

## CONSIDERACIONES PETROLOGICAS DE LOS ESTRATOVOLCANES DE COSTA RICA

Guillermo E. Alvarado Induni  
Departamento de Geología, Instituto Costarricense de Electricidad (ICE),  
Apdo. 10032

### ABSTRACT

The geotectonic conditions, the processes of fractional crystallization, the variations in the partial melting conditions and source compositions, and to a certain extent, the assimilation of continental crust and magma mixture, control the magma formation and the chemical characterization of volcanic rocks of Costa Rica. It is supposed that there exist two different parental magmas.

The Guanacaste Volcanic Chain and Central Volcanic Chain are typically sub-alkaline rocks. The petrographic analysis indicate a great similarity between the calc-alkaline lavas of the Rincon de la Vieja and Miravalles volcanoes, and between the Barba, Irazu and Turrialba volcanoes, respectively. The rocks of Poas and Platanar volcanoes show a clear tendency towards the tholeiitic series, while some samples of Congo, Hule, Arenal and Chato are transitional to both series, andesites to high alumina basaltic-andesites.

The presence of casual hornblende in high calc-alumina and low potassium basaltic-andesites can be used in the evaluation of volcanic hazard.

### RESUMEN

La ubicación geotectónica, los procesos de cristalización fraccionada, las variaciones en las condiciones de fusión parcial y composición de la fuente, así como en cierto grado la anatexia de corteza continental y mezcla de magmas, juegan un papel importante en la formación y caracterización química de las rocas de los estratovolcanes Cuaternarios de Costa Rica. Se propone la existencia de dos magmas parentales.

Las rocas de la Cordillera de Guanacaste y la Cordillera Central son típicamente subalcalinas. Los análisis petrográficos indican una similitud entre las lavas calcoalcalinas de los volcanes Rincón de la Vieja y Miravalles y entre la de los volcanes Barba, Irazú y Turrialba, respectivamente. Las rocas de los macizos volcánicos Poás y Platanar (Palmira) poseen una clara tendencia hacia la serie toleítica, mientras que algunas muestras del Congo, Hule, Arenal y Chato son transicionales a ambas series: andesitas y andesitas basálticas aluminicas.

La presencia de hornblenda casual en andesitas basálticas calco-aluminicas, pobres en potasio, puede ser utilizado como un criterio complementario en la evaluación del peligro volcánico.

## INTRODUCCION

Costa Rica evolucionó de un Arco de Islas que se instaló a partir de finales del Cretácico y desde entonces ha tenido múltiples modificaciones (Seyfried & Sprechmann, 1985).

Durante el Mioceno Superior se acumularon potentes secuencias de sedimentos vulcanoclásticos en cuencas someras y subsidentes, adyacentes a un Arco Insular. Contemporáneamente, se emplazaron cuerpos plutónicos calcoalcalinos, los cuales originaron los yacimientos de pórfidos cupríferos en Costa Rica que sugieren una anatexia de corteza oceánica en la zona de subducción (ver Aubouin et al., 1975). Durante el Plioceno emerge gran parte del territorio nacional y se desarrolla un magmatismo subalcalino y alcalino con el emplazamiento local de pequeños cuerpos plutónicos, y la efusión de ignimbritas y de lavas, algunas con anfibol (Pichler & Weyl, 1975; Bellon & Tournon, 1978). La paulatina evolución cortical ocurrida desde el Cretácico cuspidal se traduce en el actual Arco Insular Maduro, tipo Pacífico, rico en andesitas e ignimbritas, petrológicamente similares a las rocas de los Margenes Continentales Activos (p.e. tipo Andino).

Recientemente, diversos estudios (Malavassi, 1979; Tournon, 1980, 1983, 1984; Kussmaul et al., 1982; Alvarado, 1984; Paniagua, 1984) han tenido como objetivo caracterizar la petrología y geología de los volcanes de Costa Rica. El presente trabajo aporta e integra algunas nuevas ideas sobre la petrología de los principales estratovolcanes del país, poniéndose especial énfasis en algunos de los factores que inciden en su caracterización y diferenciación química. Se presentan nuevos análisis químicos de elementos mayores de las rocas de la Cordillera de Guanacaste y de la Cordillera Central.

### Sistema de Clasificación empleado:

Los análisis químicos incluidos en el presente estudio (Tab. 1) fueron realizados en el Departamento de Geología e Ingeniería Tecnológica de la Universi-dad Tecnológica de Michigan (U.S.A.). Para la clasificación de las rocas se utilizó el diagrama de Peccerillo & Taylor (1976). No obstante, los basaltos se restringieron únicamente a aquellas rocas con MgO mayor a 6.5%. Una excepción es la muestra C-146B, en la cual los análisis modales (Alvarado, 1984) y químicos (Tournon, 1983) evidencian un claro carácter basáltico.

Dado que en los análisis químicos originales no se determinó los dos óxidos de hierro sino solamente un  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total, se procedió a repartirlo en los dos componentes de  $\text{FeO}$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  utilizando los factores  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  de rocas de la misma zona con un quimismo parecido.

#### DIFERENCIACION MAGMATICA EN LOS ESTRATOVOLCANES:

Tournon (1980, 1983, 1984) y Kussmaul et al. (1982) y Borgia et al. (en prensa) lograron distinguir con respecto a las lavas de los estratovolcanes Cuaternarios, series pobres en potasio (volcanes de la Cordillera de Guanacaste, Platamar y la mayor parte del Poás), series ricas en potasio (Barba, Irazú, Turrialba) caracterizadas por altos contenidos en Th, U, y en las facies básicas en Cr y Ni; y una serie muy pobre en potasio como lo es la de los Volcanes Arenal y Chato. Basándose en estas diferencias petroquímicas y en la agrupación geográfica de los volcanes, analizaremos algunos aspectos petrológicos agrupándolos en: Cordillera de Guanacaste, volcanes Arenal-Chato y Cordillera Central (Fig. 1).

##### Cordillera de Guanacaste:

En la Cordillera de Guanacaste, con base en los análisis químicos (Kussmaul et al., 1982; Tournon, 1983; Alvarado, 1984; Carr, com. escr. 1985) se clasifican las lavas del Cerro Hacha como andesitas, las de los volcanes Orosí-Cacao como basaltos hasta andesitas, y en los volcanes Rincón de la Vieja, Miravalles y Tenorio predominan las andesitas sobre las andesitas basálticas; un basalto picrítico (01 : 30%) del Tenorio (J-16) es la excepción (Fig. 2).

Los análisis químicos y modales de las lavas de los volcanes Rincón de la Vieja y Miravalles sugieren una cierta semejanza entre éstos (Tab. 1 y 2). Así, el contenido de sílice en estos volcanes fluctúa entre 55.12 y 62.79%, mientras que en el resto de los estratovolcanes de Guanacaste el  $\text{SiO}_2$  varía dentro de los rangos más amplios (Conjunto Orosí: 49.90-61.77%; Tenorio: 52.01-58.77%). El contenido de  $\text{K}_2\text{O}$  en los volcanes Rincón de la vieja y Miravalles es ligeramente superior y fluctúa entre 1.10 y 2.47%, mientras que en el resto de los volcanes de dicha cadena es menor (Conjunto Orosí: 0.47-1.64%; Tenorio: 0.76-1.35%).

