

Capítulo 16

Magmatismo de márgenes continentales activos

Introducción

La subducción de placas oceánicas por debajo de placas continentales, genera un magmatismo calco-alcalino particular, como ocurre en las costas occidentales de América, Japón, Sumatra, Alaska, Nueva Zelanda y las islas Aegean (Fig. 16-1).

Las andesitas orogénicas son típicas tanto de los arcos de islas como de los márgenes continentales activos (MCA), aunque la circulación de los magmas a través de la corteza continental, agrega complejidades a las interpretaciones petrogenéticas. Los magmas calco-alcalinos son dominantes, pero varían entre bajos en K, altos en K y shoshonitas. Además, lavas alcalinas suelen presentarse en asociación con el volcanismo calco-alcalino, aunque constituyendo zonas separadas dentro del cinturón volcánico y pueden haberse formado en un régimen de extensión similar a las cuencas de trans-arco.

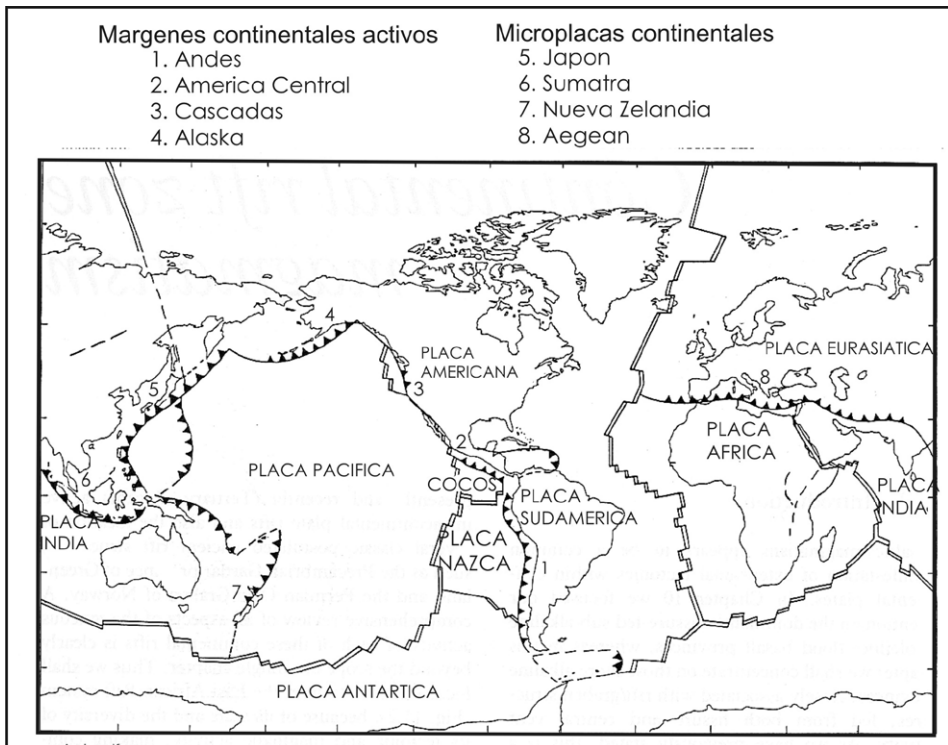


Fig. 16-1. Márgenes continentales activos con zonas de subducción (modificado de Wilson 1991).

Una diferencia fundamental entre las series de los AI y los MCA, es que en estos últimos predominan los magmas ricos en sílice (dacitas y riolitas), al igual que las rocas piroclásticas (ignimbritas), que estarían asociadas con zonas de corteza continental engrosada.

Químicamente los volcanes de MCA tienen en comparación con los AI, mayor concentración de K, Sr, Rb, Ba, Zr, Th y U, con altas relaciones K/Rb y Fe/Mg y un amplio rango de variación de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y Pb. Estas características se deberían

a la participación de corteza y a las variaciones del manto subcontinental en la petrogénesis de los magmas. En los MCA la distribución y volumen del magmatismo es controlada por el ángulo y velocidad de subducción de las placas.

La Cordillera Andina de Sudamérica se extiende a lo largo de 10.000 km, sobre el margen oeste del continente, desde el Mar Caribe hasta el Mar de Scotia, siendo la cadena montañosa más larga del mundo y está integrada por segmentos que buzan desde $<10^\circ$ hasta $\sim 30^\circ$ y con velocidades de subducción de $\sim 10\text{cm/año}$ (Fig. 16-2).

	Zona volcánica S ($45 - 33^\circ$)	Zona volcánica Central ($26 - 18^\circ\text{S}$)	Zona volcánica N ($2 - 5^\circ\text{N}$)
Angulo zona sísmica	$<25^\circ$	$25-30^\circ$	$20-30^\circ$
Profundidad zona sísmica	90 km	140 km	140 km
Elevación cortical máxima	2000-4000 m	5000-7000 m	4000-6000 m
Espesor cortical	30-35 km	50-70 km	40 km
Edad cortical	Mesozoico-Cenozoico	Precámbrico-Paleozoico	Cretácico- Cenozoico
Composición volcánica	Basalto, con andesita, dacita	Andesita-dacita con ignimbrita riolítica	Andesita basáltica a andesita
SiO ₂ (% peso)	50 - 69	56 - 66	53 - 63
K ₂ O (% peso)	0,4 - 2,8 (series mediano K)	1,4 - 5,4 (series alto K)	1,4 - 2,2 (series mediano K)
$\delta^{18}\text{O}$	5,2 - 6,8	6,8 - 14,0	6,3 - 7,7
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,7037 - 0,7044	0,7054 - 0,7149	0,7036 - 0,7046
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18,48 - 18,59	17,38 - 19,01	18,72 - 18,99
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,58 - 15,62	15,53 - 15,68	15,59 - 15,68
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38,32 - 38,51	38,47 - 39,14	38,46 - 38,91

Tabla 16 -1. Caracteres geológico-tectónicos de zonas volcánicas Cenozoicas de los Andes.

Una característica de los Andes es la asociación espacial de rocas plutónicas y volcánicas calco-alcalinas. Estas varían de gabros y dioritas, a tonalitas, granodioritas y granitos, mostrando todas ellas, rangos similares de variación (Tabla 16-1).

