

El plutón de Serrezuela: Evento magmático del Carbonífero en el sector norte de la sierra de Pocho, Córdoba, República Argentina

Gabriel M. GOMEZ

CONICET. Dept. of Earth and Environmental Science, New Mexico Tech, Socorro, NM, 87801, USA

RESUMEN: El plutón de Serrezuela forma parte del denominado basamento cristalino de la sierra de Serrezuela aflorante en el sector septentrional de la sierra de Pocho, al noroeste de la provincia de Córdoba. El cuerpo abarca un área de 16 km² y se encuentra dividido en dos sectores separados por un septo metamórfico. Estructuralmente está delimitado por una serie de fracturas relacionadas a megalineamientos regionales con dirección N-S. El plutón de Serrezuela está constituido por dos petrotipos principales: Monzogranito biotítico + muscovítico y monzogranito biotítico turmalínico, ambos calcoalcalinos peraluminosos, con un miembro metaluminoso representado por una aplita biotítica, posiblemente derivada del monzogranito de dos micas. El monzogranito biotítico turmalínico sobreyace al monzogranito biotítico muscovítico en forma de manto y en contacto neto. El plutón granítico de Serrezuela se caracteriza por la presencia de cavidades miarolíticas y una ampliamente distribuida turmalinización. Una inyección silícica de dimensiones considerables se emplaza en el contacto granito-metamorfito. Los elementos químicos mayoritarios presentan una acentuada dispersión. En tanto los elementos traza muestran una línea de tendencia desde el monzogranito biotítico + muscovítico hacia el monzogranito biotítico turmalínico. Todas las rocas estudiadas están fuertemente diferenciadas, aunque el monzogranito biotítico + muscovítico es el menos evolucionado y el de mayor extensión areal. Para explicar los procesos de diferenciación y emplazamiento del monzogranito biotítico turmalínico se propone un mecanismo de fraccionamiento líquido. Cambios de dirección en la esquistosidad de las rocas metamórficas, el bandeado de las lamelas de plagioclasas y la presencia de cavidades miarolíticas, indican que el plutón de Serrezuela se habría emplazado de modo forzado en niveles someros de la corteza, aprovechando lineamientos preexistentes. El plutón de Serrezuela de edad carbonífera (321±7,4 Ma y 303±2Ma, K/Ar), representa uno de los pulsos magmáticos graníticos más jóvenes en este sector de las Sierras Pampeanas Orientales. Este cuerpo posiblemente registre el final del ciclo magmático generador de los vecinos batolito de Achala y plutón de La Playa bajo un régimen colisional.

Palabras clave: *Granito, Petrología, Geocronología K/Ar, Turmalinización, Sierras Pampeanas, Colisional, Intrusivo Carbonífero*

ABSTRACT. *The Serrezuela Pluton: Carboniferous magmatic event in the northern sector of the Sierra de Pocho, Córdoba, Argentina.* The Serrezuela granite is located at the Sierra de Serrezuela in the northern Sierra de Pocho, northwest Córdoba. It is a 16 km² body, divided into two sectors by metamorphic outcrops. Structurally it is confined by several fractures related to major N-S regional lineaments. The Serrezuela pluton is composed of two main facies: biotite + muscovite monzogranite (BMM), and biotite tourmaline monzogranite (BTM). Both facies are calcalkaline peraluminous, with minor occurrences of a metaluminous biotite aplite. The BTM overlies the BMM facies with sharp contact, in a layer-like occurrence. The Serrezuela granitic stock is characterized by the presence of miarolitic cavities and widespread tourmalinization. A late quartz vein of considerable dimensions intrudes at the pluton boundary. Major element geochemistry shows some dispersion, whereas trace elements show a trend from biotite + muscovite monzogranite toward biotite tourmaline monzogranite. All rocks are strongly differentiated with the biotite + muscovite monzogranite being the least evolved and the most areally extended unit. A liquid fractionation mechanism is proposed for the differentiation and emplacement of the biotite tourmaline monzogranite. Changes in the foliation direction of the country rock, the presence of banded plagioclase and miarolitic cavities, suggests that the Serrezuela pluton had a forced emplacement into the country rocks at shallow crustal depth, along preexisting lineaments. Serrezuela pluton, is a Carboniferous K/Ar age granite (321±7.4 Ma and 303±2 Ma). It represents one of the youngest granitic magma pulses of this sector of the Eastern Sierras Pampeanas. This pluton is possibly recording the end of the magmatic cycle that generated the major neighboring Achala batholith and La Playa pluton under a collisional geotectonic regime.

Key words: *Granite, Petrology, K/Ar geochronology, Tourmalinization, Sierras Pampeanas, Collisional, Carboniferous intrusion*

Introducción

El objeto de esta contribución es aportar datos petrológicos, geoquímicos y geocronológicos inéditos para este sector de las sierras de Pocho, que en su conjunto permitan una interpretación más ajustada de los eventos magmáticos involucrados en la historia geológica de las Sierras Pampeanas Orientales.

El plutón de Serrezuela de aproximadamente 16 km², se ubica en el noroeste de la provincia de Córdoba en la sierra de Serrezuela, sobre el extremo septentrional de la sierra de Pocho, 7 km al sur de la localidad homónima.

A fines del siglo pasado fue identificado por Stelzner (1875) y posteriormente por Brackebusch (1891). Luce-ro Michaut y Olsacher (1981) describieron a este cuerpo como un granito calcoalcalino de emplazamiento some-

ro con alto contenido en turmalina. Presenta una morfología elíptica con su eje mayor de rumbo NO-SE dividido en dos sectores, occidental y oriental, por un cuerpo de metamorfitas esquistosas (Fig. 1), similar al complejo metamórfico que intruye, el cual está constituido por gneises tonalíticos-biotíticos y esquistos biotíticos.

Estructuralmente está limitado por una serie de fracturas relacionadas a megalineamientos regionales (Poch-Guasapampa-Serrezuela) de rumbo submeridiano que se acuñan hacia el norte perdiéndose bajo depósitos cuaternarios (Fig. 1). Las fracturas son de carácter compresivo con vergencia hacia el este y con el labio occidental hundido marcando un resalto topográfico entre el sector occidental y el oriental del plutón. Estos lineamientos producen cataclasis que le confiere a la roca un diseño de fracturación en enrejado (ortogonal) y una estructura lajosa. Este fenómeno se observa principalmente en los bordes del plutón. El contacto con la roca encajante es neto lo que evidencia el carácter intrusivo y postectónico del plutón.

Metodología de estudio

El mapa geológico (Fig. 1) fue realizado sobre la base de fotografías aéreas a escala aproximada 1:20.000. Se extrajeron 68 muestras representativas de todo el sector cartografiado. Se efectuaron estudios petro-mineralógicos sobre secciones delgadas y se realizaron 17 análisis modales contándose entre 500 y 700 puntos por muestra. Los porcentajes de anortita en plagioclasas fueron estimados a partir de la medida de parámetros ópticos en base a los métodos combinados de Tsuboi y Schuster (en Nesse 1991). Los elementos mayoritarios y algunos elementos trazas de 15 muestras fueron analizados por fluorescencia de rayos X en los laboratorios de XRAL (Canadá). Los elementos de tierras raras fueron analizados sobre dos muestras representativas en los mismos laboratorios por ICP/MS. El análisis geocronológico se realizó sobre concentrados de biotita de dos muestras representativas del monzogranito biotítico + muscovítico (SG 27 y SG 20, Fig. 1), utilizando el método potasio-argón (K-Ar) en los laboratorios Amdel Limited Mineral Services de Australia y en los laboratorios del Centro de Geoquímica de la Superficie de Estrasburgo, Francia; se obtuvieron los siguientes resultados: %K=5,95; $^{40}\text{Ar}^*(\times 10^{-10} \text{ moles/g})=34,105$; $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}_{\text{Total}}=0,979$; 303±2 Ma. Los análisis de isótopos estables de oxígeno fueron sobre roca total en las muestras SG 7, SG 12, SG 18 y SG 20 en laboratorios de New Mexico Tech.

Geología y petrología

Rocas metamórficas

Las rocas metamórficas que sirven de caja al stock, están formadas por:

Esquisto biotítico-cuarzo-plagioclásico: Esta roca pertenece a la Formación Tuclame (Lucero Michaut y Olsacher 1981) y es la metamorfita más conspicua en el área (muestras SG 19, 33, 35, 58, 62, 63; Fig. 1). Se caracteriza por su acentuada foliación y la presencia de pequeños plegamientos de orden centimétrico en algunos sectores. Su esquistosidad varía en rumbo entre 150° y 180° con buzamiento entre 65° y 75° E.

Microscópicamente posee una textura granolepidoblástica formada casi exclusivamente por cuarzo y biotita con plagioclasa (An_{20}) subordinada. El cuarzo posee textura en mosaico; también se observa en un tamaño de grano relativamente menor acompañando colas de biotita o como granos relictos, rotados, con bordes corroídos junto con plagioclasa. La biotita está muscovitizada, formando agregados de cristales con bordes redondeados y flexurados. Como accesorio se encontró circón en cristales prismáticos alargados incluidos en cristales de biotita y cuarzo. En el contacto sur a escasos metros de la cantera de granito La Serrezuela (Fig. 1), la roca metamórfica presenta turmalina intercrecida con biotita.

A lo largo del septo metamórfico que divide en dos sectores al cuerpo granítico, se observaron variaciones texturales y de rumbo y buzamiento en la estructura de la roca metamórfica. Este efecto posiblemente esté relacionado a la constante reactivación de lineamientos preexistentes reflejados en la milonitización y cataclasis que afectan a esta roca.