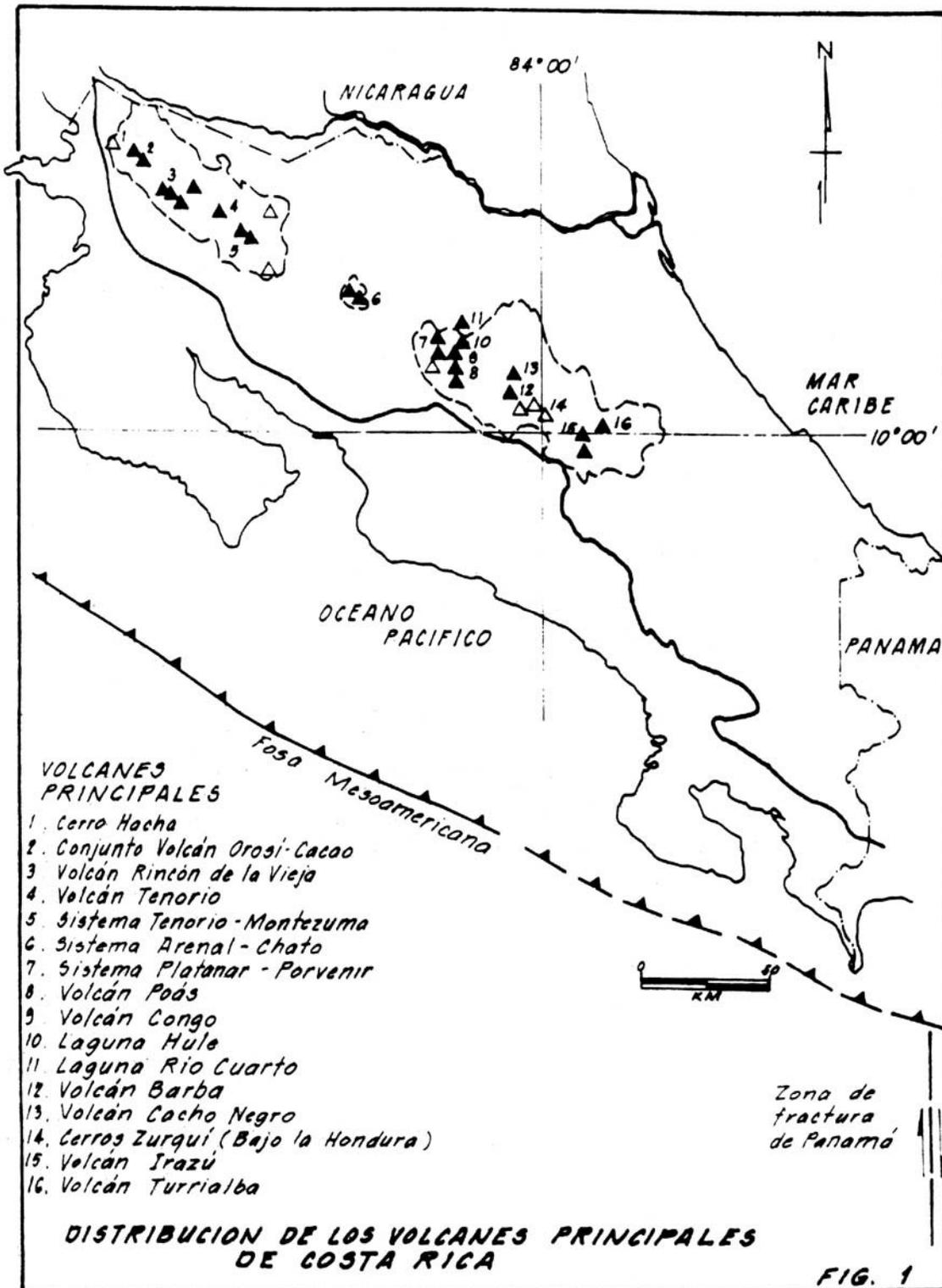


TABLA 1: Análisis químicos de los volcanes

	J-27	J-24	J-23	J-21	MR-65	MIR-3	J-16
SiO <sub>2</sub>	58.37	54.59	60.21	60.22	55.20	57.13	44.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.33	18.06	17.34	17.15	22.83	17.54	12.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.88	4.05	3.76	3.79	3.55	4.05	7.87
FeO	3.07	4.97	3.60	3.63	4.94	4.68	8.56
MgO	1.78	3.69	1.61	1.69	1.50	2.60	14.01
CaO	7.11	9.10	6.49	6.74	6.06	7.60	8.41
Na <sub>2</sub> O	3.54	2.80	3.11	3.13	2.37	2.87	1.50
K <sub>2</sub> O	1.44	1.04	2.31	2.10	1.43	1.66	0.31
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.64	0.74	0.69	1.00	0.81	0.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.25	0.21	0.20	0.26	0.28	0.23
MnO	0.16	0.19	0.15	0.14	0.17	0.15	0.24
BaO	0.08	0.05	0.10	0.09	0.14	0.09	0.06
Suma	99.64	99.43	99.63	99.57	99.45	99.46	99.04
NORMA CIPW							
Q	15.5	9.9	17.3	17.6	19.3	14.0	-
Or	8.5	6.2	13.7	12.5	8.5	9.9	1.9
Ab	30.0	23.8	26.4	26.6	20.0	24.4	12.8
An	30.0	33.8	26.6	26.6	28.4	30.2	27.5
Ap	0.5	0.6	0.5	0.5	0.6	0.7	0.6
Di	3.4	8.1	3.7	4.7	-	4.9	10.5
Hy	3.6	10.4	4.8	4.6	8.5	8.3	21.5
Mt	7.0	5.9	5.5	5.5	5.2	6.0	11.5
Il	1.5	1.2	1.4	1.3	1.9	1.6	1.3
Ol					-		12.4
C					7.0		

J-27	Andesita, Cerro Hacha, vertiente Sur.
J-24	Andesita basáltica, Volcán Cacao, Hda. Góngora.
J-23	Andesita rica en K, Volcán Rincón de la Vieja, bomba Volcánica en la cumbre.
J-21	Andesita rica en K, Volcán Rincón de la Vieja, Río Blanco.
MR-65	Andesita basáltica, Caldera de Guayabo (Hoja Curubandé, 3972-2967).
MIR-3	Andesita, Volcán Miravalles, Santa Rosa.
J-16	Basalto picrítico, Volcán Tenorio, vertiente NE.

Continuación Tabla 1:

	J-15	K-2	C-146B	PLA-3	PLA-14	PLA-7	PLA-9
SiO <sub>2</sub>	52.01	52.33	49.63	52.86	53.43	54.22	54.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.62	20.69	19.16	18.97	17.64	19.82	18.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.77	5.00	5.53	4.06	5.92	5.25	5.74
FeO	5.20	3.95	4.37	4.75	3.98	3.53	3.86
MgO	4.54	1.82	5.33	4.34	4.36	1.62	3.02
CaO	9.33	10.55	10.69	9.03	8.99	9.00	8.29
Na <sub>2</sub> O	2.65	2.68	2.78	2.93	2.50	2.93	2.84
K <sub>2</sub> O	0.99	1.21	0.66	1.34	1.58	1.84	1.38
TiO <sub>2</sub>	0.82	0.69	0.84	0.65	0.70	0.76	0.91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.35	0.30	0.30	0.20	0.35	0.19
MnO	0.18	0.19	0.18	0.15	0.19	0.18	0.17
BaO	0.06	0.09	0.05	0.08	0.07	0.09	0.06
Suma	99.44	99.55	99.52	99.46	99.56	99.59	99.55

## NORMA CIPW

Q	6.6	8.7	2.7	5.4	9.3	10.3	11.5
Or	5.9	7.2	3.9	7.9	9.4	10.9	8.2
Ab	22.6	22.8	23.6	24.9	21.2	24.9	24.1
An	36.2	41.0	38.0	34.8	32.4	35.6	34.6
Ap	0.6	0.8	0.7	0.7	0.5	0.8	0.5
Di	7.0	7.6	10.6	6.7	8.9	5.6	4.5
Hy	12.6	3.2	10.7	12.2	8.3	2.6	6.6
Mt	7.0	7.3	8.0	5.9	8.6	7.6	8.4
Il	1.6	1.3	1.6	1.2	1.3	1.4	1.7

- J-15 Andesita basáltica, Volcán Tenorio.  
 K-2 Andesita basáltica, Volcán Chato, vertiente Este: 1000 m.s.n.m.  
 C-146B Basalto, Cerro Chopo.  
 PLA-3 Andesita basáltica, Cerros Palmira, Quebrada Julio: 1680 m.s.n.m.  
 PLA-14 Andesita basáltica, Volcán Porvenir, vertiente Sur: 2000 m.s.n.m.  
 PLA-7 Andesita basáltica rica en K, Cerros Palmira, escarpe Río Segundo: 1520 m.s.n.m.  
 PLA-9 Andesita basáltica, Cerros Palmira, Río Toro (1320m), bloque juvenil en un flujo de cenizas.

