

CLASIF. ....  
ADQUIS. I-r-817  
FECHA .....  
PROCED. ....

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO  
INSTITUTO DE GEOLOGIA  
DIRECTOR: ING. GUILLERMO P. SALAS

ANALES  
DEL  
INSTITUTO DE GEOLOGIA

TOMO XI

INTERPRETACION DE LOS ANALISIS DE LAS ROCAS

POR  
HERMION LARIOS



MEXICO, D. F.

1956



## *Contenido*

	<b>Pág.</b>
Advertencia del revisor .....	IX
Prefacio .....	XI
Interpretación de los análisis de las rocas .....	1
I. Introducción .....	1
El análisis elemental .....	1
El análisis inmediato .....	3
II. Estudio del análisis .....	5
Silicio .....	5
Titanio .....	10
Aluminio .....	11
Oxidos de fierro .....	12
Magnesio .....	14
Calcio .....	16
Sodio .....	17
Potasio .....	19
Agua .....	20
Manganeso .....	23
Fósforo .....	24
Anhídrido carbónico .....	25
Azufre .....	27
III. Interpretación de los análisis .....	30
Rocas ígneas .....	30
Generalidades .....	30
El peso formal .....	33
La fórmula .....	33
A. El método de representación de Brögger .....	34
El método de Michel-Levy .....	42
El método de los polígonos de O. Mügge .....	42
El método de los diagramas de variación .....	42
B. El método de Alfred Osann .....	46
C. El método de C.I.P.W. ....	55

	Pág.
1) Minerales esenciales .....	58
2) Minerales accesorios .....	58
3) Los minerales accidentales .....	58
4) Los minerales secundarios .....	58
Cálculo de la norma .....	59
Minerales sálicos. ....	62
Minerales fémcicos. ....	62
Rocas ácidas, básicas y neutras .....	63
Cuarzo. ....	69
Corundo. ....	70
Feldespatos. ....	70
Ortoclasa. ....	71
Albita. ....	71
Anortita. ....	71
Los feldespatoides .....	75
Minerales ferromagnesianos no saturados .....	80
Comparación entre las normas de las rocas .....	82
Los rangos .....	83
El subrango .....	83
Los grados y subgrados .....	83
D. El método de Paul Niggli .....	84
Bibliografía. ....	90

### *Ilustraciones*

Diagramas de 26 rocas tipo, construidos según el método Brögger:

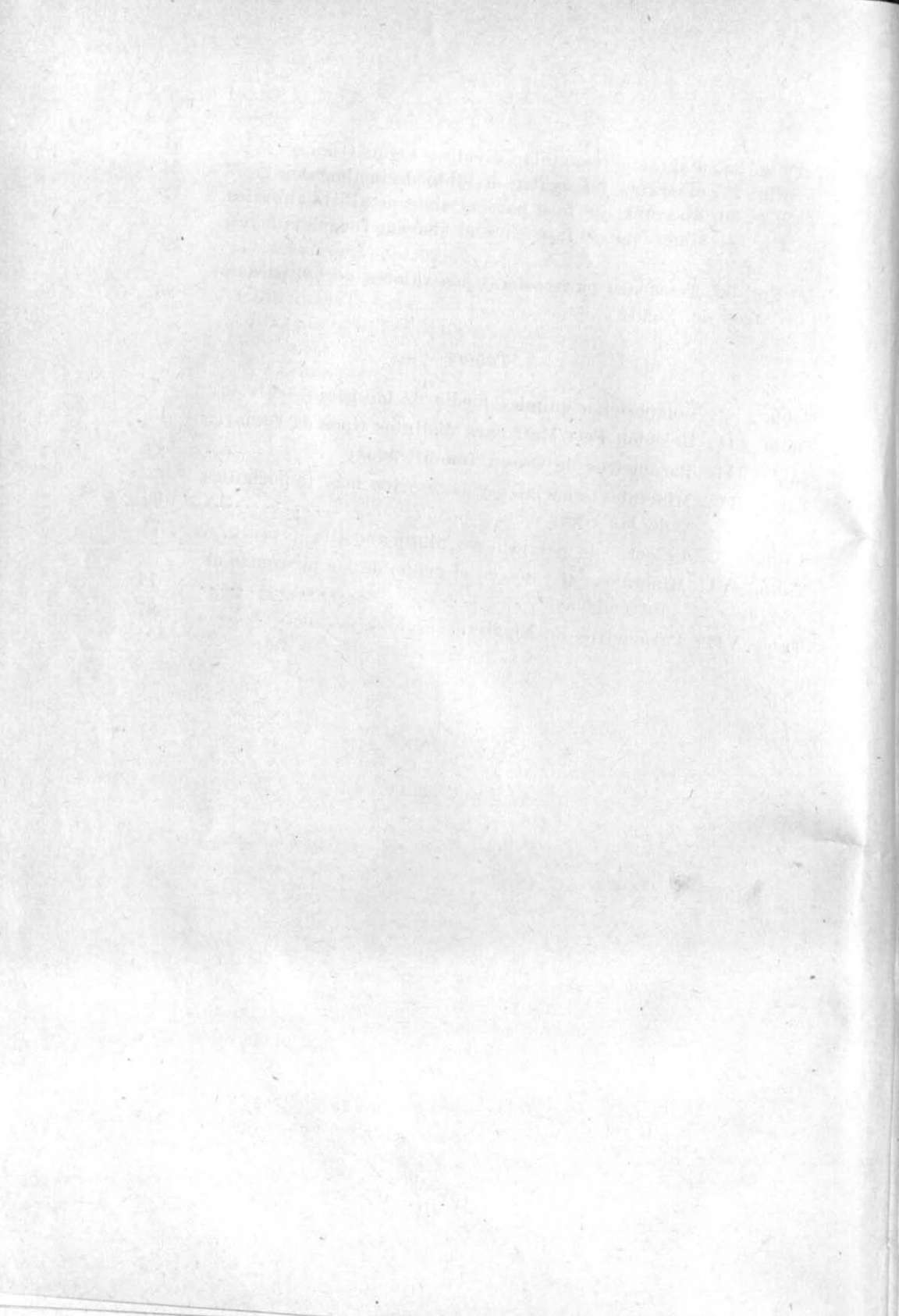
Fig. 1, granito alcalino. Fig. 2, granito normal. Fig. 3, diorita cuarcífera. Fig. 4, roca de composición media, según Clarke. Fig. 5, diorita. Fig. 6, sienita normal. Fig. 7, monzonita. Fig. 8, sienita alcalina. Fig. 9, norita, Fig. 10, anortosita. Fig. 11, gabro sin olivino .....	37
Fig. 12, norita de olivino. Fig. 13, gabro de olivino. Fig. 14, rocas de Polinesia. Fig. 15, essexita. Fig. 16, fergusita. Fig. 17, shonkinita. Fig. 18, missourita. Fig. 19, bekinkinita. Fig. 20, teralita. Fig. 21, sienita de nefelita. Fig. 22, leucitita. Fig. 23, foyaíta .....	39
Fig. 24, basalto de melilita. Fig. 25, dunita. Fig. 26, ijolita.	41
Fig. 27, diagrama de variación para: norita de olivino, gabro sin olivino, essexita, shonkinita, fergusita .....	45



	Pág.
Fig. 28, diagrama triangular dividido según Osann. . . . .	51
Fig. 29, diagrama triangular dividido decimalmente. . . . .	54
Fig. 30, diagrama de fase para el sistema albita-anortita.	72
Fig. 31, diagrama de fase para el sistema fergusonita-fayalita. . . . .	81
Fig. 32, Tetraedro para colocar los valores de los parámetros de Niggli . . . . .	86

### *Tablas*

Tabla I. Composición química media de las rocas . . . . .	7
Tabla II. Relación FeO/MgO para distintos tipos de rocas ..	15
Tabla III. Parámetros de Osann (modificados) . . . . .	50
Tabla IV. Minerales esenciales y accesorios más importantes de las rocas . . . . .	69
Tabla V. La serie de plagioclasas albita-anortita . . . . .	71
Tabla VI. Minerales extremos en el grupo de las piroxenas ortorrómbicas . . . . .	77
Tabla VII. Parámetros de Niggli . . . . .	87



## ADVERTENCIA DEL REVISOR

En el presente trabajo de Hermión Larios, "Interpretación de los Análisis de las Rocas", están expuestos claramente y con bastante amplitud el estudio y la interpretación de los métodos, que el estudiante de Petrología Ignea necesita conocer, para clasificar las rocas ígneas a partir de los datos e información químicos que proporciona el analista.

El revisor optó por mantener la estructura original empleada por su autor. Sin embargo, algunas modificaciones que se hicieron en el contenido de la presente obra, fueron dirigidas exclusivamente con el propósito de suprimir innecesaria repetición de conceptos y de corregir algunas expresiones no expuestas con claridad.

México, D. F., junio 12, 1956.

*Jesús Ruiz Elizondo.*

PREFACE

The first part of this book is devoted to a general survey of the history of the subject. It is intended to give the reader a clear and concise account of the progress of the science from its earliest beginnings to the present time. The second part is devoted to a detailed treatment of the principles and methods of the science. It is intended to give the reader a thorough and systematic knowledge of the subject. The third part is devoted to a discussion of the applications of the science to various branches of industry and commerce. It is intended to show the reader how the principles and methods of the science can be applied to solve practical problems. The fourth part is devoted to a discussion of the future of the science. It is intended to give the reader a clear and concise account of the prospects of the science in the years to come.

*[Handwritten signature]*

# INTERPRETACION DE LOS ANALISIS DE LAS ROCAS

## I. INTRODUCCIÓN

La corteza terrestre está formada por rocas, y éstas incluyen a un buen número de elementos químicos estables, así como a algunos de los radiactivos. Es probable que cualquier roca contenga todos los elementos conocidos, y casi seguro que al tomar una muestra en cantidad suficiente siguiendo métodos de concentración apropiados, así como métodos analíticos suficientemente sensibles, se podrá encontrar cualesquiera de los elementos que se desee, a despecho del origen e historia por los que ha atravesado la roca. No todos los elementos entran en la misma proporción, y de sus abundancias relativas depende que se tenga la gran variedad de rocas que se conocen.

Pero la inmensa mayoría de aquéllas está formada por tan sólo unos cuantos elementos, los que dan lugar a los distintos minerales, que vienen a ser los constituyentes más inmediatos. Las partes no diferenciadas de las rocas, llamadas vidrios, pueden contener elementos en estado de solución, y al tener oportunidad se resolverán en minerales.

En Química se conocen dos clases de análisis: *el elemental* y *el inmediato*.

El *análisis elemental* determina la cantidad de cada uno de los elementos químicos que se encuentra en el material en estudio. Para llegar a esto, en la mayoría de los casos, se llevan los componentes al estado iónico, y después de aplicar los procedimientos que enseña la Química Analítica se llegan a obtener combinaciones conocidas, en las que, por medio de un factor apropiado, se calcula la cantidad del elemento; conociendo la cantidad de material tomado se podrá ya calcular la proporción en la que aquél entra en el mineral o material original. Los resultados se expresan con relación a una cantidad fija, generalmente referida a 100 partes, y por lo tanto, son por cientos. Para los elementos que se encuentran en proporciones algo menores se usa la base 1,000,



en cuyo caso se dice que son partes por millar. Si las cantidades son muy pequeñas, se toma como unidad el millón, y se dice que son partes por millón, abreviándose p.p.m., y que es equivalente a miligramos por kilo o a gramos por tonelada. Para cantidades aun menores se refieren los resultados a la unidad, y ésta se multiplica por alguna potencia negativa de 10. Por ejemplo, en el caso de la radiactividad se acostumbra expresar: gramos de radio equivalente  $\times 10^{-12}$ , por cada gramo de roca.

Con mucha frecuencia los elementos metálicos se expresan refiriéndolos a la roca original; por ejemplo, una roca puede contener 1,400 p.p.m. de Pb. Pero en una gran mayoría de las rocas los elementos más comunes están unidos con el oxígeno, y entonces se representan por óxidos. Este sistema es muy usado, y tiene muchas ventajas. Una de ellas es que elimina la determinación directa del oxígeno, la cual presenta dificultades, y a veces es imposible. Por otro lado, los elementos expresados como óxidos dan inmediatamente idea de la valencia con la cual están presentes en la roca. El hierro divalente, por ejemplo, se describe  $\text{Fe}^{+2}$  y su asociación con el oxígeno da  $\text{FeO}$ ; el hierro trivalente, o  $\text{Fe}^{+3}$  es el férrico, y su asociación con oxígeno da  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Una desventaja de este método estriba en que algunos elementos no se unen con el oxígeno para formar minerales, como en el caso de los sulfuros, fluoruros y cloruros; en este caso se presenta para el conjunto de las determinaciones, una cantidad de oxígeno que no existe en la roca.

Para aclarar este último punto se tomará un ejemplo: la pirita, mineral secundario muy común en las rocas, tiene como fórmula  $\text{FeS}_2$ , y se compone de 46.55 por ciento de fierro y 53.45 por ciento de azufre. Al practicar el análisis de las rocas, el fierro es determinado bajo la forma de óxido férrico  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y el azufre se transforma en sulfato; éste a su vez se precipita como sulfato de bario, o bien se determina volumétricamente, y en seguida, por cálculos estequiométricos, se deduce la cantidad de azufre. Para determinar si el fierro se encuentra en el estado ferroso o férrico se procede luego a disolver la roca en una mezcla de ácidos sulfúrico y fluorhídrico, oxidando el fierro ferroso a férrico añadiendo una solución valorada de permanganato de potasio, con lo cual se puede calcular el fierro ferroso; por diferencia con el fierro total se deduce la cantidad de fierro férrico. En el presente caso se supone que el fierro total es férrico, y como la pirita es insoluble en la mezcla de ácidos usada, no habrá fierro en la solución resultante; en el análisis todo aparecerá como férrico, y los resultados serían:

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	66.55%
S	53.45

Suma 120.00%, resultado que es inadmisibile, ya que el todo tiene que ser igual a la suma de sus partes y no puede ser nunca mayor. Pero la piritita no contiene oxígeno, y hay que descontar a la suma la cantidad de este elemento que corresponde al azufre, y que es: \*

$$3 \text{ oxígenos}/4 \text{ azufres} \times 53.45\% = 20.00.$$

El flúor es un elemento muy frecuente en las rocas silíceas, sobre todo en las que contienen minerales ígneos de bajas temperaturas, como las anfíbolos y las micas, y más aún en las que tienen minerales neumatóliticos. Después de efectuar el análisis la suma en general sería mayor de 100. La corrección se efectúa restándole la cantidad de oxígeno equivalente al flúor, o sea  $O/2F = 0.421$ .

El caso es análogo con el cloro. Sin embargo, actualmente los análisis de las rocas solubles en agua se informan bajo la forma de iones y no es necesaria ninguna corrección. Pero muchos de los análisis antiguos de cloruros expresados como óxidos dan sumas notablemente en exceso de 100, y es necesario hacer la corrección correspondiente.

El *análisis inmediato* consiste no en determinar elementos, sino la cantidad de mineral de cada especie que entra en la composición de la roca. Este tipo de análisis no es muy preciso y presenta en general dificultades. Por ejemplo: se trata de determinar la cantidad de calcita que se encuentra por impregnación en una roca ígnea. Para esto se trata la roca pulverizada con ácido acético y en caliente, el cual disuelve los carbonatos, y prácticamente no tiene poder disolvente sobre los otros minerales, a menos de que en la roca haya sustancias solubles en el agua. La solución se filtra y el residuo se lava; en la parte disuelta se determinan el calcio y el magnesio, calculándose en seguida la cantidad de carbonatos contenidos en la muestra. De esta manera los resultados obtenidos son bastante satisfactorios, aunque una cantidad muy pequeña, pero variable, de otros elementos se disuelve en el ácido. Otro caso parecido es cuando una roca que contenga olivino, pero no feldespatoides, se trata con ácido clorhídrico: éste no tiene acción sobre las piroxenas, poca sobre los feldespatos y descompone al olivino, el cual puede estimarse aproximadamente por medio del análisis de las partes disueltas y no disueltas.

\* Es evidente que en esta corrección se trabaja con los pesos atómicos de los elementos.

Por medio de los métodos físicos también puede efectuarse el análisis inmediato; tal es el caso de la separación de minerales pesados de los ligeros, y se puede llevar al cabo pulverizando la roca y poniendo el polvo en bromoformo ( $\text{Br}_3\text{CH}$ ) en un estado de suspensión. El bromoformo es líquido, y tiene una densidad de 2,9 a la temperatura ambiente; la suspensión puede dejarse en reposo, pero es más conveniente colocarla en un tubo de centrifuga hasta que ocurra la separación en tres capas: la inferior, que tiene una densidad mayor de 2,9, y en ella se encontrarían minerales ferromagnesianos como los olivinos, piroxenas, anfíbolos y micas del grupo de la biotita. La parte intermedia debe estar formada por bromoformo puro, y en la parte superior se encontrarían minerales como feldespatos, feldespatoides, cuarzo y otros ligeros, los que a su vez pueden separarse por medio de líquidos de densidad apropiada y por medio de la aplicación de métodos ya mencionados con anterioridad.

Otro medio físico empleado es la susceptibilidad magnética, propiedad a través de la cual pueden separarse los minerales de hierro variando la densidad del flujo magnético con ayuda de un electroimán. Los métodos anteriores (métodos físicos) dan un resultado que es muy útil para la clasificación de las rocas, pero sus resultados tienen una aproximación muy inferior a la del análisis elemental.

Por lo tanto, este último es el único que puede seguirse en las rocas de textura vítrea (las cuales tienen como principal constituyente a un vidrio en el cual no hay, o los hay en ínfimo número, elementos diferenciados). No es raro tener rocas con textura extremadamente fina, de tal modo que no es posible separar los elementos componentes por medios mecánicos; en este caso, son muy pocos los procedimientos de análisis inmediato que se pueden aplicar.

En láminas de roca o superficies pulidas es posible identificar y medir las áreas de los diversos granos de los minerales constituyentes, pudiéndose de esta manera llegar a conocer la composición mineralógica de que está formada la roca. Este procedimiento sólo es posible para las faneritas, en las cuales sus minerales constituyentes son todos visibles; pero aun en estos casos hay algunos minerales que forman como el relleno entre los más gruesos, a manera de mortero que sirve para unir los granos entre sí de mayor tamaño; dicho relleno o mortero en la mayoría de los casos está formado por cristales, los cuales son tan pequeños que no es posible medirlos, y por tanto escapan al análisis cuantitativo. En un buen número de rocas vítreas se pueden apreciar cristales discernibles de algunos minerales; también se encuentran cris-

tales mucho muy pequeños y esqueletos de los mismos, cuyas estructura y naturaleza es muy difícil, y muchas veces imposible, de definir, no sólo cuantitativamente sino aun cualitativamente.

En la actualidad existe otro poderoso auxiliar para hacer el análisis de fragmentos de minerales muy pequeños que no pueden resolverse por medio del microscopio ordinario, y que es el microscopio electrónico. Más aún, por medio del espectro de los rayos X se puede llegar a la determinación, por lo menos cualitativa y en algunos casos a la semi-cuantitativa, de minerales que no son resolubles por el microscopio electrónico.

El análisis químico proporciona la composición de la roca a través de los elementos o de sus óxidos; pero nada dice acerca de la composición mineralógica actual o posible de la roca, y para obtenerla hay que hacer la interpretación del análisis, objeto de este trabajo. Dicha interpretación es precedida del siguiente estudio.

## II. ESTUDIO DEL ANÁLISIS

Para hacer un buen estudio de las rocas, es necesario solamente determinar unos cuantos elementos de los más comunes, los cuales forman casi el ciento por ciento de la masa de la roca; sólo en algunos casos hay necesidad de hacer alguna otra determinación de los elementos más raros, y que en casos especiales merecen ser tenidos en cuenta.

La interpretación del análisis exige que en todos los casos se determinen los siguientes óxidos:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , que son los importantes; pero conviene además tener presente la determinación de  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CO}_2$  y  $\text{SO}_3$ . Se discutirá en seguida la influencia y abundancia en las rocas de los óxidos mencionados. Indistintamente se comenzará la discusión escribiendo como encabezado al elemento o al óxido.

*Silicio.* Después del oxígeno es el elemento más abundante en la corteza terrestre, y si se toma bajo la forma de óxido ( $\text{SiO}_2$ ), llamado sílice, resulta ser el más abundante. Siempre está presente en las rocas ígneas, excepción hecha para algunos minerales de hierro de concentración magmática en donde suele presentarse en cantidades muy pequeñas. Su determinación es bastante exacta en la forma que se hacen actualmente los análisis, ya que la sílice se evapora bajo la forma de fluoruro de silicio, quedándose todas las impurezas en el residuo; pero en algunos análisis antiguos los resultados eran altos, porque se seguía el



procedimiento de precipitar la sílice a la cual podían acompañar algunos de los óxidos que se hidrolizan con facilidad, como son los de titanio, zirconio y fierro, y además algo de álcalis, resultando muy difícil lavar de una manera absoluta la sílice.

En las rocas, el silicio está siempre unido a cuatro oxígenos en coordinación tetraédrica, quedando cada una de las cuatro valencias del silicio saturadas respectivamente con oxígeno. Este enlace es del tipo covalente y no iónico. Por lo anterior se ve que en los silicatos el silicio se presenta con el valor de  $\text{SiO}_2$ . El sesquióxido de silicio,  $\text{Si}_2\text{O}_3$ , tiene en apariencia silicio trivalente, pero tal no es el caso, ya que dos de los silicios están unidos directamente sin la intervención del oxígeno, fenómeno muy frecuente con el elemento carbono; en este caso la fórmula del sesquióxido de silicio puede representarse:  $\text{OSi—SiO}$ , en la cual dos



valencias del silicio están saturadas por un oxígeno, la otra por medio oxígeno, y la última por otra del silicio contiguo, aunque es más probable que en vez de que un oxígeno sature dos valencias del silicio, éstas sean saturadas por una valencia de dos oxígenos dejando, de esta manera, valencias para extender la estructura.

Según toda apariencia, este tipo de unión directa entre dos o más silicios nunca se presenta en el caso de los silicatos naturales. Arnold Lassieur (13) ha hecho notar que algunos análisis de escorias producidas en condiciones fuertemente reductoras tienen la suma de sus óxidos mayor que 100, en una cantidad mayor de la que es admisible para un análisis cuidadoso. Para comprobar esto, Lassieur mandó hacer el mismo análisis a cuatro laboratorios: todos reportaron una suma mayor de 100 para los óxidos, y todos los óxidos estuvieron de acuerdo entre sí, dentro de los límites de error aceptables. El autor también ha observado que en los análisis de silicatos de meteoritas, las cuales se han formado en un medio muy reductor, la suma de los óxidos es invariablemente superior a 100. Por todo lo anterior puede verse que la unión directa entre los silicios es posible para los silicatos formados en condiciones fuertemente reductoras; mas los silicatos que forman la parte externa de la corteza terrestre no participan de dicha propiedad.

La distribución y frecuencia de los óxidos en las rocas de la parte conocida de la corteza terrestre (estimada en 16 kilómetros) han sido estudiados por Richardson y Sneeby (20) y Washington (26). Para estudiar la frecuencia de distribución de los óxidos en las rocas, se con-



taron los análisis en los que un elemento dado caía dentro de determinados valores, por ejemplo, intervalos de uno por ciento. Se hicieron gráficas, tomando como abscisas la cantidad de óxido y como ordenadas los análisis correspondientes; el resultado inmediato son líneas quebradas que se pueden suavizar a ojo. Los datos que Washington proporciona se refieren únicamente a las rocas ígneas.

En la obra de Clarke (5) aparece la tabla siguiente:

**TABLA I**  
**Composición química media de las rocas**  
 (Clarke, 1924, página 34)

Oxido	A	B	C	D	E
SiO <sub>2</sub> .....	59.14	58.10	78.33	5.19	44.38
TiO <sub>2</sub> .....	1.05	0.65	0.25	0.06	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.34	15.40	4.77	0.81	3.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3.08	4.02	1.07	0.54	....
FeO.....	3.80	2.45	0.30	....	15.72
MgO.....	3.49	2.44	1.16	7.89	27.34
CaO.....	5.08	3.11	5.50	42.57	2.17
Na <sub>2</sub> O.....	3.84	1.30	0.45	0.05	0.95
K <sub>2</sub> O.....	3.13	3.24	1.31	0.33	0.18
H <sub>2</sub> O.....	1.15	5.00	1.63	0.77	0.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.30	0.17	0.08	0.04	0.39
CO <sub>2</sub> .....	0.10	2.63	5.03	41.54	....
SO <sub>3</sub> .....	....	0.64	0.07	0.05	....
	99.50	99.15	99.95	99.84	95.15

- A Rocas ígneas. Promedio de 5,159 análisis.
- B Lutitas.
- C Areniscas.
- D Calizas.
- E Promedio de 63 piedras meteóricas (15).

La suma no es 100 porque faltan algunos de los elementos que entran en menor cantidad. En las piedras meteóricas es notable que haya un 2.18 por ciento de azufre; 1.06 de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y 0.46 de V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

El óxido más importante en las rocas ígneas es la sílice. Su distribución en las demás rocas es muy variada.

Por medio de los estudios sismológicos y de gravimetría se sabe que bajo de la capa superficial de 16 kilómetros de la corteza, existen rocas densas de una composición semejante a la de las piedras meteóricas. En estas últimas, por la Tabla I se aprecia que en promedio poseen una cantidad de sílice relativamente baja, de 44.38 por ciento; algunas de las rocas terrestres, como la peridotita, contienen cantidades del mis-

mo orden. En estos cuerpos la variación de la cantidad de sílice es en general pequeña.

Según el trabajo estadístico de Richardson y Sneeby, acerca de las rocas ígneas, se encuentra que los cuerpos de minerales de hierro de origen magmático contienen muy poca sílice; hay un mayor número de muestras analizadas para rocas con menos del 2 por ciento de sílice; pero este dato estadístico se debe a que en las menas ferríferas se busca la mínima cantidad de sílice, y la frecuencia de los análisis se concentra sobre dichas rocas tan solicitadas. Pero cuando se tiene un contenido del 39 por ciento de sílice se nota que el número de análisis hecho comienza también a aumentar, y ello es debido a que comienzan a presentarse las rocas ultrabásicas, con muchos minerales de hierro; se puede ver que esa cifra del 39 por ciento no está muy lejos del promedio de sílice obtenido para las rocas meteóricas. En seguida aumenta rápidamente el número de rocas analizadas que contienen más del 39 por ciento de sílice, hasta que se llega a un máximo en aquéllas que acusan un 52.5 por ciento de sílice. Al intervalo 39-52.5 por ciento de sílice pertenecen los basaltos y las rocas intrusivas correspondientes, que son los gabros y las noritas. Los basaltos son las rocas más comunes entre las efusivas en la superficie de la tierra; forman también una mayoría en las islas oceánicas, sobre todo las del Pacífico. También se supone que la parte superior de la zona profunda de la corteza terrestre está formada por material de este tipo. Pasado el máximo anterior de frecuencia, ésta disminuye de una manera irregular hasta que los análisis acusan el 65 por ciento de sílice, adonde corresponden rocas de composición intermedia, como la monzonita de cuarzo, la granodiorita y la dacita. La frecuencia vuelve a aumentar para mostrar un nuevo máximo cuando se llega al 73 por ciento de sílice, sin que dicho máximo esté tan definido y tenga un valor tan alto como el primero; a este contenido de sílice pertenecen los granitos, y sobre todo las riolitas. Es de observarse que los granitos junto con las granodioritas son las rocas intrusivas más comunes de las áreas continentales. En seguida la frecuencia disminuye rápidamente hasta llegar al 80 por ciento de sílice. Las rocas que tienen un contenido mayor de ese óxido son muy raras, y sólo se encuentran en los filones de cuarzo, los cuales ya no son ígneos precisamente sino que se clasifican como neumatolíticos o hidrotermales, pudiéndose decir, sin embargo, que están relacionados con las rocas ígneas.

La cantidad media de sílice en las rocas analizadas ha mostrado tener poca variación desde 1884 a 1900, cuando Washington encontró

que era de 58.59 por ciento. En 1913 el promedio varió poco, llegando a 59.09 por ciento, y posteriormente, en el libro de Clarke, se encuentra 59.14. Según se ve ha habido poca variación en la determinación de la sílice según análisis practicados sobre las rocas ígneas.

El contenido promedio de sílice en las rocas sedimentarias, tales como las lutitas y sus equivalentes metamórficos, es muy semejante al de las rocas ígneas, en general poco más bajo. Las lutitas que poseen una cantidad de sílice pequeña, como alrededor del 10 por ciento, son raras relativamente, pero contienen una buena cantidad de sesquióxidos, tanto bauxitas como lateritas. (En Cuba algunas lateritas se usan como menas de fierro). La arcilla propiamente contiene sílice entre los valores 50 y 64 por ciento, siendo las rocas formadas por ella bastante frecuentes. Algunas lutitas que ocurren comúnmente contiene una cantidad más o menos grande de polvo de cuarzo del tamaño del limo o aun de arcilla, tal y como se demuestra con los espectros de los rayos X. Pero ya es raro que estas últimas rocas tengan un contenido en sílice mayor del 65 por ciento; son todavía más raras las que exceden del 70 por ciento.

Las areniscas siempre son altas en sílice, porque los minerales más importantes que las forman son cuarzo y calcedonia. Se conocen rocas en las cuales el contenido de sílice llega casi al 100 por ciento, aunque su ocurrencia es rara. Lo más común es que contengan alrededor del 90 por ciento de sílice. La influencia de los cementos que aglomeran los granos de las areniscas es decisiva para bajar el contenido de sílice en dichas rocas; si el cemento es arcilloso el promedio de sílice en la roca puede ser de 65 a 75 por ciento, y si es calcáreo el contenido de sílice puede abatirse hasta el 50 por ciento. Por lo tanto, y en términos generales, puede decirse que no hay arenisca que tenga menos del 50 por ciento de sílice.