Estructura de los márgenes continentales activos

Cuatro variables interdependientes controlan la geometría de las zonas de subducción, que son:

1. Velocidad de convergencia relativa de las placas.
2. Dirección y velocidad absoluta de movimiento de la parte superior de la placa.
3. Edad de las placas que se subductan.
4. La subducción de cinturones asísmicos, plateau oceánicos o cadenas de islas de intraplaca.

Los efectos que causan, pueden ser aditivos o neutralizarse entre sí. En general un ángulo bajo de subducción resulta de la combinación, de rápido movimiento hacia el trench y relativamente rápida convergencia, con subducción en la litosfera oceánica joven de baja densidad. Esto produce, o una separación del arco magmático, o una cesación del magmatismo relacionado con la subducción y el desarrollo de un régimen compresivo, tanto en el arco como detrás del mismo.

En contraste una subducción de alto ángulo es el resultado de la combinación de movimiento de placa lento, con baja velocidad de convergencia y subducción en una litosfera oceánica más antigua y densa. Esto produce un arco magmático próximo al trench y una

tectónica extensional al comienzo del arco. Perfiles de arcos de islas y del margen Andino se muestran en Fig. 16-3.

Reservorios de magma en la corteza

Evidencias de la existencia de reservorios someros de magma en la corteza por debajo de los volcanes activos, son aportadas por:

1. Datos geofísicos.
2. Evidencias petrológicas de fraccionamiento cristalino a baja presión y la evolución geoquímica de los magmas.
3. Presencia de plutones por debajo de complejos volcánicos erosionados.

Las evidencias geofísicas detectan cuerpos de magmas, por el brusco descenso de velocidad de las ondas sísmicas y cambios en la conductividad eléctrica, que se da por la fusión parcial de rocas.

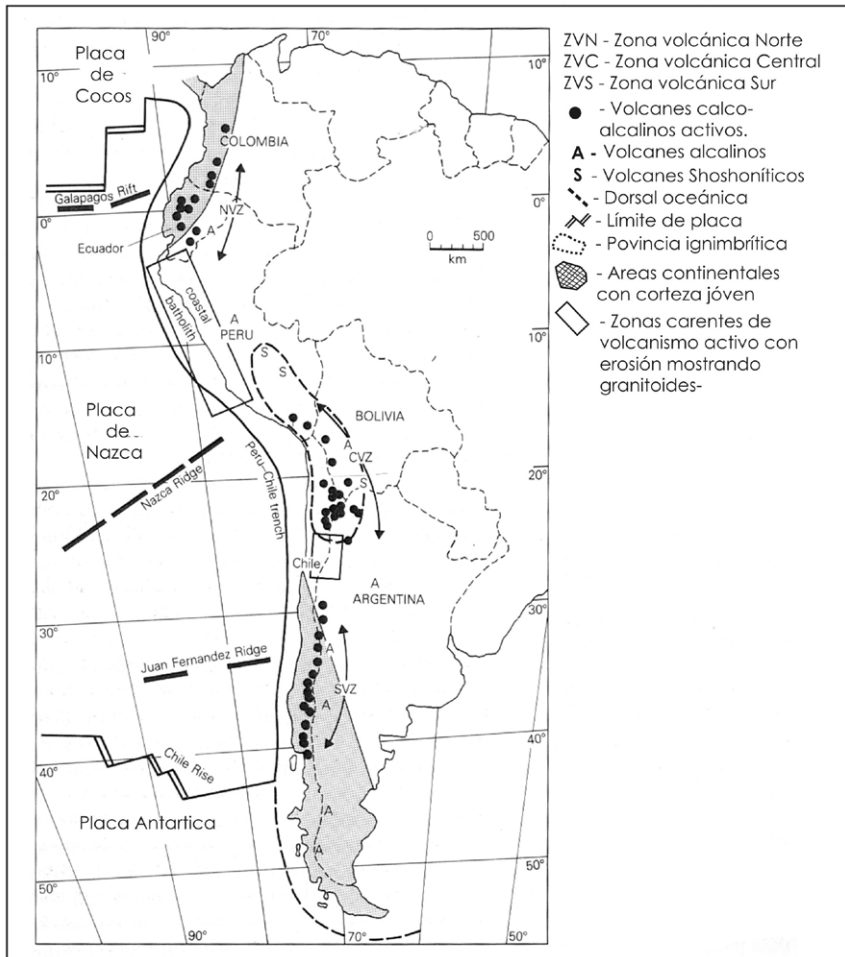


Fig. 16-2. Distribución de los volcanes activos en la Cordillera de los Andes (Harmon et al. 1984; Thorpe et al. 1982, 1984).

En los márgenes continentales activos, las rocas plutónicas y volcánicas, varían en composición desde basalto (gabro) a riolita (granito), que definen buenas correlaciones lineales en los diagramas de variación de Harker, sugiriendo que los magmas más ácidos derivarían por cristalización fraccionada de olivino, plagioclasa, piroxeno, magnetita y anfíbol, de magmas originales basálticos. En las suites volcánicas los isótopos de Sr-Nd-Pb, sugieren poca contaminación cortical, que se interpreta, como reflejo del descenso de temperatura de los líquidos. Por otra parte muchos magmas andinos muestran caracteres geoquímicos que reflejan procesos combinados de asimilación y cristalización fraccionada.

Una de las evidencias más utilizadas como prueba de la existencia de cámaras magmáticas someras, es dada por las raíces de áreas volcánicas erosionadas, que pasan a cuerpos granitoides, que habrían cristalizado a <10 km, como los batolitos de la Costa del Perú, que se extienden por 1.600 km de largo, con un ancho de 60 km, paralelamente a la elongación del trench. Comprende más de 1.000 plutones intruidos en 70 Ma, entre los 100 y 30 Ma. Estas rocas plutónicas coinciden espacialmente con dos grupos de rocas volcánicas. El Grupo Casma de 100 Ma y el Grupo Calipuy del Terciario inferior, que se sobrepone al

