de lantánidos tienden a tener bajas cantidades (Fig. VIII.7b), pero aparentemente no hay una restricción para un ambiente geológico determinado. En toleitas de arcos islas y cuenca post-arco los lantánidos pueden ser consumidos o enriquecidos aún dentro de la misma serie de rocas. Las altas cantidades de estos elementos y el extenso enriquecimiento de ligeros en los modelos tienden a ser más comunes en las toleitas de arcos de islas e islas oceánicas.

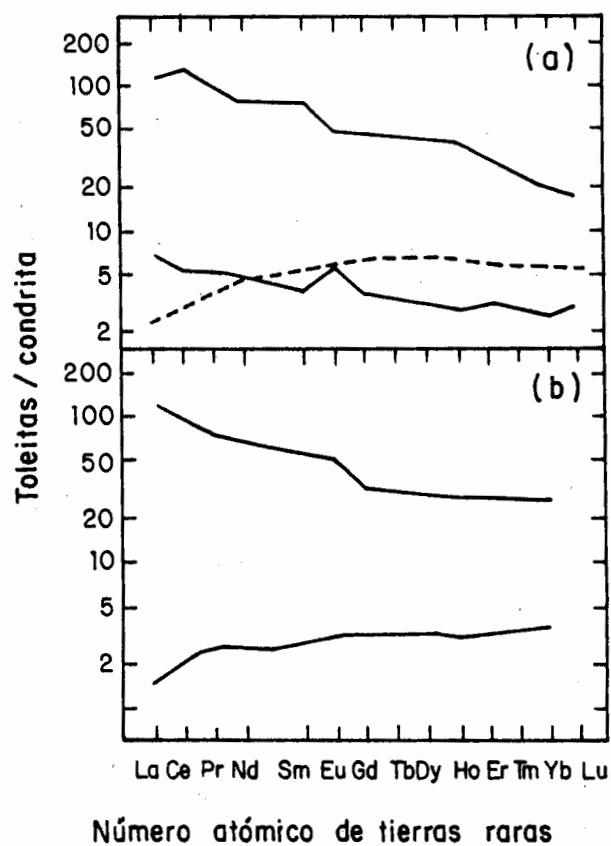


Fig. VIII.7a.- Rango de contenido de lantánidos en la mayoría de las toleitas continentales (área entre las dos líneas continuas), normalizado con respecto a las condritas. El patrón inferior tiene una rara anomalía positiva de Eu. La línea punteada representa una muestra disminuida en lantánidos ligeros con relación a los pesados y sin anomalía de Eu.

Fig. VIII.7b.- Contenido de lantánidos en toleitas de arcos de islas y post-arco, normalizadas con respecto a las condritas.

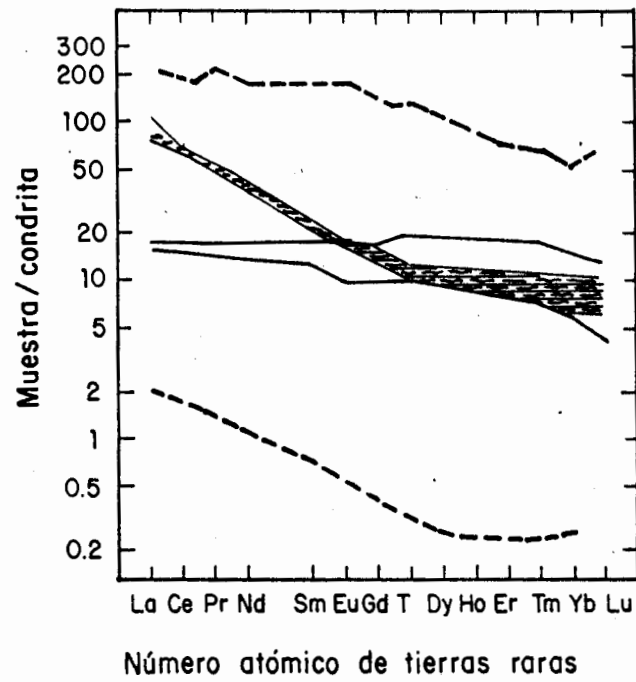


Fig. VIII.8.- Rango de contenido de lantánidos en complejos intrusivos (área entre las líneas punteadas), normalizado con respecto a las condritas. Aparecen también los patrones particulares del complejo de Sudbury

Las toleitas oceánicas son semejantes a las toleitas continentales teniendo una variación tan amplia en las proporciones de $\frac{Eu}{Sm}$ en relación al consumo de sus grados de ligeros en una reflexión de anomalías de Eu en variada amplitud de ajuste.

Por otra parte, el contenido de lantánidos en los complejos intrusivos es el siguiente (Fig. VIII.8), Σ lantánidos = 2.7 - 547 ppm; $(\frac{La}{Lu})_{cr.} = 0.31 - 19.3$; $\frac{Eu}{Sm} = 0.23 - 1.55$; Frey *et al.*, 1968; Haskin y Haskin, 1968; Balshov *et al.*, 1970; Potts y Condie, 1971; Balashov y Suschevskaya, 1973; Kosiewicz, 1973; Fester *et al.*, 1974; Paul *et al.*, 1977; Kuo y Crocket, 1979). En la Fig. VIII.8 se muestran los rangos de los patrones de lantánidos en límites de zonas frías. Por zonas frías se entiende a aquellas fracciones de magma que se han enfriado rápidamente al contacto con los bordes del intrusivo y la roca encajonante.

VIII.G.3.- PETROGENESIS GENERAL

Los resultados experimentales de la petrología sugieren que las toleitas tienen el 15 - 30 % de la fusión del manto superior peridotítico (Green y Ringwood, 1968; Green, 1973). Los valores "D" para los lantánidos entre los magmas toleíticos y peridotíticos es menor de uno. Es necesario un gran porcentaje de magma para producir toleitas (alrededor del 15 %). Las concentraciones de lantánidos en la fusión es mayor comparado con los pequeños grados de fusión necesario para producir basaltos ricos en álcalis.

El primer estudio que utilizó un resultado cuantitativamente confiable para explicar las distribuciones de los elementos traza en las toleitas fue realizado por Gast (1968). Una plicación de los elementos traza en ejemplos recientes para extender la petrogénesis de las toleitas fue realizado por Paster *et al.* (1974) (en rocas intrusivas) y por Frey *et al.* (1978) (en rocas extrusivas).

VIII.G.3.a.- Fusión Parcial

La mayoría de los modelos para la formación de las toleitas toman alrededor del 20 al 30 % de fusión del manto superior, de composición peridotítica, con contenidos variables de lantánidos que explican el rango de variación de estos elementos en las toleitas. Las toleitas con excesos de lantánidos se considera que provienen de la fusión de peridotitas enriquecidas en esos materiales. Green, 1973, y Frey *et al.*, 1978, suponen que a partir de un manto con concentraciones de 5 - 20 % de $(La)_{cn}$ y cerca de 2 - 7 % de $(Lu)_{cn}$, se producen toleitas con alrededor del 20 - 80 % $(La)_{cn}$ y 5 - 20 % de $(Lu)_{cn}$.

Las toleitas con bajos contenidos de lantánidos se asume que provienen de la fusión de un manto primitivo con pequeño o escaso enriquecimiento y consumo de lantánidos pesados (Jakes y White, 1972; Raunders y Tarney, 1979; Masuda y Aoki, 1979; Withford *et al.*, 1979).

Las toleitas de arcos de islas tienden a tener contenidos similares a los de las condritas y pueden venir de orígenes similares a las toleitas de dorsales oceánicas (Jakes y Gill, 1970; Dixon y Batiza, 1979).

El empleo de lantánidos en varias muestras en modelos de fusión parcial son resumidos a continuación.

Dixon y Batiza (1979) determinaron la petrología del Arco Norte de las Islas Marianas como un ejemplo de un arco inmaduro. Algunas toleitas fraccionadas en esta secuencia tienen contenidos altos de *K*, *Rb*, *Ba*, *U*, y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y cantidades pequeñas de *Ti*, *Zr*, *Nb*, y *Hf* comparadas con las toleitas de dorsales oceánicas. El origen peridotítico para las toleitas de estos arcos de islas fue interpretado a partir de una fuente similar a las toleitas de dorsales oceánicas pero distinguibles en los elementos. Los patrones de los lantánidos son más decisivos ya que su interpretación imposibilita una subducción de la corteza oceánica como su origen. Solamente la zona peridotítica en subducción y no subducción de la corteza oceánica pudo fundirse y producir el contenido de lantánidos en estas toleitas.

VIII.G.3.b.- Cristalización Fraccionada

La cristalización de magmas toleíticos está dominada por plagioclasas, piroxenos y olivino (Haskin y Haskin, 1968; Jakes y White, 1972; Helmke y Haskin, 1973; Kosiewicz, 1973; Potts y Condie, 1971; Paster *et al.*, 1974; Tanaka, 1975; Hawkesworth *et al.*, 1977; Frey *et al.*, 1978; Kuo y Crocket, 1979; Saunders y Tarney, 1979; Weaver *et al.*, 1979). La cristalización dominante de plagioclasas tiende a producir notables anomalías de *Eu* en el fundido pero después se requieren de varios grados de cristalización para producir grandes anomalías negativas de *Eu* a partir de este. La acumulación de plagioclasas puede ocasionar anomalías positivas de *Eu* y enriquecer los contenidos de *Al* comparando las fusiones no enriquecidas en las acumulaciones. La cristalización dominante de olivino produciría cantidades de lantánidos al incrementarse lentamente el fraccionamiento. La cristalización de clinopiroxenos en magmas toleíticos a bajas presiones causa residuos en los contenidos de lantánidos al incrementarse un pequeño fraccionamiento, resultando tendencias normales a las toleitas (Tanaka, 1975). La cristalización de clinopiroxenos en magmas toleíticos a presiones altas causan grandes fraccionamientos de los ligeros hacia los pesados, produciendo magmas residuales enriquecidos en ligeros, así como una diferenciación de toleitas dentro del campo de los basaltos alcalinos durante la diferenciación a presiones altas.

En los grandes complejos intrusivos de Skaergaard, Muskox, Bushveld, Stillwater y los de Sudbury, su acumulación tiende rápidamente a tener anomalías positivas de *Eu* y pequeñas proporciones de $\frac{\text{La}}{\text{Lu}}$ que proceden del magma padre de la zona fría de los gabros (Haskin y Haskin, 1968; Kosiewicz, 1973; Paster *et al.*, 1974; Kuo y Crocket, 1979).

El contenido de los lantánidos y las relaciones de $\frac{\text{La}}{\text{Lu}}$ tienden a incrementarse en la secuencia estratigráfica, así como en la etapa tardía de los granófiros, también presentan anomalías negativas de *Eu*. Estas tendencias son causadas principalmente por la plagioclasa, piroxeno o la acumulación de olivino o por la remoción como se cita anteriormente.