Esquisto tonalítico biotítico: En el contacto sur del sector occidental (muestra SG 32, Fig. 1) se observa un gneis de ojos con una esquistosidad de rumbo 110° y buzamiento de 27° S con inyecciones de cuarzo. Esta roca se corresponde con el esquisto biotítico-cuarzo-plagioclásico con desarrollo oftálmico local propuesto por Lucero Michaut y Olsacher (1981). La roca posee una textura granolepidoblástica con fenoblastos de plagioclasa y nódulos de cuarzo con textura granoblástica de hasta 2 centímetros. Se compone de una matriz fina de cuarzo y muscovita, bandas elongadas de biotita subhedral y en menor cantidad plagioclasas sericitizadas. Los fenoblastos de plagioclasa son de forma elipsoidal con su eje mayor paralelo al rumbo de la esquistosidad, presentan sombras de presión simétricas y suelen estar rodeados por bandas de biotita flexurada y cuarzo recristalizado que se adaptan a los contornos de los granos de plagioclasa. Estas características texturales evidencian el carácter pre-cinematoc de estos minerales. El cuarzo se halla recristalizado formando nódulos de textura granoblástica y como parte de texturas de flujo plástico con muscovita y clorita.

En el límite oriental del stock occidental (Fig. 1) la roca de caja está conformada por un esquisto cuarzoso muy fracturado y afectado por potentes inyecciones silíceas (La Suerte, Fig. 1) emplazadas en la zona de contacto; también se observan venillas pegmatíticas y ojos de cuarzo segregados.

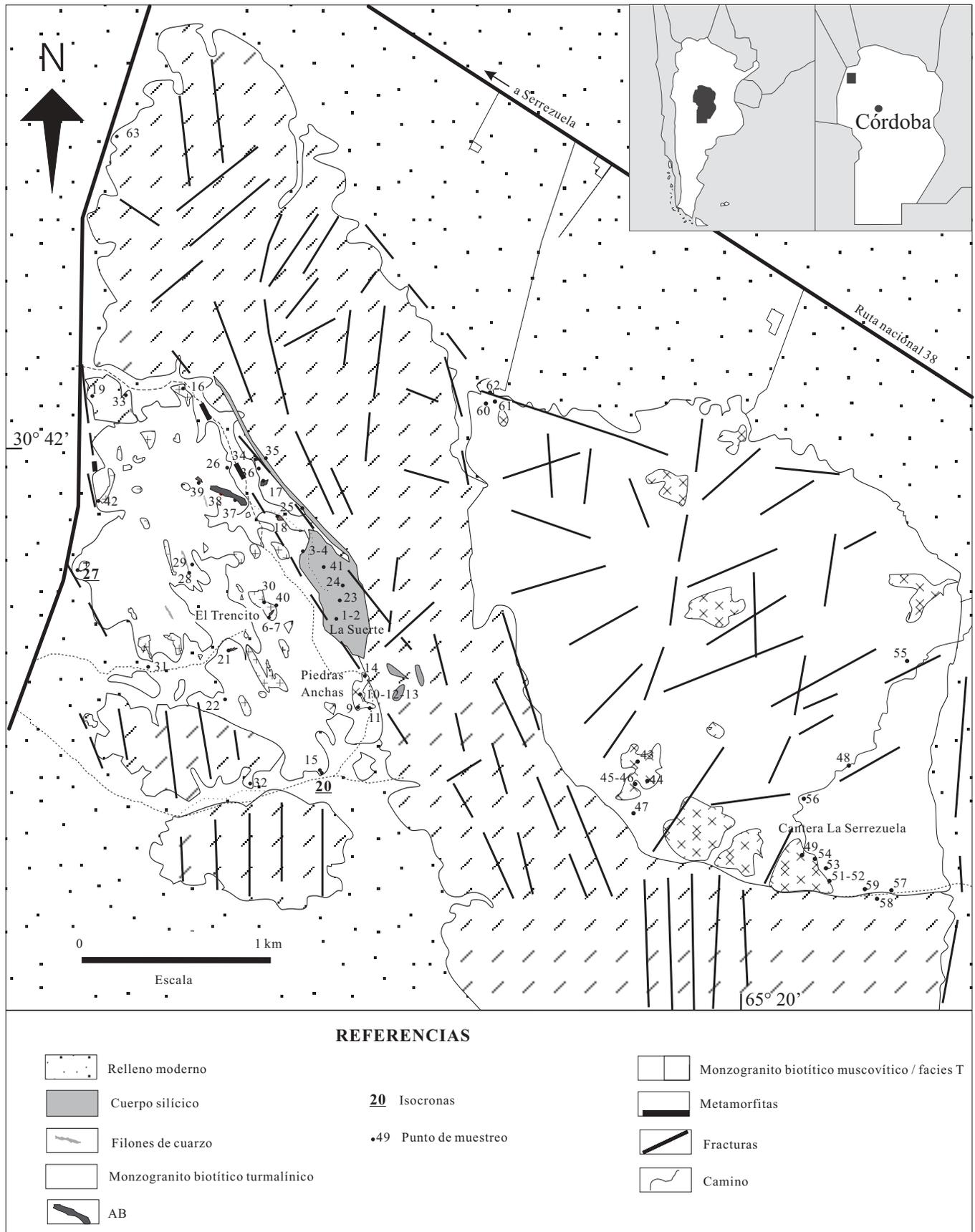


Figura 1: Mapa geológico.

Faja milonítica: Esta faja de deformación dúctil afecta al cuerpo metamórfico que separa a ambos cuerpos graníticos (SG 62, 63; Fig. 1), se extiende hacia el norte más allá de la muestra SG 63 y hacia el sur sobrepasa los límites del plutón. La milonitización se sobrepone a la esquistosidad original de la roca. Su fábrica es anisótropa dominando la deformación plástica, con una matriz afanítica que ocupa entre el 50 % y el 90 % de la roca. Su textura es porfidoclastica, con cristales de plagioclasa redondeados, rotados y fracturados envueltos por cintas de cuarzo. Los porfidoclastos de plagioclasa son precinemáticos, con sombras de presión asimétricas como producto de una deformación rotacional. El cuarzo por recristalización se presenta con texturas en cinta y en mosaico, también como agregados microcristalinos de hábito poligonal. La muscovita posee textura fusiforme y también forma una matriz afanítica junto con cuarzo. La intensidad de la milonitización en esta faja decrece hacia el oeste.

En el contacto norte del sector oriental del plutón (SG 62, Fig. 1) el esquisto se encuentra penetrado por una faja de aproximadamente 10-15 cm de espesor constituida por una roca maciza de grano muy fino y cuarzosa, que junto con inyecciones cuarzo-feldespáticas, se intercalan entre los planos de esquistosidad. Los planos de deformación y el sentido de rotación que presentan los minerales en el esquisto contactante con el cuerpo granítico, permiten inferir un movimiento relativo del bloque oriental por encima del occidental.

En el sector de la muestra SG 63 el esquisto es más micáceo, con formación de clorita, posiblemente como efecto retrógrado causado por la deformación.

Faja cataclástica: Se observaron principalmente en el contacto oriental del sector occidental del cuerpo granítico con la roca encajante (Fig. 1), la deformación tiene características más frágiles afectando parte del granito, la metamorfita y al cuerpo silíceo (La Suerte). Esta faja tiene entre 2 y 50 m de potencia. El granito, como respuesta a este fenómeno, ha sufrido cataclasis generando una roca de estructura lajosa, equigranular de grano medio con biotita totalmente cloritizada que ha adoptado cierta orientación con rumbo NNO-SSE. En los bordes del cuerpo, el granito adquiere una granulometría más fina, se acentúa la orientación de las micas y el cuarzo tiene morfología ovoidal. El esquisto presenta ojos de cuarzo segregados, posiblemente generados por los esfuerzos compresivos en el área. Un grupo de venillas de cuarzo-turmalina siguen la esquistosidad del gneis; las mismas no se hallaron en el granito.

El granito afectado por cataclasis (SG 25, 34, 36, 60; Fig. 1) posee una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y microclino inmersos en una matriz afanítica compuesta principalmente por cuarzo recristalizado. Este cuarzo se desarrolla en los contactos intergranulares, en las fisuras de otros minerales de comportamiento más frágil, o formando nódulos con

textura granoblástica de mayor tamaño. El microclino se encuentra como fenocristales totalmente fracturados, donde el maclado se distingue como relictos distribuidos a lo largo de todo el grano, sus fisuras están rellenas por óxidos de hierro y cuarzo recristalizado. La plagioclasa formado cristales subhedros fisurados, con maclas dislocadas pero no flexuradas, indicando que la acción tectónica fue posterior al evento intrusivo. La biotita está totalmente desferrizada y cloritizada.

La muestra SG 34 es la que mejor revela los efectos de la cataclasis, está constituida por una matriz afanítica de agregados angulosos de cuarzo y feldespatos con sericita.

La milonitización se observa principalmente en la metamorfita, indicando que posiblemente esta faja se halla formado por efectos de deformacionales a profundidad y con anterioridad al emplazamiento del plutón granítico. En tanto el proceso de cataclasis se habría producido a niveles más superficiales de la corteza como producto de la reactivación de antiguos lineamientos; afectando al cuerpo granítico durante los estadios finales de enfriamiento y con posterioridad a su emplazamiento.

Rocas graníticas

Las rocas estudiadas fueron identificadas por Lucero Michaut y Olsacher (1981) como Formación Serrezuela. Sobre la base de la clasificación propuesta por Streckeisen (1976) (Fig. 2) y de características mineralógicas y de yacencia; se determinaron dos petrotipos: uno identificado como monzogranito biotítico ± muscovítico (MBM) de mayor desarrollo areal y el otro identificado como monzogranito biotítico turmalínico (MBT) que se distribuye en forma mantiforme sobre el anterior. El Cuadro 1 muestra los resultados de los análisis modales de las litologías estudiadas.