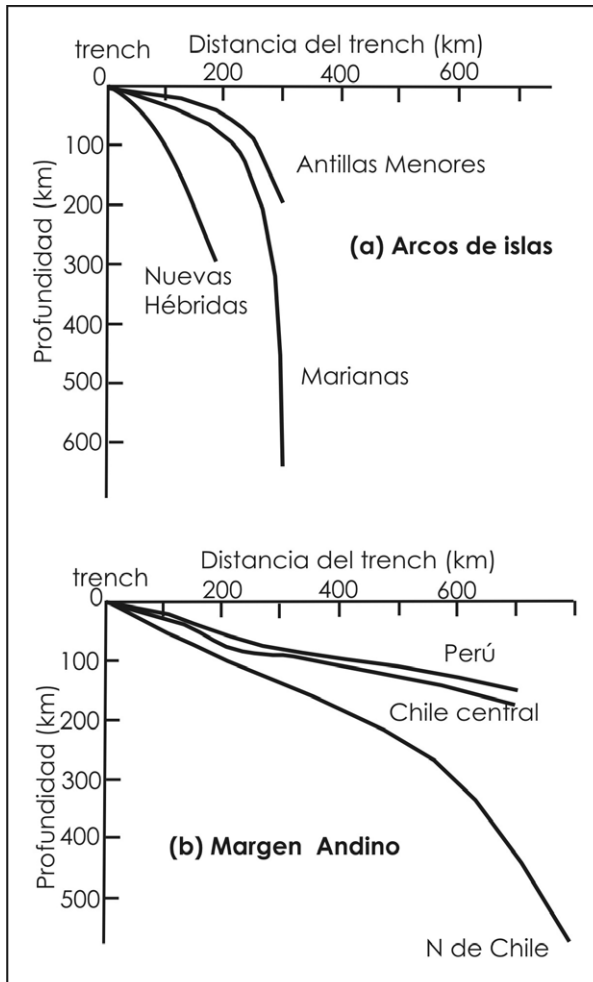


Fig. 16-3. Perfiles de la zona de Benioff correspondientes a arcos de islas y al margen continental andino.

batolito. Las rocas plutónicas del batolito está formado por: 16% de volumen de gabro y diorita; 58% de tonalitas y granodioritas; 25,5% de adamellita y 0,5% de granito. Los magmas de los batolíticos parecen haber sido canalizados a lo largo de aberturas abiertas en la misma cuenca marginal. En niveles más altos de la corteza, el emplazamiento es por combinación de levantamiento de techo y subsidencia de techo de caldera y la forma de los plutones está controlada por patrones de fracturas inducidas que en su mayoría tienen forma circular a elongada. La Fig. 16-4 muestra una sección esquemática de la forma de intrusión de los plutones del batolito de la Costa del Perú (Pitcher 1985).

Características petrográficas de las rocas volcánicas y plutónicas

Los magmas erupcionados en los MCA, son químicamente similares a los magmas de los arcos oceánicos (toleíticos, calco-alcalinos, calco-alcalinos altos en K, y shoshoníticos). Pero en los MCA predominan los magmas calco-alcalinos que constituyen el grueso de los cinturones de batolitos.

Los minerales más comunes que forman las rocas plutónicas y volcánicas son: plagioclasas, feldespatos alcalinos, cuarzo, piroxenos, anfíboles, biotita y magnetita. Titanita y apatita son accesorios comunes.

Las rocas volcánicas más comunes son las andesitas y las riolitas.

ANDESITAS (Hall 1987)

Se presentan en asociaciones con basaltos, dacitas y riolitas en los volcanes de arcos de islas y márgenes continentales orogénicos. En los arcos de islas, que no tienen corteza continental, están asociadas con abundantes basaltos y escasas dacitas y riolitas. En regiones volcánicas, con corteza continental, los basaltos son menos abundantes y las dacitas y riolitas son más voluminosas.

Las andesitas típicas tienen como minerales esenciales hornblenda y plagioclasa y son pocas las rocas descritas como andesitas, fuera de los arcos de islas y márgenes continentales. Algunas rocas intermedias han recibido el nombre de andesitas, como en Islandia y Hawai, pero ellas son diferentes a las andesitas orogénicas, ya que no contienen hornblenda y son más bajas en Al_2O_3 . Algunas rocas asociadas con basaltos alcalinos y traquitas, han sido clasificadas como traquibasaltos, hawaitas y mugearitas. Otras asociadas con toleitas y riolitas se denominan icelanditas.

Las andesitas y dacitas se dividen en variedades bajas, medianas y altas en K, usando los diagramas K_2O vs. SiO_2 , y K_2O vs. FeO/MgO (Peccherillo y Taylor, 1976). Carmichael (1964) define: “.. la icelandita difiere de la andesita orogénica en que es más pobre en alúmina y más rica en hierro.”

Los esquemas petrogenéticos invocan las características composicionales y ocurrencias geológicas de las andesitas, aunque no hay acuerdo sobre sus orígenes.

El hecho de que las andesitas calco-alcalinas no han sido erupcionadas en volcanes en cuencas oceánicas y que se desarrollan a lo largo de márgenes continentales, o en arcos de islas donde la subducción alcanza a la corteza continental por debajo de las cadenas volcánicas, es una evidencia importante del carácter distintivo de estas rocas, como producto de interacción entre magma basáltico derivado del manto y componentes más félsicos de la corteza.

La alta proporción de rocas con composiciones intermedias reflejaría la contribución de componentes félsicos y la falta de enriquecimiento en hierro puede ser debido al estado oxidado del material cortical que incrementa la proporción de Fe^{+3} y permite que magnetita precipite en estadios tempranos de cristalización. Las investigaciones detalladas de suites calco-alcalinas muestran que este proceso puede haber ocurrido. Por ejemplo el estudio de las lavas del Parícutín (Méjico) entre 1943 y 1952. Durante este período, 1,4 Km³ de magma fue erupcionado en condiciones que permitieron un muestreo continuo. El contenido de SiO_2 de las lavas se incrementó desde el 54% para los más antiguos hasta el 60%, nueve años después. Al mismo tiempo el olivino decreció en abundancia y desarrolló anillos de reacción de piroxeno. Los fenocristales de plagioclasa desaparecieron y el hipersteno aumentó en cantidad. Estos cambios progresivos en la composición de las lavas, pudo ser explicado por combinación de fraccionamiento y asimilación de rocas del basamento, que se encuentran en todos los estadios de fusión e incorporación. Los magmas que asimilan gran cantidad de rocas continentales félsicas deberían producir correspondientemente grandes proporciones de: andesitas, dacitas o riolitas, que son ricas en los componentes de la litósfera continental.