Las calizas están formadas primordialmente por carbonato de calcio, y en estado de absoluta pureza no deben contener sílice. Pero en las calizas naturales siempre se encuentran cantidades de esta última a veces extraordinariamente pequeñas, ya sea bajo la forma de arcillas, de cuarzo o pedernal, o bien bajo la forma de restos de organismos cuyos esqueletos son silíceos. La cantidad de sílice va aumentando a medida que la caliza tiende a ser margosa debido al mayor contenido de arcillas, hasta que el contenido de carbonato de calcio disminuya tanto que se alcance la composición de las lutitas. Lo mismo sucede cuando se trata de calizas arenosas, en las cuales la proporción de arena puede aumentar

a tal grado que se obtenga una arenisca pura. En algunos casos las calizas contienen arena y arcilla, por lo cual son rocas del tipo intermedio. Por todo lo anterior se ve que la mayor parte de las calizas contienen muy poca sílice, y que ésta va en aumento a medida que aquéllas son más y más impuras, hasta llegar a un máximo que es imposible de fijar, porque depende de la manera como se considere a una roca mixta, es decir, compuesta de carbonato de calcio y constituyentes silíceos en proporciones variables.

*Titanio.* En un principio se consideró a este elemento como raro, porque su separación del aluminio era difícil; pero en el presente la determinación del titanio es siempre ya posible gracias a un método colorimétrico, rápido y sencillo.

Como puede apreciarse en la Tabla I la cantidad de titanio es pequeña en las meteoritas, y lo mismo debe suceder en la parte inferior de la litósfera, que en lo sucesivo se llamará de primera cristalización. En el promedio de los análisis presentados en la obra de Daly (8) se observan valores para la dunita de 0.02 por ciento, y algo mayores para las rocas que, además de tener olivino, tienen piroxena rómbica, como en algunas meteoritas. El titanio es más común en los magmas del tipo del gabro y por tanto del basalto, llegando a encontrarse hasta en un 4 por ciento de  $TiO_2$ , pero es más común que en estas rocas su concentración oscile alrededor del 1 por ciento.

Se localiza el titanio principalmente en las augitas; algunos autores opinan que está en forma trivalente, pero el que esto escribe se inclina a pensar que tal cosa no ocurre, sino que realmente se presenta en condiciones reductoras, tal y como se explicó para el silicio: dos titanios se unen directamente entre sí y no a través del oxígeno, con el cual conserva una coordinación hexaédrica, en la ilmenita, por ejemplo. En la mineta el  $TiO_2$  está en proporciones mayores del 1 por ciento. La titanita no es rara en las rocas ultrabásicas.

En los magmas más avanzados en el orden de cristalización, el titanio disminuye notablemente, porque el mineral ferromagnésico que entra en estas rocas es la anfíbola, la cual casi no lo contiene. La ilmenita, que se encuentra en una proporción de alrededor del 1 por ciento, es el mineral en el que más se halla.

Aunque algunos granitos pueden contener titanio, éste se presenta en aquéllos en general muy escasamente. Los minerales de titanio que se presentan en los granitos son las micas titaníferas, y el promedio de  $TiO_2$  que se conoce es 1.05 por ciento.



En las lutitas, la cantidad de titanio presente es del mismo orden que en las rocas ígneas, aunque los cálculos de Clarke dejan ver que es menor el contenido. La experiencia personal del autor reconoce el titanio en las arcillas en cantidades cercanas al 1 por ciento; por el estudio microscópico de las mismas se puede observar que está presente bajo la forma de leucoxeno, el cual no es sino rutilo en agujas sumamente finas, que por su alta refringencia se produce una refracción total, viéndose negro por transparencia y blanco por reflexión. Casi todo el titanio de las rocas ígneas se encuentra en las lutitas.

Las areniscas poseen titanio en una proporción media del 0.25 por ciento, y se presenta en forma de rutilo y de ilmenita.

En las calizas la proporción del titanio es muy pequeña. Las calizas puras no contienen sino huellas; pero en términos generales puede decirse que la cantidad de titanio en las calizas aumentará en proporción inversa a la pureza en carbonatos.

*Aluminio.* Las meteoritas contienen aluminio casi exclusivamente en los feldespatos, ya que los minerales ferromagnesianos de estas rocas son muy poco aluminicos. El contenido promedio de  $Al_2O_3$  en meteoritas es 3.30 por ciento, pero la mayor parte de ellas tienen entre 2 y 3 por ciento.

Las rocas de primera cristalización tienen poco aluminio. Las dunitas y rocas relacionadas, según Daly, tienen un 0.86 por ciento, y la harzburgita, 1.25. Pero comienza a aumentar con la presencia de plagioclasas básicas.

Al ir aumentando la cantidad de feldespato, la proporción de aluminio también aumenta; pero en cuanto los feldespatos se van haciendo más ácidos entonces la alúmina baja. Lo más frecuente es encontrar una cantidad de alúmina entre el 16 y 17 por ciento, correspondiente precisamente a los basaltos y las andesitas, así como a los respectivos intrusivos. Algunas rocas, productos de diferenciación, como las anortositas, poseen el máximo de  $Al_2O_3$ , pues alcanzan hasta 28.30 en promedio.

Las rocas graníticas, contienen feldespatos alcalinos y plagioclasas ácidas, y en estos minerales la alúmina varía entre 10 y 14 por ciento. Otras rocas ricas en aluminio parece que son formadas por anatexis de lutitas u otras rocas aluminicas.

En las lutitas, la alúmina se encuentra principalmente bajo la forma de arcilla, la cual puede contener hasta el 40 por ciento como máximo. Los minerales hidrargilita, bauxita y gibsita pueden contener

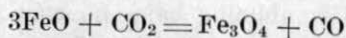


hasta un 65 por ciento de alúmina. En la Tabla I el promedio es 15.40, por lo tanto es claro que habrá muchas rocas que contengan cantidades inferiores a este número y que la frecuencia de rocas altas en alúmina va disminuyendo a medida que el tenor de ésta aumenta. En efecto: las rocas bauxíticas son bastante escasas, no obstante que son muy solicitadas porque hasta la fecha parece que son la única mena de aluminio.

Las areniscas tienen un 4.77 en promedio de alúmina, lo que es debido a la presencia de los feldespatos; en algunas arkosas el contenido máximo de alúmina es igual al 14 por ciento. Otra fuente de alúmina es la arcilla, que con mucha frecuencia viene entre los granos de arena.

Las calizas no deben contener alúmina, y la pequeña cantidad que se encuentra es debida a impurezas de arcilla. En las calizas medianamente puras la cantidad de alúmina es menor del 1 por ciento, siendo las más abundantes. Pero en las calizas margosas y en las margas, la alúmina puede llegar a la cantidad que se encuentra en las lutitas.

*Oxidos de fierro.* El fierro se presenta bajo dos estados de oxidación: divalente o ferroso y trivalente o férrico. Ambos difieren desde el punto de vista de sus radios atómicos, y sobre todo por su carga eléctrica cuando están ionizados. A alta temperatura el fierro ferroso es más estable; pero en los minerales anhidros a temperaturas ordinarias el férrico es más estable. A las temperaturas a que cristalizan las rocas de la corteza terrestre (menos de 1000°C), el fierro pasa fácilmente de ferroso a férrico en presencia de oxidantes tan poco enérgicos como el bióxido de carbono; el fierro férrico es fácilmente reducido por el monóxido de carbono, y en todos casos la magnetita que obra como amortiguador es el producto que se forma o se destruye:



reacción que es perfectamente reversible, y sigue la ley de las masas, de modo es que en presencia de anhídrido carbónico siempre se formará magnetita. A alta temperatura la reacción es hacia la izquierda, a baja hacia la derecha.

Por las razones expuestas no se deben tratar por separado ambos estados iónicos del fierro no obstante ser químicamente bastante diferentes.

El fierro ferroso y el magnesio son semejantes en sus combinaciones; el radio iónico del primero, sin embargo, es algo mayor que el del segundo. Cuando un compuesto de fierro y magnesio se separa de un magma fundido, la magnesia se concentra en la fase sólida, dando un

líquido o magma residual más rico en hierro. El hierro férrico se parece algo al aluminio, pero su radio iónico es bastante más grande, por lo cual no lo reemplaza en todas proporciones. Parece ser que a alta temperatura sus radios iónicos son más semejantes y que es posible un mejor reemplazamiento; de cualquier modo, su isomorfismo no es grande. Los cuerpos del sistema isométrico aparentemente son más isomorfos; en realidad, lo que pasa es que en vez de soluciones sólidas se forman capas concéntricas de minerales análogos, tal y como puede verse en el caso de los alumbres, de los granates y de las espinelas.

En las meteoritas la proporción de hierro ferroso es considerable, y la de hierro férrico es nula. Tal cosa es de esperarse, dada la condición fuertemente reductora en la que parece se han formado las meteoritas. Según la Tabla I, la cantidad media de hierro ferroso encontrada es de 15.72 por ciento; probablemente esta cifra es demasiado alta, lo cual en parte es debido a que hay algo de hierro metálico siempre presente en estas rocas extratelúricas, y en parte a que el hierro se encuentra unido al azufre, por todo lo cual la cantidad que realmente entra en los silicatos es mucho menor.

Las dunitas tienen hierro ferroso en alta cantidad; el hierro férrico es gravimétricamente cerca de la mitad del ferroso. En estas rocas ambos estados del hierro no se encuentran tan cerca del núcleo reductor, comenzándose a formar abundantemente la magnetita; la mayor parte de los olivinos tienen una estructura poiquilítica, en la que el patrón es el olivino (generalmente pobre en hierro), y los huéspedes son numerosos cristales de magnetita o cromita. El olivino es siempre de la variedad rica en magnesio, y si hay piroxena ésta es más rica en hierro. Además, hay numerosos cristales de magnetita fuera de los cristales, indicando que el magma residual era más rico en hierro y que al terminar la cristalización éste se oxidó a magnetita.

En los basaltos y los gabros, rocas inferiores de la cristalización principal, es donde se encuentra el mayor contenido de hierro ferroso, llegando en algunos casos hasta cerca del 10 por ciento; el hierro férrico está siempre en cantidades menores, aproximadamente la mitad de aquél. Este último se encuentra en las rocas casi siempre en forma de magnetita. A medida que la cristalización avanza los magmas residuales tienden a ser más ricos en hierro ferroso que los minerales previamente precipitados, lo cual se debe a la formación de magnetita y a que este mineral es poco soluble en los silicatos. Así pues, las rocas ultrabásicas, que son raras, contienen una cantidad media de hierro o sea

del 8 por ciento; esta cantidad sube en los basaltos (primeras rocas de la cristalización principal) hasta llegar al 13 por ciento, aproximadamente, teniendo en cuenta tanto al fierro ferroso como al férrico. Luego desciende el contenido de fierro a un 7 por ciento en las rocas superiores de la cristalización principal, llegando hasta un 3 por ciento en las rocas graníticas. Las rocas ígneas con cantidades menores del 2 por ciento en óxidos de fierro, son raras.

En las lutitas se encuentra que la cantidad de óxidos de fierro es muy parecida a la de las rocas ígneas; pero la proporción entre ambos estados de oxidación se encuentra invertida, lo que es de esperarse ya que estas rocas se han formado a la temperatura ambiente. El fierro férrico se encuentra principalmente bajo la forma de hidróxidos, como la limonita y la goetita, y en poca cantidad bajo las formas de hematita y de pirita. El fierro ferroso viene principalmente bajo la forma de clorita, y algunas veces como magnetita.

En las areniscas la cantidad de fierro es pequeña, y la mayor parte aparece bajo la forma férrica que constituye el pigmento rojo o amarillo que con tanta frecuencia tienen estas rocas. El color amarillento es debido a la presencia de limonita en la variedad ocre; pero algunas areniscas tienen un franco color rojizo a rojo, el cual es debido a la presencia del óxido férrico deshidratado, hematita, el cual cubre los granos de cuarzo en forma de película. Por la combinación de estos colores se obtiene una gran variedad de matices que hace que las areniscas sean tan usadas como piedras ornamentales. El fierro ferroso se presenta bajo la forma de magnetita, o bien en alguno de los minerales muy resistentes al intemperismo, como algunas biotitas y las turmalinas, y también bajo la forma de clorita en el cemento arcilloso.

Las calizas puras no contienen sino huellas de fierro. Pero en un buen número de ellas se encuentran óxidos férricos, como limonita; además el carbonato ferroso reemplaza al cálcico. En la Tabla I se ha anotado que las calizas contienen 0.81 y 0.54 por ciento de óxido férrico y ferroso, respectivamente; la relación entre ambos no está muy lejos de la unidad. Entre las impurezas de las calizas se encuentra mucha arcilla y algo de material ígneo.

*Magnesio.* En las meteoritas existe una decidida predominancia de este óxido, y ocupa el segundo lugar en abundancia. En las rocas peridotíticas es muy abundante, sobrepasando en algunos casos la magnesia a la sílice. Por lo que se ve, el magnesio es un elemento que se concentra en los minerales de primera cristalización que se supone

forman la parte inferior de la litósfera. Las rocas ricas en magnesia son relativamente escasas en la superficie de la tierra.

En la corteza terrestre conocida las rocas más ricas en magnesia son los basaltos, en los cuales su cantidad oscila entre 6 y 10 por ciento. La cantidad de magnesia es del mismo orden en los gabros y las noritas, los cuales son magmas equivalentes a los basaltos. Es conveniente notar, sin embargo, que en este grupo las intrusivas son menos comunes que las efusivas. El magnesio se encuentra principalmente en los olivinos, después en las piroxenas y luego en las anfíbolas. En el orden de diferenciación siguen las andesitas y dioritas, y las dacitas con las dioritas cuarcíferas, las cuales cubren el intervalo de 6 a 2 por ciento de magnesia. En general, las rocas que tienen cuarzo libre tienen menos magnesia que las que no lo tienen; y podría decirse que la magnesia varía inversamente con relación al contenido de sílice. En las rocas de última cristalización (que son las más abundantes entre las intrusivas) el contenido de magnesia es pequeño, y cubre el intervalo entre 0 y 2 por ciento. En estas rocas la magnesia se encuentra en minerales comunes, tales como biotita y anfíbolas; pero la proporción de estos últimos es pequeña en relación con los sálicos,\* y por lo mismo la cantidad de magnesio es reducida.

Richardson y Sneeby (20) encuentran que las rocas más abundantes son aquellas que contienen MgO entre 0 y 1 por ciento. La relación FeO/MgO aumenta a medida que la diferenciación avanza. Si no fuera por la separación de magnetita de la que ya se ha hablado, la cantidad de hierro en las rocas de última cristalización sería muy grande.

Por los datos que proporciona Daly (8, cap. II) y tomando en cuenta tanto el hierro férrico como el ferroso, pero sin hacer ninguna compensación por la diferencia del oxígeno, se tiene la Tabla II, usando tan solo unos cuantos de los promedios de las rocas:

**TABLA II**  
**Relación FeO/MgO para distintos tipos de rocas**

Tipo de roca	Relación	
Riolita.....	2.33/0.38	6.13
Granito.....	3.35/0.88	3.81
Diorita.....	6.93/3.57	1.94
Basalto.....	11.71/6.03	1.78
Gabro.....	10.11/7.51	1.35
Dunita.....	8.38/46.32	0.18

\* Nombre convencional para un grupo de minerales en los que predominan la sílice y la alúmina.



En las rocas lutíticas la magnesia se encuentra en cantidades del mismo orden que en las rocas ígneas, aunque es un poco más bajo, 2.44. La mayor parte de dicho óxido se encuentra bajo la forma de minerales hidratados o, mejor dicho, hidroxilados, tales como la sepiolita, la serpentina y la clorita; y en menor cantidad se encuentra como carbonatos.

Las areniscas tienen una cantidad muy pequeña de magnesio, debido a que éste sólo se encuentra en la parte lutítica de la roca, siendo por lo tanto un constituyente menor.

En las calizas la cantidad de magnesia es relativamente grande. Eso es debido a que el magnesio reemplaza al calcio entrando bajo la forma de carbonato, generalmente como sal doble o dolomita  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , la cual en las aguas naturales es un acompañante invariable del calcio. Por tanto, mucha de la magnesia se precipita al mismo tiempo que el calcio; pero después puede tener lugar el fenómeno metasomático de dolomitización de las calizas, por medio del cual una parte del carbonato de calcio es transformado en carbonato de magnesio por el agua de mar, la que pierde su magnesio y en cambio toma mucho calcio. Una parte muy pequeña de magnesia se encuentra en las arcillas, pero esa cantidad es de relativa poca importancia.

*Calcio.* Este elemento se encuentra en las rocas meteóricas en cantidad relativamente pequeña, alrededor del 2.17 por ciento. La razón de esto es que el único mineral que contiene calcio en estas rocas es el feldespato, el cual ocurre en pequeña cantidad, generalmente en la parte no diferenciada, o bien en los intersticios de los otros minerales. Y el feldespato en sí debe ser del grupo de la anortita, que es el cálcico.

Las rocas de primera cristalización, que se han considerado estar representadas por las dunitas, contienen una cantidad aún más baja, de 0.70 por ciento. En las rocas de cristalización principal los minerales de calcio más importantes son los feldespatos de plagioclasa; estos últimos, como se sabe, forman una serie desde la anortita cálcica hasta la albita sódica. En la formación de las plagioclasas el feldespato rico en calcio está en equilibrio con un líquido que tiene una proporción menor de calcio, y a medida que avanza la cristalización los feldespatos son menos cálcicos. También hay calcio en las piroxenas monoclinicas, las cuales se precipitan al mismo tiempo que las plagioclasas de composición media; más adelante se forman las anfíbolas, que tienen menos calcio aún, las cuales acompañan a plagioclasas pobres en calcio; hasta llegar a los granitos, que ya contienen plagio-



clases sin cal o por lo menos con cantidades muy pequeñas; el elemento ferromagnésiano es biotita, mineral que no tiene calcio.

Por tanto, como las rocas efusivas más abundantes son los basaltos, los cuales contienen como un 9 por ciento de CaO, es natural que se encuentren rocas de esta ley con mayor frecuencia. Richardson y Sneeby (20) encuentran un máximo de frecuencia de cal del 8 al 9 por ciento, y un mínimo como en 4.5 por ciento, correspondiente a las rocas intermediarias; otro máximo notablemente mayor que el antes dicho, ocurre para rocas con menos del 1 por ciento de CaO, perteneciente a los granitos, aunque Daly ha dicho que éstos poseen una cantidad promedio del 2 por ciento de CaO, más o menos. El promedio de cal en las rocas ígneas es de 5.08, que corresponde al mínimo de frecuencia entre los dos picos o máximos.

Puede decirse que en las lutitas puras los minerales de calcio son muy escasos. Parte del magnesio y posiblemente también del hierro están en forma de carbonatos. En la Tabla I se encontró que en promedio la cal para lutitas es 3.11 por ciento, y que el promedio de CO<sub>2</sub> es 2.63 por ciento. Esta última cantidad corresponde a 3.55 por ciento de CaO: luego toda la cal está bajo la forma de carbonato, y aún falta una pequeña cantidad para saturar el carbónico. Por todo lo anterior se ve que en las lutitas el calcio no entra en los minerales que las constituyen propiamente.

En las areniscas la cantidad de calcio es en promedio 5.50 por ciento, pero el CO<sub>2</sub> es 5.03 que corresponde a 6.40 de CaO; por tanto la cal está solamente como carbonatos, siendo muy común que en las areniscas el cemento sea calcáreo; las rocas más puras contendrán sólo una cantidad de calcio inferior al 1 por ciento, pero puede haber algunas que lo contengan en mayor proporción.

Las calizas están formadas por carbonato de calcio; cuando son puras deben contener una cantidad de CaO cercana al 56 por ciento. En la Tabla I el promedio sólo indica 42.57 por ciento, lo cual proviene del hecho que muchas calizas analizadas están muy lejos de ser puras. Ya se vió anteriormente que en estas rocas hay una proporción fuerte de magnesio, que en la Tabla I se indica como 7.89 por ciento; dicha cantidad, al reemplazar metasomáticamente la caliza hubiera desplazado el 10.96 por ciento de cal, que sumada a la encontrada directamente daría 53.53 por ciento; el resto queda incluido como impurezas y anhídrido carbónico.

*Sodio.* Al igual que el calcio, el sodio entra en las rocas ígneas en

los feldespatos. Es posible en algunos casos el reemplazamiento isomorfo del calcio por el sodio, entrando dos sodios por cada calcio. En los feldespatos un sodio y un silicio son reemplazados por un calcio y un aluminio; como ambos grupos equivalentes tienen 5 valencias, el balance eléctrico no se altera. Es por eso que minerales de fórmula aparentemente tan distinta sean isomorfos:  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , albita, es isomorfo de  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , anortita.

En las meteoritas el feldespato que predomina es la anortita, el cual, además de contener muy poco sodio, se encuentra en cantidades pequeñas. De aquí que el contenido en sodio de las meteoritas sea como promedio apenas el 0.95 por ciento.

En las dunitas la cantidad de sosa presente es muy pequeña, 0.10 por ciento.

Existe una tendencia del sodio para concentrarse en los minerales del grupo de la cristalización principal. En los basaltos se encuentra en cantidades del orden del 3 por ciento, y en los gabros un poco menos, lo cual parece ser debido a que las rocas efusivas están representadas por un magma de carácter más avanzado que el de las intrusivas correspondientes. Los trabajos de Richardson y Sneeby muestran (20) que lo más frecuente es encontrar rocas con el 3.5 por ciento de  $\text{Na}_2\text{O}$ .

La mayor cantidad del sodio de las rocas está en los feldespatos de plagioclasa, y éstos son tanto más sódicos cuanto más se acercan al extremo albitico. Las piroxenas alcalinas son exclusivamente sódicas; pero en general aquéllas tienen poca sosa si se les considera no alcalinas. Las anfíbolos comúnmente son más sódicos que las piroxenas, ya que pertenecen a un estado más avanzado de cristalización. Por lo visto, tal parece que los granitos serían las rocas más sódicas, pero en realidad contienen una cantidad semejante a la de los basaltos, acaso ligeramente mayor. Ello se debe que a medida que la cristalización progresa los magmas residuales van enriqueciéndose en silicio y en potasio, y aunque los minerales sean muy sódicos la proporción de éstos disminuye gradualmente, ya que la proporción de sodio también disminuye.

Las rocas más ricas en sosa son sienitas alcalinas, en las cuales el contenido puede llegar hasta el 16 por ciento, como en la urtita. Otras rocas ricas en nefelita tienen una ley variable entre el 8 y el 10 por ciento.

La Tabla I deja ver que en promedio las lutitas contienen 1.30 por ciento de sosa, cantidad bastante baja. En los procesos de solución y acarreo la mayor parte del sodio contenido en las rocas ígneas ha

sido lexiviado, y entre los minerales que forman las lutitas no hay ninguno que sea precisamente de sodio. Pero pueden presentarse como remanentes de minerales parcialmente descompuestos, y en combinación con algunos minerales de las arcillas, reemplazando al ión hidrógeno, y casos raros en forma de sales solubles de sodio que impregnan a las rocas.

En las areniscas el contenido promedio de sodio es 0.45 por ciento, y ocurre principalmente en los feldespatos. Las calizas muestran un contenido promedio de sodio de 0.05 por ciento, el cual está incluido en la parte de lutita. Por tanto, mientras más margosas sean las calizas tanto mayor puede ser su contenido en sodio.

*Potasio.* Un mineral primario que es frecuente y que contiene potasio es la ortoclasa. Pero también lo contienen en solución sólida limitada las plagioclasas, en las que existe una relación de potasio a sodio relativamente pequeña. Sin embargo, como las plagioclasas forman en ocasiones la parte principal y preponderante de las rocas ígneas, es por este concepto que el potasio asimismo se encuentra en cantidades apreciables. En las micas el potasio es un elemento esencial, pero se encuentra en cantidad relativamente pequeña. Sólo en rocas como la mineta y la kimberlita la mica es abundante, pero son raras, lo mismo que las que contienen minerales ricos en potasio, como la leucita y la kaliofilita.

En las meteoritas la cantidad de potasio presente es muy baja, cosa de esperarse, ya que el contenido de plagioclasa es pequeño, y además ésta es del tipo cálcico. La Tabla I muestra un contenido promedio del 0.18 por ciento.

En las rocas de primera cristalización, como dunitas y peridotitas, existen cantidades bajas de potasio (1 por ciento, según Daly (8)), excepción hecha de la kimberlita, en la cual el óxido de potasio sobrepasa ligeramente el 1 por ciento.

Las rocas de la cristalización principal, como los basaltos, contienen potasio entre el 1 y 2 por ciento, y para este intervalo señalan Richardson y Sneebly un máximo en la frecuencia. En las rocas intermedias la potasa está presente en un 3 por ciento, y en los granitos la proporción es entre 4 y 5 por ciento. Para este último intervalo los autores citados señalan un segundo pico o máximo un tanto inferior al primero, y es debido a que la potasa entra en la ortoclasa y en las micas. La frecuencia en potasa que está en cantidades mayores del 5 por ciento baja rápidamente, encontrándose en algunos tipos de roca

ricas en leucita, como la fergusonita, con 7.18 por ciento de  $K_2O$ , y la leucitita con 7.58.

La relación ponderal  $Na_2O/K_2O$  se ha calculado con información proporcionada por Daly: gabro, 2.86; basalto, 2.05; diorita, 1.72; roca media, 1.23; granito, 0.93; riolita, 0.76; fergusonita, 0.36, y missourita 0.24.

En las lutitas el potasio se encuentra en las micas, las cuales aparentemente resisten bien el intemperismo, y en las arcillas, tanto del tipo de la illita, como de las ácidas. Algunos silicatos formados por síntesis, como la glauconita, contienen potasio, y a veces es relativamente abundante en las lutitas. En promedio, la proporción de potasio es semejante a la que se encuentra en las rocas ígneas, pero en relación con el sodio, su valor es de 0.40 por ciento.

Las areniscas tienen mucho menos potasio que las lutitas, lo cual es de esperarse, ya que aquél sólo se encuentra en granos de arena formados por restos de ortoclasa y micas, y en arcilla intersticial. Según la Tabla I la relación de sosa a potasa es de 0.34, parecida a la de la lutita.

La proporción de potasio en las calizas es muy reducida, ya que aquél sólo se encuentra en la parte arcillosa. En la Tabla I se ve que su proporción es del 0.33 por ciento, y la relación de sosa a potasa es de 0.15.

*Agua.* El agua en las rocas es uno de los componentes que mayores dificultades presenta para su interpretación. Las rocas ígneas de primera cristalización y las meteoritas contienen huellas, ya que los minerales que las forman son esencialmente anhídros y de alta temperatura.

Es cierto que algunos análisis de rocas ultrabásicas, sobre todo dunitas y peridotitas, muestran agua en cantidades que pueden ser relativamente grandes; pero eso se debe a la facilidad con que el olivino pasa a serpentina al formarse estas rocas en la corteza conocida de la Tierra; en el proceso de serpentización se obtiene agua de hidratación.

En rocas de cristalización principal, como los gabros, puede encontrarse agua de hidratación; pero esencialmente los gabros son anhídros. Es necesario hacer notar que el agua de hidratación no se encuentra bajo la forma de  $H_2O$  sino de radical oxhidrilo (OH), el cual se pierde a temperaturas superiores a  $110^\circ C$ . La mayor parte de los minerales pierden su oxhidrilo a los  $500^\circ C$ , pero hay algunos que sólo a los  $800^\circ C$ . En los análisis se describe esta agua como  $H_2O^+$ , que quiere



decir agua que sólo se desprende a temperaturas superiores a  $110^{\circ}$  C, llamándosele "agua más". Los basaltos contienen agua en cantidades muy limitadas. Las lavas del Parícutin, por ejemplo, no han dado agua en cantidades apreciables.

La parte vítrea de algunas rocas efusivas contiene agua en solución formando un todo homogéneo con el vidrio; es frecuente notar que la cantidad de agua es casi proporcional a la parte vítrea.

A medida que la cristalización avanza, el agua se concentra en el líquido residual, aumentando la tensión del vapor. El agua entra en combinación bajo la forma de oxhidrilos en las anfíbolos, y lo mismo en las micas. Es por esto que algunas rocas de estructura granular contienen cantidades apreciables de agua en esta forma. Los minerales que se han hidroxilado son tanto más estables cuanto mayor es la presión del vapor de agua que hay en el magma.

El agua también se encuentra bajo la forma de inclusiones líquidas en cuarzo y otros minerales; pero como algunos de estos últimos tienen crucero fácil y el agua se encuentra a presión, aquélla escapa por las grietas que se originan en el mineral. En estado capilar puede encontrarse una pequeña cantidad de agua entre los granos minerales; la mayor parte de esta agua se desprende a los  $100^{\circ}$  C, y se la considera como humedad. Como esta última se determina a  $110^{\circ}$  C por pérdida de peso se le denomina  $H_2O-$ , "agua menos", mas nunca se le llama agua negativa.

En algunas rocas se encuentra agua de cristalización; en estos casos el agua está unida a uno o varios iones, y tiene una tensión de vapor apreciable aun a la temperatura ordinaria. Tal cosa sucede con la mirabalita, que al aire seco pierde agua y se transforma en thenardita. El yeso es estable a la temperatura ordinaria, pero a más de  $50^{\circ}$  C pierde agua muy lentamente, pasando a hemihidrato; a temperaturas superiores a  $200^{\circ}$  C pierde toda su agua y pasa a anhidrita. En el caso de las rocas ígneas el agua de cristalización es muy poco frecuente. Muchos autores aseguran que no hay ningún mineral primario con agua de cristalización; sin embargo, en algunas rocas de nefelita puede encontrarse analcita, mineral que posee agua de cristalización. En general, las zeolitas, a las cuales pertenece la analcita, tienen agua de cristalización, y por lo tanto, desprenden agua a temperaturas variables, siendo poco precisa la distinción entre agua más y agua menos.

En virtud de la anterior incertidumbre, y dado lo difícil que resulta



la interpretación del agua, el autor propone que no se tome en cuenta esa distinción.

