EL PROCESO DE CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA O FRACCIONAMIENTO RAYLEIGH EN EL MACIZO ANORTOSÍTICO DE SIERRA DE MAZ

Juan Andrés Dahlquist

CICTERRA-CONICET-UNC Av. Vélez Sarsfield 1611, Pabellón Geología, X5016CGA-Córdoba, Argentina. E-mail: jdahlquist@efn.uncor.edu

Resumen

Los macizos anortosíticos son complejos ígneos mayormente formados por rocas plutónicas enriquecidas en plagioclasas ($An_{50\pm10}$), con un tamaño de grano grueso a muy grueso. Estos macizos anortosíticos están casi enteramente acotados al Mesoproterozoico (1.000-1.200 Ma), indicando el desarrollo de un distintivo evento tectonotérmico durante este tiempo. Anortositas también se encuentran en la luna y son conocidas como anortositas lunares. Recientemente, dos macizos anortosíticos Mesoproterozoicos (c. 1.070 Ma) han sido descubiertos en el basamento de los Andes, Sierras Pampeanas Occidentales de Argentina. El complejo anortosítico con mayores estudios aflora en la sierra de Maz y ha sido denominado como macizo anortosítico de sierra de Maz (MASM). Tres facies distintivas fueron reconocidas en el MASM: facies a (la más abundante) es una anortosita rica en plagioclasa (> 90%), leucocrática, con $\mathrm{SiO_2} = 54{,}15$ (peso %), FeO+Mg = 1,3 (peso %) y bajo contenido de Σ REE (26,1 ppm); facies b es una anortosita con plagioclasa dominante y anfibol subordinado, melanocrática, con $SiO_2 = 52,03$, FeO+Mg = 6,1 y moderado contenido de ΣREE (58,6); y la facies c son diques ultramáficos (jotunitas) de dimensiones métricas, mesocráticas, con SiO₂ = 40,72, FeO+Mg = 25,0, y el mayor contenido de ΣREE (554). El modelo matemático de cristalización fraccionada usando elementos traza indica que abundante extracción (cercano al 100%) de plagioclasa intermedia ($\mathrm{An}_{47.50}$) con menores cantidades de piroxeno e ilmenita (facies~a) fueron removidas de un magma padre de composición igual a la facies b, formando diques de jotunitas (facies c) inyectados tardíamente en las rocas anortosíticas.

 $Palabras\ clave:$ Macizo anortosítico de sierra de Maz, Modelo matemático de cristalización fraccionada

Abstract

The fractional crystallization process or Rayleigh fractionation in the massiftype anorthosite of Sierra de Maz. Massif-type anorthosites are igneous complexes that mostly consist of plagioclase-rich (An_{50±10}) plutonic rock, with coarse to very coarse grain sizes. Massif-type anorthosites are almost entirely restricted to the Mesoproterozoic (1,000-1,200 Ma), indicating the development of distinctive tectonothermal conditions during this period. Anorthosites also founded on the moon (lunar anorthosites). Recently, two massif-type anorthosites of Mesoproterozoic age (c. 1,070 Ma) have been discovery in the Andean basement of the Western Sierras Pampeanas of Argentina. The best studied of these anorthositic complexes crops out in Sierra de Maz. Three distinctive facies were recognized in this complex: facies a (the most abundant) is leucocratic plagioclase-rich (> 90%) anorthosite, with SiO_o = 54.15 (wt %), FeO+Mg = 1.3 (wt %) and low ΣREE content (26.1 ppm); facies b is melanocratic plagioclase-dominant and amphibolesubordinate anorthosite, with SiO₂ = 52.03, FeO+Mg = 6.1 and moderate ΣREE content (58.6 ppm); facies c is composed of mesocratic ultramafic dykes (jotunites) of metric dimensions, with $SiO_2 =$ 40.72, FeO+Mg = 25.0, and the highest ΣREE content (554 ppm). Mathematical model of fractional crystallization, using trace element abundances, indicates that large amounts (almost 100%) of intermediate plagioclase (An₄₇₋₅₀) and lesser amounts of pyroxene and ilmenite (facies a) were removed from a parental magma of composition corresponding to facies b, leading to the formation of jotunite dykes (facies c), which were injected into the anorthosite rocks at a late stage.

Keywords: Massif-type anorthosites of Sierra de Maz, Fractional crystallization mathematical model

Introducción

Los complejos anortosíticos (massif-type anorthosites) constituyen un tipo de asociación plutónica formada mayoritariamente por anortositas (rocas de grano grueso a muy grueso, con más de un 90% de plagioclasa) y en menor proporción diferenciados máficos ricos en Fe y TiO, (jotunitas). Estos complejos se asocian a menudo con mineralizaciones económicas de óxidos de Fe-Ti (nelsonitas) [1]. Aunque las anortositas son rocas corrientes, los complejos anortosíticos son, sin embargo, muy excepcionales, ya que se restringen casi completamente en el tiempo al Proterozoico Medio [1] y más concretamente al ámbito espacial del orógeno Grenville (1.000-1.200 Ma). Los complejos anortosíticos constituyen, por lo tanto, la evidencia de un evento tectonotermal singular en la historia geológica. Además, la correlación entre complejos anortosíticos, presentes en diferentes continentes como resultado de su dispersión durante el Neoproterozoico y el Fanerozoico, puede contribuir a precisar los modelos paleogeográficos del Prote-rozoico Medio y confirmar la existencia del supercontinente Rodinia, amalgamado al final de la orogénesis Grenville [2].