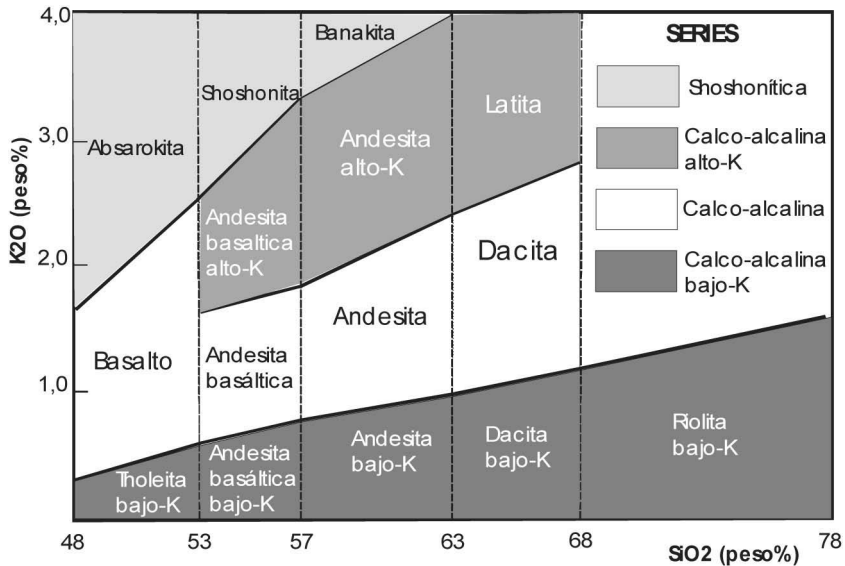


Fig. 16-4. Diagrama K_2O vs. SiO_2 (en peso%) mostrando las tendencias evolutivas mayores, correspondientes a las series: shoshonítica, calco-alcalina alta en potasio, calco-alcalina y baja en potasio (Wilson 1991).

Asimismo, los magmas básicos que pasan a través de la corteza continental fría pierden calor y cristalizan progresivamente en su camino a la superficie, esto ocasiona un ascenso más lento a través de la corteza continental menos densa y tienen más tiempo para diferenciarse. Así la corteza continental constituye una barrera que inhibe que los magmas máficos densos a altas temperaturas alcancen la superficie.

En los arcos de islas y márgenes continentales activos, los basaltos asociados con andesitas muestran distribución composicional sistemática. Los ubicados del lado oceánico de un arco o margen continental son toleíticos; mientras que los que están fuera del océano son altos en alúmina. Jakes y White (1972) encuentran que la asociación de andesitas y dacitas varían en forma similar, lo que permite su agrupación en tres asociaciones:

1. Asociación toleítica: basalto toleítico - andesita toleítica (icelandita) - dacita toleítica.
2. Asociación calco-alcalina: basalto calco-alcalino (alto en Al_2O_3) - andesita basáltica -

andesita - dacita.

3. Asociación shoshonítica: basalto shoshonítico (absarokita) - andesita shoshonítica (banakita) - dacita shoshonítica (latita).

La diferencia química más importante entre las tres series es su contenido en K_2O , que muestra un progresivo aumento con la profundidad. En los arcos volcánicos los basaltos y riolitas se vuelven más ricas en K_2O , para contenidos particulares de SiO_2 .

RIOLITAS

Se relacionan con los diferentes tipos de granitos e integra la serie de rocas volcánicas “basalto-andesita-dacita-riolita”. En general son rocas leucocráticas constituidas esencialmente por cuarzo y feldespatos alcalinos.

La subcomisión de rocas ígneas, de la IUGS, aconseja la utilización del diagrama TAS ($Na_2O + K_2O$ vs. SiO_2) para su clasificación y para dividir a las riolitas en bajas, medianas y altas en K, usando el diagrama K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo y Taylor 1976). También subdivide a las riolitas en tipos normal y peralcalino, si la proporción molecular de $Na_2O + K_2O / Al_2O_3 > 1$. Las riolitas peralcalinas puede a su vez ser divididas en comenditas y pantelleritas usando el diagrama Al_2O_3 vs. $FeOT$, según la relación $Al_2O_3 > \text{ó} < 1,3 FeO + 4,4$ (Mcdonald 1974). En ciertas áreas las riolitas son separadas en grupos usando su contenido de CaO (menor al 1% de CaO alcalinas o mayor al 1% calco-alcalinas). Las alcalinas tienen concentraciones más altas de F, Cl, Nb, Ta, Zr, Mo y Cd.

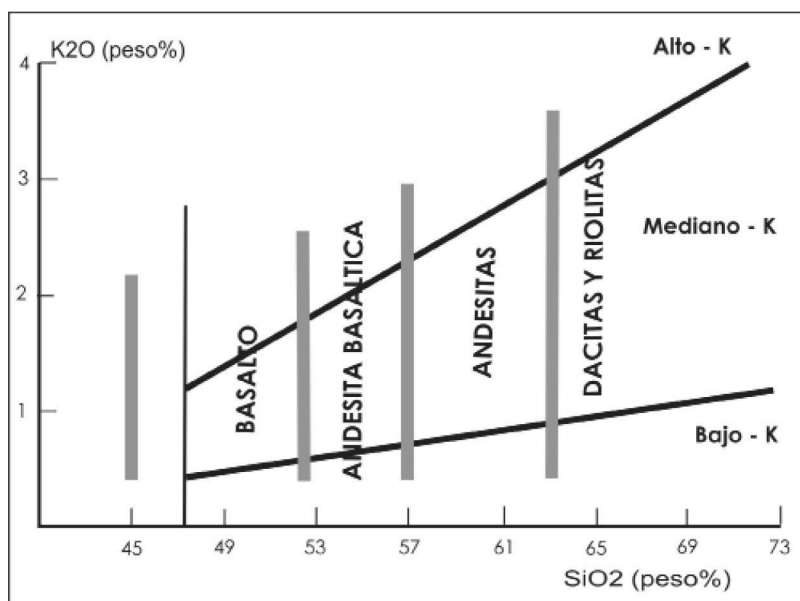


Fig. 16-5. División de las volcanitas en relación al K_2O . Las líneas en gris definen el campo de la clasificación TAS, según el contenido de SiO_2 (Peccerillo y Taylor 1976).