Monzogranito biotítico ± muscovítico (MBM): Este petrotipo es el de mayor representación areal; se lo puede dividir en tres facies según su textura y procesos que lo afectan:

-Facies P: (SG 15, 20, 25, 26, 27, 38, 39, 44, 47, 60, 61, Fig. 1) está formada por un monzogranito porfídico de grano medio con megacristales de microclino peritítico de hasta 3 cm inmerso en una pasta microgranular con un tamaño de grano entre 2 y 3 milímetros. Se caracteriza por la presencia de cavidades miarolíticas de hasta 1,5 m de diámetro con cristales de microclino, cuarzo, turmalina, muscovita, apatito, fluorita, cleavelandita y pseudomorfos de limonita según piritita (Gomez, 1998). También presenta xenolitos metamórficos de hasta 1 m de diámetro. En el borde septentrional del cuerpo oriental se desarrollan texturas porfíricas con fenocristales de microclino aislados de aproximadamente 3 cm de largo, pudiendo alcanzar en algunos casos los 15 cm de longitud. También se obser-

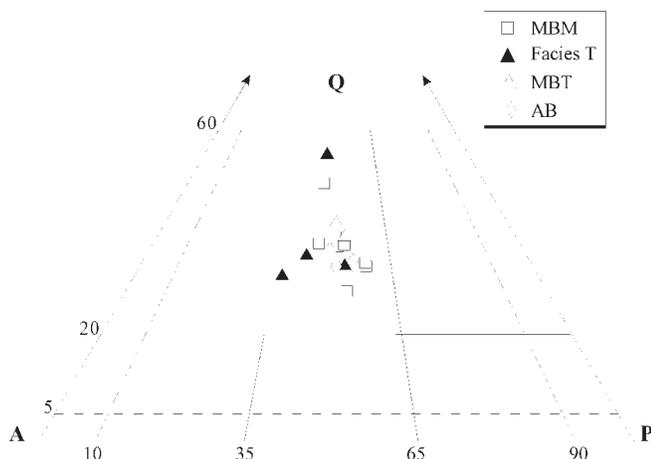


Figura 2: Clasificación según Streckeisen (1976). MBM: monzogranito biotítico ± muscovítico, facies E y P; Facies T: MBM facies turmalínica; MBT: monzogranito biotítico turmalínico; AB: aplita biotítica.

varon máculas de biotita. En las muestras SG 15 y 25 la matriz es más fina, con un tamaño de grano entre 1 y 2 mm y megacrystales de microclino de hasta 1 centímetro. En el cuerpo occidental existen relictos erosivos de monzogranito biotítico turmalínico que yacen en contacto neto sobre este miembro.

Esta facies está constituida por una matriz de cuarzo, plagioclasa (An_{05-08}), microclino y biotita que alberga megacrystales de microclino peritítico y de cuarzo como granos individuales o como agregados. Minerales accesorios como circón y apatito se hallan incluidos en cuarzo y feldespatos; la muscovita se presenta como producto de alteración, principalmente a partir de biotita y plagioclasa. Los análisis modales promedio (Cuadro 1) arrojaron los siguientes resultados porcentuales para $n=4$, cuarzo 34,1, plagioclasa 33,4, microclino 29,3, biotita 2,4, muscovita 0,7 y 0,5 de minerales accesorios.

-Facies E: (SG 22, 42, 48, 55, 56, 57, 59; Fig. 1) se trata de un monzogranito equigranular de granulometría media (2-4 mm). Ocupa la parte cuspidal de algunos cerros, principalmente en los sectores oriental y sudo-oriental del cuerpo occidental. El contacto con el monzogranito porfídico es gradacional, observándose una variación continua en el contenido de fenocristales, pasando de porfídico en la base de los cerros a equigranular en la cúspide. Estas características posiblemente representen las zonas de borde del plutón, donde el enfriamiento habría sido más rápido en contacto con la roca de caja. En el cuerpo oriental este petrotipo es en general equigranular con un tamaño de grano medio, muy cuarzoso y de color rojizo, tornándose grisáceo en las áreas turmalinizadas. En general se halla bastante diaclasado mostrando juegos ortogonales. Está compuesto por cuarzo, plagioclasa (An_{05}), microclino, biotita y muscovita. Como accesorios presenta circón, minerales opacos y apatito; muscovita, epidoto, anatasa y óxidos de hierro y titanio aparecen

como productos de alteración. Los análisis modales arrojaron los siguientes resultados promedio $n=3$, cuarzo 37,2, plagioclasa 27,4, microclino 27,1, biotita 4,6, muscovita 2,5 y como minerales accesorios 1,2.

-Facies T: (SG 9, 10, 11, 12, 14, 43, 49, 53; Fig. 1) esta facies se caracteriza por la presencia de turmalina secundaria, se encuentra en sectores donde el contacto entre MBM y MBT es neto. Estas áreas turmalinizadas se distinguen en las fotos aéreas por su tono más claro y un patrón de diaclasamiento ortogonal subvertical-subhorizontal bastante cerrado. No se observaron contactos netos entre esta facies y el resto de las facies, indicando que se trata de un MBM equigranular afectado por procesos de turmalinización.

Las rocas que definen la facies T son equigranulares de grano medio a grueso (2-5 mm) y su color varía de rosa a rojo intenso, haciéndose grisáceo en sectores. Está presente en el sector de Piedras Anchas (SG 9, 10, 11, 12, 14) y en la cantera La Serrezuela en el sector oriental del plutón (SG 43, 49, 53) (Fig. 1). Está compuesto por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, turmalina y muscovita. Los valores modales promedio obtenidos fueron los siguientes, $n=4$, cuarzo 32,5, plagioclasa 26,3, microclino 30,6, biotita 4,3, turmalina 4,0, muscovita 2,9 y como minerales accesorios 0,8. En el sector de la cantera La Serrezuela se encontraron nódulos de turmalina (chorlo) y cuarzo que se distribuyen en forma errática y pequeñas miarolas apenas desarrolladas de cuarzo y cristales de turmalina (chorlo) idiomorfos. También se observan agregados de biotita.

En las muestras de Piedras Anchas y canteras La Serrezuela hay evidencias de reemplazo de turmalina a expensas de biotita.

Monzogranito biotítico turmalínico (MBT): (SG 7, 16, 29, 30, 40; Fig. 1) tiene su principal desarrollo en el sitio denominado El Trencito (Fig. 1). Es mantiforme, yacencia ya descripta por Lucero Michaut y Olsacher (1981); se emplaza en el cuerpo occidental sobre el MBM en contacto neto con una potencia de hasta 20 m y varios centenares de metros de extensión. Por erosión diferencial sólo han quedado crestones que se alinean con rumbo norte-sur, de una potencia de 5 a 20 m y hasta 200 m de ancho en forma de manto de posición horizontal. Estas alineaciones se extienden en sentido norte-sur y del centro al borde occidental; también puede observarse en forma de relictos de hasta 1 m de diámetro emplazados sobre el monzogranito biotítico ± muscovítico siguiendo el rumbo de los crestones. Se encuentra muy diaclasado con diseño ortogonal, parte de las diaclasas se hallan intruidas por aplitas turmalínicas las cuales sólo afectan a este petrotipo. Algunos de estos planos de debilidad también fueron rellenados por muscovita, cuarzo y sulfuros de hierro y cobre. La presencia de diaclasas primarias de enfriamiento, indican actividad tectónica durante los estadios finales de emplazamiento.

La roca es equigranular de grano medio (2-3 mm) de

Cuadro 1: Análisis modales de granitos del plutón de Serrezuela. MBM: monzogranito biotítico ± muscovítico; MBT: monzogranito biotítico turmalínico; AB: aplita biotítica.

MUESTRA	CUARZO	PLAGIO.	FELD. K	BIOTITA	MUSCO.	TURM.	OTROS
SG-15	36,34	30,01	29,74	2,90	0,30		0,71
SG-20	37,93	30,99	27,62	2,80			0,66
SG-25	34,24	37,05	27,53	0,89			0,29
SG-27	27,99	35,38	32,31	3,00	1,08		0,24
SG-22	32,90	36,88	27,18	1,71	0,57		0,76
SG48	34,00	24,71	29,94	5,81	4,25		1,29 MBM
SG57	44,79	20,49	24,17	6,40	2,62		1,54
SG-9	30,49	30,38	27,91	4,04		6,21	0,97 Facies T
SG-11	39,03	26,18	26,19	4,94		2,93	0,73
SG49	32,01	26,81	30,49	2,49	2,52	4,95	0,73
SG53	28,56	21,81	37,87	5,79	3,26	2,00	0,72
SG-7	34,95	27,93	29,92	3,96		2,70	0,54
SG-16	36,39	28,56	26,40	2,53		5,80	0,32 MBT
SG-29	32,96	24,37	33,44	6,05		1,91	1,27
SG-17	30,67	29,83	29,84	6,22	1,97		1,47 AB
SG-18	33,20	33,78	28,58	3,20	0,85		0,39
SG52	34,28	29,07	26,68	4,26	2,15	2,43	1,13 ABT

color rosado a gris. Está constituido por cuarzo, plagioclasa (An_{05}), microclino, biotita y turmalina. Los análisis modales promedio arrojaron los siguientes resultados porcentuales para $n=3$, cuarzo 34,8, plagioclasa 27,0, microclino 29,9, biotita 4,2, turmalina 3,5 y minerales accesorios 0,7. Se caracteriza por su elevado contenido en turmalina subidiomórfica a xenomórfica fracturada que ocupa sitios intersticiales entre los componentes principales sin observarse fenómenos de reemplazo para las muestras de El Trencito.

La presencia de abundante turmalina en este petrotipo (hasta 6 %) y en los cuerpos apliticos y filoncillos prácticamente monominerales que la intruyen; establecen un estrecho vínculo genético común.

Aplitas biotíticas (AB): En el sector centro-oriental del stock granítico occidental, se extiende un cuerpo aplitico conformado por una unidad principal (SG 17, 18, 37a, 37b, Fig. 1) de mayor potencia y un enjambre subparalelo de aplitas tabulares que buzan hacia el cuerpo aplitico principal. El rumbo general es de 110° y buzamiento variable de 45° a subvertical con una potencia de aproximadamente 10 metros. Este grupo de aplitas intruyen al monzogranito biotítico ± muscovítico englobando septos o bloques del mismo en contacto neto. Posee una textura equigranular fina a media (1-3 mm), en sectores presenta agregados de biotita, su color varía de gris a rojo, el cual se hace más intenso al acercarse a la zona de fractura que limita al cuerpo granítico hacia el este. Están constituidas por cuarzo, plagioclasa (An_{05}), microclino, biotita, circón, rutilo y minerales opacos. Los resultados de los análisis modales arrojaron los siguientes porcentajes promedio $n=2$, cuarzo 31,9, plagioclasa 31,8, microclino 29,2, biotita 4,7, muscovita 1,4 y minerales accesorios 0,9. También

se observó un cuerpo similar, pero de menor desarrollo en el sector oriental del plutón (SG 54, Fig. 1), que se distingue por su intensa silicificación y la desferriización de sus biotitas.