VIII.H.- RESUMEN

Aunque es considerable el contenido de lantánidos en los grupos de rocas básicas y ultrabásicas, tienden a decrecer en el orden siguiente: carbonatitas > ijolitas y asociación de rocas alcalinas, kimberlitas y lamprofiros > basaltos alcalinos > toleitas continentales > toleitas de arcos islas > komatitas basálticas > komatitas (Fig. VIII.1). Hay una tendencia a la disminución en las proporciones de ligeros/pesados en relación al decaimiento en el contenido total

de lantánidos. La mayoría de las rocas básicas y ultrabásicas no contienen anomalías de *Eu*, marcando un contraste más con las rocas silíceas (Cap. 8). Algunas carbonatitas también han sido encontradas mostrando una anomalía negativa de *Ce*.

La mayoría de los modelos para explicar los contenidos de lantánidos en las rocas básicas y ultrabásicas tienen enfoques variados sobre el porcentaje de la fusión en el manto superior peridotítico, con o sin tener que pasar por un episodio previo de la fusión (respectivamente el consumo o una fracción de consumo peridotítico), posiblemente seguido por una alta o baja presión de cristalización fraccionada, contaminación de la corteza o transporte volátil. La mayoría de los estudios subsecuentes incluyen a los lantánidos como partes sucesivas, en los cuales el modelo para la formación de una serie de rocas es encontrar su relación con el campo, petrografía, elementos mayores, elementos traza (esencialmente *Rb*, *Ba*, *Sr* y *Ni*) y datos isotópicos.

Para producir grandes cantidades de lantánidos (especialmente ligeros) y proporciones altas de la relación $\frac{La}{Lu}$ es necesario un porcentaje de fusión de menos del 15 % en el caso de las ijolitas, kimberlitas, basaltos alcalinos y algunas carbonatitas. Las predicciones tienden a ser tan bajas que los contenidos observados en muchos modelos teóricos deben incluir la subsecuente cristalización de granate y clinopiroxeno a altas presiones o bien el transporte volátil de los lantánidos para enriquecer los magmas en las proporciones que exhiben en las rocas mencionadas.

La abundancia de lantánidos en algunas carbonatitas parece ser consistente con un modelo petrogenético de inmiscibilidad de líquidos, sobre todo en el caso de la asociación de magmas silíceos y alcalinos. Para la producción de kimberlitas, lamprófidos y basaltos ricos en potasio, solo se requieren pequeños grados de fusión parcial de una peridotita de granate siempre que ésta sea rica en una fase potásica como la flogopita. Los grandes contenidos de ligeros, potasio y otros elementos incompatibles en estas rocas pueden también requerir que la peridotita esté afectada por algún proceso de enriquecimiento, tal como el metasomatismo alcalino.

Las bajas concentraciones de lantánidos y de proporciones bajas $\frac{La}{Lu}$ sugieren porcentajes de fusión mayores (15 - 30 %) a partir de rocas peridotíticas en el caso de toleitas continentales. Para el caso de toleitas en zonas de subducción o dorsales oceánicas se sugieren también altos grados de fusión parcial. Para la formación de komatitas el grado de fusión se eleva hasta en un 50 % de peridotita primitiva en la que se consumen sobre todo lantánidos ligeros.

C A P I T U L O I X

LANTANIDOS EN ROCAS IGNEAS DE LA CORTEZA CONTINENTAL: ROCAS INTERMEDIAS Y SILICICAS.

(Por: R.L. Cullers y J.L. GRAF., 1984. In: P. Henderson (Ed.). *Rare Earth Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 1984, p. 275-315.)

IX.A.- I N T R O D U C C I O N

Los modelos para explicar la petrogénesis de rocas básicas y ultrabásicas son sencillos comparados con los requeridos para explicar la de rocas intermedias y silícicas. Las andesitas y los granitos pueden ser derivados de una amplitud de posibles fuentes y tienen una variedad de patrones de cristalización, lo que hace difícil delimitar las hipótesis sobre el origen de este tipo de rocas. Además de esto, la utilización de lantánidos para este fin está limitado severamente por las cantidades tan pequeñas de minerales accesorios que contienen a estos elementos: así como por su baja concentración en los esenciales.

En relación al contenido de lantánidos el origen de las rocas intermedias y silícicas exige modelos que contemplen cuando menos dos etapas. Por ejemplo, durante la fusión de una eclogita en una zona de subducción oceánica se producen magmas dacíticos y andesíticos cuyos contenidos de lantánidos y otros elementos incompatibles son demasiado bajos. Es necesario entonces que ocurra un segundo episodio de enriquecimiento como el propuesto por algunos modelos de transporte de volátiles en fluidos ricos en H_2O . Como hipótesis alterna se piensa que los magmas silícicos derivados de la fusión de una eclogita pueden reaccionar con el manto peridotítico sobreyacente para producir una piroxenita de granate. Esta última, a su vez, puede elevarse y fundir, generando andesitas calcoalcalinas con el contenido previsto de elementos incompatibles en esta segunda etapa de enriquecimiento.

Cuando se realizan estudios detallados de áreas pequeñas en los que utilizan una variedad de datos junto con los lantánidos, los modelos se tornan más complejos, incluyendo combinaciones de procesos como fusión, cristalización, mezcla de magmas, asimilación y transporte de volátiles para explicar la variedad de magmas que se producen durante un mismo evento volcánico (Luhr y Carmichael, 1980). Tales sistemas complejos demandan estudios detallados y bien integrados de trabajos de campo, petrografía, isotopía, elementos mayores y traza a fin de reducir el número de posibles modelos para la petrogénesis de un sistema.

IX.B.- ANDESITAS Y ROCAS ASOCIADAS

Las andesitas y las andesitas basálticas predominan a lo largo de zonas de arcos de islas y de subducción continental, asociadas a cantidades menores de basaltos, dacitas, riodacitas y riolitas, todas ellas de la serie calcoalcalina. Por su parte, las rocas volcánicas silíceas asociadas con andesitas parecen formar mayores volúmenes en las zonas de subducción continental que en las de arcos de islas.

La mineralogía de las rocas calcoalcalinas es sencilla: los basaltos y las andesitas contienen fenocristales de *plagioclasa*, *olivino*, *augita* e *hiperstena*. Los fenocristales de *hornblenda* pueden ocurrir de andesitas a riolitas, y los de biotita predominan sobre todo en estas últimas. Los basaltos y las andesitas basálticas tienden a contenidos altos de Al_2O_3 y bajos de TiO_2 . La abundancia de elementos alcalinos es intermedia entre la de los basaltos alcalinos de olivino y los basaltos toleíticos. A diferencia de las rocas toleíticas, las rocas silíceas calcoalcalinas no concentran el *Fe* en relación al *Mg* y los álcalis.

IX.B.1.- CONTENIDO DE LANTANIDOS

Las andesitas presentan contenidos bajos a moderados de lantánidos (Σ lantánidos = 25 a 341 ppm) así como bajas relaciones ligeros/pesados ($\frac{La}{Lu}$)_{cn} = 1.0 a 21.5; Fig. IX.1 y Tabla IX.1); raramente tienen anomalía de *Eu* ($\frac{Eu}{Sm} = 0.15$ a 0.49) que cuando está presente tiene un valor bajo. Por otra parte, *Gill* (1978) en su revisión sobre la petrogénesis de las andesitas manifiesta que el contenido de lantánidos se incrementa con el del potasio para un valor de sílice dado, de tal forma que el contenido de tierras raras puede correlacionarse con la profundidad de las zonas de subducción.

IX.B.2.- PETROGENESIS GENERAL

Los modelos de fusión o de cristalización por sí mismos no son suficientes para explicar la amplia variación de datos de los elementos traza en rocas intermedias. Experimentalmente se han demostrado diversos mecanismos para la producción de estas rocas incluyendo aquellos en que proceden de magmas menos silíceos que los andesíticos. Además, la interpretación de elementos traza se ve obstaculizada por posibles cambios en los coeficientes de distribución durante la evolución magmática, así como por la aparición de modelos complejos de distribución estos elementos ocasionados por fenómenos del tipo transporte o asimilación de volátiles.

Los gabros, las anfibolitas y principalmente las eclogitas al fundirse pueden producir *dacitas* y *andesitas* de la serie calcoalcalina (*Green y Ringwood, 1968*). Aún no está claro si la fusión hidratada de peridotita de granate produce *andesitas*, ya que las reacciones que ocurren durante el enfriamiento experimental de dichos fundidos pueden enmascarar la composición del fundido original.

Un grupo de investigadores cree que es posible producir andesitas por fusión hidratada de peridotita a las presiones del manto (*Kushiro, 1972; Mysen y Boettcher, 1975*); otro grupo cree que las andesitas solo pueden producirse a partir de fundidos hidratados de peridotita pero a

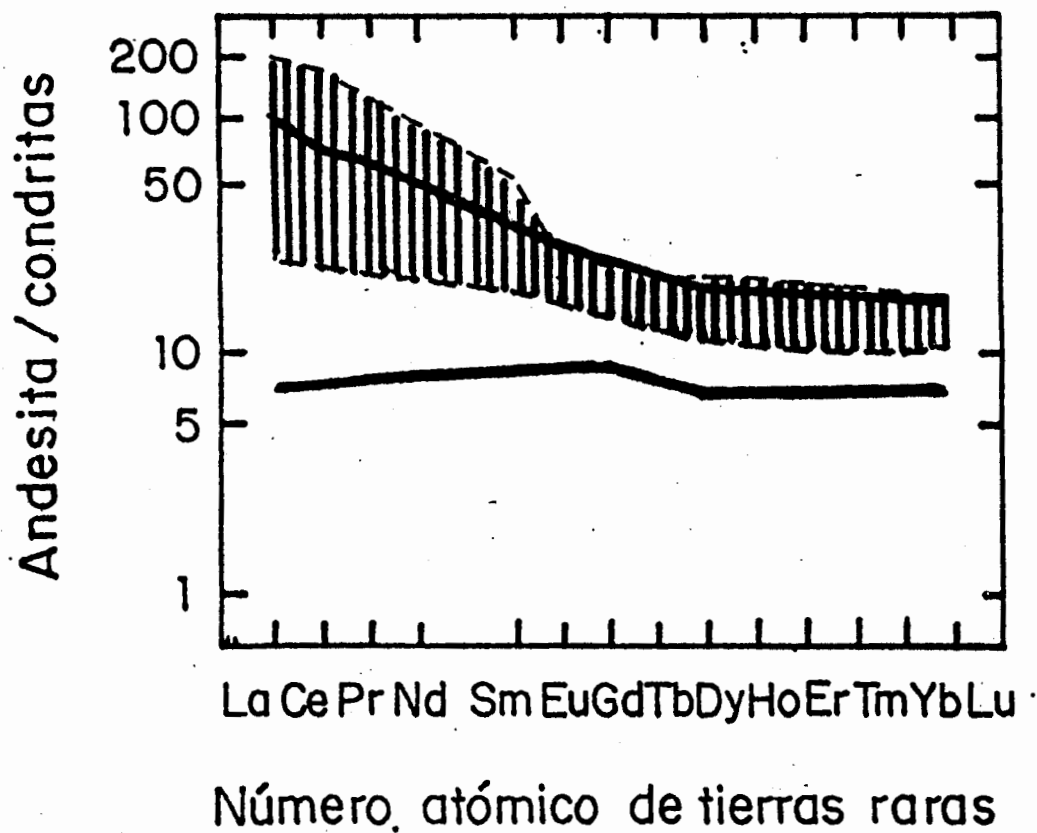


Fig. IX.1.- Abundancia de lantánidos en las andesitas continentales asociadas a zonas de subducción (área sombreada), compara con la de andesitas de arcos de islas (área entre las líneas gruesas). Las andesitas continentales tienden a presentar mayores contenidos de lantánidos que las de arcos de islas. Los valores están normalizados con respecto a las condritas.