Precisamente en dos de las sierras Pampeanas más occidentales (Maz y Espinal, Figura 1), se han descubierto recientemente dos complejos anortosíticos cuya edad de cristalización ha podido establecerse mediante datación U-Pb SHRIMP en circones (medición puntual de U-Pb en circones usando Sensitive High Resolution Ionic Microprobe, SHRIMP) cristalizados en un dique jotunítico, en 1.070 ± 41 Ma [3]. Se trata de la primera cita de este tipo de complejos en Argentina y el primero de edad Grenville reconocido en Suramérica. Estos complejos son comparables en edad y química, con los del margen apalachiano de Laurentia, (que es la región clásica de este tipo de anortositas) y con los de Oaxaquia (México) y el cinturón Natal-Namaquá (Suráfrica), lo que apunta hacia una provincia ígnea común anortosítica, entre 1.000 y 1.200 Ma, centrada entre los cratones de Amazonía, Kalahari y Laurentia-Australia [3].

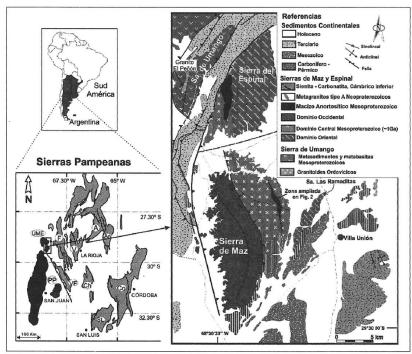


Fig. 1. Izquierda: Mapa geológico esquemático de las Sierras Pampeanas incluyendo Sierras Pampeanas Orientales (SPO en gris claro), Sierras Pampeanas Occidentales (SPO, gris oscuro), y la Precordillera Argentina Precordillera (PRE, negro). Nombre de las sierras: (A) Ambato, (An) Ancasti, (Ch) Chepes, (Co) Córdoba, (F) Famatina, (PP) Pié de Palo, (SL) San Luis, (UME), Umango, Maz and Espinal, (V) Velasco. Derecha: Mapa geológico esquemático de sierra de Maz incluyendo el macizo anortosítico y las rocas circundantes basado en [4].

Las anortositas adquirieron notoriedad cuando al regreso de su alunizaje, el Apolo 11 incluyó algunos ejemplos de estas rocas. Existen así, las anortositas terrestres ya mencionadas y las anortositas extraterrestres provenientes de la luna (para ahondar en el tema ver [1]).

En orden de mostrar cómo se usan las ecuaciones de la cristalización fraccionada que siguen la ley de fraccionamiento Rayleigh (modelo matemático) se investigan las relaciones entre los diques ultramáficos enriquecidos en FeO, ${\rm TiO_2}$ y ${\rm P_2O_5}$ y las anortositas sensu stricto que afloran en sierra de Maz, Sierras Pampeanas Occidentales de Argentina. Hay que destacar aquí, que se ha seleccionado el afloramiento de rocas ígneas conocido como macizo anortosítico de sierra de Maz (Figura 1), debido a que en mi experiencia es uno de los sistemas naturales donde mejor se visualiza la aplicación de las ecuaciones de fraccionamiento Rayleigh.

Así, el propósito de este trabajo es doble, por una lado informar a esta honorable Academia acerca del primer hallazgo de macizos anortosíticos de Argentina (realizado por nuestro grupo de investigación PAMPRE http://www.ucm.es/info/PAMPRE/), los cuales constituyen los primeros afloramientos de este tipo de rocas con probada edad Grenville en Sudamérica. En segunda instancia mostrar que la geología en general, y la petrología de rocas ígneas en particular, utiliza modelos matemáticos para evaluar procesos petrogenéticos, lo cual no está ampliamente difundido entre la comunidad científica.

Los datos utilizados han sido parcialmente publicados por [1] y otros se encuentran sometidos para su publicación en [4].

El macizo anortosítico de sierra de Maz

Los macizos anortosíticos de sierra de Maz y Espinal (Figura 1) forman cuerpos lenticulares, elongados en sentido N-S y se emplazan en el basamento metamórfico de sierra de Maz de 1.200 Ma [3] [5]. Las rocas predominantes son rocas enriquecidas en plagioclasa (> 95%) de grano grueso a muy grueso (desde 4 cm a 20 cm aproximadamente), leucocráticas, las cuales son cortadas por diques ultramáficos (< 45% SiO₉) de dimensiones métricas, de composición gabronorítica enriquecidos en óxidos de Fe y Ti y apatita. Esta asociación litológica ha sido identificada en diferentes estudios realizados sobre distintos macizos anortosíticos localizados en diferentes lugares del planeta (e.g., [6], [1], [7], y referencias allí citadas), y puede decirse que es una asociación común. Aunque las rocas ultramáficas constituyen un volumen menor, tienen una significancia relevante en el momento de establecer un modelo petrogenético de los macizos anortosíticos, ya que proveen información crucial para entender el proceso de diferenciación magmática (e.g., [7], [6], [3], [4]).

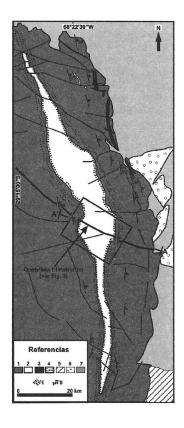


Fig. 2. Mapa geológico del NE de sierra de Maz basada sobre trabajo de campo e interpretaciones de imágenes satelitales. Las referencias son: (1) Basamento Grenville, gneises y anfibolitas con menor contenido de mármoles; (2) Macizo anortosítico de sierra de Maz; (3) Diques de sienitas y carbonatitas; (4) Diques de cuarzo; (5) Rocas sedimentarias Mesocoicas; (6) Sedimentos aluviales Terciarios; (7) Sedimentos aluviales Cuaternarios. (I) Zonas de cizalla dúctil y (II) zona de cizalla dúctil con desarrollo de granate. El área de estudio es enmarcada con un rectángulo y el perfil geológico de El Potrerillo es señalado con las letras A-A'.