Aplitas turmalínicas (AT): Estas aplitas intruyen principalmente al monzogranito biotítico turmalínico con rumbos variables y buzamiento subvertical, los contactos con este petrotipo son netos y composicionalmente son similares entre sí. Estas aplitas se observaron en los sectores de Piedras Anchas, El Trencito y Canteras La Serrezuela (SG 4, 6, 13, 21, 46, 56; Fig. 1). Están constituidas por cuarzo, microclino, plagioclasa, turmalina, biotita y muscovita; como accesorios contienen apatito, circón y minerales opacos.

Los cristales de turmalina de estas aplitas son idiomórficos prismáticos-aciculares. En los contactos entre el MBT y estas aplitas se desarrolla una zona enriquecida en turmalina, con venillas monominerales de hasta 1,5 cm de espesor. También suelen estar asociadas a mineralizaciones en planos de debilidad constituidas por cuarzo, muscovita y sulfuros de hierro y cobre que atraviesan tanto a la aplita como al granito y tapizan superficies de diaclasas. Algunas de estas aplitas presentan xenolitos graníticos y lentejones miarolíticos.

Aplita biotítica turmalinífera (ABT): Se encuentra en la zona de contacto entre ambos petrotipos (MBM y MBT) (SG 52, Fig. 1). Se diferencia de la anterior (AT) por presentar contactos difusos y rasgos de digestión (fragmentos líticos de granito con bordes corroídos), tiene una potencia de hasta 1,5 m e intruye a ambos petrotipos. En el contacto con el MBM facies E, la roca se hace porfídica, desarrollando fenocristales de microclino de hasta 2 cm de longitud. Este efecto po-

dría deberse a que el cuerpo aplítico se emplazó cuando el MBM no se encontraba totalmente cristalizado. Su emplazamiento elevaría la temperatura de la roca de caja (MBM), favoreciendo el crecimiento de megacristales de microclino poiquilítico en las inmediaciones del cuerpo aplítico.

Microscópicamente se observan agregados de muscovita y cuarzo secundarios. La plagioclasa está casi totalmente reemplazada por sericita, ocultando su maclado original. El microclino es poiquilítico, a veces muestra estructura esquelética. El cuarzo presenta inclusiones de cristales euhédricos azules de turmalina. La turmalina anhedral es de color pardo verdoso y está intercrecida con cuarzo y feldespato.

Rocas de menor difusión y mineralizaciones asociadas

Cuerpo silíceo: Se localiza en el límite oriental del cuerpo occidental sobre el contacto granito-metamorfita (SG 23, 24, 41; Fig. 1) (canteras La Suerte). Lucero Michaut y Olsacher (1981) consideraron a este cuerpo como una intrusión silíceica emplazada dentro del stock granítico conformada por cuarzo lechoso, con una potencia máxima de 300 metros y una longitud entre 3 y 4 kilómetros. El mismo se emplazó aprovechando la zona de debilidad generada por fracturas de índole compresivo que afectan el borde oriental del sector occidental del plutón granítico. Estas fracturas fueron reactivadas con posterioridad a su emplazamiento, produciendo una profusa cataclasis.

El cuerpo es lentiforme con un rumbo de 8° y buzamiento 28° al este; se emplaza siguiendo el rumbo de la fracturación regional en el contacto esquistosidad regional. Está asociado a fajas rojas de granito cataclástico. En algunos sectores evidencia un alto grado de tectonismo formando una brecha aglomerada. En ésta, los fragmentos y bloques de cuarzo de dimensiones en extremo variables, están débilmente cementados por yeso en agregados granulares o fibrosos que generan en algunos casos asociaciones del tipo «rosas o rosetas del desierto». Sericita y pátinas de óxidos de hierro están presentes en el cuarzo. Presenta cristales idiomórficos de hasta 8 cm en drusas lenticulares elongadas. El granito que contacta con este gran filón de cuarzo se encuentra intensamente triturado, greisenizado y silicificado, surcado por venas de cuarzo con zonas con arcillas oxidadas; estas venas también se observaron intruidas en las diaclasas ortogonales de una aplita que intruye al granito.

En el centro y borde occidental del cuerpo granítico occidental, sobre el MBM se emplazan una serie de filones de cuarzo (SG 28, 45, 51) con una potencia que alcanza los 1,5 m y una longitud que llega a los 200 metros. Estos filones se encuentran en las cúspides de algunos cerros siguiendo el mismo rumbo del cuerpo

silíceico con buzamiento vertical. El cuarzo tiene aspecto lechoso, forma drusas y oquedades de hasta 8 cm de diámetro con cristales idiomórficos translúcidos de hasta 5 cm de longitud. Es común que estén teñidos por pátinas de óxidos de hierro.

Estas segregaciones silíceicas precipitaron a partir de fluidos de baja salinidad de origen meteórico a temperaturas superiores a los 250°C y presiones inferiores a 1 Kb (Gomez y Martínez 1999; Lira *et al.* 1999).

Greisen (SG 3): Se ubica en el contacto entre el cuerpo silíceico de La Suerte y el MBM. Está formado por una serie de venillas de cuarzo con desarrollo de drusas, con presencia de óxidos pseudomórficos (boxworks) y formación de arcillas. El mismo afecta tanto al MBM como al borde del cuerpo silíceico. El área greisenizada tiene unos 2,5 m de potencia con rumbo 30° y buzamiento subvertical hacia el oeste.

Microscópicamente sólo quedan relictos de cuarzo y microclino de la roca granítica original. El cuarzo primario es de mayor tamaño, con extinción ondulosa; el secundario forma texturas de mosaico. El microclino presenta grandes parches peritéticos, está algo argilitizado y sus fisuras fueron rellenas por sericita. La biotita está totalmente desferrizada, transformada en sericita y muscovita asociadas a agregados de hematita. La muscovita primaria forma tablas con bordes sericitizados. En la mayoría de las plagioclasas el maclado original se infiere por la orientación de las tablillas de muscovita secundaria.

A medida que el fenómeno de greisenización se hace más intenso la roca se transforma en un agregado de cuarzo-sericita, implicando una mayor actividad ácida en el fluido hidrotermal generador de esta alteración. Datos de inclusiones fluidas muestran que los fluidos generadores de esta alteración poseen una composición similar a los del cuerpo de La Suerte pero con temperaturas entre 200 y 250°C (Gomez y Martínez 1999).

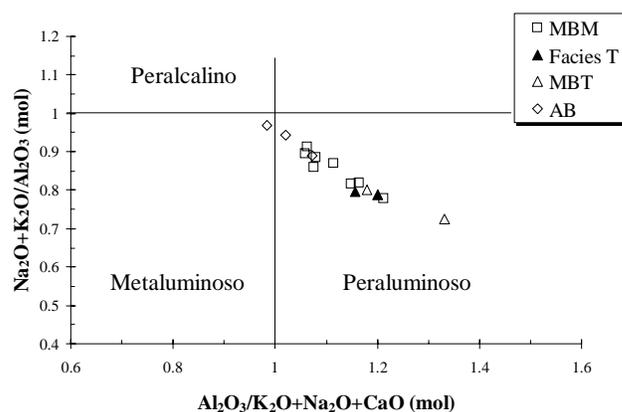


Figura 3: Relación de saturación en alúmina (Shand 1927) según diagrama usado por Rapela (1982). Simbología igual que en la figura 2.