Continuación Tabla 1:

	PLA-15	PLA-5	PLA-12	PLA-16	L-14	RC-2	SP-14
SiO <sub>2</sub>	56.49	56.67	61.09	69.07	51.65	52.91	50.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.82	19.46	17.64	15.36	20.66	15.50	20.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.51	3.73	4.08	2.76	4.92	6.27	4.21
FeO	4.79	3.98	2.91	0.97	4.55	6.55	4.91
MgO	2.67	1.67	1.26	0.67	2.36	3.76	4.58
CaO	7.62	8.28	5.42	2.62	10.10	8.47	10.27
Na <sub>2</sub> O	3.06	3.27	3.31	3.53	2.94	2.64	2.80
K <sub>2</sub> O	1.39	1.26	2.77	4.07	0.94	1.47	0.75
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.70	0.69	0.42	0.87	1.18	0.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.27	0.21	0.12	0.26	0.24	0.29
MnO	0.16	0.17	0.16	0.14	0.18	0.20	0.16
BaO	0.06	0.07	0.12	0.16	0.05	0.08	0.05
Suma	99.46	99.53	99.66	99.89	99.48	99.27	99.44

## NORMA CIPW

Q	13.0	12.8	17.9	26.6	6.8	9.6	3.4
Or	8.3	7.5	16.4	24.1	5.6	8.8	4.5
Ab	26.0	27.8	28.0	30.0	25.0	22.3	23.8
An	31.0	24.8	25.2	12.5	40.6	26.3	40.0
Ap	0.4	0.6	0.5	0.3	0.6	0.6	0.7
Di	4.9	3.9	0.5	-	6.6	11.9	7.6
Hy	8.5	5.6	4.0	1.7	5.9	9.0	12.3
Mt	6.6	5.4	5.9	2.4	7.2	9.2	6.1
Il	1.4	1.3	1.3	1.0	1.6	2.3	1.6
C				0.6			
Hm				1.1			

PLA-15	Andesita, Volcán Porvenir, vertiente Sur: 2100 m.s.n.m.
PLA-5	Andesita, Cerros Palmira, colada llegando a Bajos del Toro: 1520 m.s.n.m.
PLA-12	Andesita rica en K, antigua colada del Volcán Porvenir, Brumas: 1120 m.s.n.m.
PLA-16	Dacita rica en K (riodacita), Cerros Palmira, pumita en un flujo de pómez y cenizas, BM 1779, Lajas.
L-14	Andesita basáltica, Volcán Congo.
RC-2	Andesita basáltica, colada cerca de la Laguna (maar) Río Cuarto.
SP-14	Andesita basáltica, camino al tunel "Cerro Zurquí".

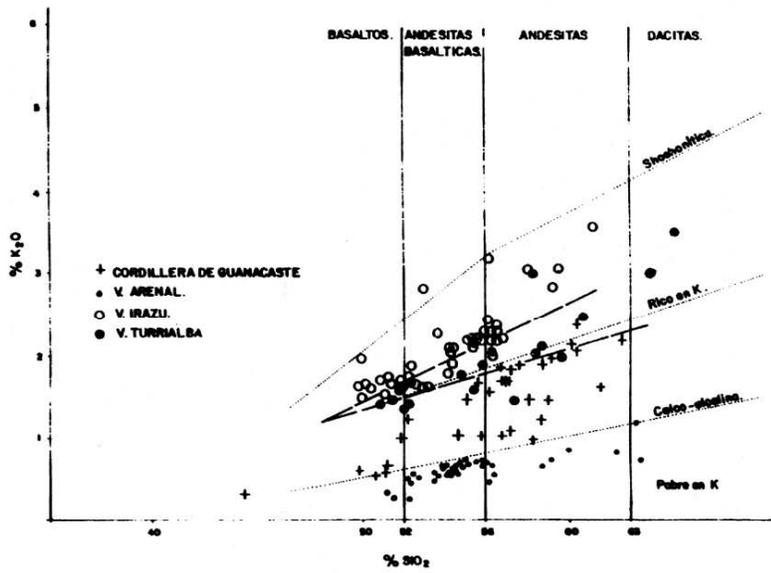


DIAGRAMA DE VARIACION K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> DE LOS VOLCANES ARENAL, IRAZU, TURRIALBA Y LA CORDILLERA DE GUANACASTE. (CLASIFICACION DE ROCAS VOLCANICAS SEGUN PECCERILLO & TAYLOR 1976).

FIG. Nº 2

## Volcanes Arenal y Chato:

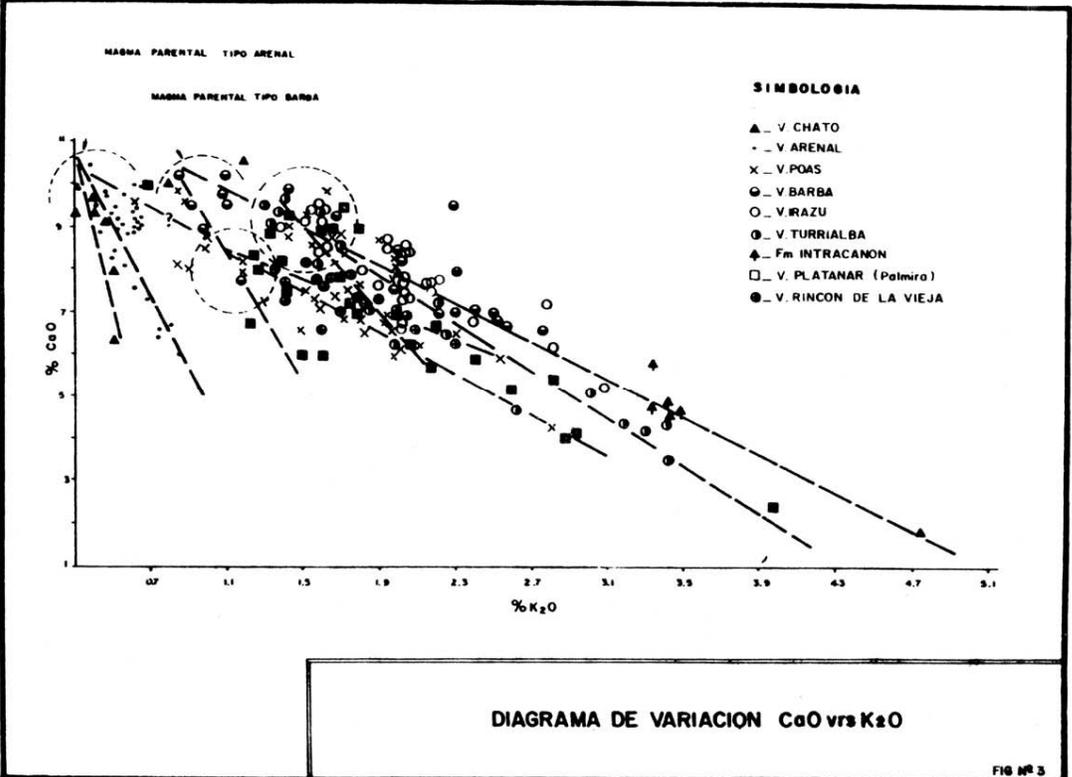
Las rocas del Volcán Arenal y del Volcán Chato corresponden principalmente con andesitas basálticas y algunas andesitas, ricas a pobres en alúmina y muy pobres en potasio: 0.6% como promedio (Malavassi, 1979; Kussmaul et al., 1982; Borgia et al., en prensa). No obstante, Tournon (1983) y Alvarado (1984) informan sobre dos lavas del Chato con un contenido en potasio mayor: 0.95% (Río Fortuna, 220 m) y 1.21% (vertiente E del Volcán Chato a 1000 m: K-2), respectivamente.

Según Rose et al. (1980), rocas con altos contenidos de  $Al_2O_3$  han fraccionado menos plagioclasa y esta inhibición en la fraccionación de este mineral podría ocurrir en cámaras donde la presión de volátiles ( $pH_2O$ ) es grande y cuando el intervalo de reposo es relativamente corto. Lo anterior podría explicar la presencia de hornblenda (Hb) en los piroclastos del Arenal y ocasionalmente en algunas coladas de lava (Alvarado, 1984).

La baja fraccionación de la plagioclasa (Plag) en las rocas del Arenal y del Chato está evidenciada por la suave y fuerte pendiente de las curvas en las Figs. 2 y 3, respectivamente, y en los altos contenidos de fenocristales de plagioclasa (Tabla 2). La Fig. 3 muestra claramente diferentes grados de fraccionación de la plagioclasa entre las lavas del Arenal-Chato y los volcanes de la Cordillera Central; además se evidencian diferencias entre estos últimos volcanes.