Las riolitas pueden tener distintos orígenes, por lo que para su interpretación se deben realizar preguntas como: ¿Puede la corteza continental engrosada hospedar por largos períodos magmas máficos mantélicos, aislados del exterior, para producir diferenciaciones que permitan formar riolitas? o ¿Los magmas máficos se contaminan con material cortical para producir fundidos riolíticos? o ¿Los magmas máficos pueden aportar suficiente energía

térmica a la corteza continental, para producir fundidos riolíticos?

Los magmas basálticos y andesíticos derivados del manto de las Islas Tonga-Kermadec han sufrido fraccionamiento cristal-líquido, produciendo magmas dacíticos (Ewart et al. 1977). Estos autores sostienen también, que magmas máficos similares derivados del manto, en el arco de Nueva Zelanda, fueron contaminados por material síalico produciendo andesitas y basaltos. La residencia de los magmas máficos en la corteza continental inferior por tiempo suficiente como para contaminarse, está sujeta a tener suficiente temperatura para ser transferida a la roca de caja síalica, creando fundidos parciales riolíticos de baja temperatura.

Los isótopos de Sr y los elementos trazas, indican la generación magmas riolíticos por fusión parcial de grauvacas y lutitas, con R.I. de Sr = 0,705 - 0.718. Dacitas de composición intermedia fueron posiblemente originadas por mezcla de magmas máficos y riolíticos, o tal vez por fraccionamiento líquido-cristal desde magmas máficos.

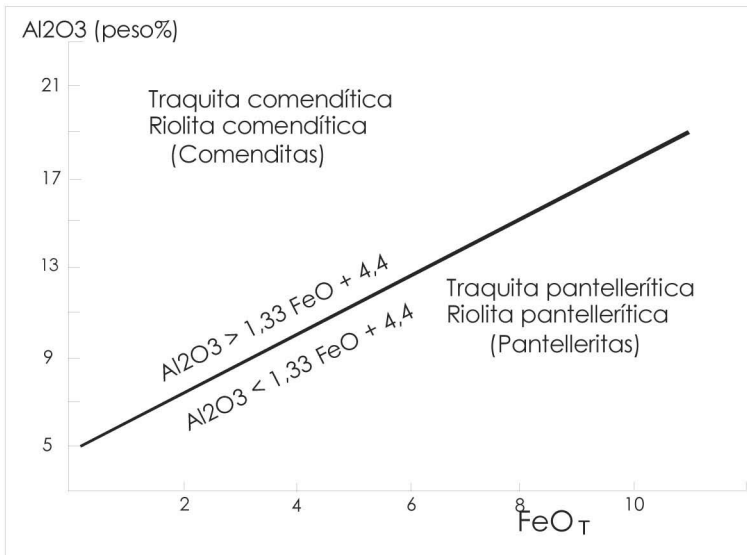


Fig. 16-6. Separación de los campos de las traquitas y riolitas alcalinas en comenditas y pantelleritas (Macdonald 1974).

La mayoría de las investigaciones apoyan la hipótesis de un origen cortical como fuente de las riolitas, pero los isótopos de oxígeno lo ponen en duda, porque el $\delta^{18}\text{O}$ de las riolitas es de (+7 a +9), que es más baja, que el de rocas sedimentarias corticales, que es de (+7 a +15).

Composición química de los magmas

Las series de magmas reconocidas en MCA son: calco-alcalinos altos en K y shoshoníticos. Los altos contenidos en K_2O pueden reflejar el aumento de contaminación cortical. Asimismo las suites alcalinas se presentan del lado continental del frente volcánico, variando desde basaltos medianamente alcalinos a basanitas leucíticas. Estos magmas no necesariamente están relacionados a la subducción y pueden generarse a consecuencia de tectónica extensional en el trans-arco de la región. Los tipos litológicos más comunes son basaltos, andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas.

ELEMENTOS MAYORES

La Fig. 16-5 A, muestra el diagrama K_2O vs. SiO_2 de rocas volcánicas de distintas zonas de los Andes, que se proyectan en los campos de alto y mediano potasio, atribuible a contaminación cortical, que los diferencian de los AI.

Los procesos de cristalización fraccionada muestran tendencias lineales coherentes en los diagramas de Harker, por ejemplo Fig. 16-5B, muestra las variaciones de MgO , CaO y Al_2O_3 % peso versus SiO_2 % peso, para rocas plutónicas de Batolitos de la Costa del Perú.

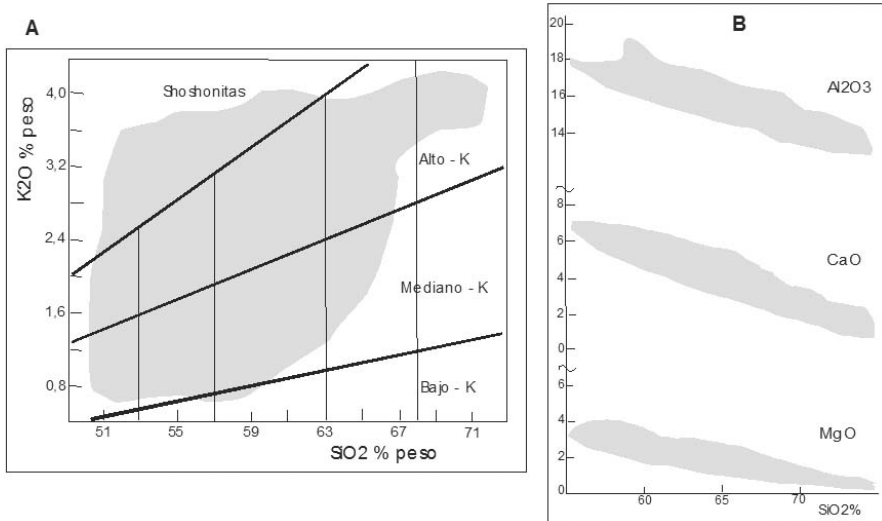


Fig. 16-7. A) Proyección del volcanismo andino, mostrando la amplia dispersión composicional en el diagrama. B) Variación de Al_2O_3 , CaO y MgO vs. SiO_2 en el Batolito de la Costa de Perú (Peccerillo y Taylor 1976).