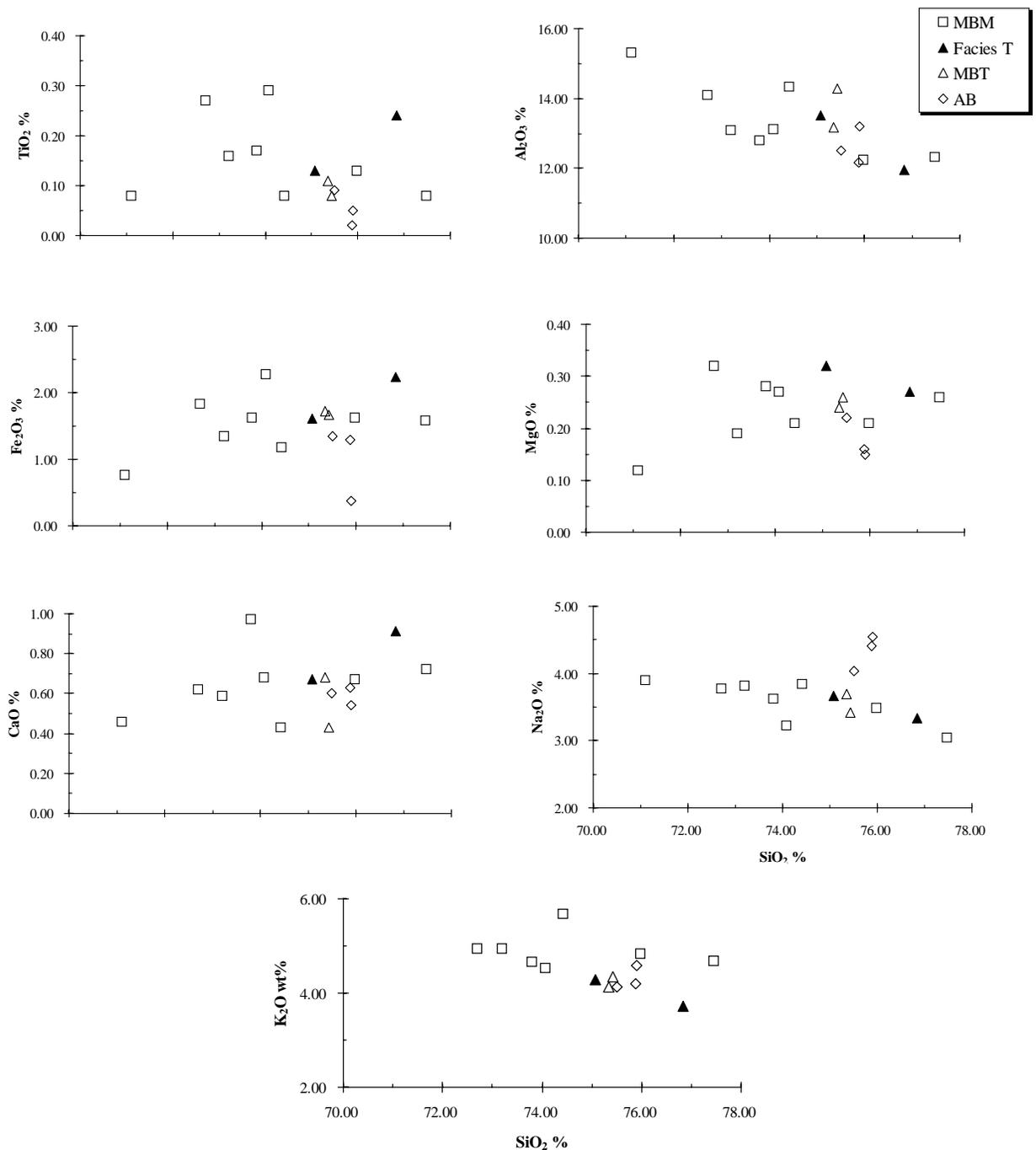


Figura 4: Diagramas de variación de elementos mayoritarios vs. sílice. Simbología igual que en la figura 2.

Geoquímica y edad

Los análisis químicos y cálculos normativos de las rocas estudiadas se presentan en el Cuadro 2.

Los granitos estudiados son calcoalcalinos, peraluminosos (Fig. 3), el corindón normativo no supera el 1% en la mayoría de las muestras, excepto en el MBT. Las aplitas biotíticas se proyectan en el campo metaaluminoso.

En los diagramas de variación SiO₂ versus elementos mayoritarios (Fig. 4) y TiO₂-Zr, Ba-Sr (Fig. 5a, f) se observa una clara relación lineal entre los dos prototipos (MBM y MBT). El alto contenido en Na₂O para las aplitas biotíticas y su grado de dispersión con respecto a la población dominante, coincide con la presencia de plagioclasa poiquilítica tardía.

El diagrama TiO₂-Zr (Fig. 5a), que representa la distribución de elementos de baja movilidad, muestra una tendencia evolutiva desde el MBM hacia el MBT. Este

Cuadro 2: Análisis químicos y valores normativos representativos de granitos del plutón de Serrezuela. Elementos mayoritarios en porcentaje en peso y elementos traza y de tierras raras en ppm. Los símbolos (<) indican contenidos inferiores a los límites de detección instrumental. PPC: pérdida por calcinación; n.a.: no analizado.

PETROTIPO	MONZOGRANITO BIOTITICO MUSCOVITICO										MONZO. BIOT. TURMA.		APLITA BIOTITICA				
	Facies P					Facies E					Facies T		SG-7	SG-16	SG-18	SG-37a	SG-37b
	SG-15	SG-20	SG-25	SG-26	SG-27	SG-38	SG-22	SG-42	SG-9	SG-12							
MUESTRA	SG-15	SG-20	SG-25	SG-26	SG-27	SG-38	SG-22	SG-42	SG-9	SG-12	SG-7	SG-16	SG-18	SG-37a	SG-37b		
SiO ₂	77,47	75,98	73,20	74,08	72,70	71,10	74,42	73,80	75,08	76,84	75,35	75,43	75,88	75,50	75,90		
TiO ₂	0,08	0,13	0,16	0,29	0,27	0,08	0,08	0,17	0,13	0,24	0,11	0,08	0,02	0,09	0,05		
Al ₂ O ₃	12,32	12,25	13,10	13,12	14,10	15,30	14,33	12,80	13,52	11,96	13,18	14,27	12,16	12,50	13,20		
Fe ₂ O ₃	1,59	1,63	1,35	2,28	1,83	0,77	1,18	1,62	1,61	2,24	1,72	1,66	1,29	1,35	0,38		
MgO	0,26	0,21	0,19	0,27	0,32	0,12	0,21	0,28	0,32	0,27	0,24	0,26	0,16	0,22	0,15		
CaO	0,72	0,67	0,59	0,68	0,62	0,46	0,43	0,97	0,67	0,91	0,68	0,43	0,63	0,60	0,54		
Na ₂ O	3,05	3,48	3,81	3,23	3,78	3,90	3,84	3,63	3,66	3,34	3,69	3,42	4,41	4,04	4,55		
K ₂ O	4,67	4,83	4,93	4,52	4,93	6,98	5,68	4,65	4,28	3,72	4,14	4,35	4,19	4,13	4,59		
P ₂ O ₅	n.a.	n.a.	0,07	n.a.	0,24	0,08	n.a.	0,09	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,05	0,05		
PPC	0,63	0,61	0,90	0,98	0,95	0,90	0,56	0,60	1,01	0,94	0,78	0,79	0,66	0,85	0,65		
TOTAL	100,79	99,79	98,30	99,45	99,74	99,69	100,73	98,61	100,28	100,46	99,89	100,69	99,40	99,33	100,06		
Ni	29	29	n.a.	22	22	n.a.	19	n.a.	24	26	23	27	99	n.a.	n.a.		
Rb	375	369	289	335	408	445	371	279	452	360	456	557	264	319	327		
Sr	42	70	65	99	91	113	27	86	46	67	29	22	17	17	23		
Y	85	76	97	44	35	24	28	24	24	89	26	18	72	67	140		
Zr	132	156	145	208	172	74	34	120	106	193	79	49	57	62	72		
Nb	38	34	52	31	29	23	19	27	30	34	32	46	25	62	47		
Ba	212	380	324	479	489	866	110	270	203	322	151	103	72	164	203		
Th	54	49	25	33	18	19	10	26	13	48	18	16	15	29	25		
U	6	12	2	2	<10	<2	<2	7	3	11	<2	12	6	6	5		
Cuarzo	39,24	34,83	30,18	35,28	29,49	20,27	28,61	31,85	34,83	39,95	35,50	36,86	32,47	34,09	30,50		
Ortosa	27,60	28,54	29,14	26,71	29,14	41,25	33,57	27,48	25,29	21,98	24,47	25,71	24,76	24,41	27,13		
Albita	25,81	29,45	32,24	27,33	31,99	33,00	32,49	30,72	30,97	28,26	31,22	28,94	37,32	34,19	38,50		
Anortita	3,57	3,32	2,93	3,37	3,08	2,28	2,13	4,81	3,32	4,51	3,37	2,13	1,01	2,98	2,04		
Diopsido													1,82		0,52		
Corindón	0,94	0,08	0,42	1,68	1,42	0,49	1,08	0,03	1,65	0,78	1,39	3,15		0,29			
Hiperst.	2,15	1,99	1,44	2,55	2,01	0,88	1,61	1,88	2,25	2,59	2,19	2,23	0,76	1,63	0,38		
Magnet.	0,58	0,59	0,58	0,83	0,80	0,33	0,43	0,71	0,58	0,81	0,62	0,61	0,46	0,58	0,16		
Ilmenita	0,15	0,25	0,30	0,55	0,51	0,15	0,15	0,32	0,25	0,46	0,21	0,15	0,04	0,17	0,09		
Plagio.	An 12	An 10	An 8	An 11	An 9	An 6	An 6	An 14	An 10	An 14	An 10	An 7	An 3	An 8	An 5		
	MUESTRA	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
MBM	SG27	29,20	61,20	7,10	26,80	5,90	0,77	5,30	0,80	4,80	0,96	3,00	0,50	3,30	0,47		
MT	SG7	13,00	27,60	3,40	12,50	2,80	0,28	2,60	0,50	3,00	0,60	2,10	0,40	2,60	0,40		
Valores normalizados a condrito																	
MBM	SG27	94,22	75,72	58,15	44,64	30,24	10,47	20,48	16,86	14,91	13,36	14,26	15,41	15,78	14,61		
MT	SG7	41,95	34,15	27,85	20,82	14,35	3,81	10,04	10,54	9,32	8,35	9,98	12,33	12,43	12,43		

efecto también es visible en los diagramas Mg-Ba y Ba-Sr (Fig. 5d, f), evidenciando el fraccionamiento de biotita y plagioclasa. Por otro lado, estos elementos (Fig. 5a), relativamente inmóviles, ponen en evidencia que los efectos de la turmalinización no afectan su distribución, confirmando que las rocas turmalinizadas (por ejemplo SG 12) son originalmente MBM afectadas por este proceso; este fenómeno también se registra en los diagramas Mg-Ba y Ba-Sr (Fig. 5d, f).

Para testear la hipótesis de cristalización fraccionada, se obtuvieron los coeficientes de partición de varios elementos (Henderson 1982), se calcularon los coeficientes de distribución para el MBM (muestra SG 20) a partir de análisis modales y se calcularon sus concentraciones finales para proporciones de fraccionamiento entre 1 y 0,60, utilizando una ecuación para cristalización fraccionada tipo rayleigh (Ragland 1989) (Fig. 5b, c, d, e). Las líneas de tendencia generadas muestran que es posible generar un fundido con las características del MBT a partir del fraccionamiento de biotita, plagioclasa y feldespato potásico. Así también se observa en

algunos diagramas (Fig. 5b, e), que la aplita biotítica no puede formarse a partir del MBM, por lo que posiblemente se trate de otro pulso magmático sin relación de diferenciación con el magma generador de MBM y MBT.