Tabla IX.1.- *Rango de contenido de lantánidos en rocas ígneas intermedias y silíceas. Las anortositas se han incluido por estar frecuentemente asociadas a estas rocas.*

Tipo de roca	Σ lantánidos (ppm)	(La/Lu) _{cn}	Eu/Sm
Andesita	25 - 341	1.0 - 21.5	0.15 - 0.51
oceanica	25 - 178	1.0 - 8.6	0.19 - 0.51
continental	67 - 341	1.5 - 21.5	0.15 - 0.35
Anortositas asociadas	1.7 - 148	0.13 - 58	0.30 - 50
jotunita, mangerita y gabbro anortosítico	34.5 - 312	3.4 - 14.9	0.34 - 0.73
Cuarzodiorita, tonalita, granodiorita y trondhjemita	10.5 - 499	0.34 - 413	0.041 - 1.76
Anomalia negativa de Eu	60 - 499	8.9 - 66	0.041 - 0.26
Anomalia negativa de Eu de arcos insulares de ofiolitas jóvenes	34.4 - 131	0.34 - 1.7	0.13 - 0.29
Anomalia positivas de Eu	10.5 - 144	5.0 - 77.5	0.39 - 1.76
Con poca o ninguna anomalia de Eu	12 - 273	2.8 - 413	0.24 - 0.38
Monzogranitos y sienogranitos	8 - 1977	0.54 - 137	0.0009 - 1.07
Anomalia negativa, pequeña a moderada de Eu	106 - 877	2.5 - 50	0.09 - 0.23
Anomalia negativa, moderada a grande de Eu	40 - 1977	1.1 - 22	0.0009 - 0.074
Anomalías positivas de Eu	40 - 210	4.8 - 97	0.41 - 1.07
Con poca o ninguna de Eu	8 - 1426	0.54 - 137	0.20 - 0.36

menos de 10 Kbares de presión (Nicholls y Ringwood, 1978; D.H. Green, 1978, 1976). Este último grupo sugiere que cuando la presión es mayor a 10 Kbares se producen toleítas en lugar de andesitas en este tipo de fundidos.

La mayoría de la eclogita subductada, baja en *K*, y quizás la peridotita de granate, están muy empobrecidas en elementos incompatibles (*U*, *Th*, *Rb*, *Ba*, *Sr*, lantánidos ligeros) como para producir las concentraciones habituales de estos elementos en andesitas (Gill, 1974; López-Escobar et. al., 1977). Por este motivo, se hacen necesarios modelos que incluyan al menos un segundo episodio de enriquecimiento. Así, por ejemplo, para pequeños grados de fusión de la eclogita subductada se producen magmas silícicos enriquecidos en elementos incompatibles los cuales reaccionan con el olivino del manto sobreyacente para producir una piroxenita de granate. La fusión de esta última podría producir andesitas enriquecidas en los elementos mencionados.

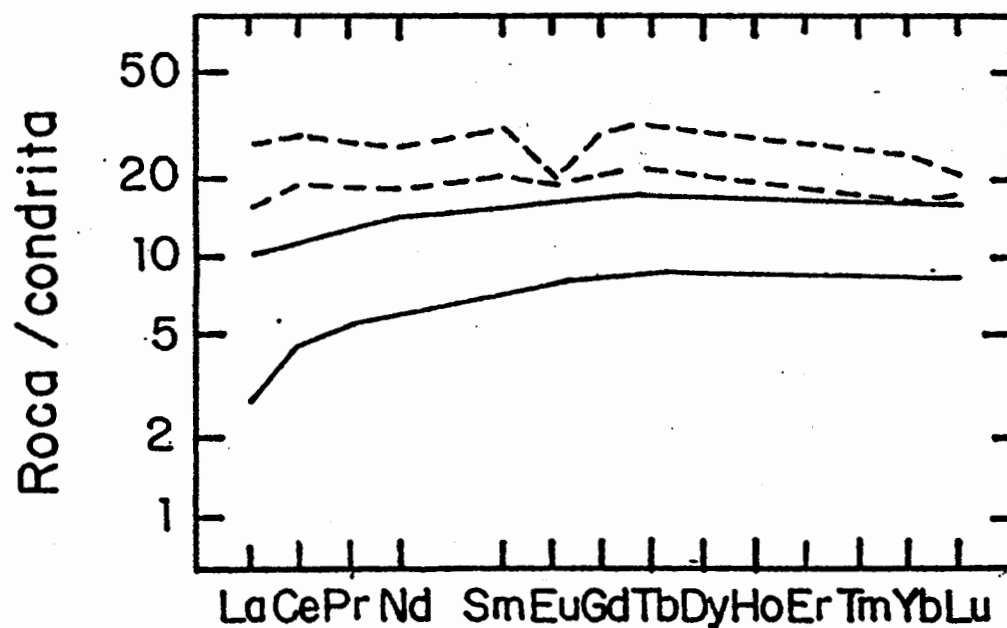
La cristalización de anfíbol o magnetita y plagioclasa han sido propuestos para producir andesitas a partir de fundidos menos silícicos. De los modelos sencillos éstos son los más consistentes para explicar las variaciones de los elementos traza (Gill, 1978). Estos modelos explican porqué se producen pequeños volúmenes de andesitas toleíticas con bajo contenido de lantánidos, asociados a grandes volúmenes de basaltos toleíticos.

En resumen la petrogénesis de las andesitas es complicada y debe involucrar procesos complejos, cuya evolución exige de los estudios detallados mencionados en la introducción. En los siguientes incisos se discuten los procesos de fusión parcial predominante y de cristalización fraccionada como generadores de rocas intermedias y silícicas.

IX.B.3.- FUSION PARCIAL PREDOMINANTE

Los primeros estudios de lantánidos en andesitas sugirieron que estas rocas se podrían formar de la fusión del manto, de la corteza oceánica subductada (i.e. Taylor, 1968, 1969) o de argilitas-metagrauvacas (Ewart et. al., 1968). Estos estudios se realizaron sin que se conocieran valores del coeficiente *D* ni los contenidos de elementos traza de la fuente. Cuando dichos datos estuvieron disponibles se observó inmediatamente que la simple fusión de corteza oceánica subductada o de la peridotita sobreyacente no podrían producir los contenidos de elementos incompatibles presentados por las rocas calcoalcalinas (Gill, 1974; López-Escobar et. al., 1974).

Los modelos recientes para la producción de rocas calcoalcalinas o de andesitas ricas en *K* con contenidos algo grandes de lantánidos y altas relaciones ligeros/pesados, se centran en la fusión de una eclogita enriquecida en lantánidos ligeros, en una peridotita de granate, una anfíbolita o una piroxenita de granate involucrando al menos dos etapas. Por ejemplo, Dostal et. al. (1977a, b) sugieren que una peridotita de granate podría enriquecerse a lantánidos ligeros por el ascenso de fluidos hidrotermales arriba de la zona de subducción. Los modelos de esta clase ganan soporte por estudios experimentales que sugieren que los lantánidos ligeros son solubles en fluidos ricos en H_2O a presiones del manto (Mysen, 1979; Wendlandt y Harrison, 1979). La peridotita de granate original necesitaría estar enriquecida en 2 a 6 veces lo de una condrita para el caso de pequeños grados de fusión hidratada. Los petrólogos experimentales necesitan resolver el problema de si las andesitas pueden o no formarse verdaderamente por fusión de una peridotita hidratada antes de que tales modelos puedan tener más aceptación general.



Número atómico de tierras raras

Fig. IX.2 - Contenido de lantánidos en los basaltos (línea continua) y andesitas (punteada) en rocas de la serie pigeonítica de Izu-Hakone, Japón (Yajima et. al. (1972). Las rocas más diferenciadas presentan mayores contenidos de lantánidos y proporciones grandes en la relación $\frac{\text{ligeros}}{\text{pesados}}$. Los basaltos no tienen anomalías de Eu, mientras que en las andesitas son negativas.

IX.B.4.- CRISTALIZACION FRACCIONADA

Los pequeños volúmenes de andesitas asociadas a grandes volúmenes de basaltos o andesitas basálticas podrían formarse por la cristalización fraccionada de plagioclasa, piroxeno o magnetita de fundidos más básicos (Taylor, 1968; Yajima et. al., 1972; Ewart, et. al., 1973; Fujimaki, 1975; Masuda et. al., 1975; Gill, 1976; Noble et. al., 1976; Ewart et. al., 1977; Gorton, 1977; Kay, 1977; Mertzman, 1977; Dixon y Batiza, 1979; Masuda y Aoki, 1979). Dichos modelos de cristalización son comunes para explicar las tendencias toleíticas. Las andesitas toleíticas formadas por cristalización fraccionada presentan bajos contenidos de lantánidos ligeros (mayores que los de la toleita original) y relaciones $\frac{La}{Lu}$ bajas, así como anomalías pequeñas negativas de Eu (Fig. IX.2).

Esta última característica es sorprendente en vista de la gran cantidad de cristalización de plagioclasa necesaria en algunos de estos modelos. Posiblemente la fugacidad del oxígeno fue lo suficientemente grande para evitar la formación de Eu^{2+} y producir las anomalías de Eu.

Los pequeños volúmenes de dacitas, las cuales son más ricas en sílice que las andesitas, pueden formarse por cristalización fraccionada de éstas últimas (Ewart et. al., 1973, 1976; Gill, 1976; Dostal y Zerbi, 1978; Thorpe et. al., 1979). Por ejemplo, la cristalización fraccionada de plagioclasa y hornblenda de un magma parental andesítico fueron usados para explicar la formación de pequeños volúmenes de dacitas y riodacitas del volcán Brokeoff, California (Fountain, 1979). Este volcán está formado en su mayor parte de andesita de piroxeno, con cantidades menores de basalto, andesita basáltica, dacita y riodacita.

IX.C.- ANORTOSITAS, JOTUNITAS, MANGUERITAS Y CHARNOQUITAS

Las anortositas varían en tamaño desde pequeños cuerpos de cientos de metros hasta batolitos de miles de kilómetros cuadrados. Las anortositas se dividen en dos grupos: las masivas y las estratificadas (Griffin, et. al., 1974). Las anortositas estratificadas ocurren en complejos gabroides o como complejos anortosítico - mangueríticos en los cuales las anortositas se forman por acumulación de cristales. También se conocen pequeñas inclusiones de anortosita dentro de rocas básicas como las doleritas.