%	Basalto	Andesitas basálticas	Andesitas	Gabro	Diorita	Granodiorita	Granito
SiO_2	51,05	53,90	59,89	49,84	58,65	69,04	75,58
TiO_2	1,14	1,27	0,95	0,94	0,81	0,42	0,22
Al_2O_3	18,57	17,50	17,07	24,92	16,84	15,03	13,35
Fe_2O_3	3,42	3,13	3,31	1,27	2,76	1,37	0,90
FeO	5,48	5,39	3,00	4,03	4,63	1,77	0,43
MnO	0,16	0,15	0,12	0,13	0,15	0,07	0,05
MgO	5,54	5,35	3,25	2,65	3,66	1,21	0,69
CaO	8,87	7,68	5,67	10,58	6,01	2,85	1,41
Na_2O	3,98	3,67	3,95	2,73	2,85	3,49	3,96
K_2O	1,42	1,62	2,47	0,64	2,16	4,07	3,90
P_2O_5	0,38	0,35	0,31	0,12	0,17	0,10	0,03
ppm							
Rb	49,9	45,4	75,4	19	70	159	144
Ba	345	676	886	259	564	741	595
Sr	6,08	644	648	431	352	237	104
Zr	162	179	195	27	120	191	85
La	16,3	24,6	38	7	14	18	14
Ce	41,6	51,3	66,8	28	37	38	34
Y	31	25,4	12,2	15	25	22	21
Yb	2,29	2,32	1,94	--	--	--	--
Cu	30	49,6	40	--	--	--	--
Ni	57,9	67,4	38,6	7	10	7	14
Co	29,6	30,5	18,6	15	20	8	3
Cr	67,9	202	48,4	11	16	6	3
V	187	220	125	163	196	65	18
Nb	---	12,5	--	--	--	--	--
Pb	--	--	--	9	15	14	12
Hf	2,9	3,67	5,46	--	--	--	--

Tabla 16-2. Análisis de rocas andinas, efusivas y plutónicas

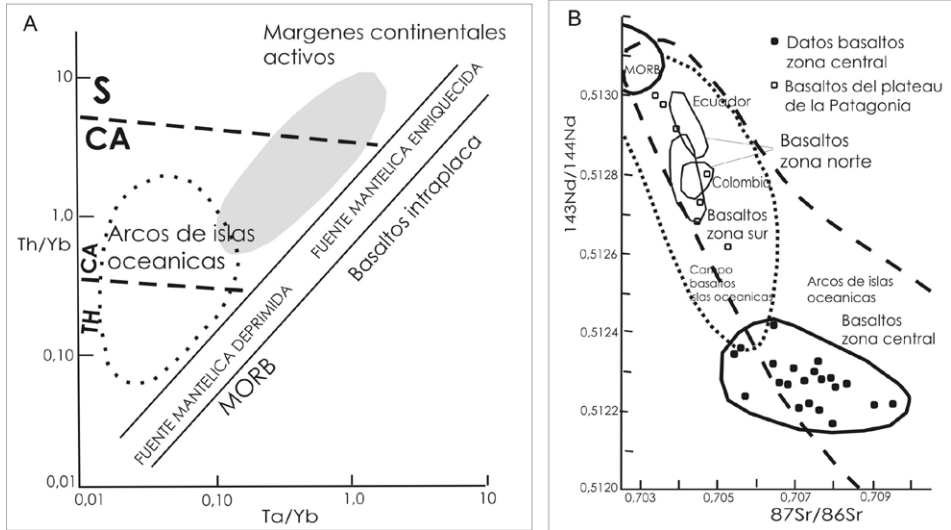


Fig. 16-8. A) relaciones Th/Yb vs. Ta/Yb, mostrando las diferencias entre los basaltos de MCA y AIO según su fuente mantélica. B) relaciones de isótopos de Nd vs. Sr, para distintas zonas de volcanismo activo de los Andes.

ELEMENTOS TRAZAS

Los basaltos de AI se caracterizan por el enriquecimiento de elementos de bajo potencial iónico (Sr, K, Rb, Ba, Th) y baja concentración de elementos de alto potencial iónico (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc, Cr) en comparación con los MORB-N. El enriquecimiento en elementos de bajo potencial iónico se atribuye a metasomatismo en la fuente de los basaltos, por fluidos relacionados a la loza subductada. Mientras que la depresión de los elementos de alto potencial iónico, se debería a la alta fusión parcial y a la estabilidad de las fases residuales del manto. En el borde andino la participación de contaminación cortical, es difícil de predecir por la variada composición del material involucrado. Es posible que el agregado de material cortical al fundido basáltico, produzca la variación desde andesitas basálticas, a andesitas y riolitas. En general en los MCA, los magmas muestran enriquecimiento en los elementos trazas incompatibles, en comparación con los basaltos de AIO, que reflejarían efectos combinados de derivación de una fuente de manto enriquecido y contaminación cortical. En la Fig. 16.8 A, se proyecta las relaciones Th/Yb vs. Ta/Yb, mostrando las diferencias entre basaltos relacionados a subducción y los basaltos oceánicos derivados de una fuente deprimida o enriquecida.

ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

La relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas volcánicas se muestran en la Fig. 16-8 B y corresponden a las zonas norte, central y sur de los Andes, en comparación con los campos MORB, OIB y AIO. Los basaltos Cenozoicos del plateau de la Patagonia, han sido erupcionados en un ambiente de tectónica extensional, al este de la Cordillera de los Andes. En general los magmas tienen un alto rango de variación de toleíticos, a basaltos alcalinos y basanitas leucíticas, que no habrían sufrido contaminación cortical y manteniendo caracteres primitivos de alto contenido de $\text{MgO} = 6 - 11\%$.