Según la tipología propuesta por Chappell y White (1974) en el diagrama ACF propuesto por Takahashi *et al.* (1980) (Fig. 6) las rocas estudiadas corresponden a granito tipo «S». El índice de saturación en alúmina Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO (proporción molar) es superior a 1 y se aprecia una fuerte dispersión en los diagramas de variación; los porcentajes de corindón normativo rondan el 1 % en los MBM y los porcentajes de Na₂O superan el 3,2 %. Los análisis de isótopos de oxígeno (δ¹⁸O) en roca total arrojaron los siguientes valores, SG 7 9,57 ‰, SG 9 10,14 ‰, SG 18 8,84 ‰ y SG 20 9,79 ‰.

Los valores de los elementos de tierras raras (ETR) analizados fueron normalizados a condrita (Boynton 1984, 1989). Para el monzogranito biotítico ± muscovítico (MBM) se calcularon los siguientes valores: tie-

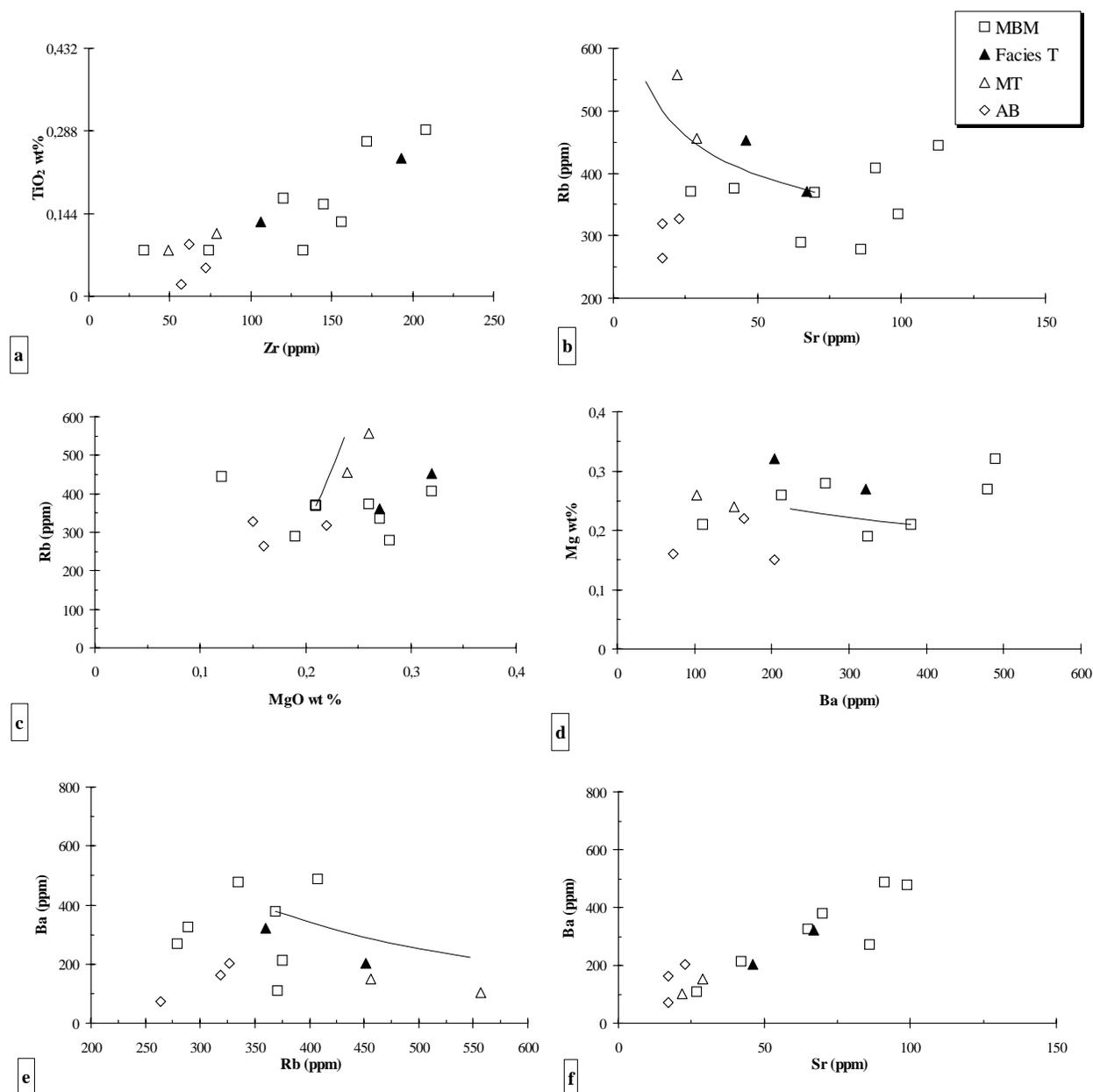


Figura 5: Diagramas de variación de algunos elementos mayoritarios y trazas. Simbología igual que en la figura 2.

rras raras totales (ΣETR) 150 ppm, relaciones La_N/Sm_N de 4,9, La_N/Lu_N de 6,45 y Lu_N/Gd_N de 0,71 y una anomalía de Eu moderada (0,42) (Fig. 7). El MBT presenta una ΣETR de 72 ppm, relaciones La_N/Sm_N de 2,92, La_N/Lu_N de 3,37 y Lu_N/Gd_N de 1,24 y posee una anomalía de Eu de pequeña a moderada (0,32). En el mismo diagrama se comparan los valores de la facies monzogranítica del plutón de La Playa (Gomez y Lira, 1998) y la facies porfírica del Batolito de Achala (Rapela *et al.* 1991)

En los diagramas discriminitorios de ambiente tectónico (Pearce *et al.* 1984) (Fig. 8), las muestras estudiadas se ubican tanto en el campo de los granitos sincolisionales como en el de los de intraplaca. La fi-

gura 9 es un diagrama de comparación de elementos de alto y bajo potencial iónico (LIL y HFS) normalizados a granitos de dorsal oceánica (ORG) (Pearce *et al.* 1984). En la misma se observa una estrecha correlación entre el plutón de Serrezuela con el batolito de Achala (López 1991) y con otros típicos granitos colisionales.

Para el análisis geocronológico se utilizaron dos muestras de biotita representativas del MBM (SG 20 y SG 27) analizadas en laboratorios diferentes por el método potasio/argón (K/Ar), las que arrojaron edades mínimas de $321,3 \pm 7,4$ Ma y 303 ± 2 Ma. El plutón estudiado se habría emplazado durante el Carbonífero inferior-superior.

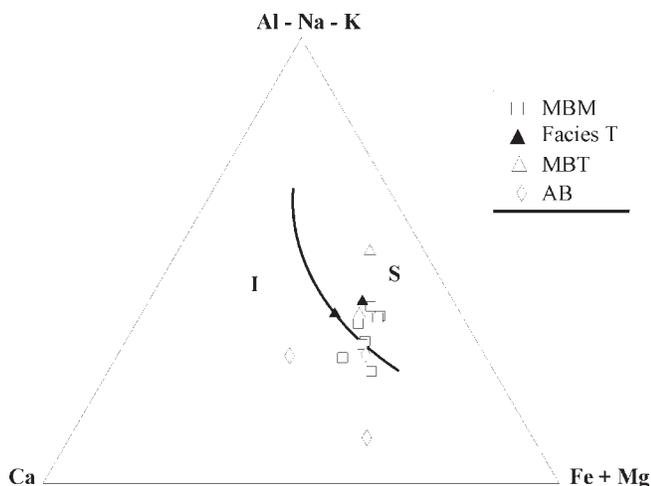


Figura 6: Diagrama ACF (en proporciones molares) (Takahashi *et al.* 1980). I- granito tipo «I», S- granito tipo «S». Simbología igual que en la figura 2.

Discusión y conclusiones

El plutón de Serrezuela está constituido por dos petrotipos principales: monzogranito biotítico ± muscovítico y monzogranito biotítico turmalínico. Este último suprayace al primero con yacencia mantiforme con una distribución discontinua.

En los diferentes diagramas geoquímicos utilizados se observa una alineación de las muestras analizadas presentando muy poca pendiente para los elementos mayoritarios, indicando falta de diferenciación de un petrotipo con respecto al otro; sin embargo, en los diagramas representados por elementos traza, se puede interpretar una línea evolutiva que sugiere vínculos comagmáticos entre los diferentes petrotipos.

En los patrones de tierras raras el MBM duplica el contenido total en ETR y la relación La_N/Lu_N con respecto al MBT; indicando una mayor diferenciación de este último petrotipo. La presencia de turmalina acentúa esta diferencia, produciendo un empobrecimiento en el total de ETR y una disminución de la anomalía de Eu por su capacidad para acomodar Eu^{+2} en su estructura cristalina (Alderton *et al.* 1980), además puede deprimir el contenido en tierras raras livianas (ETRL), por su ineficacia para acomodar estos elementos en su estructura. Al comparar los patrones de tierras raras con los vecinos plutón de La Playa y Batolito de Achala, existe bastante coincidencia aunque este último se encuentra enriquecido con respecto a las tierras raras livianas y empobrecido con respecto a las pesadas, posiblemente relacionado al contenido de monacita de esta roca.

Como ya fuera mencionado, se observa una relación comagmática entre ambos cuerpos con una línea evolutiva posiblemente producida por efectos de diferenciación desde el MBM hacia el MBT. Sin embargo, el emplazamiento mantiforme del MBT sobre el MBM en

contacto neto y la presencia de xenolitos metamórficos sólo en este último petrotipo, permiten establecer que el MBT no se habría formado por simple diferenciación in-situ con zonación normal hacia la cúpula granítica. Por ello se sugiere un sistema de diferenciación con posterior migración lateral hacia la zona de techo, mecanismo propuesto por varios autores (Sawka *et al.* 1990; Verplank *et al.* 1999), similar al «fraccionamiento líquido» definido por McBirney *et al.* (1985). La cristalización del MBM produciría un fundido diferenciado enriquecido en sílice, menos denso y menos viscoso, que fluiría a través de las paredes acumulándose como una zona separada en los niveles apicales, generando un cuerpo mantiforme con contactos netos como es el caso del MBT. Además, la presencia de B⁻ en el fundido granítico deprime la viscosidad del mismo confiriéndole mayor movilidad (Charlton y Martin 1978).

