

GEOQUIMICA DE LOS ELEMENTOS TRAZAS DE LAS ROCAS IGNEAS Y METAIGNEAS DEL AREA DE ALMONT, COLORADO, USA.

Por Franco Urbani P.
Escuela de Geología y Minas
Universidad Central de Venezuela
Apartado 50926, Caracas 105

(Recibido en septiembre de 1976, en forma revisada en noviembre 1976)

RESUMEN

Con el presente trabajo se determinaron 12 elementos trazas de 50 muestras de rocas ígneas y metaígneas de edad Precámbrico y que afloran en el área de Almont, Colorado, USA. Los resultados obtenidos permiten concluir que existen dos series de diferenciación diferentes; las rocas metaígneas por un lado, con tendencia tholeiítica y las rocas ígneas sin metamorfizar que siguen una tendencia calco-alcalina.

Con los datos existentes, la hipótesis que mejor explica el origen del magma que produjo la serie de rocas ígneas, es la fusión parcial de eclogita cuarcífera en un ambiente orogénico produciendo así las rocas tonalíticas, y la fusión total para producir el gabro cuarcífero. Las rocas metaígneas pertenecen a un evento anterior en un ambiente no orogénico.

ABSTRACT

The Precambrian rocks from the Almont area, Gunnison county, Colorado, previously studied by petrography and whole rock analysis were now analyzed in the content of 12 trace elements. The results make possible to conclude that there are two differentiation series, the metaigneous rocks following a tholeiitic trend and the unmetamorphosed igneous rocks with a calcoalkaline trend.

With the available data the hypothesis that best explains the origin of the igneous rocks, is the partial melting of quartz eclogite in an orogenic environment thus producing the tonalitic rocks, while the total melting could produce the quartz-gabbro rocks. The metaigneous rocks belong to an earlier igneous event in a non-orogenic environment.

INTRODUCCION

El área de Almont está localizada en el Condado de Gunnison, Colorado, USA., siendo Almont un pequeño pueblo ubicado cerca de la intersección de los ríos East y Taylor, en donde forman el río Gunnison (afluente del río Colorado). En esta área aflora un basamento igneometamórfico de edad Precámbrico Inferior, así como rocas sedimentarias del Mesozoico. Las rocas ígneas y metaígneas han sido estudiadas por URBANI & BLACKBURN (1974 y 1976) y las rocas metasedimentarias por NAVARRO & BLACKBURN (1974).

De más antiguo a más joven se han encontrado los siguientes tipos de rocas:

Metasedimentarias:

Cuarcita clorítica y esquistos cuarzo-clorítico.
Cuarcita biotítica y esquistos cuarzo-biotítico.

Metaígneas:

Anfibolita.
Metagabro.

Igneas:

Gabro cuarcífero.
Tonalita biotítica.
Diorita hornbléndica.
Aplita.

De estas unidades litológicas, se analizó petrográfica y químicamente un total de 50 muestras representativas. Los resultados de los estudios petrográficos y geoquímicos de los elementos mayoritarios fueron presentados por URBANI & BLACKBURN (1974, 1976).

Para el presente trabajo se determinaron los elementos Be, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, V, Zr, Ba, Li, Rb y Sr por el método de espectrografía de emisión. Los detalles analíticos y de procesamiento de datos se presentan en URBANI (1975). Además de los 12 elementos ya mencionados, aparecieron por debajo del límite de detección: Bi, Ge, In, Cs, Tl, y Ag, mientras que Ga, Mo y Sn no pudieron determinarse por problemas de interferencia. La tabla 1 presenta las concentraciones de elementos trazas en las muestras analizadas, asimismo se presenta el Índice de Diferenciación de Larsen, modificado por NOCKOLDS & ALLEN (1953) como $\frac{1}{3} Si + K - Ca - Mg$, el cual, en el resto del texto se abreviará como IDL.

CONSIDERACIONES GEOQUIMICAS

Litio

El Li ($r = 0,68$; $e = 0,95$) es el más pequeño de los metales alcalinos, no pudiendo ocupar las mismas posiciones que el Na y el K en la red cristalina. El Li usualmente sustituye al Mg^{2+} ($r = 0,66$; $e = 1,2$), aunque forma enlaces más iónicos que éste con el oxígeno. Las posiciones octaédricas con el oxígeno admiten pequeñas canti-

dades de Li, pero los elementos divalentes tienen prioridad. Debido a los problemas de balance de cargas, el Li se concentrará preferencialmente en los minerales ferromagnesianos formados en las últimas etapas de la diferenciación magmática (TAYLOR, 1965: 141). Los minerales piroxeno, anfíbol y biotita forman una serie donde hay un incremento de Li y de la relación Li/Mg. La estructura de la biotita es la más favorable para el reemplazo de Mg^{2+} por Li^+ y por lo tanto, habrá mayor reemplazo a medida que este mineral se torne más abundante.

El diagrama de variación Li vs. IDL muestra dos tendencias diferentes, una para las rocas metaígneas, con correlación positiva y gran pendiente, y otra para las rocas ígneas, también con correlación positiva, pero con menor concentración de Li, bastante dispersión y menor pendiente. Esta última tendencia concuerda con la calco-alcalina.

Al graficar $Li \times 10^3/Mg$ vs. IDL se presenta un incremento sistemático de la relación al aumentar IDL, y esto

TABLA 1
COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS ANALIZADAS (ELEMENTOS TRAZAS)

	CU	ZN	NI	CO	V	BE	CR	PB	RB	LI	SR	KA	IDL
ANFIBOLITA													
156	31	36	180	4	180	6.1	350	18	82	52	123	28	-13.7
198B	31	205	69	7	183	9.3	90	47	76	49	200	400	-10.6
PRUMEDIO	31	122	127	6	185	7.7	220	32	70	51	192	246	-12.5
METAGABRO													
193A	48	219	341	51	215	5.6	794	69	140	107	222	1173	6.0
194	40	362	312	67	158	4.3	400	12	109	100	204	945	1.9
246	30	738	467	51	197	3.6	390	14	90	104	325	1637	4.0
291	45	321	407	53	223	9.9	701	49	104	66	167	994	-0.2
PRUMEDIO	43	415	382	51	196	3.6	574	41	113	94	250	1187	3.4
GABRO CUARZO													
74	34	76	515	53	119	2.4	1124	21	69	26	124	131	-2.7
78	41	76	259	67	148	5.1	729	13	43	18	706	486	-10.4
90	24	83	483	56	126	4.4	800	20	34	9	421	280	-5.1
PRUMEDIO	34	79	454	52	133	1.5	1011	19	50	19	403	274	-6.1
TONAL. PORF.													
49	6	140	20	14	25	.8	52	7	60	22	593	675	16.9
52	10	166	70	16	43	.8	106	11	144	46	761	1060	15.3
76B	4	131	14	28	24	.0	37	5	84	10	534	1110	19.6
78	5	136	10	26	21	.2	39	6	84	8	584	1965	20.9
119	5	160	13	4	36	.5	22	10	105	65	615	1355	17.1
130	6	139	19	9	19	.3	39	6	70	21	559	1270	21.4
134	5	145	18	16	28	.1	42	9	89	39	600	1616	18.8
136A	11	194	42	11	47	.6	61	10	82	90	774	941	15.5
136B	3	127	14	11	23	.2	46	17	74	20	590	1106	20.2
136	5	109	11	14	31	.3	32	11	79	24	644	1117	22.1
139	3	158	13	12	19	.4	40	10	73	32	576	906	22.5
157	6	133	21	16	26	.2	47	9	76	48	492	787	16.5
PRUMEDIO	6	145	22	15	29	.4	51	9	63	35	666	1132	16.9
XENOLITOS													
112C	9	167	27	14	50	1.9	61	17	131	79	712	830	17.5
175AE	7	170	40	9	38	.1	65	2	90	55	834	762	15.9
195B	14	162	64	20	67	1.2	45	3	140	81	849	959	14.6
PRUMEDIO	10	173	44	14	52	1.0	57	7	122	72	797	886	16.0
TONAL. BIOTI.													
14	10	194	20	73	48	1.2	67	2	42	16	324	384	14.1
15	4	151	15	16	38	1.4	72	17	62	33	679	732	17.1
97	6	115	13	8	34	.2	40	5	87	28	429	450	17.2
115	8	184	17	15	53	1.2	65	8	73	46	541	843	17.9
153	5	120	10	17	33	.5	64	14	115	45	435	832	19.0
176A	6	140	21	15	42	.6	52	11	124	52	624	1332	16.2
179	7	149	22	14	39	.7	57	5	83	38	582	832	16.7
190A	7	115	21	5	38	.3	52	7	80	45	585	620	15.2
192A	8	160	24	15	43	.2	57	4	65	49	549	626	13.8
255A	8	89	13	15	22	.1	54	7	107	11	448	926	21.9
272C	4	81	10	4	23	.2	45	9	69	18	608	713	21.3
274	7	133	20	5	41	.9	42	2	94	62	576	734	14.6
294	6	156	25	17	52	.9	73	5	53	36	682	697	13.6
296A	6	112	19	11	32	.2	42	4	61	23	594	624	16.3
PRUMEDIO	7	137	18	17	37	.5	50	7	63	36	572	753	16.9
DIORITA HORN.													
257	5	170	16	25	36	.2	29	3	39	2	1103	925	16.2
250	6	177	10	29	43	.9	53	15	56	3	807	609	16.6
PRUMEDIO	6	174	17	27	40	.5	41	9	48	3	1015	767	16.4
APLITA													
41	5	34	10	31	12	.2	44	8	121	10	414	765	24.0
108	3	50	6	5	5	.3	31	14	105	3	268	1061	25.8
117	5	255	9	4	32	.2	34	14	131	6	336	1423	26.1
159	4	153	9	25	9	.1	56	10	47	1	596	381	21.6
175AP	6	103	9	7	31	.2	40	14	66	1	172	212	28.1
196C	6	190	8	6	6	.2	32	11	164	2	402	908	27.0
PRUMEDIO	5	144	9	13	16	.2	40	12	109	4	365	692	25.4
GRANITO C.C.													
297	5	100	9	5	10	1.7	46	56	331	10	62	203	27.7
298	3	134	10	4	9	1.5	44	36	271	61	137	463	27.5
299	2	103	8	6	9	1.6	42	21	254	61	125	764	26.1
PRUMEDIO	3	132	9	5	9	1.6	44	36	285	44	115	477	27.1
METASED.													
M261	18	236	46	5	50	.6	80	1	35	7	5	125	
M260	10	103	29	4	20	.7	73	2	71	15	40	447	
PRUMEDIO	4	2.0	30	5	73	.7	77	2	53	11	23	288	