La variación de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de la Fig. 16-9, muestra las zonas volcánicas del norte, centro y sur de los Andes (plutónicas y volcánicas). Los datos definen una tendencia

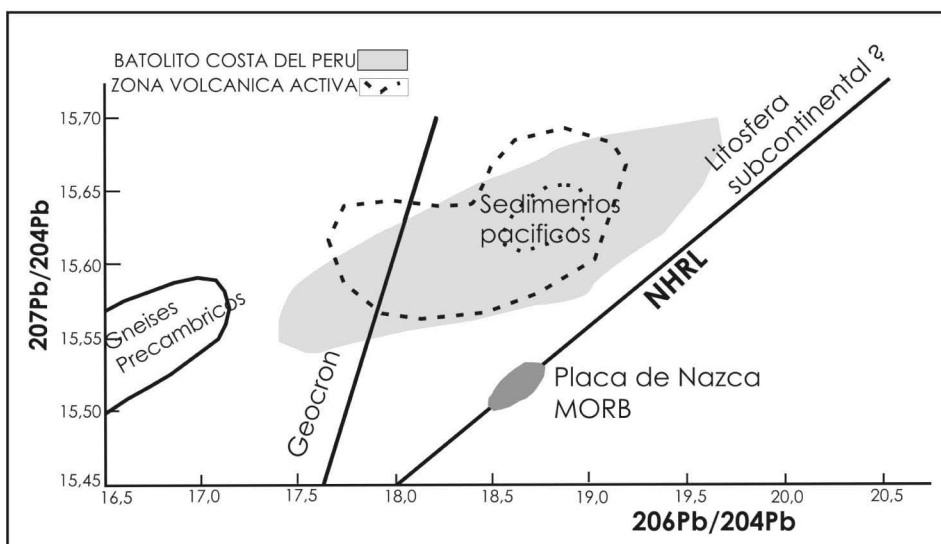


Fig. 16-9. Relaciones de isótopos de Pb de rocas plutónicas y volcánicas de los Andes.

lineal bastante diferente de los MORB + OIB. La superposición de los isótopos de Pb de las rocas volcánicas y plutónicas, indican conexión genética entre ambos ambientes.

Modelos petrogenéticos

Los procesos petrogenéticos discutidos para los AI son similares en el ambiente de MCA, a los que se le suma el pasaje de los magmas a través de la corteza continental. La Fig. 16-10 muestra en forma esquemática la estructura de un margen continental activo de una zona de la Cordillera de los Andes. En la subducción la litósfera oceánica fría es calentada por combinación de efectos de fricción y conducción térmica, que producen transformaciones metamórficas desde facies de esquistos verdes, pasando por anfibolitas hasta eclogitas. El progrado de metamorfismo involucra la deshidratación y los fluidos resultantes son liberados dentro del manto, produciendo el descenso del solidus y promoviendo la fusión parcial. Si la temperatura del solidus de la corteza subductada es excedida, se puede generar un fundido parcial ácido hidratado, que puede metasomatizar la cuña de manto y causar fusión parcial.

El espesor de la litósfera continental alcanza los 140 km (por debajo de los Andes), comparada con los 70-80 km de la litósfera oceánica. Asimismo la corteza continental tiene 50 km de espesor, en comparación con los 10 km de la corteza oceánica.

En el ambiente tectónico de los AI el volcanismo generalmente tiene lugar en la cuña astenosférica más fértil, por debajo de la loza oceánica. En los MCA, tienen lugar fenómenos similares, pero los procesos son más complejos, porque la litósfera oceánica está variadamente deprimida debido a eventos de generación de magmas en la dorsal medio oceánica y la litósfera continental puede haber sido metasomatizada y enriquecida, especialmente si ha formado parte de raíces continentales por un tiempo considerable.

Así los fluidos derivados de la loza pueden iniciar la fusión parcial en la litósfera subcontinental, agregando complejidad a la geoquímica de los isótopos y elementos traza de los magmas. Pearce (1983) considera que el manto subcontinental enriquecido (litósfera) juega un rol dominante en la petrogenesis de todos los basaltos generados en un MCA, más que la convección astenosférica.

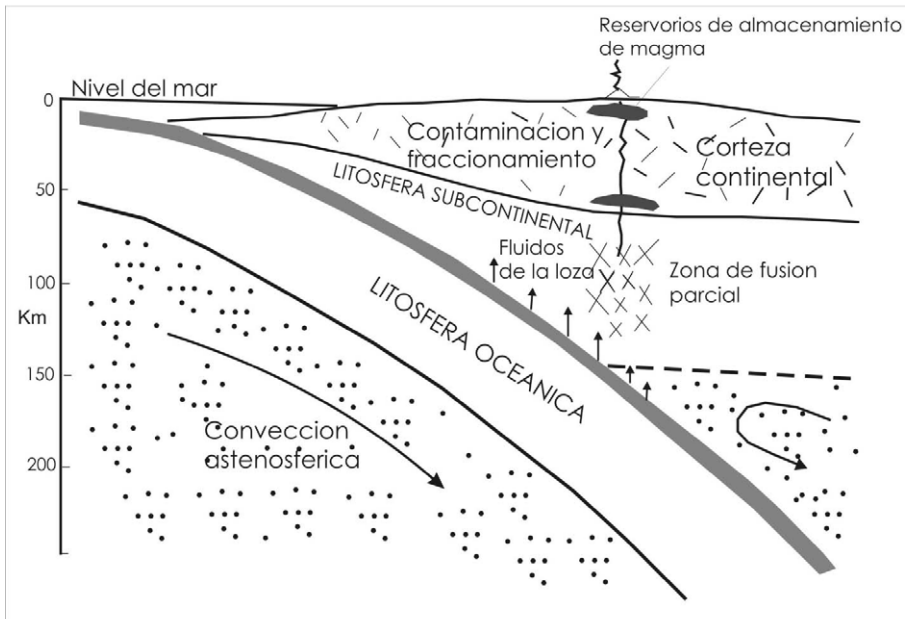


Fig. 16-10. Esquema de generación magmática en un margen continental activo.

Cualquier magma derivado del manto que pase a través de 50 km de corteza continental debe inevitablemente interactuar con dicha corteza, por procesos de asimilación y cristalización fraccionada.

En general se asume que los magmas primarios derivados del manto son de composición basáltica, aunque magmas más silicios pueden formarse por metasomatismo en el manto. El fraccionamiento cristalino de tales magmas a baja presión, combinado con la contaminación cortical, pueden formar tipos de rocas más evolucionadas.

Una característica particular que aparece en todas las instancias de subducción relacionadas con el magmatismo, es la transferencia de Sr, K, Rb, Ba, Th, Ce, P y Sm, a la cuña mantélica por procesos de fusión parcial o transportada por fluidos, que se asocian a la deshidratación de la losa subductada.