Caracterización petrológica del macizo anortosítico de sierra de Maz: perfil geológico El Potrerillo (NE de sierra de Maz)

El macizo anortosítico de sierra de Maz está expuesto a lo largo de 18 km intruyendo el basamento metamórfico oriental de la sierra (Figura 1 y 2). A continuación se realiza una breve caracterización petrológica del macizo anortosítico la cual se apoya en un mapa geológico simplificado y un perfil geológico de dirección E-O, localizado en el NE de la sierra de Maz, sobre la quebrada El Potrerillo (Figura 3). Sobre este perfil geológico se colectaron los ejemplos discutidos en este trabajo.

Basados en el índice de color y características texturales exhibidas por el macizo anortosítico, tres facies distintivas fueron reconocidas (Figura 4): (a) la facies a (la más abundante), es la anortosita sensu stricto, es decir con plagioclasa > 90%, formada por rocas leucocrática, muy rica en plagioclasa (> 95%), (b) la facies b, la cual está formada por rocas mesocráticas, constituida por plagioclasa dominante y anfíbol subordinado, donde se reconocen dos

subfacies que se distinguen considerando la proporción de minerales máficos presentes: (b.1.) escaso anfíbol (más granate y flogopita) y (b.2.) abundante anfíbol (más granate y flogopita). La facies (b.1.) representa una roca primaria, es decir, cristalizada a partir de un magma, mientras que la facies (b.2.) es considerada como el resultado de una invasión póstuma de fundido ultramáfico residual. La facies (c) son los diques ultramáficos (< 45% SiO₂), los cuales conforman diques de dimensiones métricas (2 a 5 m de ancho), enriquecidos en FeO, ${\rm TiO_2}$ y ${\rm P_2O_5}$ y cortan las facies antes mencionadas. Estas rocas ultramáficas son similares a una litología secundaria conocida en el macizo anortosítico de Laurentia, de edad Mesoproterozoico, las cuales han sido clasificadas como grabronoritas enriquecidos en óxidos de Fe y Ti y apatita (OAGN, [6]) aunque son más conocidas en la literatura como jotunitas ([7], [8]). Basados en los trabajos previos de ([3], [5]) y [4] nosotros usamos aquí el término jotunita.

Las facies a es por lejos la más abundantes, mientras que la facies c que corta el macizo anortosítico comprende sólo alrededor del 5 al

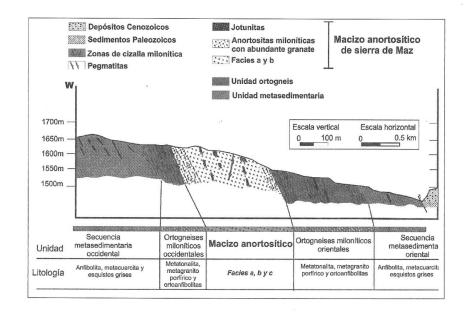


Fig. 3. Perfil geológico El Potrerillo localizado en el sector NE de la sierra de Maz (línea A-A´ en la Figura 2), mostrando de manera esquemática las relaciones entre las diferentes facies del macizo anortosítico de sierra de Maz así como las rocas circundantes en el cual se encuentra intruido.

10% de las rocas expuestas. Las facies a y b son mayormente bien foliadas, soportando una foliación milonítica en la región de los contactos (Fig. 3). Las facies a son rocas de grano grueso a muy grueso, con plagioclasas de composición intermedia (An₄₇₋₅₀, muestra MAZ-7209. Datos obtenidos con microsonda de electrones usando un equipo JEOL Superprobe JXA-8900-M equipada con cinco espectrómetros, Centro de Microscopía Electrónica Luis Brú, Universidad Complutense de Madrid. Datos propios no publicados), cuyos tamaños varían entre 7-6 x 4-3 cm y ocasionalmente 20 x 10 cm (Figura 4a), exceptuando los lugares donde la rocas evidencia deformación milonítica. La facies a tiene ~ 100% de plagioclasa (Figura 4a), mientras que la facies b posee acumulaciones dispersas de anfíbol+ flogopita+granate (Figura 4b). La facies c son rocas equigranulares, de color negro que cortan a las facies a y b (Figura 4c). Están formadas casi en su totalidad por anfibol+granate junto con titanita y apatita como minerales accesorios distintivos (Figura 4c).

Geoquímica de roca total

Metodología analítica

Doce ejemplos representativos del macizo anortosítico de sierra de Maz fueron analizados determinando química de elementos mayores y traza usando ICP and ICP-MS, siguiendo el procedimiento analítico bajo el código 4 Litoresearch de Activation Laboratories, Ontario, Canadá (ACTLABS).

La geoquímica del macizo anortosítico de sierra de Maz

Una distintiva característica geoquímica es observada para cada facies del macizo anortosítico de sierra de Maz, lo cual es el primer paso para comenzar a entender la evolución del magma. Estas características geoquímicas son resumidas más abajo.