TABLA 2: Composición modal de las lavas de los estratovolcanes principales de Costa Rica

Volcán	Fenocristales (%)	Plag.	% An.	Ol.	Cpx.	Opx.
Conj. Orosí	28-48	20-40	47-85	0-5	2.5-6	0 -2
R. de la Vieja	30-60	17-50	45-65	0-3.5	2 -7	0.5-5
Miravalles	45-65	26-50	40-50	0-0.5	2 -5.5	0.5-5
Tenorio	31-71.5	25-35	57-63	0-7	2 -6	0 -12.5
Arenal	31.5-57.5	17.5-48	44-89	0-5	0.5-23.5	0.5-7.5
Chato	20-42.5	3.5-39	50-66	0.5-5	2 -12	0 -15
Platanar	28-60	20-25	55-65	0-2	2.5-5	0 -4
Poás	0-42	0-27	38-79	0-2.5	0 -5	0 -10
Barba	3-49	4-35	44-73	0-9	0 -9	0 -8
Irazú	22-45	10-36	38-72	0-5	2 -14	1 -4
Turrialba	18-49.5	14-30	40-63	0-5	2 -10.5	1 -4



En algunas lavas del Volcán Chato se observaron microfenocristales de olivino dentro de megafenocristales de augita, los cuales poseen una corona de olivino. Esto podría ser el resultado de procesos convectivos y/o mezcla de magmas que interrumpieron la cristalización de la augita (con cada cristal de olivino), trasladándola a sectores de mayor temperatura en donde cristalizó el olivino. También se ha detectado en las lavas del Chato, olivinos hipidiomórficos con corona de clino y ortopiroxeno. Para las dos observaciones anteriores es válido concluir que ha existido un comportamiento peritético (Bayly, 1968).

Según Cigolini & Bogliotti (1982) la cristalización fraccionada de las andesitas basálticas del Volcán Arenal está acorde con el modelo de fraccionamiento de la espinela. La elevada viscosidad de las lavas del Arenal está en parte relacionada con la presencia de dos líquidos intersticiales inmiscibles (básicos y ácidos) que determinan un comportamiento reológico compuesto. Dicho fenómeno es común en andesitas basálticas pobres en potasio (Cigolini & Bogliotti, 1982; Cigolini et al., 1984). Por otro lado, Melson (1982) observó que algunos niveles piroclásticos del Arenal son de composición basáltica, ricos en fenocristales (aprox. 50%) y con matriz de vidrio andesítico, siendo esto el motivo que incrementó la viscosidad del magma y su grado de explosividad; una alta presión de agua también pudo jugar cierto rol en el aumento de la explosividad de estos magmas básicos.

Estos altos contenidos en agua son probablemente la causa de la tendencia aluminica, una por la contracción del campo de la plagioclasa (Yoder & Tilley, 1962) o a través de la temprana cristalización del anfíbol (Cawthorn & O'Hara, 1976, en Carr, 1984).

De lo expuesto en los párrafos precedentes se desprende que la presencia de andesitas basálticas porfiríticas (y sus diferenciados), ricas en alúmina y calcio, pobres en potasio, con hornblenda modal y fortuita, puede servir como un criterio petrológico adicional en la evaluación del peligro volcánico. Lo anterior posee especial interés si se trata de volcanes dormidos por un intervalo de tiempo significativo (caso del Volcán Arenal), dado que con probabilidad sugiere la existencia de presiones de volátiles altas que se desarrollaron en una columna magmática viscosa.

### Cordillera Central:

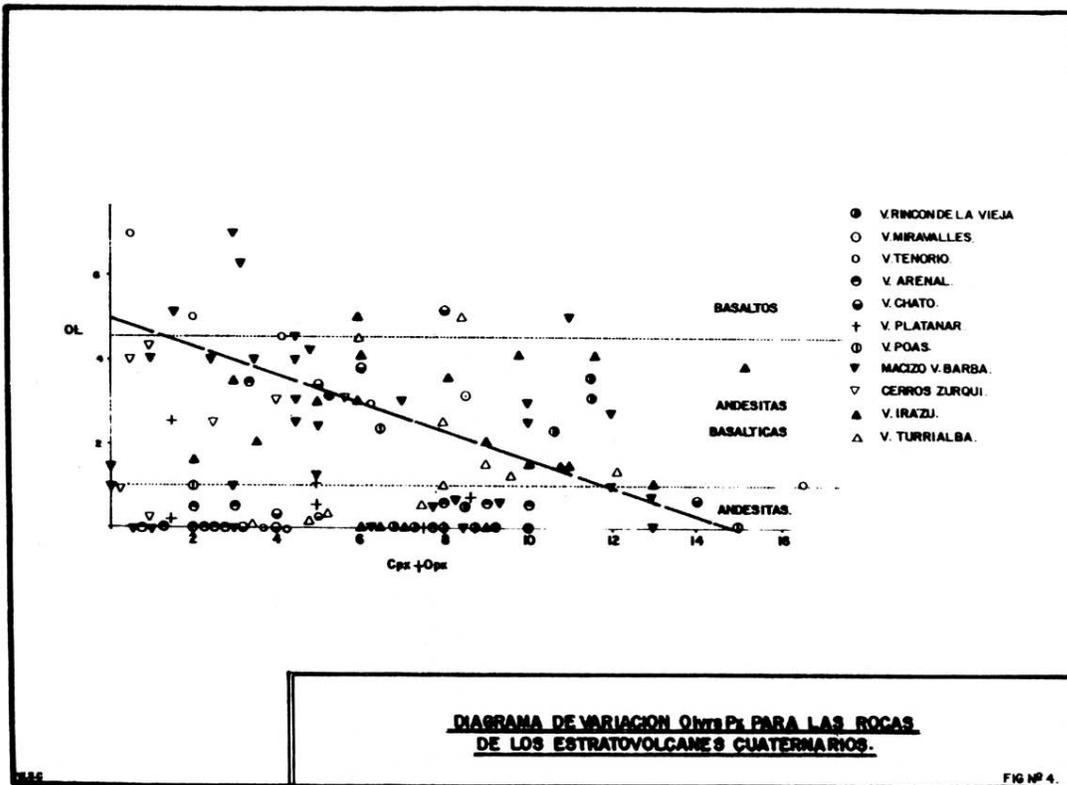
Utilizando los análisis químicos de diversos autores (Kussmaul et al., 1982; Hudnut, 1983; Thomas, 1983; Tournon, 1983; Paniagua, 1984; Kussmaul & Thorpe, en preparación; y Carr, com. esc. 1985) de rocas volcánicas procedentes de la Cordillera Central, las lavas del Volcán Poás y del Macizo Palmira se clasifican como andesitas basálticas hasta dacitas pobres a ricas en potasio; las del Barba y Turrialba corresponden con basaltos hasta andesitas y escasas dacitas, usualmente ricas y normales en potasio, y las del Irazú con basaltos hasta andesitas ricas en potasio (Fig. 2).

La común ausencia del ortopiroxeno en la matriz de las rocas subalcalinas de los estratovolcanes Cuaternarios, sugiere, con probabilidad, que en todo momento la temperatura del magma estuvo encima de la curva de inversión clinopiroxeno-ortopiroxeno.

La Fig. 4 muestra claramente cómo las andesitas y las andesitas basálticas son corrientes en un mismo volcán, dificultando así la diferenciación litológica entre los diferentes aparatos volcánicos. Se observa además cómo en las andesitas basálticas el contenido de fenocristales de piroxenos muestra una tendencia a ser inversamente proporcional al contenido de olivino, esto debido a una reacción entre el olivino y el líquido residual rico en sílice que origina ortopiroxeno.

Como aspectos petrográficos particulares, se analizó una andesita basáltica recolectada al Suroeste de Puerto Viejo (Heredia), que muestra olivinos iddingsitizados rodeados de un borde de olivino fresco, o bien pequeños olivinos rodeados de iddingsita y ésta a su vez con corona de olivino sano. Lo anterior se debe a un primer período de cristalización que es seguido por uno de hidratación-oxidación que origina la iddingsita, alrededor de la cual puede nuevamente cristalizar el olivino, representando así dos cambios en las condiciones físicas del magma (Edwards, 1938, en Augustithis, 1978). Al parecer esto indica que el proceso de alteración del olivino comenzó en la cámara magmática y continuó durante el ascenso del magma, terminando antes de concluir la cristalización de éste (Sheparad, 1962; Araña, 1972; ambos en Araña & López, 1974).