es debido al reemplazo de Mg^{2+} por Li^+ , así como a la disminución de Mg al avanzar la diferenciación. Debe mencionarse que las rocas con mayor contenido de biotita son aquellas que presentan mayor contenido de Li.

Rubidio

El Rb^+ ($r = 1,47$; $e = 0,8$) es bastante similar en carácter químico y propiedades al K^+ ($r = 1,33$; $e = 0,8$). La diferencia de tamaño de ambos iones hace que el Rb^+ se concentre en las últimas etapas de la diferenciación. La Fig. 1 muestra cómo el Rb varía lentamente de las rocas más antiguas hasta las tonalitas biotíticas, pero aumenta considerablemente en las aplitas (símbolo = 7), y en los granitos de Cement Creek (símbolo = 8). Tanto las rocas metaígneas como las ígneas presentan la misma tendencia encontrada por NOCKOLDS & ALLEN (1953) en las siguientes localidades: Sur de California, Pico Lassen, serie Caledoniana de Escocia y Antillas Menores. El fuerte enriquecimiento en las rocas de las últimas etapas como las aplitas y granitos, demuestra que el incremento de K en estas rocas en forma de feldespato-K, es el factor que controla el contenido de Rb.

La relación K/Rb en la mayor parte de las rocas corticales varía de 150 a 300 (TAYLOR, 1966, y SHAW, 1968). En las rocas analizadas se observa un promedio de 285 para las rocas metaígneas y 253 para las ígneas (tabla 2). Estos valores caen dentro de los límites de las rocas "normales", siendo normal el comportamiento de Rb, ya que este elemento sigue bastante bien las predicciones teóricas y en general, muestra una marcada coherencia con el K (Fig. 2). La única unidad litológica que aparece anómala en la relación K/Rb es la diorita hornbléndica ($K/Rb = 429$); esto se explica por el alto valor de la relación hornblenda/biotita, ya que en la hornblenda hay más dificultades que en la biotita para aceptar el gran ión Rb^+ . En la biotita el Rb^+ entra en posiciones de coordinación 12.

Berilio

El Si^{4+} es el único ión de un elemento mayoritario similar en tamaño al Be^{2+} , así que este último elemento posiblemente sustituya al grupo $(SiO)_4^{4-}$ en forma de $(BeO)_4^{6-}$, pero esto ocurrirá con dificultad en mantener el balance de carga, a menos que haya una alta concentración de otros cationes o aniones de muchas cargas. Las micas y hornblenda aceptarán al Be con más facilidad que los feldespatos, debido a la facilidad de balance de cargas en estos minerales máficos más complejos, que tienen cationes de alta valencia (TAYLOR, 1966: 151). Esto parece haber sido el caso de las muestras estudiadas, puesto que en el diagrama Be vs. IDL, se nota una correlación negativa en las rocas ígneas, mientras que las rocas metaígneas y los granitos de Cement Creek son relativamente altos en Be. La alta dispersión en los diagramas de variación, es en parte debido a la baja concentración de dicho elemento, y cerca del límite de detección del método empleado.

Estroncio

El Sr^{2+} es intermedio en tamaño entre el Ca^{2+} y el K^+ , pero el enlace Sr-O es más iónico que el enlace Ca-O, así que en general la entrada de Sr^{2+} en las posiciones de Ca^{2+} y K^+ será bastante compleja (TAYLOR, 1966: 154).

En la serie de rocas de Almont, el Sr muestra un incremento en los tipos de rocas más antiguas, hasta un máximo en las rocas tonalíticas y luego disminuye (Tabla 2). Esta variación se puede asignar a un incremento de la plagioclasa, que es máximo en las tonalitas; en consecuencia parece ser que en nuestro caso el Sr²⁺ ocupa principalmente las posiciones del Ca²⁺ en coordinación 8 en este mineral. En las rocas más jóvenes, el Sr disminuye paralelamente a la disminución de la plagioclasa, ya que el magma quedó empobrecido en Sr después de la cristalización de las tonalitas ricas en plagioclasa. El comportamiento de la relación Rb/Sr es tal, que aparece casi constante para la mayor parte de las rocas, a excepción, de las aplitas y granitos donde dicha relación aumenta rápidamente.

Según NOCKOLDS & ALLEN (1953: 124), el Sr en las series calco-alcalinas puede comportarse de dos maneras diferentes: 1) Puede ir incrementándose gradualmente hasta un valor máximo y luego disminuir rápidamente; esto ocurre en las series del centro-este de la Sierra Nevada de California, y en las rocas caledonianas de Escocia. 2) Puede ir disminuyendo lentamente a medida que IDL aumenta, tal como ocurre en el lago Medicine, en el sur de California y en el lago Crater.

En la serie del área de Almont la primera de estas formas es la que se ajusta a lo observado, siendo una función de las variaciones mineralógicas. En las rocas más antiguas ricas en Ca, el Sr no entra con mucha facilidad, ya que los anfíboles y la biotita son predominantes, y el Sr prefiere la coordinación 8 ó 10 con oxígeno, así que las posiciones de Ca en anfíbol son muy pequeñas y las de K en las micas, son muy grandes. Este comportamiento se demuestra parcialmente en el gráfico Sr vs. Ca, en donde las rocas más antiguas ricas en Ca tienen poco Sr, el cual va aumentando hacia un máximo para las tonalitas y luego ambos elementos disminuyen para las aplitas. Una tendencia similar aparece en el diagrama (Sr × 10³) / (CA + K) vs IDL (Fig. 3).

Bario

El Ba²⁺ (r = 1,34; e = 0,9) es muy similar al K⁺ (r = 1,33; e = 0,8) y entrará en las posiciones de K del feldespato-K, más fácilmente que en la biotita. Esto se debe a la dificultad de balance de cargas, ya que en las micas es necesario un ajuste entre dos hojas independientes que están unidas por el K⁺

El Ba⁺ muestra una correlación positiva con IDL, siendo la tendencia en las rocas metaígneas aproximadamente paralela a la de las rocas ígneas, pero una dos veces mayor en Ba (Tabla 3). Las rocas jóvenes (aplitas y granitos) muestran una rápida disminución en Ba. Este fenómeno también ocurre en otras series calcoalcalinas como las del centro-este de la Sierra Nevada de California, y en las rocas caledonianas de Escocia (NOCKOLDS & ALLEN, 1953): En estos casos el Ba aumenta uniformemente, y cuando cristalizan las rocas altamente diferenciadas, el magma residual está empobrecido en Ba. Una tendencia similar es observable en el gráfico Ba/K vs. IDL, en donde esta relación aumenta hacia las rocas tonalíticas y luego cae abruptamente para las aplitas y granitos. Todo esto concuerda con el hecho de que en el magma hay un enriquecimiento de Ba en las etapas tempranas, entrando la mayor parte del Ba en los feldespatos de las rocas tonalíticas, seguido de un empobrecimiento en las etapas tardías durante la cristalización de las aplitas. El diagrama Ba/Sr vs. IDL (Fig. 4) pre-

senta dos tendencias distintas, una para las rocas metaígneas que muestra un rápido incremento de esta relación, y otra para las rocas ígneas que muestran un aumento más lento. Esta última tendencia concuerda con otras observadas en series calcoalcalinas, aunque la gran dispersión observada en muchas series hace la comparación difícil.