Ocho ejemplos indican que la facies a (Tabla I) tiene una composición que varía (en peso y %) entre 53,12 a 55,37 de SiO_{\circ} ; 25,85 a

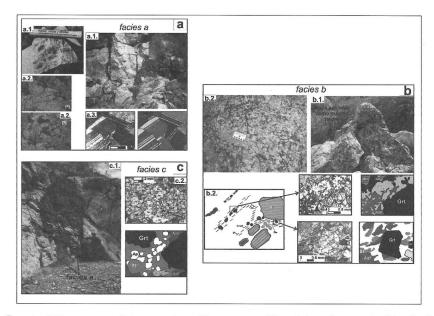


Fig. 4. Características macroscópicas y petrográficas esquemáticas del macizo anortosítico de sierra de Maz. (a) Facies a, anortosita leucocrática con distintiva acumulación de plagioclasa las cuales pueden alcanzar dimensiones centimétricas. (b) Facies b, (b.1): anortosita melanocrática, con plagioclasa dominante y anfibol subordinado, (b.2): anortosita melanocrática con abundante presencia de anfibol. (c) Facies c (jotunitas) dique ultramáfico mesocrático enriquecido en FeO, TiO $_2$ y P $_2$ O $_5$ intrusivo en la facies a y con inclusiones (xenolitos) de la misma. Abreviaturas en la Figura: Grt = granate, Ttn = titanita, Ap = apatita, Anf = anfibol, Qtz = cuarzo, Pl = plagioclasa, Bt = biotita. Las abreviaturas para los minerales son aquellas más usadas en la literatura y corresponden a [17], con excepción del anfibol.

27,56 de Al₂O₂; 0,10 a 0,19 de TiO₂ y 0,04 a 0,12 de P₂O₅. La suma promedio de FeO+MgO < 1,3; y sugiere escasa cristalización de minerales ferromagnesianos en esta facies. Bajas concentraciones de elementos traza son registradas en estas rocas con los siguientes valores promedio (en ppm): Zr = 14; Y = 2.8; Nb = 3.6; Hf = 0.3; Ta= 0.09; Ga = 20 y Ge = 0.7 (Tabla I). Sr y Ba son excepciones con valores de Sr = 844 y Ba = 291. El Rb exhibe amplios rangos de dispersión con valores variando desde 1 ppm a 35 ppm. El muy elevado valor (anómalo) de 35 establecido en MAZ-7207 sugiere modificación postcristalización del sistema Rb/Sr, probablemente durante el Ordovícico (~ 413 Ma) cuando se desarrolló un evento metamórfico que sobreimprime las anortositas ([3], [5]). Similar razonamiento puede ser aplicado para la marcada variación del contenido de K₂O (0,54% a 1,49%). Una baja concentración de tierras raras (aquí usaremos la abreviatura inglesa REE, de rare earth element) es distintivo de las rocas que forman esta facies a, con $\Sigma REE = 26.0$ ppm.

Dos ejemplos representativos de la facies b fueron muestreados en la quebrada El Potrerillo, (Tabla I) con una composición que varía entre (en peso %): 51,17% a 52,88% de SiO₂; 23,72 a 24,28 de Al₂O₃; 1,13 a 1,53 de TiO₂; 0,27 a 0,37 de P₂O₅. La suma promedio de FeO+MgO = 6,1%; y sugiere la presencia de minerales ferromagnesianos cristalizando en esta facies, aunque en cantidades limitadas. La concentración de Sr (772 ppm) está por debajo de la reportada para la facies a y el Ba tiene similares concentraciones (294 ppm). Las concentraciones de elementos traza en general, y tierras raras en particular, son más elevadas que las concentraciones informadas previamente para la facies a, con los siguientes valores promedio (en ppm): Zr = 43; Y = 10.9; Nb = 15.5; Hf = 0.9; Ta = 0.88; Ga = 19 y Ge = 0.9 (Tabla I). Moderada concentración de tierras raras son observadas en las rocas de esta facies, con ΣREE = 58,6 ppm (Tabla I). Notablemente, las concentraciones de elementos mayores y traza son similares a aquellas concentraciones observdas en rocas de macizos anortosíticos que han sido asumidas como magmas padres y donde se ha verificado el desarrollo de procesos de cristalización fraccionada a partir de estos magmas (e.g., [9], [10], [11], [7]).

Dos muestras representativas indican que la facies c (Tabla I) tiene composiciones que varían entre (en peso %): 38,91 a 42,53 de SiO $_2$; 13,81 a 14,41 de Al $_2$ O $_3$; 2,98 a 3,61 de TiO $_2$ y 1,72 a 2,33 de P $_2$ O $_5$. La suma promedio de FeO+MgO = 24; y sugiere fuertemente que grandes cantidades de minerales ferromagnesianos cristalizaron en esta

facies. Esta facies posee concentraciones muy elevadas de elementos traza con relación a las facies previamente descriptas con valores promedio (en ppm) de: Zr = 240; Y = 124,7; Nb = 52,7; Hf = 7,5; Ta = 2,9; Ga = 24 y Ge = 2,0 (Tabla I). De igual manera, se observan concentraciones muy elevadas de tierras raras, con $\Sigma REE = 554$ ppm. El Sr posee valores que varían entre 81 a 123.

Los elementos mayores y traza en las tres facies definen una distintiva y potencial dirección de diferenciación que muestra un marcado empobrecimiento en sílice, Fe, Mg, P y Ti, junto con un notable enriquecimiento en elementos traza como Zr, Hf, Y, Nb, Ga, Ta, Ge and REE, definiendo un proceso de diferenciación tipo Fenner. Este particular y distintivo comportamiento geoquímico ha sido observado en otros macizos anortosíticos, donde los diques ultramáficos (equivalente a las rocas de la facies c) han sido interpretados como fundidos diferenciados producto de la cristalización masiva de plagioclasa (similar a las rocas de la facies a) a partir de un fundido padre (similar a las rocas de la facies b) cuya composición está enriquecida en componentes "plagioclásicos" (Al y Ca) y de minerales ferromagnesianos (Fe, Mg) (e.g., [9], [10], [11], [7]).

