

EL CORREDOR JURO-CRETÁCICO SANTA LUCÍA-AIGUÁ-MERÍN (URUGUAY): CINEMÁTICA TRANSCURRENTE DEXTRAL Y CONTROLES PREEXISTENTES

Eduardo A. ROSSELLO¹, Gerardo VEROSLAVSKY², Henri MASQUELIN² y Héctor DE SANTA ANA^{2,3}

¹CONICET - Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, C 1428 - Buenos Aires. E-mail: rossello@gl.fcen.uba.ar

²Departamento de Evolución de Cuencas, Facultad de Ciencias, Universidad de La Republica. Iguá 4225. CP 11400. Montevideo, R.O. del Uruguay. E-mail: hmasquel@fcien.edu.uy

³ANCAP División Investigación y Desarrollo. Av. Lib. Gral. Lavalleja y Paysandú. CP 1090. Montevideo, R.O. del Uruguay. E-mail: hdesantaana@ancap.com.uy

RESUMEN

Se describen nuevas evidencias cinemáticas de la actuación de una deformación transcurrente con componente dextral a lo largo del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín del Uruguay durante el Juro-Cretácico. Las mismas fueron estudiadas en dos áreas que corresponden al dominio central del escudo uruguayo: i) la zona oeste de Minas, se destaca la presencia de enjambres de diques básicos, fallamientos subordinados en el Grupo Lavalleja, y los asociados al arrastre dextral de cuarcitas del labio sur de la cuenca Santa Lucía y ii) la zona al sureste de Mariscal, se desarrollan las depresiones sublatitudinales de Aiguá y Mariscal donde aparecen remanentes de rocas efusivas juro-cretácicas afectadas por un sistema de fallas, cuya disposición permiten interpretarlas como un sistema transcurrente.

El corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín se desarrolló en dirección NE, con bordes controlados por fallas N 70° E sobre imponiéndose a las anisotropías preexistentes bien diferentes de los tres dominios del escudo uruguayo, en particular en el dominio central donde dominan las N 15° E y N 50° E.

Finalmente, en relación con este contexto transtensional, se discuten la asignación temporal de algunas unidades litoestratigráficas conglomeráticas y el significado tectónico y económico de la fuerte anomalía gravimétrica de la laguna Merín sobre su extremo oriental.

Palabras clave: *Diques basálticos, Juro-Cretaceous, transtensión, cinemática, corredor Santa Lucía-Aiguá - Merín, Uruguay.*

ABSTRACT: *The Jura-Cretaceous tectonic Lineament of Santa Lucia-Aiguá-Merín (Uruguay): Kinematic evidences of dextral transcurrent faults and preexisting structural controls.* There are new evidences providing a general oblique-extensional kinematics associated with dextral transcurrent displacement within the Santa Lucia-Aiguá-Merín rift-zone in Uruguay, during the Juro-Cretaceous period.

It was studied in two particular regions from the Uruguayan Shield's central domain: i) West from Minas's region, with the presence of a basic dyke swarm, some subordinate faults cutting Lavalleja Group, and the dextral dragging of Precambrian quartzites in the southern edge of Santa Lucia Basin, and ii) Southeast from Mariscal's region, where various E-W graben (i.e. Aigua, Mariscal...) show remnants of Juro-Cretaceous volcanic rocks. Their assemblage may provide clues to interpret them as parts of a transcurrent system.

Santa Lucia-Aigua-Merín rift developed in NE direction, with border zones controlled by N70°E strike faults, reworking the preexistent basement anisotropies. These anisotropies are quite different in each domain of Uruguayan Shield (almost 3). In the central domain, N15°E and N50°E striking ones are conspicuous.

Finally, in this transtensional environment, the age of some conglomeratic units are discussed as well as the tectonic and economic significances from the Laguna Merín strong gravimetric anomaly, that is located in the rift's eastern edge.

Keywords: *basaltic dykes, Juro-Cretaceous, transtension, kinematics, Santa Lucia-Aiguá-Merín rift-zone, Uruguay.*

INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se exponen nuevas evidencias cinemáticas de la tectónica transcurrente dextral desarrollada a lo largo del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín durante el Juro-Cretácico que afectó al basamento cristalino de la porción austral del Uruguay (Rossello *et al.* 2000). De esta manera, se aporta un conjunto de datos e información estructural de dos áreas asociadas al des-

arrollo del tramo intermedio del mismo (Fig. 1): una al oeste de la localidad de Minas (departamento de Lavalleja) y otra al sudeste de la localidad de Mariscal (departamentos Lavalleja y Maldonado). En ambas, los ejemplos seleccionados permitieron interpretar a los arreglos rocosos y estructurales en forma compatible con el modelo de apertura y evolución del corredor Santa Lucía - Aiguá - Merín propuesto por Rossello *et al.* (2000).

Rossello *et al.* (2000) señalaron que su expresión regional se apoya en la disposición discontinua elongada de los depocentros volcánicos y sedimentarios sintectónicos de las fosas de Santa Lucía, Minas, Aiguá, Lascano, Velázquez y Laguna Merín, interpretados como cuencas de *pull-apart* dispuestas escalonadamente según arreglos de resaltos izquierdos (véanse criterios cinemáticos en Rossello 2001). Además, estos autores consideraron evidencias adicionales

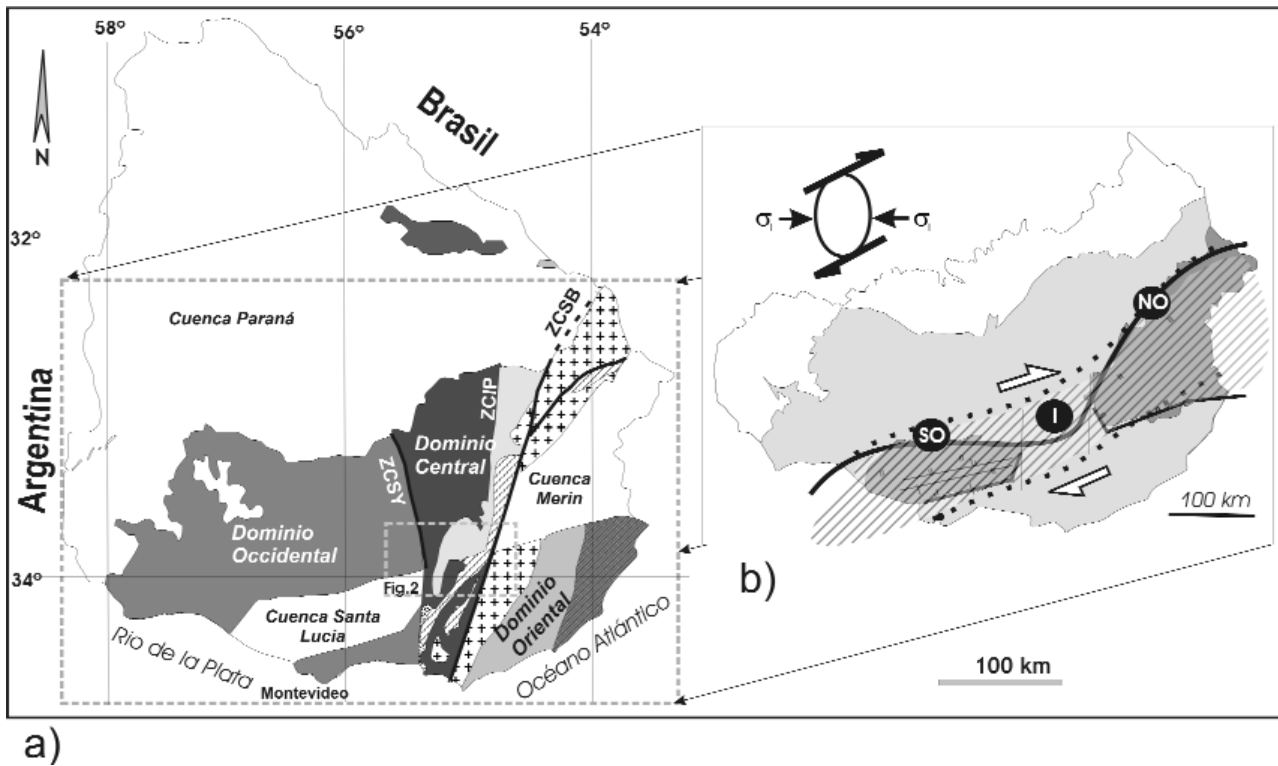


Figura 1: a) Rasgos geológicos fundamentales del Uruguay, que exhibe los tres dominios del escudo uruguayo y sus principales discontinuidades corticales que los limitan (ZCSY: Zona de cizalla Sarandí del Yí, ZCIP: Zona de cizalla Isla Patrulla y ZCSB: Zona de cizalla Sierra Ballena) y sus cuencas sedimentarias fanerozoicas. b) Esquema geotectónico del corredor Santa Lucía - Aiguá - Merín que indica la división en sus segmentos: sudoccidental (SO), intermedio (I) y nororiental (NO) y la posición de su campo de esfuerzo responsable.

que remarcan el carácter transtensional dextral de algunos de sus tramos, basados entre otros criterios y características morfotectónicas conspicuas de estos ambientes: i) las geometrías de arrastre y disposición subparalela al esfuerzo principal máximo teórico de las brechas fluoríticas y venas de cuarzo localizadas en el borde sur de la fosa de Aiguá; ii) la morfología romboidal de los principales depocentros cretácicos y; iii) la morfología de la fuerte anomalía gravimétrica que presenta la cuenca Laguna Merín. Dada la importancia de las estructuras involucradas y la magnitud de los desplazamientos descritos en las dos áreas estudiadas, se llama la atención sobre la implicancia que tiene el entendimiento de la deformación asociada a la evolución juro-cretácica del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín y su relación sobre la interpretación geométrica y cinemática de las estructuras preexistentes generadas por la tectónica brasiliana sobre los tres dominios del escudo uruguayo (Masquelin 2006).