Zirconio

La gran carga y tamaño del Zr⁴⁺ (r = 0,79) hace difícil que entre en los minerales formadores de rocas más comunes. Generalmente el Zr forma una fase propia, el zircón (Zr Si O₄). Puede esperarse que haya cierta sustitución por Fe³⁺ aunque el tamaño y carga hace que esto puede ocurrir sólo minoritariamente. El Zr se comporta aproximadamente en la misma forma en las diversas series, y usualmente tiene bajas concentraciones en las rocas máficas y mayores en las félsicas. El gráfico Zr vs. IDL presenta correlación positiva con gran dispersión. La presencia de Zircón en la mayor parte de las rocas estudiadas sugiere que sólo muy pequeñas cantidades de Zr puede sustituir al Fe³⁺ en los minerales ferromagnesianos.

Vanadio

Este elemento como V³⁺ (r = 0,74; e = 1,35) es diatómico con el Fe³⁺, y tiende a ser capturado en los minerales férricos a pesar de su radio mayor. RINGWOOD (1955) señala que en los feldespatos se puede encontrar algo de V, donde probablemente forma complejos tetrahédricos con el oxígeno.

En las rocas ígneas de Almont el V disminuye con un aumento de IDL, por otro lado las rocas metaígneas muestran un aumento con la diferenciación (Fig. 5). El diagrama V × 10³/Fe vs. IDL muestra una correlación negativa para las rocas ígneas, y positivas para las metaígneas, mientras que V × 10³/Mg muestra sólo una tendencia aproximada a aumentar con IDL. Esto sugiere un leve enriquecimiento de V en relación al Mg, y empobrecimiento en relación al Fe, indicando una entrada temprana de V en minerales ricos en hierro, como magnetita, anfíboles y piroxenos, y en menor extensión en otros minerales como biotita.

Cromo

El Cr³⁺ (r = 0,63; e = 1,6) tiene aproximadamente el mismo tamaño y electronegatividad que el Fe³⁺. Esto se muestra en la Fig. 6, en donde las rocas más antiguas tienen altas concentraciones de Cr.

Algunos autores (SIEDNER, 1965, y CARR & TUREKIAN, 1962) han encontrado en rocas graníticas una tendencia del Cr a concentrarse con respecto al Mg. En nuestro caso, el diagrama Cr × 10³/Mg vs IDL no evidencia tal tendencia y, más aún, no hay correlación entre ambas variables. La correlación tampoco es significativa entre Cr × 10³/Fe tot. vs. IDL (Fig. 7), debido probablemente a la múltiple valencia del Cr, haciendo que su distribución en minerales de rocas ígneas sea compleja (SMITH, 1962: 403). En las rocas estudiadas, el Cr se concentra principalmente en anfíboles y biotita, y quizás también en pequeñas cantidades en los feldespatos, como complejos Cr-O en posiciones tetrahédricas (RINGWOOD, 1955).

Níquel y cobalto

El Ni²⁺ (r = 0,69; e = 1,7) y el Co²⁺ (r = 0,72; e = 1,7), se comportan en forma similar. En las rocas

ígneas de Almont ambos elementos presentan una disminución con aumento de IDL, mientras que las metaígneas sufren un ligero aumento. El Ni y Co presentan altas concentraciones en las rocas metaígneas y en el gabro cuarcífero, disminuyendo luego bruscamente y permaneciendo casi constante para los demás tipos de rocas (Figs. 8 y 9). El gráfico Ni vs. Co (Fig 10) presenta una alta correlación positiva, indicando la similitud en el comportamiento entre ambos elementos.

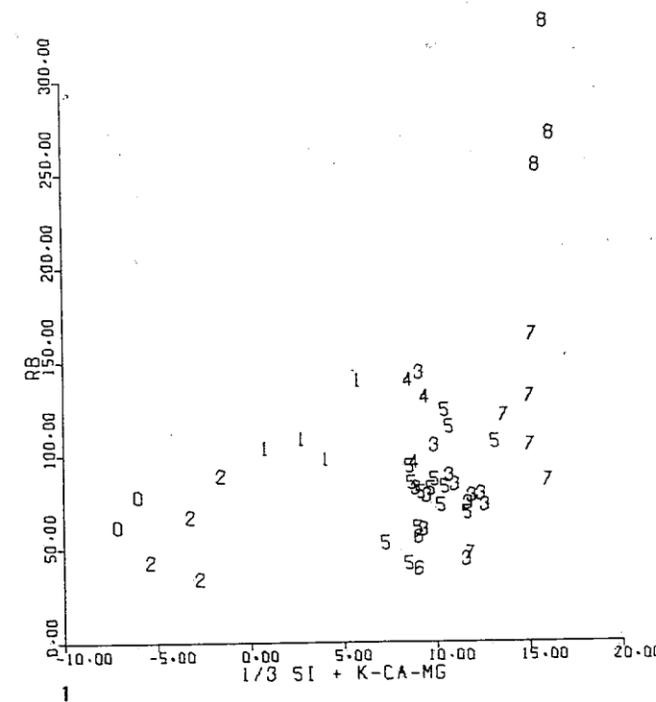
Cobre

El Cu²⁺ es similar en sus propiedades al Fe²⁺, y el Cu⁺ al Na⁺; por estos motivos, el Cu puede entrar tanto en las posiciones del Na de las plagioclasas, como en las posiciones del Fe²⁺ en los minerales máficos. La Fig. 11 presenta el diagrama de variación Cu vs. IDL, el cual muestra una correlación positiva para las rocas metaígneas y negativa para las ígneas. Una muestra de tonalita tiene un alto contenido de Cu, posiblemente explicable por la existencia de zonas mineralizadas cercanas e inclusive minas abandonadas, en cuyas paredes están expuestos carbonatos de Cu (malaquita y azurita).

Plomo

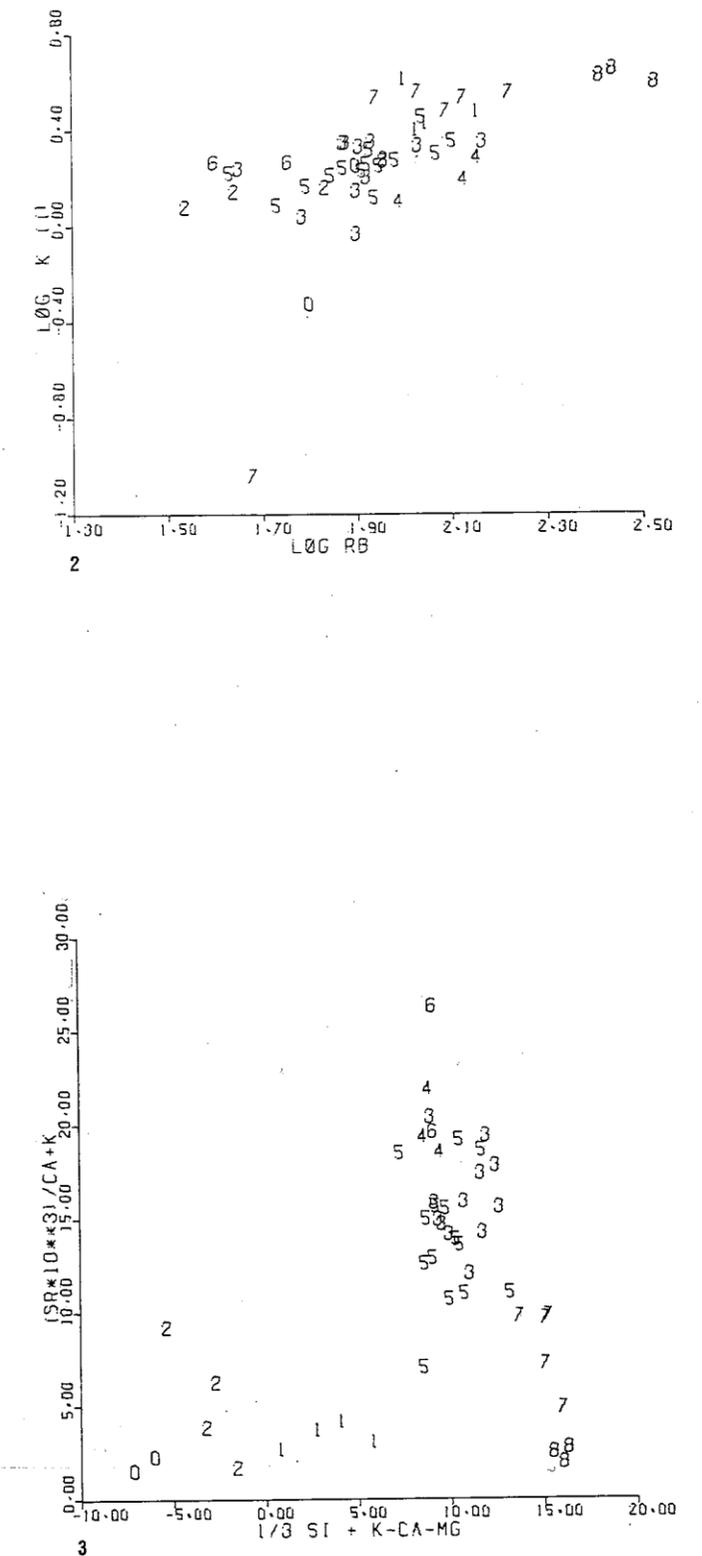
El Pb²⁺, debido a su tamaño y electronegatividad, sustituye principalmente al K en los feldespatos-K y micas, y en otros minerales que contengan grandes posiciones estructurales, tales como el Ca en la plagioclasa.