Una vez que los magmas primarios han sido generados por fusión parcial en la cuña de manto, ellos ascienden a través de la secuencia cortical, que es superior a los 70 km, en la que sufren contaminación. Estos magmas de MCA tienen signatures isotópicas distintivas de Sr, Nd, Pb y O, que reflejan la composición específica de los componentes con los cuales interactúan. Ellos pueden ser corteza superior o inferior, corteza moderna o Precámbrica, cada una con sus diferentes caracteres isotópicos. Donde los magmas atraviesan corteza joven, los datos isotópicos de Sr, Nd y Pb, dan la impresión que el magma no estuviera contaminado, en razón que dichas rocas tienen caracteres isotópicos similares a los magmas derivados del manto. A esto se suman los efectos de la contaminación de los sedimentos terrígenos que entran en la placa que es subductada, introduciendo su propia signature isotópica. Todo esto evidencia la complejidad de los procesos y la dificultad en separar los componentes actuantes.

Los magmas basálticos primitivos generados en la cuña mantélica, ascienden porque son menos densos, hasta que el contraste de densidad se hace nulo, con las rocas de caja. En los AIO esto puede acontecer a pocos kilómetros de la superficie, mientras que en los

ambientes de MCA, esto ocurre en la corteza profunda, en las proximidades del Moho (límite corteza-manto). La corteza continental, que es de densidad menor que la corteza oceánica, actúa como filtro, estancando los magmas, lo que produce que el fraccionamiento y la contaminación tengan lugar a niveles más profundos. La rareza comparativa de las lavas basálticas en los MCA, refleja la dificultad que estas tienen para poder atravesar la corteza continental, más que a la falta de magmas basálticos primarios en las áreas continentales.

Los AI oceánicos inmaduros jóvenes, se caracterizan por altas proporciones de rocas volcánicas máficas toleíticas, en que las composiciones isotópicas y elementos trazas reflejan que han derivado de un manto astenosférico deprimido con agregado de material derivado de la loza. En contraste, en los AI maduros y en los arcos de MCA, los magmas que están por debajo de una corteza espesa, erupcionan volúmenes mayores de rocas volcánicas silíceas. En estos arcos predominan los tipos calco-alcalinos y toleíticos, aunque se encuentren tipos shoshoníticos. Esta variación estaría reflejando los efectos petrogenéticos combinados de fuente mantélica enriquecida y contaminación cortical.

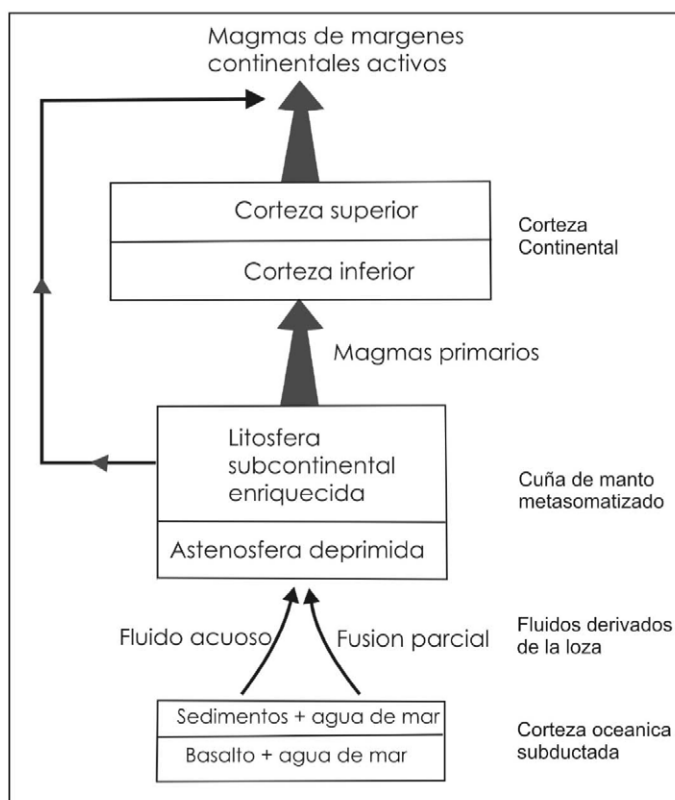


Fig. 16-11. Diagrama mostrando los componentes involucrados en la generación de magma en un MCA.

Así como en los AI, el magmatismo evoluciona con el tiempo, los repetidos flujos de magma causan el engrosamiento de la corteza y así la profundidad a la cual se quedan varados se incrementa, por lo que la característica toleítica o calco-alcalina de los arcos no significaría diferencias en el magma primario, sino diferencias en las condiciones de fraccionamiento. Por ejemplo la evolución de un magma basáltico que fracciona a profundidad somera, por encima del campo de estabilidad del anfíbol, será dominado por asociaciones anhídras que incluyen plagioclasa, olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y magnetita, por lo que la evolución

sigue la línea toleítica. Por otra parte, a mayor profundidad el fraccionamiento cristalino de magmas básicos hidratados, estará dominado por el anfíbol, que es fundamental para producir magmas calco-alcalinós.

En regiones particulares de arcos magmáticos de larga vida, el efecto térmico de los basaltos en la base de la corteza, puede causar fusión parcial (anatéxis), de los gneises de la corteza inferior, produciendo magmas silícicos, a los cuales se atribuye las erupciones de ignimbritas de los Andes. La Fig. 16-11 resume los procesos y fuente de los componentes involucrados en la petrogénesis de los magmas de un arco continental activo.

Lecturas Seleccionadas

- Barazangui, M., e Isacks, B.L. 1976. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysics Journal R. Astron. Soc.* 57: 537-555.
- Harmon, R.S., Barreiro, B.A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P.W., Thorpe, R.S., Deruelle, B., McHugh, J., y Viglino, J.A. 1984. Regional O-, Sr- and Pb isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *J. Geol. Soc. Lond.* 141: 803-822.
- Pearce, J.A. 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma génesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C.J., y Norry, M.J.(eds). *Continental basalts and mantle xenoliths*, 230-249. Nantwich: Shiva.
- Peccerillo, A., y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Katamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- Pitcher, W.S. 1985. A multiple and composite batholiths. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J., Beckensale, R.D. (eds.). *Magmatism and Plate Edge. The Peruvian Andes*. Blackie. Glasgow. 19-40.
- Thorpe, R.S. (ed.) 1982. *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Chichester: Wiley, 724 pp.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., y O'Callaghan, L. 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogénesis of Andean volcanic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. London.* A310: 675-692.
- Wilson, M. 1991. *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, 466 pp.