Finalmente, otro aspecto que se discute a la luz de los relevamientos efectuados es la

ubicación estratigráfica de algunas unidades conglomerádicas presentes en esas regiones dejándose abierta la posibilidad que tengan edades cretácicas deducidas a partir de asociaciones temporoespaciales con el funcionamiento del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín. También, se discute sobre el posible significado tectónico y metalogénico de la anomalía de la laguna Merín dispuesta sobre su extremo oriental.

MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

El corredor tectónico Santa Lucía-Aiguá-Merín tiene una expresión regional rectilínea, de rumbo general NE que se extiende a lo largo de más de 450 km. De esta manera, atraviesa la región austral del territorio uruguayo, desde la desembocadura del Río Santa Lucía, en el Río de la Plata, hasta la Laguna Merín, en la frontera con Brasil (Fig. 1). Su evolución controló la sedimentación y el magmatismo juro-cretácico de las cuencas de Santa Lucía y Laguna Merín, así como la disposición y el arreglo de los

actuales remanentes volcánicos intermedios preservados en pequeños valles de la región serrana del departamento de Lavalleja (e.g. los valles de Arequita, Marmarajá, Tapes, Mariscal y Pirarajá).

El corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín fue interpretado por Rossello *et al.* (1999) como un *rift* abortado asociado a la extensión cortical precursora de la apertura atlántica vinculada a la separación de América del Sur de África ocurrida principalmente entre el Jurásico y el Neocomiano (Turner *et al.* 1994, Peate 1997, Thomaz-Filho *et al.* 2000). En su evolución tectónica y cinemática, se reconocen dos fases principales: a) una temprana extensional (Jurásico-Eocretácico), relacionada al momento de ruptura continental, donde se desarrollaron fallas de primer orden y se emplazó un magmatismo asociado (Lustrino *et al.* 2005) y b) una segunda fase transtensional dextral (desde el Aptiano-Albiano) donde predominó el desarrollo de depocentros sedimentarios y fallamientos asociados a un desplazamiento transcurrente dextral NE a lo largo del corredor tectónico, que se asociaría al

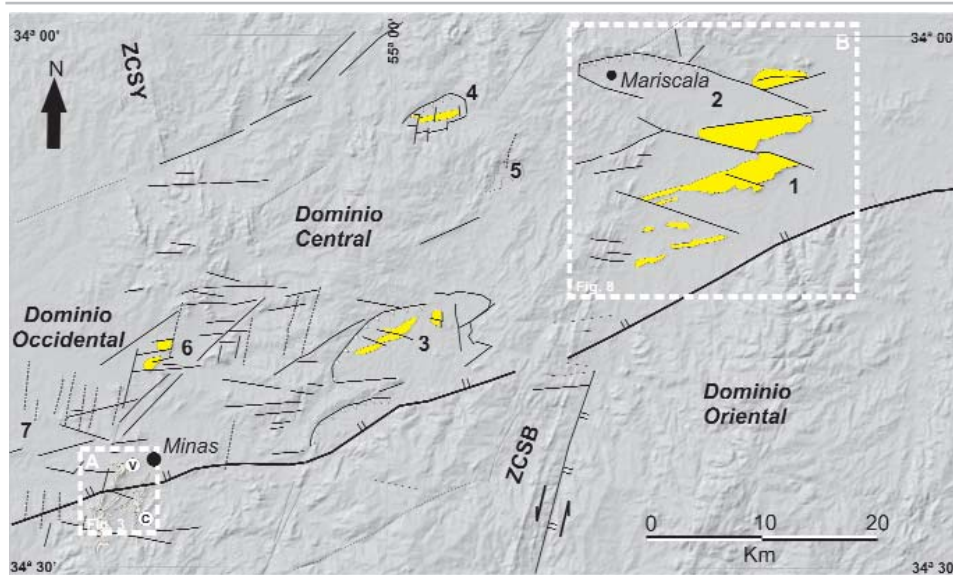


Figura 2: Imagen RADAR (fuente: <http://seamless.usgs.gov/>) de la región sureste de Uruguay (véase localización en Figura 1) que muestra la ubicación en recuadro de las áreas de estudio (A: Oeste de Minas, y B: Región de Aiguá y Mariscal). En círculos blancos se señalan las canteras de Mina Verdún (V) y ANCAP (A), ZCSB: zona de cizalla Sierra Ballena y ZCSY: Zona de Cizalla Sarandí del Yí y las depresiones con relictos basálticos jurcretácicas (en gridados claros): 1, Aiguá; 2, Mariscal; 3, Marmarajá; 4, Tapes Sur; 5, Paso de los Troncos; 6, Arequita y 7, Cuenca Santa Lucía.

estadio precursor de la separación y movimiento de la placa Sudamericana hacia el oeste (Rossello *et al.* 2000).

El corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín se sobrepone a un mosaico preexistente de bloques de corteza de diferente historia geológica y petrología constituyentes del escudo uruguayo (Masquelin 2006). Estas unidades, están separadas por distintas discontinuidades y están asociadas a rocas magmáticas y supracorticales que alcanzaron una estabilidad tectónica relativa al final del Cámbrico y principio del Ordovícico. Al respecto, Masquelin (2006) siguiendo el modelo de división tectónica tripartita del escudo (Bossi *et al.* 1993), caracterizó su geología en los siguientes dominios (Fig. 1): el dominio oriental (al oeste de la falla de Sarandí del Yí), el dominio central (entre las zonas de cizalla de Sarandí del Yí y Sierra Ballena), y el dominio occidental (al este de la zona de cizalla dúctil de Sierra Ballena). Estos diferentes dominios, así como sus anisotropías y arreglos litológicos locales, tuvieron un papel activo diferencial en el control de la evolución tectónica y magmática del lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Rossello *et al.* 2000) lo que motivó su descripción y análisis en tres segmentos, sudoccidental, intermedio y nororiental.

ÁREAS DE ESTUDIO: DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Se estudiaron dos áreas del tramo interme-

dio del corredor Santa Lucía - Aiguá - Merín, donde se obtuvieron datos que permitieron evaluar su cinemática (Figura 2). La primera, está situada al oeste de la ciudad de Minas, donde se desarrolla el principal polo cementero de Uruguay, y la segunda, comprende la región de los valles de Aiguá y Mariscal, una comarca extensa de naturaleza volcánica, al sureste de la localidad de Mariscal.

a) Sector oeste de Minas.

La geología de la región situada al oeste de Minas (Fig. 2) muestra un conjunto de estructuras y arreglos litológicos donde sobresalen: a) los diques basálticos olivínicos cretácicos, emplazados en direcciones de alivio de tensión (E-O); b) los bancos de cuarcitas desplazados, con arrastre indicando un movimiento dextral de la falla longitudinal principal de la cuenca Santa Lucía; c) la relación entre la fracturación de la cobertura supracortical precámbrica y la que afecta a las unidades jurcretácicas; y d) la relación entre los desplazamientos dextrales o sinistral de determinadas fallas con el modelo cinemático del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín.

En ese sector se ubica la zona limítrofe entre dos segmentos estructurales del corredor Santa Lucía -Aiguá-Merín separados por la falla Sarandí del Yí y con diferente expresión morfotectónica (Fig. 3): a) al Oeste, la cuenca Santa Lucía, emplazada en el dominio occidental del escudo, representada por una sucesión de rocas sedimenta-

rias y volcánicas jurcretácicas, cuya expresión aflorante se limita a la zona oeste y está asociada al borde de falla longitudinal de la cuenca Santa Lucía y, b) al este, pequeñas fosas tectónicas remanentes desarrolladas sobre el dominio central del escudo, caracterizado por una faja plegada con dirección general NE, portadora de los bancos de calizas cementeras, un granito que recorta la unidad anterior (Proterozoico tardío), un magmatismo plutono-volcánico representado por sienitas, granitos y traquitas (Cámbrico) y una sucesión sedimentaria levemente basculada, de naturaleza conglomerádica, apoyada en discordancia angular sobre la faja plegada (¿cámbrica?).

La faja deformada comprende a una sucesión de rocas supracorticales, de origen volcánico-sedimentario que expone metaconglomerados, metareniscas, metapelitas, margas, metacalizas y metadolomías. Las litologías finas preservan en algunos sectores la estratificación y sus estructuras sedimentarias primarias. Presentan una deformación dúctil caracterizada por el desarrollo de pliegues anisópacos apretados, estructuras de interferencia y desarrollo de exfoliación de disolución homogénea en las pelitas y un arreglo de fallas conjugadas, cinemáticamente compatibles con el acortamiento que muestran los pliegues. La deformación se torna localmente intensa, en corredores angostos que desarrollan clivaje de transposición en las metapelitas y flujo dúctil en las metacalizas. Incluso, en el núcleo de los pliegues apretados dispuestos con

