

EL ESCUDO URUGUAYO

Henri Masquelin

“...There are as yet no shortcuts to establish the kinematics of continental deformation except by the traditional methods of field geology aided by relevant geophysical methods. Plate tectonics has given us a new framework in which we can investigate orogeny, but it has not made the job of orogenic geologists any easier”
Celâl Şengör¹

EL ESCUDO URUGUAYO ES UN MOSAICO DE BLOQUES DE CORTEZA de diferente naturaleza, edad e historia geológica, separados por discontinuidades de diversas magnitudes y asociados a magmatismos y rocas supracorticales de diferentes volúmenes.² Este conjunto litológico alcanzó una estabilidad tectónica relativa al final del Ciclo Brasiliano (hace *ca.* 480 Ma). Ese Escudo constituye el basamento sobre el cual se desarrollaron las cuencas sedimentarias fanerozoicas. Su área aflorante representa el 44% del territorio nacional y se continúa como Escudo Sud-Riograndense (*e.g.* Chemale Jr 2000) y Escudo Bonaerense (*e.g.* Dalla Salda 1999).

El conocimiento de los rasgos litológicos y estructurales del Escudo Uruguayo resulta de fundamental importancia para comprender la evolución del Fanerozoico uruguayo. En particular, la Cuenca Norte es muy dependiente de su basamento, al controlar éste, en forma recurrente a lo largo de su evolución geológica el desarrollo de altos internos, la configuración de los depocentros, las áreas de aporte sedimentario, fuentes del magma-

1. Ali Mehmet Celâl Şengör (de Istanbul, Turquía, 1955) obtuvo sus títulos en la State University de New York (doctorado en 1982), luego de lo cual trabajó en la Universidad Técnica de Istanbul, en la especial temática de la Geotectónica de Eurasia. Ha estado vinculado a diversas asociaciones y programas geológicos internacionales, entre ellos el *Ocean Drilling Program*. (*N. de E.*)
2. El término “Escudo”, traducido del alemán *Schild* (Suess 1888) y sinónimo de “zócalo”, representa al conjunto de rocas en su mayoría cristalinas y precámbricas, que yacen por debajo de las cuencas casi no deformadas más antiguas. Un escudo también es una estructura de primer orden definida como un área de extensa exposición de rocas de basamento en el “antepaís” de un orógeno. El término “Escudo Uruguayo” fue empleado por primera vez por Caorsi & Goñi (1958) para el conjunto de rocas predevónicas uruguayas, bajo el concepto de “complejo cristalino” (*cf.* Walther 1927a, 1948; Bossi 1983).

tismo y hasta la propia naturaleza y arreglo del relleno sedimentario. Este aspecto ha sido señalado por varios investigadores con relación a la Cuenca Chaco–Paranaense y Cuenca Paraná (de Loczy 1966; Fulfaro *et al.* 1982; Cordani *et al.* 1984). Por ello, su comprensión en términos de generación, compartimentación estructural, principales fallas y evolución tectónica es prioritaria.

Otro rasgo esencial del Escudo Uruguayo es el de contener muchos de los recursos minerales metálicos y no metálicos necesarios para el desarrollo económico del país. Por ejemplo, el reciente hallazgo de rocas arqueanas (Hartmann *et al.* 2001), potencialmente portadoras de oro y otros metales, está impulsando una mejora de su conocimiento geológico. Debido a esto, la obtención de nuevos datos geofísicos, geoquímicos y geocronológicos ha tenido un notable incremento reciente.

El Escudo Uruguayo se subdivide en tres dominios: *occidental*, *central*, y *oriental*. Los Dominios Occidental y Central pertenecen a un área de estabilidad tectónica relativa, definida como *Cratón Río de la Plata* (Almeida *et al.* 1973). El Dominio Oriental es un bloque alóctono, acrecionado durante la evolución del *Cinturón Dom Feliciano* (Fragoso César 1980), por procesos diacrónicos y continuos de metamorfismo, magmatismo y deformación, entre el Neoproterozoico y el Cámbrico (Fig. 1).

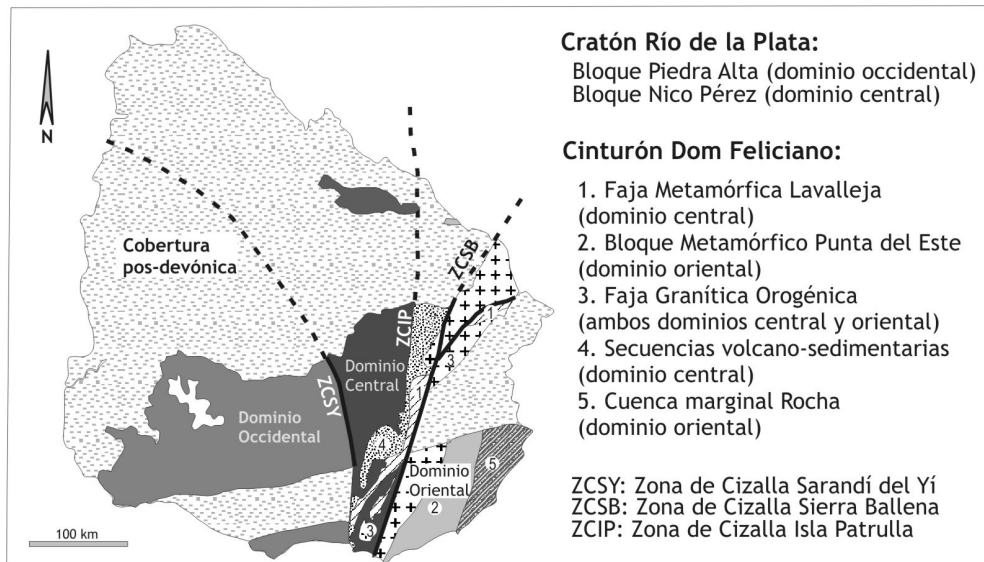


Figura 1 – *Compartimentación estructural del Escudo Uruguayo.*

Los principales dominios del Escudo fueron definidos por medio de información geológica y datos geofísicos (gravimetría y aeromagnetismo). Las divisiones basadas en la gravimetría se obtuvieron integrando datos de Uruguay (SGM 1973) y Rio Grande do Sul (Hallinan *et al.* 1993) (Fig. 2). Las mismas coinciden con límites basados en discontinuidades mayores (*cf.* Bossi & Campal 1992; Fernandes *et al.* 1995b). Los espesores de litósfera calculados confirman la existencia de una región cratónica al Oeste (110 km de espesor) y una región, dividida en bloques pequeños, afinándose gradualmente hacia la plataforma continental (25 km de espesor) (Introcaso & Huerta 1982; Fontana 1990).