Por otro lado, la escasez de análisis químicos y geocronológicos del MBT y la falta de datos isotópicos, no permite ser definitivo en cuanto a la derivación de este petrotipo por diferenciación, siendo posible que el mismo pueda representar otro pulso magmático de una misma fuente.

Las cavidades miarolíticas en el MBM son indicativas de la transición entre la cristalización de un fundido carente de vapor y la cristalización de un fundido saturado en vapor, formadas por descompresión en los estadios finales de cristalización de granitos epizonales (Jahns and Burnham 1969; Candela 1997). Dado que el boro tiende a partitionarse en la fase vapor (Wyllie y Tuttle 1961), este proceso explicaría el enriquecimiento en este elemento para el fundido silicatado generador del MBT. Pero más allá de los altos valores de boro en el fundido, es necesario el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos, un aumento en la aluminosidad y posiblemente una depresión térmica (Wolf y London 1997), para generar las condiciones óptimas para la precipitación de turmalina en el MBT.

La presencia de boro en un fundido granítico deprime la temperatura del liquidus y amplía la cristalización a

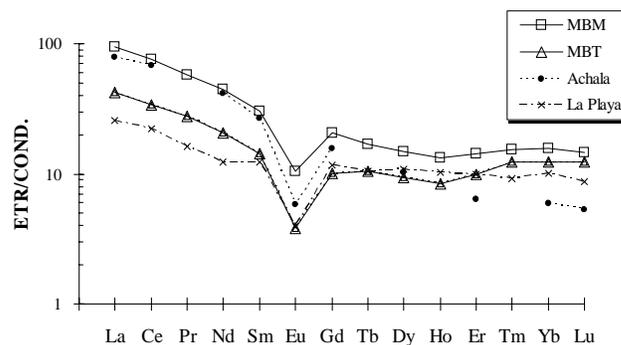


Figura 7: Diagramas de ETR normalizados a condrita según Boynton (1984, 1989). Datos para el batolito de Achala (Rapela *et al.* 1991); para La Playa (Gomez y Lira 1998).

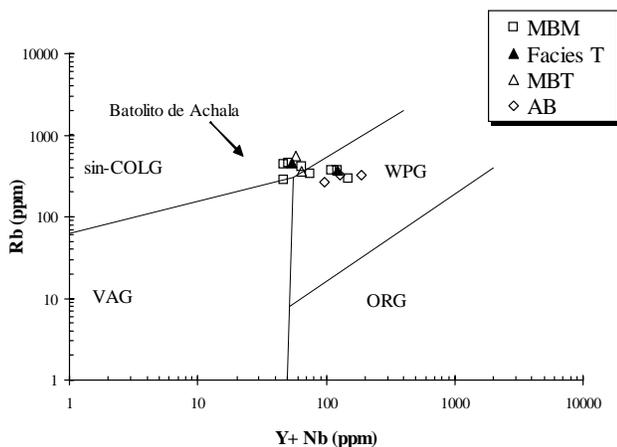


Figura 8: Diagrama de discriminación tectónica (Pearce *et al.* 1984). VAG: granito de arco volcánico; sin-COLG: granito colisional; ORG: granito orogénico; WPG: granito de intraplaca. Datos batolito de Achala (Rapela *et al.* 1990 y López 1991).

partir de la fase vapor, incrementando el contenido de solutos silicatados en esta fase (Manning 1981). Por otro lado la turmalina libera hasta 8 moles de agua por cada mol que cristaliza de este mineral a partir de un fluido rico en boro (London 1986). Estas cualidades permiten interpretar que el fluido liberado tras la cristalización de turmalina durante el emplazamiento del MBT, fue canalizado a través de fracturas (venillas monominerales y aptitas turmalínicas) y reaccionó con la roca de caja produciendo la ampliamente distribuida turmalinización que afecta al MBM facies T.

El plutón de Serrezuela se ha emplazado de modo forzado en la roca de campo, aprovechando lineamientos preexistentes. El flexuramiento de las lamelas de plagioclasa en las muestras de borde del plutón y la posterior cataclasis que afecta a este sector, denotan que la actividad tectónica afectó al cuerpo tanto en los estadios finales como con posterioridad a su emplazamiento. El carácter somero de este emplazamiento, además de quedar evidenciado por la paragénesis de metamorfismo de contacto (sillimanita-andalucita) observada por Lucero Michaut y Olsacher (1981) y el desarrollo de cavidades miarolíticas en el MBM, fue confirmado a partir de estudios microtermométricos de inclusiones fluidas (Gomez y Martínez 1997, 1999) y de isótopos estables (Lira *et al.* 1999), estimándose una presión de 1,3 Kb para la formación de cavidades miarolíticas. La presencia de xenolitos metamórficos, sería indicativa de la zona de techo o pared del plutón, desechando la posibilidad de tratarse de zonas más profundas en base a la escasa capacidad de incorporación de fragmentos del encajonante en magmas ácidos (White y Chappell 1977, Pitcher 1997).

En cuanto al posible ambiente tectónico de emplazamiento del stock granítico de Serrezuela, dada la ambigua posición de las rocas estudiadas en el diagrama Rb vs. Nb+Y (Pearce *et al.* 1984), se debe considerar que

los granitos de intraplaca son generalmente del tipo «A» y son fácilmente distinguibles de los granitos tipo «S», por ser estos últimos más peraluminosos, mineralógicamente constituidos por granitos de dos micas y carentes de anfíboles alcalinos (King *et al.* 1997). Por otro lado, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ superan el 8 ‰ sugiriendo un origen anatéctico para estos granitos (Eiler 2001). London *et al.* (1996) consideran a los granitos tipo «S» como típicos productos generados por anatexis en sistemas orogénicos colisionales. Los granitoides de Serrezuela, además de corresponder al tipo «S» según la clasificación de Chappell y White (1974), coinciden con los perfiles trazados por otros granitos colisionales en el diagrama de la figura 9, encontrándose posiblemente dentro de este ambiente tectónico. Siguiendo la clasificación propuesta por Barbarin (1990), estos granitos poseen características comunes con granitos colisionales, aunque su moderada peraluminosidad, su relación $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ cercana a 0,9 y el tipo de plagioclasa (An_{5-10}), los acerca a los granitos híbridos. Este tipo de granitos es generado con posterioridad al ciclo orogénico y marcan los estadios finales de un evento colisional, los mismos suelen ser transicionales hacia típicos granitos alcalinos generados en un posterior ambiente distensivo (Bonin 1990)

El plutón de Serrezuela, de edad K/Ar carbonífera inferior alta-superior temprana ($321,3 \pm 7,4$ Ma y 303 ± 2 Ma), representa uno de los pulsos graníticos más jóvenes de las Sierras Pampeanas Orientales. La edad, características geoquímicas y emplazamiento de este cuerpo granítico son coincidentes con los granitos pos-famatinianos propuestos por Dalla Salda *et al.* (1998) y Llambías *et al.* (1998). La vinculación geotectónica del cuerpo de Serrezuela con el vecino batolito de Achala llevaría a extender la edad mínima del ciclo magmático que les diera origen hasta el Carbonífero (orogenia Achaliana, Sims *et al.* 1998). Este ciclo estaría conformado por rocas graníticas emplazadas en un complejo ambiente colisional en este sector de las Sierras Pampeanas Orientales.

A pesar de no contar con datos geocronológicos e

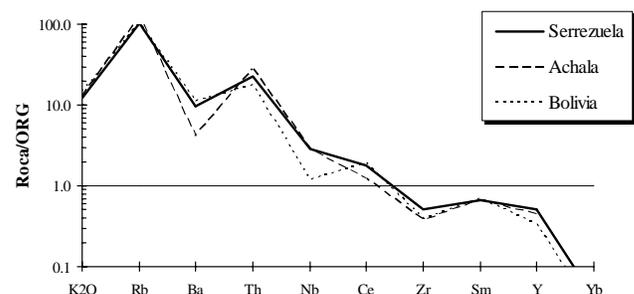


Figura 9: Diagrama de patrones geoquímicos normalizados a «granitos de dorsal oceánica» (ORG); comparación del granitoides de Serrezuela, el batolito de Achala (Lopez 1991) y granitos colisionales del Mioceno de Bolivia (Bourgeois y Janjou 1981 en Pearce *et al.* 1984).

