

Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas - Piriápolis, República Oriental del Uruguay

Leda Sánchez Bettucci

Tesis de Doctorado: Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires, 1998. leda@fcien.edu.uy

Director : Victor A. Ramos

Co-Director: A. Romalino S. Fragoso Cesar

Las asociaciones petroectónicas del cinturón Dom Feliciano en la región comprendida entre las ciudades de Minas y Pan de Azúcar están representadas por una asociación de rocas volcánicas básicas, ácidas e intermedias subordinadas, gabros tholeínicos y anfibolitas genéticamente relacionadas. La suite volcánica representa un magmatismo alcalino a subalcalino, con intercalaciones de rocas volcanoclásticas, subordinadas. Las características de los mismos sugiere un emplazamiento subácueo somero. La sucesión sedimentaria, interestratificada con la unidad volcánica, se encuentra constituida por importantes niveles pelíticos y psamíticos, calcoclásticos y carbonáticos. Los niveles conglomerádicos suelen ser escasos y poco potentes. La asociación de las distintas litofacies hace pensar en un ambiente marino de aguas someras. En muchos niveles metasedimentarios las texturas y estructuras primarias se encuentran preservadas. El metamorfismo es caracterizado como de tipo regional de baja a moderada presión y temperaturas variables, aumentando paulatinamente en dirección oeste a este, desde un anquimetamorfismo -en la Formación Minas- hasta facies anfibolita superior -en la Formación Zanja del Tigre-. La Formación Fuente del Puma presenta un grado metamórfico de facies esquistos verdes inferior a superior. A partir de la interpretación de los datos de campo, petrográficos y geoquímicos se propone que estas unidades podrían estar representando depósitos marginales de una cuenca de trasarco (*back arc basin*), situada entre el cratón del Río de la Plata, al oeste, y un arco magmático representado por el Complejo Carapé hacia el este. Este último estaría representado por los granitos pre a postectónicos, que varían desde cuarzo-dioritas hasta granitos con naturaleza calcoalcalina a subalcalina.

Los datos geoquímicos indican dos tipos de magmatismo, uno de rocas de fondo oceánico asociadas a una mayor fusión parcial y otro vinculado a rocas basálticas alcalinas, generadas a partir de un bajo grado de fusión parcial. Ambas asociaciones litológicas estarían asociadas a una cuenca de trasarco.

Las litologías pertenecientes al Complejo Carapé han sido separadas en cuatro grupos a partir de datos de campo y petrográficos: granitoides preectónicos como Unidad Campanero, granitoides sintectónicos, tardi a postectónicos y atectónicos. En la mayoría de los casos no se observaron evidencias de metamorfismo de contacto con la caja, seguramente por que ésta presenta una mineralogía poco sensible a los efectos térmicos. Las rocas graníticas analizadas desde el punto de vista petrográfico y geoquímico permiten confirmar la existencia de ambientes orogénicos, sinorogénicos y anorogénicos. Estas características geoquímicas sugieren un ambiente de formación transicional desde arco volcánico a intraplaca. En general se observa que la gran mayoría de las muestras comparten el estar afectadas por fenómenos hidrotermales, seguramente fluidos ricos en álcalis, que produciendo en éstas albitización, pertitización habrían modificado, además, las concentraciones en los elementos traza. Los granitos del Complejo Carapé caracterizados geoquímicamente en el campo de los granitos metaluminosos presentan tenores bajos de CaO (0.3 - 4.6), altos tenores de álcalis (7.13 - 12.27) y relaciones Ba/Sr bajas a moderadas (0.9 - 3.2), sugiriendo una tendencia calcoalcalina a alcalina, en algunos granitoides analizados. El diagrama de tierras raras normalizado a condrito muestra un fraccionamiento moderado. Las anomalías negativas presentes en estas rocas podría estar indicando un fraccionamiento significativo, mostradas también por las altas relaciones La/Lu (> 95), aunque la sumatoria de tierras raras livianas es mayor en relación a las pesadas. Por otra parte la relación La/Yb > 20 estaría sugiriendo el emplazamiento en una corteza gruesa. Las zonas de cizalla Sarandí del Yí - Arroyo Solís Grande y Sierra Ballena son reconocidas en la zona bajo estudio por la presencia fundamentalmente de milonitas graníticas. Estas zonas de cizallamiento afectan al conjunto de rocas de la comarca de forma intensa, dependiendo de las unidades litológicas involucradas. En general se encuentra afectando a terrenos graníticos

generando protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, pudiéndose clasificarse como zonas de cizallamiento dúctil. A partir del análisis petrográfico se desprende que las microfábricas de los niveles expuestos representan condiciones de deformación asignables a la facies metamórfica de esquistos verdes y anfibolita, coincidente con los resultados presentados por Gómez Rifas (1995, 1996).