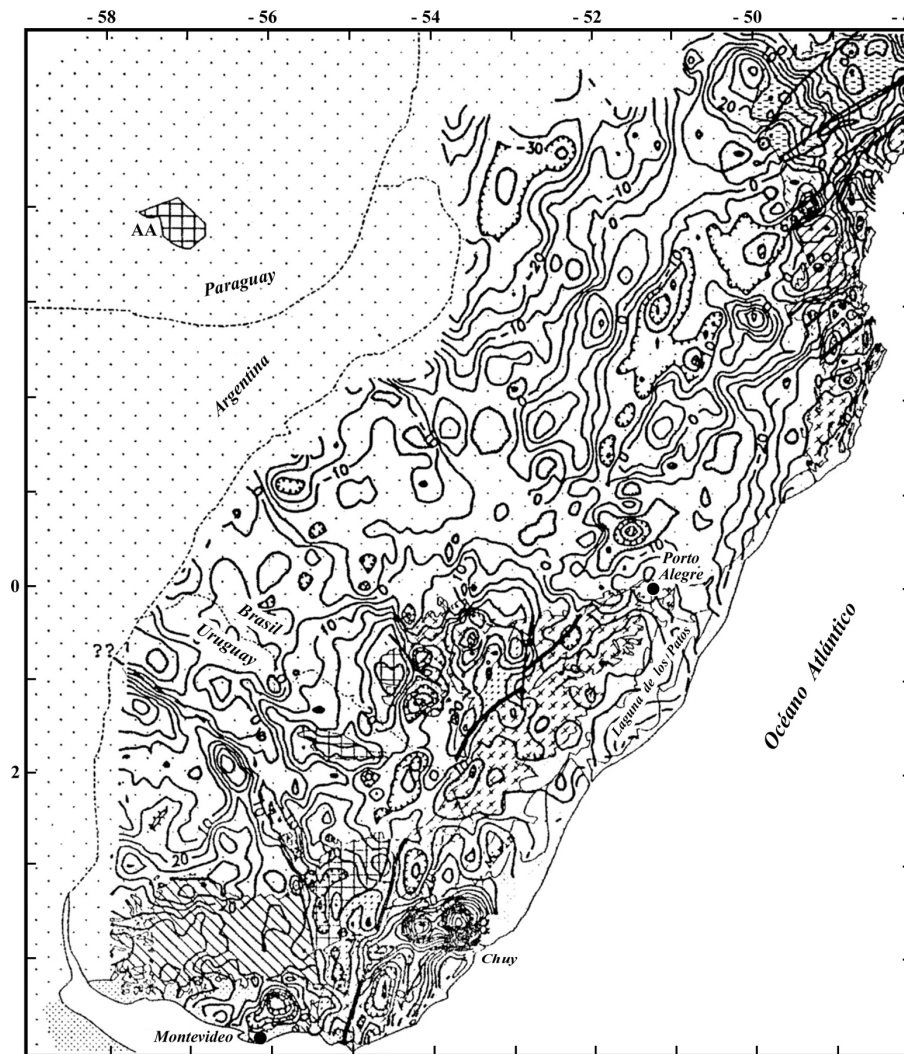


Figura 2 – Interpretación estructural regional a partir de Mapa Gravimétrico. (Hallinan *et al.* 1993).

El *Dominio Occidental* del Escudo, conocido como “Terreno Piedra Alta” (Bossi *et al.* 1993), situado al Oeste de la zona de cizalla Sarandí del Yí, está en continuidad con el basamento de Tandilia de la Provincia de Buenos Aires. El *Dominio Central*, conocido como “Terreno Nico Pérez” (Bossi *op. cit.*), situado entre las zonas de cizalla Sarandí del Yí y Sierra Ballena, está en continuidad con el basamento de Santa María Chico de Rio Grande do Sul. El *Dominio Oriental*, situado al Este de la zona de cizalla de Sierra Ballena, conocido como “Batolito Cuchilla Dionisio–Pelotas” (Soliani Jr. 1986; Bossi *et al.* 1998).

La *Zona de Cizalla Sarandí del Yí* (ZCSY) separa a los Dominios Occidental y Central. Algunos modelos infieren su continuidad en dirección N–S por debajo de la Cuenca Norte (Bossi *et al.* 1998; Gaucher 2000). Sin embargo, no existe evidencia empírica de esa continuidad. El patrón gravimétrico sólo mostró la posible existencia de fallas curvadas NW–SE, con concavidad para el NE, extendiéndose hacia el litoral salteño. La *Zona de Cizalla Sierra Ballena* (ZCSB) es una megafalla transcurrente intracontinental tardiorogénica que truncó y desplazó en el Neoproterozoico al Dominio Oriental respecto del margen pasivo del Cratón Río de la Plata.

El *Cinturón Dom Feliciano* (CDF) es una megaestructura de escala continental, correspondiente al ramal orogénico panafricano de dirección NE, paralelo a la costa atlántica. Las principales estructuras de la tectogénesis neoproterozoico–cámbrica son: (i) la Faja Metamórfica Lavalleja, (ii) el bloque Punta del Este, (iii) la Faja Granítica Orogénica, (iv) las Secuencias Volcano–Sedimentarias (Dominios Central y Oriental), incluida la cuenca marginal “Rocha” (Dominio Oriental). Este cinturón es una amalgama de bloques corticales, separados por fajas angostas de rocas supracorticales. Sus registros pertenecen a un sistema dinámico y no pueden ser definidos únicamente según criterios de separación por discontinuidades físicas (*e.g.* fallas). Los mismos deben ser descritos aparte, según el concepto de *asociación litotectónica*.

El patrón geofísico de dicho cinturón (*i.e.* aeromagnetismo y gravimetría) sugiere la presencia de un mosaico de bloques más pequeños, con mayor densidad de lineamientos cruzados a 45°. La zona de cizalla Sierra Ballena (ZCSB), constituye la discontinuidad principal de ese sector y se considera aquí como una zona de cizalla transcurrente intracontinental que controló el evento de desplazamiento y deformación más reciente (“*Orogenesis Rio Doce*”). La misma limita un conjunto de bloques parautoctonos o alóctonos, yuxtapuestos al Cratón Río de la Plata. Estos se agrupan bajo el nombre de “Batolito Cuchilla Dionisio–Pelotas”.

Examinando el mapa gravimétrico del Escudo Uruguayo (Fig. 2), se observa la presencia de algunas anomalías importantes:

- i) la anomalía gravimétrica positiva de la Laguna Merín (hasta 100 mGal),
- ii) el cordón de anomalías gravimétricas positivas a lo largo del núcleo orogénico, truncadas por la supuesta posición Noroeste de la zona de cizalla Sierra Ballena, y
- iii) la anomalía alargada, curvada hacia el litoral salteño, posible continuidad de la zona de cizalla Sarandí del Yí. Las anomalías gravimétricas reflejan tanto diferencias de espesor cortical de fragmentos litosféricos, como diferencias de densidad entre los mismos, o ambos factores combinados.

En líneas generales, el Escudo Uruguayo fue subdividido en tres dominios geofísicos principales. Esa división no concuerda plenamente con los del Escudo Sud-Riograndense (Fernandes *et al.* 1995b), dado que en este último no se observa un equivalente del Dominio Occidental (Bloque Piedra Alta). En cambio, los Dominios Central y Oriental del Escudo Uruguayo corresponden ambos a los respectivos bloques corticales “occidental–central” y “oriental” del Escudo Sud-Riograndense.