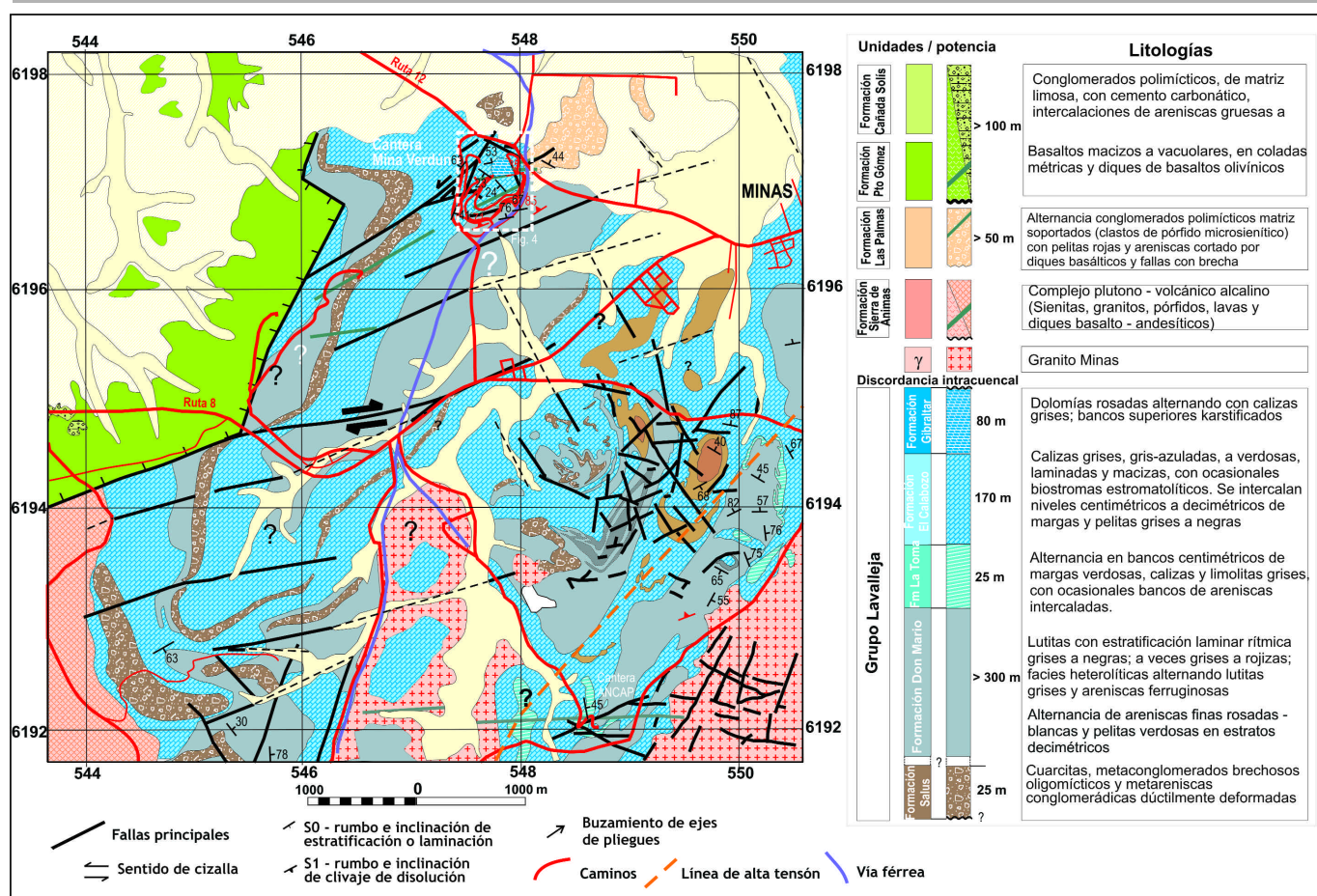


Figura 3: Carta geológica simplificada del área oeste de la ciudad de Minas (véase en recuadro la ubicación de figura 4). Para una mejor visualización de las unidades, se ha simplificado la información estructural con excepción de la región de interés que se discute en el texto.

ejes NE y en los corredores de alta deformación se verifica un incipiente metamorfismo, con el desarrollo de esquistos satinados en lutitas rítmicas grises y negras. Las rocas sobresalientes desde el punto de vista morfológico por su mayor resistencia relativa a la erosión son los metaconglomerados oligomícticos (con clastos de chert y cuarzo) y las metareniscas y cuarcitas de la Formación Salus (Chiron 1982, Midot 1984). Estas últimas se intercalan, a través de contactos presumiblemente tectónicos, en una sucesión metasedimentaria integrada (de base a techo) por lutitas, pelitas y ritmitas de tonalidades negras o grisáceo rojizas; margas verdosas rítmicas y calizas laminadas y macizas; finalmente, culmina con dolomías, margas y pelitas ocreas. Parte de esta sucesión ha sido recientemente definida y descrita en detalle en la cantera Mina Verdún por Poiré *et al.* (2003, 2005). En vista aérea, todo el conjunto anterior se muestra

deformado por pliegues anisópacos apretados (Fig. 4).

El ordenamiento litoestratigráfico definido en la cantera Mina Verdún puede ser reconocido también en la estructura que conforma el núcleo del pliegue de la cantera de calizas de ANCAP aunque con variaciones en algunos atributos litológicos, morfológicos y de potencia de las unidades involucradas (Fig. 5).

Al oeste de Minas, en los alrededores del cerro La Plata (Fig. 6), se reconoce una sucesión que intercala metapelitas rítmicas grises y negras y metacalizas que conforma una faja plegada incluida tradicionalmente dentro del Grupo Lavalleja (*sensu* Bossi y Navarro 1988). Gracias a las mejores exposiciones de las canteras, esta localidad es considerada tradicionalmente su área tipo. Se ha adoptado aquí el uso informal y cómodo de Grupo Lavalleja (ex-Serie de Minas de Mac Millan 1933) por ser el que fren-

te a otras propuestas litoestratigráficas (vide Masquelín 2006) incluye a todas las rocas supracorticales del área de estudio.

El magmatismo plutono-volcánico que aparece con una orientación N-S definida está integrado principalmente por sienitas granosas y pórfidos microsieníticos que se agrupan en la Formación Sierra de Ánimas (Bossi *et al.* 1965) y está emplazado bajo el control de la falla Sarandí del Yí en el extremo oeste del área de estudio. Bossi y Ferrando (2001) reseñaron edades absolutas de esta unidad que van desde Proterozoico tardío hasta Cámbrico.

De acuerdo con Poiré *et al.* (2003), en la región de la cantera Mina Verdún sobre las calizas, margas y dolomías de la faja plegada del Grupo Lavalleja se apoya en discordancia una sucesión de conglomerados polimícticos y areniscas conglomerádicas de tonalidades rojizas, con basculamiento moderado hacia el NE y afectado por una leve

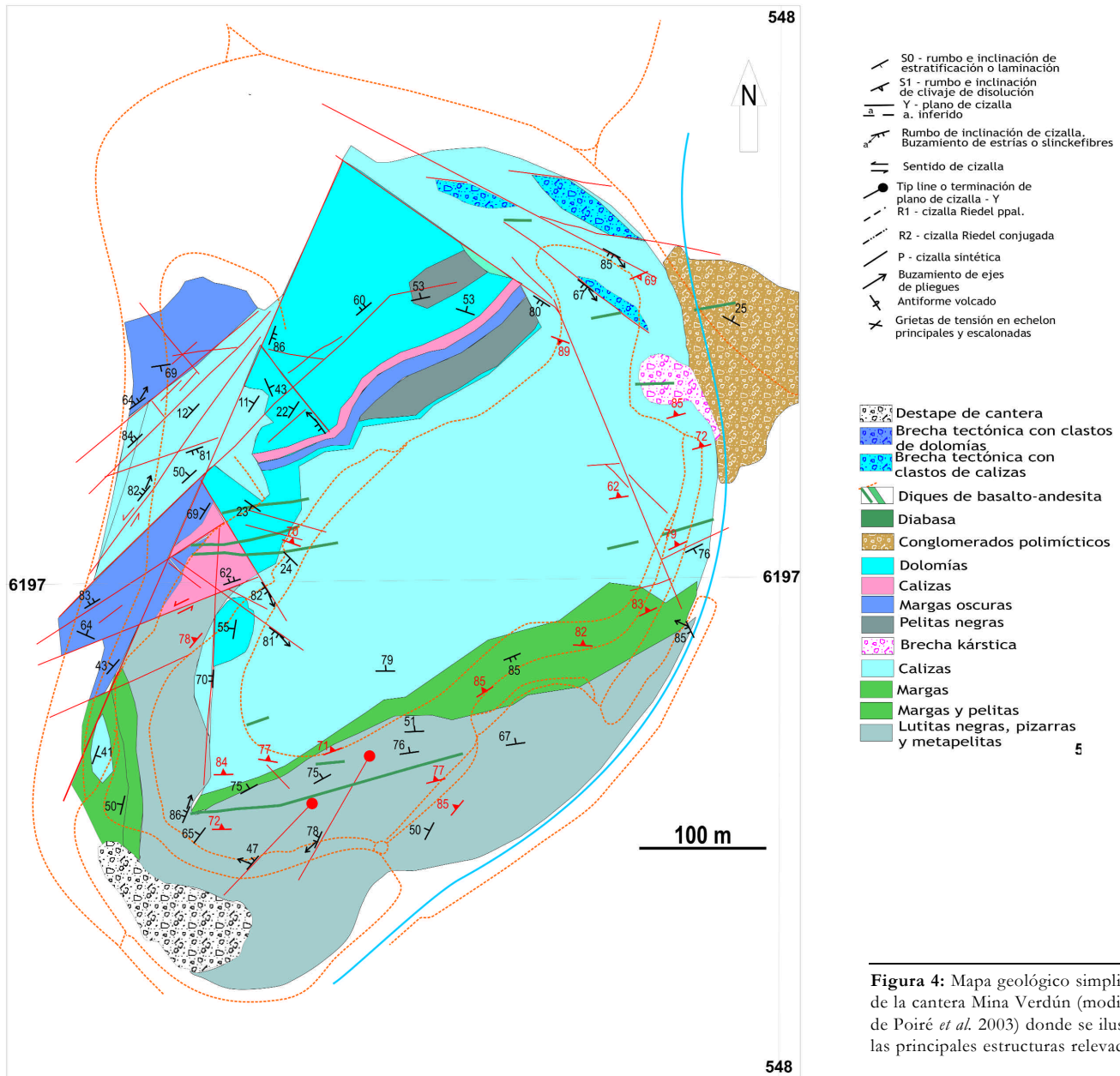


Figura 4: Mapa geológico simplificado de la cantera Mina Verdún (modificado de Poiré *et al.* 2003) donde se ilustran las principales estructuras relevadas.