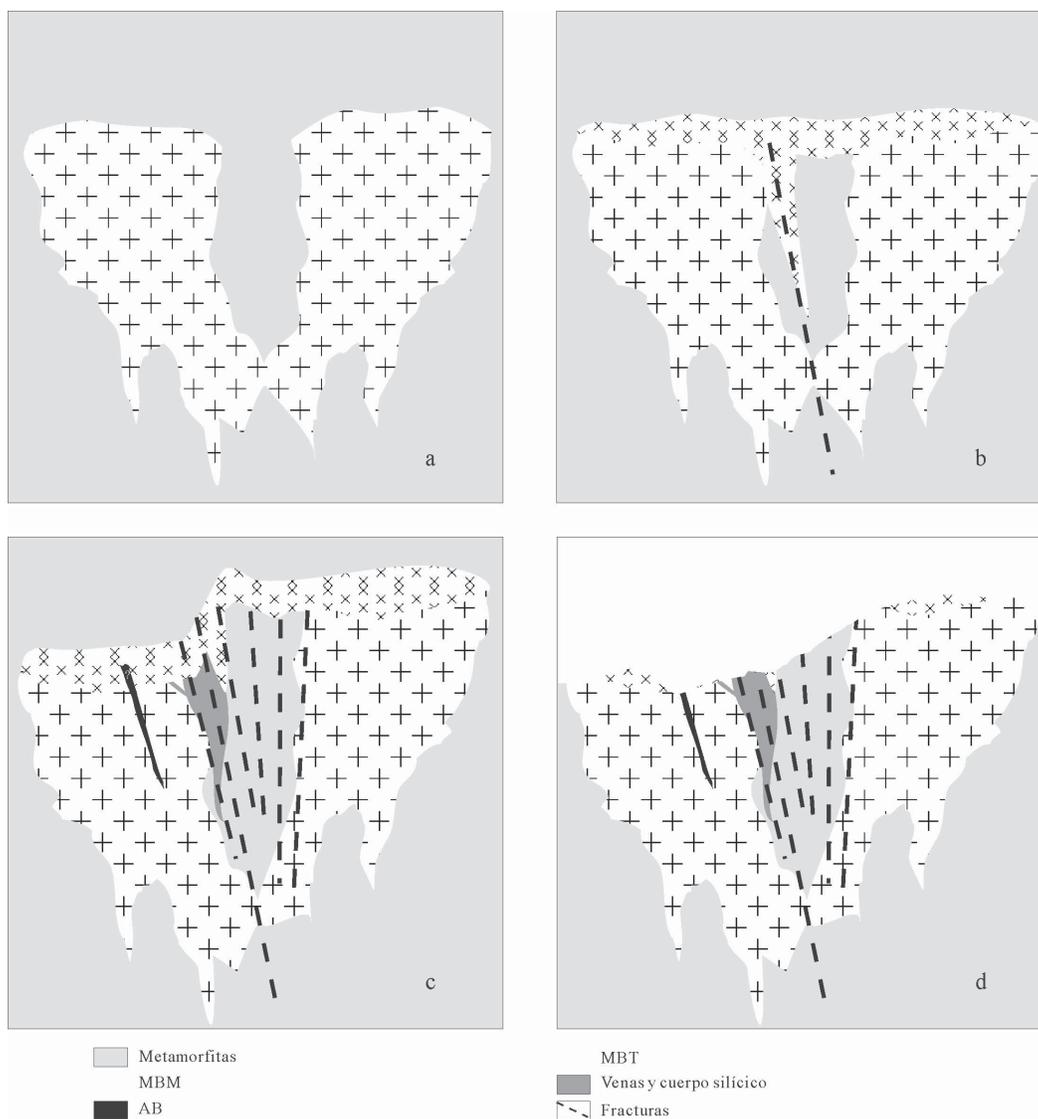


Figura 10: Esquema de emplazamiento del plutón de Serrezuela. **a**, emplazamiento de MBM, **b**, intrusión en forma lacófica de MBT, **c**, intrusión de AB, **d**, fracturación y ascenso del bloque oriental, intrusión de venas y cuerpo silíceo, **e**, nivel erosivo actual.

isotópicos para ambos petrotipos, la yacencia, petrología y geoquímica sugieren la siguiente hipótesis en la secuencia de emplazamiento (Fig. 10): a) Intrusión del cuerpo principal compuesto por MBM y sus facies, b) Diferenciación, ascenso lateral e intrusión del MBT en forma de manto, el cual es posteriormente atravesado por una serie de aplitas turmalínicas, c) Intrusión de un cuerpo aplítico biotítico, d) Emplazamiento de venas de cuarzo y cuerpo silíceo aprovechando la fracturación regional de rumbo N-S y e) Desarrollo de alteración de tipo greisen.

Agradecimientos

Agradezco a la Dra. H. D. Gay por facilitarme el acceso al uso de infraestructura e instrumental en el Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner". Al Dr. R.

Lira por la lectura crítica de este manuscrito, al Dr. P. Stille por el análisis K/Ar en los laboratorios de Estrasburgo y a la geóloga E. Martínez por su apoyo constante en tareas de laboratorio. También agradezco a los árbitros de este trabajo por enriquecer los contenidos vertidos en esta publicación. Este trabajo fue realizado con fondos del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (PID N° 3303/92) y del Consejo de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Provincia de Córdoba (subsido N° 2324/92).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alderton, D.H.M., Pearce, J.A., Plotts, P.J., 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from Southwest England. *Earth and Planetary Science Letters*, 49: 149-165.

- Barbarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25: 227-238.
- Bonin, B., 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25: 261-270.
- Bourgeois, J. y Janjou, D., 1981. Subduction océanique, subduction continentale et surrection andine: l'exemple de Pérou septentrional. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 293: 859-864.
- Boynnton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: *Rare earth element geochemistry*, P. Henderson (Ed.), *Developments in Geochemistry 2*, Elsevier, 510 p., London.
- Boynnton, W.V., 1989. Cosmochemistry of the rare earth elements: Condensation and evaporation processes. En: *Geochemistry and Mineralogy of the rare earth elements*, Lipin and McKay (Ed.), *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 21: 348 p., New York.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, esc. 1:1000000. Gotha, publicado por Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Candela, P.A., 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles and ore metals. *Journal of Petrology*, 38 (12): 1619-1633.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Charlton, L.B. and Martin, R.F., 1978. The effect of boron on the granite solidus. *Canadian Mineralogist*, 16: 239-244.
- Dalla Salda, L.H., López de Luchi, M.G., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1998. Laurentia-Gondwana collision: the origin of the Famatinian-Appalachian orogenic belt (a review). In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (eds) *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 219-234.
- Eiler, J.M., 2001. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. In: *Stable isotope geochemistry*. Valley, J.W. and Cole, D.R. Eds. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America and Geochemical Society, 43: 319-364.
- Gomez, G.M., 1998. Geología de los plutones graníticos de La Playa y Serrezuela y de manifestaciones posmagmáticas asociadas, Sierras de Guasapampa y Serrezuela, Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 186 p. (inédito).
- Gomez, G.M. y Lira, R., 1998. Geología y aspectos geoquímicos del plutón de La Playa, sierra de Guasapampa, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(3): 291-305.
- Gomez, G.M. y Martínez, E.B., 1997. Fluid evolution in gemstone miarolitic cavities and quartz veins in a shallow granite intrusive, Sierras Pampeanas, Argentina. XIV ECROFI Congress, European Current Research on Fluid Inclusions. Nancy, France, 1: 128-129.
- Gomez, G.M. y Martínez, E.B., 1999. Estudio de inclusiones fluidas en cavidades miarolíticas, venas de cuarzo y cuerpo silíceo del plutón de Serrezuela, Córdoba, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 54(3): 195-205.
- Hanson, G.N., 1989. An approach to trace element modelling using a simple igneous system as an example. In: Lipin, B.R. and McKay, G.A. (Ed.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, *Review in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 21 (4): 79-97.
- Henderson, P. 1982. *Inorganic Geochemistry*. Pergamon Press, 368 p. Oxford.
- Jahns, R.H. and Burnham, C.W., 1969. Experimental studies on pegmatite genesis. I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, 64: 843-864.
- King, P.L., White, A.J.R., Chappel, B.W. and Allen, C.M., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lanchan Fold Belt, Southern Australia. *Journal of Petrology*, 38(3): 371-391.
- Lira, R., Gomez, G.M., Ripley, E.M. and Johnson, T.W., 1999. Regional occurrence of meteoric water alteration-mineralization systems in Devonian-Carboniferous granitoids of the Eastern Sierras Pampeanas of Central Argentina. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Actas II: 474-480. Córdoba, Argentina.
- Llambias, E.J., Sato, A.M., Ortiz Suarez, A. and Prozzi, C., 1998. Granitoids of the Sierra de San Luis. In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (eds) *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 325-341.
- London, D., 1986. Formation of tourmaline-rich gem pockets in miarolitic pegmatites. *The American Mineralogist*, 71 (3-4): 396-405.
- London, D., Morgan, G.B. and Wolf, M.B., 1996. Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In: *BORON mineralogy, petrology and geochemistry*. Grew, E.S. and Anovitz, L.M. (eds). *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, 33: 299-330.
- López, L. 1991. Base de datos de litogeoquímica. Batolito de Achala. C.N.E.A., informe inédito.
- Lucero Michaut, H.N. y Olsacher, J., 1981. Descripción geológica de la hoja 19h, Cruz del Eje, provincia de Córdoba. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 179: 1-91. Buenos Aires.
- Manning, D.A.C., 1981. The effects of fluorine in liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 206-215.
- McBirney, A.R., Baker, B.H. and Nilson, R.H., 1985. Liquid fractionation. Part 1: Basic principles and experimental simulation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 1-24.
- Nesse, W.D., 1991. *Introduction to Optical Mineralogy*. Oxford University Press, 335 p., New York.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pitcher, W.S., 1997. *The nature and origin of granite*. Blackie Academic & Professional, 321 p., London.
- Ragland, P.C., 1989. *Basic analytical petrology*. Oxford University Press, 369 p. New York.
- Rapela, C.W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37: 313-330.
- Rapela, C.W., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; an inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En: Kay, S.M. y Rapela C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America. Special Paper 241: 77-90.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Kirschbaum, A. y Baldo, E.G.A., 1991. Facies intrusivas de edad carbonífera en el Batolito de Achala ¿evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas?. Congreso Geológico Chileno, 1991, resúmenes ampliados, 40-43.
- Shand, S.J., 1927. *The eruptive rocks*, John Wiley, 360 p., New York.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. and Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (eds) *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 259-281.
- Stelzner, A., 1875. La sierra de Córdoba. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 1: 7-12. Córdoba.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12: 1-33
- Swaka, W.N., Chappel, B.W. and Kistler, R.W., 1990. Granitoid compositional zoning by side-wall boundary layer

- differentiation: evidence from the Palisade Crest intrusive suite, central Sierra Nevada, California. *Journal of Petrology*, 31(3): 519-553.
- Takahashi, M., Aramaki, S. e Ishihara, S., 1980. Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geology special issue*, 8: 13-28.
- Verplank, P.L., Farmer, G.L., Mccurry, M. and Mertzman, S.A., 1999. The Chemical and Isotopic Differentiation of an Epizonal Magma Body: Organ Needle Pluton, New Mexico. *Journal of Petrology*, 40(4): 653-678.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.
- Wolf, M. B. and London, D., 1997. Boron in granitic magmas; stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130(1): 12-30.
- Wyllie, P.J. and Tuttle, O.F., 1961. Experimental investigation on silicate systems containing two volatile components: Part II. The effects of NH₃ and HF, in addition to H₂O, on the melting temperature of albite and granite. *American Journal of Science*, 259: 128-143.

Recibido: 18 de agosto, 1998

Aceptado: 14 de abril, 2003