El principal objetivo de este ensayo es desarrollar una reseña didáctica sobre la evolución de las ideas científicas acerca de la geología del Escudo Uruguayo. La organización jerárquica de la descripción mantiene siempre una misma sistemática: se expone la geología de cada dominio estructural, subdividida en bloques y/o fajas. La estratigrafía se detalla, en orden de edad decreciente, en:

- i) unidades de basamento,
- ii) unidades de cobertura, y
- iii) unidades discordantes a la cobertura (magmatismo).

La segunda parte de la exposición conecta los registros geológicos a una interpretación de los diferentes procesos que intervinieron en la construcción del *Cinturón Dom Feliciano*. Se presenta allí sus principales rasgos estructurales y cada una de las asociaciones litotectónicas reconocidas.

Al final del capítulo, se realizan algunas consideraciones sobre las líneas de investigación pertinentes para cada dominio estructural del Escudo y los principales problemas a resolver en la investigación orogénica para el Neoproterozoico–Cámbrico.

EVOLUCIÓN DE LAS IDEAS CIENTÍFICAS SOBRE EL ESCUDO URUGUAYO

Una orientación por demás litoestratigráfica

La investigación geológica del Escudo Uruguayo tuvo un enfoque tradicionalmente litoestratigráfico e histórico (Walther 1927b, 1948;³ Caorsi & Goñi 1958; Bossi 1966; Bossi & Navarro 1988; Bossi *et al.* 1998; Preciozzi *et al.* 1985; Gaucher 2000). Diferentes autores definieron con distintos nombres a unidades ya existentes, basándose en criterios dispares. Las definiciones no consideraron rigurosamente las normativas de los códigos estratigráficos internacionales. Esto generó una gran proliferación y confusión terminológica.

Si bien los avances en el conocimiento del Escudo fueron significativos, la definición, reagrupamiento y redefinición de unidades litoestratigráficas formales e informales, fallas, bloques y otras entidades geológicas han llevado hacia una “esterilidad y seudoprogreso” (parafraseando a Şengör, 1990) de la estratigrafía de nuestro Precámbrico.

La escasez de datos e información tales como mapas de detalle, reconocimiento de discordancias y otras discontinuidades estratigráficas, ha dificultado el intento de correlación entre las secuencias. Muchos mapas inéditos, realizados sin un arbitraje plural por generaciones de geólogos precursores, fueron sistemáticamente olvidados en las reseñas bibliográficas, resultando en un pobre aprovechamiento de la información disponible.

La diversidad de interpretaciones presentadas, por ejemplo para cuencas de ambiente orogénico, no sólo refleja un escaso conocimiento geológico respecto de las mismas, sino también la falta de un modelo capaz de relacionarlas al contexto de cambio progresivo de ambiente tectónico. Ese modelo debería, al menos, enmarcarse dentro de los conceptos de estratigrafía de secuencias y dinámica de cuencas (*cf.* Ingersoll & Busby 1995).

Por otra parte, los diferentes trabajos de síntesis estructural casi siempre han sido incompletos. La actual compartimentación estructural del Escudo Uruguayo (*cf.* Bossi *et al.* 1993) fue un avance en relación a esquemas anteriores pero tampoco pudo escapar a la impronta de modelos geotec-

3. Sobre Karl Walther, ver el volumen *Cuencas sedimentarias de Uruguay. Geología, paleontología y recursos naturales – Cenozoico*, pp. 357-383. (N. de E.)

tónicos deterministas. Pese a su relevancia para la geología regional, la cinemática de algunas estructuras principales no ha sido documentada adecuadamente (*e.g.* cabalgamientos; transcurrencias).

Para relacionar los desplazamientos con las deformaciones asociadas se necesitan modelos cinemáticos, los cuales son casi inexistentes en el Escudo Uruguayo. En contraste con modelos regionales que proponen direcciones de transporte tectónico basados en interpretaciones inequívocas sobre la generación de estructuras y su evolución (*e.g.* Fernandes *et al.* 1992), el modelo de evolución tectónica brasiliana en nuestro Escudo no consideró su existencia. Esto determinó su rápido deterioro, ya que los indicadores cinemáticos son necesarios para establecer la temporalidad y el contexto mecánico de la deformación continental. Algunos ejemplos interpretan la dirección de transporte tectónico a partir de la “vergencia” de pliegues inclinados o recumbentes.

En contraste con algunos datos geocronológicos que ayudaron a resolver problemas geológicos de nuestro basamento (*e.g.* Teixeira *et al.* 1999), otros se obtuvieron aleatoriamente, sin el apoyo de un programa de investigación científica. Es el caso, por ejemplo, de algunos datos geocronológicos utilizando técnicas sofisticadas (*e.g.* método U-Pb SHRIMP), cuyas interpretaciones de edad absoluta, omitieron considerar las relaciones de campo y la petrografía de las muestras analizadas.⁴ Con las nuevas tecnologías, al contrario de lo que se esperaba, la comprensión de los procesos orogénicos del Precámbrico se tornó más compleja, requiriendo la obtención de cartas geológicas más detalladas (*cf.* Soliani *et al.* 2000).

En síntesis, en la última década, la estratigrafía del Escudo Uruguayo estuvo marcada por un incremento de nuevos datos analíticos, en particular isotópicos, así como en el descubrimiento de microfósiles precámbricos. Pese a estos formidables avances, los modelos de estratigrafía de secuencias no se ajustan a la evidencia factual, en particular respecto de su arquitectura estratigráfica y su compatibilidad de ambiente tectónico. El principal desafío futuro será establecer modelos que estén más en consonancia con las expectativas actualistas para el desarrollo de cuencas y complejos tectono–metamórficos sin preocuparse por su denominación y sí por la correlación regional y su significado en términos de proceso.

4. El método uranio–plomo–SHRIMP (sigla de *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*: microsonda iónica sensitiva de alta resolución) busca datar al circón individual contenido en una roca, por una técnica de destrucción parcial e ionización puntual que provee de una información completa sobre su historia de cristalización (*N. de E.*).

Edades del Escudo Uruguayo

Las primeras divisiones estratigráficas dentro de las rocas cristalinas del Escudo fueron realizadas por Guillemain (1911), quien distinguió un complejo gnéisico anfibólico antiguo, de un conjunto de esquistos y calizas más jóvenes.

Para establecer la edad mínima del Escudo Uruguayo, dicho autor separó una “serie cristalino–metamórfica” por debajo de la “serie del Gondwana”, que resultó en ese entonces “prepérmica”. Luego del hallazgo de fósiles devónicos de Terra Arocena (1926), se acuñó el término “predevónico” para ese “fundamento cristalino” (Walther 1927b; Bossi *et al.* 1965).⁵ A escala regional, la definición de una secuencia eo-ordovícica–silúrica, en la base de la Cuenca Paraná (Assine *et al.* 1998), aunque no reconocida en Uruguay, permitió bajar la edad de su basamento cristalino al preordovícico.