Las anortositas de tipo masivo no se conocen en el Fanerozoico salvo algunos cuerpos pequeños. Estas rocas se agrupan predominantemente entre 1000 - 1800 Ma. aunque algunas alcanzan los 2500 Ma. (Duchesne y Demaiffe, 1978). La composición de la plagioclasa gradúa entre An_{35} y An_{65} , dividiéndose a estas rocas en los tipos labradorita y andesina. La plagioclasa puede estar rodeada por máficos, piroxenos intersticiales, magnetita - ilmenita y más plagioclasa. La anortosita podría pasar gradualmente a los límites gabróicos. Tales gabros podrían estar emparentados a las anortositas por procesos comagmáticos (Simmons y Hansen, 1978; Ashwal y Siefert, 1980). Menos clara es la relación de las anortositas con jotunitas más silíceas (monzodioritas de piroxeno), mangueritas (monzonitas de hiperstena) y charnoquitas (granitos de hiperstena) puesto que rara vez estas rocas están en contacto con aquéllas. En caso de estarlo, el contacto puede ser de brusco a gradacional.

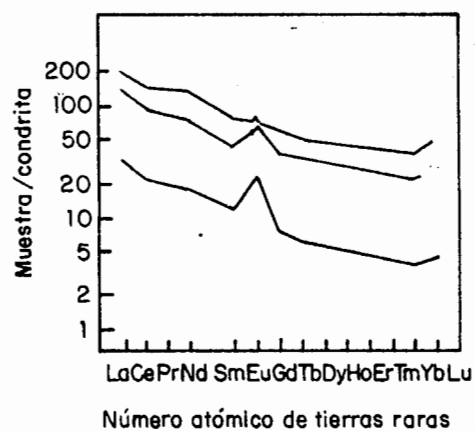
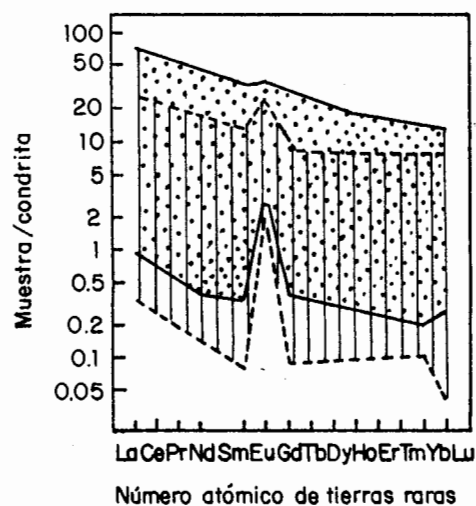


Fig. IX.3 (izquierda).- Rango de contenido de lantánidos en anortositas (área punteada) y de las plagioclasas separadas de estas rocas (área sombreada con líneas verticales).

Fig. IX.4 (derecha).- Rango de contenido de lantánidos en anortositas (línea inferior) y rocas asociadas jotunitas (línea superior) y mangueritas (línea intermedia) de la Montaña Baker, N.Y. (Sheifert, 1978).

Otro problema importante es sobre la naturaleza del magma parental de la anortosita. Se han sugerido rangos de composición del fundido desde anortosita gabróica (70 - 80 % de *plagioclasa normativa*), pasando por gabro, hasta granodiorita. Los estudios de elementos traza y especialmente de lantánidos han ayudado a delimitar el número de hipótesis.

IX.C.1.- CONTENIDO DE LANTANIDOS

Los contenidos de lantánidos y las relaciones ligeros pesados en las anortositas tienen valores bastante bajos y presentan además anomalías positivas de *Eu*: (Fig. IX.8).

$$\sum \text{Lantánidos} = 1.7 - 148$$

$$\left(\frac{La}{Lu}\right)_{cn} = 0.13 - 58$$

$$\left(\frac{Eu}{Sm}\right) = 0.30 - 5.0$$

Por su parte, las plagioclasas separadas de las anortositas presentan contenidos menores de lantánidos, mayores relaciones ligeros pesados y anomalías positivas de *Eu* más grandes:

$$\sum \text{Lantánidos} = 0.7 - 57.6$$

$$\left(\frac{La}{Lu}\right)_{cn} = 0.34 - 37$$

$$\left(\frac{Eu}{Sm}\right) = 0.75 - 10.0$$

Los valores anteriores seguramente se deben a que los minerales máficos de las anortositas contienen mayores cantidades de lantánidos, relaciones pequeñas de ligeros / pesados y anomalías pequeñas de *Eu* que las correspondientes a las plagioclasas con las que coexisten. El valor positivo de la anomalía de *Eu* que aparece generalmente en las anortositas sugieren que ellas son acumulados.

El contenido de lantánidos de rocas más silíceas asociadas a las anortositas como las jotunitas y mangueritas es generalmente mayor; la anomalía de *Eu* es menor que el de las anortositas asociadas (Fig. IX.4).

IX.C.2.- PETROGENESIS GENERAL

En la mayoría de los estudios consultados se asume que la anortosita es un residuo sólido de una fusión, o más frecuentemente, un cumulado de un fundido silicatado.

El contenido de un elemento traza del magma puede ser predicho mediante la relación:

$$\text{Elemento traza contenido en el magma} = \frac{\text{Contenido del elemento en la roca total}}{\text{Coeficiente de distribución para "roca total"}}$$

donde dicho coeficiente comprende los efectos ponderados de todos los minerales:

$$D_{RT} = \sum_m f_m D_{E,m}$$

en la cual,

D_{RT} = Coeficiente de distribución de roca total

f_m = Fracción en peso de un mineral m

$D_{E,m}$ = Coeficiente de distribución del elemento E en el mineral m

El valor calculado de elemento traza en el magma puede ser comparado a los valores observados en las rocas asociadas a las anortositas para ver si aquellas rocas pudieran haber sido los magmas de los cuales se separaron las plagioclasas.

IX.C.3.- FUSION PARCIAL

Son pocos los trabajos que expliquen, con base en los lantánidos, la producción de complejos anortosíticos a partir de fundidos primarios. Por ejemplo, *Simmons y Hanson (1978)* consideran que se pueden formar magmas anortosíticos por fusión parcial (5 - 10 %) de una toleita a una profundidad más somera que la de la transición basalto - eclogita, quedando un residuo rico en piroxeno. La separación de plagioclasa de este fundido anortosítico produciría los elementos traza característicos de una anortosita. El modelo también es consistente con las relaciones $\frac{Mg}{(Mg+Fe^{2+})}$ de estas rocas.

Otro ejemplo lo proponen *Green et. al. (1969, 1972)* para explicar la formación de mangueritas con anomalía positiva de *Eu*. Dicen ellos, que esta anomalía se puede formar mediante un proceso de dos etapas. Durante la primera etapa de fusión los fundidos de la roca original producen un residuo con anomalía positiva de *Eu*. Este residuo puede alcanzar un alto grado de fusión en una segunda etapa, produciéndose así un magma con una anomalía positiva de *Eu*.

IX.C.4.- MODELOS DE CRISTALIZACION

Los valores de lantánidos calculados para magmas que estuviesen en equilibrio con plagioclasas anortosíticas o con anortositas acumuladas se pueden comparar con los valores determinados en las rocas asociadas a fin de establecer si estas pudieran considerarse como los magmas parentales o diferenciales de las anortositas. Se ha visto que los valores de D en los lantánidos (excepto el *Eu*) en las plagioclasas fundido son bajos; por tanto, será de esperarse que los fundidos de los cuales se han precipitado las plagioclasas tengan mayores contenidos de trazas que estas últimas. Ahora, puesto que el *Eu* se concentra en las plagioclasas más que otros lantánidos, el magma diferenciado desarrollará una anomalía negativa grande de dicho elemento.

IX.D.- ROCAS GRANÍTICAS: CUARZODIORITA, TONALITA, GRANODIORITA Y TRONDHJEMITA

Las rocas graníticas discutidas en este inciso son aquellas que contienen abundante plagioclasa en relación al feldespato alcalino. Las granodioritas y las cuarzodioritas son generalmente las rocas más abundantes en los grandes batolitos; con frecuencia están acompañadas de cantidades menores de monzogranito o sienogranito.

IX.D.1.- CONTENIDO DE LANTANIDOS

El contenido de lantánidos en cuarzodioritas, tonalitas, granodioritas y trondhjemitas procedentes de diversos ambientes y edades, varía dentro de un amplio rango de composición (Fig. IX.5):

$$\sum \text{Lantánidos} = 10.5 - 499 \text{ ppm}$$

$$\left(\frac{La}{Lu}\right)_{cn} = 0.34 - 413$$

$$\left(\frac{Eu}{Sm}\right) = 0.041 - 1.76$$

Las rocas graníticas se han dividido arbitrariamente en aquellas con anomalías de *Eu* negativas ($\frac{Eu}{Sm} = 0.041 - 0.27$), anomalías positivas ($0.39 - 1.76$) y con poca o sin anomalía de *Eu* ($0.28 - 0.38$) (Fig. IX.5). El motivo para esta división es que la presencia o no de la anomalía de *Eu* está relacionada a la magnitud del equilibrio entre el magma y la plagioclasa. Por ejemplo, el incremento paulatino de anomalías negativas de *Eu* en una serie de rocas volcánicas puede indicar la separación progresiva de plagioclasa del magma, si este mineral se observa como fenocristal. El grupo que presenta anomalía negativa de *Eu* se subdivide en dos grupos (Fig. IX.5a). El primero tiene altos contenidos de lantánidos ($60 - 499 \text{ ppm}$), y relaciones ligeras / pesados altas ($8.9 - 66$). Las rocas de este grupo pertenecen a ambientes continentales o de márgenes continentales. El segundo grupo tiene contenidos bajos de lantánidos ($34 - 131 \text{ ppm}$) y bajas relaciones ($\frac{La}{Lu} \right)_{cn} = 0.34 - 1.7$. Se presentan sobre todo en trondhjemitas y dacitas de arcos de islas jóvenes o de plagiogranitos de ofiolitas. Estas rocas parecen tener concentraciones de lantánidos diferentes de las de rocas jóvenes de márgenes continentales (Arth, 1979; Barker et al., 1979b). Las trondhjemitas oceánicas o de arcos de islas tienen menos de 14.5 - 15 % de Al_2O_3 , curvas normalizadas planas y anomalías negativas de *Eu* (Fig. IX.5a). Por el contrario, las trondhjemitas continentales contienen menos de 14.5 % de Al_2O_3 , curvas de lantánidos inclinadas y pueden o no tener anomalías de *Eu* (Figs. IX.5a y c). Esta conclusión debe tomarse como tentativa dados los pocos análisis de muestras oceánicas o de arcos de isla disponibles.