Consistentemente con lo dicho, un distintivo patrón de tierras raras normalizado a condrito es exhibido para cada facies del macizo anortosítico de sierra de Maz (Tabla I y Figura 5). Así, la facies a tiene valores relativamente altos de LREE (L = Light) y bajos de HREE (H = Heavy), con $[La/Yb]_N = 8,8-31,9$, con marcada anomalía positiva de Eu (Eu/Eu* = 3,8-13,7), sugiriendo que estas rocas son probables cristalizados tempranos con efectiva cristalización y acumulación de plagioclasa. La facies b está enriquecidas en REE (SREE = 58,6 ppm) relativa a la facies a (SREE = 26,0 ppm), con moderada pendiente ([La/Yb]_N = 5,7-8,0), y moderada anomalía positiva de Eu (Eu/Eu* = 2,8-3,0). La facies ces muy enriquecida en REE ($\Sigma REE = 554,0 \text{ ppm}$), con baja pendiente ($[La/Yb]_N = 5,0-5,4$) y ausencia de anomalías de Eu (Eu/Eu* = 0,9).

El modelo matemático de cristalización fraccionada usando elementos traza

En orden a definir el proceso principal de diferenciación magmática durante la cristalización del macizo anortosítico de sierra de Maz, se ha construido un modelo matemático usando tierras raras junto con otros elementos traza, Sr y Zr.

Como fue indicado por [12] en los pasados 30 años hubo un elevado número de aproximaciones para modelar matemáticamente el proceso de diferenciación magmática. Modelos cuantitativos, para evaluar la evolución geoquímica del

Tabla I. Análisis químicos representativos de las anortositas y las rocas ultramáficas (jotunitas) en el macizo anortosítico de sierra de Maz

ies c	Prom	40.72 14.11 21.98 0.31 3.65 11.65 0.89 0.62 3.30 2.03	0.1 102 102 73.8 193 193 193 193 193 194 195 195 195 195 195 195 195 195	25.0 554.0 5.2 0.9
Fac	MAZ 7210	42.53 14.41 21.16 0.34 3.22 12.19 0.64 0.65 2.98 1.72 -0.24	0.1 2 81 78 65.9 165 7.19 7.1	22.2 470.4 5.4 0.9
	MAZ 12025	38.91 13.81 22.80 0.28 4.07 11.07 11.13 0.59 3.61 2.33 0.09 98.69	0.1 123 123 55 81.70 222 32.60 15.4 35.20 35.20 35.20 36.30 55.3 36.30 1.57 1.10 1.57 1.10 1.57 1.10 1.57 1.10 1.57 1.10 1.57 1.10 1.57 1.10 1.57	24.6 637.7 5.0 0.9
9	Prom	52.03 24.00 569 0.10 0.98 9.01 4.61 1.33 0.32 1.03 100.06	0.5 10.5 20.4 20.4 20.5 21.53 2.78 2.53 2.53 2.53 2.53 2.02 0.37 0.97 0.97 0.97 0.97 0.97 0.97 0.97 0.9	6.1 58.6 6.8 2.9
Facies	MAZ 7211	52.88 24.28 4.45 0.07 0.87 8.75 4.92 1.13 0.37 1.29 100.29	0.8 816 301 301 20.47 20.43 20.	7.3 56.1 8.0 2.8
	MAZ 12050	51.17 23.72 6.93 0.13 1.08 9.27 4.30 0.65 1.53 0.27 0.27	0.3 727 287 287 287 2.60 2.93 2.49 2.49 2.49 2.49 0.38 2.19 0.43 0.18 0.18 0.18 0.18 1.16 1.16 1.16 1.16 1.16 0.18 0.18	4.9 61.1 5.7 3.0
sítico	Prom	54.15 26.61 1.27 0.02 0.16 9.84 5.13 0.82 0.15 0.15	1.0 1.3 844 291 591 1.16 1.16 0.10 0.10 0.28 0.09 0.03 0.03 0.09 0.03 0.09 0.09 0.03	1.3 26.1 18.0 7.6
Macizo Anortosítico	MAZ 7209	26.68 1.08 0.01 0.01 10.01 5.19 0.58 0.12 0.70 99.90	0.2 806 252 252 8.692 8.692 9.501 9.503 9.003 9.002 9.002 9.002 9.002 9.002 9.002 9.002 9.002 9.002 9.002 9.002 9.002 9.002 9.003 9.	1.1 21.9 26.9 13.5
Mac	MAZ 12052	54.61 27.56 0.77 0.01 0.06 10.34 5.06 0.63 0.10 0.01 0.01	0.2 857 264 264 8-01 0.86 0.195 0.040 0.029 0.029 0.029 0.029 0.029 0.029 0.029 0.02 0.02	0.8 19.7 23.7 13.7
cies a	MAZ 7208	54.22 26.34 1.57 0.03 0.16 10.25 5.08 0.42 0.19 0.07 98.90	bld 840 163 163 1.55 6.92 1.155 6.26 1.13 1.13 1.13 1.01 0.14 0.05 0.00 0.00 0.01 1.33 1.13 1.33 1.01 1.33 1.13 1.33 1.01 1.33 1.01 1.33 1.01 1.33 1.01 1.33 1.01 1.33 1.01 1.01	1.6 33.6 15.6 3.8
Fo	MAZ 12023	54.11 26.15 2.09 0.03 0.29 9.57 5.27 0.28 0.28 1.59	1.5 812 270 270 270 12.90 1.44 5.144	2.2 32.3 11.2 5.5
	MAZ 7215	53.99 27.16 0.90 0.01 0.10 10.43 5.15 0.54 0.14 0.14	0.7 870 214 1384 1558 0.86 3.86 0.68 0.09 0.00 0.01 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03 0.03	0.9 19.5 11.2 5.9
	MAZ 7207	5) 53.92 25.85 1.66 0.03 0.22 9.34 5.15 0.18 0.18 1.84 99.80	1.3 884 297 297 13.625 1.55 6.33 6.13 6.13 6.13 6.13 6.13 6.13 6.13	1.7 34.8 14.9 5.8
	MAZ 12024	dos y peso %) 28.36 26.36 0.01 0.01 9.09 5.3 0.88 0.10 0.10 0.10 0.10 0.10 0.10	2.6 838 328 328 324 9.90 1.06 4.03 0.07 0.08 0.01 0.02 0.02 0.02 0.02 0.02 0.03 0.03 0.03	1.1 24.0 31.9 8.6
	MAZ 12053	os (en óxid 53.12 26.77 1.03 0.02 0.21 9.71 4.82 1.13 0.12 0.04 2.09	Elementos traza (ppm. 33 % 18 % 18 % 18 % 18 % 19 % 19 % 19 % 19	1.1 22.7 8.8 4.3
	Muestras	Mayoritarios (en óxidos y peso %) SiO. 53.12 53.82 Al Å Å Å Å Å Å Å Å Å Å Å Å Å Å Å Å Å Å	Elementos R.S. R.S. R.S. R.S. R.S. R.S. R.S. R.	$\begin{array}{c} \mathrm{FeO} + \mathrm{MgO} \\ \mathrm{\Sigma}\mathrm{REE} \\ [\mathrm{La/yb}]_{\mathrm{N}} \\ \mathrm{Eu/Eu}^* \end{array}$