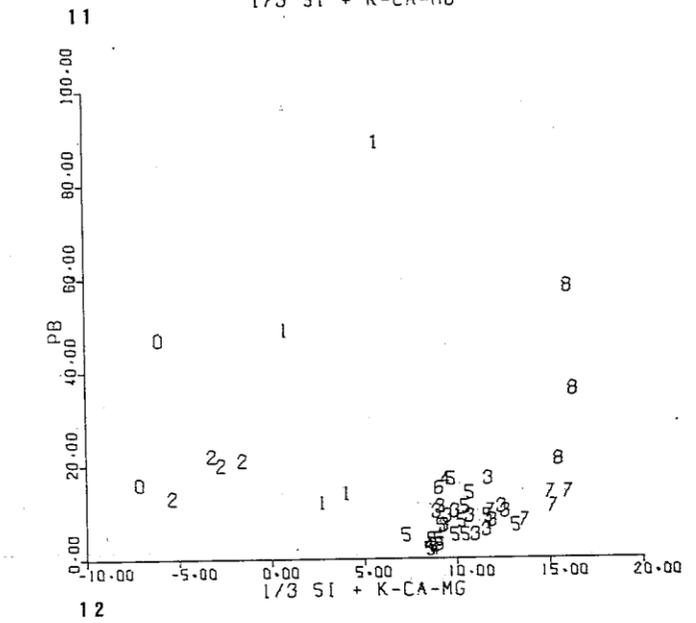
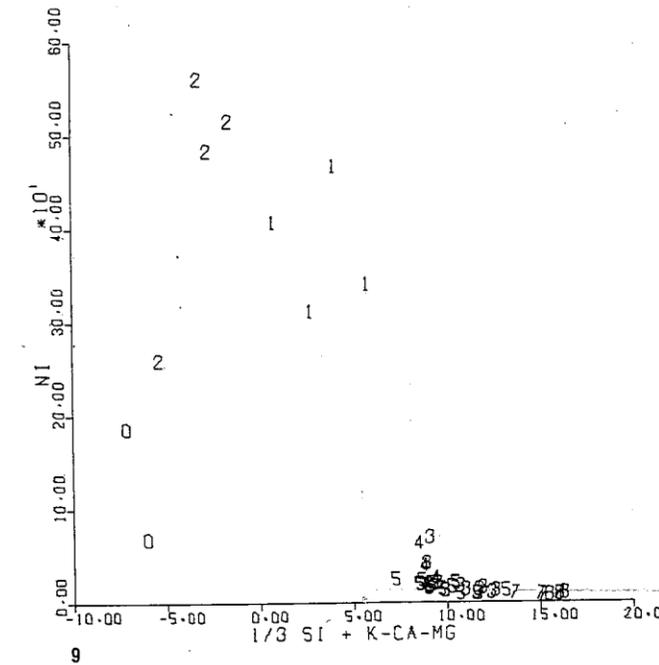
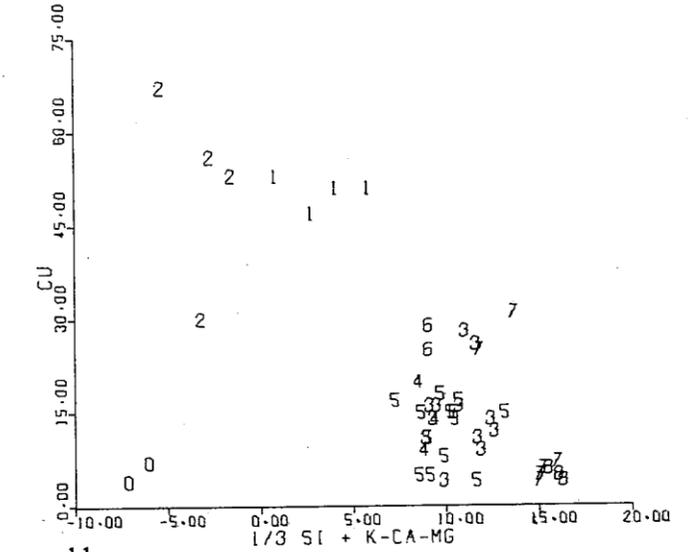
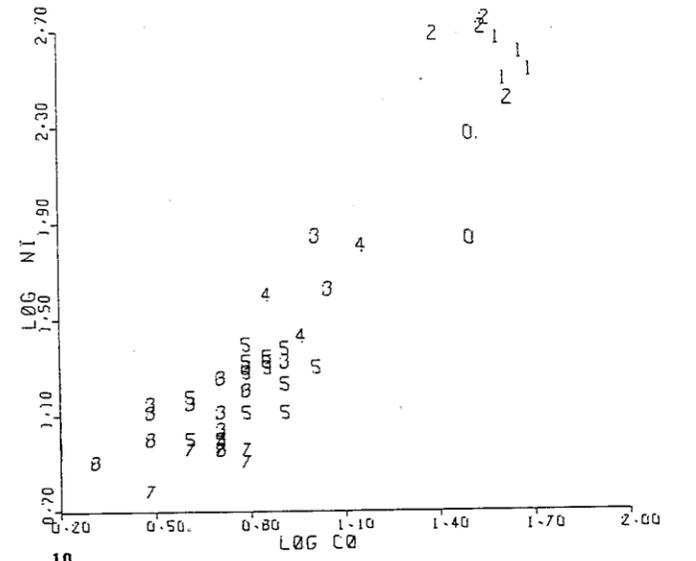
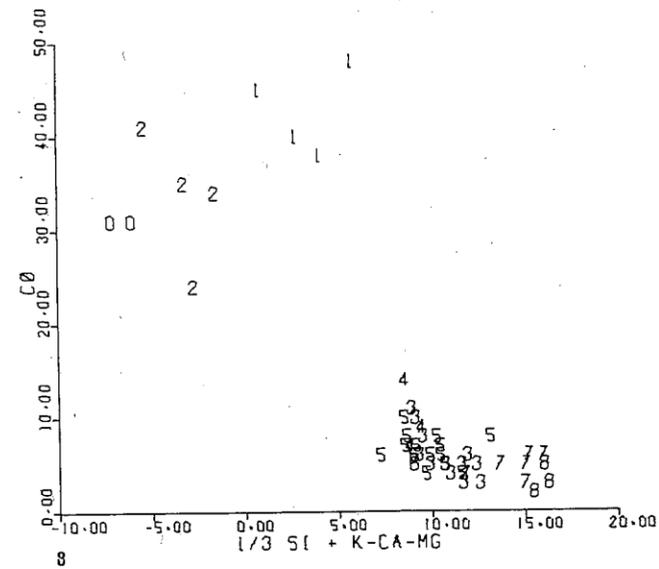
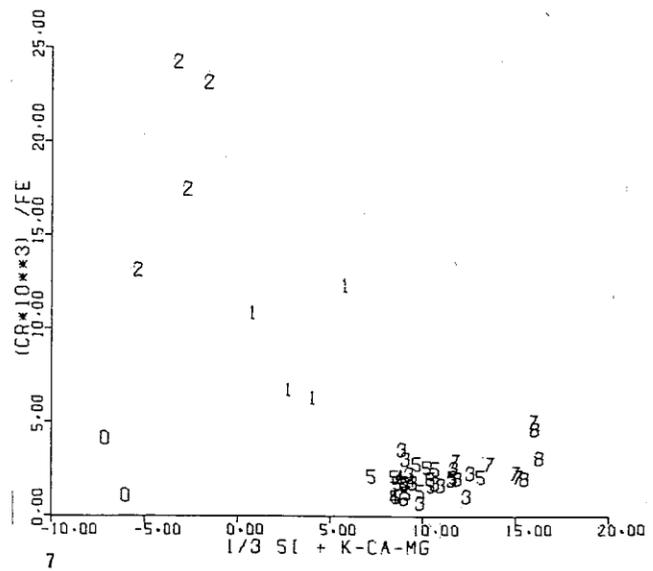
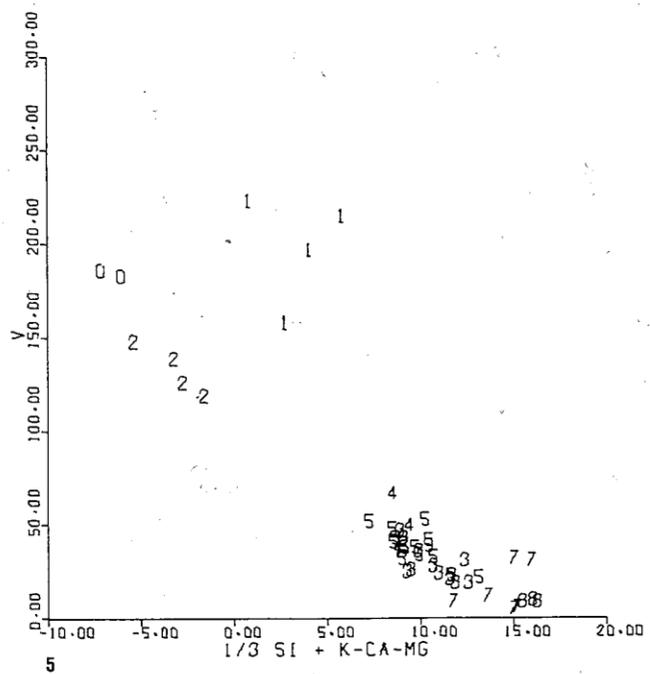
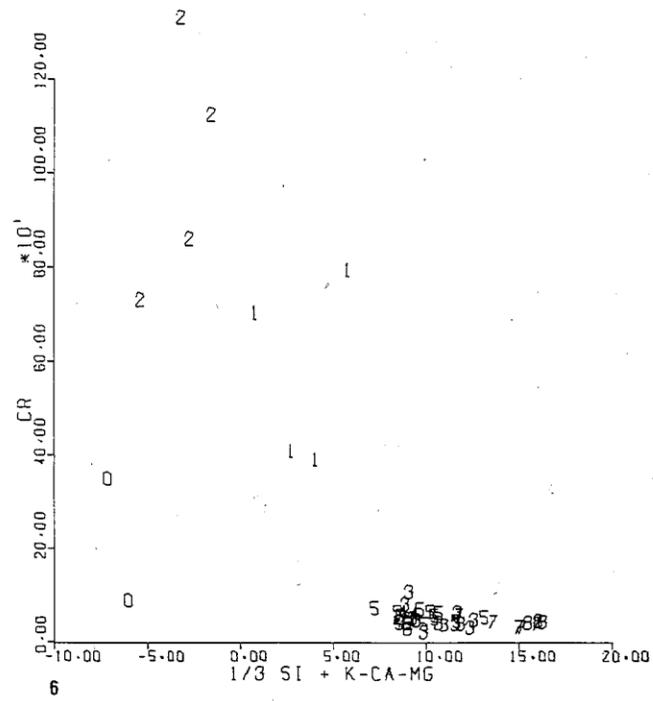
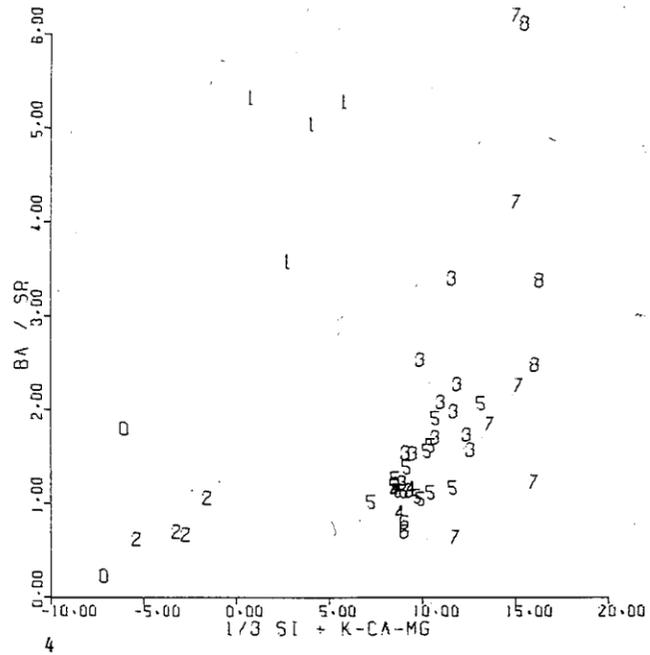
El gráfico Pb vs. IDL (Fig. 12) muestra mucha dispersión en las rocas más antiguas, lo cual sugiere una múltiple