deformación compresiva. Entre los clastos se observan pórfidos microsieníticos de la Formación Sierra de Ánimas. Poiré *et al.* (2003) propusieron definir una nueva unidad denominada Formación Las Palmas para reunir a estos conglomerados. Cabe señalar que los mismos ya habían sido correlacionados en trabajos de alcance regional con la Formación Conglomerádica Barriga Negra y Formación Las Ventanas (Midot 1984) o con los términos basales del Grupo Barriga Negra (Preciozzi *et al.* 1985) y posicionados en el Cámbrico. Sin embargo, la

edad de estos conglomerados es discutida más adelante. Por último, asociado a la tectónica extensional juro-cretácica, se observa al oeste de la falla de Sarandí del Yí el desarrollo de la cuenca Santa Lucía, rellena por conglomerados y areniscas rojizas (Formación Cañada Solís, de Santa Ana y Ucha 1994), lateralmente asociados a los basaltos de Puerto Gómez (Bossi 1966). La falla principal considerada como el labio sur de la cuenca Santa Lucía, intercepta la falla de Sarandí del Yí, corta las rocas precámbricas del

dominio central y se prolonga hacia el NE donde controla el emplazamiento y desarrollo del volcanismo cretácico de la región de Marmarajá (Fig. 2). El emplazamiento tardío de un enjambre longitudinal de diques básicos a mesosilíceos es de particular interés en el área como evidencia de dilatancia. El Grupo Lavallega (Grupo Mina Verdún) y la Formación Las Palmas, de acuerdo con Poiré *et al.* (2003), están recortados por dicho enjambre de diques generalmente subverticales de rumbos N70°E y E-O. Los diques son tabulares

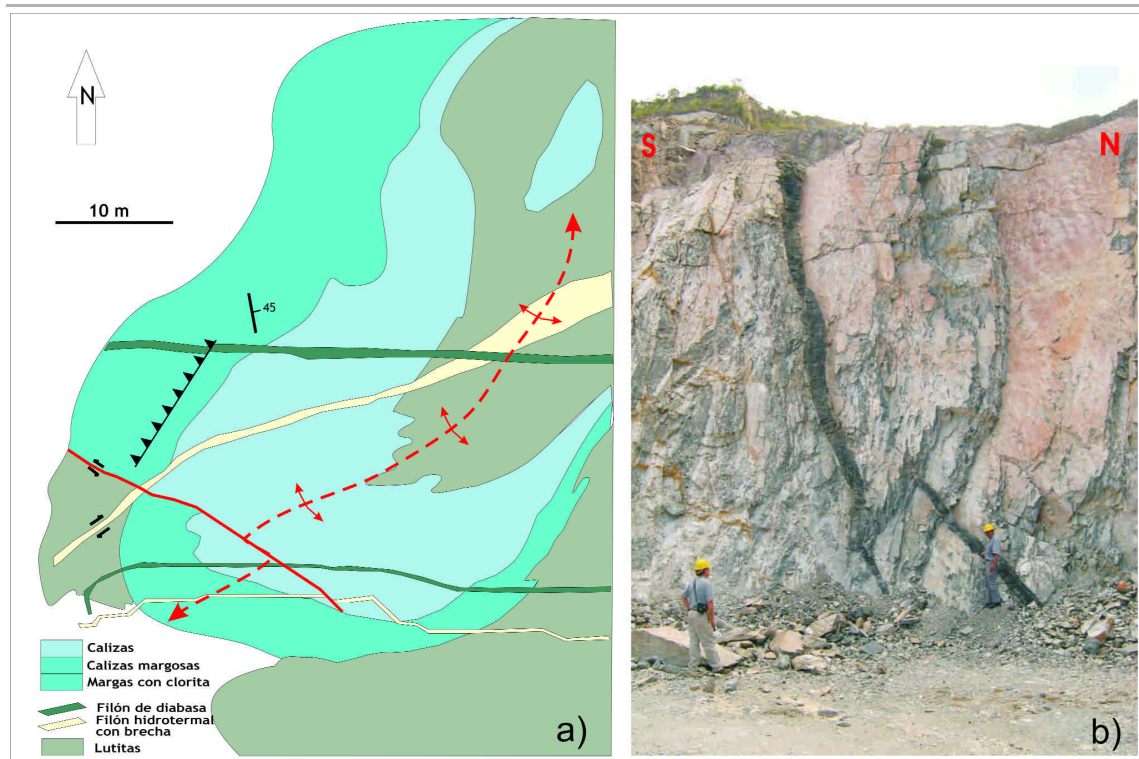


Figura 5: a) Mapa geológico simplificado de la cantera ANCAP que muestra filones de diabasa y una falla antitética sinistral, así como zonas de falla N 70° E con brecha cataclástica (modificado de de Santa Ana 1996). b) Detalle de un dique básico sobre un frente de explotación.

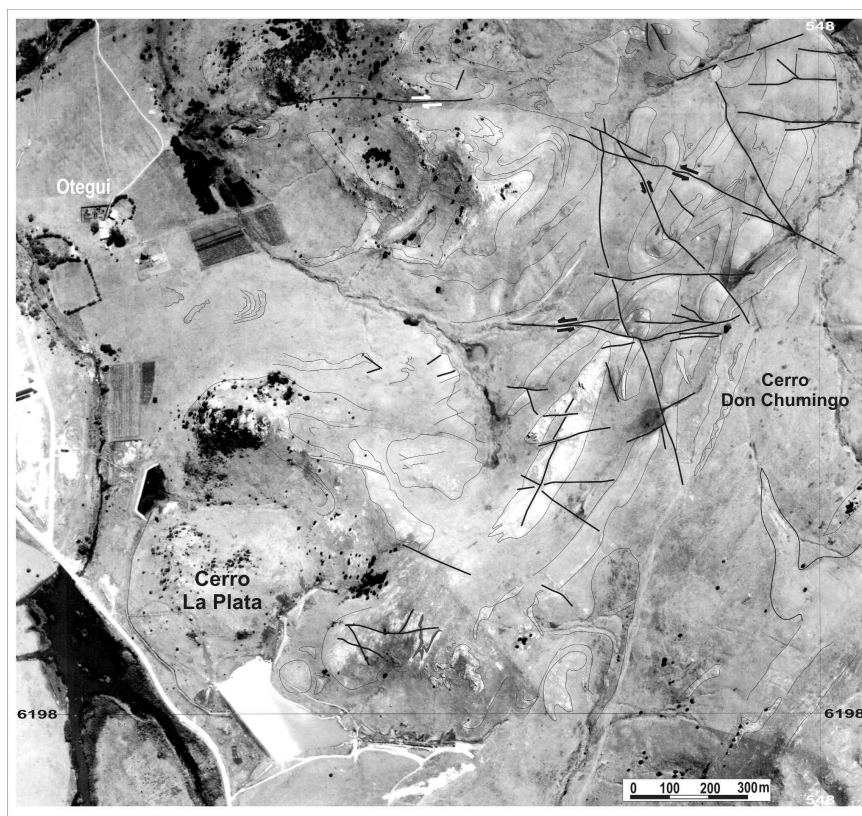


Figura 6: Aerofotograma de la parte occidental de cerro La Plata, al N de la cantera de ANCAP, donde se muestra la presencia de filones doleríticos (en amarillo) recortando a las pelitas y cuarcitas bandeadas del Grupo Lavaljea (modificado de Pena *et al.* 1986). Muchas de las discontinuidades identificadas son diaclasas maestras y trascurrencias sublatitudinales dextrales.

con menos de 7 m de potencia y hasta 600 m de corrida; la mayoría son discontinuos con engrosamientos y adelgazamientos a lo largo del rumbo. Las rocas de caja registran los efectos del metamorfismo de contacto: bordes enfriados, transformación de las rocas silicoclásticas en corneanas y las calizas en escarnitas. La composición predominante de los diques es basáltica, y subordinadamente andesítica, aunque también se reconoció un dique de dacita (a unos 2,5 km al sur de la cantera). Constituyen un enjambre que se asocia con diaclasas de tensión escalonadas decamétricas con relevos angostos (<1 m) que indican una cinemática normal cuyo bloque colgante hunde hacia el norte (Fig. 5). En este trabajo, se han relevado dos diques paralelos de dirección aproximadamente E-O que recortan a las cuarcitas del Cerro Verdún (Fig. 4). Desde el punto de vista temporal, estos diques basálticos fueron emplazados luego del plegamiento de las metasedimentitas precámbricas. González *et al.* (2004) realizaron dataciones de los diques: uno de composición andesítica arrojó una edad K-Ar de $485,2 \pm 12,5$ Ma (Ordovícico Temprano) y otro de composición basáltica olivínica, una edad K-Ar de $108,5 \pm 2,9$ Ma (Cretácico). Sin embargo, esta última edad se inter-

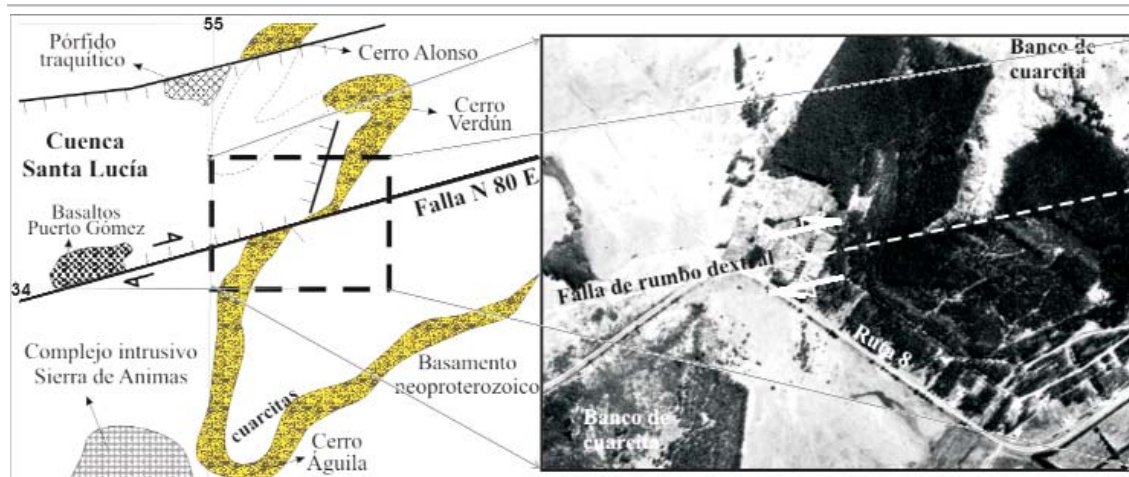


Figura 7: Vista de las cuarcitas del cerro Verdún, sobre la ruta 8 que muestran un arrastre debido al fallamiento dextral.

pretó como una edad mínima de pérdida de argón radiogénico, producida posiblemente durante el episodio de cizallamiento frágil - dúctil o con posterioridad al mismo. Poiré *et al.* (2003) datan un sector central de un dique de basalto (CEC-1) fresco, escasamente deformado y sin metamorfismo que proviene del sur de la cantera Mina Verdún. Los diques máficos reconocidos tienen una buena concordancia de rumbo, independientemente de su edad absoluta. La cantera de ANCAP también presenta diques dispuestos con rumbos N70°E y E-O que recortan a las metacalizas, metamargas y metapelitas (Fig. 5). Estos muestran un arreglo geométrico y características litológicas similares a los descritos en la Mina Verdún. Asimismo, poco más al oriente (en los alrededores de la anomalía geoquímica de Cu-Mo 282-11, en Pena *et al.* 1986) también se registran diques de basalto dispuestos con rumbos E-O que recortan a las mismas rocas metamórficas plegadas.