IX.D.2.- PETROGENESIS GENERAL

La aplicación de elementos traza a la petrogénesis de rocas graníticas ha sido revisada extensamente por Hanson (1978). Los modelos conceptuales para explicar los cambios durante la cristalización de fundidos graníticos han sido revisados por McCarthy y Hasty (1976). Por su parte, Arth (1979) y Tarney et al. (1979) revisaron los modelos para la petrogénesis de las trondhjemitas y tonalitas.

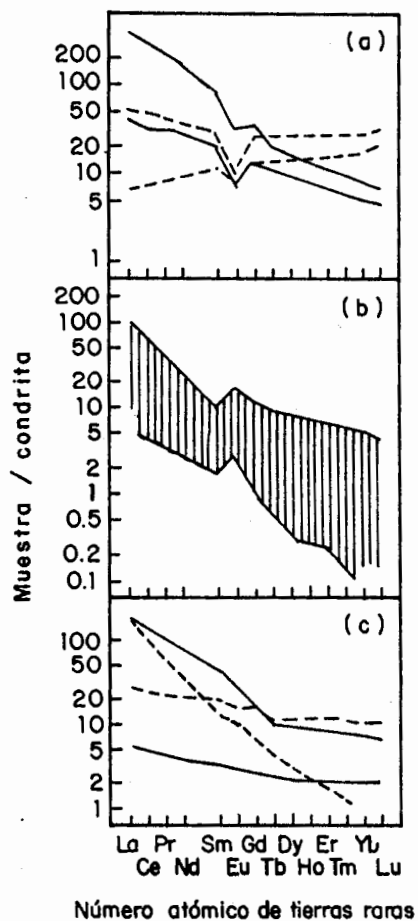


Fig. IX.5.- Rango de contenido de lantánidos en trondhjemitas, tonalitas, granodioritas y cuarzodioritas (áreas entre líneas continuas) que presentan anomalías negativas de Eu. Para efectos de comparación se presentan los contenidos de lantánidos en rocas de composición similar en arcos de islas (áreas entre líneas punteadas).

La utilización de elementos traza para desenmarañar la petrogénesis de rocas basálticas, ha sido exitosa debido a lo reducido del número de fuentes que pueden dar magmas basálticos y también por el nivel de conocimiento actual sobre la cristalización de tales magmas a diferentes presiones. Por el contrario, el rango de magmas graníticos puede producirse por la fusión de una variedad de fuentes. Estas incluyen rocas basálticas (anfibolita a gabro a baja presión, o eclogita a alta presión), metagrauvaca, mata-arcosa, matalutita, gneises graníticos, otras rocas ígneas, e inclusive, peridotita húmeda. Otros problemas con los modelos de fusión parcial incluyen la falta de conocimiento sobre las relaciones de fusión precisas de las fuentes y de cómo cambian los valores de D (*mineral / fundido*) en función de la temperatura, presión o composición.

Durante la cristalización fraccionada surgen varios problemas. La mayoría de los modelos desarrollados para explicar los cambios de los elementos traza durante la cristalización fraccionada de intrusivos asumen una completa separación de los cristales del líquido. Pero los magmas graníticos son muy viscosos y pensar en una total separación entre estas fases no es realista. La distribución petrográfica entre los minerales y el fundido coexistente en rocas plutónicas de grano grueso no es posible en la práctica: esto es importante de determinar pues las rocas pueden ser una mezcla de variadas proporciones de magmas y de sólidos. Además, la petrografía y la petrología experimental proveen un amplio rango de paragénesis minerales debidas a diferencias en composición magmática, temperatura, presión y contenido de especies volátiles disueltas (H_2O , O_2 , CO_2).

Finalmente, los valores de " D " de lantánidos para algunos minerales en magmas silíceos no son bien conocidos todavía, aunque algunos minerales como la esfena y la allanita concentran drásticamente estos elementos.

Casi todos los modelos que utilizan lantánidos para explicar la petrogénesis de fundidos graníticos argumentan en términos de procesos de fusión o cristalización debido a que son relativamente fáciles de modelar. La influencia de procesos tales como mezcla de magmas, inmiscibilidad de líquidos, asimilación de roca encajonante y evolución de volátiles son pocas veces señalados.

En los modelos de fusión y cristalización los equilibrios plagioclasa - magma o feldespato alcalino - magma dan por resultado anomalías negativas de Eu en los magmas involucrados y anomalías positivas en los residuos ricos en feldespato. La mayoría de los estudios que emplean modelos de cristalización fraccionada argumentan que la cristalización de feldespatos incrementa el tamaño de la anomalía negativa de Eu : lo curioso es que se conocen muy pocas rocas en feldespato residual con anomalía positiva de Eu .

Por otra parte las granodioritas y trondhjemitas precámbricas que presentan anomalías positivas de Eu se cree que no son producto de acumulación de feldespatos, sino que resultan del equilibrio hornblenda / fundido en el cual el Eu se concentra en el magma más que las demás tierras raras, siendo rechazado por la hornblenda que se está separando. Los altos valores de " D " de lantánidos entre la hornblenda y el fundido ocasionan que los contenidos de lantánidos pesados en el fundido residual disminuyan a medida que se incrementa la cristalización.

IX.D.3.- FUSION PARCIAL

Las granodioritas, tonalitas, cuarzodioritas y trondhjemitas que presentan anomalías negativas de *Eu*, contenidos algo grandes de lantánidos y relaciones ligeros / pesados altas (Fig. IX.5a) requieren de fuentes con abundante plagioclasa (para producir las anomalías negativas de *Eu* en el fundido, así como pequeñas cantidades de granate, anfíbol y piroxeno (para reducir la cantidad de pesados con respecto a los ligeros en el fundido). Seguramente dichas rocas tendrán pocas fases ricas en potasio debido a la ausencia de feldespato alcalino en los fundidos. Tales fuentes serían: granulitas silíceas ricas en granate (Condie, 1976; Condie y Hunter, 1976; Fryer y Jenner, 1978; Peccerillo et. al., 1979), rocas básicas de hornblenda - granate - clinopiroxeno - plagioclasa (Barker et. al., 1979), y metagrauvacas (Albuquerque, 1977, 1978). Por ejemplo, una fusión del 50 % de una granulita silícea rica en granate que contiene principalmente plagioclasa, ortopiroxeno, cuarzo y algo de feldespato de potasio y granate produciría el patrón de lantánidos de las granodioritas tipo *Dalmeijer* en la región de *Barberton*, *Sudáfrica*. Las rocas de este grupo que presentan altos contenidos de lantánidos pesados no requerirían de anfíbol o de granate en la fuente.

Las dacitas pobres en *Al* y las cuarzodioritas de los arcos de islas con anomalías negativas de *Eu* y relaciones bajas de ligeros / pesados necesitan de una fuente básica con relaciones bajas de ligeros / pesados y abundante plagioclasa (Barker et. al., 1979b; Phelps, 1979; Tarney et. al., 1979). El granate y el anfíbol no se admiten en el modelo debido a su gran contenido de lantánidos pesados.

IX.D.4.- CRISTALIZACION FRACCIONADA

Los estudios de reconocimiento pueden ser útiles para dar una primera aproximación para el origen de una serie de rocas ígneas. Los estudios de mayor éxito serán aquellos en los cuales las relaciones de campo estén integradas con los cambios geográficos de minerales y de elementos mayores, de tal forma, que se puedan identificar los posibles fundidos primarios y los diferenciados. Los análisis de elementos traza y de isótopos reducen el número de fuentes probables de fundidos primarios y de esquemas de cristalización fraccionada.

Las trondhjemitas, granodioritas, cuarzodioritas y tonalitas las cuales presentan altos contenidos de lantánidos y anomalías negativas de *Eu* requieren de modelos de cristalización fraccionada que involucren la separación de mucha plagioclasa (Drury, 1978; Perfil et. al., 1980). Por ejemplo, el intrusivo de la *Bahía del Capitán*, *Alaska*, está zoneado desde gabro en los bordes hasta granodiorita y cuarzomonzodiorita en el centro. Los cambios mineralógicos y de elementos traza requieren de un modelo en el cual un magma padre de naturaleza basáltica hiperaluminosa, sufre cristalización fraccionada de plagioclasa cálcica y menores cantidades de piroxeno, olivino y óxidos de Fe - Ti, a menos de 6 kbar hasta producir rocas intermedias. Durante la cristalización la plagioclasa se hace más rica en Na y, en las etapas tardías, la cristalización de hornblenda se hace importante. Los últimos líquidos de la diferenciación son de tipo dacítico. Este modelo es congruente con el incremento gradual de la anomalía negativa de *Eu* y del fraccionamiento de lantánidos ligeros.

IX.E.- ROCAS GRANITICAS: MONZOGRANITOS Y SIENOGANITOS

Los monzogranitos (adamelitas) y los sienogranitos (granitos de feldespato alcalino) contienen mayor cantidad de feldespato potásico y menos plagioclasa que las rocas discutidas en el inciso precedente. En esta sección también se tratarán algunas variedades silíceas.

IX.E.1.- CONTENIDO DE LANTANIDOS

El contenido de lantánidos en 260 análisis recopilados es como sigue:

$$\sum \text{Lantánidos} = 8 - 1977 \text{ ppm}$$

$$\left[\left(\frac{La}{Lu} \right) \right]_{cn} = 0.54 - 137$$

$$\left(\frac{Eu}{Sm} \right) = 0.0009 - 1.07$$

Las rocas graníticas ricas en feldespato se agrupan de acuerdo a su contenido de lantánidos en:

Tipo de Anomalía	$\sum$ Lantánidos	$\left(\frac{La}{Lu} \right)_{cn}$	$\left(\frac{Eu}{Sm} \right)$	Figura
Anomalía negativa pequeña a moderada	106 - 877	2.5 - 50	0.09 - 0.23	IX.7a
Anomalía negativa moderada a grande	210 - 1977	1.2 - 22	0.0009 - 0.074	IX.7b
Anomalía positiva	40 - 210	4.8 - 97	0.41 - 10.7	IX.8
Poca o ninguna Anomalía	108 - 1426	4.5 - 137	0.20 - 0.30	IX.8

No es aparente una clara correlación entre los grupos relacionados y su edad geológica aunque aquellas rocas con anomalías negativas grandes no son abundantes en el Arqueano. Por otra parte, las anomalías negativas moderadas a grandes son menos comunes en monzogranitos y sienogranitos que en granodioritas, cuarzodioritas, tonalitas y trondhjemitas.

IX.E.2.- PETROGENESIS GENERAL

Muchos de los artículos y comentarios del inciso anterior, concernientes a rocas graníticas ricas en plagioclasa se aplican a las ricas en feldespato alcalino por lo cual no se repetirán aquí.