Figs. 1 a 12. Diagramas de variación. Símbolos: O: Anfibolita, 1: metagabro, 2: gabro cuarcífero, 3: tonalita porfirítica, 4: xenolitos de tonalita porfirítica, 5: tonalita biotítica, 6: diorita hornbléndica, 7: aplita, y 8: granito de la zona de Cement Creek

distribución en varios minerales. Por otro lado, hacia las etapas finales de la diferenciación, hay un ligero incremento de Pb correspondiente al aumento en el contenido de feldespato-K.





DISCUSION DE LAS TENDENCIAS DE LAS ROCAS METAIgneas E IGNEAS

Por estudios petrográficos y geoquímicos de elementos mayoritarios, realizados por URBANI & BLACKBURN (1974), se sugirió que las rocas ígneas del área de Almont siguen una tendencia calcoalcalina, mientras que las metaígneas siguen una tendencia tholeiítica. En el presente trabajo, con los datos de elementos trazas, esto se ha podido corroborar definitivamente. La tabla 3 presenta un resumen de las características observadas en diversos diagramas de variación, notándose en ellos dos comportamientos distintos: a) la tendencia tholeiítica de las rocas metaígneas (TMI) es positiva, mientras que la tendencia calcoalcalina de las rocas ígneas (TI) es negativa, o b) ambas tendencias tienen la misma pendiente.

Por otra parte, hay que señalar que para $IDL = +5$, la TMI tiene aproximadamente el doble de concentración que la TI, para todos los elementos, exceptuando el Sr. Esto sugiere que las rocas metaígneas cristalizaron de un magma mucho más rico en elementos trazas que las rocas ígneas. Esta última observación coincide con las características de las series tholeiíticas y calcoalcalinas de otras partes del mundo. NOCKOLDS & ALLEN (1953: 140 y 1956: 76) presentan la composición aproximada de los magmas primarios tholeiíticos y calcoalcalinos, en donde, a excepción del Sr, todos los otros elementos trazas se encuentran en niveles mucho más altos (1,5 a 4 veces) en los magmas tholeiíticos que en los calcoalcalinos.

ORIGEN DE LA DIORITA HORNBLÉNDICA

Los métodos de regresión lineal múltiple descritos en DRAPER & SMITH (1966: 178-195) y presentados como programas de computación por DIXON (1973) y THRAILKILL & DAVIS (1970), han sido empleados en petrología por GREENWOOD (1968), en su discusión sobre la regla de las fases; por PERRY (1967, 1968), en sus estudios sobre el cálculo del modo a partir de composiciones químicas; por WRIGHT (1973), para resolver problemas de mezclas de magmas y por FLETCHER (1971), quien lo utiliza para obtener coeficientes de reacciones mineralógicas.

En este caso, dicho método se utilizó para obtener más información sobre el origen de la unidad litológica diorita hornbléndica, que es una unidad localizada dentro de la tonalita biotítica y caracterizada por la presencia de muchos xenolitos de rocas más máficas, parcialmente absorbidos y bien redondeados, también se forman estructuras fantasmas (ghost), schlieren y nebulíticas.

Al tratar de predecir la composición de la diorita hornbléndica como una posible combinación de la composición de los demás tipos de rocas, resultó que la "mejor" ecuación consta sólo de una variable, que es la tonalita biotítica; por consiguiente, las diferencias químicas más significativas entre ambas unidades, que son en Na_2O , Sr y Li, las explicamos tentativamente de la siguiente manera:

En esta serie se observa que el Sr tiene una variación paralela a la plagioclasa, ya que el Sr entra preferencialmente en la posición de Ca^{2+} en coordinación 8 de la plagioclasa, entonces el Sr alcanzará su valor máximo en la diorita hornbléndica, que es donde existe el mayor contenido de plagioclasa. Por otro lado, el Na_2O también alcanza su valor máximo por poseer esta roca un alto porcentaje de plagioclasa con bajo contenido de An, comparado a la tonalita biotítica (18% vs. 26%).

La baja concentración de Li parece ser debido al hecho que el Li entra preferencialmente en las posiciones del Mg en la biotita. Por consiguiente, para el momento de la cristalización de la diorita, la mayor parte del plutón de la tonalita biotítica estaba en una avanzada etapa de cristalización y la fase líquida remanente estaba muy empobrecida en Li.