El contenido promedio de agua en las rocas ígneas, según la Tabla I, es 1.15 por ciento, el cual resulta un poco alto; en las rocas frescas (no alteradas) granudas, generalmente es un 0.50 por ciento, excepción hecha cuando son ricas en micas y anfíbolos; las efusivas del tipo basáltico son prácticamente anhidras, y el agua va aumentando a medida que el vidrio se hace más ácido, llegándose a un máximo en los vidrios riolíticos, entre los cuales algunas retinitas contienen algo más del 10 por ciento; pero este caso es raro. El agua sólo se encuentra en la parte vítrea, y generalmente poco es lo que pasa del 1 por ciento, cuando más alcanzando el 2 por ciento.

De acuerdo con la Tabla I, en las rocas lutíticas el contenido promedio de agua es de 5.00 por ciento; en estas rocas hay muchos minerales hidroxilados. La cantidad de oxhidrilo presente en las micas, las cloritas y las serpentinas es relativamente moderada, pero se incrementa notablemente en las arcillas, en las cuales el contenido puede ser hasta del 14 por ciento. En estas últimas puede haber minerales como la montmorillonita, la cual es posible que contenga agua en la misma forma que si fuera de cristalización, es decir, entra agua en la celdilla unitaria, pero con una tensión de vapor variable, estando en equilibrio con la del medio ambiente. Por esto es que en este tipo de arcillas el tamaño de la celdilla unitaria es variable. En estos casos el agua más y menos no tiene una significación definida; es muy conveniente, cosa que no se hace, regularmente, expresar bajo qué condiciones de humedad se tomó la muestra.

Por lo anterior se ve que las lutitas generalmente tienen una cantidad de agua mayor que la que se encuentra en las rocas ígneas. También ya puede explicarse por qué las rocas ígneas alteradas contienen una proporción relativamente alta de agua, pues al intemperizarse se forman minerales hidroxilados y aun arcillas con las propiedades de la montmorillonita.

En las areniscas la cantidad de agua, según la Tabla I, es del 1.63 por ciento en promedio. La cantidad de agua es muy pequeña en las rocas más puras, ya que los granos de arena son esencialmente anhidros. No obstante lo anterior, entre los granos de arena el agua puede encontrarse bajo la forma de humedad; puede estar también presente en el cemento de los granos, principalmente cuando en éste hay ópalo

u óxidos de fierro. En general, mientras mayor es el contenido de arcilla en las arenas, mayor será el contenido de agua.

Las calizas poseen agua solamente en las partes arcillosas, ya que los carbonatos son minerales anhidros. Algo de agua puede estar presente en los poros capilares y subcapilares de las calizas, pero por este concepto, y sobre todo en calizas pulverizadas, como se preparan para su análisis, la cantidad es despreciable.

Los elementos y óxidos hasta ahora tratados son los que forman la mayoría en las rocas ígneas; los demás elementos se encuentran en cantidades insignificantes, y se hablará de ellos solamente porque en otros tipos de rocas son constituyentes principales.

*Manganeso.* Este elemento se determina con mucha frecuencia en las rocas, y es fácil identificarlo colorimétricamente. Ocurre en las meteoritas pétreas en promedio del 0.26 por ciento. En las peridotitas, dunitas, etc., está presente en un 0.30 por ciento, y las rocas ígneas lo contienen en aproximadamente 0.124 por ciento. Se ve que la cantidad siempre es pequeña.

Hay estrecha relación entre el fierro y el manganeso; ambos tienden a concentrarse en los magmas residuales sin entrar en la formación de la magnetita. La mayor parte del manganeso se encuentra reemplazando al fierro ferroso en los silicatos, y como el manganeso no entra en la formación de la magnetita, se concentra en los líquidos residuales en mayor proporción que el fierro. Es por esto que el manganeso se encuentra entre los minerales de origen hidrotermal. El autor no tiene noticia que en las rocas ígneas haya minerales que puedan llamarse de manganeso, ni siquiera entre alguna de las sales dobles.

En las lutitas, se presenta el manganeso en la misma proporción que en las rocas ígneas, pero en las primeras, sin embargo, no tiene relación con el fierro: ocurre bajo la forma de óxidos superiores, tales como la manganita, la pirolusita y la hausmanita, a veces tan sólo como pigmento, proporcionando a las rocas un color oscuro, muy semejante al que se les daría con materia carbonosa, pudiéndose encontrar o bien diseminado en toda la masa de la lutita, o bien distribuido solamente en el exterior, incluyéndose entre las capas externas de la roca y dando lugar, sobre todo en las juntas, a unas arborescencias que semejan líquenes, a los cuales se les designa con el nombre de dendritas. También se presenta el manganeso en forma de nódulos y concreciones, pudiéndose concentrar en cantidades hasta del 1 por ciento, o algo más. Muy raras veces el manganeso constituye una mena en estas condiciones.

La cantidad de manganeso en las areniscas es muy pequeña, ya que los minerales que las constituyen no contienen a aquel elemento, y la poca cantidad que se encuentra es debida a granos arenosos hechos de roca ígnea y a la arcilla intersticial. No obstante lo anterior, se ha encontrado pocas veces que el manganeso, principalmente bajo la forma de manganita, entra como cemento, pudiendo ser en este caso la cantidad bastante grande, pero muy raras veces en proporción suficiente para formar una mena.

Las calizas tampoco contienen manganeso. Pero en los travertinos y en las estalactitas algunas veces se encuentra algo de carbonato, rodocrosita, el cual proviene de las aguas circulantes. En algunos lugares los óxidos del manganeso han reemplazado metasomáticamente a la calcita, constituyendo de esta manera yacimientos explotables de este metal.

*Fósforo.* Este elemento se presenta en los análisis bajo la forma de pentóxido de fósforo ( $P_2O_5$ ). El alto contenido de fósforo en las meteoritas proviene probablemente de la schreibersita, mineral meteórico esencialmente compuesto de fosfuro de hierro, con algo de níquel y de cobalto.

En las rocas ígneas el fosfato más abundante es la apatita (fosfato de calcio). En proporciones escasas ocurren fosfatos de itrio y de cerio con tierras raras, es decir xenotima y monazita.

Las dunitas y las peridotitas contienen poco fósforo, menos del 0.1 por ciento. Pero durante el principio de la cristalización principal, que es en la fase en que se producen los gabros, la apatita comienza a cristalizar, poco antes o al mismo tiempo que la anortita. También en este punto cristaliza la magnetita; es por esto que es común que en algunos yacimientos de magnetita de segregación magmática se encuentren cristales de apatita. No es raro observar que los cristales de plagioclasa se hayan formado alrededor de un cristal de apatita.

Parece ser que las rocas más ricas en fósforo son aquellas que se presentan poco después de los primeros minerales de la cristalización principal; los basaltos, por ejemplo, tienen en promedio poco menos que el 0.50 por ciento. Las andesitas y las dioritas dan un promedio semejante al de todas las rocas, y en los granitos y en las riolitas su cantidad es decididamente baja.

El contenido de fósforo en las lutitas es algo más bajo que en las rocas ígneas. En las areniscas su ley es aún menor, porque los minerales que las integran, salvo que se trate del caso raro de arenas con monazita, no contienen fósforo. Este elemento por lo tanto queda incluido principalmente en las impurezas arcillosas.

El promedio de fósforo en las calizas es aún menor, ya que éstas se forman química o bioquímicamente en medios ambientes que tienen aquel elemento en poca cantidad. Pero en los organismos el fósforo es indispensable para su funcionamiento normal, encontrándose concentrado, por ejemplo, en los huesos de los vertebrados. Cuando el fósforo emigra pueden llegar a formarse las fosforitas, las que no es difícil distinguir como concreciones dentro de las calizas. Estas fosforitas son las de donde menos se extrae el fosfato, que tanta importancia tiene como fertilizante. Por lo tanto, si es cierto que en las calizas por regla general hay poco fósforo, es dentro de ese tipo de rocas donde debe enfocarse su búsqueda en cantidades lo suficientemente grandes para ser explotables. El fósforo siempre se concentra por procedimientos bioquímicos.

*Anhídrido carbónico.* En las rocas ígneas sólo se conoce un mineral que contiene anhídrido carbónico como parte integrante de su estructura cristalina; dicho mineral es la cancrinita, que pertenece a un grupo de rocas muy cálcicas, entre las cuales se encuentra la melilita. Parece ser que dichas rocas no son producto de la diferenciación magmática, sino que se han formado por anatexis; (este proceso es el resultado de la incorporación de una roca caliza a un magma ígneo). La calcita primaria se ha encontrado en forma cristalina en algunas de estas rocas. Además de este carbonato, están presentes otros que parecen ser de origen secundario, incluyendo calcita, magnesita, siderita y dolomita. Estos últimos se pueden presentar bajo dos formas: como impregnaciones, rellenando grietas y vetillas dentro de la roca, o bien ocupando los espacios porosos de las rocas efusivas. El autor conoce casos de reemplazamiento llevado al cabo por los minerales secundarios; uno de esos ejemplos consiste en un basalto alterado en el cual la parte central de una plagioclasa zonada se encuentra totalmente ocupada por calcita, en tanto que la parte exterior (la que generalmente es más ácida y menos atacable que la interior) se encuentra perfectamente fresca.

No se ha encontrado hasta ahora que el carbónico forme parte de las meteoritas. Pero en algunos casos, parte del carbónico presente es debido a productos secundarios, siempre de origen telúrico, y no meteórico original. Chamberlin (7), al estudiar los gases contenidos en las rocas, encontró que en 12 meteoritas pétreas el promedio del volumen de los gases que se desprenden es 4.80 veces el volumen primitivo del material, y que de aquéllos la mayor parte es carbónico. Esta cantidad es ponderalmente insignificante y tal como lo discute Chamberlin en su



trabajo se pudo haber formado por reacción entre las partes carbonosa y de hierro de las meteoritas. Se puede concluir por lo tanto que en las meteoritas el  $\text{CO}_2$  no existe.

En las rocas ígneas tampoco se encuentran carbonatos primarios y carbónico. En minerales como el cuarzo se encuentran algunas veces huecos con un líquido; al efectuar un calentamiento con una temperatura superior a  $31^\circ \text{C}$  (temperatura crítica del  $\text{CO}_2$ ), este último desaparece, y vuelve a aparecer cuando la temperatura desciende bajo ese límite. La pequeña cantidad de  $\text{CO}_2$  que se muestra en la Tabla I, es en su mayor parte debida a la presencia de carbonatos secundarios.

En las lutitas sí se encuentran los carbonatos con bastante frecuencia, debido a que pueden presentarse bajo tres formas diferentes: como restos de fósiles de testa carbonatada, principalmente foraminíferos; como carbonato de calcio precipitado contemporáneamente con arcillas (en este caso la calcita se encuentra entre las laminillas de arcilla); y por último como producto secundario de impregnación, generalmente bajo la forma de vetillas que atraviesan la laminación o bien en estructura concordante y paralela a aquélla. El contenido de carbónico en las lutitas puede variar desde cero hasta una cantidad en la cual se considere una transición entre lutita y caliza. La Tabla I señala como promedio 2.63 por ciento, que corresponde al 6 por ciento de carbonato de calcio.

Por lo general, en las areniscas el carbónico está presente como producto secundario, en forma de cemento con carbonato de calcio uniendo los granos de arena entre sí. La cantidad es muy variable: nula en las ortocuarcitas; y hasta el 25 por ciento (en raros casos el 50 por ciento) al llenar completamente los espacios porosos de las arenas. En el último caso se pasa ya de areniscas con cemento calcáreo a calizas arenosas. En la Tabla I el promedio del contenido de  $\text{CO}_2$  en las areniscas es de 5.03 por ciento que corresponde a 11.43 de  $\text{CaCO}_3$ .

Las calizas, que son rocas formadas por carbonatos, contienen una cantidad considerable de  $\text{CO}_2$ . La calcita pura contiene 44.0 por ciento, y la magnesita tiene un máximo de 52.21 por ciento. Se puede llegar hasta una cantidad que corresponda al contenido de carbonato en la muestra, y que pueda considerarse como caliza. De manera que si se supone que hay un límite en el 50 por ciento de carbonato de calcio, el mínimo de  $\text{CO}_2$  será el 22 por ciento. En la Tabla I aparece como promedio el 41.54 por ciento de  $\text{CO}_2$  que corresponde a 94.41 por ciento de  $\text{CaCO}_3$ , y a 87 por ciento si se trata de dolomita.



*Azufre.* Este elemento ocurre en las rocas bajo dos formas: como sulfuros y como sulfatos, los cuales se pueden distinguir con facilidad mineralógicamente. En el análisis su distinción es complicada, porque es frecuente que al estar tratando un sulfuro éste se transforme en sulfato durante la marcha analítica.

Según Merrill (15), la cantidad de azufre como promedio en las meteoritas es de 1.89 por ciento. En esas rocas se ha formado en condiciones fuertemente reductoras. Algunos sulfuros como la troilita ( $\text{FeS}$ ) son comunes o abundantes, y también se presenta con frecuencia la tioespiñela de hierro y cromo  $\text{FeCr}_2\text{S}_4$ , llamada daubréelita, en dichas meteoritas.

En las rocas ígneas de primera cristalización el azufre se presenta como pirrotita, la cual es un sulfuro de hierro con ligero exceso de azufre del que le corresponde en la fórmula  $\text{FeS}$ ; invariablemente, este sulfuro contiene cantidades pequeñas de níquel y cobalto; cuando la cantidad de estos acompañantes es importante el mineral se denomina pentlandita, la cual es mena de níquel. Durante el proceso inicial de enfriamiento del magma los sulfuros se separan, formando una emulsión con silicatos pesados en el estado líquido, pero por su mayor densidad los sulfuros se precipitan, depositándose en el fondo. Por eso se encuentran de preferencia en las rocas de mayor densidad pertenecientes a las de primera cristalización.

Con el avance de la cristalización la cantidad de sulfuros disminuye, y ya en los granitos casi no se encuentran. Sin embargo, el que esto escribe ha tenido la oportunidad de ver granitos con calcopirita aparentemente primaria.

Los sulfuros se expresan en el análisis como S o bien  $\text{SO}_3$ . Del total de los óxidos determinados, es necesario descontar una cantidad de oxígeno equivalente al azufre; como el peso atómico del azufre es 32 y el del oxígeno 16, el equivalente en oxígeno será igual a la mitad del valor de azufre. En la formación de los sulfuros, el hierro ferroso es el que resulta afectado.

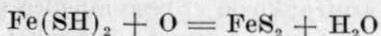
Un producto generalmente secundario, de baja temperatura y que también contiene azufre, es la pirita, la cual puede presentarse en cualquier clase de rocas, y no guarda ninguna relación con la composición de aquéllas. La pirita,  $\text{FeS}_2$ , no es atacada ni por el ácido sulfúrico diluido ni por el ácido fluorhídrico, y el hierro correspondiente a este mineral que se encuentra en el análisis es el férrico. Para calcular el oxígeno que debe restarse a la suma de óxidos se toman  $\frac{3}{8}$  de la cifra que

representa el por ciento de azufre, ya que en el óxido férrico para cada hierro hay 1.5 oxígenos, que en peso atómico da 24; el peso atómico de dos azufres es 64; la relación de ambos es  $\frac{3}{8}$ .

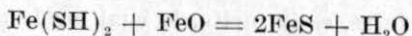
La haüynita es el único mineral primario de las rocas ígneas que contiene el radical sulfúrico  $\text{SO}_4^{-2}$ . Se encuentra solamente en algunas de las sienitas alcalinas, y adicionalmente a la molécula de nefelina  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  contiene  $\text{CaSO}_4$ . Pero es en general muy raro, y puede decirse que tanto las rocas ígneas como las meteoritas no contienen sulfatos. Es casi seguro que cuando el analista informa sulfatos, éstos se refieren a una cantidad de azufre. Como el peso atómico de  $\text{SO}_3$  es 80 y el del azufre 32, la cantidad de este último en las rocas será las dos quintas partes del sulfúrico informado.

Las lutitas muy rara vez contienen sulfuros autógenos o primarios, debido a que esos compuestos son muy oxidables, no pudiendo conservarse en las condiciones en las que se forman esas rocas. Pero los sulfuros secundarios o alotígenos sí son muy comunes, los cuales se originan bajo la influencia reductora de la materia orgánica que reduce los sulfatos a sulfuros, pudiendo dar lugar a la formación de  $\text{H}_2\text{S}$  libre, que al emigrar puede dar lugar a su vez a sulfuros en rocas distintas.

Entre los sulfuros más comunes se encuentra la pirita ( $\text{FeS}_2$ ) que puede presentarse en forma de cristales holohédricos y bien formados, ya sea en concreciones o bien como vaciado, reemplazando y rellenando fósiles. La hidrotroilita  $\text{Fe}(\text{SH}_2)$ , es un sulfuro muy común en los sedimentos recientes, a los cuales imparte color azul y un olor fétido, propiedades que se pierden cuando permanecen en contacto con el aire. Parece ser que la hidrotroilita es amorfa; por oxidación parcial, a temperaturas ordinarias, se produce la pirita, y a temperaturas más elevadas, la marcasita:



En condiciones reductoras la hidrotroilita produce un sulfuro negro, el cual comunica ese mismo color a las rocas; es parecido a la troilita  $\text{FeS}$ :



La marcasita y la pirita no son fácilmente atacables por el ácido clorhídrico; por tanto, el hierro que se toma en el análisis para su formación proviene del férrico. En cambio, el sulfuro negro es fácilmente atacable; produce hidrógeno sulfurado, y para su formación se toma el hierro ferroso.

En las fosas marinas donde existen condiciones fuertemente reductoras, y poca o ninguna circulación de aguas que pudieran llevar oxígeno disuelto, se encuentran sulfuros de cobre y fierro, como la calcopirita y la bornita, así como sulfuros de plomo y zinc. Así se han llegado a formar pizarras de cobre, que con frecuencia han constituido menas importantes.

Los sulfatos primarios se presentan en muy pequeñas cantidades, en forma de barita y celestita, y se han precipitado al mismo tiempo que la arcilla, ya que son poco solubles, sobre todo la barita. La cantidad de  $\text{SO}_3$  que por este concepto entra en las rocas es muy pequeña, y pocas veces aparece en los análisis porque su determinación se hace por procedimientos especiales. Hay rocas monominerálicas, como el yeso y la anhidrita (ambos sulfatos de calcio), que contienen como impurezas a las arcillas y arenas; sin embargo, el encontrar lutitas que contengan como impurezas a cristales de yeso no es frecuente. La mayor parte del radical sulfúrico que se encuentra en las rocas de este tipo está bajo la forma de sulfatos básicos y de ácido sulfúrico, los cuales se derivan de la oxidación de los sulfuros, principalmente de la pirita. En la parte superficial de estas rocas, hasta donde alcanza el intemperismo, el agua circulante da reacción ácida. Si estos sulfatos no son lexiviados por el agua que percola es porque son muy poco permeables, siendo la velocidad de formación de los sulfatos mayor que la velocidad con que éstos pueden ser lexiviados.

En los análisis hechos por fusión el azufre que está como sulfuros se obtiene bajo la forma de sulfatos, y como tal se informa. Por la Tabla I se ve que el contenido medio en sulfatos de las lutitas es de 0.64 por ciento.

Las areniscas contienen sulfatos y sulfuros en muy baja proporción, ya que debido a la gran porosidad que esas rocas suelen tener los sulfuros se oxidan con facilidad, y son lexiviados a medidas que se producen.

En algunas areniscas se han encontrado cristales de yeso en forma idiomórfica, principalmente cuando las capas de arena están incluidas entre rocas mucho menos permeables, permitiéndose la circulación del agua en la parte central arenosa. El autor opina que esos cristales se han formado debido a la diferencia de difusión entre los iones grandes y los pequeños: a través de las capas arcillosas los iones de los metales alcalinos y los de cloro y carbónico circulan más fácilmente que los de calcio y sulfúrico, de lo cual resulta que al circular más fácilmente todos

los iones en las capas más permeables hay concentración local de sulfato de calcio, el cual es relativamente poco soluble comparado con las otras sales del agua, precipitándose bajo la forma de yeso, en cristales cuyo tamaño es frecuentemente mayor que el de los granos de arena de que está formada la roca. La Tabla I señala que la cantidad de sulfúrico, que seguramente representa azufre total, es de 0.07 por ciento.

En las calizas es muy común encontrar pirritas como producto secundario, las cuales por oxidación se transforman en yeso que se disuelve en el agua a medida que se forma. Es por esto que la cantidad de sulfatos contenida en la caliza es muy baja, 0.05 por ciento en promedio; pero en cambio, las aguas que provienen de regiones de caliza con frecuencia son selenitosas, en las cuales abundan los iones de calcio y sulfúrico.

Habiendo cubierto de un modo general cómo se encuentran los diversos componentes de las rocas, su frecuencia, y cantidades máxima y media, se interpretará propiamente los análisis. Estos últimos pueden ser estudiados aislados o bien en conjunto, con objeto de hacer ver las diferencias y semejanzas entre las rocas estudiadas. Cuando se trata de estudiar muchas rocas entre sí se hace necesario aplicar algún método gráfico que muestre clara y rápidamente las relaciones mutuas entre las rocas. Pero el sistema de tablas es más preciso y permanente, por lo cual no debe omitirse, ya que los resultados pueden escribirse con toda la aproximación que es posible obtener dentro de las técnicas y facilidades del experimento. Sucede con alguna frecuencia en el método gráfico que para representar los resultados con la aproximación obtenida, se hace indispensable elegir una escala que conduce a dibujar diagramas muy grandes. En la práctica se trata con criterio el problema, escogiendo una escala apropiada para obtener las relaciones generales indicadas en las tablas, y si alguna parte debe tratarse con mayor detalle se escoge otra escala mayor, dibujando solamente la parte o partes más interesantes del diagrama.

### III. INTERPRETACIÓN DE LOS ANÁLISIS

#### *Rocas Igneas*

#### Generalidades

La interpretación de los análisis tiene por objeto conocer cuáles son los minerales que forman las rocas y de qué manera han llegado al estado en que se encuentran.



Los minerales, sus diversas variedades y especies, que aparecen en las rocas, presentarán características que dependen de los elementos que se encuentran en el magma. Esto es evidente, porque los minerales están constituidos por un número pequeño de elementos, los cuales entran en proporciones más o menos definidas, tal y como puede verse por los análisis que de ellos se tienen. Sin embargo, cuando los elementos constituyentes se agrupan de acuerdo con sus tamaños atómicos y sus valencias, puede decirse que la composición de los minerales es perfectamente definida.

De la proporción en que se encuentran los elementos en el magma original depende que se tengan minerales distintos, sin importar que los mismos elementos entren en la composición de los minerales; en general, al separarse un mineral éste podrá contener ciertos elementos, y otros quedarán en el magma residual. Cuando la proporción de estos últimos haya aumentado hasta un límite determinado, podrán formarse y de hecho aparecen nuevos minerales.

Para entender la génesis de los minerales es importante discutir el medio ambiente físicoquímico en que se forman. En el medio físico los factores de mayor importancia son la presión y la temperatura, los cuales son susceptibles de variar bastante.

La omnipresencia de todos los elementos conocidos y estables en una roca cualquiera es un principio establecido de la geoquímica. La regla de las fases simplificada dice que un sistema dado, los grados de libertad que posee (esto es, presión, temperatura y concentración molecular, por ejemplo) es igual al número de componentes que integran el sistema, menos el número de fases presentes, más dos. Ahora bien, en tratándose de un conjunto de minerales cristalizados de un magma, permanecerá en condiciones estables variando la presión y la temperatura dentro de ciertos límites. Por lo tanto, se tiene un sistema en equilibrio en el cual dos grados de libertad (la presión y la temperatura) operan dentro de ciertos valores. Habiendo fijado en 2 el número de grados de libertad del sistema, la regla de las fases queda muy simplificada: *el número de las fases es igual al número de los componentes*, que es la regla mineralógica de las fases de Goldschmidt (14, páginas 103-4). En tratándose de una roca: el número máximo de fases (minerales) que puede coexistir en un momento dado es igual al número de componentes (elementos).

Por lo anterior resulta que el número de minerales que se pueden



encontrar en una roca es del orden de 80. En la práctica, sin embargo, este número se encuentra muy reducido por las siguientes razones:

a) Si es cierto que todos los elementos entran en cualquier clase de roca, su proporción no es la misma, y la mayor parte de ellos está presente en cantidades insignificantes de tal manera que los minerales que pudieran formar se encuentran tan diluidos en la masa de la roca que pasan inadvertidos. Al reducir una roca holocristalina a terrenos de arena fina y separar los minerales pesados de los ligeros, es sorprendente observar la gran variedad de minerales que se encuentran. Por otro lado, cuando se hacen láminas existen pocas probabilidades de que se puedan apreciar todos los minerales de la roca; baste considerar que un mineral que forma el 0.01 por ciento del volumen de la muestra analizada, tiene raras posibilidades de aparecer en la insignificante masa de la roca que representa la lámina. Hay elementos que ocurren en tan pequeñas cantidades que los minerales de ellos no aparecen porque seguramente están en la forma de cristales submicroscópicos.

b) El número de minerales en las rocas es generalmente menor que el de sus componentes, porque muchos de los elementos entran en sustitución de otros que tienen un radio iónico y valencia parecidos. Tómese, por ejemplo, al manganeso: está presente en las rocas ígneas en forma de  $MnO$  en un 0.1 por ciento, y hasta la fecha el autor no conoce un mineral primario de manganeso en las rocas ígneas. Esto se debe a que el manganeso se hace acompañar del hierro ferroso, quedando en promedio en la relación 1 a 50. En el mismo caso se encuentra el hafnio, que invariablemente se presenta acompañado y reemplazando al zirconio en la proporción aproximada de 1 a 100. Cosa igual sucede con los elementos llamados tierras raras o lantanidos, los cuales siempre se presentan juntos en minerales como monazita y allanita. Los 13 elementos estables que forman el grupo de los lantanidos son sumamente parecidos desde el punto de vista químico, y por tanto pueden reducirse a uno.

Los trece óxidos que aparecen en la Tabla I, pueden considerarse como los componentes del sistema que daría origen a los minerales que se encuentran en la roca. Por lo tanto, el número máximo de minerales que puede estar presente en una roca es de trece. En la práctica, sin embargo, hay que descontar dos, el azufre y sobre todo el carbónico, que muy raras veces se encuentran en las rocas ígneas. Por razones que se discutirán adelante en lo relativo a normas, el agua tampoco se tiene en cuenta. Luego el número máximo de minerales que se tiene que con-

siderar en la generalidad de los casos, se reduce a nueve o diez. Si tampoco se toman en cuenta algunos de los elementos accidentales (véase adelante el capítulo referente a norma), el número de minerales con los que realmente se tiene que tratar es aún menor. Como puede verse, para la clasificación de las rocas sólo se atiende a un número muy limitado de componentes minerales.

Con objeto de comparar elementos o compuestos químicos entre sí, es deseable reducirlos a equivalentes o a moléculas, para que se tenga una especie común, y poder llevar al cabo sumas y restas, y hacer las combinaciones en proporciones estequiométricas. Es conveniente, por lo tanto, en vez de expresar los análisis en la forma ordinaria, o sea en por ciento del total, hacerlo en relaciones formales.

*El peso formal* es la suma de los pesos atómicos en la cantidad que indica la fórmula. Para obtener las *relaciones formales* se divide la cantidad de sustancia determinada entre su peso formal. Ejemplo: la Tabla I muestra que la cantidad de sílice en rocas ígneas es 59.14 por ciento; el peso formal de  $\text{SiO}_2$  es 60.06, y por tanto la relación formal es  $59.14/60.06$  que da 0.9847. A este último resultado el autor le llama *fórmula*.

La *fórmula* es, generalmente, un número menor que la unidad, y para no disminuir la aproximación que ordinariamente se obtiene de los análisis químicos es conveniente llevar los cálculos hasta la cuarta cifra decimal. Para obtener números enteros, se multiplican las relaciones por 10,000. Lo que el autor ha llamado fórmulas, algunos petrólogos llaman *moles*.

Las sustancias que no se disocian son las que pueden estar en un verdadero estado molecular; los átomos se encuentran unidos covalentemente, y son posibles la disolución y la volatilización. Por ejemplo, el agua  $\text{H}_2\text{O}$  tiene un peso molecular de 18.018. El agua líquida a la temperatura media sólo está disociada en una cantidad equivalente por litro de  $0.5 \times 10^{-7}$ , cantidad que es insignificante. Lo mismo se puede decir del acetileno,  $\text{C}_2\text{H}_2$ , cuyo peso molecular es 26.036, o del benceno  $\text{C}_6\text{H}_6$  que es 78.108 (este último es exactamente tres veces mayor que el del acetileno). En cambio el compuesto CH no existe. Por tanto para que una sustancia exista al estado molecular, o por lo menos para que se pueda demostrar la existencia de dicha molécula, es necesario disolverla o llevarla al estado de vapor, y para esto es condición indispensable que la sustancia no se disocie.

El cloruro de sodio  $\text{NaCl}$  disuelto en el agua da iones de  $\text{Na}^+$  y de

Cl-, los cuales se obtienen al hacer las medidas crioscópica y tonométrica. Dicha sustancia es volátil a alta temperatura, y si se determina la densidad de vapor se encuentra no el peso de la molécula NaCl o de un múltiplo, porque se ha disociado en átomos de Na, moléculas de Cl<sub>2</sub>, y iones cloro. En la química de los silicatos y de los óxidos es posible encontrar algunas moléculas cuyos pesos puedan determinarse por métodos crioscópicos al estar contenidas en disolventes apropiados como son los vidrios fundidos; pero a estas temperaturas la medida del descenso del punto de fusión del solvente, que siempre es pequeña, no puede determinarse con precisión y casi ni aproximadamente. Es por esto que no es posible hablar de pesos moleculares en los compuestos de las rocas.

La unidad o partícula más pequeña de que están formados los cuerpos sólidos cristalizados, es la celdilla unitaria, la cual raras veces está formada por lo que indica la fórmula más sencilla atribuible al cuerpo de que se trata; generalmente es un múltiplo de ella. Por ejemplo: la fórmula del cloruro de sodio es NaCl, pero su celdilla unitaria que se designa por la letra Z, está hecha de cuatro fórmulas, o sea Na<sub>4</sub>Cl<sub>4</sub>, o bien (NaCl)<sub>4</sub>.