En comparación con los modelos para rocas graníticas ricas en plagioclasa, los de las rocas graníticas ricas en feldespato alcalino requieren una fuente más rica en potasio incluyendo

minerales como feldespato K, muscovita y biotita. La gran cantidad de rocas en este grupo con anomalías negativas de *Eu* requieren exista mucho feldespato en el equilibrio mineral / fundido durante la fusión o la cristalización. Las rocas con anomalía positiva de *Eu* que podrían representar minerales cumulares de tales magmas, son raras en estas secuencias. Posiblemente la separación de cristales del magma sea incompleta en magmas viscosos de tal forma que son pocas las rocas así formadas y que desarrollen una anomalía positivas de *Eu*.

Se ha visto que el contenido de lantánidos disminuye con el incremento de la diferenciación, especialmente en las rocas más ricas en SiO_2 de una serie dada. La disminución de lantánidos es debida probablemente a la cristalización fraccionada de minerales accesorios como la allanita que contienen altas cantidades de estos elementos.

Las rocas con valores grandes de la relación ligeros / pesados y sin anomalía de *Eu* requieren una fuente con granate y sin mucho feldespato. Esta fuente podría también ser una eclogita como en el caso de las rocas graníticas ricas en plagioclasa. Aún no está claro en cómo las eclogitas pueden dar variados contenidos de K a los fundidos graníticos y producir patrones similares de lantánidos.

IX.E.3.- FUSION PARCIAL

Los monzogranitos, sienogranitos y rocas volcánicas de composición similar, con anomalías negativas de *Eu* de pequeñas a moderadas (Fig. IX.7a) necesitan de abundante feldespato residual en la fuente. Para explicar las variaciones en el contenido absoluto de lantánidos y en las relaciones ligeros / pesados se recurre a proponer también variaciones en las cantidades de minerales contenidos en la fuente como granate, anfíbol o piroxeno. La mayoría de los modelos no incluyen feldespato alcalino ni muscovita en el residuo. Posiblemente estos minerales fundan completamente y aporten gran parte del K para los sienogranitos y monzogranitos. Entre las fuentes generadoras de tales fundidos podrían estar metagrauvacas, metapelitas (Arth y Hansen, 1975; Albuquerque, 1977, 1978; Drury, 1979; Cullers et. al., 1981), metacuarzodioritas o tonalitas (Anderson y Cullers, 1978; Coulon et. al., 1978; Anderson et. al., 1980; Cullers et. al., 1981) y granulitas silíceas (Freyer y Jenner, 1978; Weaver, 1980). Por ejemplo, la fusión parcial (20 %) de una cuarzodiorita o una granodiorita produjo los fundidos no diferenciados de monzogranito y sienogranito del batolito de Wolf River, Wisconsin, dando un residuo de plagioclasa (40 - 65 %), biotita (10 - 15 %), apatito (0.1 - 0.2 %), hornblenda (0.5 %), piroxeno (0 - 20 %) y olivino o cuarzo (0 - 10 %). Algunos estudios enfatizan en que la plagioclasa debe estar en el residuo de la fuente, pero no necesariamente especifican una roca particular (por ejemplo, Bowden y Whitley, 1974; Bruhn et. al., 1978 y Walsh et. al., 1979).

Para explicar las rocas con grandes anomalías negativas de *Eu* se han propuesto modelos de fusión o de cristalización que involucren cuando menos dos etapas y gran cantidad de feldespatos. Una fuente con una anomalía negativa de *Eu* original podría re-fundirse y producir una anomalía mayor en el fundido. Una fuerte cristalización de feldespato (discutida en la próxima sección) podría incrementar el valor de la anomalía. El granate es raramente incluido como una posible fase de la fuente debido a la gran abundancia de lantánidos pesados en relación a los ligeros en esas rocas.

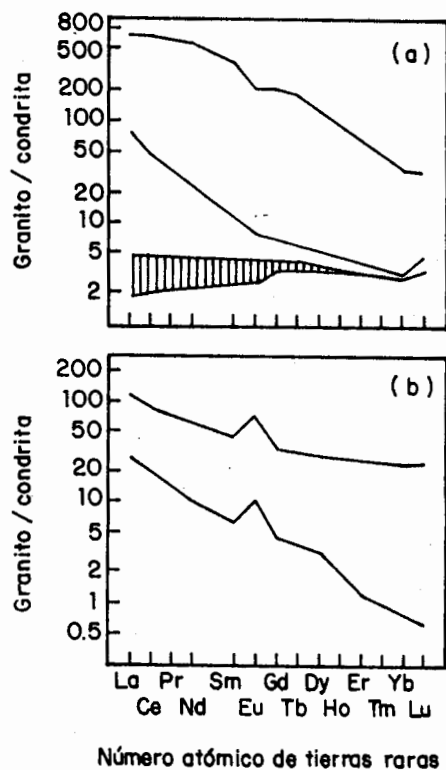
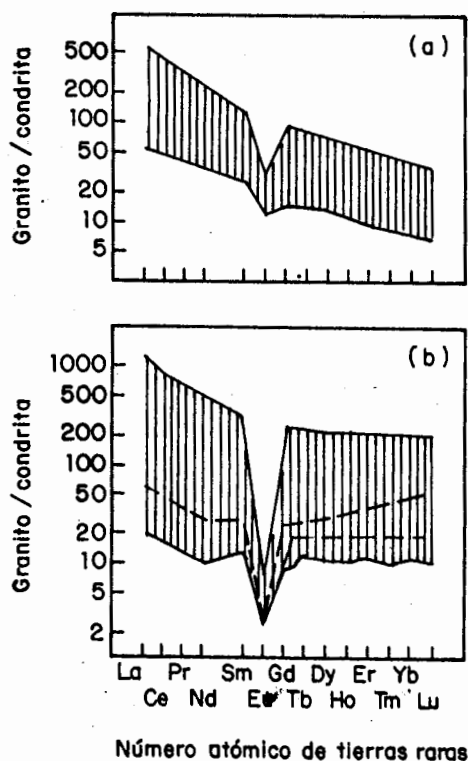


Fig. IX.7a (izquierda) *Rango de contenido de lantánidos en monzogranitos (adamelitas) y sienogranitos (granitos) que contienen anomalías de Eu pequeñas a moderadas. (b) Contenido de lantánidos en monzogranitos y sienogranitos con anomalías de Eu moderadas a grandes.*

Fig. IX.8a (derecha).- *Contenido de lantánidos en monzogranitos y sienogranitos con poca o ninguna anomalía de Eu (área sin sombrear entre líneas continuas). Microgranito del complejo ígneo Spanish Peaks, U.S.A. (área sombreada con líneas verticales). (b) Contenido de lantánidos en monzogranitos y sienogranitos con anomalías positivas de Eu.*

IX.E.4.- CRISTALIZACION FRACCIONADA

Los modelos de cristalización fraccionada se enfocan en la producción de granitos altamente silíceos por cristalización de feldespatos con el consecuente incremento de la anomalía negativa de *Eu* durante la diferenciación. Es importante recalcar que estos contenidos absolutos de lantánidos podrían ser controlados por la cristalización fraccionada de pequeñas cantidades de minerales como la esfena, allanita, hornblenda o apatito, los cuales al formarse empobrecen de lantánidos al fundido original.

En varios ejemplos de modelos de cristalización se muestra cómo se pueden producir los contenidos de lantánidos en rocas graníticas ricas en feldespatos con anomalías negativas de *Eu*. Las relaciones de campo, los cambios en la composición mineralógica y en elementos mayores y trazas de las rocas del batolito de *Wolf River*, señalan que el gran volumen de estas rocas está emparentado con los granitos finos y gruesos de *Belognia* (Fig. IX.9).

Una cristalización fraccionada de cerca del 55 % del magma del granito de *Wolf River* en proporciones de 62 % de feldespato, 31 % de plagioclasa, 3 % de hornblenda, 3 % de biotita, 0.5 % de apatito, 0.05 % de zircon y 0.03 % de allanita, produciría el contenido de lantánidos y otros elementos traza y mayores del granito grueso de *Belognia* (Fig. IX.9a). El contenido de tierras raras así como el tamaño de la anomalía negativa de *Eu* se incrementan durante esta diferenciación. El granito grueso de *Belognia* tiene 90 % de cristales del fundido y 10 % de cumulares. De otra manera, las dimensiones de la anomalía negativa de *Eu* y los contenidos de *Sr* y *Ba* podrían también ser bajos. Además, la cristalización del magma tipo *Belognia grueso* podría producir el *Belognia fino* asumiendo que las mismas fases mayores continúan cristalizando (Fig. IX.9b). Se necesitaría que cristalizara más allanita para que disminuyera el contenido de lantánidos ligeros en los granitos de *Belognia*. Las rocas que presumiblemente representan una gran proporción de cumulos, contienen mayor cantidad de *Sr*, *Ba*, *Eu* (anomalía positiva) y menos *Pb* y lantánidos (excepto *Eu*) en comparación al magma parental del granito de *Wolf River* (Fig. IX.9c).

IX.E.5.- DIFUSION TERMOGRAVITACIONAL

Algunas cámaras magmáticas muy silíceas parecen estar zoneadas verticalmente antes de la erupción. Por ejemplo la *Toba Bishop, California*, representa la efusión continua de más de 170 Km^3 de flujos y cenizas riolíticas, vertidas de una cámara magmática zoneada (Hildreth, 1979). Las porciones más altas de la cámara se liberaron y salieron primero; después lo harían gradualmente las partes más profundas de la cámara. La temperatura se incrementa consecutivamente a medida que al proceso de erupción se van uniendo las porciones más profundas de la cámara. La composición mineralógica cambia sistemáticamente como va prosiguiendo la erupción, no así el contenido de elementos mayores y sí en los elementos traza, mismos en los que aparecen cambios súbitos. Así, el contenido de lantánidos ligeros se incrementa, el de pesados y la anomalía negativa de *Eu* disminuyen conforme avanza la erupción (Fig. IX.10).