La ausencia o escasez de augita en algunas lavas (p.e. Chopo, Sabana Redonda, Zurquí, Estación Biológica La Selva) puede ser causa de una interrupción en



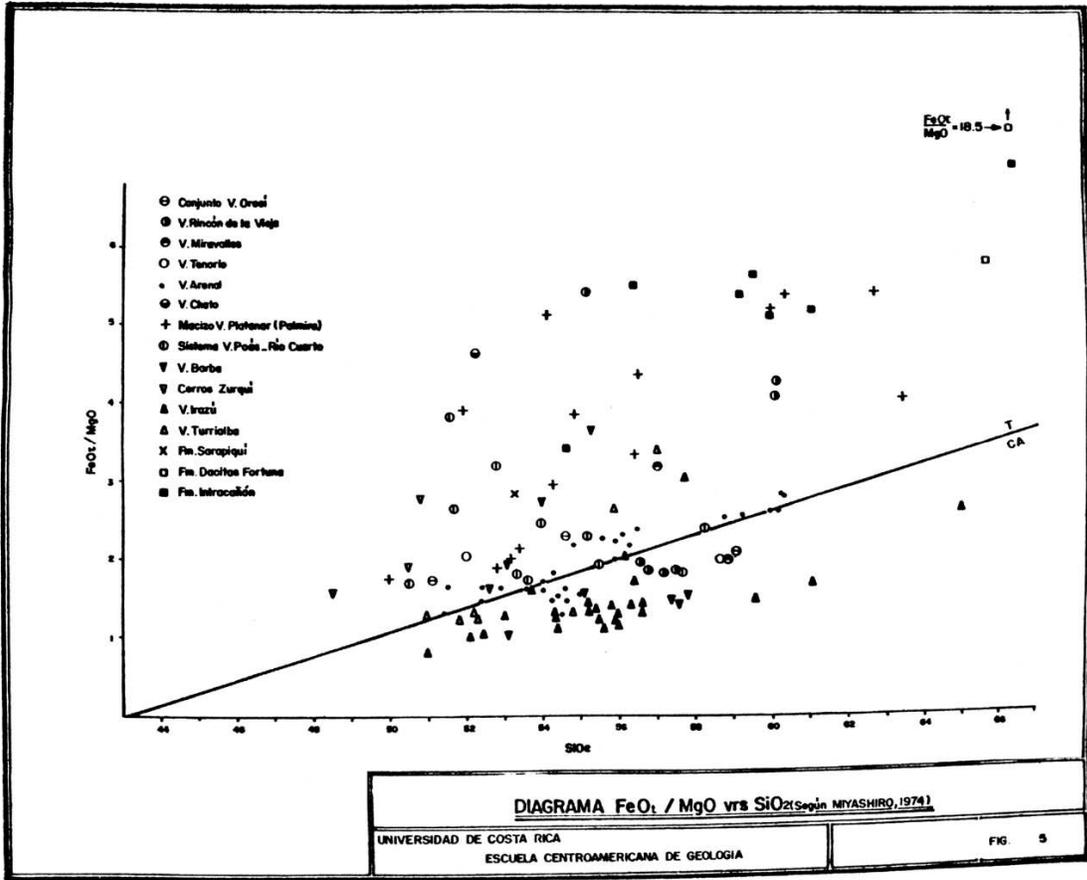
la serie de cristalización de Bowen al tiempo de la extrusión, en la cual la cristalización del olivino posiblemente estaba sobre la temperatura peritética del piroxeno. Se añade que un ascenso del magma interrumpido momentáneamente, favorece la diferenciación y puede hacer que la roca no tenga más que dos o tres clases de fenocristales.

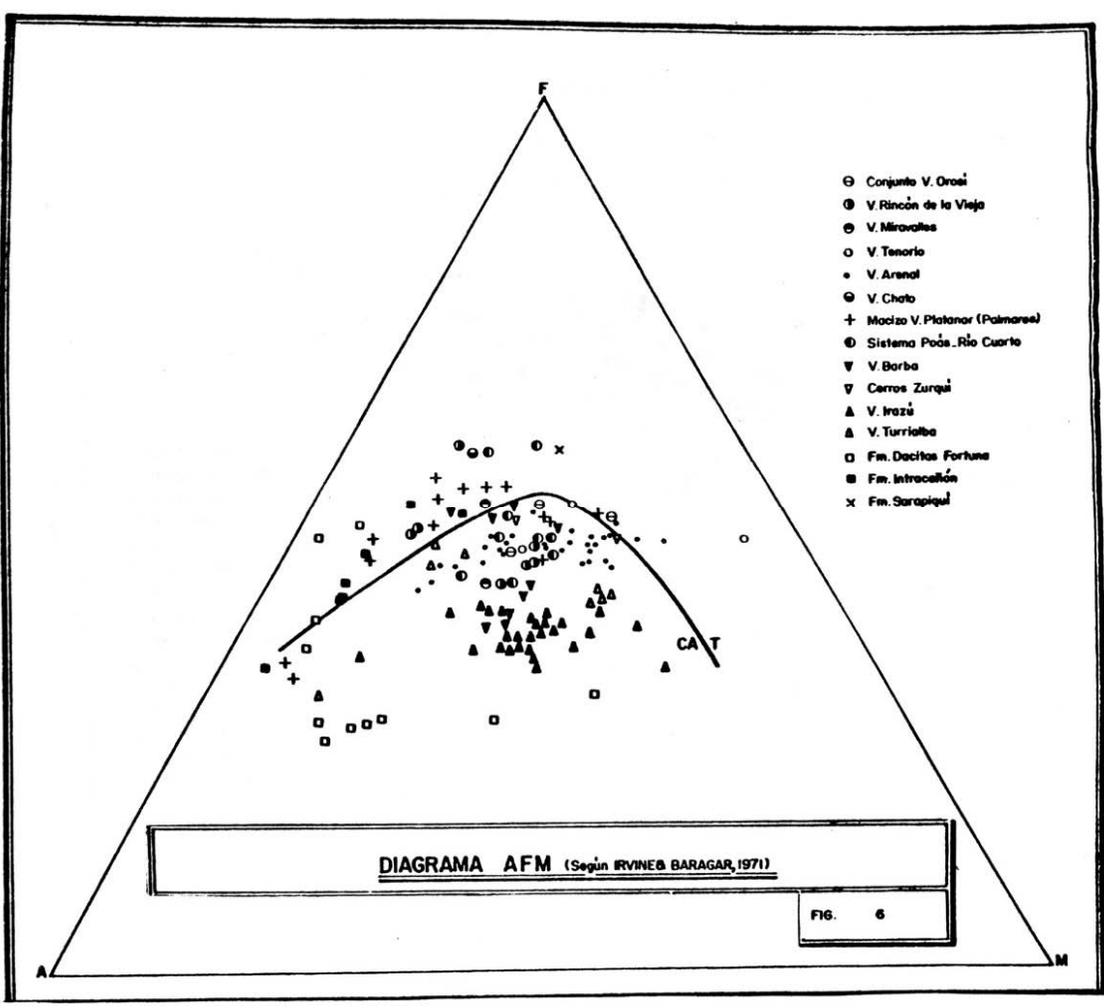
La composición química de los volcanes Barba, Irazú y Turrialba es muy parecida entre sí y se distingue del quimismo de los volcanes Poás y Platanar (Kussmaul et al. 1982; Tournon, 1980, 1983; Paniagua, 1984). De modo similar, pero menos evidente, esto se refleja en los análisis modales (véase Tab. 2). Esta variación química se observa en forma evidente en los diferentes diagramas (Figs. 5 y 6) con una tendencia hacia el campo toleítico, probablemente porque los magmas parentales se originaron a más altos grados de fusión parcial que sus parientes calcoalcalinos. Al proyectar en el diagrama AFM las diferentes rocas de los sistemas volcánicos Poás y Platanar se observa que, en general estas presentan un enriquecimiento en hierro y empobrecimiento en magnesio desde los primeros estadios de la diferenciación y posteriormente un brusco enriquecimiento en álcalis.

Hudnut (1983), utilizando el diagrama de Kuno (álcalis versus  $\text{SiO}_2$ ), sitúa algunas de las muestras de roca del Volcán Irazú dentro del campo de los basaltos alcalinos. No obstante, al utilizar el diagrama del Irvine & Barragar (1971), las muestras se ubican dentro de la serie subalcalina o muy cerca de la curva divisora de los campos alcalino-subalcalino: basaltos hasta andesitas ligeramente alcalinas.