A nivel regional la zona de cizalla de Sierra Ballena representa un accidente tectónico importante y que afectó seguramente a la litósfera generando fusión en la base de la corteza lo que originó un conjunto de granitos sincinemáticos. Las fajas miloníticas producto de la reactivación de la zona de cizalla de Sierra Ballena son concordantes a la foliación metamórfica de las unidades del Grupo Lavalleya y del Complejo Carapé. La deformación dinámica que afectó localmente a la Formación Las Ventanas generó una paragénesis en facies de esquistos verdes. Se desprende tanto de los datos de campo como de la petrografía que los basaltos del Complejo Sierra de Las Animas representa un magmatismo bimodal, donde la serie ácida ha pasado por varios estadios de diferenciación magmática. Asimismo, la petrografía y la geoquímica de los basaltos muestran que en su mayoría son alcalinos, y en forma subordinada subalcalinos. Estas características son compatibles con los resultados obtenidos por otros autores, desde Walther (1919) a Oyhantçabal et al. (1993a). La presencia de xenolitos de ignimbritas en algunos de los basaltos podría no sólo corroborar la bimodalidad, sino también indicar, al menos, dos eventos magmáticos básicos, tal como fue confirmado por los estudios radimétricos de Sánchez Bettucci y Linares (1996). Se sugiere que una intensa actividad piroclástica ocurrió durante los estadios iniciales del sistema extensional. De los términos ácidos las traquitas, sienitas y sienitas cuarzosas son las más ampliamente dominantes. Los diagramas de discriminación tectónica muestran que los basaltos del Complejo Sierra de Las Animas registran importantes procesos de contaminación cortical en su ascenso.

Sobre la base del estudio de esta comarca se puede suponer que la sedimentación de la Formación Playa Hermosa, que incluye a los conglomerados de La Cascada y del cerro de los Burros (Masquelín y Sánchez Bettucci, 1993) sería parcialmente sincrónica con el Complejo Sierra de Las Animas. Los últimos eventos magmáticos de la región están representados por la intrusión de un conjunto de diques, tanto de microsienitas como de granófiros, que se han emplazado en estas rocas sedimentarias.

La discordancia angular que separa al complejo Sierra de Las Animas de rocas de edad proterozoica (>620 Ma), correspondientes al ciclo brasiliano, su carácter continental y sus afinidades alcalinas mostradas por la petrografía y la geoquímica permiten caracterizar a este complejo como una suite volcánica y subvolcánica postorogénica, emplazada en un ambiente extensional. El magmatismo básico estaría representado en sus etapas iniciales, por el Basalto El Ombú, mientras que el Basalto Las Flores corresponderían a un evento más joven, posiblemente al último. Las edades obtenidas se han interpretado como correspondientes a la edad de cristalización de estas rocas. Sin embargo, las edades más jóvenes, tal como las edades ordovícicas, podría indicar eventos tectonotérmicos posteriores asociados a la cizalla eopaleozoica. Las edades disponibles indicarían un período de alivio extensional durante el Proterozoico superior - Cámbrico con posterioridad a las últimas fases compresivas del ciclo brasiliano. Los resultados geocronológicos obtenidos por Sánchez Bettucci y Linares (1996) permiten postular que el evento extensional comenzó en el Proterozoico superior tardío y que podría haber finalizado en el Ordovícico inferior. Esto indicaría que las últimas fases compresivas proterozoicas del ciclo orogénico brasiliano en la comarca son anteriores por lo menos a los 650 Ma. Por otra parte, la reconstrucción paleogeográfica para la región elaborada a partir de los polos paleomagnéticos obtenidos (Sánchez Bettucci y Rapalini, 1996; 1997a,b; 1998) sugieren que la amalgamación final del supercontinente de Gondwana ocurrió *circa* 565 Ma. Las Formaciones Playa Hermosa, Las Ventanas y San Carlos forman el relleno de la cuenca Playa Verde (Sánchez Bettucci y Pazos, 1996). El análisis sedimentológico permitió proponer un ambiente de abanicos deltaicos costeros y fluvial entrelazado para la sección inferior y superior de la Formación Playa Hermosa. Asimismo, se propone un ambiente fluvial entrelazado distal para la Formación San Carlos, correlacionable con la sección superior de la Formación Playa Hermosa. Para la Formación Las Ventanas se propone un ambiente marginal, de abanicos aluviales. Estos abanicos se desarrollaron luego del levantamiento de la sierra de las Animas y con anterioridad a la reactivación de la cizalla de Sierra Ballena. La distribución y potencia de la sucesión sedimentaria de la Formación Playa Hermosa, junto a las evidencias de volcanismo sinsedimentario y procesos de resedimentación en taludes inestables, son compatibles con el desarrollo de una elevada actividad tectónica y altas tasas de sedimentación en los márgenes de la cuenca como resultado del levantamiento del denominado protoumbrales de Martín García.

Las rocas sedimentarias de la Formación Migues corresponden a depósitos continentales de relleno de cuenca, de edad aptiano - albiano. Los basaltos y riolitas del sudeste y noroeste del Uruguay pertenecen a la denominada provincia de Paraná - Etendeka que fueron generadas en el lapso aproximado entre los 120-

150 Ma. La presencia de riolitas peralcalinas en el sudeste de Uruguay estaría indicando un importante evento magmático ácido tardío y diferenciado de una serie de *rift* continental. En la evolución de estas cuencas se han reconocido fases de pre-*rift*, sin-*rift* y de hundimiento térmico (*sag*) que son parcialmente sincrónicas con la evolución del margen continental pasivo del Uruguay. Estas cuencas son el producto de un fallamiento extensional concentrado en antiguas zonas de debilidad del basamento precámbrico.