Prom. = Promedio. bld = bajo límite de detección.

magma, fueron aumentando su uso y complejidad desde la primera aplicación de la ecuación básica de fraccionamiento Rayleigh a rocas ígneas por [13]. En Argentina, estos modelos matemáticos fueron aplicados recién a fines de la década de 1970 por [14], y luego, más recientemente, modelos matemáticos combinando elementos mayores (usando de geoquímica de roca total y química mineral) y traza (geoquímica de roca total) por [15].

Un modelo cuantitativo usando los elementos traza referidos en el primer párrafo fue desarrollado para comparar la composición observada de las rocas del macizo anortosítico (composición química real de las rocas) con aquella composición obtenida en los cálculos siguiendo un procedimiento similar a aquellos modelos matemáticos reportados en la literatura (e.g., [16], [15]).

La concentración de cualquier elemento traza "i" en un fundido diferenciado (C_L^i) relativo al fundido padre (C_a^i) durante un proceso de cristalización fraccionada es dado por la ley de fraccionamiento Rayleigh:

$$C^i = C^i \cdot F^{(D-1)}$$

nente luego de la cristalización de un sólido y D es el coeficiente de partición global de la asociación mineral que se fracciona, dado por $D = \Sigma X^i$. K^i , donde X^i es la proporción de cada mineral en la roca y Ki es el coeficiente de partición mine-

ral-fundido. La concentración inicial (C^i) de las REE y algunos elementos traza como Sr y Zr en la facies b, con F = 10%, 7,5% y 5,0%; producen los mejores resultados en el modelo de cristalización fraccionada, cuyos datos y cálculos son mostrados en la Tabla II y Figura 6. Ki fue asumido con valor constante durante todo el proceso de cristalización, y la proporción mineral fue calculada usando la norma CIPW (que permite calcular la asociación mineral de cuerdo a la química de roca total). Esto es debido a que el macizo anortosítico de sierra de Maz ha soportado un evento metamórfico (~ 413 Ma, [3], [5]) que produjo neoformación de minerales (incluyendo anfibol, granate y titanita), lo cual evita observar la asociación mineral magmática original. Sin embargo, hay que destacar que el proceso metamórfico se asume esencialmente isoquìmico, esto es, hay cambio de faes minerales pero la quimica global del sistema permanece constante. Las proporciones minerales obtenidas (Tabla II) son similares a los rangos de proporciones minerales reportados en otros clásicos macizos anortosíticos típicos (e.g., [9], [6], [8]), lo cual otorga credibilidad a nuestros cálculos normativos. Los valores usados y otros detalles del cálculo son informados en la Tabla II.

El líquido hijo (líquido diferenciado, F) es modelado considerando tres estadios principa-

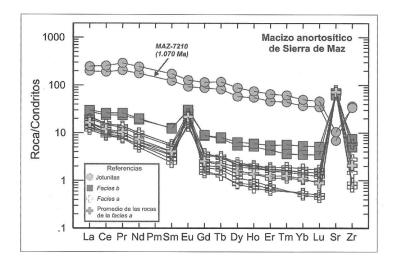


Fig. 5. Patrón de REE normalizado a condritos para el macizo anortosítico de sierra de Maz. Normalización de REE a condritos según [18]. Tb, Ho y Tm are a partir de [19].

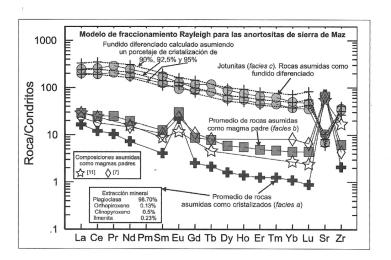


Fig. 6. Patrón de REE, Sr y Zr para las rocas del macizo anortosítico de sierra de Maz. En la figura se muestran los resultados obtenidos con el modelo matemático de cristalización fraccionada cuyos datos y cálculos aparecen en la Tabla II. La muy cercana correspondencia entre los patrones producidos por las composiciones de las jotunitas (composición observada) y la calculada soporta el proceso de diferenciación magmática por cristalización fraccionada. Composiciones de presumibles magmas padres en complejos anortosíticos son mostrados en la Figura. Los datos son de [11], estrella; y [7], rombos.