Para aproximarse a la edad máxima del Escudo Uruguayo se debió esperar que métodos geocronológicos avanzados estuvieran disponibles (*e.g.* U-Pb y U-Pb SHRIMP). Los resultados indican que:

- i) el *Dominio Occidental* presenta edades esencialmente paleoproterozoicas de magmatismo transamazónico juvenil (Preciozzi *et al.* 1999b; Hartmann *et al.* 2000a);
- ii) el *Dominio Central* podría contener ortogneises de edades paleoarqueanas rejuvenecidas de 3,4 Ga (*cf.* Hartmann *et al.* 2001) y una vasta provincia magmática mesoproterozoica, con edades entre 1,6 y 1,8 Ga (Campal & Schipilov 1995; Mallmann *et al.* 2003; Sánchez *et al.* 2004b); y
- iii) el *Dominio Oriental* presenta edades T_{DM} samario–neodimio (Sm-Nd) que sugieren que la extracción mantélica de la roca fuente de los granitoides del “Batolito Pelotas–Cuchilla Dionisio” no superaría 1.9 Ga (miles de millones de años). Se compone de una granitogénesis centrada principalmente en dos grupos de edades uranio-plomo (U-Pb): (i) 1,0 Ga, y (ii) 0,6 Ga (Basei *et al.* 2005).

De los Ciclos Orogénicos a los Terrenos

La edad relativa de sucesiones de rocas no fue el único criterio para subdividir al Escudo Uruguayo. Desde fines de los años 1970, se comenzaron a separar unidades conceptuales basadas en una supuesta alternancia de intervalos de creación y peneplanización de orógenos, llamados “ciclos oro-

5. Sobre el Ing. Terra Arocena ver primera nota al pie en Cap. 4 (pág. 133).

génicos” (*cf.* Harpum 1960). Más tarde esos intervalos temporales fueron re-interpretados como “ciclos de apertura y cierre de océanos” (Wilson 1966). Esa estratigrafía de “ciclos” implicaba la aplicación del actualismo a escudos precámbricos para establecer un orden de los procesos generadores.

El establecimiento de ese orden en el desarrollo de orogénesis se basaba en datos geocronológicos, obtenidos a través de los métodos potasio-argón (K-Ar) y rubidio-estroncio (Rb-Sr) que eran los únicos disponibles en ese momento. Las primeras edades K-Ar obtenidas en África, le permitieron a Kennedy (1964) definir el “Ciclo Orogénico Pan–Africano” como un evento termotectónico, afectando a amplias áreas de cinturones móviles alrededor de los cratones africanos. Ese término también se utilizó en otros continentes, para referirse al período comprendido entre ca. 730 Ma y 550 Ma (Black & Liégeois 1993). Recientemente, se propuso sustituir ese término por un nuevo concepto basado en la organización del registro más que en su asociación temporal con eventos orogénicos. Se propuso sustituir la noción de “Ciclo Pan–Africano” por la de “Sistema Orogénico Pan–Gondwánico” (Veevers 2003).

Para el Escudo Uruguayo, originalmente se habían separado dos dominios estructurales discordantes, que fueron considerados como los registros de dos “ciclos orogénicos” superpuestos: el “Ciclo Orogénico Moderno”, y el “Ciclo Orogénico Antiguo” (Bossi *et al.* 1967; Ferrando & Fernández 1971). Esta subdivisión fue relevante para la comprensión de la geología del basamento uruguayo y los autores de esa propuesta alcanzaron protagonismo internacional. Los primeros estudios geocronológicos del Escudo Uruguayo (Hart 1966; Umpierre & Halpern 1971) permitieron individualizar las respectivas “provincias geocronológicas” por predominancia de edades. Sin embargo, pese al carácter innovador, la misma no se consideró de valor continental, y el “Ciclo Moderno” se transformó más tarde en “Ciclo Orogénico Brasileño” (Almeida *et al.* 1976). Ese término aún fue disputado por otros tales como “Ciclo Orogénico Pan–Americano” (Harrington 1975).

El concepto de “cratón”, definido inicialmente en un marco “geosinclinalista” (Auboin 1965), fue redefinido desde una perspectiva “plaquista” como la parte relativamente estable de un continente o interior de placa continental, no afectada por la actividad tectónica de los márgenes de placa (Park & Jaroszewski 1994).⁶ Se introdujo así, la noción de estabilidad tectó-

6. Un “cratón” (del griego *krátos* = imperio) representa un vasto fragmento litosférico continental tectónicamente estable durante un largo período de tiempo (Dana 1866; Suess 1888). El geólogo austriaco Leopold Kober (1883-1970) le agregó en 1921 el atributo de “larga estabilidad” y en 1955 el alemán Hans Stille (1876-1966) lo caracterizó por su “inamovilidad”. El francés Jean Auboin (n. 1928) conso-

nica relativa, según la cuál una zona tectónicamente “estable” se distingue de una “inestable” por su tasa de movimiento, relativamente más lenta, durante el intervalo de tiempo considerado.

En el Escudo Uruguayo, el Cratón Río de la Plata (Almeida *et al.* 1973), compuesto en su mayoría por “rocas cristalinas paleoproterozoicas sin retrabajamiento térmico o mecánico”, se opuso al cinturón móvil Ribeira más reciente, compuesto por “macizos” y “fajas plegadas” (Hasui *et al.* 1975).

Las separaciones inductivas, inicialmente “geosinclinalistas” que asignaban movimiento y estabilidad a distintas fracciones de corteza, encontraron respuestas mecánicas, con la aplicación de la “Tectónica de Placas”. Esta pasó a ser el paradigma dinámico global de los tiempos modernos, al explicar las observaciones geofísicas y geológicas de primer orden de la Tierra sólida, de una manera comprensible, simple y autoconsistente (*e.g.* Vine & Mathews 1963; Dewey & Bird 1970). De esta forma, un nuevo marco conceptual actualista se originaba también para la interpretación de orógenos precámbricos, desarrollados a partir de subducciones (Hurley 1972; Dewey 1975). Rápidamente, los modelos históricos, descriptivos y deterministas, fueron sustituidos por modelos dinámico–actualistas que enfatizaban en su desarrollo y cinemática más que solamente en su organización estratigráfica.

Los diversos cinturones móviles, situados en las márgenes del Sudeste de Sud-América y Sudoeste de África con predominio de edades neoproterozoico–cámbricas, comenzaron a ser entendidos como partes integrantes de un único orógeno “Damara–Ribeira”, desarrollado durante el ciclo Panafricano–Brasiliano (Porada 1979).⁷

Dicho modelo derivó de inmediato, en la definición del “Cinturón Dom Feliciano” para el Sur de Brasil, a través de una compartimentación que obedecía un esquema de paleosubducción para el Oeste (Fragoso César 1980). El nuevo cinturón se separó del “Cinturón Ribeira” con el argumento

lidó en 1965 la noción de “cratón”, en el marco de la escuela “geosinclinalista”, creando una imagen no actualista, de geometría regular y determinista de la Tectónica. Por otro lado, la escuela “Wege-ner–Argand” representaba una imagen actualista, irregular y no determinista de la Tectónica (*cf.* Şengör 1999). Una vez formados, los cratones pueden destruirse parcialmente por la acción de plumas mantélicas y rifteamiento resultante, propiciando la dispersión del continente que integran.