Entre las posibles causas de las variaciones anotadas se han excluido los modelos de fusión progresiva, cristalización fraccionada, asimilación a gran escala, inmiscibilidad de líquidos y contaminación por el magma básico subyacente. En su lugar se han propuesto procesos de

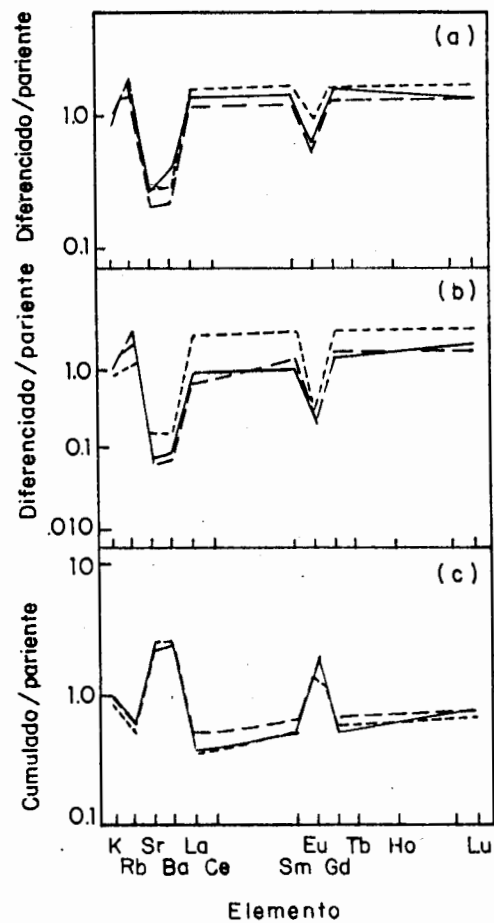
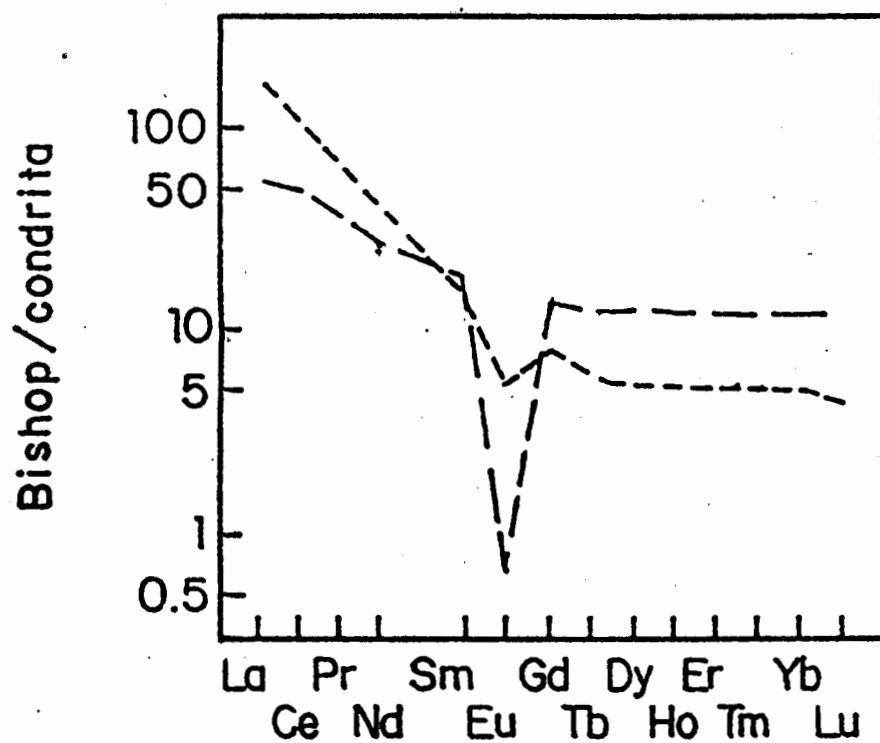


Fig. IX.9.- Comparación de datos reales (líneas continuas) y calculadas (líneas discontinuas) para muestras diferenciadas y acumuladas de un magma parental supuesto (Granito de Wolf River). (a) Granito grueso de Belognia. (b) Granito fino de Belognia. (c) Porción cumulado del Granito de Wolf River.



Número atómico de tierras raras

Fig. IX.10.- Zoneamiento composicional de lantánidos en las Tobs Bishop en las cuales se observó que la cima de la cámara magmática (línea trazos largos) contenía menos lantánidos ligeros y más lantánidos pesados, así como anomalías negativas de Eu mayores que las de la parte final de la erupción (línea trazos cortos).

convección - difusión ocasionados por gradientes térmicos y gravitacionales en el cual el fraccionamiento ocurre en toda la fase fluida. Los gradientes composicionales de elementos presumiblemente son producidos en la parte superior de la cámara por combinación de los gradientes térmico y gravitacional con cambios en la estructura del fundido. El problema es que aún no se conoce el mecanismo exacto de la transferencia. Lo que es fácil de visualizar es que los lantánidos pesados podrían formar compuestos más estables que los ligeros ya que aquéllos se concentran en la cima de la cámara debido a que sus complejos se mueven hacia arriba migrando con los volátiles. Lo difícil de explicar es cómo los lantánidos ligeros disminuyen hacia la cima de la cámara por este mecanismo.

BIBLIOGRAFIA

Albuquerque C.A.R. de, 1977. Geochemistry of the tonalitic and granitic rocks of the Nova Scotia southern plutons. *Cosmochim. Acta*. 41, 1 - 13.

Albuquerque C.A.R. de, 1978. Rare earth elements in "younger" granites, northern Portugal. *Lithos.*, 11, 219 - 229.

Alexander, P.O. y Gibson I.L., 1977. Rare earth abundance in Deccan trap basalts. *Lithos*, 10, 143 - 147.

Amstutz G.C. (Ed), 1974. In: Spilites and spilitic rocks. Intern. Union Geol. Sci. 4. 2a. ed., 482 p.

Armbrustmacher T.J., 1979. Replacement and primary magmatic carbonatites from the Wet Mountains area, Fremont and Custer Counties, Colorado. *Econ. Geol.*, 74, 888 - 901.

Arth J.G., Arndt N.T. and Naldrett A.J., 1977. Genesis of Archean Komatiites from Munro Township, Ontario. Trace element evidence. *Geology*, 5, 590 - 594.

Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E. and Friedman I., 1978. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemitic suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *J. Petrol.*, 19, 289 - 316.

Bachinski S.W. and Scott R.B., 1979. Rare-earth and other trace element contents and the origin of minettes (mica-lamprophyres). *Geochim. Cosmochim. Acta*. 43, 93 - 100.

Baker B.H., Goles G.G., Leeman W.P. and Lindstrom M.M., 1977. Geochemistry and petrogenesis of a basalt-trachyte suite from the southern part of Gregory rift Kenya. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, 303 - 332.

Balashov Y.A. and Krigman L.D., 1975. The effects of alkalinity and volatiles on rare earth separation in magmatic systems. *Geochem. Int.*, 12, 165 - 170.

Balashov Y.A. and Nestarenko K.V., 1966. Distribution of the rare earths in the traps of the Siberian platform. *Geochem. Int.*, 3, 672 - 679.

Balashov Y.A. and Pozharitskaya L.K., 1968. Factors governing the behavior of rare-earth elements in the carbonatite process. *Geochem. Int.*, 5, 271 - 288.

Balashov Y.A. and Sushevskaya N.M., 1973. The rare earths in stratified ultrabasic intrusions. *Geokhimiya.*, 12, 1823 - 1830.

Balashov Y.A. and Nadareyshvili D.G., Kekekeya M.A., 1970. Rare-earth balance in the gabbroids of the Kyiran intrusion, *Geokhimiya*, 10, 1204 - 1214.

Barber C., 1974. The geochemistry of carbonatites and related rocks from two carbonatite complexes, south Nyonza, Kenya. *Lithos*, 7, 53 - 63.

Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M. and Varet J., 1975. A transitional basalt - pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). *J.*

Petrol., 16, 22 - 56.

Bard J.P., 1985. Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas, Ed. Masson, S.A., 45 - 64.

Barker F., Millard H.T. Jr. and Knight R.J., 1979. Reconnaissance geochemistry of Devonian Island arc volcanic and intrusive rocks, West Shasta district, California. In: F. Barker (Ed), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam, 531 - 545.

Beswick A.E. and Carmichael I.S.E., 1978. Constraints on mantle source composition imposed by phosphorus and the rare-earth elements. Contrib. Mineral. Petrol., 67, 317 - 330.

Burkov V.V. and Podporins Y.K., 1966. First data on rare earths in kimberlites. Dokl Akad. Nauk., S.S.S.R., 171, 215 - 219.

Campbell I.H. and Gorton M.P., 1980. Accessory phases and the generation of LREE enriched basalts - a test for disequilibrium melting. Contrib. Mineral. Petrol., 72, 157 - 163.

Capaldi G., Gasparini P., Moauro A., Salvia E. and Travaglione O., 1972. Rare earth abundances in the alkaline volcanic rocks from Campania, South Italy. Earth Planet. Sci. Lett., 17, 247 - 257.

Condie K.C., 1976. Trace elements geochemistry of Archean greenstone belts. Earth Sci. Rev., 12, 393 - 417.

Condie K.C., et al., 1977. Effects of alteration on element distribution in Archean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. Contrib. Mineral. Petrol., 64, 75 - 89.

Cullers R.L. and Arnold B., 1981. The petrogenesis of the Tertiary Spanish Peaks igneous complex, Colorado, U.S.A. (submitted).

Cullers R.L. and Medaris L.G., 1977. Rare earth element in carbonatite and cogenetic alkaline rocks: Examples from Seabrook Lake and Callander Bay, Ontario, Canada. Contrib. Mineral. Petrol., 65, 143 - 153.

Cullers R.L., Medaris L.G. and Haskin L.A., 1973. Experimental studies of the distribution of rare earths as trace elements among silicate mineral and liquids and water. Geochem. Cosmochem. Acta., 37, 1499 - 1512.

Cullers R.L., et al., 1979. Rare earths in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian - Permian age from the mid continent of the U.S.A. Geochem. Cosmochem. Acta., 43, 1285 - 1301.

Cullers R.L., Koch R. and Bickford M.E., 1981. Chemical evolution of magmas in the igneous terrane of the St. Francois Mts., Mo., II. Trace element evidence. J. Geophys. Res., 86, 10365 - 10387.

Cullers R.L., et al., 1982. Trace element and petrogenesis of Kimberlites, Riley County, Kansas. Am. Mineral., 67, 223 - 233.

Dawson J.B., 1962. Basutoland kimberlites. Geol. Soc. Am. Bull., 73, 545 - 560.

Dawson J.B., 1972. Kimberlites and their relation to the mantle. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 271, 297 - 311.

Debon y Le Fort, 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Sciences Trans. Royal Soc. of Edimb.* 73, 135 - 149.

De La Roche H., 1964. Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sc. de la Terre*, IX, 3, 293 - 337.

De La Roche H., 1966. Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches: modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 262, 1665 - 1668.

De La Roche H. et Leterrier J., 1973. Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 276, série D, 3115 - 3118.

De La Roche H., Rocci G., Juteau T., 1974. Essai de caractérisation chimique des associations spilites. In: *Spilites and spilitic rocks*. G.C. Amstutz: Ed. Springer, Berlin.

De La Roche H., Leterrier J., Grandeland de P. y M. Marchal, 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagram and mayor element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183 - 210.

DePaolo D.J. and Wasserburg G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249.

Dizon T.H. and Batiza R., 1979. Petrology and chemistry of recent lavas in the northern Marianas: Implications for the origin of island arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 167 - 181.

Dostal J., Dupuy C. and Lefevre C., 1977a. Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru. *Lithos*, 10, 173 - 183.

Dostal J., Zentilli M., Caelles J.C., and Clark A.H., 1977b. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26° - 28°S). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 113 - 128.

Duchesne J.C. and DemaiFFE D., 1978. Trace elements and anorthosite genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 249 - 272.

Eby G.N., 1975. Abundance and distribution of the rare-earth elements and yttrium in the rocks and minerals of the Oka carbonatite complex. Quebec. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 39, 597 - 620.

Echeverria L.M., 1980. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Columbia: Field relations and geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 253 - 266.