En muchos casos es conveniente no tomar la fórmula más sencilla, sino escoger un múltiplo de ella. Ejemplo: En el sistema Na<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub> — Na<sub>2</sub>SO<sub>2</sub> — Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> — H<sub>2</sub>O la fórmula del NaCl se ha duplicado para hacerla homogénea con la del sulfato y carbonato de sodio.

Así el autor ha llevado al cabo sus discusiones en las clases de Petrología y de Geoquímica, hablando de pesos formales (a lo que los americanos llaman fórmula weight). En las tablas que contienen los análisis de las rocas que se discuten en el presente trabajo, se podrán encontrar las cantidades formales en la tercera columna. La primera columna tiene las fórmulas de los componentes, tal y como se acostumbra al informar el resultado de los análisis, y en la segunda están los pesos encontrados en por cientos.

#### A. EL MÉTODO DE REPRESENTACIÓN DE BRÖGGER (4)

Este método permite conocer el quimismo de una roca con una simple inspección. Tiene la desventaja de que para cada roca se necesita un diagrama individual, siendo poco apropiado para comparar a muchas de ellas; sin embargo, en tratándose de unas cuantas, los diagramas se colocan unos al lado de otros, resultando de esta manera muy fácil la comparación. Estos diagramas han sido ideados para representar una serie de diferenciación magmática.

Es la costumbre representar solamente los óxidos más importantes, que son:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . El  $\text{TiO}_2$ , aunque es también importante, entra en la proporción solamente de 1 por ciento, por tanto en la escala a la que se acostumbra hacer el diagrama casi está en el límite en que se puede representar. Brögger sugiere que si el titanio y el fósforo están en cantidades suficientes se consideren juntos con la sílice. Esto se hace porque el titanio es un elemento tetravalente y del mismo grupo que el silicio en la clasificación periódica, pero en las rocas estos dos elementos tienen muy poca analogía; el titanio más bien entra como el hierro férrico; si hay que considerarlo el autor propone la modificación de que se agregue al  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . El fósforo se presenta en cantidades como promedio de menos del medio por ciento en las rocas ígneas, y tampoco se puede unir con ningún otro de los óxidos mayores, por no ser semejante. El agua es muy importante en algunos minerales, pero como se encuentra de varias maneras en las rocas, no es fácil, a partir de datos exclusivos del análisis, saber cómo entró, solamente en casos especiales; por otra parte, como tiene un peso formal muy bajo, que es 18, aun pequeñas cantidades ponderales dan un número formal alto, todo lo cual hace difícil su interpretación teniendo por tanto que permanecer excluida, o fuera de consideración.

Para construir el diagrama lo primero que se hace es calcular las relaciones formales de los óxidos encontrados. Como esos números son menores que la unidad, generalmente, es conveniente multiplicarlos por 100 para la representación en el diagrama. Se escoge una escala conveniente, por ejemplo un milímetro igual a un centésimo de fórmula (es fácil conseguir papel de perfil dividido en milímetros). Si se quiere una escala mayor, se puede elegir papel perfil dividido en décimos de pulgada, tomando esos intervalos como la unidad. Esta escala es aproximadamente 2 y 1/2 veces mayor que la anterior, y el papel necesario es fácil de conseguir.

Se tomará un ejemplo para ilustrar el método. (Véase figura Núm. 1.) Considérese al análisis Núm. 1 de la obra de Daly (8, pp. 9-30) en el cual la sílice está representada por el número formal 122; se lleva sobre el papel una distancia horizontal de 122 milímetros. Este segmento de recta se divide en dos partes iguales de 61 milímetros cada uno; en el punto medio se levanta una perpendicular: hacia arriba se lleva el número correspondiente al  $\text{CaO}$ , un milímetro (exactamente 0.82), y hacia abajo el de la  $\text{Al}_2\text{O}_3$  que es 12. En seguida se traza una línea a 45° que pase por el centro anterior y que esté en los cuadrantes nordeste-sudoeste, llevando hacia arriba el número de la  $\text{MgO}$  0.5 (exactamente 0.64) y



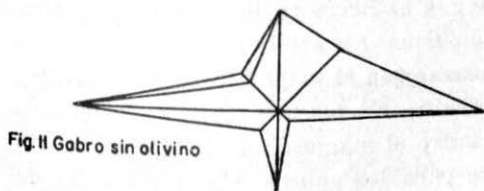
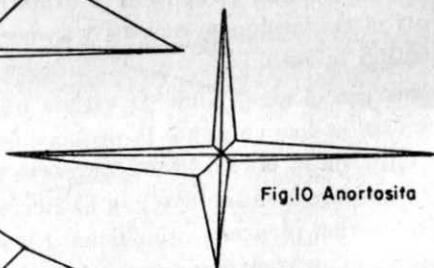
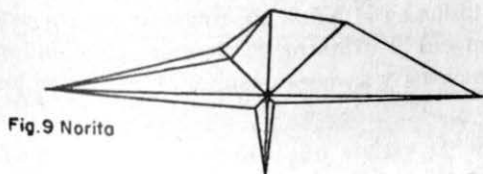
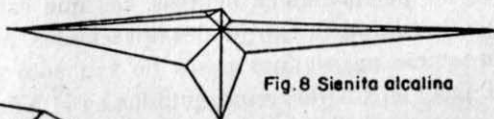
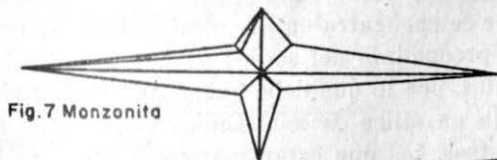
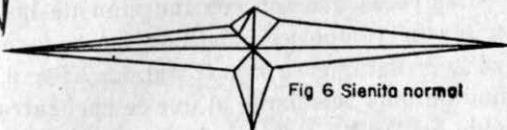
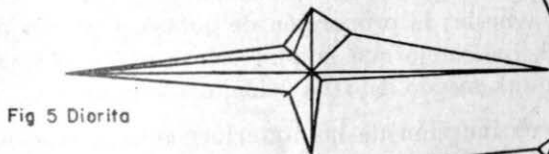
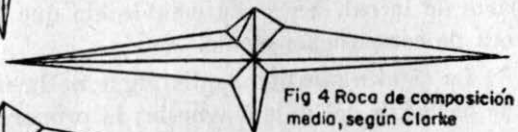
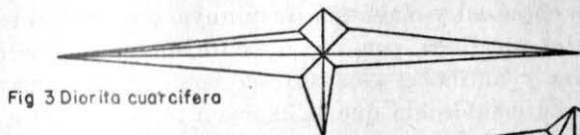
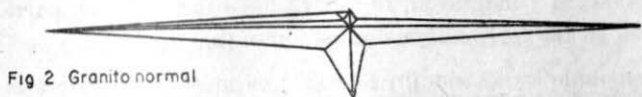
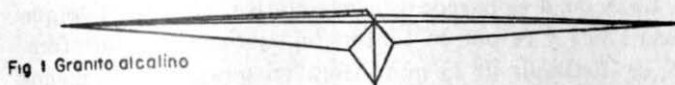
hacia abajo el de  $\text{Na}_2\text{O}$  que es 7.3. Por el mismo centro se traza otra línea a  $45^\circ$  que esté en los cuadrantes noroeste-sudeste, sobre la cual y hacia arriba se lleva el número que corresponde al hierro ferroso (en caso de que se tenga  $\text{MnO}$  se suma al  $\text{FeO}$ ) que en el presente caso es 1.8; hacia arriba también, y sobre la misma línea se lleva el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  que es 1.6. Por último, hacia abajo de dicha línea se pasa el valor correspondiente al  $\text{K}_2\text{O}$  que es 4.5. Todos los extremos de estos segmentos se unen entre sí, con lo cual resulta una estrella de cuatro puntas y por ende puede apreciarse el quimismo de la roca.

Se habrá observado con lo dicho anteriormente que en las rocas el  $\text{MnO}$  reemplaza al  $\text{FeO}$  y por lo tanto se llevan juntos, no obstante ser la cantidad de manganeso siempre pequeña y despreciable. El hierro férrico se lleva sobre la misma línea y a continuación porque se trata del mismo elemento en distinto grado de oxidación; químicamente tienen propiedades diferentes el hierro férrico y el ferroso, pero fácilmente pasan de un estado de oxidación al otro; por lo tanto se representan juntos, pero no unidos.

Las figuras 1 al 26 incluyen 26 análisis de rocas típicas. La información fue obtenida de Daly (8, página 9-30). Por simple inspección de las figuras se puede apreciar que los granitos, Núms. 1 y 2, son las rocas más ricas en sílice, tal y como lo demuestra el largo de los diagramas respectivos. Por otra parte, la mayor parte de los otros óxidos se encuentra en la zona inferior del diagrama, correspondiendo a los álcalis y al aluminio, es decir, se indica riqueza de feldespato alcalino; en cambio, en la parte superior aparece sólo una cantidad pequeña de hierro, lo que está de acuerdo con el avance en el orden de la cristalización por medio del cual la cantidad de hierro aumenta, y en los granitos sería muy apreciable si no fuera porque en gran parte se oxida precipitándose como magnetita en las primeras fases de la cristalización. El calcio está casi ausente, indicándose con esto que los feldespatos son alcalinos. En los granitos normales la proporción de calcio aumenta, lo mismo que el aluminio, indicándose que los feldespatos tienden a ser cálcicos, pero predominando los alcalinos; con aumento en calcio y algo de magnesio la proporción de sílice baja, resultando el diagrama más corto.

La figura Núm. 3 representa la diorita cuarcifera, notándose el aumento en cal y alúmina indicando que el feldespato se vuelve menos ácido; la preponderancia de la sosa sobre la potasa señala la pobreza de ortoclasa. En las rocas de composición media, Núm. 4, según Clarke hay cierto parecido con la diorita, pero aquéllas contienen más magnesia; en cambio la proporción de sosa y de potasa es más parecida, pero sigue





dominando la sosa. La Núm. 4 se parece a la monzonita, Núm. 7, sólo que aquélla contiene más sílice y es por lo tanto una monzonita cuarcífera. La diorita, Núm. 5, se distingue de la cuarcífera en que contiene menos sílice, y un poco más de cal y magnesia, lo que la hace más básica; parte de la cal se encuentra en los ferromagnesianos como anfíbola.

La Núm. 6 corresponde a una sienita normal; es muy semejante a la diorita, su principal diferencia estriba en la mayor proporción de álcalis, y en que la relación entre cal y magnesia disminuye, por lo cual será una roca con feldespatos alcalinos, con un aumento en la proporción de potasa con ortoclasa y anfíbola; esta última contendrá la mayor parte de la cal. Ya se ha establecido que la monzonita se parece a la roca de composición media.

La sienita alcalina se distingue de la normal en su proporción mucho menor de cal y de magnesia; la proporción de potasa a sosa es algo menor que en la normal, indicando que la plagioclasa es el feldespato predominante en las sienitas, siendo del tipo ácido, como la albíta.

Las rocas que son continuación de las anteriormente mencionadas son las de composición más básica y forman la parte superior de la capa inmediatamente bajo el sial. La Núm. 9, norita, tiene un convenio en aluminio muy semejante al que se encuentra en las rocas ácidas; el contenido en álcalis es bajo, con predominio del sodio; en cambio la cal y la magnesia son más abundantes, por lo que debe haber piroxena y plagioclasas medias; el contenido en sílice es moderado. A este tipo de rocas se les puede llamar neutras, las que están caracterizadas por la ausencia de cuarzo en cantidades apreciables, ausencia de feldespatoídes, y la presencia en algunos casos de tan sólo cantidades moderadas de olivino. Las anortositas, representadas en el Núm. 10, rocas formadas casi totalmente por feldespato, tienen cal y alúmina en buenas cantidades, pero el fierro y el magnesio son escasos y a veces despreciables; entre los álcalis predomina la sosa.

En el gabro sin olivino, Núm. 11, existe una diferencia con relación a la norita, y esta es que en aquél la proporción de calcio a magnesio es menor; por tanto, en la norita la mayor parte de la cal entra en los feldespatos, y la magnesia se incluye con el fierro en los silicatos de magnesio, formándose las piroxenas rómbicas. En cambio en los gabros hay un exceso de calcio, que entra a formar con el magnesio y el fierro piroxenas de la serie diopsida-hedembergita. En las noritas y los gabros de olivino se nota la misma relación entre el magnesio y el calcio, relación que es mayor para las noritas que para los gabros. Rocas como las de

Fig.12 Norita de olivino

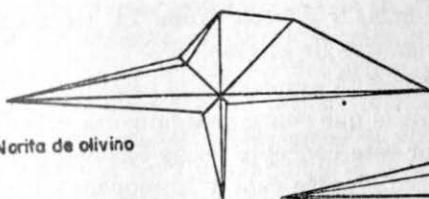


Fig.13 Gabro de Olivino

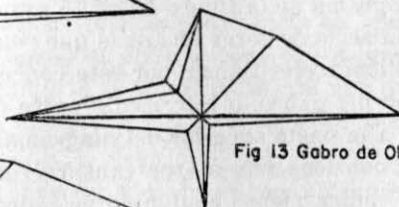


Fig.14 Rocas de Polinesia

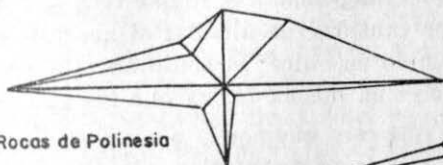


Fig.15 Essexita

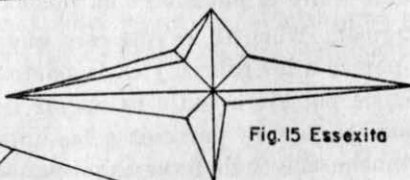


Fig.16 Fergusita

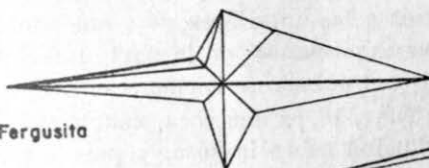


Fig.17 Shonkinita

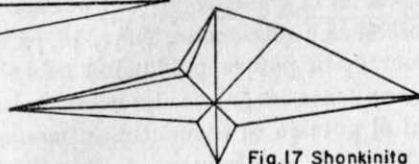


Fig.18 Missouriita

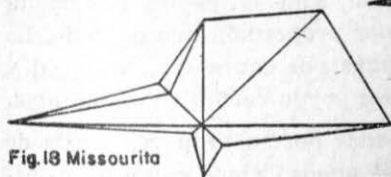


Fig.19 Bekinkinita

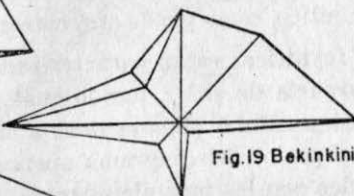


Fig.20 Teralita

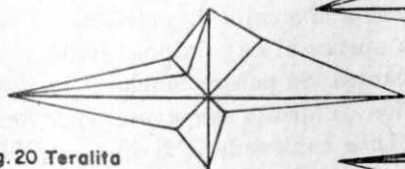


Fig.21 Sienita de nefelita

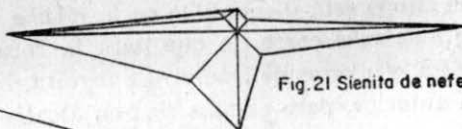


Fig.22 Leucitita

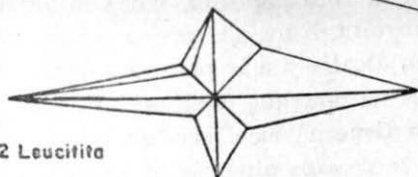
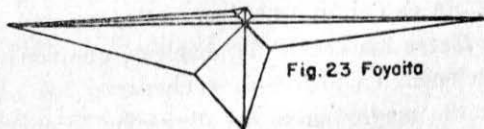


Fig.23 Foyaita



Polinesia, intermedias entre noritas y gabros, Núm. 14, tienen marcado parecido con las noritas y los gabros de olivino.

El diagrama de la figura Núm. 15 representa la essexita, la cual pertenece a la serie de rocas alcalinas que son marcadamente deficientes en sílice, pudiéndoseles llamar por este concepto rocas básicas. La essexita es del tipo del gabro, o intermedia entre ésta y la monzonita en lo que se refiere a la parte superior del diagrama. Por lo que toca a la inferior, se ve que contiene una mayor cantidad de álcalis; el acortamiento del diagrama indica menor contenido en sílice; el sodio además predomina notablemente sobre el potasio en la misma forma que los gabros.

La fergusita, Núm. 16, es una roca que por la parte superior del diagrama se parece a los gabros y en la parte inferior a la essexita, pero la proporción de potasio a sodio es mayor de un modo notable. La shonkinita, Núm. 17, es muy parecida a las anteriores, sólo que contiene una cantidad mucho mayor de ferromagnesianos; en la parte inferior es una roca alcalina en la que el sodio y el potasio se encuentran casi en la misma proporción. La missourita, Núm. 18, es una roca más magnesia que las anteriores; la potasa predomina sobre la sosa, y parece una fergusita con abundante magnesia. La bekinkinita, Núm. 19, es una missourita en la cual el potasio se encuentra en menor proporción que el sodio. La teralita, Núm. 20, se distingue de las demás por contener mucha cal y sosa, pero poca sílice, como puede apreciarse por lo corto de su diagrama.

Las rocas foyaíticas están caracterizadas por su proporción alta de álcalis y su carencia de sílice, por lo cual pueden clasificarse entre básicas a ultrabásicas. Entre ellas se tiene a la sienita de nefelita, Núm. 21, en cuya parte superior del diagrama apenas si hay óxidos, y entre éstos la cal y el férrico son los más abundantes. Se parece mucho a la sienita alcalina, Núm. 8, sólo que la proporción de álcalis es mayor, y por lo tanto, el silicio está disminuido en la misma cantidad, de lo que resulta un diagrama más corto, lo que para la roca significa tener minerales de nefelita, y a veces de leucita. La foyaíta, Núm. 23, es una roca semejante a la anterior, pero es más rica en álcalis y más pobre en elementos oscuros. La leucitita, Núm. 22, tiene un marcado carácter basáltico, de la misma manera que la essexita lo tiene gábrico, pero la potasa es más abundante que la sosa, y además la roca es ultrabásica, en tanto que la essexita es del tipo neutro.

Entre las rocas ultrabásicas, que son aquellas que tienen una gran deficiencia en sílice, se encuentran los basaltos de melilita; en estas rocas la mayor parte del diagrama se encuentra en la parte superior, y



están caracterizadas por abundancia de cal, y en mayor proporción aún de magnesia; el fierro se encuentra en la misma proporción que en las rocas gábricas; la parte inferior del diagrama se parece a los basaltos. Su alta proporción de cal y magnesia significa deficiencia en sílice, por lo cual se encuentran minerales como el olivino entre los magnesianos, y melilita entre los cálcicos; la melilita es el único mineral alcalino cálcico que sólo se encuentra en esta clase de rocas, y la nefelita es casi totalmente alcalina.

La dunita, Núm. 25, está caracterizada por tener únicamente sílice, magnesia y fierro, con cantidades insignificantes de otros óxidos; por lo tanto, estará compuesta de olivino, ya que es deficiente en sílice, con muy poco feldespato básico, y algo de espinelas, principalmente cromita y magnetita.

Fig.24 Basalto de melilita

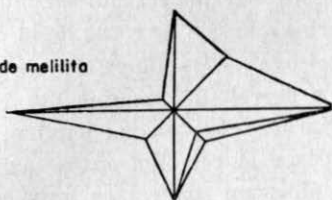


Fig 25 Dunita

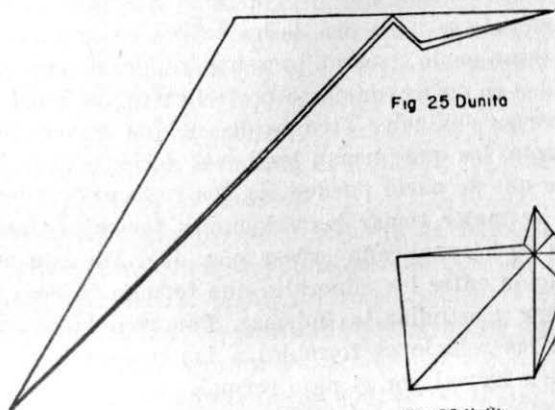
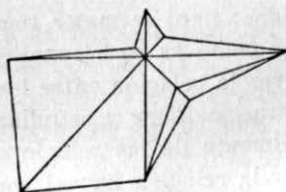


Fig.26 Ijolita



Por último, la ijolita es una roca alcalina con álcalis abundantes, sobre todo sosa. Por medio del diagrama puede definirse como una essexita rica en nefelita con algo de leucita, por eso es que tienen tan poca sílice.

Hay otros métodos gráficos para representar los análisis, pero re-

sultan ser más complicados que el anteriormente descrito. Se tiene por ejemplo:

*El método de Michel Levy* (16), en el que se reúne por una parte los elementos incoloros, y por la otra los que dan minerales coloridos; con estos parámetros se forman triángulos que son más o menos característicos de las diferentes especies de rocas. Como en el método de Brögger, cada roca está representada por un diagrama lo cual dificulta un poco la comparación entre varias clases de ellas.

*El método de los polígonos de O. Mügge* es también de los que requieren un diagrama para cada roca. Este método está explicado en el trabajo de San Miguel de la Cámara (22), en las páginas 30 a 32. En esa misma obra también se describe el método de Michel-Levy.

Otro sistema que resulta ser muy útil cuando hay necesidad de comparar varios análisis de rocas de la misma región, es:

*El método de los diagramas de variación*, que está bien explicado en la obra de Tyrrel (25), página 133. El método fue originalmente propuesto por Harker (10) en las páginas 118-32. Hacen ver estos autores en muchos casos la relación entre varias rocas de la misma serie; pero a veces se obtienen diagramas muy confusos, por todo lo cual no puede considerarse de aplicación universal.

En este último método se toma uno de los óxidos como base, comúnmente el  $\text{SiO}_2$ , por estar en lo general presente y porque las rocas ígneas están constituidas en su mayor parte por silicatos; se puede tomar como base, sin embargo, cualquier otro óxido, o bien un conjunto de ellos, como por ejemplo, los que forman las bases de los ferromagnesianos. Los números de que se parte pueden ser los porcentajes de los diversos óxidos; pero es mejor tomar las relaciones formales, las cuales se obtienen como ya se ha explicado (véase pág. 45). De este modo es más fácil ver la relación entre los minerales que forman la roca, que es la base para clasificar y estudiar las mismas. Por otro lado, se puede pasar fácilmente de las relaciones formales a las ponderales con sólo multiplicar la relación formal por el peso formal.

El método que se propone para construir los diagramas de variación es el siguiente: como eje de las abscisas estará el contenido de sílice, y en las ordenadas se pasan los valores de los demás óxidos que dio el análisis, buscando siempre las escalas apropiadas. Al escribir los valores que significan los resultados de un análisis en una línea vertical (al pie de la cual se escribe el contenido de sílice en una horizontal) se tiene una idea clara de la variación de los demás óxidos con respecto de

la sílice cuando se estudia un conjunto de rocas. Por ejemplo: supóngase que se va a estudiar la roca de la figura 12. Su relación formal para sílice es 0.8120, que multiplicada por 100 da 81.20, valor que se coloca en el eje de las abscisas (véase la figura 27) a una escala apropiada. En ese punto de las abscisas se levanta una ordenada, llevando distancias proporcionales a las relaciones formales de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17.7),  $\text{K}_2\text{O}$  (1.0),  $\text{Na}_2\text{O}$  (4.1) y  $\text{CaO}$  (15.9) con 100 milímetros igual a 0.2 de relación formal. Los últimos tres óxidos suman 21.0 y se llevan cumulativamente sobre la misma ordenada y a partir del eje de las abscisas. Cada uno de los extremos de segmentos de recta que representan los valores de los óxidos se marca debidamente. Podrá observarse que la alúmina es menor que la suma de los otros tres óxidos, lo que indica que todos los álcalis entran en la forma de feldespato o feldespatoide, incluyendo a parte del calcio; el exceso de  $\text{CaO}$  sobre la alúmina entra en los ferromagnesianos. La relación que existe entre la longitud del segmento de  $\text{CaO}$  que queda bajo el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y el doble del segmento que representa a  $\text{Na}_2\text{O}$ , servirá para apreciar la calidad de la plagioclasa. La magnesia se lleva desde el eje de las abscisas hasta el punto que corresponda sobre la misma ordenada. También a partir de las abscisas se coloca el valor del hierro ferroso, y cumulativamente el hierro férrico, con lo cual se podrá ver la cantidad de magnetita que puede existir en la roca, ya que en aquélla los segmentos correspondientes al hierro ferroso y al férrico deben ser iguales; de aquí que, si el férrico es menor, el ferroso restante y la magnesia entran en la formación de los ferromagnesianos. Si el ferroso es menor, habrá hematita y en las rocas alteradas limonita. El titanio se coloca sobre la misma ordenada, y la parte de hierro ferroso que ocupa representa la ilmenita.

Puede suceder que para un conjunto de rocas la cantidad de sílice sea muy semejante, como se podrá observar en los análisis tipos de la figura 27, Núms. 11, 12, 15, 16 y 17. Las relaciones formales de  $\text{SiO}_2$  en dichos ejemplos están representadas por: 82.40, 81.20, 80.97, 81.52 y 81.00, y entonces el diagrama de variación puede construirse de manera algo diferente. Con objeto de hacer patente la variación se colocaron los análisis respectivos en ordenadas que están a 30 milímetros de separación, colocándolas de izquierda a derecha teniendo en cuenta el orden descendente en el contenido de la potasa. En la parte inferior de cada ordenada se escribió la correspondiente cantidad de  $\text{SiO}_2$ , habiéndola reducido (igualmente que a los demás óxidos) a valores formales multiplicados por 100. Finalmente se unen con líneas rectas los puntos que representan a cada uno de los elementos. Sobre las ordenadas se ha

llevado el nombre de la roca y el número del análisis, correspondientes.

La figura 27 muestra que, en la norita, análisis Núm. 12, el calcio excede en poca cantidad al aluminio, indicando que no hay suficiente cal para la formación de diopsida (piroxena monoclinica), por lo cual deberá formarse piroxena rómbica; como la plagioclasa es básica, cosa que puede notarse viendo que el segmento entre el aluminio y el sodio (anortita), es mayor que el segmento entre potasio y sodio (albita), la roca resultante es una norita. La pequeña proporción del potasio indica que esta roca no tiene ortoclasa en cristales grandes, sino que se encuentra en el relleno o en solución sólida con la plagioclasa.

Inspeccionando la siguiente ordenada a la izquierda de la figura 27 se nota que la cal ha aumentado considerablemente y el aluminio ha permanecido constante; la formación de piroxena monoclinica, por tanto, es muy posible. Que el feldespató es una plagioclasa básica puede sugerirse, haciendo el mismo razonamiento que para la norita de olivino.

En la essexita el aluminio permanece constante, la cal aumenta considerablemente pero la magnesia disminuye, por tanto, es de esperarse bastante proporción de piroxena-augita. La sílice ha permanecido prácticamente constante, pero ha habido un notable aumento en álcalis, lo cual traerá consigo defecto de sílice y, por lo tanto, junto con la plagioclasa se presentará una cantidad más o menos grande de nefelita; la potasa aparecerá como ortoclasa, pero muy raras veces habrá leucita.

La shonkinita muestra tener un aumento considerable de cal y de magnesia, y es de esperarse una roca muy rica en augita; por otro lado, el aluminio ha disminuido, el sodio y el potasio han aumentado a tal grado que puede ser suficiente para combinarse con aquél. Esto sugiere la ausencia de anortita, y la muy escasa plagioclasa que pudiera haber será del tipo ácido. El aumento de álcalis, y la permanencia constante de sílice indican que el componente principal de la roca será la nefelita; además, es posible la presencia de leucita, pero con toda seguridad habrá olivino.

La última roca a la izquierda de la figura 27 es la fergusita, que es parecida a la anterior, pero la cantidad de alúmina ha aumentado existiendo mayor oportunidad para que haya algo de plagioclasa; la piroxena será muy abundante, y el olivino lo será menos. Es notable en esta roca el alto contenido de potasa, por lo que es de sospecharse la presencia de leucita y también de biotita.

El autor cree que lo dicho acerca de los diagramas de variación relativos al caso de la figura 27, es tan sólo una parte de lo mucho que



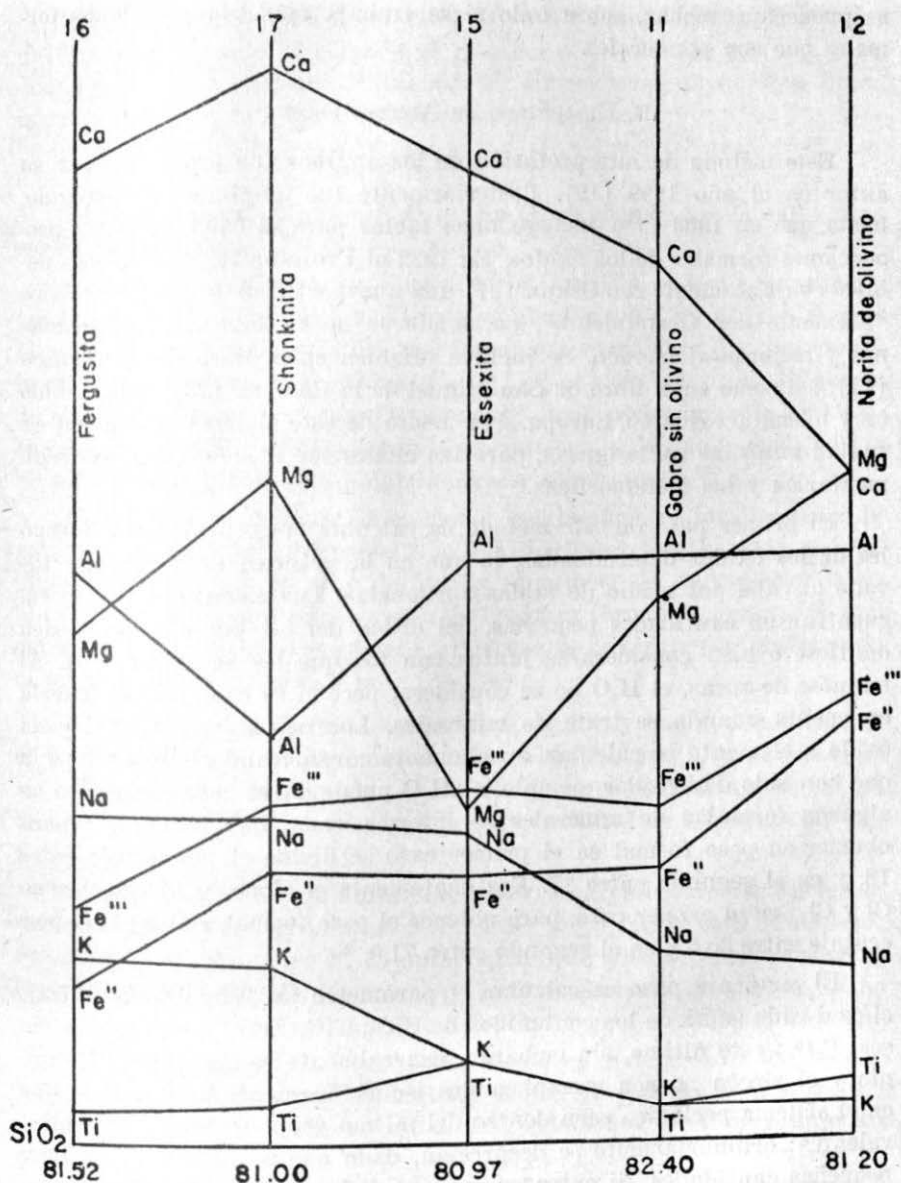


Fig. 27.—Diagramas de variación para norita de olivino, gabro sin olivino, essexita, shonkinita y fergusita.

se puede aprovechar, sobre todo si se trabaja más con relaciones formales que con ponderales.