7. Los “cinturones móviles” (Bucher 1933), fueron definidos como zonas relativamente estrechas caracterizadas por “surcos” y “altos” angostos y alargados, presentando deformación tanto horizontal como vertical de la corteza. Por ello, muchos los consideran equivalentes a las fajas plegadas de rocas supracorticales, aunque este paralelo es restrictivo. Pese a la existencia de otras definiciones encerrando conceptos contrapuestos, se acepta el término como sinónimo de “cinturón orogénico” (De Brito Neves 1995).

de que existía una región cratónica entre ambos (e.g. Cratón Luiz Alves). Hoy, ese argumento ha quedado desbaratado al aceptarse comúnmente la existencia de fragmentos cratónicos (e.g. microcontinentes), en medio de un único cinturón orogénico (e.g. Soares *et al.* 2000).

Nuevos modelos basados en el primero, agregaron otros elementos relacionados con las interrogantes prioritarias del proceso de convergencia y la orogénesis:

- i) la edad relativa de cierre del (los) océanos meso–neoproterozoicos,
- ii) la temporalidad de los eventos orogénicos sucesivos,
- iii) la polaridad de la subducción, y
- iv) la naturaleza de los arcos magmáticos (*cf.* Tommasi & Fernandes 1990; Fernandes *et al.* 1992; Chemale Jr. 2000; Basei *et al.* 2000).

Hacia fines de los años ochenta, los modelos orogénicos dinámico–actualistas habían sido incorporados por completo a las ideas geológicas sobre el Escudo Uruguayo (Fragoso César *et al.* 1987; Bossi *et al.* 1990; Masquelin 1990). El “Ciclo Moderno” de Uruguay comenzó a expresarse por intermedio de su registro geológico: un cinturón orogénico neoproterozoico–cámbrico, de rumbo general NNE, denominado “Cinturón Cuchilla Dionisio” (Bossi *et al.* 1993). Dicho cinturón se formó por la convergencia entre los cratones Río de la Plata, Zaire y Kalahari, al cierre del Océano Adamastor (Hartnady *et al.* 1985).⁸ Una reconstrucción completa de dicho sistema fue esbozada, considerando una paleogeografía pérmica (Fig. 3).

A partir de esta reconstrucción, se muestra que al término del Ciclo Brasileño, Gondwana presentaba un interior estable, luego de una larga convergencia, iniciada en el Neoproterozoico inferior. Diversas colisiones se generaron, a través del cierre diacrónico de un número (reducido) de cuencas oceánicas sucesivas, para formar Gondwana del Oeste (*i.e.* África y Sud-América). Por último, esa masa continental colisionó con Gondwana del Este (*i.e.* Australia, Antártida e India). La amalgamación del Gondwana habría requerido unos 400 Ma (entre 900 Ma y 500 Ma), finalizando en el Cámbrico superior–Ordovícico inferior (Grunow 1999; Powell *et al.* 2001).

8. El océano Adamastor se habría generado cuando la fragmentación del supercontinente Rodinia, hace unos 700 Ma. Restos de la litosfera oceánica se han hallado en el sistema orogénico Brasileño–Panafricano. El nombre Adamastor es el de un gigante mítico que en el poema nacional portugués *Os Lusíadas* (publicado en 1572) de Luiz de Camões (1524-1580), trata de impedir a los navegantes pasar el Cabo de Buena Esperanza y llegar a sus dominios en el Océano Índico; la península de El Cabo sería el cuerpo del gigante, quien tiene además una gran estatua en el estuario del río Tejo en Portugal. El geólogo sudafricano Christopher JH Hartnady (n. 1945), de la Universidad de El Cabo, se inspiró de esa leyenda para bautizar a aquel océano precámbrico. (*N. de E.*)