Eggler D.H., 1976. Does CO_2 cause partial melting in the low velocity layer of the mantle?. *Geology*, 4, 69 - 72.

Ewart A., Mateen A. and Ross J.A., 1976. Review of mineralogy and chemistry of Tertiary central volcanic complexes in southeast Queensland and northeast New South Wales. In: R.W. Jhonson (Ed). *Volcanism in Australasia*. Elsevier, Amsterdam. 21 - 40.

Fesq H.W., Kable E.J.D. and Gurney J.J., 1974. Aspects of the geochemistry of kimberlites from the Premier mine, and other selected South African occurrences with particular reference to the rare earth elements. *Phys. Chem. Earth*. 9. 687 - 707.

Fonteilles M., 1976. Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales. Thèse d'Etat, Paris VI.

Fountain J.C., 1979. Geochemistry of Brokeoff volcano, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90. 294 - 300.

Frey F.A., Green D.H. and Roy S.D., 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.* 19. 463 - 513.

Ganapathy R. and Anders E., 1974. Bulk compositions of the moon and earth, estimated from meteorites. *Proc. 5th. Lunar Sci. Conf.*, 1181 - 1206.

Gast P.W., 1968. Trace-element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 1057 - 1086.

Gill J.B., 1974. Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 43, 29 - 45.

Goles G.G., 1975. Basalts of unusual composition from the Chyulu Hills, Kenya. *Lithos*. 8, 47 - 58.

Green D.H., 1973. Experimental melting studies on a model upper mantle composition under water saturated and water undersaturated condition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19. 37 - 53.

Green D.H., 1976. Experimental testing of "equilibrium" partial melting of peridotite under water-saturated, high-pressure conditions. *Can. Mineral.* 14. 255 - 268.

Green T.H. and Ringwood A.E., 1968. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 18, 105 - 162.

Harker A., 1909. The natural history of igneous rocks. London. Methuen & Co. éd. New York. Macmillan (reprinted, 1965 by: Hafner).

Hawkesworth C.J. and O'Nions R.K., 1977. The petrogenesis of some Archean volcanic rocks from southern Africa. *J. Petrol.* 18. 487 - 520.

Heinrich E.W., 1966. The Geology of Carbonatites. Rand McNally Co., Chicago. Ill., 555 p.

Helmke P.A. and Haskin L.A., 1973. Rare-earth elements. Co. Sc and Hf in the Steens

Mountain basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1513 - 1529.

Henderson P. (Ed), 1984. Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 501 p.

Herrmann A.G., Blanchard D.P., Haskin L.A., Jacobs J.W., Knake D., Korotev R.L., and Brannon J.C., 1976. Major, minor, and trace element compositions of peridotitic and basaltic komatiites from the Precambrian crust of southern Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, 1 - 12.

Irvine T.N., Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. of Earth Sci.* 8, 5, 523 - 548.

Jahn B., Sun S.S. and Nesbitt R.W., 1979. REE distribution and petrogenesis of the Spanish Peaks igneous complex, Colorado. *Mineral. Petrol.*, 70, 281 - 298.

Jakes P. and Joll J., 1970. Rare earth elements and the island or tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9, 17 - 28.

Jakes P. et White A.J.R., 1972. Major and trace elements abundances in volcanic rocks from orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83.

Jung J., Brousse R., 1958. Précisions nouvelles sur la constitution et sur l'origine des associations volcaniques. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristal.*, 81, 416, 133 - 141.

Kapustin Y.L., 1966. Geochemistry of rare earth elements in carbonatites. *Geochem. Int.*, 3, 1054 - 1054.

Kay R.W. and Gast P.W., 1973. The rare-earth content and origin of alkali-rich basalts. *J. Geol.*, 81, 653 - 682.

Kuno H., 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol.* 2, 20, 33 - 76.

Kuno H., 1962. High-alumina basalt. *J. Petrology*, 1, 121 - 145.

Kuno H., 1966. Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanologique*, 29, 195 - 222.

Kuno H., 1968. Differentiation of basalt magmas. *Basalts: The poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, 2, 623 - 688. Int. Sci. publishers. Jhon Willey and Sons.

Kyle P.R. and Rankin P.C., 1976. Rare earth element geochemistry of Late Cenozoic alkaline lavas of the McMurdo volcanic group, Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1497 - 1507.

Leeman W.P., 1976. Petrogenesis of McKinney (Snake River) olivine tholeiite in light of rare-earth element and Cr/Ni distributions. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1582 - 1586.

Leterrier J., De La Roche H., 1972. Extension aux basaltes d'une typologie chimique des roches ignées acides et intermédiaires. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 274, 788 - 791.

López Escobar L., Frey F.A. and Vergara M., 1977. Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile High Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis.

Contrib. Mineral. Petrol., 63, 199 - 228.

Luhr J.F. and Carmichael I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex, Mexico. Contrib. Mineral. Petrol., 71, 343 - 372.

MacDonald G.A., 1968. Composition and origin of Hawaiian Lavas. Geol. Soc. Am. Mem., 116, 477 - 522.

MacDonald G.A. et Katsura T., 1964. Chemical composition of Hawaiian Lavas. Journ. of Petrology, 5, 82 - 133.

Masuda A., 1962. Regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation-index patterns of some minerals. J. Earth Sci. Nagoya Univ., 10, 173 - 187.

Masuda A. Nishimura S., Ikeda T. and Katsui Y., 1975. Rare-earth and trace elements in the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, Japan. Chem. Geol., 15, 251 - 271.

Masuda A. Nakamura N. and Tanaka T., 1973. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 239 - 248.

Masuda A. and Aoki K., 1979. Trace element variation in the volcanic rocks from the Nasu zone, northeast Japan. Earth Planet. Sci. Lett., 44, 139 - 149.

McGregor V.R. and Mason B., 1977. Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West Greenland. Am. Mineral., 62, 887 - 904.

Mitchell R.H., 1970. Kimberlite and related rocks - a critical reappraisal. J. Geol., 78, 686 - 704.

Mitchell R.H. and Brunfelt A.O., 1974. Rare earth element geochemistry of kimberlite. Phys. Chem. Earth, 9, 671 - 686.

Miyashiro A., 1974. Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins. Am. Journ. of Sci., 274, 321 - 355.

Miyashiro A., 1975. Volcanic rock series and tectonic setting. Ann. Rev. Earth and Planetary Sci. 3, 251 - 269.

Miyashiro A., 1975. Island arc volcanic rock series: a critical review. Pétrologie, 1, 177 - 187.

Moine B. et La Roche H. de. 1968. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R. Acad. Sci. Paris. D. 267, 2084 - 2087.

Mysen B.O., 1977. Experimental determination of rare earth fractionation patterns in partial melts from peridotite in the upper mantle. Earth Planet. Sci. Lett., 34, 231 - 237.

Mysen B.O., 1979. Trace element partitioning between garnet peridotite minerals and water-rich vapor: Experimental data from 5 to 30 kb. Am. Mineral., 64, 274 - 287.

Nathan S. and Fruchter J.S., 1974. Geochemical and paleomagnetic stratigraphy of the Picture Gorge and Yakima Basalts (Columbia River Group) in central Oregon. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 63 - 76.

Noble D.C., Korrington M.K., Church S.E., Bowman H.R., Silberman M.L. and Heropoulos C.E., 1976. Elemental and isotopic geochemistry of non-hydrated quartz latite glasses from Eureka Valley Tuff, east-central California. Geol. Soc. Am. Bull., 87, 754 - 762.

O'Hara M.J. and Yoder H.S., 1967. Formation and fractionation of basic magma at high pressure. Scott. J. Geol., 3, 67 - 117.

Paul D.K., Potts P.J., Gibson I.L. and Harris P.G., 1975. Rare-earth abundances in Indian kimberlite. Earth Planet. Sci. Lett., 25, 151 - 158.

Pearce T.M., Gorman B.E. y Birkett T.C., 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Sci. Letters, 36, 121 - 132.

Rocci G., 1978. Spilites et roches apparentées. In: Les roches volcaniques, pétrologie et cadre structural, Cap IX, M. Girod (Ed.). Ed. Doin, Paris. 210 - 227.

Rock N.M.S., 1978. Petrology and petrogenesis of the Monchique alkaline complex, southern Portugal. J. Petrol., 19, 171 - 214.

Ross J.E. and Aller L.H., 1976. The chemical composition of the sun. Science, 191, 1223 - 1229.

Simmons E.C. and Hanson G.N., 1978. Geochemistry and origin of massif-type anorthosites. Contrib. Mineral. Petrol., 66, 119 - 135.

Simpson E.S.W., 1954. On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks. Geol. Mag. 91, 238 - 244.

Smith J.V., 1977. Possible controls on the bulk composition of the earth: Implications for the origin of the earth and moon. Proc. 8th. Lunar Sci. Conf., 333 - 369.

Streckeisen A.L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner., Abh. 107, 144 - 240.

Streckeisen A.L., Le Maitre R.W., 1977. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. N. Jb. Miner., Abh. 136, 169 - 206.

Sugimura A., 1961. Regional variation of $\frac{K_2O}{Na_2O}$ ratios of volcanic rocks in Japan and environs. J. Geol. Soc. Jap. 67, 788, 292 - 230.

Sun S.S. and Hanson G.N., 1976. Rare earth element evidence for differentiation of McMurdo volcanics, Ross Island, Antarctica. Contrib. Mineral. Petrol., 54, 139 - 155.

Taylor S.R., 1964. The abundance of chemical elements in the continental crust - a new table. Geochem. Cosmochim. Acta, 28, 1273 - 1285.

Tegyey M., 1974. Essai d'informatique pétrographique: Constitution d'un fichier et ap-

plication à l'étude des roches volcaniques des zones orogéniques. Thèse 3ème cycle Orléans (2 tomes).

Tarney J., Weaver B. and Drury S.A., 1979. Geochemistry of Archean trondhjemitic and tonalitic gneisses from Scotland and East Greenland. In: F. Barker (Ed.), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, Amsterdam. 275 - 300.

Taylor S.R., 1968. Geochemistry of andesites. In: L.H. Ahrens (Ed.), Origin and Distribution of the Elements. Pergamon, Oxford, 559 - 583.

Taylor S.R., 1969. Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. In: Proceedings of the Andesite Conference. Oreg., Dep. Geol. Miner. Ind. Bull., 65. 43 - 63.

Thompson R.H., Gibson I.L., Marriner G.F., Matley D.P. and Morrison M.A., 1980. Trace-element evidence of multistage mantle fusion and polybasic fractional crystallization in the Paleocene lavas of Skye, N.W. Scotland. J. Petrol., 21. 265 - 293.

Tuttle O.F. and Gittins J., 1966. Carbonatites. Jhon Willey and Sons, New York, N.Y., 591 p.

Yoder H.S. and Tilley C.E., 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol., 3. 342 - 532.

F-DEPFI/D- 82/1988/Ej.6



720889

F-DEPFI
D-82
1988
Ej.6

G(2) 20889