#### B. EL MÉTODO DE ALFRED OSANN

Este método de interpretación de los análisis fue propuesto por su autor en el año 1899 (19). Posteriormente fue ampliado y corregido, hasta que en 1903 (18) incluyó unas tablas para el cálculo de las proporciones formales de los óxidos. En 1922 el Profesor H. Rosenbusch publicó conjuntamente con Osann (21) una nueva edición de su libro clásico "Elemente der Gesteinlehre", en donde se notan muchas modificaciones y mejoras al método. Se incluye también en el libro de Johannsen (11), así como en el libro de San Miguel de la Cámara (23), y ha tenido muy buena acogida en Europa. Por medio de este sistema se pueden estudiar tanto las rocas ígneas, para las cuales fue ideado, como las sedimentarias y las metamórficas.

El primer paso de este método es calcular las proporciones formales de los óxidos determinados, lo que en la práctica es fácilmente llevado al cabo por medio de tablas apropiadas. Los elementos que se encuentran en cantidades pequeñas, del orden del 0.1 por ciento, pueden omitirse o bien considerarse juntos con los que les son isomorfos. Al tratarse de rocas, el  $H_2O$  no se considera, pero sí es conveniente tenerla en cuenta cuando se trate de minerales. Los pesos formales de cada óxido o elemento se calculan exactamente considerando la forma en la que han sido dados. Por ejemplo, el  $H_2O$  puede darse como tal; pero en algunas fórmulas de minerales se informa como oxhidrilo OH; para obtener su peso formal en el primer caso se divide el porcentaje entre 18, y en el segundo entre 17. Frecuentemente el cloro se informa como Cl y  $Cl_2$ ; en el primer caso, para obtener el peso formal, se divide el porcentaje entre 35.5 y en el segundo entre 71.0.

El siguiente paso es calcular el parámetro "s" (inicial de sílice), el cual es la suma de los contenidos de  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $ZrO_2$  y, en algunos casos,  $P_2O_5$ ; este último, sin embargo, generalmente se desprecia. El titanio y el zircón no son reemplazables isomórficamente, a pesar de que en el sistema periódico caen dentro del mismo grupo y de que son tetra-valentes; ordinariamente se desprecian, dado que se presentan en muy pequeñas cantidades. Si entrasen en cantidades de consideración entonces lo mejor es tratarlos por separado. Es aconsejable tratar por separado también al  $P_2O_5$ . Por todo lo anterior, se tendrá que

$$s = SiO_2 \text{ (valor formal).}$$

Para tratar en seguida el caso de la alúmina, hay que distinguir dos casos: 1º cuando es mayor que la suma de los álcalis y la cal, y 2º, cuando, siendo mayor que los álcalis es, sin embargo, menor que la suma de éstos y la cal. Para ambos casos se tiene:

$$A = K_2O + Na_2O)$$

Si la diferencia  $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$  es mayor que la cal, entonces se establece que

$C = CaO$ . Por supuesto, que si en el análisis se han determinado valores de  $SrO$  y  $BaO$ , estos últimos se añaden a  $C$ . En el caso de que la suma de los álcalis y la cal sea mayor que el número que representa la alúmina, entonces la cantidad  $A - Al_2O_3$  se hace igual a  $C$ . El exceso de alúmina se considera como espinela  $E$ , escogiendo para ello una cantidad igual de  $(Mg, Fe)O$ ; este último número se le añade a  $C$ ; por lo tanto, en todo caso el exceso de alúmina se toma igual a  $C$ .

Si la cantidad de alúmina es menor que la suma de los álcalis, en la roca habrá anfíbola o piroxena alcalina. En este caso se toma todo el aluminio como  $A$ , y el resto de álcalis (que debe ser de sodio) se combina con el  $Fe_2O_3$  en la proporción de 1:1 para formar la acmita. Si aun así sobran álcalis, caso muy raro, el exceso se combina con el hierro en la proporción de 1 de álcali por 2 de  $FeO$ .

El exceso de  $Fe_2O_3$  de la operación anterior, y que generalmente es el total encontrado en los análisis, se multiplica por 2, y se añade al  $FeO$ . Esta manera de proceder con el hierro es perfectamente lógica, ya que en las rocas el hierro pasa con mucha facilidad de un estado de oxidación a otro.

Si de las operaciones anteriores sobrara cal, ese valor se agrega al de todos los óxidos divalentes  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $NiO$ ,  $CoO$ ,  $CuO$ , etc., formándose el parámetro  $F$ . El autor opina que a este último parámetro se le deben añadir las piroxenas y anfíbolos alcalinas que ya se ha visto contienen hierro, mas no al parámetro  $A$  que es de los feldespatos.

Osann dice que los valores formales deben reducirse a 100, pero el autor estima que tal cosa es trabajo inútil, ya que en la discusión y aplicación del método sólo se van a usar relaciones y no los valores absolutos.

De esta manera todos los óxidos, menos la sílice, se han reducido a tres parámetros  $A$ ,  $C$  y  $F$ ; los dos primeros representan a los elementos claros y el tercero a los coloridos de las rocas, exceptuando a las micas que participan de la naturaleza de  $A$  y  $F$ . Con estos datos es fácil cons-

truir un diagrama triangular. Osann sugiere que para esto se tome como base a 30, pero el que esto escribe no ve la necesidad de ello. Parece más lógico seguir la costumbre generalmente admitida de llevar esos parámetros a 100. Por lo tanto, según Osann:

$$a = \frac{30 A}{A + C + F} \quad c = \frac{30 C}{A + C + F} \quad f = \frac{30 F}{A + C + F}$$

Y, según el autor:

$$a = \frac{100 A}{A + C + F}; \quad c = \frac{100 C}{A + C + F}; \quad f = \frac{100 F}{A + C + F}$$

La manera de proceder es la misma, sólo que en el caso de Osann los lados del triángulo equilátero están divididos en 30 partes, y en el que se propone en 100.

En este método hay otros parámetros, también importantes. El parámetro "n", el cual se expresa:

$n = F - (\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3)F$ , relación que es menor que la unidad. El por ciento de sosa contenido en los álcalis se obtendrá multiplicando  $n$  por 100. La potasa será 100 menos el número obtenido. Es menester observar que si se tienen relaciones formales es lo mismo tratar con óxidos que con elementos; luego resulta lo mismo hablar de sosa que de sodio.

El parámetro "m" se expresa así:

$m = F - (\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3)F$ , relación que es menor que la unidad y que se propone multiplicarla por 100. Dicho parámetro representa una relación de óxidos divalentes, entre los cuales se incluye al de calcio, que no se tomó en cuenta en  $C$ , así como a los óxidos que entraron en combinación con la alúmina, que resultan de la diferencia: (álcalis + cal) — alúmina. Por lo tanto  $m$  representa una relación entre elementos oscuros que no contienen cal y el total de ellos.

El parámetro "q" es la relación entre el número que representa a la sílice, y el número que resulta de sumar seis veces los álcalis, dos los feldespatos cálcicos y una los óxidos divalentes, es decir:

$q = \text{SiO}_2(6A + 2C + F)$ , relación que puede ser superior, igual o menor que la unidad. No se acostumbra aplicarle ningún factor. En el método original a este parámetro se le llama  $K$ , pero es conveniente dejar esta letra para la potasa, como se verá en el método de Niggli; se ha propuesto la letra  $q$  en su lugar porque representa al cuarzo, y además en latín es la letra inicial de dicho mineral.

A continuación se discute qué es lo que representa cada uno de los



parámetros, y qué importancia tienen en la clasificación de las rocas.

El parámetro *s*, que originalmente se refería a los valores formales recalculados a 100, da una idea de la cantidad de sílice presente en los análisis; dicho número, sin embargo, es de poca importancia, ya que no representa la cantidad absoluta, sino sólo un valor relativo entre los elementos, lo cual puede determinar qué minerales se forman teniendo en cuenta siempre las condiciones del medio físico.

*A* representa, por decirlo así, la cantidad absoluta de feldespatos o feldespatoïdes, pues en estos minerales los álcalis y la alúmina entran en la proporción formal 1:1, excepción hecha con los álcalis que no alcanzan a saturar el aluminio, en cuyo caso el exceso deberá pasar a formar parte de *F*.

*C* representa la cantidad de feldespato cálcico, pues es bien sabido que en la anortita  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , la cal y la alúmina entran en la proporción de 1:1. En el caso de que el exceso de alúmina sobre los álcalis sea menor que el valor formal del  $\text{CaO}$ , entonces dicho exceso de alúmina se calcula como espinela  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ; ciertamente, este exceso generalmente se presenta como cordierita o como mica en las rocas ígneas, y como sillimanita, andalusita y cianita en las rocas metamórficas, no siendo raro encontrar en estas últimas también espinelas.

*F* da cuenta de los minerales ferromagnesianos que son los que dan color a la roca.

Lo importante en realidad no es conocer valores absolutos, sino relativos. Por tanto, los parámetros que se deben estudiar son *a*, *c* y *f*, los cuales se calculan como ya se explicó anteriormente. La significación de estos parámetros será clara al ejemplificar con diagramas triangulares.

El parámetro *n* representa la abundancia de sodio en los álcalis. Si el número es mayor de 50 el sodio es preponderante, y si es menor el potasio predomina. El sodio se encuentra en la albíta y, en caso de deficiencia en sílice en la nefelita; más rara vez en la sodalita, y en otros feldespatoïdes. El potasio casi siempre está en la ortoclasa, y sólo en algunas rocas muy potásicas y deficientes en sílice ocurre como leucita, y aun como kaliofilita. La relación que representa el parámetro *n* teóricamente puede ser de 100 a 0, pero en la práctica nunca es el caso. Si en algunos análisis sólo se menciona a uno de los álcalis se indica que la cantidad del otro es pequeña, y que no se tomó el trabajo de separarlos.

El parámetro *m* es la relación de la magnesia y de los otros óxidos que le son isomorfos (principalmente el fierro) al total de los elementos divalentes incluyendo el exceso de álcalis sobre alúmina, como se dijo a

propósito de *A*. El papel del calcio es diferente al del magnesio en los minerales oscuros o coloridos. Por ejemplo, los olivinos que no contienen calcio tienen *m* igual a 100; la piroxena, como la diopsida tiene *m* igual a 50; las anfíbolos dan *m* entre 50 y 100, y en las rocas de melilita puede ser menor de 50. Ya en la práctica, los análisis dejan ver que el número que representa a *m* puede ser con relativa frecuencia igual a 100, siendo muy raro que su valor baje de 50; es más, no hay roca ígnea en la cual este parámetro sea igual a 0.

*q* es un parámetro que dice si la roca se encuentra saturada con respecto a la sílice, en cuyo caso este número es igual a la unidad. Es frecuente oír que las rocas de este tipo son neutras. Estrictamente, es muy raro que se tenga 1.0, pero hay tolerancias, por ejemplo entre 0.95 y 1.05. Invariablemente, las rocas en las cuales es mayor que 1 tienen cuarzo libre si son fanero cristalinas, y por lo tanto, deben considerarse como ácidas. Si *m* es menor de 0.95, la roca contiene olivino; si la cantidad de elementos coloridos es pequeña se encuentra nefelita, y entonces las rocas se denominan básicas. Las rocas ultrabásicas, que contienen muchos elementos coloridos tienen *m* menor de 0.8.

Por vía de ejemplo se discutirán a continuación los 26 análisis de las rocas tipo. Habiéndose ya calculado los parámetros, se tiene la:

TABLA III  
Parámetros de Osann (modificados)

Nombre de las rocas	No. del análisis	Parámetros de Osann (modificados)					
		<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	<i>m</i>	<i>q</i>
Granito alcalino.....	1	64.5	1.5	34.0	62.5	91.3	1.55
Granito normal.....	2	49.1	20.8	30.1	56.3	100.0	1.57
Diorita cuarcifera.....	3	23.4	25.1	51.5	70.9	92.1	1.29
Rocas ígneas en general.....	4	26.1	15.1	58.8	65.1	71.7	1.10
Diorita.....	5	19.2	21.4	59.4	70.9	85.8	1.08
Sienita normal.....	6	30.3	15.2	54.5	52.5	96.7	1.037
Monzonita.....	7	25.4	17.2	57.4	59.7	78.4	0.978
Sienita alcalina.....	8	53.9	7.8	38.3	63.3	82.4	0.987
Norita.....	9	5.8	22.5	71.7	72.0	87.7	0.994
Anortosita.....	10	19.2	60.1	20.7	86.7	83.8	0.937
Gabro sin olivino.....	11	10.6	22.9	66.5	81.4	80.3	0.898
Norita de olivino.....	12	9.2	22.8	68.0	81.0	91.2	0.870
Gabro de olivino.....	13	7.2	21.8	71.0	80.8	82.8	0.817
Rocas de Pelinesia.....	14	16.4	12.1	71.5	74.3	79.4	0.809
Essexita.....	15	19.3	17.0	63.7	74.5	75.5	0.785
Fergusita.....	16	24.0	11.4	64.6	34.6	73.3	0.728
Shonkinita.....	17	16.2	3.8	80.0	43.8	66.3	0.730
Missourita.....	18	9.0	5.7	85.3	26.9	73.5	0.683
Bekinkinita.....	19	10.4	10.5	79.1	82.3	72.9	0.628
Teralita.....	20	21.1	3.3	75.6	67.8	65.5	0.627
Sienita de nefelita.....	21	57.1	0.9	42.0	69.7	70.4	0.705
Leucitita.....	22	23.4	6.6	70.0	35.6	63.1	0.657
Foyaíta.....	23	69.8	1.3	28.9	66.6	68.4	0.705
Basalto de melilita.....	24	8.2	2.5	89.3	75.3	69.9	0.476
Dunita.....	25	0.2	0.5	99.3	25.0	99.5	0.522
Ijolita.....	26	35.7	1.3	63.0	86.7	62.1	0.506

La representación triangular de Osann consiste en formar 6 sectores con las tres medianas del triángulo equilátero, habiendo colocado los parámetros *a*, *c* y *f* en los vértices. Los dichos sectores son triángulos rectángulos que tienen la misma área, y son exactamente iguales entre sí. Los números romanos del I al VI se han empleado para hacer la numeración respectiva, tal como se indica en la figura 28.

Los sectores I y II corresponden a las rocas alcalinas, en las cuales predominan los feldespatos alcalinos. Habría feldespatoideos si *q* fuera

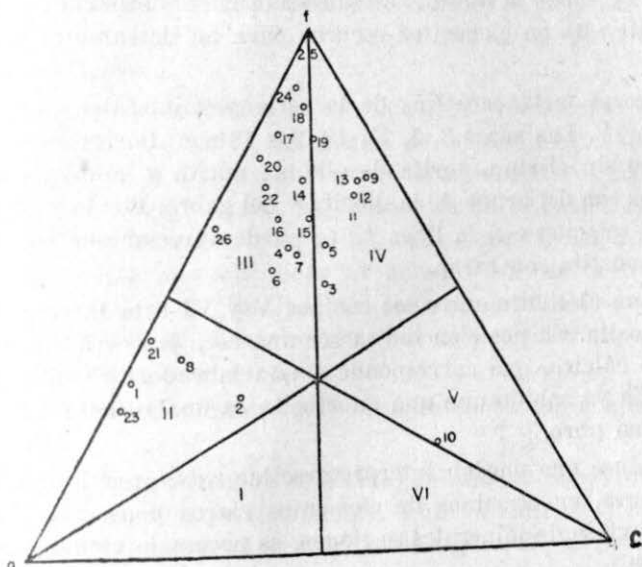


Fig. 28.—Diagrama triangular dividido según Osann.

menor que *l*, y el defecto de sílice sería notable; si se encuentra en II la roca, aunque leucocrática (es decir, aunque dominan los elementos blancos), contiene una cantidad más o menos grande de minerales oscuros; el conjunto le dará a la roca una apariencia gris. Ninguna de las rocas de la Tabla III cae dentro de la región I. Pero Johannsen (11, página 77) muestra tres rocas graníticas en dicha zona, que pueden ser alaskitas o aplitas.

En el campo II se encuentran las rocas 1, 2, 8, 21 y 23, que son respectivamente granito alcalino, granito normal, sienita alcalina, sienita de nefelita, y foyaíta; todas estas rocas son leucocráticas alcalinas. Obsérvese que el granito normal cae cerca del centro del triángulo; por tanto, es algo más rico en calcio y por ende contiene plagioclasa.

El campo III contiene rocas melanocráticas con tendencia al tipo alcalino; en proporción ascendente de elementos oscuros se encuentran los números 6, 7, 26, 15, 22, 14, 20, 17, 18, 24 y 25, que corresponden respectivamente a las rocas: sienita normal, monzonita, promedio de las rocas ígneas, ijolita, essexita, leucitita, rocas de la Polinesia, teralita, shonkinita, missourita, basalto de melilita y dunita. Todas ellas son más o menos alcalinas, especialmente las que tienden a estar más cerca de la línea *f-a*. Algunas de las rocas caen sobre la línea que separa los campos III y IV, como la dunita; estas rocas tienen ya un contenido lo suficientemente alto en elementos oscuros para no llamarse ni alcalinas ni cálcicas.

Las rocas melanocráticas de la serie alcalino-cálcica están dentro del campo IV. Las rocas 3, 5, 11, 12, 9 y 13 son diorita cuarcífera, diorita, gabro sin olivino, norita de olivino, norita y gabro de olivino, es decir todas son del grupo de la diorita y del gabro. Por la posición de los puntos en relación con la línea *f-c* se puede apreciar que las rocas muy ricas en anortita son raras.

Cercana al límite entre los campos V y VI está la roca 10, que es una anortosita. Su posición indica ser una roca leucocrática, con mucho feldespató cálcico, que corresponde a una labradorita cercana a la bytownita. Es ya sabido que una anortosita es una roca formada por feldespató casi puro.

Se deduce que pueden interpretarse las rocas, por lo que se refiere a su hechura, en términos de elementos claros y oscuros. Con objeto de ver qué clase de minerales se tienen, es necesario recurrir a los otros parámetros.

Las rocas del 1 al 6 tienen cuarzo libre, puesto que el parámetro *q* es mayor que 1. Si *q* es un poco superior a la unidad, la experiencia enseña que la roca puede no contener cuarzo libre en los granos grandes, presentándose únicamente en el relleno entre otros minerales, siendo la identificación del cuarzo en estas condiciones una prueba para los expertos; algunas sienitas y las dioritas normales así se presentan. Cuando *q* es menor que la unidad la roca contendrá olivino, sobre todo si es melanocrática, como las incluidas dentro de los sectores II y IV. Si el valor de *q* es ligeramente menor de 1, el olivino puede no ser aparente, pero en siendo menor de 0.9, es seguro que se encuentra. Los gabros y las noritas de olivino llenan este requisito, en cambio las mismas rocas sin olivino tienen *q* mayor que 0.9. Si el valor desciende a menos de 0.8 y la roca es relativamente leucocrática, se encontrará, además del olivino.



a la nefelita, leucita u otros feldespatoides; en este caso, si la roca es rica en potasio el ferromagnesiano en vez de ser olivino será mica biotita. Un caso extremo es la dunita, con  $q$  igual a 0.522, con ausencia de álcalis; en cambio tiene casi puro olivino. Pero la ijolita, que tiene un  $q$  aún más bajo, presenta buena cantidad de álcalis, siendo rica en sodio, y está formada principalmente por nefelita. La leucitita y la foyaíta muestran tener gran defecto de sílice, el que se manifiesta con la presencia de nefelita y de leucita. Otras rocas alcalinas como la melilita, contienen bastante calcio; la deficiencia de sílice se acusa a través de minerales cálcicos como la melilita y la cancrinita, es decir, son minerales alcalino-cálcicos.

El parámetro  $n$  sólo indica la relación entre los álcalis; el potasio predominará cuando su valor sea menor de 50 por ciento. Pero como podrá apreciarse en la Tabla III, casi invariablemente el sodio predomina sobre el potasio. (Ya se ha explicado con anterioridad que se trabaja con relaciones formales; pero si se quiere transformar a relaciones ponderales es necesario multiplicar al número que dé la formal por  $62n(62n + (100 - n) \times 94.2)$ . Para estos parámetros, se observa en la Tabla III que el menor valor corresponde a la missourita, una de las rocas más potásicas que se conocen.

Según el autor, el parámetro  $m$  siempre es bastante alto, y tiene poca importancia.

El triángulo de la figura 28 se dividió en seis sectores iguales tanto geoméricamente como superficialmente. Para dividir el triángulo en diez sectores con la misma superficie, véase figura 29, se procede de la manera siguiente: en cada uno de los vértices del triángulo fundamental se trazan triángulos que tengan por lado a  $1/\sqrt{10}$  del lado del triángulo original. Si los lados del triángulo se dividen en 100 partes iguales, entonces cada uno de los triángulos pequeños tendrá por lado 31.62. El área de cada uno de esos tres triángulos pequeños es igual a la décima parte de la del principal. En el centro de éste, se dibuja otro del mismo tamaño que los anteriores con sus lados paralelos al principal. Para trazar este triángulo pequeño basta con llevar paralelas a los tres lados del triángulo y a una distancia de los lados igual a 22.79 (se sigue suponiendo que los lados del principal están divididos exactamente en 100 partes iguales). El resto de la figura se divide en seis áreas pentagonales por medio de segmentos de medianas, tal y como se ve en la figura 29. Es fácil ver que el área de cada una de las figuras anteriores del principal es igual exactamente a la décima parte del área mayor. La nume-

ración se escoge como se ha indicado en la misma figura. Cuando uno de los valores de los elementos que entran en el diagrama es mayor de 68.38 el punto caerá dentro de uno de los triángulos de los vértices; si algunos de los valores es menor de 22.79 y ninguno otro mayor de 63.38 el punto caerá fuera del triángulo central, dentro de alguno de los pen-

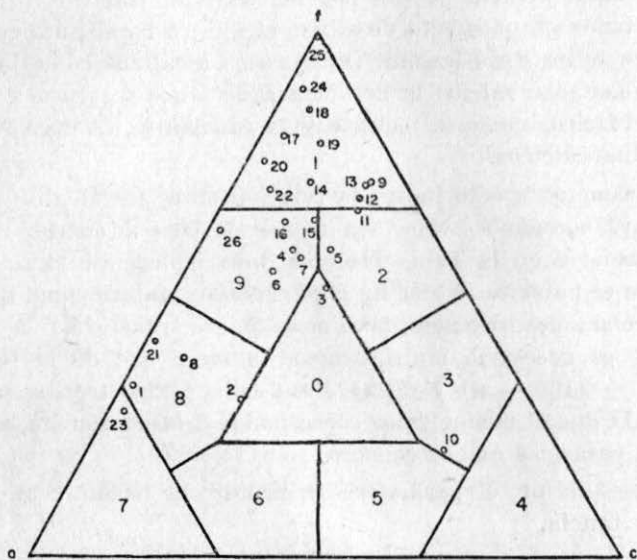


Fig. 29.—Diagrama triangular dividido decimalmente.

tágonos; por último, si todos los valores son mayores de 22.79 el punto caerá dentro del triángulo central.

Si se aplica la anterior disposición al diagrama de Osann, escribiendo en el vértice superior *f*, en el de la derecha *c* y en el de la izquierda *a*, se tendrá lo siguiente:

En el campo 1 caerán las rocas muy ricas en elementos oscuros, y según que el punto se cargue a la derecha o a la izquierda, la roca tendrá tendencia a ser cálcica o alcalina, pero sin tendencia definida y marcada; en el 2 se encontrarán rocas melanocráticas de la serie alcalino-cálcica; en el 3, rocas meso-leucocráticas de la serie alcalino-cálcica; en el campo 4, rocas muy ricas en minerales leucocráticos, y marcadamente alcalino-cálcicos, como las anortositas; en el 5, rocas leucocráticas con feldespatos más bien cálcicos que alcalinos, como las labradoritas; en el 6, rocas como las oligoclasitas que contienen plagioclasas muy ricas

en sosa, pero con algo de cal; en el 7 se encuentran rocas leucocráticas ricas en feldespatos alcalinos o feldespatoides, como los granitos alcalinos, las albititas, bostonitas, etc.; en el campo 8 se descubren rocas alcalinas meso-leucocráticas, como la sienita de nefelita y la sienita alcalina; en el 9 se encuentran rocas meso-melanocráticas, como algunas de las sienitas o dioritas cuarcíferas, y por último, la zona 10 incluirá rocas de composición intermedia, aunque no sean necesariamente de composición promedio en la corteza terrestre. En esta última zona estarán granitos normales, sienitas, dioritas y monzonitas, y según su posición dentro del triángulo central, habrá tendencia a una u otra variedad de roca.

Como podrá haberse visto, el diagrama triangular es muy útil cuando los datos que se tengan puedan reducirse a tres componentes, o bien si hay varios, que puedan tomarse de tres en tres. En los métodos de Osann, por ejemplo, se encuentran diagramas  $s$ ,  $Al$ ,  $F$ , en los que la suma de los valores formales del  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  y los elementos divalentes se hace igual a 30, como él lo propone, o igual a 100 como este autor lo sugiere. Para rocas sedimentarias Osann ha construido diagramas triangulares con componentes  $al$ ,  $c$  y  $a$  (alúmina, cal no feldespática y álcalis).

### C. EL MÉTODO C.I.P.W.

Conocido como el método americano, método de la norma o, como ahora es común, simplemente C.I.P.W., fue propuesto en 1902 (6) por C. Whitman Cross, Joseph P. Iddings, Louis V. Pirsson y Henry S. Washington. Las iniciales de los apellidos de estos autores forman el nombre con el que se conoce el método.

Es sabido que en general los minerales pueden representarse por una fórmula química. Pero el analista, por distintas causas, encuentra casi siempre una composición que no es exactamente la que la fórmula dice. Esto se debe a que en los minerales naturales hay variaciones dentro de límites más o menos estrechos sobre las fórmulas aceptadas.

Hay varias razones para explicar por qué los minerales naturales no tienen una composición estrictamente definida como lo exige la ley indicada:

- 1) Con mucha frecuencia los minerales cristalizan sobre de otros que se formaron anteriormente y que les sirve de semilla; como ejemplo de esto puede citarse a los olivinos que encierran granos de magnetita o de cromita; a los feldespatos de plagioclasa que encierran apa-

tita; a las laminillas de mica que contienen zircón, etc. A esta estructura se le llama poiquilítica, en la cual el cristal principal se llama el patrón y los cristales incluidos los huéspedes. Si se conoce, por lo menos aproximadamente, la composición del huésped y la proporción en que se encuentra con respecto al patrón, puede corregirse el análisis y de esta manera obtener una fórmula que esté más de acuerdo con la composición teórica del mineral. Es muy común en rocas como las efusivas, en las cuales piroxenas y feldspatos cristalizan rápidamente a causa de un enfriamiento violento, que el cristal al crecer englobe cantidades más o menos grandes de material vítreo, cuya composición es difícil de conocer, resultando el análisis poco correcto.

2) El isomorfismo es un fenómeno frecuente en las rocas ígneas; significa que dos o más minerales cristalizan en la misma forma, teniendo relaciones entre sus ejes cristalográficos un tanto iguales y generalmente, aunque no necesariamente, una composición análoga. Por ejemplo: la epsomita  $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ , la goslarita  $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$  y la morenosita  $NiSO_4 \cdot 7H_2O$ , son minerales ortorrómbicos y tienen relaciones axiales muy semejantes, aunque no idénticas. La albita  $NaAlSi_3O_8$  y la anortita  $CaAl_2Si_2O_8$  tienen una forma y estructura cristalina interna muy parecidas, y se mezclan en todas proporciones. En el caso de las soluciones sólidas la forma de dos minerales es parecida, pero tienen algunas diferencias, lo que hace que la mezcla ocurra dentro de ciertos límites. Algunas veces un cristal de cierta forma se recubre de otro de la misma forma y de composición diferente, fenómeno frecuente en plagioclasas zonadas de rocas efusivas. Artificialmente, en los alumbres se puede tener un núcleo de alumbre de aluminio y potasio de color blanco, y superpuesto a éste, en continuidad cristalográfica, una capa de alumbre de hierro y amonio, con distinto color e índice de refracción.

3) Otra de las causas por la cual un mineral dado no tiene composición actual exactamente como lo indica la fórmula química, es porque los cristales de las rocas se han formado en un medio generalmente bastante distinto del que se encuentran cuando se hace el estudio, y es natural que tengan que adaptarse al medio ambiente. Ciertamente que en los sólidos, y sobre todo a las temperaturas ambiente en la superficie de la tierra, las adaptaciones son sumamente lentas; pero en Geología los tiempos son enormes, comparados con los acontecimientos humanos, y esta influencia puede ser considerable. A estos fenómenos se les llama alteración por intemperismo cuando son completamente superficiales, y metasomatismo si a mayores profundidades. Dichos fenómenos alteran



más o menos la composición original de los minerales, los cuales, al ser analizados, no muestran tener la composición teórica.