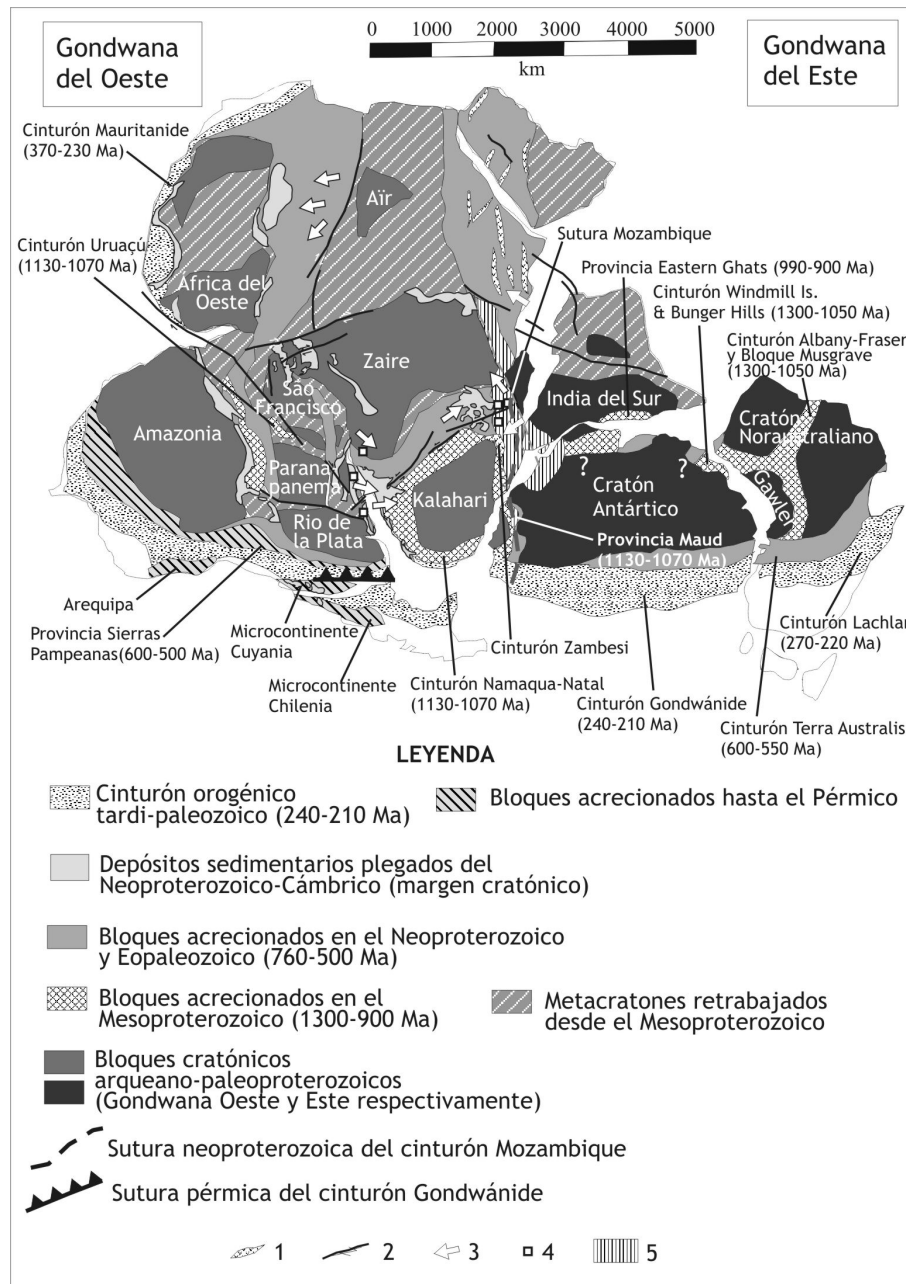


Figura 3 – Mapa tectónico del Gondwana, en su paleogeografía pérmica. Distribución de núcleos pre-neoproterozoicos (cratones y metacratonos), cinturones neoproterozoicos a eopaleozoicos (entre 900 y 500 Ma), cinturones meso-neopaleozoicos y cinturones gondwánicos del Paleozoico. Estructuras asociadas a orogénesis del Ciclo Panafricano: 1: Cinturones ofiolíticos; 2: Zonas de cizalla transcurrentes; 3: Vergencias de cabalgamiento; 4: Anortositas; 5: Granulitas. (Modif. de Chemale Jr 2000; Grunow 1999; Piper 2000).

La geometría reconstruida de los cinturones orogénicos neoproterozoico–cámbricos más próximos a Uruguay indica la presencia de:

- i) un ramal “costero” N–S (incluyendo al Cinturón Dom Feliciano), y
- ii) un ramal interior NE–SO, aflorante en Namibia (constituyendo el Orógeno Damara).

A nivel regional, las diferentes partes del ramal “costero” son los cinturones Ribeira (Hasui *et al.* 1975), Dom Feliciano (Fragoso César 1980; Fernandes *et al.* 1992; Basei *et al.* 2000), al igual que sus homólogos africanos, los cinturones Kaoko (Dürr & Dingeldey 1996; Goscombe *et al.* 2003a,b) y Gariep (Frimmel & Frank 1998). Todos estos constituyen un único cinturón orogénico colisional neoproterozoico–cámbrico bisimétrico.

Pese a la aceptación general de la Tectónica de Placas, el asentamiento de la línea “clásica” de modelos orogénicos llegaría a su fin. Sus postulados fracasaron en las extrapolaciones actualistas al Precámbrico porque, al igual que en otras escalas, los procesos no pudieron más “percibirse” a través de la simple configuración geométrica finita.

Desde la década de 1980, los clásicos modelos de tectónica de placas, basados en un “Ciclo de Wilson”, al término del cual un océano se cerraba, generando colisión entre continentes, fueron acusados de ser demasiado fáciles o inapropiados cuando aplicados a orógenos antiguos, por dos razones:

- i) eran bidimensionales y por tanto “*ignoraban las complejidades inherentes a sistemas evolucionando rápidamente en espacio y tiempo*”, y
- ii) los mismos “*asumían que relaciones genéticas debían existir entre dominios diferentes aunque vecinos*” (Jones *et al.* 1983, p. 103).

Un nuevo carácter conceptual fue impuesto para el término “Terreno” para definir la génesis de estos fragmentos: “*Los terrenos son caracterizados por homogeneidad interna y continuidad estratigráfica, estilo tectónico e historia*” (Coney *et al.* 1980). Este nuevo concepto, extensamente discutido (Şengör 1990; Şengör & Dewey 1990) determinó que el término “Terreno” fuese acusado, como tantos otros términos geotectónicos, de pertenecer a la jerga. Para de Brito Neves (1995, p. 2): “*Términos como ‘geosinclinal’, ‘estabilismo’, ‘movilismo’, ‘número finito de placas litosféricas’, ‘tectónica de placas’, están destinados al archivo o al olvido, son obsoletos o ya presta-*

ron el servicio que tenían que prestar”. De acuerdo con esa reflexión, es posible que este concepto de “Terreno”, actualmente de moda, pronto pase a la historia.⁹

Para Şengör (1990), la “Terrenología” desemboca inevitablemente en pseudo-progreso, a través del hallazgo de más y más terrenos, al subdividir los que ya existen casi al infinito. Esa metodología se justifica, porque ya fue empleada antes, como por ejemplo, en la historia del análisis de las *nappes* alpinas, pero su base epistemológica debe ser criticada. Sin embargo, otros geólogos, quienes reconocieron el abuso al que el término “Terreno” fuera sometido, defendieron el avance generado por el impacto colateral de una “nueva metodología” al distinguir entre “Terrenología” (hábito de describir “terrenos”) y “Terreno–estratigrafía” (la “nueva” metodología; e.g. Longoria 1993).

Pero el verdadero éxito “paradigmático” de ese concepto se debió a que el mismo asumía implícitamente el mecanismo de acreción de fragmentos en margen activo como predominante para la formación de cinturones orogénicos y continentes. Durante mucho tiempo, los modelos de evolución tectónica fueron dominados por aquellos que consideraban que la dispersión continental seguía antiguas zonas de sutura (Wilson 1966). No obstante, desde el Paleozoico hasta el Reciente, la Región Circum–Pacífica no tuvo esa evolución “determinista” y un modelo alternativo debía ser propuesto (Matsuda & Uyeda 1971; Coney 1973).

Vale la pena remarcar que el proceso de “acreción” es jerárquicamente superior al de “colisión”, pues su larga actividad lleva a concebirlo como el responsable de la propia estructura de los continentes (*collage orogénico*,

9. El término “terreno” (del inglés “*terrane*” o “*terrain*”) alberga unos veinte conceptos diferentes. Según Schermer *et al.* (1984, p. 110), los “Terrenos” son “*entidades separadas por fallas de extensión regional, caracterizadas por historias geológicas diferentes de sus vecinas*”. Durante mucho tiempo la palabra “terreno” representó una unidad estratigráfica informal, incluso para algunos de los autores que promulgaron su nueva acepción (cf. Jones *et al.* 1972). El diccionario *Glossary of Geology* (Gary *et al.* 1972) lo considera un “*viejo término obsolecente aplicado a una roca o grupo de rocas y a su área de afloramiento, siendo de uso general, para cualquier grupo de rocas*”. En Uruguay, Caorsi & Goñi (1958) lo emplearon en el viejo sentido estratigráfico. Por el contrario, Bossi *et al.* (1993) utilizaron el concepto de Coney *et al.* (1980) y Schermer *et al.* (1984). Esa imposición conceptual para un término en desuso es el perfecto ejemplo que ilustra la lógica del descubrimiento científico en geología como ciencia inmadura. Este análisis epistemológico intenta promover una ruptura profunda con los llamados “métodos inductivos”, criticando algunos detalles del método de investigación científica. Análisis como este fueron bloqueados durante mucho tiempo, por pretendidos “*guardianes de verdades*” (cf. Kant 1787 [1987], p. 20) quienes “*comunican al público tan sólo su uso [el de términos específicos], pero conservan la clave de los mismos para sí (quod mecum nescit, solus vult scire videri)* [NT: Lo que no sabe conmigo, pretende saber sólo]”. Este también es un ejemplo que muestra cómo el uso de la jerga puede abarrotar los modelos científicos de quienes hacen uso de ella sin cuestionamientos.