También es de interés notar que los valores promedio de la relación FeO/Fe_2O_3 , varían de 2,0 a 0,8 en la tonalita biotítica y la diorita hornbléndica, respectivamente; esto implica que en los lugares donde se formó la diorita hornbléndica existieron valores más altos en las presiones parciales de O_2 y H_2O , que en el resto del plutón de tonalita biotítica. Se explica de este modo la presencia de hornblenda en vez de biotita, así como el hecho de que haya ocurrido asimilación de xenolitos de rocas mucho más máficas que la tonalita biotítica.

ORIGEN DE LA TONALITA BIOTITICA

Como el plutón de tonalita biotítica es el mayor de la zona de Almont, se trató de utilizar la información geoquímica, con el fin de encontrar la hipótesis más apropiada para explicar el origen del magma original de dicha intrusión. Se consideraron las siguientes alternativas:

1. Fusión de las rocas metasedimentarias

Para probar esta hipótesis, hay que asumir que la posible fusión se produciría de rocas similares a las metasedimentarias que se observan actualmente en el área estudiada. Partiendo de esta asunción, se puede comparar la composición química promedio de la tonalita con las rocas metasedimentarias y se nota que hay diferencias muy notables, tanto en elementos mayoritarios como trazas. Una fusión completa resultaría en una roca con mayor concentración de SiO_2 , Fe, K_2O , Zr, Ni y V y menor de CaO, Na_2O , Cu, Rb, Li, Sr y Ba. Las diferencias de composición tenderían a incrementarse por fusión de las rocas metaígneas.

Esta idea fue probada utilizando el método de regresión lineal múltiple, utilizando la composición de la tonalita biotítica como variable dependiente, y las composiciones de los metasedimentos y demás rocas metaígneas como variables independientes. Los resultados no aparecieron estadísticamente significativos, así que la fusión de las rocas metasedimentarias que afloran en el área, solas o mezcladas con cantidades variables de las rocas metaígneas, no pueden reproducir la composición de la tonalita biotítica.

2. Cristalización fraccionada de un magma basáltico

TAYLOR *et al.* (1969) y CONDIE & LO (1971) señalaron las dificultades en derivar rocas de composiciones similares a las andesitas a partir de basaltos, puesto que ambos tipos de rocas tienen aproximadamente el mismo contenido de Ni, mientras que el Ni debería disminuir rápidamente debido a la cristalización de anfíboles y magnetita. Todo esto también es aplicable al plutón de tonalita biotítica en el que el promedio de Ni es de 20 ppm, lo cual es casi igual al promedio de 22 ppm en basaltos ricos en alúmina (TAYLOR *et al.*, 1969). Puesto que el Ni entraría fácilmente en el anfíbol y magnetita, un estimado razonable nos indica que un magma formado por cristalización fraccionada de basalto debe contener mucho menos que 20 ppm de Ni.

También hay elementos que normalmente se concentran con la cristalización fraccionada, algunos de estos elementos

son el Rb, Ba y Zr, pero cuyas concentraciones no son muy diferentes a las de rocas basálticas. En las series calcoalcalinas, los valores K/Rb y Ba/Rb son usualmente altos, y Rb/Sr y Ba/Sr son generalmente bajos. Sin embargo, TAYLOR (1965) explica que una cristalización fraccionada produce bajos valores de K/Rb y Ba/Rb, y altos valores de Rb/Sr.

3. Contaminación de un magma basáltico

La contaminación de un magma basáltico con las rocas metasedimentarias no puede producir un magma tonalítico con la composición determinada. Para que pueda producirse una roca similar, sería necesario la digestión de grandes cantidades de rocas alcalinas silíceas, pero en la corteza del Precámbrico Inferior es difícil encontrar este tipo de rocas ricas en alcalis.

TAYLOR (1969: 53-54) explica en detalle que las hipótesis de mezclas, tales como mezcla de basalto con material supracortical, o con arcillas del fondo oceánico, pueden reproducir la composición de los elementos mayoritarios de las rocas calcoalcalinas, pero se presentan serias discrepancias con los elementos trazas, lo cual hace muy difícil aceptar dichas hipótesis.

4. Fusión parcial de anfíbolita o eclogita

Los estudios experimentales de GREEN & RINGWOOD (1968) indican que la fusión parcial en condiciones hidratadas de anfíbolita, a profundidades de 30 a 40 kms, o de eclogita cuarcífera, a profundidades de 100-150 kms, pueden producir miembros intermedios de la serie calcoalcalinas.

TAYLOR (1969: 56) sugiere un modelo en dos etapas para explicar el origen de las suites calcoalcalinas (volcánico y plutónico), el cual consiste en: a) Separación de una fracción de bajo punto de fusión a partir del manto superior o corteza primitiva. La mayor parte del Ni, Co y Cr se quedaría en el residuo refractario, o sería removida por olivino cristalizado tempranamente. Otros elementos mostrarán algunas variaciones debido a heterogeneidades originales. Las relaciones K/Rb y Rb/Sr diferirían de aquellas del manto superior primitivo. Este proceso puede operar en gran escala, y puede estar separado por un considerable período de tiempo, de la segunda etapa. b) La fusión parcial del material de la primera etapa en áreas orogénicas (posiblemente el equivalente Precámbrico de las modernas zonas de subducción), producirá magmas que pueden originar rocas de composición calcoalcalinas. Podrán ocurrir otros cambios en K/Rb y Rb/Sr, pero la mayor parte de las variaciones son heredadas de la primera etapa. Este modelo es consistente con las ideas actuales de expansión del fondo oceánico.

BARKER & PETERMAN (1974) presentaron un estudio del magmatismo tholeiítico-dacítico en el Precámbrico. Un resumen de su modelo lo presentan como un diagrama de flujo, que sugiere los pasos de evolución química de la dacita, basalto tholeiítico, y demás rocas ígneas comunes en el Precámbrico Inferior y Medio. Este modelo está de acuerdo con el mecanismo de TAYLOR (1969) y da gran soporte a la opinión que el plutón de tonalita del área de Almont proviene de la fusión parcial de una eclogita cuarcífera, mientras que el gabro cuarcífero se pudo formar previamente por fusión completa de la misma roca original. Las rocas metaígneas más antiguas se formarían en una etapa anterior, quizás a expensas de la fusión total o parcial de material cortical anterior. Los modelos de TAYLOR (1969) y BARKER & PETERMAN (1974) se ajustan bien al caso observado en

el área de Almont, en donde se determinaron dos tendencias diferentes.

Las rocas tholeiíticas serían producto de la primera etapa de dichos modelos, cristalizando esencialmente en tiempos no orogénicos, en parte contemporáneo a la sedimentación y en condiciones de bajo PO_2 y PH_2O . Aquí el Fe se oxida más rápidamente a Fe^{3+} , siendo removido continuamente durante la cristalización como magnetita, de modo que no se produce ningún enriquecimiento de Fe.

ANALISIS DE AGRUPACIONES EN MODO R DE VARIABLES QUIMICAS Y MODALES

Con el presente trabajo se conocen en su composición mineralógica y química (elementos mayoritarios y trazas) de 50 muestras representativas de las diferentes unidades litológicas; con estas variables se efectuó un análisis de agrupaciones en modo R (*R-mode cluster analysis*), utilizando el método PARKS (1969, 1975), obteniéndose un dendrograma que sugiere tres agrupaciones de variables (Fig. 13):

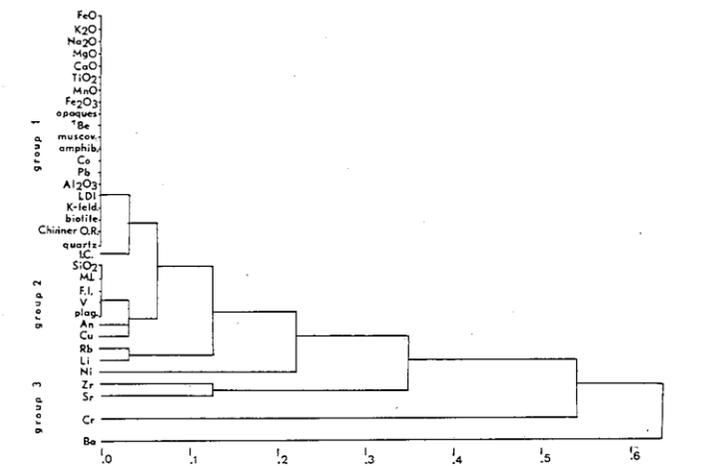


Fig. 13. Dendrograma en modo R de variables químicas y modales

Grupo 1: Variables químicas: FeO, Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O , MgO, CaO, TiO_2 , MnO, Al_2O_3 , Be, Co, Pb, IDL, y Relación de Oxidación de Chinner. Variables petrográficas: moscovita, anfíbol, feldespato-K, biotita, cuarzo, opacos y Cambio de Identidades (CI).