Si se ha estudiado suficientemente el grupo a que pertenece un mineral dado, la composición de éste puede expresarse en función de la de varios minerales, a los que puede considerarse que tienen una composición química ideal, es decir, que son minerales químicamente puros, a los que se denomina "*minales*", término propuesto por Alling (1, página 34) y que se usará en este trabajo.

El método C.I.P.W se basa precisamente en que la composición química de la roca se expresa como grupo de minales. Como el quimismo de una roca depende no sólo de la composición de sus minerales tal y como aparecieron cuando ocurrieron la cristalización y consolidación, sino también de las condiciones físicas de formación, así como los cambios ulteriores, puede expresarse la composición de la roca considerando el quimismo de una cristalización y consolidación completas a partir de un magma que tenga la composición encontrada en la roca, sin tener en cuenta el agua, o sea, considerando la cristalización en un estado anhidro. En realidad esta manera de cristalizar o de consolidarse es muy poco probable, ya que en un magma siempre hay en disolución algunos elementos, y aún hay agua disuelta o en forma de agua de cristalización.

A los minales calculados se les llama normales, y a la composición resultante de la roca expresada en términos de minales normales se le conoce simplemente como *norma*. Si se hace intervenir el agua, y se conocen las condiciones en que solidificó la roca, pueden calcularse entonces los minales de los minerales, y a la composición resultante de la roca se le denomina *modo*.

El método de la norma permite tener en cuenta a todos los elementos que se encuentran en la roca, inclusive los que están presentes en forma de huellas.

Una de las ventajas del método es que a pesar de haber sido propuesto exclusivamente para rocas ígneas, puede aplicarse a cualquier tipo de roca.

Al calcular los minales de que están formados los diversos minerales de las rocas, se ve que el número de ellos calculados es exactamente igual al número de óxidos tomados en cuenta. Esto es una consecuencia lógica de la regla de las fases:

$$F + L = C + 2, \text{ o sea:}$$

el número de fases (minales) más el número de grados de libertad (condiciones de solidificación) es igual al número de componentes (los óxidos determinados y tomados en cuenta) más 2. Como los grados de libertad, temperatura y presión, no se toman en cuenta, resulta que es como si se hubieran fijado. Luego  $L$  es igual a 2, y por lo tanto, el número de minales es igual al número de óxidos, que es *la regla de las fases petrológica*.

Para la clasificación de las rocas por el método mineralógico, los minerales se dividen en:

1) *Minerales esenciales*, que son aquellos que caracterizan a una familia de rocas; en cada caso, se ve que son muy pocos. Ejemplo: un granito está caracterizado por la presencia de cuarzo y ortoclasa; faltando el cuarzo la roca será una sienita.

2) *Minerales accesorios* son los que definen el género de la roca. Ejemplo: los granitos pueden dividirse en dos grandes grupos, los que contienen feldespatos alcalinos, y los que además contienen feldespatos alcalino-cálcicos. Los primeros serán granitos alcalinos, y los segundos granitos normales. Pero los minerales que forman esos granitos no están perfectamente determinados, puesto que dependen de su abundancia en cada familia de rocas, de tal modo que en unos casos un mineral dado es esencial y en otros accesorio. Otro ejemplo es el caso de una roca con plagioclasa abundante y sin ortoclasa; si la plagioclasa varía entre labradorita y andesina, será una diorita; si contiene además cuarzo accesorio, será una diorita cuarcífera, y si en cantidad subordinada tuviese ortoclasa, la roca sería una monzonita.

3) *Los minerales accidentales* son aquellos que se encuentran en cantidades muy pequeñas, desde huellas hasta unos cuantos de por ciento; no son lo suficientemente diagnósticos para caracterizar a ninguna especie de roca, y en general se encuentran muy repartidos en las rocas. Un ejemplo es la apatita. Sólo en raros casos su abundancia hace que pase a la categoría de accesorios, y aún de esenciales, como sucede con la cromita, mineral que al ocupar lo más de la masa de una roca hace que los minerales esenciales y accesorios pasen a la categoría de accidentales.

4) *Los minerales secundarios* son formados después de la roca que los contiene; pueden ser diagenéticos, o bien productos de depósito o productos de alteración de algunos minerales que constituyen la roca. A este tipo pertenece el carbonato de calcio, que puede derivarse de la alteración de los feldespatos alcalino-cálcicos, o bien puede provenir de

depósitos de soluciones que se han infiltrado dentro de la roca. En el caso de las calizas (roca que no es ígnea), este mineral entra como esencial; en una arenisca calcárea puede considerarse como accesorio; cuando hay evidencia que en una melilita la calcita se formó como solidificación de carbonato de calcio a partir de la roca fundida, pasa a la categoría de accidental; por último, en un basalto en el cual los poros han sido rellenados por calcita, o en general, cuando se trata de una roca ígnea con vetillas de calcita, entonces el mineral se considera como secundario.

*Cálculo de la norma.* Cuando se trata de interpretar un conjunto de elementos químicos o de radicales, es conveniente reducirlos a una forma comparable como iones; en tratándose de cuerpos sólidos, sin embargo, la unidad empleada es la celdilla unitaria, la cual se puede representar por una fórmula; con frecuencia esta última es múltiplo de una más sencilla, que es la que conviene tomar.

Si se tienen los datos en por ciento de óxidos, éstos se dividen entre el peso formal del óxido en la forma como esté expresado en el análisis, y se obtiene el número formal.

Los pesos formales se encuentran en la tercera columna de las tablas en donde se presentan los análisis. Casi siempre los números son menores que la unidad. Sólo en el caso del  $\text{SiO}_2$  su peso formal es 60.06; como algunas rocas contienen una proporción mayor de este óxido, su peso formal resultará mayor que la unidad. Con objeto de aprovechar la proximación de los análisis, estos números deberán llevarse a la cuarta cifra decimal.

Los primeros minerales que se calculan son los secundarios y los accidentales, procediendo en la siguiente forma:

1. Calcita,  $\text{CaCO}_3$ . Tomando cantidades equiformales de  $\text{CO}_2$  y  $\text{CaO}$  se obtiene la fórmula de la calcita, para la cual se usará el símbolo  $\text{Ca}$ .

2. Si la cantidad formal de cal no fuera suficiente para satisfacer al  $\text{CO}_2$ , se tomará entonces una cantidad igual de  $\text{MgO}$  para formar magnetita  $\text{MgCO}_3$ , cuyo símbolo será  $\text{Mg}$ .

3. Si aun así sobrara carbónico, se tomará una cantidad igual de  $\text{FeO}$  para formar siderita,  $\text{FeCO}_3$ , con símbolo  $\text{Si}$ .

4. En seguida se escoge al  $\text{P}_2\text{O}_5$ , el cual se combina con  $1/3$  de  $\text{CaO}$  para formar la oxiapatita,  $1/3(3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaO})$ ,  $\text{Ap}$ . En la fórmula anterior se ve que hay 10 calcios por 10 fósforos, pero como en el aná-

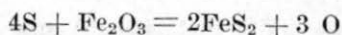
lisis su por ciento está expresado en  $P_2O_5$ , se tendrá que tomar la tercera parte de la fórmula de la apatita.

4a. El único fosfato de importancia que se encuentra en las rocas ígneas es la apatita; si hay itrio o tierras raras, podrán existir los fosfatos xenotima ( $YPO_4$ ), o monazita (Ce, La, Di) $PO_4$ , en cuyo caso el cerio se escoge como representante de todas las tierras raras.

5. Si se ha determinado  $SO_3$ , se calcula como sulfato de calcio ( $CaSO_4$ ), anhidrita. Los autores de la norma proponen que éste se calcule como  $Na_2SO_4$ , basándose en que hay un mineral que aunque raro, sin embargo, es primario en rocas ígneas. Se trata de la noselita, la cual contiene a ese radical. En la mayoría de las rocas ígneas no hay radical sulfúrico, salvo en el caso anterior. Si algo de él se informa en el análisis bien puede ser producto secundario, generalmente en forma de impregnaciones de yeso, o bien algo de barita; en las rocas secundarias el yeso y la anhidrita son sulfatos comunes. Por otro lado, el  $SO_3$  que se informa en los análisis de las rocas ígneas casi siempre es azufre proveniente de los sulfuros; al desintegrar la roca por fusión el azufre se transforma en sulfatos. El  $SO_3$  en rocas ígneas es, pues, de difícil interpretación.

6. Si hay algo de cloro, se calcula como NaCl, que es la halita. Este elemento viene en el mineral sodalita que es el más frecuente del grupo de los feldespatoides isométricos; ocurre también como cristales de halita incluidos en otros minerales, notablemente en el cuarzo. Para formar la halita se toma el número formal del  $Cl_2$ , si así está expresado en los análisis, y la mitad si viene en la forma Cl, combinándose con igual número de fórmulas de  $Na_2O$ .

7. El azufre en las rocas ígneas se presenta en dos formas: una como pirrotita, sulfuro primario soluble en HCl, pudiéndose considerar como un monosulfuro de hierro, lo cual puede verse tomando el número de fórmulas de S e igual número de FeO; hay que deducir de la suma la cantidad de O correspondiente. El otro sulfuro es la pirita, secundario ( $FeS_2$ ), no siendo soluble en HCl; luego el hierro de este mineral aparece en el hierro férrico; se procede tomando la mitad de las fórmulas del azufre, lo cual da el número de fórmulas de pirita; se toma el hierro del férrico en una proporción igual a la cuarta parte del férrico en el análisis, descontándose 3 oxígenos por cada dos piritas:



8. El titanio,  $TiO_2$ , se combina con el FeO en proporciones iguales para formar la ilmenita ( $FeTiO_3$ ), II.



9. Si la cantidad de FeO, descontando el que anteriormente se haya tomado, es insuficiente, el restante se calcula como rutilo (TiO<sub>2</sub>), Ru. En el método de la norma se incluye como mineral normal a la titanita (CaTiSiO<sub>5</sub>), pero éste se puede descomponer en CaSiO<sub>3</sub> (wollastonita y TiO<sub>2</sub>).

10. El férrico, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, que haya sobrado de la pirita se combina con el FeO en la proporción de uno a uno, para formar magnetita M, Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> o FeO.Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

11. Si la cantidad de ferroso fuera insuficiente el resto del Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se calcula como hematita H, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

12. El Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se encuentra siempre en pequeñas cantidades, y entra principalmente en las rocas ígneas bajo la forma de cromita FeCr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr. En algunos casos se incluye entre los minerales aluminosos sustituyendo parte de la alúmina, siempre en pequeña proporción, y comunicando a los minerales un color verde. Debido a que este fenómeno es raro y a que la proporción en la que entra el cromo es siempre pequeña, no se puede tomar de otra manera la norma.

13. El mineral de zirconio, ZrO<sub>2</sub>, es más común como zircón (ZrSiO<sub>4</sub>) en el cual ambos óxidos entran en la proporción 1:1. Generalmente la proporción de ZrO<sub>2</sub> es insignificante, y por esto, no obstante que es bastante frecuente en las rocas, su determinación se hace muy raras veces; es por esto que se le puede calcular u omitir.

14. Los autores de la norma proponen que el flúor, Fl, se una al CaO en la proporción de 2:1 para formar el CaF<sub>2</sub>. En este caso, por supuesto hay que descontar de la suma la cantidad de oxígeno equivalente. En el concepto del autor esto sólo es correcto en algunos casos, pues bien sabido es que en la mayoría de los minerales, excepción hecha de los fluoruros, este elemento es isomorfo con el oxhidrilo, y por tanto, el F<sub>2</sub> debe tratarse como si fuera H<sub>2</sub>O. Sólo en el caso de que haya mucho flúor y mucho calcio, puede calcularse como fluorita.

Los minerales anteriormente enumerados pueden dividirse en dos grupos: los del calcio, que son claros (Cal) y los del hierro, oscuros (Fer):

Cal	{	Apatita	Ap	Fer	{	Pirita	Pi
		Calcita	Ca			Pirrotita	Pr
		Yeso	Ye			Ilmenita	Il
		Fluorita	Fl			Rutilo	Ru
		Thenardita	Th			Magnetita	M
		Halita	Ha			Hematita	H
		Zircón	Zr			Cromita	Cr
		Magnesita	Mg			Siderita	Si

El resto de los minerales, que son los accesorios y los esenciales, también se dividen en dos grupos: incoloros o leucocráticos, y coloridos o melanocráticos.

*Minerales sálicos.* Los primeros están formados por minerales de sílice y alúmina, con álcalis y cal, por lo cual los autores les han llamado *sálicos*, representándolos con el símbolo Sal.

*Minerales fémicos.* Los minerales oscuros son silicatos de fierro y magnesio, los cuales pueden contener cal, alúmina y aun álcalis, por lo cual se les designa como *fémicos*, usando el símbolo Fem. Para el cálculo de estos minales, se procede así:

15. La alúmina,  $Al_2O_3$ , se toma en la proporción de 1:1 con los álcalis, escogiendo primero el  $K_2O$ , y después el  $Na_2O$ . En la mayoría de los casos el número formal de la alúmina será superior al de los álcalis combinados.

16. El exceso de alúmina se combina en la proporción de 1:1 con el  $CaO$ .

17. En el caso de que aun sobre alúmina, ésta se calcula como  $Al_2O_3$ , que es corundo, representándose con el símbolo C.

18. En el caso de que haya sobrado calcio,  $CaO$ , de la operación 17, no habiendo por lo tanto corundo normativo, el resto del calcio se deja para formar silicatos de calcio.

19. Ya para la formación de los minerales accidentales se ha utilizado fierro,  $FeO$ ; sólo el sobrante se toma en consideración, el cual se deja para la formación de los silicatos.

20. El  $MgO$  se toma todo para la formación de los silicatos.

21. La sílice,  $SiO_2$ , está casi intacta, pues sólo se habrá tomado la cantidad correspondiente para el mineral zircón. Su comparación se hace con la suma de álcalis, cal, fierro ferroso, magnesia, y otros elementos en pequeñas cantidades que entran como silicatos de la manera siguiente: Si los álcalis no fueron suficientes para saturar la alúmina, el número correspondiente a ésta se multiplica por 6; la cal que se combinó con la alúmina se multiplica por 2, y la cal, fierro ferroso y magnesia, más otros elementos en pequeñas cantidades, se multiplican por 1.

22. Si el número que representa la anterior suma es menor que el expresado por la sílice, habrá un exceso de ésta, la cual se calcula como cuarzo  $SiO_2$ , cuyo símbolo es Q.

23. En el caso de que la anterior suma sea mayor que la sílice presente en la roca, el cuarzo será negativo y se representa  $-Q$ . El concepto de cuarzo negativo no tiene significación mineralógica real, pero

es muy útil para expresar el defecto de este elemento en las rocas dando lugar a minerales no saturados.

*Rocas ácidas, básicas y neutras.* Desde que se estudió el quimismo de las rocas, éstas se consideraron ácidas o básicas, añadiendo un grupo de rocas neutras, todas las cuales eran estimadas de acuerdo con la cantidad absoluta de sílice, lo cual es muy poco exacto, pues la acidez y basicidad de un compuesto dependen también no solamente de la relación ponderal entre los radicales ácidos y los básicos, sino de sus relaciones estequiométricas; por eso es que una roca que tenga cuarzo será ácida; una roca que tenga cuarzo negativo será básica. Las rocas neutras serán aquellas que contengan una cantidad pequeña, tanto de cuarzo negativo como positivo, ya que es muy raro el caso en que el cuarzo sea exactamente cero. En las rocas ultrabásicas el valor del cuarzo negativo es alto.

24. El calcio, CaO, que se ha combinado con aluminio se calcula como anortita  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (o en la forma de óxidos  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ ); símbolo An.

25. El resto del CaO se calcula como wollastonita  $\text{CaSiO}_3$  o  $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ , símbolo Wo. Sólo en el caso de algunas rocas ultrabásicas se procederá a hacer el cálculo como shannonita.

26. El FeO. Si la roca tiene cuarzo positivo todo el FeO remanente de los cálculos en los accidentales se verifica como hiperstena  $\text{FeSiO}_3$  o  $\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ , símbolo Hi. Actualmente a este mineral se le llama ferrosilita, símbolo Fs; esto se ha adoptado en vista de que el compuesto de referencia no es estable a ninguna temperatura al estado puro. Cuando se trata de prepararlo se obtiene una mezcla de wüstita FeO y fayalita  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ , pero en realidad no hay ningún inconveniente en seguirlo llamando hiperstena.

27. En el caso de que haya cuarzo negativo y que su valor sea menor que el necesario para el MgO, este cuarzo se calculará como fayalita  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  o  $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ ; para que esto sea posible es necesario que el FeO sea por lo menos igual o mayor que el número del cuarzo negativo. El exceso del hierro sobre el doble de la fayalita se calculará como hiperstena. Si aún queda cuarzo negativo todo el hierro se calculará como fayalita, y el remanente cuarzo negativo, será para los cálculos de los feldespatoides.

28. El MgO. Si hay cuarzo positivo todo el magnesio se calcula como enstatita  $\text{MgSiO}_3$ , o en óxidos  $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ . En el caso de que haya cuarzo negativo, se deberá ver si el valor de éste es mayor del de la mitad del

magnesio, en cuyo caso todo el magnesio se calcula como forstierita  $Mg_2SiO_4$ , o  $2MgO.SiO_2$ , y el resto del cuarzo negativo sigue adelante.

29. Si el valor encontrado es menor, la diferencia entre el número de la magnesia y el doble de la forstierita se calcula como enstatita.

30. Si hay cuarzo positivo, o bien si todo el cuarzo negativo fue neutralizado por la forstierita y fayalita, y si la cantidad de alúmina es mayor que la suma de los álcalis, todo el sodio se calcula como albita, tomando la proporción de la  $Na_2O:Al_2O_3:SiO_2 = 1:1:6$ , tal y como se explicó en el cálculo de la sílice para averiguar el cuarzo. La fórmula de la albita es  $NaAlSi_3O_8$ , y en forma de óxidos,  $Na_2O.Al_2O_3.6SiO_2$ . El símbolo es Ab.

31. En caso de que la alúmina sea inferior a la suma de los álcalis se calcula el exceso de sodio como acmita,  $NaFeSi_2O_6$ , o  $Na_2O.Fe_2O_3.4SiO_2$ , símbolo Ac. Es necesario en este caso llevar al cabo varios ajustes: si en los accidentales hay hematita en cantidad suficiente para tomar los números formales de la sosa y del férrico en la proporción 1:1, sólo aparecerá en la norma el sobrante de hematita; pero en el caso de que ésta no exista, o bien que la cantidad de ella no baste para la acmita, el férrico se tomará como la magnetita, quedando sobrante una cantidad equivalente de ferroso, el cual se añade al antes calculado; el cuarzo se corrige por un número igual al de la magnetita utilizada, que es cuarzo negativo. Pero es necesario efectuar otra corrección al cuarzo por la formación del mineral acmita. En efecto, para el cálculo del cuarzo se había tomado seis veces la sosa, pero como para formar la acmita sólo se necesitan cuatro, es necesario duplicar el número de la sosa y agregárselo al cuarzo, que si es positivo aumentará su número, pero si es negativo disminuirá la cifra que lo representa.

32. Si hay cuarzo negativo sobrante después de haber formado los olivinos, el ajuste se hará por medio del cálculo de los feldespatoideos de sodio, que es la nefelita, fórmula  $Na_2O.Al_2O_3.2SiO_2$ , por lo cual en algunos casos habrá que tomar cuatro cuarzos negativos, y la manera de hacer el cálculo será tomar la cuarta parte del cuarzo negativo sobrante, comparando este número con el número formal del sodio; si es mayor, todo el sodio se calcula como nefelita, y al cuarzo negativo se le quitan cuatro tantos. Esta cantidad, y el resto, pasan a ajustarse por medio de la potasa. Si la cantidad es menor, esta cuarta parte se calcula como nefelita, y la diferencia entre este número y el de la sosa se calcula como albita.

33. El  $K_2O$ . Si ya no hay cuarzo negativo, que es lo más común, toda



la potasa se calcula como ortoclasa  $KAlSi_3A_8$ , símbolo Or; pero si aun hay cuarzo negativo, como se dijo en el párrafo 32, primeramente se calcula como leucita  $KAlSi_2O_6$ , o duplicando y en óxidos,  $K_2O.Al_2O_3.4SiO_2$ , símbolo Le. Para esto, el número que representa al remanente de cuarzo negativo se divide entre dos, comparándose con el número de la potasa: si el primero resulta ser menor habrá leucita y ortoclasa; la mitad del número del cuarzo negativo será leucita y el resto ortoclasa.

34. Pero en el caso que la mitad del cuarzo negativo sea mayor que la potasa, se indica que el feldespatoide es la kaliofilita, o kaliofilita y leucita. Lo que se hace en este caso es tomar la cuarta parte del número que representa al cuarzo negativo, y si éste resulta mayor que el de la potasa, entonces toda ella se toma como kaliofilita; el resto del cuarzo negativo se ajustará después. Si la cuarta parte es menor que el número de la potasa, entonces la diferencia se multiplica por 2, y se tiene la leucita; el número de la leucita se resta del total del sobrante de la potasa, y del resto de la kaliofilita. La razón de proceder así estriba en que el cuarzo negativo de estos feldespatoides es dos veces el número de la leucita, y cuatro el de la kaliofilita, y además la suma de los números de la kaliofilita y leucita es igual al de la potasa:

$$-4Kf -2Le = -Q \dots\dots(1)$$

$$Kf + Le = K_2O \dots\dots(2)$$

Cambiando signos en la primera ecuación, y dividiéndola entre 4:

$$Kf + Le/2 = Q/4 \dots\dots(3)$$

Restando (3) de (2), resulta:

$$Le/2 = K_2O - Q/4 \dots\dots(4)$$

Por lo tanto Le es igual a  $2(K_2O - Q/4)$  y Kf igual a  $(K_2O - Le)$ .

35. En el caso de que aun haya cuarzo negativo, éste se ajusta tomando cal de la wollastonita para formar el ortosilicato, que es la shannonita  $Ca_2SiO_4$  o  $2CaO.SiO_2$ . La shannonita será igual al cuarzo negativo, y la wollastonita sobrante será igual a la diferencia entre el número provisional que se tenía para la wollastonita menos el doble de la shannonita. Si el cuarzo negativo fuera mayor que la mitad del número de la wollastonita, toda la cal se calcula como shannonita y el resto se ajustará de la siguiente manera:

36. Este caso no se presenta en las rocas ígneas, pero puede ocurrir en algunas de las metamórficas de contacto. El ajuste se hace sobre

la enstatita tomando de su número una cantidad igual a la del cuarzo, la cual se calcula como periclasa  $MgO$ , símbolo  $Pe$ , y el resto se queda como enstatita.

Con la anterior breve exposición termina el estudio de los elementos que se encuentran en mayor cantidad. Los autores de la norma no tratan el agua y el flúor porque su interpretación es muy difícil. El que esto escribe, inspirado en la gran importancia del agua en algunos minerales modales, entrará en algunos detalles.

El agua se presenta bajo la forma del radical oxhidrilo como constituyente integral dentro de la red cristalina de algunos minerales. Este radical es monovalente y tiene carácter ácido, o sea que en caso de ionizarse pertenece al grupo de los aniones o iones negativos. Así se le encuentra en las micas y anfíbolos de las rocas ígneas, aunque hay muchos otros minerales que también le contienen. El valor formal de este radical se obtiene multiplicando por 2 el número que resulta de dividir el por ciento de agua,  $H_2O$ , entre su peso formal 18.016, ya que un ácido cuando se calcula como óxido el agua interviene. Ejemplo:  $H_2SO_4$ , o  $SO_3 \cdot H_2O$ ; la actinolita  $H_2Ca_2Mg_5Si_8O_{24}$ , que en óxidos sería  $2CaO \cdot 5MgO \cdot 8SiO_2 \cdot H_2O$ .

Los minerales con oxhidrilo son muy comunes entre los metasomáticos, así como en las rocas ígneas de baja temperatura; minerales formados por intemperismo contienen comúnmente al oxhidrilo, pero en este último caso muy raras veces se encuentra este radical sustituido por flúor.

En algunos minerales que contienen oxhidrilo la disociación electrolítica se hace dando hidrógeno iónico, y dejando, por lo tanto, un radical cargado negativamente que es un ácido; esto se presenta en la sílice coloidal, alúmina coloidal, óxido férrico y algunos otros; pero uno de los casos más notables es en el grupo de las arcillas; dentro de éstas, la montmorillonita posee un carácter ácido muy aparente, explicándose así sus propiedades principales.

La otra forma bajo la cual se encuentra el agua es unida a un ion tal y como ocurre en el agua de cristalización de algunos compuestos, formando parte integrante de la red cristalina del mineral. Ejemplo: las zeolitas, sobre todo la analcita, en la cual el agua está unida al sodio completando de esta manera el volumen para que un compuesto sódico sea isomorfo con un potásico  $KAlSi_2O_6$ , que es la leucita, en tanto que la fórmula de la analcita es  $Na \cdot H_2O(AlSi_2O_6)$ . El agua también puede estar pegada a los hidrógenos de los oxhidrilos o bien a otros iones, ya

que aquella no tiene una forma simétrica sino que tiene lo que se llama *polaridad*, fenómeno al cual es debida el agua de humedad y que está en equilibrio con la tensión del vapor de agua en el medio ambiente. Esta agua, aunque común, es sin embargo, notable en las arcillas. Se supone que se pierde totalmente si el material que la contiene se seca en la estufa a  $110^{\circ}\text{C}$  por dos horas, contenido llamado comúnmente humedad o agua menos ( $\text{H}_2\text{O}-$ ). Lo anterior no es rigurosamente exacto, porque parte del agua de cristalización queda adherida en el material, y sólo se desprende muy lentamente. Por eso resulta muy difícil la interpretación de esta agua, y debiera decirse que se calcula en la muestra seca al aire y en equilibrio con una atmósfera, con tal o cual valor para la tensión de vapor. En la práctica, los análisis de arcillas contienen  $\text{H}_2\text{O}-$  que varía mucho con el estado hidrométrico del aire en el momento de pesar la muestra para determinar la humedad. Por último, hay otra agua que está en los poros de la roca o en el polvo de mineral, la que se denomina agua libre, y cuando es sensible a la simple vista se dice que el material está mojado; esta forma de agua es común cuando se colectan los ejemplares, pero ya en el laboratorio no tiene importancia.

En los vidrios volcánicos el agua está disuelta en ellos; al calcinar algunas retinitas se ha desprendido hasta el 13 por ciento de agua.

Se tratará en seguida el estudio de los elementos que entran en cantidades de poca consideración.

37. El  $\text{MnO}$ . Este óxido entra en cantidades muy pequeñas, alrededor del 0.1 por ciento. En las rocas ígneas es un acompañante del fierro, y en algunas de las rocas metamórficas puede ser un constituyente importante. Como el peso atómico de Mn es 55 y el del Fe 56, hay poca diferencia entre el número atómico del  $\text{MnO}$  y del  $\text{FeO}$ , por lo cual pueden tratarse como a un solo componente. Si quisiera calcularse como mineral, se tienen los minerales rodonita  $\text{MnS}_2\text{O}_8$ , símbolo Ro, análogo a las piroxenas, y el olivino de manganeso, tefroíta,  $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$ .

38. El  $\text{BaO}$ . Aunque del mismo grupo que el calcio, el bario generalmente se encuentra reemplazando al potasio, por lo que no debe juntarse al  $\text{CaO}$ , tal y como lo proponen los autores de la norma, sino que lo mejor es no tomarlo en consideración. En caso de que este elemento se encuentre en proporción apreciable lo mejor será calcularlo como feldespato monoclinico e isomorfo con la ortoclasa, que es el celsiano  $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , símbolo Ce.

39. El  $\text{SrO}$ . Este óxido es acompañante del bario, y es un término medio entre el calcio y el bario; en las rocas casi siempre se encuentra en

las plagioclasas, por lo cual debe juntarse con el calcio, no en la forma gravimétrica sino en la formal, y calcularlo como plagioclasa. No se conoce una plagioclasa de estroncio como mineral independiente.

40. El  $V_2O_5$ . Este óxido reemplaza al aluminio en algunos minerales, sobre todo en las micas. La variedad roscoelita, por ejemplo, lo contiene. También se le encuentra en las espinelas, y por eso se aconseja unirlo formalmente al aluminio. En general, no es necesario considerarlo como independiente.

41. El  $NiO$  y  $CoO$ . Estos óxidos se encuentran en muy pequeñas cantidades en los olivinos, por lo que deben unirse al fierro y hacer el cálculo del conjunto. Como minerales independientes, no se conocen olivinos de estos metales.

Habiendo estudiado con algún detalle la manera de calcular la norma, se hará en seguida un resumen propio del autor:

1) Los elementos principales determinados se dividen por sus pesos formales, y se colocan frente a los por ciento en la tercera columna de la hoja del análisis. En la primera columna van las fórmulas de los elementos determinados, en la segunda los por ciento encontrados, en la tercera la cantidad de fórmulas contenidas en el por ciento dado (números formales). Los elementos de pequeña cantidad se desprecian, y se consideran en conjunto en la suma. No obstante estar en cantidades pequeñas, generalmente se toma en cuenta al  $P_2O_5$ ; el  $MnO$  se suma al fierro ferroso. Pero si alguno de los elementos poco comunes se encuentra en cantidades notables deberá tenerse en cuenta y calcularse de acuerdo con la composición del mineral actual que se haya encontrado en la roca; pero si este último no es conocido, es mejor no tomarlo en consideración.

2) Se calculan los minerales accidentales, comenzando por los claros y siguiendo con los oscuros, descontando de los números formales la cantidad de cada óxido que entra en los minerales accidentales.

3) Con los óxidos restantes se calculan todos los minerales esenciales y accesorios de la roca, como si ocurrieran en un grado muy alto de silicatización; de esta manera se encontrará, por el sobrante, el número formal de cuarzo, el cual puede ser positivo o negativo, en casos rarísimos cero. Si el valor correspondiente es cero o positivo, se puede contar ya con los números formales de los minerales normativos.