Şengör 1990). La acreción domina en intervalos de tiempo largos, durante los cuales se “intercambian” microcontinentes desde las masas en dispersión hacia nuevas masas continentales. Durante ese proceso, se generan cuencas oceánicas “de reemplazo” entre colisiones episódicas, a medida que se dispersa el antiguo continente y nuevas subducciones se producen. La acreción puede llevar a la colisión de microcontinentes “exóticos” o derivados del propio cratón que posee la margen activa. Eso depende del arreglo de microplacas, su complejidad cinemática y la evolución de configuración en el límite océano–continente (*i.e.* puntos triples, transformantes). Las variadas combinaciones derivan en una infinidad de casos, lo que determina una multiplicidad de especies orogénicas (*cf.* Şengör 1991).

En Uruguay, los dominios corticales del Escudo Uruguayo, separados por fallas transcurrentes, fueron redefinidos como “Terrenos” (Bossi *et al.* 1993). Esto incluía tanto los dominios de edad paleoproterozoica, como los bloques y fajas del cinturón móvil neoproterozoico. Desde entonces, se establecieron dos corrientes de opinión para describir la estructura del Escudo Uruguayo:

- i) la tradicional, respetando el concepto de metaestabilidad cratónica;
- ii) la más moderna, asumiendo a todos los dominios estructurales como un conjunto de “Terrenos” desplazados en el Neoproterozoico.

La compartimentación de la “terreno–estratigrafía” aportó sus beneficios en Uruguay, permitiendo documentar la aloctonía de los Dominios Occidental (“Terreno Piedra Alta”) y Central (“Terreno Nico Pérez”) del Escudo Uruguayo (Bossi & Gaucher 2004). El hallazgo de un haz de filones de microgabro, en el Dominio Occidental, evidenció la existencia de un estiramiento cortical, rifteamiento y posible dispersión mesoproterozoica de un paleocontinente (Bossi *et al.* 1990). Además, se determinaron historias geológicas bien diferentes a cada lado de la zona de cizalla (*cf.* Campal & Schipilov 1999). Finalmente, se obtuvo la temporalidad cinemática de la zona de cizalla transcurrente, apoyándose en datos geocronológicos $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$:

- i) cristalización del microgabro (*ca.* 1780 Ma); y
- ii) deformación poscratónica (*ca.* 1200 Ma; Teixeira *et al.* 1999).

Un modelo orogénico para el Cinturón Dom Feliciano

El avance en el conocimiento geológico de los escudos durante las últimas dos décadas reveló que los orógenos precámbricos, así como sus

análogos fanerozoicos, están constituidos por amalgamas únicas de unidades geotectónicas de diversa naturaleza y edad (*e.g.* Kröner 1991).

Pese a la carencia de cartografía geológica sistemática y la pérdida de controles de campo para muchos datos isotópicos, una infinidad de modelos orogénicos fueron adoptados para el Cinturón Dom Feliciano. Estos se basaron en:

- i) tectónica de placas “clásica” (Porada 1979; Fragoso César 1980; Tommasi & Fernandes 1990; Chemale Jr. *et al.* 1995),
- ii) tectónica de acreción de “Terrenos” (Trompette *et al.* 1993; Bossi *et al.* 1993; Fragoso César *et al.* 1998) y
- iii) actividad de plumas mantélicas (Hartmann *et al.* 1994).

Es oportuno señalar que las premisas de cualquier modelo orogénico brasiliano para Uruguay deben considerar, al menos, que:

- i) el Escudo Uruguayo dispone de una pequeña parte de un cinturón orogénico mucho más largo y ancho, lo que requiere tener una visión de conjunto, fuera de fronteras;
- ii) los registros de este cinturón corresponden a las raíces de un orógeno colisional exhumado y profundamente erosionado;
- iii) la geometría del mismo, inicialmente controlada por subducción, cambió radicalmente durante la convergencia y desplazamiento relativo de los diferentes bloques continentales;
- iv) durante la colisión, ocurrió una única imbricación progresiva de fragmentos, para acomodar las heterogeneidades heredadas o adquiridas de las placas en convergencia;
- v) los diferentes dominios, separados por fallas en dirección, muestran estilos metamórficos y patrones de isógradas contrastantes, debido a que pudieron ser generados en contextos geológicos diferentes y luego acoplados por imbricación tangencial y transcurrente;
- vi) debido a la cinemática transcurrente y “escape” tectónico (*cf.* Soares & Rostirolla 1997), los Dominios Central y Oriental del Escudo constituyen el antepaís sobre el cual se desarrollaron las cuencas tardiorogénicas.

El Cinturón Dom Feliciano puede ser considerado como un cinturón formado por convergencia oblicua “transpresiva” al igual que su homólogo africano, el cinturón Kaoko (*e.g.* Goscombe *et al.* 2003b).¹⁰

10. La transpresión se define como la ocurrencia simultánea de fallas en dirección y compresión, o convergencia de la corteza terrestre.

Los *orógenos transpresivos* representan uno de los principales estilos de orogénesis colisional (Jones *et al.* 1977; Vassallo & Wilson 2002). Estos se desarrollan por deformación progresiva, generando una *estructura en flor positiva*, con cabalgamientos vergentes hacia el antepaís (Shackleton & Ries 1984). Sin embargo, el desarrollo simultáneo de estructuras de corrimiento y zona de cizalla de alto ángulo (sistemas de “transcorrimiento”) parece una constante, indicando una compartimentación de la deformación (*e.g.* Tikoff & Teyssier 1994). Lineaciones oblicuas en zonas de cizalla transcurrentes, asociadas con foliaciones de bajo ángulo, sugieren movimientos simultáneamente contraccionales y direccionales.

Por otra parte, los cinturones transpresivos presentan *arcos magmáticos* truncados y segmentados por las transurrencias. Su modelación térmica muestra que la tasa de exhumación es proporcional, y el calor inversamente proporcional, al ángulo de oblicuidad de la convergencia (Thompson *et al.* 1997). En el caso del Cinturón Dom Feliciano, el arco magmático (*i.e.* Batolito Cuchilla Dionisio–Pelotas) evolucionó en un ambiente de gradiente geotérmico anormalmente elevado (*ca.* 65°–75°C por km). Esto podría indicar que el mismo corresponde a un ángulo de convergencia muy agudo.

La presencia de *cuencas de antepaís*, paralelas al cinturón orogénico, es característica de los orógenos transpresivos. Si bien se las considera tardías, estas cuencas pueden desarrollarse en cualquier etapa del proceso. En el transcurso de la deformación progresiva, la inversión tectónica es la regla. Las mismas registran variaciones desde un régimen transtractivo a neutro o transpresivo (Fig. 4). Esto sucede debido a anisotropías mecánicas locales o la compartimentación de la deformación a lo largo del cinturón orogénico (*cf.* De Paola *et al.* 2005).