Las variaciones de  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  en los volcanes de América Central están fuertemente influenciadas por la diferenciación (Carr et al., 1979). Así, los volcanes Irazú y Turrialba tienen un contenido inicial similar de  $\text{K}_2\text{O}$  (aprox. 1.2 %) para aproximadamente un 48% de  $\text{SiO}_2$  (Fig. 2). Lo anterior podría indicar que ambos volcanes poseen un mismo magma parental que posteriormente tuvo diferentes grados de fraccionamiento. Además, diferentes fases en la fracciónación del magma dentro de un mismo volcán se pueden observar claramente en la Fig. 3.

La mayor pendiente en la curva  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Fig. 2) sugiere que la cristalización fraccionada del Irazú está dominada por Plag + Cpx y la del Turrialba





ba por  $Ol + Hb + Mt$  (véase Rose et al., 1980). Causa de estos diferentes fraccionamientos serían valores desiguales en la  $pH_2O$ , siendo mayor en el Volcán Turrialba, lo cual inhibe relativamente la cristalización de la plagioclasa y favorece la del olivino y la de magnetita. La presencia de hornblenda y biotita como accesorio en algunas lavas del Turrialba fundamenta el criterio de una mayor presión.

Los altos contenidos de V en la mayoría de las muestras de los estratovolcanes sugieren que el origen de estas rocas está relativamente poco controlado por el fraccionamiento de magnetita. Además, las rocas de carácter intermedio usualmente no presentan un marcado empobrecimiento en Ti o V, como debería esperarse si un mineral opaco fuese el primero en cristalizar (Taylor et al., 1969; Araña & López, 1974). Un caso particular es el de las rocas del macizo Platanar-Palmira, las cuales muestran una gradual y marcada disminución en Ti y V, indicando que la caracterización química de estas lavas estuvo controlada por la cristalización temprana de magnetita. No obstante, los altos contenidos de V en la mayoría de las muestras (promedio: 207 ppm) sugieren que la fraccionación de este mineral opaco fue restringida.

Para Thorpe et al. (1982) los basaltos aluminicos del Sur de Chile con un alto contenido de  $Al_2O_3$  (19-22%) asociado con poco  $SiO_2$  (49-55%), bajo  $MgO/FeO_t$  (0.5-0.8) y bajo Cr, Ni y Co, indican generalmente un origen por fusión parcial del manto peridotítico seguido por una cristalización fraccionada de olivino y piroxenos. Lo anterior podría ser la fuente de las andesitas basálticas de la Laguna Hule y de los volcanes Arenal, Chato, Poás y Congo, y de los basaltos del cono piroclástico Anunciación o Chopo (Tab. 3).

TABLA 3

	POAS	CONGO	HULE
$SiO_2$ (%)	51.16-56.05	50.60-51.65	50.54-52.61
$Al_2O_3$ (%)	17.11-18.95	20.17-20.74	18.44-18.89
$MgO/FeO_t$ (%)	0.40- 0.92	0.23- 0.45	0.58- 0.61
Cr (ppm)	14	16	-
Ni (ppm)	43	16	-
Co (ppm)	46	53	-

Continuación Tabla 3:

	ARENAL	CHATO	CHOPO
SiO <sub>2</sub> (%)	51.52-56.15	49.38-56.15	49.63-50.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	19.10-21.80	18.42-20.69	17.35-19.16
MgO/FeO <sub>t</sub> (%)	0.35- 0.79	0.21- 0.71	0.57- 0.86
Cr (ppm)	61	7-83	183
Ni (ppm)	20	2-37	48
Co (ppm)	40	35	47

De acuerdo con la ley de fraccionamiento de Rayleigh, las variaciones de dos elementos traza durante la cristalización fraccionada deben situarse sobre una línea recta a través del origen. No obstante, en los diagramas Rb-Ba y La-Ba no todos los puntos ploteados de las muestras de los estratovolcanes cumplen con este requisito (Fig. 7). De tal forma que, en adición a una cristalización fraccionada, los magmas aquí originados por procesos de subducción y fusión parcial de la corteza oceánica y del manto peridotítico, fueron también afectados, en cierto grado, por una contaminación producto de anatexia de corteza continental. Este hecho puede explicar la presencia de minerales normativos con exceso de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (sensu Laguna, 1983), tales como corindón (según la norma CIPW) que aparece en algunas lavas y flujos de pómez en el Macizo del Platanar o en la Caldera de Guayabo. No obstante, los valores de Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> de las andesitas de los volcanes Arenal, Poás, Barba, Irazú y Turrialba, sugieren que la contribución de la corteza silílica es insignificante, apoyando más bien una fuente subcortical (Paniagua, 1984).

En el Volcán Irazú, a unos 1.650 m al Este del cráter principal, se presentan dentro de unas escorias andesíticas (n = 1.511: SiO<sub>2</sub>: 68%), algunas en forma de cometa o de fiamma. Lo anterior es producto de una mezcla en profundidad de un magma ácido que es inyectado por uno de carácter intermedio, siendo posteriormente eruptados (Hudnut, 1983; Alvarado 1984). Este proceso de mezcla de magmas podría ser el responsable de ciertas condiciones relativamente poco usuales en las lavas de los volcanes, tales como paragénesis poco estables (Oz-01, Opx-01, Opx-Hb), zonado inverso, texturas de reabsorción, presencia de un mismo

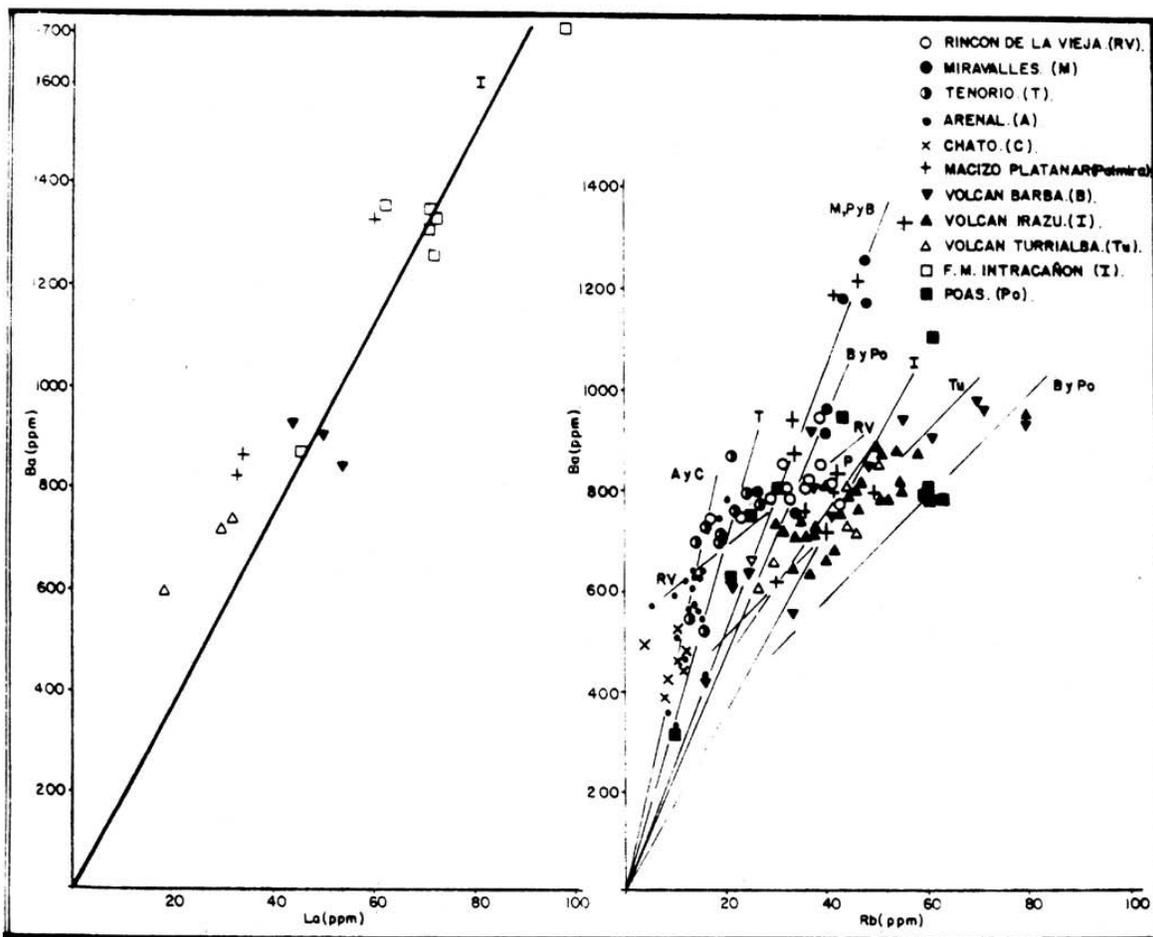


Fig. 7 DIAGRAMA Ba-La y Ba-Rb.

mineral bajo formas xeno e idiomórficas, inclusiones de vidrio o minerales en plagioclasas, etc. (véase Gill, 1981).