4) En el caso de que haya cuarzo negativo, lo que no tiene interpretación real, el defecto en sílice se ajusta, primero con la enstatita, después con la fayalita, luego con la albita; en seguida con ortoclasa y



leucita; en caso necesario se procede con la wollastonita y por último con la forstierita, hasta que no quede ningún faltante de sílice.

Los minerales esenciales y accesorios más importantes de las rocas son los siguientes:

**TABLA IV**  
**Minerales esenciales y accesorios más importantes de las rocas**

Sálicos		Fémicos	
Minal	Símbolo	Minal	Símbolo
Cuarzo.....	Q	Hiperstena.....	Hi
Corundo.....	C	Enstatita.....	En
Ortoclasa.....	Or	Wollastonita.....	Wo
Albita.....	Ab	Rodonita.....	Ro
Anortita.....	An	Fayalita.....	Fa
Celsiano.....	Ce	Shannonita.....	Sh
Nefelita.....	Ne	Tefroíta.....	Te
Leucita.....	Le	Forstierita.....	Fo
Kaliófilita.....	Kf	Periclasa.....	Pe
		Acmita.....	Ac

Como ya se dijo, los anteriores son minerales normativos, es decir, son los que debieran ser si la roca que los incluye, hubiera cristalizado de un magma anhidro y tan lentamente que todos los óxidos entraran en la formación de minerales de tamaños visibles, constituyendo una roca fanero-cristalina.

Las rocas no se clasifican o se reconocen por los minerales que debieran haberse formado, sino por los que actualmente se encuentran. A esto los autores de la norma han llamado "modo", el cual se tratará de interpretar valiéndose de la norma.

*Cuarzo.*—El cuarzo positivo indica la posible presencia de cuarzo modal, pero para esto se requiere que la cantidad no sea menor del 5 por ciento y que la roca sea holocristalina, como los granitos, las dioritas cuarcíferas, etc. En el caso de que la roca sea efusiva se requiere generalmente una cantidad mayor de cuarzo para que se haga ostensible como fenocristales y le comunique a la pasta fundamental un aspecto litoide o vítreo. Los magmas de este tipo tienen mucha tendencia a permanecer en el estado de vidrio, y disuelven cantidades de agua, por lo cual este óxido puede estar representado en los análisis en cantidades mayores del 1 por ciento; si la roca es fresca, la cantidad de agua da una idea de la cantidad de vidrio. En el relleno entre otros cristales el cuarzo se presenta en cantidades inferiores al 5 por ciento. De vez en cuando ocurre como cristales esporádicos en la mayoría de las sienitas y en algunos gabros. Las rocas efusivas casi nunca tienen cuarzo

modal, pero sí es frecuente encontrar en la pasta fundamental globulitos pequeños de cristobalita, y en los poros y grietas cristales de cristobalita o tridimita. En algunas juntas de las rocas se pueden encontrar también exudados de hialita.

Si el cuarzo que se tiene es negativo y en pequeña cantidad, su primer señal es la formación de olivino en tratándose de una roca holocristalina; pero puede presentarse el olivino en las rocas efusivas aun cuando tengan una cantidad relativamente grande de cuarzo positivo, sobre todo si está presente una cantidad apreciable de óxidos divalentes. Si la cantidad de sílice negativa es grande, además de olivino, habrá feldespatoideos, y aun en algunos casos puede presentarse la melilita.

*Corundo.*—Su presencia en una roca en forma normativa no implica que se tenga en la forma modal, sobre todo si se trata de una roca ácida o con cuarzo positivo. En este caso, si la cantidad de potasa es relativamente alta y si hay algo de agua, se indica que la roca contiene mica modal, tal y como puede verse en los granitos. No es infrecuente encontrar el mineral cordierita en algunas de las dacitas de la Sierra de Guadalupe, D. F. Corundo normativo ocurre en algunas sienitas, en algunas de las cuales con tal abundancia que esas rocas reciben el nombre de sienitas de corundo.

*Feldespatos.*—Estos minerales son de extrema importancia en las rocas; representa el grupo de minerales que con más facilidad es asequible en la corteza terrestre. Esos minerales se toman como base principal en la clasificación de las rocas.

Existen tres minales principales entre los feldespatos: ortoclasa  $KAlSi_3O_8$ , o feldespato de potasio; albita  $NaAlSi_3O_8$ , feldespato de sodio, y la anortita  $CaAl_2Si_2O_8$ , que es de calcio. Otro menos importante es el celsiano,  $BaAl_2Si_2O_8$ , o feldespato de bario; por su fórmula puede verse que es muy semejante a la anortita, y por esto es que los autores de la norma lo consideran isomorfo con ella. En realidad el tamaño del átomo de bario es más parecido al de potasio, y el celsiano cristaliza como la ortoclasa en el sistema monoclinico; en los feldespatos de potasio es donde se encuentran más cantidades de bario; es por esto que el feldespato de bario debe unirse a la ortoclasa y no a la anortita, a pesar de la diferencia de fórmulas entre ortoclasa y celsiano. El estroncio también ocurre en pequeñas cantidades en los feldespatos; es común en la plagioclasa, y por lo mismo puede considerarse el siguiente isomorfo de la anortita:  $SrAl_2Si_2O_8$ ; el tamaño del átomo de estroncio es más parecido al de calcio que al de bario.

En los análisis de los feldespatos cálcico-sódicos con frecuencia se en-

encuentra un defecto de sílice, y en este caso la sosa y la alúmina se calculan como nefelita,  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ . Duplicando esta fórmula:  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , que al compararse con la anortita  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  se ve que la diferencia está en que un calcio divalente está reemplazado por dos sodios monovalentes. Por otro lado, el tamaño del átomo de sodio es muy semejante al del calcio, por todo lo cual en vez de considerarse como nefelita debe tomarse como anortita de sodio, debiéndose juntar a la albita. Washington y Wright (27) han descrito un feldespato rico en sodio y pobre en sílice al que han puesto por nombre *anemousita*. Al mineral correspondiente se le ha llamado *carnegeita*  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , símbolo Cg.

Por todo lo anterior se ve que los feldespatos tipos pueden reducirse a tres minales que son:

*Ortoclasa*,  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ , peso formal 278.25, símbolo Or, al cual se le puede agregar el celsiano.

*Albita*,  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , peso formal 262.15, símbolo Ab.

*Anortita*,  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , peso formal 278.14, símbolo An, al cual se le pueden agregar el feldespato de estroncio y la carnegeita.

La composición de un feldespato cualquiera se puede representar por la proporción en que entran los tres minales indicados. Ejemplo:  $\text{Ab}_3\text{An}_{60}\text{Or}_5$  es un feldespato con 35 por ciento de albita, 60 de anortita y 5 de ortoclasa. La composición puede expresarse en fórmulas como lo hacen los europeos o en peso como los americanos. El que esto escribe prefiere el método de los europeos; pero, por otra parte, en el caso de los feldespatos la diferencia entre sus pesos formales es pequeña.

La serie de plagioclasa tiene como minales finales a la albita y la anortita; forman una serie estable de soluciones sólidas; como el carácter óptico de los minerales cambia de positivo a negativo, se han dado límites más o menos precisos, y de esta manera se distinguen varias especies a las cuales se les han dado sus respectivos nombres. La más usada es la clasificación de Calkins, la cual se ha expresado en por ciento de los minerales tanto extremos como intermedios:

TABLA V  
La serie de plagioclasas albita-anortita

Nombre	Albita	Anortita	Carácter óptico
Albita . . . . .	95	5	Positivo.
Oligoclasa . . . . .	80	20	Positivo o negativo.
Andesina . . . . .	60	40	Negativo o positivo.
Labradorita . . . . .	40	60	Positivo.
Bytownita . . . . .	20	80	Negativo o positivo.
Anortita . . . . .	5	95	Negativo.

Este sistema ha sido estudiado por Bowen (2); se reproduce su diagrama en la figura 30. A partir de un magma con cierta composición, se ve en la figura que el primer feldespato en cristalizar es la anortita; por esto es que en las rocas efusivas el feldespato modal es mucho más cálcico de lo que indica la norma. Los primeros cristales de plagioclasa, una vez formados, sufren varios transportes en el seno del fluido, de aquí que sea tan común la estructura zonal en los feldespatos donde el núcleo como regla es más cálcico que el exterior; a veces, sin embargo, hay recurrencia, porque el cristal formado puede pasar a otro medio más cálcico. En las rocas holocristalinas el feldespato casi siempre tiene tiempo de ajustar su composición al magma que lo rodea, y por eso la composición de la plagioclasa puede estimarse por la que da la norma.

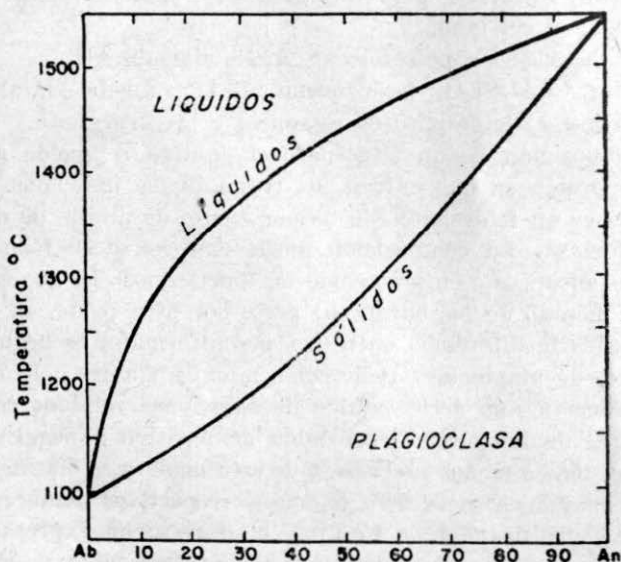


Fig. 30.—Diagrama de fases para el sistema albíta-anortita. (Bowen, American Journal of Science, 1915.)

Por este diagrama se ve que la anortita cristaliza a una temperatura de unos 1550° C, y que la albíta funde, aunque incongruentemente a una temperatura ligeramente inferior a 1100° C. Por tanto, en un magma de composición dada, el feldespato que primero se forme siempre será más básico que el que indique la norma; el feldespato disuelto en el líquido residual dará una norma más ácida, o más sódica. Por todo lo cual, de acuerdo con las condiciones de enfriamiento, el feldespato en forma de fenocristales será más básico que el de la pasta fundamental; el que queda disuelto en el vidrio será notablemente más sódico.

En las rocas efusivas la composición de los fenocristales es algo más cálcica que la indicada por la norma, generalmente un término



medio entre la composición que indica la norma y la del feldespato que cristaliza en el diagrama de Bowen. Así, por ejemplo, si se tiene una roca en la que el análisis muestra que la relación formal entre Na y Ca en los feldespatos es de 1:1, según el diagrama de Bowen el feldespato que cristalizaría primero contendría el 82 por ciento de anortita, correspondiendo a una bytownita; pero la cristalización no es tan rápida que no permita algún ajuste, aun en el núcleo, y por tanto el feldespato sería alrededor de 66 por ciento de An que corresponde a una labradorita. Al cristalizar un feldespato rico en calcio, el magma residual queda enriquecido en sodio, y resulta que el feldespato de los microcristales de la pasta fundamental será también labradorita, pero con tendencia a andesina.

Los feldespatos de sodio y los de potasio forman una serie de feldespatos isomorfos a temperaturas elevadas; a temperaturas más bajas su solubilidad es limitada, por todo lo cual los feldespatos alcalinos se encuentran en las rocas holocristalinas. La albita puede contener hasta un poco más del 10 por ciento de potasio, sin que cambien notablemente las propiedades físicas del mineral resultante; los feldespatos de potasio pueden contener hasta el 30 por ciento de sodio (ortoclasa o microclina). Pero si los cristales se formaron a temperatura elevada, cristalizan en la forma monoclinica, y al enfriarse sucede una exsolución, que es algo parecido a una emulsión en que el feldespato que está en menor cantidad se separa en pequeños cristales dentro del cristal grande, dando por resultado la estructura pertítica. Lo más común es que los cristales ricos en potasio se formen a temperaturas algo más bajas que la generalidad de las plagioclasas, cristalizando ortoclasa. Pero si el magma aún es rico en sodio se formará una ortoclasa con bastante sodio; el enfriamiento producirá cristales de ortoclasa con inclusiones orientadas de albita, o por lo menos una plagioclase bastante sódica que es lo que se llama pertita. La cantidad de sodio presente puede ser considerable, y en este caso puede el mineral mantenerse en una forma casi monoclinica que es lo que se llama anortoclase u ortoclase de sodio; pero lo común es que se resuelva en un cristal de albita con inclusiones de ortoclase, y a este tipo de feldespato se le llama antipertita. Si las rocas efusivas son ricas en potasio es bastante común encontrar el feldespato monoclinico de potasio conteniendo hasta una tercera parte de potasio reemplazada por sodio, dando la fase de alta temperatura de la ortoclase que se llama sanidino, que tiene de notable su pequeño ángulo entre los ejes ópticos.

La solubilidad mutua entre feldespatos cálcicos y potásicos es pequeña; en presencia del sodio ocurre la solubilidad.

La anortita pura funde a  $1600^{\circ}\text{C}$ ; la ortoclasa a  $1200^{\circ}\text{C}$ , pero en presencia del agua se abate considerablemente el punto de fusión. En un magma seco la ortoclasa funde incongruentemente dando lugar a la formación de leucita y un líquido más rico en sílice. En presencia de vapor de agua la ortoclasa se solidifica a temperaturas tan bajas como  $500^{\circ}\text{C}$ . La albita funde a una temperatura inferior a  $1200^{\circ}\text{C}$  y en un magma con mucha agua a temperaturas inferiores a los  $1000^{\circ}\text{C}$ . Si el tiempo y las condiciones del medio ambiente son propicias, la composición del feldespato se va ajustando continuamente, acusando tener la misma composición señalada por la norma, y aun algo más alcalino por el pequeño reemplazamiento del sodio por el potasio. Dependiendo de la relación potasio-sodio, si ésta es relativamente alta (por ejemplo, mayor que 0.3) se comienza a formar ortoclasa, la cual alcanza tamaños megascópicos variables originando así la textura porfiroide, tan común en algunos granitos. Durante el proceso de la cristalización, una parte de la ortoclasa se presenta como orla alrededor de los cristales de plagioclasa; el potasio remanente, por último, se precipita como mica, o en forma de cristales pequeños, los que junto con cuarzo y nefelita, según la roca, forman un mortero que cementa los otros granos de la roca. Si existe mucha agua o flúor en la roca, parte de la potasa se va como biotita, la cual cristaliza a temperaturas semejantes a las que cristaliza la andesina; en los magmas residuales, la potasa puede ocurrir como muscovita si hay suficiente alúmina, lo que se manifiesta por el corundo normativo. En las rocas muy alcalinas se forman feldespatos de sodio y potasio, los cuales no son estables a temperaturas bajas; dependiendo de la velocidad de enfriamiento y de la cantidad de hiperfusibles en el magma, pueden presentarse rocas alcalinas en forma de anortoclasa, antipertita o pertita.

Ya se ha explicado que el sanidino es de alta temperatura; es común en las rocas extrusivas, y puede formarse con una relación 0.3 K/Na, o más.

Los otros álcalis, como el litio, se encuentran principalmente en las micas: la combinación  $\text{LiMg}$  tiene la misma valencia, y casi el mismo volumen que un átomo de aluminio, al cual puede reemplazar. El litio también puede entrar en las piroxenas, en las cuales el grupo  $\text{LiAl}$  reemplaza a dos Mg, como puede verse con la enstatita  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  y la espodumena  $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ . El rubidio y el cesio, generalmente se encuentran en las micas reemplazando al potasio. El cesio es relativamente raro en

la corteza terrestre, y puede entrar perfectamente en la estructura de la mica.

El estroncio puede reemplazar al calcio, y se le encuentra en las plagioclasas. El bario, de tamaño semejante al potasio, puede encontrarse en solución sólida con la ortoclasa.

*Los feldespatoides* aparecen cuando en una roca hay cuarzo negativo en cantidades grandes. Lo más frecuente es que en la norma se encuentre albita y nefelita, es decir, que haya plagioclasa y feldespatoides. La nefelita modal es frecuente en rocas alcalinas, pero no siempre es aparente, pues al igual que el cuarzo es de los últimos elementos en cristalizar, y por tanto entra en la composición del mortero que cementa a los otros minerales. En las sienitas de nefelita este mineral es conspicuo. El mineral nefelita también entra en un grupo de minerales alcalinos, que son los que forman el grupo de la sodalita; cristalizan en el isométrico y tienen una coloración más o menos azul que imparte la lazurita. (La lazurita es un sílico-aluminato alcalino, y no debe confundirse con la lazulita, que es un fosfato de aluminio con algo de hierro ferroso y magnesio.) Su composición puede estar representada por tres fórmulas de nefelita y otra de un compuesto salino-alcalino; el calcio puede reemplazar algo del sodio. Las fórmulas químicas de algunos feldespatoides son:

Sodalita	$3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{Cl}_2$
Haüyinita	$3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$
Noselita	$3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$
Lazurita	$3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{S}_x$ , (en donde x oscila entre 2 y 3).

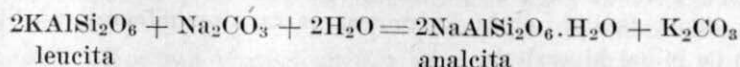
Estos minerales se encuentran en general en cantidades pequeñas; Cl y  $\text{SO}_3$ , que con frecuencia no se buscan, estarán presentes también en escasas cantidades. Por lo tanto, si en un análisis hay que determinar la norma, encontrándose a una cantidad relativamente alta de nefelita, además de los radicales Cl o  $\text{SO}_3$ , se trata de una roca que contiene feldespatoides como los mencionados.

La cancrinita pertenece a un tipo de rocas cálcicas en las que se puede encontrar una cantidad relativamente grande de nefelita, aunque en menor proporción que en las rocas que contienen menos elementos magnesianos. Su simetría no es isotrópica sino hexagonal; la fórmula de la cancrinita es  $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$ . El  $\text{CO}_2$  debe de estar presente en la roca, pero como dicho óxido es común como producto secundario, no se puede concluir que sea inherente a la cancrinita, a menos que el contenido de nefelita sea alto.





con exceso de carbonato de sodio, los que se separan por cristalización fraccionada:



La kaliofilita normativa es rarísima, y es posible que no se encuentre un ejemplar de roca analizada en la que se presente el mineral normativo, a menos que en poca cantidad de álcalis abunde la potasa. Como en este caso los minerales sílicos están en cantidades muy subordinadas, los resultados obtenidos para la norma de estos elementos están afectados de mucho error. Modalmente la kaliofilita se encuentra en algunas de las rocas que en bloques ha arrojado el Vesubio; en Monte Soma o en algunas rocas de melilita.

En lo tocante a los minerales normativos del grupo fémico se tiene:

Cuando hay cuarzo positivo los únicos minerales que se pueden formar son los del grupo de la piroxena, que tienen la forma de metasilicatos; en ellos la relación del Si al O es de 1 a 3. Los elementos félicos pueden agruparse en tres componentes que son: Ca, Fe y Mg, los cuales forman las bases principales que entran en la formación de las piroxenas. Estas últimas se pueden dividir en ortorrómbicas y monoclinicas. Las primeras están esencialmente desprovistas de calcio, formándose a temperaturas inferiores a la que muestran las rocas efusivas recién salidas de los volcanes, o sea temperaturas menores de 900°. A temperaturas mayores la forma estable es la piroxena monoclinica, llamándose clinoenstatita o clinohiperstena. Algunas veces contienen pequeñas cantidades de manganeso que entra en sustitución del hierro ferroso, pero nunca llega a cantidades notables. El silicato de manganeso  $\text{MnSiO}_3$  es la rodonita, y puede considerarse como una piroxena triclinica. El  $\text{Al}_2$  puede sustituir al  $\text{MgSi}$  en las piroxenas; por tanto la alúmina es común en las piroxenas de esta clase.

Los minerales extremos que entran en el grupo de las piroxenas ortorrómbicas, son:

**TABLA VI**  
**Minerales extremos en el grupo de las piroxenas ortorrómbicas**

Nombre	Símbolo	Fórmula	Peso formal
Enstatita.....	En	$\text{MgSiO}_3$	100.38
Hiperstena.....	Hi	$\text{FeSiO}_3$	131.91
Rodonita.....	Ro	$\text{MnSiO}_3$	130.99
Wollastonita.....	Wo	$\text{CaSiO}_3$	116.14
Corundo.....	C	$\text{Al}_2\text{O}_3$	101.94

Hay una serie de soluciones sólidas desde la enstatita hasta la hiperstena conteniendo el 90 por ciento del minal; el compuesto  $\text{FeSiO}_3$  no ha sido obtenible; en la Naturaleza es raro un mineral con 30 por ciento de minal hiperstena.

El sistema  $\text{MgO-FeO-SiO}_2$  ha sido estudiado por Bowen y Schairer (3). Por dicho estudio se ve que a temperaturas altas cristalizan primero los miembros ricos en magnesia. La clinoenstatita comienza a cristalizar a temperaturas poco superiores a  $1500^\circ\text{C}$ , conteniendo menos del 5 por ciento de hiperstena. A temperaturas bajo  $1400^\circ\text{C}$  cristaliza una piroxena con el 60 por ciento de hiperstena. Es común que a temperaturas como estas, relativamente altas, cristalizan siempre las clinovarietades que no se encuentran en las rocas telúricas, pero sí que se conocen en las meteoritas. Las ortopiroxenas son estables sólo bajo su temperatura de inversión, que es  $1140^\circ\text{C}$  para la enstatita, y desciende hasta  $955^\circ\text{C}$  para una hiperstena conteniendo poco menos del 90 por ciento del minal. Es de esperarse, por tanto, que las piroxenas de las rocas sean principalmente ricas en enstatita, aunque menos ricas en magnesio que el olivino que se encuentre en la misma roca. Para que se forme piroxena rómbica en una roca se requiere que la cristalización se haga a baja temperatura, o bien que la roca contenga poco calcio.

La diopsida es una piroxena monoclinica, considerándose como una sal doble  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ , la que puede interpretarse como formada por una fórmula de enstatita  $\text{MgSiO}_3$  y otra de wollastonita  $\text{CaSiO}_3$ . El gran tamaño del calcio con respecto al del magnesio hace que la simetría sea monoclinica. Esta piroxena es forma de alta temperatura, aunque inferior a la del olivino de magnesio; forma una serie de soluciones sólidas con la hedembergita que tiene por fórmula  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ , en las cuales la temperatura de fusión disminuye con el aumento del fierro; por tanto, los primeros cristales que se forman serán más ricos en magnesio, y a medida que la temperatura desciende las piroxenas van siendo cada vez más ricas en fierro. La variedad aluminosa es augita, piroxena muy común en las rocas. En este mineral, al calcular la norma, la alúmina y la parte correspondiente del calcio aparecen como anortita, por todo lo cual el feldespato de la roca original será algo menos cálcico que como lo indica la norma. En muchas de las augitas se encuentra que la cantidad de magnesio es muy superior a la requerida para la formación de diopsida; hay una solución sólida de augita y clinoenstatita, que da una variedad cuyo ángulo entre ejes ópticos es pequeño, designándosele con el nombre de pigeonita. En las piroxenas también se encuentran pequeñas cantidades de álcalis, principalmente sodio, y es que el grupo

NaAl sustituye a 2Mg, los cuales tienen la misma valencia 4, con pesos muy parecidos, 50 y 48 respectivamente, resultando la fórmula de la jadeíta  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ . El grupo 2Ca puede también ser reemplazado por el  $\text{NaFe}^{++}$ ; ambos son tetravalentes, y sus pesos son 80 y 81; ejemplo: de la wollastonita  $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  se obtiene acmita  $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ ; este último mineral es común en las rocas alcalinas, y con frecuencia se deposita como una aureola sobre la augita, que es un mineral de baja temperatura.

La diferencia principal entre anfíbola y piroxenas estriba en que la celdilla unitaria de las últimas se puede representar por el tipo  $\text{Mg}_4\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{24}$ ; si un calcio es sustituido por 2 hidrógenos resulta una anfíbola,  $\text{H}_2\text{Mg}_4\text{Ca}_3\text{Si}_8\text{O}_{24}$ , que es la tremolita. Los minerales de este grupo están caracterizados químicamente por tener hidrógeno, que a elevadas temperaturas se desprende junto con el oxígeno bajo la forma de agua. Para que en una roca pueda haber minerales con hidrógeno es necesario que la temperatura a la que cristaliza no sea muy elevada, y que la presión sea alta, con objeto de que este elemento no pueda escaparse bajo la forma de agua. Por tanto, la anfíbola se forma invariablemente en una roca después de que se ha formado la piroxena, a la que con frecuencia acompaña. El OH puede ser reemplazado isomórficamente por un F; las anfíbolas de flúor se descomponen a temperaturas más elevadas que las que contienen oxhidrilo.

En general, las anfíbolas contienen una proporción de 3:4 de calcio con respecto al magnesio, como se muestra en la fórmula. Es común que dicha relación sea 2:5, pero esto depende de que el calcio se haya agotado o no en la formación de los feldespatos de plagioclasa y las piroxenas.

Con respecto a las sustituciones isomorfas, se sabe que el hierro reemplaza al magnesio, tanto más mientras menor sea la temperatura a la cual se efectuó la cristalización; por tanto, cuando en una misma roca hay piroxena y anfíbola, esta última es más férrica. La sustitución de magnesio y sílice por aluminio es muy frecuente, lo mismo que la de dos magnesios por sodio y aluminio, así como la de dos calcios por sodio y hierro férrico. La forma más frecuente de anfíbola es la hornblenda. Las anfíbolas alcalinas son muy frecuentes en las rocas de igual género. Las anfíbolas son más complicadas que las piroxenas, y por tanto sus análisis son más difíciles de interpretar. Es de observarse que mientras menor es la temperatura a la cual se produce un compuesto químico, tanto más complicada puede ser su estructura y composición.

Minerales de bajas temperaturas como las micas resultan muy com-

plicados. Se recomienda el trabajo de Stevens (24) para profundizar en el estudio de las micas. En las rocas ígneas pueden reducirse las micas a dos tipos: la flogopita  $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ , o mica de magnesio, y la muscovita  $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ , o mica de aluminio. La sustitución de fierro por magnesio origina la serie de las micas biotitas, color café hasta negro, que son muy comunes en las rocas. Ya se ha asentado que en una roca los minerales ferromagnesianos contienen tanto más fierro cuanto menor es la temperatura a que cristalizan. Así, en una roca que contiene mica y anfíbola, habrá más fierro y magnesio en la biotita que en la anfíbola. Otra sustitución frecuente es la del oxhidrilo por el flúor (de la que se habló a propósito de las anfíbolas), fenómeno frecuente en las micas. Es común encontrar litio en las micas de las pegmatitas, y que son de temperaturas bajas. La sustitución en la muscovita se efectúa con un aluminio que es reemplazado por el grupo  $\text{LiMg}$ ; el grupo  $\text{Li}_3$  pesa 21 y el  $\text{LiMg}$  31; ambos difieren bastante del peso de Al que es 27, por lo cual no debe ser fácil la sustitución. Entre las micas de litio se encuentran lepidolita y zinwaldita. En el lepidomelano se encuentra mucho fierro férrico, y en este caso el Al es sustituido por el Fe, operación que aunque difícil es muy probable. La opinión del autor es que se forman capas de mica de aluminio, y capas de mica de fierro, más bien que sustitución de átomos al azar.

*Minerales ferromagnesianos no saturados.* Se estudiarán en seguida estos grupos.

Ya en las micas se observa que la flogopita es saturada y la muscovita no lo es. Contienen alúmina y álcalis, notablemente potasio, por lo cual las micas forman la fase intermedia entre los minerales sílicos y los féficos. Tan luego como hay deficiencia de sílice ésta se manifiesta por la aparición de los olivinos. El olivino de magnesio es la forstierita  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ; se produce fayalita  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  al sustituir isomórficamente magnesio por fierro, y tefroíta al hacer la misma sustitución por manganeso  $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$ ; el cobalto y el níquel pueden entrar en proporciones muy pequeñas, pero no se conoce mineral independiente de este tipo. Por tanto, se ve que todo el níquel y el cobalto deben calcularse como olivinos, aun en el caso de que la roca sea sobresaturada con sílice y que no haya olivino normativo. Se sabe que el olivino es la fase de alta temperatura, y que después, por reacciones periaectéticas, en los magmas sobresaturados, al obrar sobre la sílice se reabsorbe y se transforma en piroxenas.

Bowen y Schairer (3, p. 206) han estudiado el sistema forstierita-fayalita, el cual se reproduce en la figura 31. Se puede observar que la



forstierita pura funde a 1900°C, temperatura muy superior a la de consolidación de cualesquiera de las rocas de la corteza terrestre. Es menester tener presente que en un magma los olivinos se pueden formar a temperaturas muy inferiores, por la presencia de otros componentes.

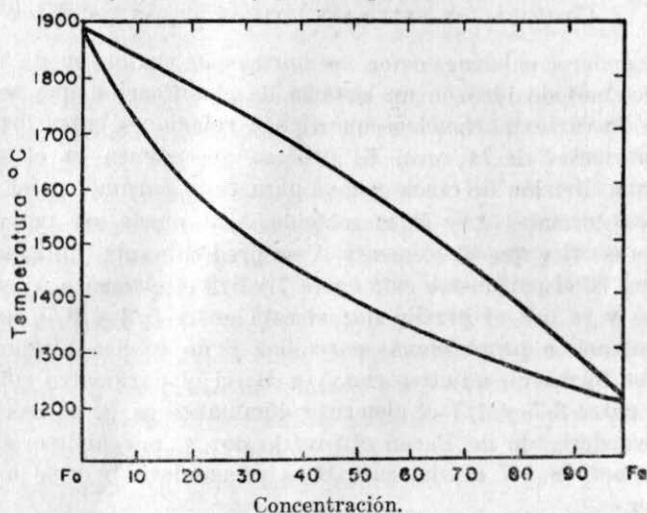


Fig. 31.—Diagrama de fases para el sistema forstierita-fayalita. (N. L. Bowen) y J. F. Schairer, *Am. Journ. of Science*, 5th. Ser. 29, (1935), 206.