les de cristalización (90%, 92,5% y 95%) de las rocas anortosíticas con composición similar a la facies a (promedio de MAZ-12053, 12024, 7207, 7215, 12023, 7208, 12052, 7209, Tabla I y II), la cual se produce a partir de un magma padre de composición semejante a la facies b (promedio de MAZ-7211, 12050), produciendo fundidos de composición casi idéntica a las jotunitas de la facies c (MAZ-12025, 7210). Este fundido diferenciado está empobrecido en SiO, y se encuentra enriquecido en Fe, Mg, Ti, P, REE y Zr. Notablemente, la composición inferida para el magma padre (facies b) es muy similar a la composición de otros magmas padres reportados en la literatura (Figura 6 and Tabla I), lo cual le otorga consistencia al modelo. El Zr, un típico elemento incompatible se concentra fuertemente en las rocas ultramáficas diferenciadas de la facies c donde cristaliza como un mineral (circón), encontrándose deprimido en la facies a interpretada como el cristalizado temprano en el macizo anortosítico. La presencia de circón en la facies c, permitió la datación del macizo anortosítico definiendo una edad de cristalización igual a $1.070 \pm 30 Ma$.

La cercana correspondencia entre la composición observada (química real de las rocas) en las rocas de la facies c y los valores calculados C^i , (composición del fundido diferenciado) es evidente en la Figura 6, y soporta fuertemente el modelo de cristalización fraccionada. Adicional-mente, las proporciones asumidas para el líquido hijo modelado (10%, 7,5 y 5% de líquido con composición similar a las jotunitas de la facies c) y el cristalizado temprano (90%, 92,5% y 95% de cristalizados con composición similar a las rocas de la facies a) son muy consistentes con la evidencia de campo, donde afloran de manera dominante las rocas de la facies a y las rocas de la facies c constituyen afloramientos menores. La poca abundancia de la facies b sugiere que el proceso de cristalización fraccionada fue muy efectivo transformando casi en su totalidad el magma padre en cristalizado y fundido diferenciado, respectivamente. El modelo matemático usando elementos traza permite concluir que las tres facies del macizo anortosítico de sierra de Maz son consanguíneos (Figura 6 y Tabla II), y que el proceso principal de diferenciación fue la cristalización fraccionada. Vale notar que a medida que el fundido se consume (F tiende a cero), el mismo se enriquece en elementos traza, como es esperado en los procesos de fraccionamiento Rayleigh (Figura 6).

Tabla II. Datos y resultados del modelo matemático de cristalización fraccionada.

Minerales	Proporción Mineral Normativa (CIPW)	Kd ^{S/L} (La)	Kds/L (Ce)	Kds/L (Nd)	Kd ^{s/L} (Sm)	Kd ^{s/L} (Eu)	Kds/L (Gd)	Kds/L (Dy)	Kds/L (Ho)	Kds/L (Er)	Kds/L (Yb)	Kds/L (Lu)	Kd ^{s/L} (Sr)	Kds/L (Zr)
Plagioclasa ^a Ortopiroxeno ^a Clinopiroxeno ^a Ilmenita ^b	98.5 0.13 0.60 0.50	0.1477 0.02 0.056 0.017	0.12 0.02 0.092 0.015	0.081 0.03 0.23 0.013	0.067 0.05 0.445 0.013	0.50 0.05 0.474 0.014	0.063 0.09 0.556 0.014	$0.055 \\ 0.15 \\ 0.582 \\ 0.031$	0.059 0.19 0.582 0.049	0.057 0.23 0.583 0.092	0.056 0.34 0.542 0.16	0.0187 0.42 0.506 0.26	2.07 0.04 0.06 0.003	0.36 0.18 0.1 3.1
C _o (Prom. ¹)	La 9.58	Ce 21.53	Nd 12.31	Sm 2.53	Eu 2.31	Gd 2.41	Dy 2.02	Ho 0.40	Er 1.10	Yb 0.97	Lu 0.15	Sr 771.50	Zr 42.50	
		Res	ultados obi	Resultados obtenidos a partir del modelo matemático de cristalización fraccionada $\mathbf{C_{i_L}}$ (concentración en ppm)	artir del r ${\sf C_L^i}$ (con	tir del modelo matemático $\mathbf{C_{L}^{i}}$ (concentración en ppm)	temático d ι en ppm)	e cristaliza	ıción fracci	onada				
$\begin{aligned} & \text{Ci}_{\text{L}}\left(F = 10\%\right) \\ & \text{Ci}_{\text{L}}\left(F = 7.5\%\right) \\ & \text{Ci}_{\text{L}}\left(F = 5\%\right) \\ & \text{MAZ-7210} \\ & \text{MAZ-12025} \end{aligned}$	La 62.14 78.5 109.1 65.9 81.7	Ce 164 211 301 165 222	Nd 102 133 193 111	Sm 21.59 28.22 41.16 25.1 35.2	Eu 8.44 9.92 12.47 7.19 9.84	Gd 20.72 27.1 39.59 24.2 31.9	Dy 17.66 23.17 33.94 19.97 30.3	Ho 3.47 4.54 6.64 3.98 5.41	Er 9.57 12.54 18.35 10.40	Yb 8.24 10.77 15.7 8.15	Lu 1.42 1.88 2.8 1.19 1.57	Sr 120 95 69 81 123	Zr 181 216 279 247 232	

La ecuación describiendo el proceso de cristalización fraccionada es la ecuación de fraccionamiento Rayleigh: $C_{\rm L} = C_{\rm o}$. $F^{\rm (D1)}$.