Al sur de la cantera Mina Verdún, una falla E-O corta el pliegue que contiene en su núcleo los bancos de calizas permitiendo reconocer una componente de transcurrente dextral a partir del desplazamiento de un potente banco de cuarzitas (Formación Salus) que a su vez muestra una estructura de arrastre (Fig. 7). Esta falla es la prolongación oriental de la que define el borde sur de la cuenca Santa Lucía (N70°) que sufre una inflexión aunque más al este retoma el rumbo N 60 a 70°.

Esta falla, al este de la región de estudio, controló el desarrollo de los abanicos aluviales (conglomerados y areniscas conglomerádicas de Cañada Solís), la extrusión de

los basaltos de la Formación Puerto Gómez. Además, hacia el este controló la ocurrencia de los remanentes volcánicos cretácicos de la región serrana de Lavalleja (*e.g.* Valle del Marmarajá) y aún más hacia el este, intercepta la estructura submeridional de Sierra Ballena para continuar con la misma dirección N70° controlando el borde sur de la cuenca Laguna Merín.

Los diques basálticos orientados N 70° E a E-O (Figs. 3, 4 y 5) se disponen en direcciones de alivio o extensión preferencial subparalelos con respecto a la dirección del vector de esfuerzo principal máximo, responsable de la cinemática transcurrente dextral del corredor Santa Lucía - Aiguá - Merín. En el sector Sudeste de la región de estudio (zona de la anomalía 282-11, en Pena *et al.* 1986), se reconocen fracturas conjugadas con pequeño rechazo de rumbo en direcciones E-O y S 20° O, cuya intersección sucede en las proximidades del plano axial N 25° E de un pliegue antiformal apretado.

Los conglomerados de la Formación Las Palmas son cortados por fallas de segundo orden N40°E, subverticales que desplazan clastos con un rechazo horizontal dextral de unos 20 cm. Además, los diques máficos fueron cortados a su vez por fallas normales y con componente de rumbo dextral. Las fallas NE y E-O se presumen desarrolladas o reactivadas en el Juro-Cretácico. Según Poiré *et al.* (2003), en la cantera Mina Verdún todo el conjunto rocoso expuesto así como el enjambre de diques está afectado por una zona de cizallamiento frágil, con planos de falla escalonados y anastomosados (uno NNE a NE con inclinación al NO

o SE y otro ONO a NO y subvertical), asociado con cizallamientos Riedel principales, conjugados y sintéticos (González *et al.* 2004).

b) Región de Aiguá y Mariscal.

Las depresiones de Aiguá y Mariscal (Fig. 2), en continuidad parcial entre sí, constituyen el extremo sudoccidental de la cuenca Laguna Merín, cuyo desarrollo está controlado sobre el dominio oriental del escudo uruguayo al sur por la falla Aiguá (N70°) y al oeste por la falla de Sierra Ballena (N15°). Los lineamientos estructurales se disponen ENE prolongándose hacia el oeste afectando las rocas y estructuras preexistentes del dominio central. Las principales fallas estudiadas se desarrollan en rocas volcánicas y piroclásticas cretácicas aflorantes en la localidad de Gruta de Salamanca, al este del pueblo de Aiguá (Fig. 2). El arreglo geométrico y los desplazamientos relativos de ese sistema de fallas constituyen evidencias de una tectónica transcurrente dextral dispuesta a lo largo de la dirección general NE.

En el interior de los valles se presentan depósitos cenozoicos y sobresale una cuesta geomorfológica central con suave inclinación al NO que expone volcanitas y piroclastitas ácidas de la Formación Arequita. Además, se reconocen afloramientos aislados de basaltos de la Formación Puerto Gómez, situados estratigráficamente por debajo de la Formación Arequita. El basamento circundante a los valles presenta una geología variada: al sur, está constituido por granitos precámbricos (Granito Aiguá, Granito Florencia; Masquelin 1990) mientras que al norte - noroeste, afloran granitos

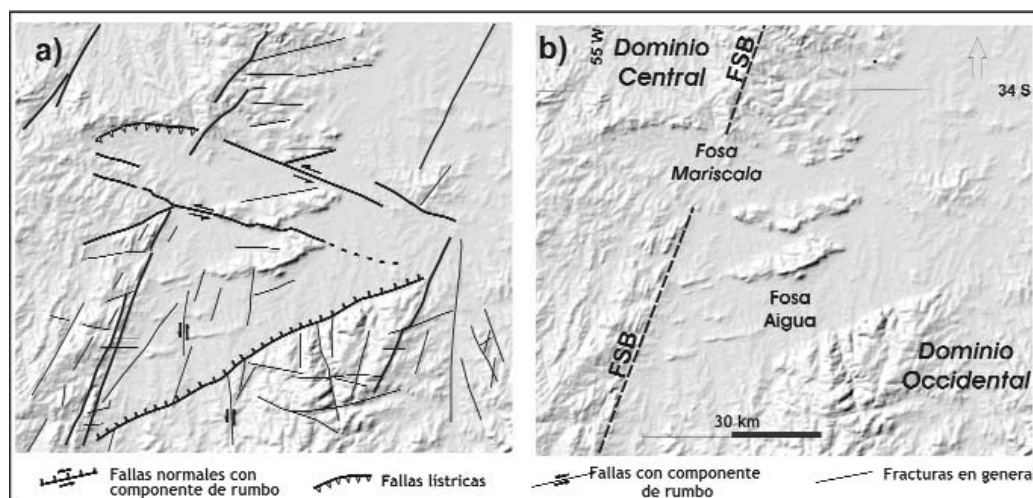


Figura 8: Morfología de los depocentros de Aiguá y Mariscal a partir de imagen RADAR (véase ubicación en recuadro B de figura 2). a) Interpretación de fallas de borde N 70° y componente dextral, fallas N 110°, antitéticas sinistresales que cortan una cuesta volcánica de la Formación Arequita hacia la fosa Mariscal y la falla normal de sierra de los Caracoles con componente de rumbo dextral. b) Imagen limpia con indicación geográfica de los principales accidentes referidos, FSB: Falla de Sierra Ballena.

y cuarcitas hospedantes de la intrusión plutónica sienítica cretácica del Complejo Valle Chico (Muzio 2004, Lustrino *et al.* 2005). La deformación de las rocas volcánicas cretácicas es principalmente un sistema de fallas sintéticas N 70° E de componente principalmente normal y fallas antitéticas N 110° (Fig. 8). El rechazo cartográfico aparente de la componente transcurrente es de unos 4 km y de la inversa es de 0,3 km. Además, se reconocen fallas N 15-20°, con componentes horizontal y normal, que retoman antiguas anisotropías visibles del basamento precámbrico (*e.g.* Falla de Sierra Ballena).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín muestra sobre los segmentos sudoccidental, intermedio y nororiental un fuerte control de las estructuras de cada dominio del basamento. Desde un punto de vista mecánico, las anisotropías preexistentes permitieron diferenciar, para cada segmento, un comportamiento consecuente, registrado por la asociación de estructuras y su cinemática. Hacia el oeste, en el segmento sudoccidental del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín, la cuenca Santa Lucía se desarrolla como un graben alargado controlado por las estructuras N 70° E, típicas del dominio occidental del escudo uruguayo. Los principales depocentros basálticos de Piedra Sola y Castellanos se desarrollan contemporáneamente con la sedimentación clástica aluvial localizada sobre los límites activos del rift de

(véanse, los arreglos arquitecturales de este tipo de ambiente en Frostick y Steel 1993). El carácter restringido de los afloramientos de coladas basálticas y sus puntos de alimentación localizados permiten sugerir que los fenómenos extensionales se ubicaron hacia el este y fluyeron desde fisuras y diques hacia los sectores más deprimidos de la cuenca, próximos al actual Alto Santa Rosa (De Santa Ana *et al.* 1994). En cambio, hacia el este en el segmento nororiental del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín, la cuenca Laguna Merín presenta un control estructural marcado por anisotropías del basamento del dominio sureste (Complejo Cerro Olivo, Masquelin *et al.* 2001), con patrones de fallamiento de ángulo bajo con respecto de las anisotropías de direcciones N70° E, E-O, S 40° E y N-S. Las depresiones de Aiguá y Mariscal (Fig. 2), en continuidad parcial entre sí, constituyen el extremo sudoccidental de la cuenca