El diagrama ha sido construido con relaciones formales. A presiones ordinarias la forstierita pura funde a la temperatura de 1890° C, que es bastante superior a la de la anortita; por tanto, al principio del enfriamiento, lo único que se separa es el ortosilicato de magnesio. La fayalita funde a 1205° C, y por lo mismo puede separarse de los líquidos ricos en hierro a temperaturas relativamente bajas, como acontece cuando se encuentran cristales de fayalita en las obsidianas.

Pero en cada caso son los primeros que cristalizan. La forma de las gráficas indica que los olivinos siempre son más ricos en magnesia que el líquido en el seno del cual se forman, y esto es tanto más verídico mientras el magma original sea más rico en magnesio. La forstierita sólo se ha encontrado en las rocas meteóricas. La fayalita, según puede apreciarse en la figura 31, se forma a temperaturas muy inferiores a las del mineral correspondiente de magnesio; su punto de fusión en un magma seco es poco superior a 1200°C; en magmas muy ricos en hierro, y a temperaturas más bajas, puede formarse la fayalita. En algunas rocas vítreas del grupo de las riolitas se ha encontrado ese mineral como primer producto de la cristalización.

Por lo tanto, la tendencia del hierro en un magma que está solidificando es siempre quedarse en el magma residual; si no fuera por la tendencia del ferroso a oxidarse para producir magnetita, mineral que

es muy poco soluble, las rocas ácidas serían muy ricas en hierro; muchas de las obsidianas, que representan un magma residual, con frecuencia son fuertemente magnéticas, algunas veces más que los mismos basaltos.

#### COMPARACIÓN ENTRE LAS NORMAS DE LAS ROCAS

Para poder comparar mejor las normas de un grupo de rocas, los autores del método idearon un sistema de clasificación que se basa en el cálculo de varios parámetros que tienen relaciones entre los diversos minerales normales de la roca. El proceso que siguen es el siguiente: Escogen una división de cinco grupos para cada parámetro; si se tienen dos grupos normales A y B la relación A/B puede ser mayor que 7, y entonces se dice que el elemento A es predominante, aplicándosele el prefijo per. Si el parámetro está entre 7 y  $5/3$  el elemento A es tan sólo dominante y se usa el prefijo do; si está entre  $5/3$  y  $3/5$ , ambos elementos entran en proporciones parecidas y no se usa ningún prefijo, sino que se forma un adjetivo con A y B; si el parámetro corresponde a valores entre  $3/5$  y  $1/7$  el elemento dominante es B, se usa entonces un adjetivo derivado de B con el prefijo do; y, por último, si la relación es menor de  $1/7$  el elemento B es preponderante y se usa con el prefijo per.

La nomenclatura anterior es clara e ingeniosa, pero tiene el defecto de ser demasiado precisa en sus límites. Para hacer la representación gráfica de las relaciones se aconseja usar escalas logarítmicas.

En el sistema C.I.P.W. la primera relación, entre sálidos y félicos, da una idea del color de la roca. Los prefijos y las cinco *clases* serían: persalana, dosalana, salfemana, dofemana y perfemana. El autor propone la modificación que los minerales accidentales no se tomen en cuenta. (Rocas como la cromita y la magnetita primaria no encajan bien dentro de la clasificación propuesta por los autores.)

Otro parámetro ha sido propuesto para la *subclase*, que se basa en la relación entre los sílicoaluminatos y el corundo más zircón. Esta relación hasta la fecha ha sido mayor de 7 y, por tanto, no se tiene en cuenta. Esto es más notable si se despreja o no se tiene en cuenta el zircón por ser mineral accidental. Esta relación es para las clases cuyo número es mayor que 0.6; para otras en las que predominan minerales oscuros, la relación de la subclase es de los elementos ferromagnesianos a los otros minerales accidentales, que en general excede a 7; por tanto, no hay caso en considerar la subclase. Con la modificación que aquí se ha propuesto de no tener en cuenta los accidentales, este número sería siempre infinito.

El parámetro *de orden* para clases sobre 0.6 se basa en relaciones de elementos sílicos, a los cuales se les puede dividir en tres grupos, que son: cuarzo, feldespatos y feldespatoides. El corundo no se toma en cuenta por lo ya asentado en el párrafo anterior. Es de observar que el cuarzo y los feldespatoides se eliminan mutuamente, ya que estos últimos sólo existen en el caso de que haya cuarzo negativo. Por tanto, sólo se tendrán relaciones de cuarzo a feldespato o de feldespatoides a feldespatos, que pueden tener valores entre cero e infinito. En el método de los autores americanos los órdenes son nueve: cuatro corresponden a normas con cuarzo, y cuatro a normas con feldespatoides; otro más se establece cuando esos minerales están en una proporción menor de 1/7; por lo tanto pueden contener pequeñas cantidades de cuarzo o de feldespatoides. Los nueve órdenes están designados por los siguientes nombres: percuárico, docuárico, cuarfélico, cuardofélico, penfélico, lendofélico, lenfélico, dolénico y perlénico.

Cuando el índice de la clase es menor de 0.6 los elementos oscuros predominan; en este caso la relación que se toma es la de los minerales félicos, a los que se divide en dos grupos: olivino y piroxena, con los cuales se pueden formar cinco órdenes: porófico, domófico, olpírico, dopírico y perpírico, en donde *ol* significa olivino, y *pir* piroxena.

Los rangos se basan en la relación entre los óxidos de los metales de los minerales dominantes; por lo cual, si el índice de la clase es 0.6 corresponderá a los minerales sílicos; pero si es menor tocará a los félicos. En los minerales sílicos se toma la relación que existe entre los álcalis y la cal, o sea  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2)/\text{CaO}$ , teniéndose los siguientes nombres: peralcálico, doalcálico, alcalicálico, docálico y percálico.

El *subrango* se toma la relación de la potasa a la sosa  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , y los nombres son perpotásica, dopotásica, potasiosódica, dosódica y persódica.

Si el índice de la clase es menor de 0.6, los rangos se basan en la cal de los félicos y la suma del ferroso y magnesia más otros óxidos que pudieran estar formando parte de las bases de los minerales félicos; en general la relación será:  $\text{CaO}/(\text{Fe} + \text{MgO})$ , y los rangos serán percálico, docálico, calmáfico, domáfico y permáfico.

Los *grados* y *subgrados* finalmente son parámetros basados en relaciones entre los elementos de los minerales subordinados. Si el índice de clase es mayor de 0.6 se toman los minerales oscuros, y por tanto la relación del calcio a la suma del ferroso y del magnesio; para el sub-

grado la relación tomada es entre FeO y MgO, evidentemente en relaciones formales. Si el índice es menor, entonces para el grado se toma la relación de CaO a los álcalis en los feldespatos; y para el subgrado la relación de potasio a sodio. Como la cantidad de estos minerales es siempre bastante pequeña, las relaciones son poco precisas y tienen por lo tanto poca importancia, tanto es así que en la clasificación por los índices de los parámetros de los análisis de las rocas, ya no se toman en cuenta, y solamente se mencionan con objeto de presentar un cuadro completo en donde puedan caber todos los casos que se presentan.

El autor propone el diagrama triangular para los feldespatos cuando se trata de interpretar varios análisis de rocas provenientes de la diferenciación de un mismo cuerpo magmático, y cuando el índice de clase sea mayor de 0.6; si el índice es menor de 0.6 se sugiere aplicar lo mismo para las piroxenas. El diagrama triangular se dibuja escribiendo en sus vértices: An, Ab y Or. Como es preferible tomar las relaciones formales, se sugiere basarse en las fórmulas  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ,  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ,  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  (en realidad basta multiplicar por 2 el número formal que se presente en la tabla del análisis de la roca). Si se trata de rocas en las que el índice es menor, se toman los números que corresponden a wollastonita, enstatita e hiperstena para los tres vértices del triángulo, resultando el diagrama Wo, En e Hi. Esta proposición no está indicada en los trabajos de los autores americanos.

En suma, el método de las normas es el que permite tener una interpretación más fácil y completa de los análisis de las rocas. Por medio de los parámetros de la clasificación y con ayuda del concepto de cuarzo negativo (que en realidad es la deficiencia de la sílice) con objeto de obtener una roca saturada a base de los minerales más ricos en sílice, cada uno en su género, y, construyendo una especie de diagrama de variación, es posible interpretar debidamente el conjunto de análisis de rocas, y de esta manera se establecen las provincias petrográficas y el orden de diferenciación.

#### D. EL MÉTODO DE PAUL NIGGLI

Ultimamente se ha puesto de moda este método (17). Es algo parecido al de Osann, pero tiene algunas modificaciones que merecen especial atención. Lo primero que se sugiere hacer es determinar los números formales que corresponden a cada uno de los óxidos que se han determinado, y se multiplican por 10,000 para evitar decimales. El número resultante para el hierro férrico se multiplica por 2 y se añade al valor



del hierro ferroso. Al aluminio se le agregan los otros sesquióxidos (cromo, vanadio y tierras raras), así como los óxidos del grupo ferroso y del magnesio ( $MnO$ ,  $NiO$ ,  $CoO$ ,  $ZnO$ ), obteniéndose los óxidos de elementos ferromagnesianos. A la cal se le agregan los óxidos ( $SrO$ ,  $BaO$ ,  $PbO$ ), y por último a la sosa y la potasa se le agregan ( $Li_2O$ ,  $Rb_2O$ ,  $Cs_2O$ ). A los primeros se les denomina alúmina, representándola por el símbolo *al*; los segundos son ferromagnesianos *fm*, los terceros cálcicos con símbolo *c*, y por último los álcalis con símbolo *alc*. Estos cuatro grupos de elementos son los que forman la base del sistema. La diferencia con el método de Osann estriba en que en este último sólo se toman tres grupos de componentes.

No es posible hacer la representación gráfica de cuatro componentes. Pero si los valores de los parámetros se reducen a una unidad, sea 100, conociendo el valor de tres de ellos es obvio que el cuarto se puede calcular por medio del complemento a 100 de la suma de los otros tres. Los parámetros de Niggli se obtienen multiplicando cada una de las relaciones formales por el número que resulta de dividir 100 entre la suma de los parámetros que se obtienen por medio de los números formales. Para los elementos principales los parámetros de Niggli son: *al*, *fm*, *c* y *alc*; para los demás elementos son: *si*, en el caso del silicio; *ti*, para el titanio; *z*, para el zirconio, y *p*, para el  $P_2O_5$ , etc.

La *q* es otro de los parámetros, el cual representa al cuarzo libre, en caso de que sea positivo, y también al defecto de sílice cuando lo sea negativo. El cuarzo se calcula en la misma forma que en la norma, sólo que se usan los parámetros reducidos. La *k* es otro de los parámetros importantes, y es igual a la relación entre  $K_2O$  y la suma de los álcalis. La *mg* es la relación del magnesio a la suma de los óxidos ferromagnesianos, *fm*. En la notación de Niggli se usan los símbolos con letras minúsculas para los parámetros reducidos, dejando las mayúsculas para expresar los números formales de cada óxido o grupo de óxidos del análisis.

Para representar los grupos de los elementos más importantes reducidos a cuatro se usa una figura sólida en tres dimensiones, escogiendo el tetraedro que es el sólido isométrico más sencillo. Su proyección ortogonal sobre una de sus caras es un triángulo equilátero con tres líneas interiores que van desde su centro a cada uno de los vértices; de este modo las otras tres caras del tetraedro se proyectan bajo la forma de tres triángulos isósceles iguales, los que tienen como base a uno de los lados del triángulo equilátero, y sus otros dos lados miden 0.5773 del mismo. Los vértices del tetraedro pueden marcarse en la forma in-

dicada por la figura 32 como *c*, *al*, *alc* y *fm*. Si a este último valor se lleva en el triángulo sobre las medianas y a una escala apropiada, sea 0.3773 de la escala principal, y por ese punto se trazan líneas paralelas a los lados del triángulo principal, el resultado será otro triángulo equilátero en el que sus lados son iguales a  $1(100-fm)$ , y en el cual se puede poner el punto que representa la roca por el sistema que se ha explicado para el diagrama triangular. En la figura 32 los lados del triángulo son de 100 mm, y se han dibujado triángulos que corresponden a valores de *fm* de 10 unidades. Esto se pudiera semejar a una pirámide de base triangular que tuviera la misma altura que la longitud de los lados de su base, y cada uno de estos triángulos sería como un escalón. El análisis de una roca cualquiera estará representado por un punto dentro de un triángulo de lado igual a  $(100-fm)$ . Se puede representar por este punto acotándolo con el valor de *fm*.

Al vértice *c* del tetraedro corresponderá una roca esencialmente de calcio, como caliza, yeso o wollastonita. Al *alc* será una roca como sal gema o halita y silvita; en *al* una roca de esmeril o bien como la bauxita; por fin, en *fm* caerían rocas como la dunita, formadas de olivi-

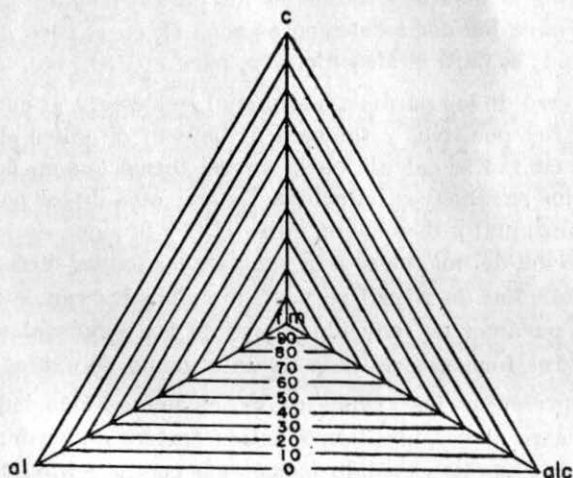


Fig. 32.—Tetraedro para colocar los valores de los parámetros de Niggli. En la base están los valores de *c*, *al* y *alc*, y en los escalones están los valores de *fm* a intervalos de 10 en 10.

no casi puro. La generalidad de las rocas caen dentro del tetraedro en posiciones intermedias, marcando con bastante precisión su naturaleza y composición. En la siguiente tabla se han calculado los parámetros de

Niggli para las 26 rocas de carácter general que se han tomado como ejemplo.

TABLA VII  
Parámetros de Niggli

Parámetro	Roca				
	10	23	1	21	8
al.....	44.3	41.6	39.8	36.9	38.2
c.....	35.3	6.0	2.7	8.4	9.0
alc.....	10.7	40.8	38.8	36.0	33.3
fm.....	9.7	11.6	18.7	18.7	19.5
sl.....	134.2	185.9	401.4	171.8	229.8
q.....	-5.4	-69.7	146.2	-40.6	95.4
k.....	0.12	0.33	0.34	0.32	-84.8
mg.....	0.51	0.23	0.11	0.52	0.13 0.40

Parámetros	R O C A									
	2	26	7	3	6	22	4	16	15	5
al.....	41.1	24.8	29.8	32.7	31.4	23.1	29.1	26.1	26.7	28.8
c.....	10.3	24.9	20.8	19.7	15.5	24.9	17.6	21.1	23.9	21.2
alc.....	28.9	23.9	17.8	15.8	20.8	18.0	18.4	17.8	14.1	13.7
fm.....	19.7	26.4	31.6	31.8	32.3	34.0	34.9	35.0	35.3	36.3
sl.....	339.2	95.4	168.1	211.1	190.3	112.4	190.9	124.7	122.3	166.3
q.....	137.6	84.8	10.9	60.6	23.8	-14.3	32.2	-32.4	-16.1	25.5
k.....	0.44	0.13	0.60	0.29	0.48	0.64	0.35	0.65	0.26	0.29
mg.....	0.32	0.40	0.46	0.45	0.45	0.53	0.48	0.59	0.43	0.50

Parámetros	R O C A										
	20	11	17	14	13	12	19	9	18	24	25
al.....	19.7	25.0	16.9	22.1	22.5	24.2	17.3	22.3	12.7	9.8	0.6
c.....	23.5	27.0	25.5	20.9	26.5	21.8	26.4	23.3	24.8	26.3	1.0
slc.....	17.0	7.9	13.5	12.8	15.5	7.0	8.5	4.6	7.8	7.4	0.2
fm.....	39.8	40.1	44.1	44.2	45.5	47.0	47.8	49.8	54.7	56.5	98.2
sl.....	105.5	117.0	111.0	122.4	99.8	111.2	84.0	119.1	88.8	61.8	52.4
q.....	-40.6	4.8	-29.7	-13.7	-10.8	-10.2	-31.5	-2.9	-29.2	-49.6	-43.9
k.....	0.32	0.19	0.56	0.27	0.19	0.19	0.18	0.26	0.73	0.25	...
mg.....	0.52	0.58	0.62	0.54	0.62	0.59	0.58	0.60	0.72	0.71	0.89

Los análisis han sido colocados por orden creciente de *fm*, que es el representante de los minerales oscuros.

En el primer escalón de la figura 32 se tienen las rocas 10 y 23, o sea anortosita y foyaíta, rocas esencialmente formadas por feldespatos la una y por feldespatoides la otra; tal cosa puede comprobarse por la gran diferencia entre la cal y los álcalis. La proporción de alúmina en ambas es prácticamente la misma. Además entran en el primer escalón todas las rocas muy leucocráticas, como las aplitas, alaskitas, bostonitas y varias de las riolitas de color claro aporcelanado.

El segundo escalón contiene las rocas 1, 21, 8 y 2, o sea granito

alcalino, sienita y nefelita, sienita alcalina y granitos normales. Todas son rocas de colores claros aunque no necesariamente blancas; por el índice de alúmina se puede ver que son ricas en feldespatos o feldespatoïdes; la cantidad de cal es pequeña indicando que los feldespatos son oligoclasa o andesina. En el granito alcalino la cantidad de cal es pequeña indicando su carácter alcalino. Lo alto de la sílice revela el carácter granítico, sobre todo en las rocas 1 y 2 que contienen cuarzo. Lo bajo de este último en la 8 indica ser una sienita, y por el gran defecto de sílice y *al* la roca 21 revela su naturaleza foyaítica.

En el tercer escalón está la 26, ijolita, roca formada por nefelita y piroxena. Tiene bastantes álcalis y es muy deficiente en sílice, indicando ser una roca de nefelita; la proporción de *al* a *alc* es muy semejante, por tanto no habrá plagioclasa; como contiene mucha cal la mayor parte de los elementos ferromagnesianos son piroxenas, pues si la cal no entra en los feldespatos se forma piroxena y nefelina, en vez de olivino y feldespato.

El cuarto escalón contiene la 7 o monzonita, 3 diorita cuarcífera, 6 sienita normal, 22 leucitita, 4 composición media de las rocas ígneas de la corteza terrestre. En la diorita cuarcífera hay bastante cuarzo y su relación de cal a álcalis indica un feldespato intermedio; las rocas 6 y 4 son moderadamente cuarcíferas, por lo que se ve la tendencia de la sienita a ser monzonítica; la roca 7 que es monzonita tiene poco cuarzo, y por la relación del parámetro *k* se ve que debe contener ortoclasa, lo cual también se observa en la 6 que es sienita. En cambio, en la diorita la cantidad de potasa es menor que el total de los álcalis y en este sentido es muy semejante a la roca 5 que es la diorita. Las otras rocas son deficientes en sílice, por lo cual contendrán olivino o nefelita, o bien ambos. La roca 22 en la que el parámetro *k* es de apreciable valor tiene leucita y olivino. Las 16 y 15 son muy parecidas, y sólo se distinguen por el coeficiente *k*, indicando que la fergusita es una roca más potásica que la essexita, la que es esencialmente sódica; por tanto la essexita puede definirse como una essexita potásica.

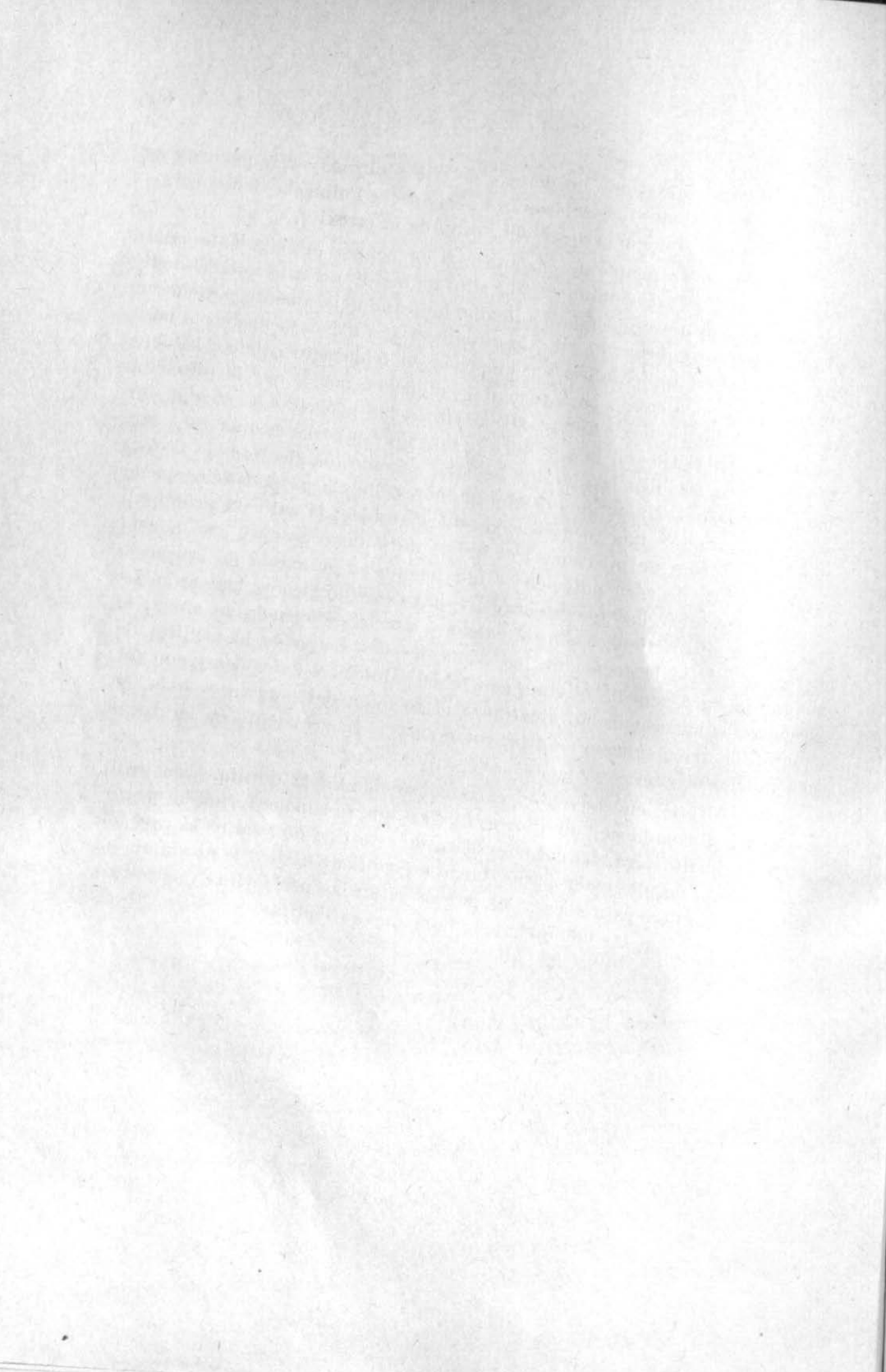
En el siguiente escalón el índice de máficos es entre 40 y 50. Se encuentra en esa zona la 20 o teralita, 11 gabro sin olivino, 17 shonkinita, 14 rocas de Polinesia, 13 gabro de olivino, 12 norita de olivino y 19 bekinkinita. Puede observarse que las rocas del tipo gábrico y norítico son semejantes; en todas ellas la cantidad de álcalis es baja. En la shonkinita su carácter es muy semejante, sólo que la cantidad de álcalis es bastante mayor, por lo cual la roca puede definirse como un gabro con



nefelita. La teralita tiene un defecto de sílice aún mayor, y por esto es que la roca contiene plagioclasa. Las rocas de la Polinesia tienen carácter gábrico con tendencia a ser del grupo de la essexita.

Las rocas francamente melanocráticas ocupan el siguiente escalón: 9 norita, 18 missourita y 24 basalto de melilita. En la norita se encuentra una proporción baja de álcalis, indicando claramente pertenecer al grupo de los gabros; la cal y la alúmina están más o menos en la misma proporción, indicándose ser una rica en feldespato cálcico, habiendo quedado poco calcio para formar la diópsida, por lo que la piroxena es ortorrómbica que es lo que caracteriza a las noritas. Los álcalis son relativamente bajos en la missourita, cosa de esperarse en una roca tan fémica, pero también la alúmina es baja, estando los álcalis bajo la forma de feldespatos alcalinos o feldespatoides. Por la gran deficiencia de sílice se ve que es una roca rica en feldespatoides; la cal está principalmente en forma de piroxenas; el índice de potasio es muy alto por lo cual se trata de roca potásica; e igualmente el contenido de magnesio es alto, por tanto hay que esperar que haya olivino rico en magnesio. La roca de melilita tiene bastante calcio y mucha deficiencia en sílice; la cal estará bajo la forma de los minerales del grupo de la melilita, la magnesia en forma de olivino, con feldespatoides y únicamente con feldespatos cálcicos mas no alcalinos; la relación del potasio es baja, en cambio la del magnesio es alta, como sucede generalmente en las rocas con mucho olivino.

Por último, en el escalón extremo se tiene a la dunita, roca esencialmente formada por olivino; es la roca que se supone forma la mayor parte de la litósfera. La característica de este tipo de roca es la casi total ausencia de plagioclasa; por tanto no contiene ni álcalis ni aluminio. Intermedia entre esta roca y los gabros están las peridotitas y las piroxenitas, así como las metamórficas llamadas anfibolitas.



## BIBLIOGRAFIA

- 1 Alling, H. L. (1936). *Interpretative Petrology of Igneous Rocks*. McGraw-Hill Book Co.
- 2 Bowen, N. L. (1915). The System Albite-anortite. *Am. Jour of Science*, Vol. 40. p. 164.
- 3 — & Schairer, J. F. (1935). The System MgO-FeO-SiO<sub>2</sub>. *Am. Jour. of Science*, 5th Ser. Vol. 29, pp. 151-217, 28 figs.
- 4 Brögger, C. W. (1894). *Die Eruptivegesteine des Kristianiagebietes*. (Véase el capítulo: Graphische Darstellung der chemische Zusammensetzung des Laurdalits und seiner Ganggefogschaft). Vol. 1, pp. 255-257, Kristiania.
- 5 Clarke, F. W. (1916). *Data of Geochemistry*. U. S. Geological Survey. Bull. 616, Washington, D. C.; y Bull. 770, Washington, D. C., 1924.
- 6 Cross, Charles W., Iddings, J. P., Pirson, L. V., & Washington, H. S. (1902). A Quantitative Chemico-mineralogical Classification of Igneous Rocks. *Jour. of Geology*, Vol. 10 pp. 555-690, Chicago.
- 7 Chamberlin, R. T. (1908). *The Gases in Rocks*. Carnegie Institution. Publication 106, Washington, D. C.
- 8 Daly, R. A. (1933). *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*. McGraw-Hill Book Co., New York.
- 9 Grout, F. F. (1932). *Petrography and Petrology*. McGraw-Hill Book Co., New York.
- 10 Harker, A. (1909). *Natural History of Igneous Rocks*, London.
- 11 Johannsen, A. (1939). *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*. Chicago University Press, Vol. I, pp. 68-82.
- 12 Larios, H. (1952). Empleo del Diagrama Triangular para la Clasificación Centesimal de las Aguas Naturales. *Ingeniería Hidráulica en México*, Vol. VI, N° 2, pp. 14-23.
- 13 Lassieur, A. (1951) *Analyse du Silicates*. Editeur Dunod, 92 Rue Bonaparte, Paris VI<sup>e</sup>, p. 14.
- 14 Mason, B. (1952). *Principles of Geochemistry*. John Wiley and Sons, New York.

- 15 Merrill, G. P. (1930). *Composition and Structure of Meteorites*. Smithsonian Institution. Bulletin 149. Washington, D. C.
- 16 Michel-Levy, A. (1897). *Porphyre bleu de l'Esterel*. *Bul. d. serv. d. l. carte géol. d. l. France*, N° 57, Tome IX.
- 17 Niggli, P. (1920). *Lehrbuch der Mineralogie*. Berlin, p. 476. (Véase también la referencia 10.)
- 18 Osann, A. (1903). *Beiträge zur Chemischen Petrographie*. Stuttgart.
- 19 ———, (1899), *Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine*. T.M.P.M. 19. pp. 351-469.
- 20 Richardson, W. A., & Sneeby, G. (1922). *The Frequency Distribution of Igneous Rocks*. *Min. Mag.*, London, Vol. 19, pp. 303-313.
- 21 Rosenbusch, H., Osann A. (1922). *Elemente der Gesteinlehre*, Stuttgart.
- 22 San Miguel de la Cámara, M. (1942). *Clasificaciones Modernas de las Rocas Eruptivas. II. La Composición Química y las Clasificaciones de las Rocas Eruptivas*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Instituto "José de Acosta". Madrid.
- 23 ———, (1942). *Clasificaciones Modernas de las Rocas Eruptivas. II. Clasificaciones Químicas*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- 24 Stevens, R. E. (1946). *U. S. Geol. Survey, Bull. 950*, Washington, D. C.
- 25 Tyrrel, G. W. (1929). *The Principles of Petrology*, New York.
- 26 Washington, H. S. (1917). *Chemical Analyses of Igneous Rocks*, published from 1884 to 1913. *U. S. Geol. Survey, Professional Paper 99*. Washington, D. C.
- 27 ———, & Wright, F. E. (1910). *American Journal of Science*. Vol. 29, p. 52.
- 28 Wells, R. C., & others. (1946). *Contributions to Geochemistry, 1942-45*, U. S. Geological Survey, Bull. 950.