Relación entre la Geotectónica y el Vulcanismo:

Según Stoiber & Carr (1973) y Carr & Stoiber (1977), la placa del Coco se segmenta al subducirse bajo la placa del Caribe, encontrándose en Costa Rica la Cordillera de Guanacaste y la Cordillera Central en dos distintos segmentos mayores, mientras que el Volcán Arenal se ubica en el límite de ambos. Mora (1981) supone la existencia de varios segmentos más. No obstante, para Burbach et al. (1984) en Centroamérica se presentan únicamente tres segmentos concordando el límite de dos de ellos, con la ubicación de los volcanes gemelos Arenal y Chato.

Esta segmentación es responsable del contraste morfológico y de volúmenes entre los centros volcánicos de las diferentes cordilleras (Stoiber & Carr, 1973), así como de las diferencias químicas entre la Cordillera Central, la Cordillera de Guanacaste y el Volcán Arenal (Kussmaul et al., 1982). Estas divergencias químicas se evidencian muy bien en las Figs. 2 y 3. No obstante, las diferencias petroquímicas pueden también estar afectadas, en cierto grado, por la subducción de cortezas oceánicas de diferentes edades (véase en Hey, 1977 Figs. 1 y 7a), por una ligera contaminación del magma en el nivel cortical (Alvarado, 1984), por un incremento en el espesor de la corteza bajo la Cordillera Central hacia el Sureste (Kussmaul et al., 1982), o por la existencia de fracturas corticales N-S en la Cordillera Central (Alvarado, 1984).

Según Carr (1984), las alturas de los volcanes a lo largo del frente volcánico de América Central se correlacionan negativamente con la gravedad de Bouguer y positivamente con la profundidad al Moho; también se correlacionan con el contenido de grandes iones litófilos en las lavas. Así, se propone un modelo de dos reservorios: uno en el Moho, que controla la densidad de los basaltos que ascienden por la corteza, y el otro, superficial, en donde se lleva a cabo un fraccionamiento extensivo, así como de mezcla de magmas.

En la Fig. 3 se evidencia claramente la existencia de dos series magmáticas con magmas parentales de composición basáltica: uno "tipo Arenal" y el otro "tipo Barba". Este último muestra dos magmas sub-parentales (nivel cortical) de los cuales se originaron las diferentes líneas evolutivas (trends) que caracterizan a los volcanes de las Cordilleras Central y de Guanacaste. Se observa, por ejem

plo, como las rocas del Volcán Poás y del Macizo del Platanar se sitúan sobre distintas curvas de fraccionación, lo cual podría explicar la presencia contemporánea de series pobres y ricas en potasio en estos complejos eruptivos.

Más hacia el Sureste, en la Cordillera de Talamanca, la historia de la subducción se ha complicado con la introducción de la Cresta Asísmica del Coco bajo el continente (ver Fig. 1). Según Hey (1977) esta interacción tectónica se inició durante el Pleistoceno Inferior. Su efecto directo fue tal vez no solo una disminución en la velocidad de subducción a causa de una mayor fricción y a su buoyancia, sino también a una disminución del ángulo de buzamiento de la zona de Benioff. El hecho de que el vulcanismo haya cesado en la actualidad en la Cordillera de Talamanca y Fila Costeña, puede ser una consecuencia de la reunión de todos los factores previamente mencionados (Van Andel et al. 1971; Mora, 1981). Así, la presencia de sedimentos con anfíbol y biotita en la Formación El Brujo (Phillips, 1983) y de rocas volcánicas con hornblenda en la zona sur de Costa Rica (Cerro Bola, San Vito de Java, Fila Matama) y Noroeste de Panamá (Volcán Chiriquí o Barú), reportadas por Wagner (en Sapper, 1925), Henningsen (1965), Bellon & Tournon (1978) y Tournon (1984), podría deberse a condiciones de mayor presión generados por los esfuerzos compresivos y resistivos durante la escasa subducción y a la influencia de la zona de fractura de Panamá.

La relación  $K_2O/Na_2O$  de las rocas alcalinas de Siquirres y Tortuguero es baja (alrededor de 0.45) y su alcalinidad se debe más bien al exceso de sodio (Kussmaul et al., 1982). Esta alcalinidad puede estar relacionada a la liberación de  $Na_2O$  en profundidad por parte de los anfíboles. Así, el postulado que expresa que a medida que aumenta la profundidad a la zona de Benioff, aumenta el porcentaje de  $K_2O$  (o la relación  $K_2O/Na_2O$ ) y disminuye el enriquecimiento en  $FeO$  (Hatherton & Dickinson, 1969; Araña & López, 1974) no se cumple del todo para Costa Rica dado que los contenidos en potasio de los estratovolcanes en general son similares o más altos que los de las rocas alcalinas del Atlántico. Además, la relación  $K_2O/Na_2O$  de los estratovolcanes fluctúa en general entre 0.3 y 0.9, el  $FeO$  no tiene ninguna variación significativa y no se nota ningún enriquecimiento en potasio con la distancia desde la fosa. Al contrario, la configuración de la zona de Benioff bajo el Volcán Irazú (rocas rica en K) está pobremente definida pero es menos profunda que la zona de Benioff bajo el sistema Arenal-Chato, cuyas lavas son las más pobres en potasio (Kussmaul et al., 1982; Tournon,

1983; Alvarado, 1984).

Según Pichler & Weyl (1977, en Carr et al., 1979) y Carr et al. (1979), las rocas volcánicas alcalinas del Norte de América Central, tomándolas como grupo, no están relacionadas con la profundidad de la zona sísmica de Benioff.

#### CONCLUSIONES:

Es claro que la complejidad geotectónica de Costa Rica incide directamente en la caracterización petrológica de las unidades litoestratigráficas volcánicas de edad Plio-Cuaternaria.

Las rocas volcánicas de las Cordilleras de Guanacaste y Central son típicamente subalcalinas, predominando la serie calcoalcalina sobre la toleítica. Los análisis petrográficos indican una similitud entre las lavas calcoalcalinas de los volcanes Rincón de la Vieja y Miravalles y entre los volcanes Barba, Irazú y Turrialba, respectivamente. Las rocas de los macizos volcánicos Poás y Platanar (Palmira) poseen una clara tendencia hacia la serie toleítica, mientras que las muestras del Arenal, Chato, Congo, Hule y Chopo son transicionales a ambas series: andesitas hasta andesitas basálticas alumínicas. Algunas de las rocas del Volcán Irazú son ligeramente alcalinas.

Los contenidos de potasio en los estratovolcanes Cuaternarios no están evidentemente controlados por la profundidad de la zona de Benioff.

La presencia de andesitas basálticas porfiríticas, ricas en alúmina y calcio, pobres en potasio, con cristales eventuales hornblenda, puede ser un criterio petrológico útil en la evaluación del peligro volcánico, en particular si se trata de volcanes dormidos, dado que puede sugerir presiones de volátiles altas, previas a una erupción paroxismal.

Se propone la existencia de dos magmas parentales de composición basáltica: uno "tipo Arenal" y el otro "tipo Barba". Durante su ascenso, dichos magmas sufren diferentes fraccionamientos, lo cual se expresa en diversas tendencias químicas de las rocas y explica la coexistencia de series pobres y ricas en K en un mismo complejo volcánico.

Los procesos de cristalización fraccionada de olivino, piroxenos y en menor grado de plagioclasa, anfíbol y minerales opacos, a partir de un magma peridotítico derivado del manto, tienen un papel importante en la formación de los magmas y

su caracterización química. Sin embargo, los magmas aquí originados por procesos de subducción y fusión parcial de corteza oceánica y del manto, fueron también afectados en menor grado por contaminación de corteza continental y mezcla de magmas.