Laguna Merín, cuyo desarrollo está controlado sobre el dominio oriental del escudo uruguayo al sur por la falla Aiguá (N70°) y al oeste por la falla de Sierra Ballena (N15°). Estas depresiones están atravesadas por pequeños cursos de agua que tienen como nivel de base regional el este y muestran en sus cursos evidentes controles estructurales como los de los arroyos Sarandí, La Calera, del Aiguá, Sarandí Grande. Los extensos bajos topográficos asociados a la cobertura cuaternaria están íntimamente asociados al desarrollo de los basaltos mesozoicos que se reúnen en la Formación Puerto Gómez. Éstos se apoyan directamente sobre un basamento precámbrico y, existen en la región, pequeños asomos de conglomerados y areniscas conglomerádicas rojizas (Formación Migues) genéticamente asociados a los basaltos. Ese relieve plano a semi-plano es sólo interrumpido en el interior de los valles por el desarrollo de serranías de o-

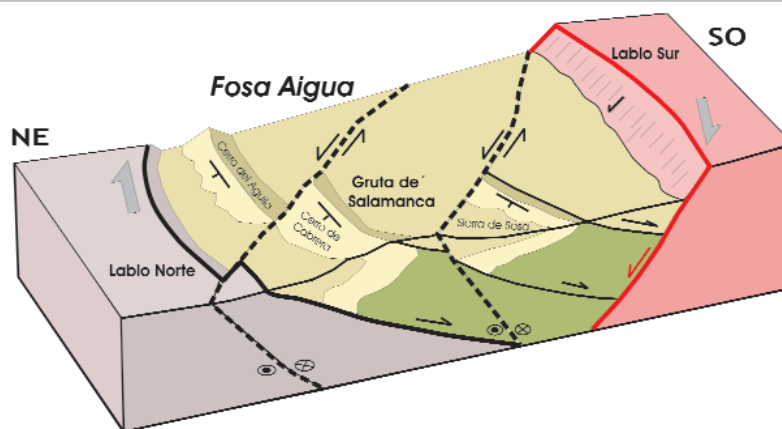


Figura 9: Bosquejo 3D simplificado de las relaciones entre el relleno sedimentario de la fosa de Aigua y el sistema de fallas que lo afecta en la región de Gruta de Salamanca.

orientación general NE y asociadas con las volcanitas ácidas de la Formación Arequita. Las fosas Aiguá y Mariscalá presentan la posibilidad de investigar las estructuras que afectan en forma prístina a las sedimentitas y volcanitas de edad más reciente que el Albiano. En este sentido, se pueden concebir arreglos de fallas y sus desplazamientos compatibles con un modelo de transcurrencia dextral regional durante el Albiano. Por ello, se propone en esta región la existencia de fallas de crecimiento lístricas asimétricas con inclinación hacia el sur controladas por fallas transcurrentes N130° sinistralas antitéticas (*cf.* Rossello 2001), en el labio norte, y fallas en dirección con componente normal de rumbo N70°. En particular, se destaca la sierra de Sosa, dispuesta en dirección ENE, con altitudes que superan levemente los 200 m y donde se encuentra el parque municipal de Salamanca con su gruta enclavada en la sucesión volcanoclástica constituida por flujos piroclásticos, riolitas y dacitas de la Formación Arequita. Al sur de ésta, se desarrolla otra serranía que, con disposición paralela, muestra altitudes de 250 m, (se destacan los cerros del Águila y de Cabrera, Fig. 9). Esas pequeñas cuevas en el interior de los valles muestran una suave inclinación al NO constituyentes del bloque colgante exhumado por basculamiento de una falla lístrica con tope hacia el sur, observable en esquemas 3D (Fig. 9). El basamento circundante a los valles presenta una geología variada: al sur, está constituido por granitos precámbricos (Granitos

Aiguá y Florencia, Masquelin 1990) mientras que al norte-noroeste, afloran granitos y cuarcitas hospedantes de la intrusión plutónica sienítica cretácica del Complejo Valle Chico (Muzio 2004, Lustrino *et al.* 2005). Los lineamientos ENE controlan el desarrollo de las serranías descritas hacia el oeste donde afectan las rocas y estructuras preexistentes del dominio central (Fig. 2). El arreglo geométrico y los desplazamientos relativos de ese sistema de fallas constituyen evidencias de la actuación de una tectónica transcurrente dextral a lo largo de la dirección general NE. La deformación que afecta a las rocas volcánicas cretácicas es principalmente un sistema de fallas sintéticas N70°E de componente principalmente normal y fallas antitéticas dispuestas N110° (Fig. 9). El rechazo cartográfico aparente medido de la componente transcurrente horizontal es de unos 4 km y de la inversa vertical es de 0,3 km. Además, se reconocen fallas N15-20°, de componentes horizontal y normal, que retoman antiguas anisotropías visibles en el basamento precámbrico (*e.g.* Falla de Sierra Ballena). Esto implica que sobre un perfil NE-SO el arreglo estructural del valle Aiguá sugiere un conjunto de bloques que exhiben un típico diseño de flor positiva cuya falla principal corresponde a la falla vertical N70°E del borde sur del rift (Fig. 9). Cada bloque está limitado por fallas antitéticas N110°, con desplazamiento transcurrente sinistral y una pequeña componente inversa con aproximadamente el 10 % del desplazamiento

total. Esta flor positiva se encontraría truncada por el contrafuerte generado por la reactivación del fallamiento normal sierra de los Caracoles, con rumbo N15°E, paralela a la foliación milonítica de la falla de Sierra Ballena.

Finalmente, el segmento intermedio del corredor Santa Lucía - Aiguá - Merín presenta un arreglo estructural con un comportamiento diferente y claramente más atenuado con respecto a los otros dos segmentos. Exhibe remanentes volcánicos cretácicos muy delgados que se sitúan inmediatamente sobre rocas precámbricas (cuencas de Arequita, Marmarajá, Los Tapes, entre otras, véase Fig. 2). Las anisotropías heredadas del basamento, en direcciones N40°E y N15°E, indican una dificultad mecánica mayor para permitir el funcionamiento de las fallas N70°E principales que controlan los bordes de fosa en los otros dos segmentos.

La región al oeste de Minas presenta evidencias de que la fracturación del corredor Santa Lucía - Aiguá-Merín en el dominio central del escudo está en continuidad con las estructuras que controlaron la cuenca Santa Lucía. La falla N70°E dextral que desplaza a las cuarcitas de los cerros Verdún y Águila prueba que existe continuidad del corredor tectónico, incluso sobre el segmento intermedio. Donde los desplazamientos principales durante el jurocretácico ocurrirían por reactivación de las direcciones más favorables según la anisotropía dominante (N15°E y N40°E).

Los diques basálticos dispuestos con direc-

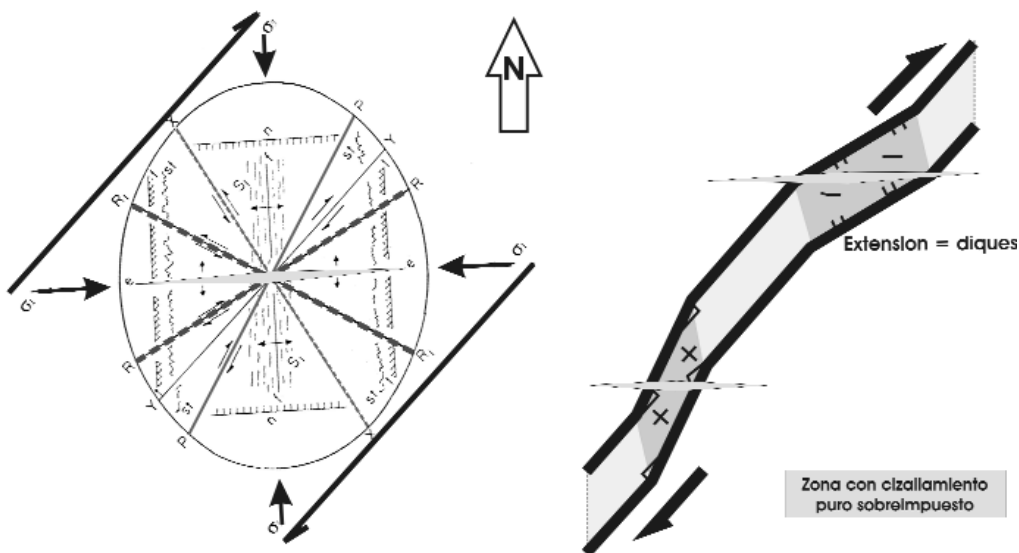


Figura 10: Esquema mecánico del emplazamiento del enjambre de diques (rojo) dentro de la zona transcurrente dextral del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín (modificado de Rossello 2001).