 $C_s = concentración$ en peso del elemento "i" en el fundido padre; $C_{i,j} = es$ la concentración en peso del elemento "i" en el fundido diferenciado. $D_s = Coeficiente de partición global de la asociación mineral fraccionada durante la cristalización, <math>\Sigma$ X. Kd^{SL}, donde X es la proporción mineral que cristaliza a partir del magma padre, y Kds^{6,6} es el coeficiente de partición sólido-líquido de la fase mineral para el elemento "i". X es obtenido a partir del cálculo normativo

F = fracción de fundido producido luego de la cristalización fraccionada. CIPW (dato en Tabla I).

plagioclasa es el resultado de un promedio entre los valores Kd más bajos y más altos a partir de [21]. Kd(Zr) y Kd(Eu) para plagioclasa a partir de [22]. Kd(Ho) para plagioclasa, ortopiroxeno es el resultado de un promedio entre los valores de Kd(Er) y Kd(Dy) usando datos de [20, Tabla 4.1.). El dato Kd para ilmenita es a partir de [24]. Kd(Dy) para ilmenita es el resultado de un promedio entre los valores Kd(Er) y Los coeficientes de partición son para líquidos de composiciones basálticas y andesitas basálticas. "Todos los datos son a partir de [20, Table 4.1.). Kd(La) para la Kd(Dy) usando datos de [24].

Promedio usando las muestras: MAZ-12050, 7211. MAZ-7210 y 12025 son las jotunitas o composiciones observadas (ver discusión en el texto).

Conclusiones

Los resultados de este trabajo muestran que las diferentes facies del macizo anortosítico de sierra de Maz evolucionaron por separación de grandes cantidades de plagioclasas de composición intermedia (plagioclasa An_{47.54} en la facies a) que produjeron rocas con la composición de la facies a. La separación de minerales se produjo a partir de un magma padre de composición similar a las rocas de la facies b. Este proceso condujo a una diferenciación magmática tipo Fenner, produciendo un líquido diferenciado pobre en SiO₂, Al₂O₃, CaO y Na₂O y enriquecido en elementos mayores como Fe₂O₃, MgO, TiO₂, P₂O₅, y elementos traza (incluyendo tierras raras), el cual es representado por las rocas de la facies c.

El proceso natural de cristalización fraccionada desarrollado durante la cristalización del macizo anortosítico de sierra de Maz hace 1.070 Ma, ha sido comprobado por el modelo matemático usando la ecuación de fraccionamiento Rayleigh, mostrándose en este trabajo la interacción entre matemática, geoquímica y petrología de rocas ígneas plutónicas.

Agradecimientos

Un especial agradecimiento es realizado a mi familia (Marcela, Micaela, Melina, Nicolás) y mi madre que me han apoyado firmemente en este recorrido de vida. Agradezco a mis amigos y colegas que contribuyeron en diferentes aspectos de mi formación; Carlos, Bob, César, Edgardo, Julito, Carmen y José Manuel y mi Becario Doctoral Pablo que incentivó mis pensamientos durante el desarrollo de su Tesis Doctoral.

Referencias bibliográficas

- L.D. Ashwal. Anorthosites. Springer-Verlag, Berlin. 1993.
- [2] P.F. Hoffman. Science. 252, 1409 (1991).
- [3] C. Casquet, C.W. Rapela, R.J. Pankhurst, C. Galindo, J. Dahlquist, E.G. Baldo, J. Saavedra &

- J.M. González Casado. J. Geol. Soc., London. 162, 9 (2004).
- [4] C.W. Rapela, R.J. Pankhurst, C. Casquet, E. Baldo, C. Galindo, C.M. Fanning & J.A. Dahlquist. J. South Am. Earth Sci. En prensa (2009).
- [5] C. Casquet, R.J. Pankhurst, C.M. Fanning, E. Baldo, C. Galindo, C.W. Rapela, J.M. González-Casado & J.A. Dahlquist. Gondwana Res. 9, 524 (2006).
- [6] B.E. Owens & R.F. Dymek. Can. Mineral., 30, 163 (1992).
- [7] J. McLelland, L.D. Ashwal & L. Moore. Contrib. Mineral. Petrol., 116, 225 (1994).
- 8] S.J. Cotkin. *Lithos*, 40, 1 (1997).
- [9] E.C. Simmons & G.N. Hanson. Contrib. Mineral. Petrol. 66, 19 (1978).
- [10] L.D. Ashwal & K.E. Seifert. Geol. Soc. Am. Bull., 91, 105 (1980).
- [11] R.A. Wiebe. Nature, 286, 564 (1980).
- [12] M. Wilson. J. Geol. Soc., London. 150, 611 (1993).
- H. Neumann, J. Mead & C.J. Vitaliano. Geochim. Cosmochim. Acta, 6, 90 (1954).
- [14] C.W. Rapela & D.M. Shaw. Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 1117 (1979).
- [15] J.A. Dahlquist, C. Galindo, R.J. Pankhurst, C.W. Rapela, P.H. Alasino, J. Saavedra & C.M. Fanning. Lithos, 95, 177 (2007).
- [16] G.N. Hanson. Earth Planet. Sci. Lett., 38, 26 (1978).
- [17] R. Kretz. Am. Mineral., 68, 277 (1983).
- [18] N. Nakamura. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 757 (1974).
- [19] W.V. Boynton. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdan. 1984.
- [20] H.R. Rollinson. Longman Scientific & Technical Editions. Singapore. 1993.
- [21] J.G. Arth. J. Res. U.S. Geol. Surv., 4, 41 (1976).
- [22] B. Villemant, H. Jaffrezic, J.L. Joron & M. Treuil. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 1997 (1981).
- [23] A.J. Irving & F.A. Frey. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 1201 (1984).
- [24] Y.D. Jang & H.R. Naslund. Chem. Geol., 23, 193 (2003).

Manuscrito recibido el 23 de marzo de 2009. Aceptado 30 de abril de 2009.