#### AGRADECIMIENTOS:

Me complace hacer constar mi agradecimiento a Siegfried Kussmaul, Jorge Laguna y Walter Montero, profesores de la Universidad de Costa Rica, por su amable revisión crítica del manuscrito. Extensivo es el agradecimiento al Departamento de Geología del Instituto Costarricense de Electricidad, y a Giovanni Botazzi por el procesamiento C.I.P.W. de los análisis químicos. Los análisis químicos incluidos en el presente trabajo fueron realizados gracias a la colaboración de William Rose de la Universidad Tecnológica de Michigan.

#### BIBLIOGRAFIA:

- Alvarado, G.E., 1984: Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica. - xii + 183 págs.; Tesis de Licenciatura, Esc. Centroamericana de Geología, Univ. Costa Rica; San José.
- Araña, V. & López, J., 1974: Vulcanismo, Dinámica y Petrología de sus productos.- 506 págs.; Ed. Istmo, Madrid.
- Aubouin, J., Brouse, R. & Lehman, J.P., 1975: Précis de Géologie, t. 1. Pétrologie.- Ed. Bordas. Trad. española: Tratado de Geología, t. 1. Petrología: - xxxi + 602 págs.; Ed. Omega, S.A., Madrid, 1981.
- Augustihis, S.S., 1978: Atlas of the textural Patterns of Basalts and their Genetic Significance.- vii + 324 págs.; Elsevier, Amsterdam.
- Bayly, B., 1968: Introduction to Petrology. - Prentice-Hall. Trad. española: Introducción a la Petrología. 2da. edición - 437 págs.; Ed. Paraninfo, Madrid, 1982.
- Bellon, H. & Tournon, J., 1978: Contribution de la géochronometrie K-Ar á l'étude du magmatisme de Costa Rica, Amérique Centrale.- Bull. Soc. Géol. France, (7), xx, 6: 955-959.
- Borgia, A., Poore, C., Carr, M.J., Melson, W.G. & Alvarado, G.E. (en prensa): Arenal-Chato Volcanic System, Costa Rica: Structural evolution of the cones.- J. Volc. Geothrm. Res.
- Burbach, G.V., Frohlich, C., Pennington, W.D. & Matumoto, T., 1984: Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos Plate.- J. Geophys. Res., 89: 7719-7735.

- Carr, M.J., 1984: Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central American Volcanic Front.- J. Volc. Geotherm. Res., 20: 231-252.
- \_\_\_\_\_ & Stoiber, R.E., 1977: Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America.- Bull. Geol. Soc. Amer., 5: 387-401.
- Carr, M.J., Rose, W.I. & Mayfield, D.G., 1979: Potassium content of lavas and depth to the seismic zone in Central América.- J. Volc. Geotherm. Res., 5: 387-401.
- Cigolini, C. & Bogliotti, C., 1982: Phase relationships and immiscibility in Arenal volcano lavas, Costa Rica.- Soc. It. Min. Petr., Octubre 1982.
- \_\_\_\_\_, Borgia, A. & Casertano, L., 1984: Intra-crater activity, aa-block lava, viscosity and flow dynamics: Arenal Volcano, Costa Rica.- J. Volc. Geotherm. Res., 20: 155-176.
- Gill, J.B., 1981: Orogenic Andesites and Plate Tectonics. (Minerals and rocks; 16).- xiv + 390 págs.; Srpinge, Berlin.
- Hatherton, T. & Dickinson, W.R., 1969: The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the lesser Antilles, and other Island arcs.- J. Geophys. Res., 74: 5301-5310.
- Henningsen, D., 1965: La Fila Costeña del Pacífico de Costa Rica y su posición dentro del Sistema Montañoso Centroamericano Meridional.- 90 págs.; Ed. especial: Dir. Gral. Géol. Min. Petról., Ministerio de Industria y Comercio, Costa Rica.
- Hey, R., 1977: Tectonic evolution of the Cocos-Nazca Spreading.- Geol. Soc. Am. Bull., 88: 1404-1420.
- Hudnut, K., 1983: Geophysical Survey of Irazu Volcano.- ix + 82 págs.; Tesis de Disertación de Bachillerato en Artes, Dartmouth College, Hanover (U.S.A.).
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.- Canad. J. Earth Sci., 8: 523-548.
- Kussmaul, S., Paniagua, S. & Gainza, J., 1982: Recopilación, clasificación e interpretación petroquímica de las rocas ígneas de Costa Rica.- Inst. Geogr. Nac. Inf. Sem. Julio-Dic., 28: 17-79; San José (Costa Rica).
- Kussmaul, S. & Thorpe, R.S. (en preparación): Petrogenesis of Pliocene-Recent Volcanic Associations of the Meseta Central of Costa Rica.
- Laguna, J. 1983: Petrologie, Geochemie und Tonmineralogie der Vulkanite der Aguacate-Formation (Miozan-Pliozan) Costa Rica, Zentralamerika.- vi + 163 págs.; Philipps Univ. Marburg (RFA).

- Malavassi R., E., 1979: Geology and Petrology of Arenal Volcano, Costa Rica. - 111 págs.; Tesis de Maestría, Univ. of Hawaii.
- Melson, W.G., 1982: Alternation between acidic and basic magmas in major explosive eruptions of Arenal volcano, Costa Rica.- Esc. Cienc. Geogr., Bol. de Vulc., 14: 65-74 (1985); Heredia (Costa Rica).
- Miyashiro, A., 1974: Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.- Am. J. Sci., 273: 321-355.
- Mora, S., 1981: Clasificación morfotectónica de Costa Rica.- Inst. Geogr. Nac., Inf. Sem., Julio-Dic., 26: 35-55 (1982); San José (Costa Rica).
- Paniagua, S.A., 1984: Contribución al conocimiento de la geología y petrología del vulcanismo Plioceno-Cuaternario de la Cordillera Central de Costa Rica. - 255 págs.; Tesis de Maestría, Univ. de Chile.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R., 1976: Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamou area, Northern Turkey.- Contrib. Mineral, Petrol., 58: 63-81.
- Pichler, H. & Weyl, R., 1975: Magmatism and crustal evolution in Costa Rica (Central America).- Geol. Rdsh., 64: 457-475.
- Rose, W.I., Penfield, G.T., Drexler, J.W. & Larson, P.B., 1980: Geochemistry of the Andesite Flank Lavas of three Composite Cones within the Atitlan Cauldron, Guatemala.- Bull. Volcanol., 43-1: 131-153.
- Sapper, K., 1925: Los volcanes de la América Central.- 144 págs.; Max Niemeyer, Halle (Saale).
- Seyfried, H. & Sprechmann, P., 1985: Acerca de la Formación del puente-istmo Centroamericano Meridional con énfasis en el desarrollo acaecido desde el Campaniense al Eoceno.- Rev. Geol. Amer. Central, 2: 63-87; San José.
- Stoiber, R.E. & Carr, M.J., 1973: Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America.- Bull., Volcanol., 37: 304-325.
- Taylor, S.R., 1969: Trace elements chemistry of andesite and associated calc-alkaline rocks.- Proc. Andesite confer.; Oregon 1968 (ed. A.R. McBirney). Internat. Upper Mantle Project Sci. Rep. 16: 43-63.
- Thomas, K.E., 1983: An investigation of the Cervantes Formation of Irazu Volcano Costa Rica.- 29 págs.; A senior thesis, Dept. of Earth Sciences, Dartmouth College, Hanover.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., Hammill, M. & Baker, M.C.W., 1982: The Andes.- En: Thorpe, R.S. (ed.): Andesite: 182-205; John Wiley & Sons; New York.

- Tournon, J., 1980: Contribución a la morfología de la parte occidental de la Cordillera Central de Costa Rica.- Inst. Geogr. Nac., Inf. Sem. Julio-Dic., 26: 73-83; San José.
- \_\_\_\_\_, 1983: La Cadena Volcánica de Costa Rica: composiciones químicas de las lavas, presencia de dos tipos de series.- Inst. Geogr. Nac., Inf. Sem. Julio-Dic., 29: 31-62.
- \_\_\_\_\_, 1984: Magmatismes du mesozoique a l'actuel en Amerique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andesites.- iix + 335 págs.; Mém. Sc. Terre, Univ. Curie, Paris, 49-84.
- Van Andel, T.H., Hearsh, G.R., Malfait, B.T., Heirinchs, D.F. & Ewing, J.I., 1971: Tectonics of the Panama Basin, eastern equatorial Pacific.- Bull. Geol. Soc. Am. 83: 1489-1508.
- Yoder, H.S. & Tillery, C.E., 1962: Origen of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.- J. Petrol., 3: 342-532.