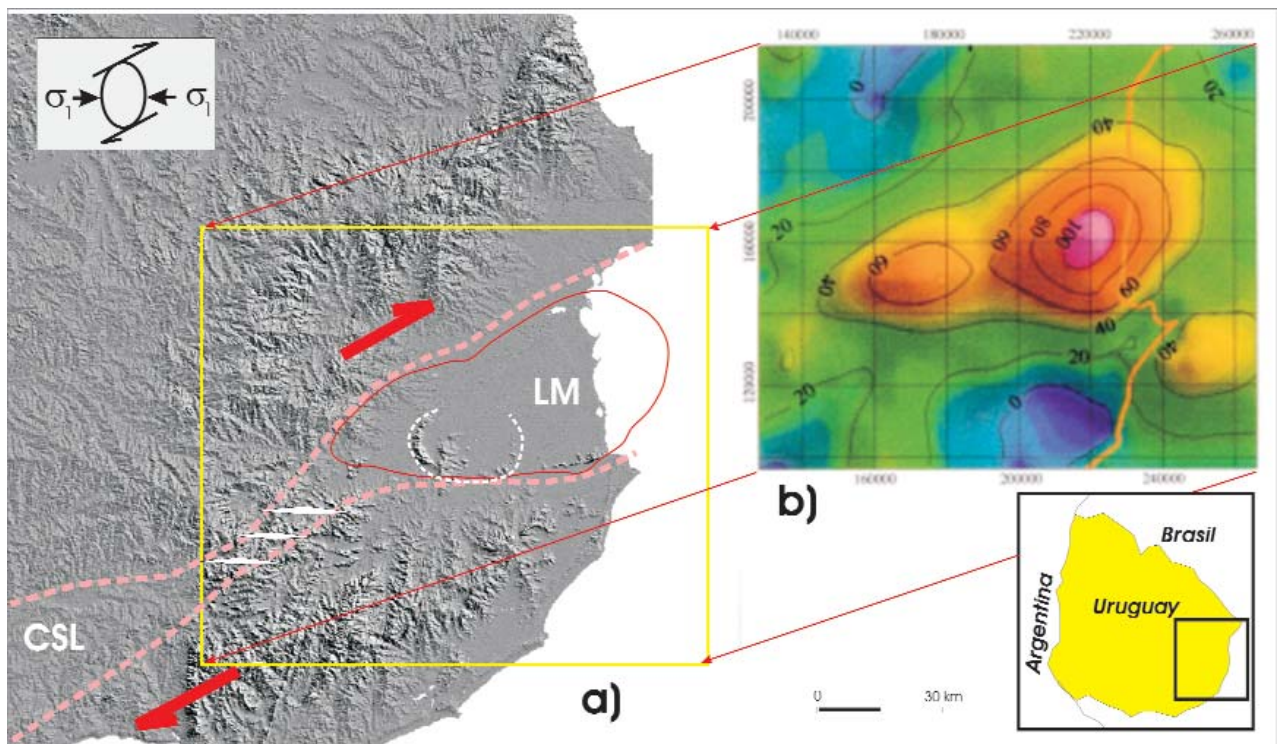


Figura 11: Imagen radar (a) de la región sureste de Uruguay donde se localiza la anomalía de la laguna Merín (b) cuya génesis y arreglo espacial está relacionada con el funcionamiento del corredor Santa Lucía - Aiguá - Merín. CSL: Cuenca Santa Lucía y LM: Laguna Merín (adaptado de Veroslavsky *et al.* 2002).

ciones E-O de la región de Minas se los interpreta, desde el punto de vista dinámico, como emplazados en posiciones dilatantes de alivio tensional subparalelas a la posición del esfuerzo máximo principal, responsable de la cinemática transcurrente dextral del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín. De esta manera, se puede modelizar un esquema 3D donde se representan en forma coherente con un mismo campo de esfuerzo responsable a todas las estructuras observadas (Fig. 10): Diques basálticos E-O; fallas sintéticas (R) en posición N 70° E, dentro del cuadrante de fallas con componente normal y de rumbo dextral; fallas antitéticas (R') en posición S60°E con componente levemente inversa y de rumbo sinistral; fallas más transcurrentes (P) N15°E a N30°E. Estas aprovechan las estructuras del basamento (Falla de Sierra Ballena) con componente de rumbo dextral, como las observadas recortando al Grupo Lavalleya (Grupo Mina Verdún) y a la Formación Las Palmas.

En esos diques, las texturas porfíricas con vidrio intersticial y las pastas afaníticas, seriadas y granofíricas, junto con el desarro-

llo de vesículas sugieren para el enjambre un nivel de emplazamiento somero subvolcánico raso (<1 km). El metamorfismo local de contacto en las rocas de caja del Grupo Lavalleya y los bordes enfriados en los diques también sustentan esta interpretación. En ese contexto, los diques basálticos olivínicos pueden asociarse temporoespacialmente con los siguientes rasgos del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín: i) un depocentro extensional principal de *pull-apart* con diseño simétrico desarrollado sobre un dominio cratónico preestructurado transversal al margen Atlántico; ii) los derrames basálticos tempranos jurásicos de muy escaso desarrollo vinculados espacialmente con las estructuras limitantes de la cuenca, sucedidas hacia su extremo oriental por erupciones riolíticas; y iii) al desarrollo progresivo de un escenario tectosedimentario transtensivo dextral relacionado con la fase sin-rift a partir del Aptiano - Albiano. En la fase de rift maduro, es cuando se genera el *pull-apart* por una marcada subsidencia mecánica activa asociada con grandes fallamientos que controlan la deposición de las sedimentitas rojizas que se inter-

digitan hacia la base y en porciones centrales de los depocentros con las lutitas, pelitas y areniscas grises a negras fosilíferas lacustres. Estas litologías pasan gradualmente en la vertical hacia tonalidades rojizas (*e.g.*, depocentros Saucedo y Castellanos, vide Veroslavsky 1999). Este relleno del *pull-apart* está representado en la cuenca Santa Lucía por las Formaciones Castellanos, Míguez y Cañada Solís; donde esta última representa los conglomerados y areniscas conglomerádicas de origen aluvial asociados a abanicos debidos a la reactivación tectónica de bordes y altos internos.

Con respecto a estas últimas unidades pefíticas, al no disponerse de evidencia directa sobre la edad a la Formación Las Palmas de Poiré *et al.* (2003), los atributos litológicos y posición dentro del contexto del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín permiten no descartar su posible correlación con los conglomerados de la Formación Cañada Solís. A pesar de algunas diferencias existentes, particularmente sobre la composición del esqueleto y grado de deformación, los conglomerados de Las Palmas podrían constituir un relicto basal de la sedimentación

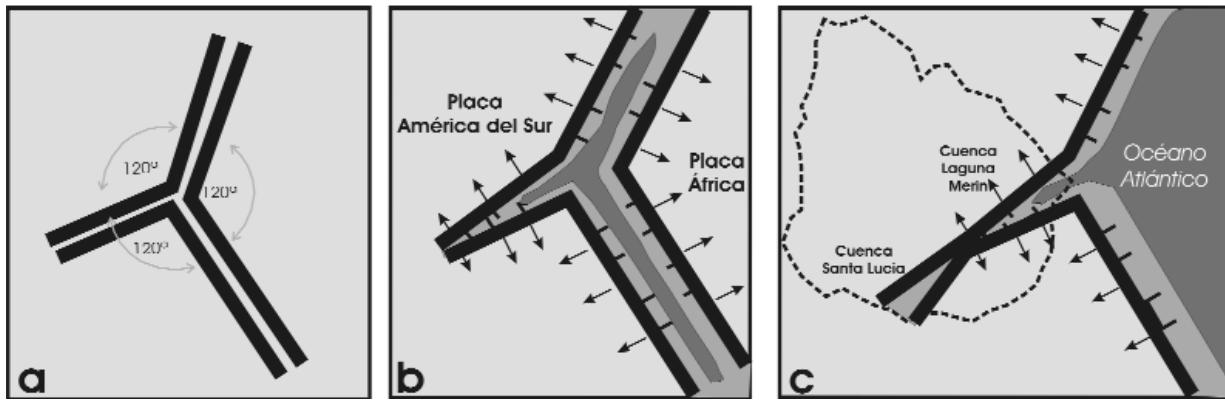


Figura 12: Esquema evolutivo de un punto triple de desmembramiento del Gondwana (a), con desarrollo de corteza oceánica entre las placas América del Sur y África (b) y la situación actual donde las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín corresponderían a un brazo aulacogénico abortado (c).

mesozoica erosionada por exhumación progresiva de la región del dominio central equivalentes de los conglomerados cretácicos del labio sur de la cuenca Santa Lucía. En ese sentido, cabe señalar que el alto de basamento que prevalece en el segmento intermedio del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín, podría deberse a una exhumación diferencial del dominio central del escudo durante su desarrollo y a una cinemática transcurrente dextral de las fallas reactivadas (N40°E, N10-15°E). Esto explicaría además el desfase entre la cuenca Laguna Merín, situada algo más al norte, y la cuenca Santa Lucía, más al sur.

Las anomalías gravimétricas y los modelos topográficos digitales de la región de la Laguna Merín muestran al menos dos diseños subcirculares coincidentes muy restringidos dispuestos aproximadamente a lo largo de una dirección E-O (Fig. 11). Estas anomalías que superan los 100 mgals con respecto a la corteza continental circundante (Introcaso y Huerta 1982, Reitmayr 2001, Bossi *et al.* 2004) serían compatibles con un importante ascenso mantélico de tipo diapírico.

La emisión de grandes volúmenes de material extrusivo desde una cámara magmática situada a relativamente pocos kilómetros de la superficie podría haber generado, en algún momento de su evolución, la eliminación brusca del apuntalamiento del techo de la cámara. Este proceso que se conoce como subsidencia de caldera (Clough *et al.* 1909) ocurre a escalas muy variables y genera estructuras circulares que van desde unos pocos a 50 kilómetros o más (Lipman 1997). En el caso de la estructura relictual

subcircular asociada a la anomalía gravimétrica de Lascano y al desarrollo de las Formaciones Puerto Gómez y Arequita, el diámetro estaría en torno a 30-35 km (Fig. 11). Sin embargo, la pronunciada anomalía gravimétrica centrada en una topografía dómica periclinal actualmente deprimida y su asociación con los remanentes volcánicos de la Formación Arequita, habilitaría también la posibilidad alternativa de que sea producto del impacto catastrófico meteorítico. En este sentido, resulta también llamativa la diferencia petrológica y de ocurrencia que se percibe entre el magmatismo basáltico de la Formación Puerto Gómez con el póstumo ácido de la Formación Arequita. Por ello, tal como ya fuera sugerido por Reitmayr (2001) y Veroslavsky *et al.* (2002) se pueden trazar analogías especulativas tectogenéticas y metalogenéticas con el controvertido origen de complejo ultrabásico de Bushveld de Sudáfrica, habiéndosele atribuido a fuertes perturbaciones térmicas en la base de la corteza por acción de plumas mantélicas (Hatton 1995), como también a un evento catastrófico por impacto y asimilación de un meteorito (Rhodes 1975). Independientemente de las hipótesis elegidas, esta enorme sobrecarga isostática podría estar vinculada con alguna de las causas tectónicas responsables que ha disparado y/o incrementado la generación del corredor Santa Lucía - Aiguá - Merín como un brazo a partir de un punto triple de extensión cortical. Este contexto pudo haber controlado la evolución con disposición oblicua con respecto al margen del continente sudamericano del corredor semejante al desarrollo de un aulacógeno abortado

(Fig. 12).