Grupo 2: Variables químicas: SiO_2 , Cu, V, Índice Máfico, Índice Félsico. Variables petrográficas: plagioclasa, % An.

Grupo 3: Variables químicas: Rb, Li, Sr, Ba, Zr, Ni y Cr.

El "grupo 3" no es un grupo en un sentido estricto, pero son las variables que muestran mayores desigualdades.

La interpretación del dendrograma sugiere que las variables que mejor presentan las diferencias entre las muestras son las del "grupo 3", que tienen mayor poder de discriminación entre muestras. Por consiguiente, son más útiles en interpretaciones petrológicas, si se han de evaluar las diferencias entre unidades litológicas y tendencias de diferenciación.

Las variables del "grupo 3" son los elementos trazas Ba, Sr, Li, Rb, Ni y Cr, los cuales, tal y como señala TAYLOR (1965), son muy útiles indicadores del grado de diferenciación. El Zr es el único de los elementos de ese grupo que

aún no se ha podido utilizar con mucho éxito como indicador de diferenciación.

El "grupo 2" tiene siete variables, de las cuales el SiO_2 , Índice Máfico (I.M.), Índice Félsico (I.F.), plagioclasa y % An, pueden usarse con bastante éxito como variables base en diagramas de variación.

El "grupo 1" tiene un total de 21 variables, las cuales con excepción de Be, Co y Pb son todos elementos mayoritarios o sus combinaciones y variables modales. Dicha agrupación sugiere que los elementos mayoritarios y variables modales son los que tienen menor poder de resolución para discriminar entre las diversas unidades en esta serie de rocas ígneas.

En resumen, puede indicarse que los elementos trazas son los mejores indicadores petrogenéticos. Esto es especialmente cierto para aquellos elementos de los grupos I_A y II_A de la tabla periódica (Li, Rb, Sr, Ba) que en general entran en los minerales félsicos. Por otro lado, Cr y Ni son elementos de transición que entran preferencialmente en minerales máficos y finalmente el Zr, que generalmente forma su propia fase. Todo esto refuerza la idea que se demuestra claramente en este trabajo que los elementos trazas son poderosos en discriminar procesos en rocas, puesto que las diferencias entre las dos tendencias de diferenciación se detectan fácilmente utilizando elementos trazas, mientras que se dificulta con sólo elementos mayoritarios. TAYLOR (1969) y otros autores, al probar las hipótesis del origen de diferentes tipos de magmas primarios, también han encontrado que usando sólo elementos mayoritarios se llega a soluciones ambiguas, donde varias hipótesis conducen al mismo resultado final; pero al utilizar elementos trazas, se hace más fácil discriminar entre hipótesis alternas.

COMPARACION ENTRE LAS TONALITAS PORFIRITICA Y BIOTITICA

Las composiciones química y mineralógica de ambos tipos de tonalita fueron comparadas, variable por variable, usando la prueba t, pero la única que presentó diferencias significativas fue el Ba.

Con el fin de obtener información más completa sobre las características distintivas de ambas unidades, se procedió a un análisis por funciones discriminantes por pasos usando el programa BMD07M (DIXON, 1973), de lo que resulta que usando sólo los datos modales o de elementos mayoritarios, no se obtiene una perfecta y significativa separación entre ambas litologías. Por el contrario, si se usan los datos modales junto a los de comparación química (mayoritarios y trazas) se logran funciones con una separación altamente significativa entre los grupos. Como el programa de computadora funciona por pasos, se nota que a partir de las funciones obtenidas con las primeras cuatro variables introducidas, ya se obtiene una completa separación entre los grupos. Por consiguiente, los elementos con mayor poder discriminatorio son CaO, Ba, V y Zr.

Las funciones así obtenidas ponen de manifiesto las relaciones multivariantes que controlan las relaciones geoquímicas de las rocas ígneas.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

Con el presente trabajo, se encontró que los elementos trazas ayudan a resolver el problema de las tendencias de las rocas ígneas y metaígneas del área de Almont. Se pueden distinguir *dos tendencias diferentes*: 1) una para las rocas

metaígneas que siguen *una tendencia tholeiítica*, y 2) *una tendencia calcoalcalina* seguida por las rocas ígneas.

Los diagramas de variación de varios elementos trazas vs. $\frac{1}{2} \text{Si} + \text{K} - \text{Ca} - \text{Mg}$ muestran que, para un valor dado de la abscisa de + 5, la concentración de todos los elementos, a excepción del Sr, es aproximadamente dos veces mayor en las rocas metaígneas que en las ígneas. Esta es una de las principales diferencias entre ambas tendencias. La geoquímica de los elementos trazas en las rocas de Almont es aproximadamente lo que se puede esperar para estas asociaciones, sin ninguna anomalía de importancia.

Los datos de elementos trazas junto a los elementos mayoritarios y datos modales, se utilizaron para interpretar el origen del magma que produjo la serie de rocas ígneas del área de Almont. Con este fin, se compararon diferentes hipótesis de trabajo, a saber: fusión de rocas metasedimentarias, cristalización fraccionada de magma basáltico, contaminación de un magma basáltico y fusión de eclogita cuarcífera. Esta última hipótesis es la que parece mejor para explicar el presente caso. La fusión parcial de eclogita cuarcífera en un ambiente orogénico pudo producir rocas de composición tonalítica (BARKER & PETERMAN, 1974). El plutón de gabro cuarcífero pudo haberse formado por fusión completa de la misma eclogita cuarcífera y en las mismas condiciones. Por otro lado, las rocas metaígneas pudieron producirse a expensas de la fusión parcial o total de material cortical o quizás de basalto primitivo en un ambiente no orogénico.

En el área de Almont hay varios cuerpos de diorita hornbléndica incluidos en el plutón de tonalita biotítica. En base a información de campo y petrográfica se sugirió que esta unidad es migmatita. Utilizando el método de regresión lineal múltiple por pasos, con la información modal y química (elementos mayoritarios y trazas), se encontró que la diorita hornbléndica tiene esencialmente la misma composición que la tonalita biotítica, pero un poco más de CaO, Na_2O , Cu y Sr, y menor SiO_2 , Cr, Rb y Li. Estas anomalías se pueden explicar por la posición en el espacio y en el tiempo de la cristalización de este tipo de roca y por la asimilación parcial de xenolitos (principalmente de metagabros).

Se llevó a cabo un análisis de agrupaciones en modo-R, utilizando la información modal y química. El dendrograma resultante sugiere que los elementos Rb, Sr, Ba, Li, Zr, Ni y Cr son las variables con mayor poder para discriminar entre las diversas unidades litológicas y para efectuar interpretaciones petrológicas en la serie calcoalcalina del área de Almont. Esto sugiere que estos elementos deben recibir prioridad analítica en estudios petrogenéticos y además abre un nuevo campo de investigación en métodos de clasificación y sus aplicaciones petrológicas.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al doctor W. H. Blackburn por la ayuda aportada durante la elaboración del presente trabajo, al doctor W. H. Dennen por sus consejos en espectrografía de emisión, y a todas aquellas personas que de una u otra forma contribuyeron al desarrollo de esta investigación.

BIBLIOGRAFIA

BARKER, F. & Z. E. PETERMAN (1974) "Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust". *Precam. Res.*, 1(1):1-12.

CARR, M. H. & K. K. TUREKIAN (1962) "Chromium in granitic rocks". *Geoch. Cosmoch. Acta*, 26:411-416.

CONDIE, K. C. & H. H. LO (1971) "Trace element geochemistry of the Lewis Lake batholith of early Precambrian age, Wyoming". *Geoch. Cosmoch. Acta*, 35:1.099-1.119.

DIXON, W. J. (Ed.) (1973) *BMD Biomedical Computer Programs*. Univ. Calif., Public. Automatic Computation N° 2, 600 p.

DRAPER, N. & H. SMITH (1966) *Applied regression analysis*. John Wiley & Sons Inc., N. Y., 407 p.

FLETCHER, C. J. N. (1971) "Local equilibrium in a two piroxene amphibolite". *Canadian J. Earth Sci.*, 8(9):1065-1080.

GREEN, T. H. & A. F. RINGWOOD, (1968) "Genesis of the Calc-alkaline igneous rock series". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18: 105-162.

GREENWOOD, H. J. (1968) "Matrix methods and the phase rule in petrology". *XXIII International Geological Congress*, 6:267-279.

NOCKOLDS, S. R. & R. ALLEN (1953) "The geochemistry of some igneous rock series". *Geoch. Cosmoch. Acta*, 4:105-142.

NAVARRO, E. & W. H. BLACKBURN (1974) "Investigations of the basement rocks of the Gunnison County, Colorado: The meta-sedimentary rocks". *N. Jb. Miner. Abh.*, 122:246-267.