Finalmente, las evidencias estructurales descritas sugieren que existe una componente de rumbo dextral del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín a partir de un campo deformacional cuyo esfuerzo principal máximo se dispone aproximadamente sublatitudinalmente. Este contexto tectónico determina la generación de un juego principal de fallas de borde (N70°E) que funciona como fallas sintéticas (Riedel) y otro juego sublatitudinal con expresión cinemática antitética (anti-Riedel). El funcionamiento conjugado de ambos juegos determina sobre escudo uruguayo la formación de cuencas y/o depresiones de tipo *pull-apart* a lo largo de la traza del corredor Santa Lucía-Aiguá-Merín (*e.g.*, cuencas Santa Lucía, Mariscal, Aiguá, etc.) con diseño en planta romboidales y con una razón largo vs. ancho relativamente constante (Aydin y Nur 1982).

Este patrón deformacional tiene implicancias directas en la determinación y caracterización de zonas dilatantes preferentemente sublatitudinales que pueden resultar de interés tanto en la prospección mineral de la anomalía de la laguna Merín (emplazamiento de soluciones mineralizantes póstumas sintectónicas), cuerpos con afinidades kimberlíticas (Rossello *et al.* 2001) o bien como zonas con reservorios potencialmente fracturados de recursos fluidos acuíferos o hidrocarbúricos.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo brindado por la Universidad de Buenos Aires (Proyectos de In-

investigación Bienes Renovables Programación Científica 2004-2007, EX 272), la Universidad Nacional de San Luis (Proyecto CyT N° 349001) y la Universidad de la República (Proyecto Ecos U05U01 - Cooperación científico y técnica entre Francia - Uruguay). Se agradecen los comentarios arbitrados y editoriales de los Dres. Ricardo Mon y Víctor A. Ramos que contribuyeron a mejorar la comprensión y contenido del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aydın, A. y Nur, A. 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics* 1: 91-105.
- Bossi, J. 1966. Geología del Uruguay. Colección Ciencias 2. Publicaciones de la Universidad de la República (Montevideo), 464 p.
- Bossi, J., A. Fernández y Elizalde, G. 1965. Predevoniano en el Uruguay. *Boletín de Investigaciones de la Facultad de Agronomía* 78: 1-84.
- Bossi, J. y Navarro, R. 1988. Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, 2 t., 966 p., Montevideo.
- Bossi, J. y Ferrando, L. 2001. Carta geológica del Uruguay, escala 1/500.000. Geoeditores, versión digital, Montevideo.
- Bossi, J., Preciozzi, F. y Campal, N. 1993. Predevoniano en el Uruguay, Terreno Piedra Alta. Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM), Facultad de Agronomía 1: 1-96, Montevideo.
- Bossi, J., Navarro, R. y Schipilov, A. 2004. Rocas ígneas del Uruguay. Recursos minerales 3. Facultad de Agronomía, Universidad de la República, versión digital, Montevideo.
- Chiron, J.J. 1982. Inventario Minero del Uruguay. Primera fase-informe final. BRGM- Dirección Nacional de Minería y Geología (informe inédito), 79 p., Montevideo.
- Clough, C.T., Maufe, H.B. y Bailey, E.B. 1909. The cauldron-subsidence of Glen Coe, and the associated igneous phenomena. *Journal of the Geological Society* 65: 611-678, London.
- De Santa Ana, H. 1996. Mapa geológico de la Cantera de Minas - ANCAP, División Investigación y Desarrollo, (informe inédito), 12 p., Montevideo.
- De Santa Ana, H., C. Goso, R. Muzio, P. Oyhantçabal y G. Veroslavsky, 1994. Bacia do Santa Lucia (Uruguai): evolução tectónica e sedimentar. *Geociências (Brasilia)*, 13 (1): 37-52.
- De Santa Ana, H. y Ucha, N. 1994. Exploration perspectives and hydrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basins. ANCAP, División Investigación y Desarrollo, Relatorio inédito, 98 p., Montevideo.
- Frostick, L.E. y R.J. Steel, 1993. Tectonic signatures in sedimentary basin fills: an overview. In: Frostick, L.E. y Steel, R.J. (eds.) *Tectonic controls and signatures on sedimentary successions*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 20: 1-9.
- González, P.D., Poiré, D.G. Canalicchio, J.M. y García Repetto, F. 2004. Geología y marco tectono-magmático de un enjambre longitudinal de diques del Terreno Nico Pérez (Minas, Uruguay). 4° Congreso Uruguayo de Geología, Actas Digitales, Montevideo.
- Hatton, C.J. 1995. Mantle plume origin for the Bushveld and Ventersdorp magmatic provinces. *Journal of African Earth Sciences* 21 (4): 571-577.
- Introcaso, A. y Huerta, E. 1982. Interpretación del exceso de gravedad en Uruguay. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 87-104, Buenos Aires.
- Lipman, P.W. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* 59: 198-218.
- Lustrino, M.T., Melluso, L., Brotzu, P., Gomes, C.B., Morbidelli, L., Muzio, R., Ruberti E. y Tassinari, C.C.G. 2005. Petrogenesis of the early Cretaceous Valle Chico igneous complex (SE Uruguay): Relationships with Parana-Etendeka magmatism. *Lithos* 82: 407- 434.
- Mac Millan, J.G. 1933. Terrenos precámbricos del Uruguay (Carta geológica escala 1/ 50.000), *Boletín del Instituto Geológico y de Perforaciones* 18: 1-61.
- Masquelin, H. 1990. Análisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este, Uruguay. *Acta Geológica Leopoldensia* 30: 139-158.
- Masquelin, H. 2006. El Escudo Uruguayo. En Veroslavsky, G., M. Ubilla y Martínez, S. (eds.) *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales - Paleozoico*. DIRAC - Facultad de Ciencias 2: 37-106, Montevideo.
- Masquelin, H., Silva, A.O.M., Porcher, C.C., Fernandes L.A.D. y Morales, E. 2001. Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, Basamento Prebrasiliano, Sudeste de Uruguay. Congreso Latinoamericano de Geología, Actas Digitales 11(191), Montevideo.
- Midot, D. 1984. Étude géologique et diagnostique metallogénique pour l'exploration du secteur de Minas, Uruguay. Thèse Doctorat 3è Cycle, Université Paris VI, 1(84/24), 175 p., Paris.
- Muzio, R. 2004. El magmatismo Mesozoico en Uruguay y sus recursos minerales asociados. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.) *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales - Mesozoico*, DIRAC - Facultad de Ciencias 4: 77-102, Montevideo.
- Peate, D.W. 1997. The Paraná - Etendeka Province. En Mahoney, J.J. y Coffin, M.F. (eds.) *Large igneous provinces: Continental, oceanic and planetary flood volcanism*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* 100: 217-245.
- Pena, S., Masquelin, H., Pías, J., Oyhantçabal, P. y Tabó, F. 1986. Estudio geológico preliminar de la Anomalía Geoquímica 282-11. Dirección Nacional de Minería y Geología, (informe inédito) 3 mapas, 109 p., Montevideo.
- Poiré, D., González, P.D. Canalicchio, J.M. y García Repetto, F. 2003. Litoestratigrafía y estromatolitos de la sucesión sedimentaria precámbrica de la cantera Mina Verdún, Minas, Uruguay. En Pecois E. (ed.) *Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay*, Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología. Publicación Especial 1: 108-123.
- Poiré, D., González, P.D. Canalicchio, J.M., García Repetto, F. y Canessa, N.D. 2005. Estratigrafía del Grupo Mina Verdún, Proterozoico de Minas, Uruguay. *Latin American Journal of Sedimentology and basin analysis* 12(2): 125-143.
- Preciozzi, F., Spoturno, J. Heinzen, W. y Rossi, P. 1985. Carta geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Dirección Nacional de Minería y Geología 92 p., Montevideo.
- Reitmayr, G. 2001. Una espectacular peculiaridad uruguaya: la anomalía gravimétrica de la Laguna Merín. 15° Congreso Latinoamericano de Geología, 3° Congreso Uruguayo de Geología, Actas Digitales, Montevideo.
- Rhodes, A.C. 1975. New evidence for impact origin of the Bushveld Complex, South Africa. *Geology* 3: 549-554.

- Rossello, E.A. 2001. Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. En Cortes, J.M., Rossello, E.A. y Dalla Salda, L. (eds.) Avances en Microtectónica, Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 5: 19-43, Buenos Aires.
- Rossello, E.A., de Santa Ana, H. y Veroslavsky, G. 1999. El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): Un rifting transtensivo Mesozoico abortado durante la apertura Atlántica? 5 Simposio sobre o Cretáceo do Brasil - 1 Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, Actas 1: 443-448, Serra Negra.
- Rossello, E.A., de Santa Ana, H. y Veroslavsky, G. 2000. El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): Un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. *Revista Brasileira de Geociências* 30(4): 749-756.
- Rossello, E.A., Veroslavsky, G. y de Santa Ana, H. 2001. Influencias del Lineamiento transtensivo Santa Lucía-Aiguá-Merín sobre el emplazamiento del magmatismo alcalino cretácico del Cratón La Plata (Uruguay): aportes a la prospección diamantífera. *Revista Brasileira de Geociências* 31(2): 163-168, Brasilia.
- Thomaz-Filho, A., Pimentel-Mizusaki, A.M., Milani, E.J. y De Cesero, P. 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break-up. *Revista Brasileira de Geociências* 30(1): 17-19.
- Turner, S.P., Regelous, M. Kelley, S. Hawkesworth, C.J. y Mantovani, M.S.M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: High precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 333-348.
- Veroslavsky, G. 1999. Geología da Bacia de Santa Lucía - Uruguai. Tesis Doctoral, Universidade Estadual Paulista (UNESP), (inédita), 152 p.
- Veroslavsky, G., Rossello, E.A. y de Santa Ana, H. 2002. La anomalía gravimétrica de la Laguna Merín: origen y expectativas en la exploración mineral. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología* 1 (2): 21-28.

Recibido: 20 de abril, 2006

Aceptado: 27 de octubre, 2006