PARKS, J. M. (1970) "Fortran IV Program for Q-mode analysis on distance function with printed dendrogram". *Computer contribution* (Univ. of Kansas), 46:1-32.

— (1975) "Programa QMODE para análisis de agrupaciones (Cluster analysis)". Escuela de Geología y Minas, UCV, Informe 75-2, Métodos de Laboratorio, Parte 2: 32-55.

PERRY, K. (1967) "Methods of petrologic calculation and the relationship between mineral and bulk chemical composition". *Contributions to geology* (Wyoming), 6(1):5-38.

— (1968). "A computer program for representation of mineral chemical analysis in terms of end member molecules". *Contributions of Geology* (Wyoming) 7(1):7-14.

RINGWOOD, A. E. (1965) "The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization". *Geoch. Cosmoch. Acta*, 7:189-202 y 242-254.

SHAW, D. M. (1968) "A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis". *Geoch. Cosmoch. Acta*, 32:573-601.

SIEDNER, G. (1965) "Geochemical features of a strongly fractionated igneous suite". *Geoch. Cosmoch. Acta*, 29:113-138.

SMITH, F. G. (1962) *Physical Geochemistry*. Addison-Wesley Inc., 624 p.

TAYLOR, S. R. (1965) "The application of trace element data to problems in petrology". *Phys. and Chem. of the Earth*, 6:133-13.

— (1969) "Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks". In A. R. MCBIRNEY (Ed.) *Proceedings of the Andesite Conference*. Oregon Dept. Min. Ind. Bull., 65:43-63.

TAYLOR, S. R.; M. KAYE; A. J. R. WHITE; A. R. DUNCAN & A. EWART (1969) "Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc, and V content in andesites". *Geochem. Cosmoch. Acta*, 33:275-286.

THRAILKILL, L. & G. DAVIS (Eds.) (1970) *Statistical program library for the IBM System/360*. Univ. of Ky., Computing Center, 336 p.

URBANI P., F. (1975) "Análisis de elementos trazas en rocas silicatadas por espectrografía de emisión". Escuela de Geología y Minas, UCV. Inf. 75-4, Métodos de Laboratorio, Parte 4: 1-69.

— & W. H. BLACKBURN (1974) "Investigations of the basement rocks of the Gunnison County, Colorado: The igneous rocks". *N. Jb. Miner. Abh.*, 121:272-292.

— (1976) "Petrología y geoquímica de las rocas ígneas del área de Almont, Colorado". *GEOS* (Univ. Central de Venezuela), 21:13-21.

WRIGHT, T. L. (1973) "Magma mixing as illustrated by the 1959 eruption Kilauea Volcano, Hawaii". *G. S. A. Bull.*, 84: 849-858.

TABLA 2

ALGUNOS VALORES PROMEDIOS EN LAS UNIDADES LITOLÓGICAS

Tipo de roca	K/Rb (1)	K ₂ O %	Rb ppm	Sr ppm	CaO %	Na ₂ O %	An %	Plagioclasa % Vol.
Anfibolita	186	1,37	70	192	11,94	1,24	68	5,6
Metagabro Gabro	335	3,73	113	250	5,78	1,32	61	35,1
Cuarcífero Tonalita	362	1,79	58	403	8,38	2,42	51	23,0
Porfírtica	247	2,17	83	606	2,83	4,80	21	44,6
Xenolitos (2) Tonalita	138	1,92	122	797	3,38	4,88	25	54,2
Biotítica	244	2,19	83	572	3,21	4,48	26	56,4
Diorita								
Hornbléndica	429	2,24	48	1015	3,58	6,21	18	72,7
Aplitas	267	3,46	109	365	0,59	5,87	2	38,2
Granito (3)	160	5,08	285	115	0,71	3,64	8	32,1

(1): $10^4 \times \% K/ppm Rb$.

(2): Xenolitos de tonalita porfírtica en tonalita biotítica.

(3): Granitos del área de Cement Creek.

TABLA 3

COMPARACION ENTRE LAS TENDENCIAS DE LAS ROCAS METAIGNEAS (T. M. I.) E IGNEAS (T. I.) EN LOS DIAGRAMAS DE VARIACION DE CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS VS. IDL

Y	Signo de r para tendencia metaigneas	Signo de r para la tendencia igneas	R a IDL = -5	R a IDL = +5
Cu	+	-	0,1	1,5
Co	+	-	0,7	3
V	+	-	1,3	3
Ni	+	-	0,25	2,5
Cr	+	-	0,4	2
Zr	+	+	1,9	2
Be	-	-	3	2
Li	+	+	4	3
Sr	+	+	0,8	0,5
Rb	+	+	1	1
Ba	+	+	1	2,5
Ba/Sr	+	+	1	5
Ni $\times 10^3 / Fe^{2+}$	+	-	0,25	1,5
Ni $\times 10^3 / Mg$	+	-	0,5	2
Cr $\times 10^3 / Fe$	+	-	0,3	1
V $\times 10^3 / Fe$	+	-	1	2
Co $\times 10^3 / Fe^{2+}$	+	-	0,7	2

Y = variable de la ordenada del diagrama de variación.

r = coeficiente de correlación lineal de la variable Y vs. IDL.

R = relación de los promedios de la variable Y para los T.M.I. y T.I., a valores dados del IDL ($R = \bar{Y}_{T.M.I.} / \bar{Y}_{T.I.}$)

NOTAS GEOLOGICAS

ALGUNOS ASPECTOS GEOLOGICOS DE LA PROVINCIA ESTRUCTURAL DE CUCHIVERO, ESCUDO DE GUAYANA¹Por Suhas C. Talukdar² y Pablo Colveé G.³CODESUR, Ministerio de Obras Públicas
Torre Diamen, 2º Piso, Chuao, Caracas

(Recibido en enero de 1977)

La Provincia Estructural de Cuchivero del escudo Guayana se extiende hacia el sur y sureste del río Orinoco y cubre el distrito Cedeño en la parte sur del Estado Bolívar y, como mínimo, las partes norte y central del Territorio Federal Amazonas (T.F.A.). Hacia el norte, en el distrito Cedeño, la provincia se encuentra al oeste de la Provincia Estructural de Imataca, más antigua, y presenta una alineación estructural predominante NNW-SSE. Hacia el SE, en la parte central del T.F.A. y sur del Estado Bolívar, la provincia se encuentra al sur de la Provincia Estructural de Pastora, más antigua, y presenta una alineación estructural general NW-SE.

La provincia expone extensas rocas plutónicas de emplazamiento epizonal y epimesozonal, así como vestigios de rocas metavolcánicas y metasedimentarias en menor proporción. En las rocas plutónicas predominan los granitos alcalinos, granitos y monzonitas cuarcíferas con granodioritas y tonalitas menos frecuentes y raras dioritas. En las rocas volcánicas dominan los tipos ácidos y comprenden extensos depósitos de flujos de cenizas (*ash-flow deposits*) y menor proporción de tobas de flujo de cenizas (*ash-flow tuffs*) y lavas, con composición de riolita alcalina, riolita, riolacita, dacita y latita cuarcífera. Petroquímicamente, las rocas volcánicas y plutónicas pertenecen a las series shoshoníticas y calcoalcalinas con alto K y están caracterizadas por: i) predominancia de rocas con alta concentración de SiO₂; ii) altos contenidos en K₂O y total de álcalis, y iii) alta relación K₂O/Na₂O (generalmente superior a 1,0). Los sedimentos clásticos meta-

mórficos son generalmente areniscas derivadas de rocas continentales. La provincia representa un período de tiempo entre 1.900-1.400 m.a. y abarca una historia de sedimentación clástica y volcanismo ácido en su inicio, subsiguiente deformación, metamorfismo regional a la facies de los esquistos verdes y fases de intrusiones graníticas.

Las características petrológicas de las rocas volcánicas y plutónicas, la presencia de sedimentos clásticos de origen continental y la ausencia de rocas derivadas de eugeosinclinal, implican que la provincia es un arco complejo volcánico-plutónico que puede ser considerado como un análogo antiguo de un arco Andino (margen continental). La más alta relación de rocas plutónicas (rocas volcánicas + sedimentarias) comparada a la de un arco Andino refleja una exposición a mayores profundidades estratigráficas y estructurales.

Las rocas volcánicas y plutónicas de la provincia se extienden por el SE y el este hacia el norte de Brasil, Guayana y Surinam. La naturaleza en arco de complejo volcánico-plutónico con la convexidad hacia el SW y sur sugiere que el cinturón pericratónico móvil se desarrolló en el margen de la corteza continental más antigua, más al norte, formada por las Provincias Estructurales de Imataca y Pastora.

1. Resumen presentado a la X Conferencia Geológica Interguayanas, Belém, Brasil, 1975.
2. Dirección actual: Escuela de Geología y Minas, Universidad Central de Venezuela, Apartado 50926, Caracas 105.
3. Dirección actual: OCOIDES, Apartado 62486, Caracas 106.