Sin embargo, la abundante bibliografía referida a cuencas tardiorogénicas muestra que la determinación de su marco geotectónico no es un asunto de fácil resolución (Menegat & Fernandes 2003). Algunas secuencias posorogénicas con diferentes contenidos, edades y estructuras sugieren diversos ambientes tectónicos de depositación (Paim *et al.* 2000). Algunos de esos ambientes son mencionados:

- i) “cuenca de aulacógeno” (Fesefeldt 1988);
- ii) “cuenca de retro-arco en antepaís” (Chemale Jr 2000);
- iii) “cuenca de antepaís perisférica contemporánea” (Gresse *et al.* 1996);
- iv) “cuenca de antearco” (Fragoso César *et al.* 1982);
- v) “cuenca de *strike-slip*” (Oliveira & Fernandes 1991);
- vi) “cuenca de *foreland, piggy-back* y *pull-apart*” (Beckel 1990).

Más allá de la dificultad para reconocer cuencas de retroarco en ambiente de antepaís respecto de cuencas de *strike-slip* (e.g. Nielsen & Silvester 1995), existe en cualquier caso, poca o ninguna evidencia para relacionar en ese momento esas cuencas a un proceso colisional. Por el contrario, las mismas no sólo son mucho más jóvenes que las tramas colisionales observadas en la faja metamórfica, sino que además postdatan la deformación sintranscurrenente paralela al cinturón (e.g. milonitas de la zona de cizalla Sierra Ballena).

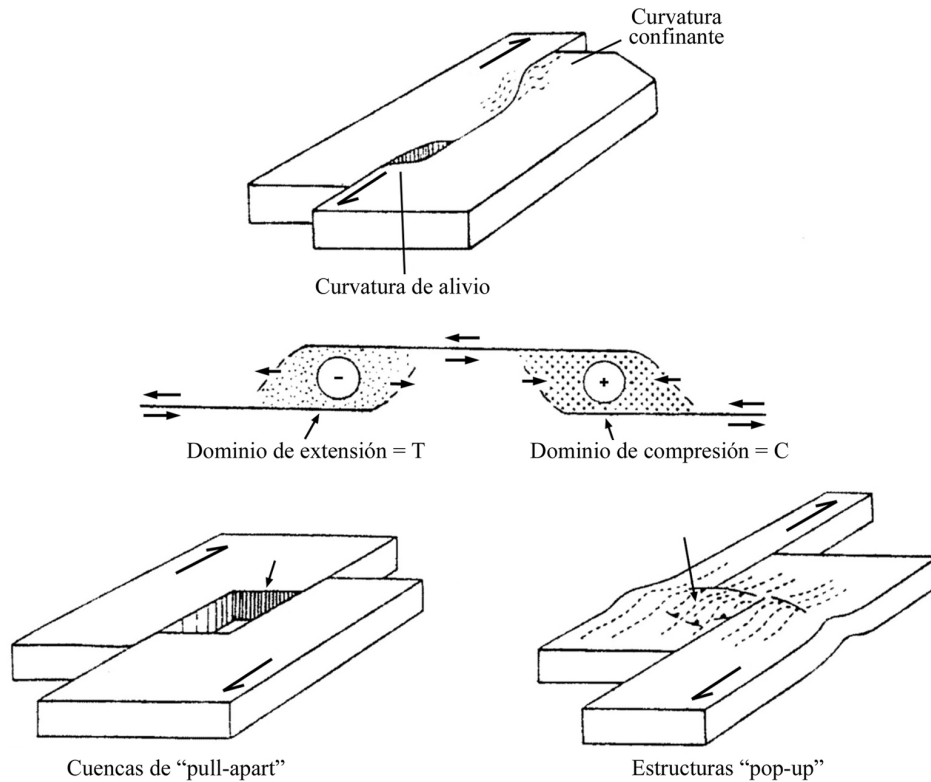


Figura 4 – Esquemas que muestran los dominios de extensión y acortamiento generados por los desplazamientos laterales longitudinales entre bloques, tanto a escala mesoscópica como a escala continental. (cf. Mercier & Vergely 1992).

Existe una carencia de todo tipo de información para demostrar los modelos tectono–estratigráficos presentados. Las secuencias supracorticales del CDF, depositadas en ambientes geológicos dispares, siempre fueron agrupadas considerando una sucesión vertical (*“Layer-Cake Stratigraphy”*), pero omitiendo informaciones esenciales, tales como el significado de las

discordancias, el pasaje lateral de asociaciones de facies y cortejos sedimentarios o los patrones de sedimentación en ambiente de inestabilidad tectónica o térmica. Para las cuencas de antepaís del CDF, varias situaciones son posibles, pero más datos son necesarios para discriminar los diferentes tipos tectónicos (Fernandes & Menegat 2003).

GEOLOGÍA DEL ESCUDO URUGUAYO

A continuación, se presentan los principales rasgos geológicos de los dominios del Escudo Uruguayo. El *Dominio Occidental* (i.e. Piedra Alta) constituye el registro de exhumación mesozonal de un ambiente tectónico de arco magmático paleoproterozoico. El *Dominio Central* (i.e. Nico Pérez) presenta una estructura más compleja, con rocas de edades variando desde el Arqueano hasta el Cámbrico así como una historia tectono–metamórfica poliorogénica. El *Dominio Oriental* presenta restos de rocas paraderivadas, afectadas por el metamorfismo de alto grado y colgadas sobre granitoides emplazados en diferentes momentos de la evolución orogénica brasiliana.

El Dominio Occidental

La estructura del Dominio Occidental se presenta como una alternancia de bloques granítico–gnéisicos (ancho de *ca.* 100 km) y fajas supracorticales metamórficas paralelas (ancho de *ca.* 20 km) orientadas E–W (Fig. 5). Se compone de:

- i) una unidad de basamento (macizos granítico–gnéisicos),
- ii) una unidad de cobertura (tres fajas supracorticales angostas), y
- iii) granitoides que recortan la cobertura.

La *unidad de basamento* está constituida por granitoides de composiciones diversas (Fernández & Preciozzi 1974; Bossi & Navarro 1988; Preciozzi & Bourne 1992; Maldonado *et al.* 2003). Los mismos se emplazaron en diferentes niveles corticales. Están representados por xenolitos de rocas máficas y félsicas (*e.g.* Piedra Alta, Cerro Colorado, Mahoma) así como por *septa* de gneises pelíticos y psamíticos (*e.g.* Arroyo Tornero, Cerro Colorado, Cuchilla Alta, Playa Fomento). En su conjunto presentan edades inferiores a 2.200 Ma. Las migmatitas con resistores máficos forman la caja de plutones tardiorogénicos de grandes dimensiones. Los granitos de anatexis, inseparables del complejo granítico, se asocian a granitoides calcoalcalinos que cortan las rocas supracorticales.

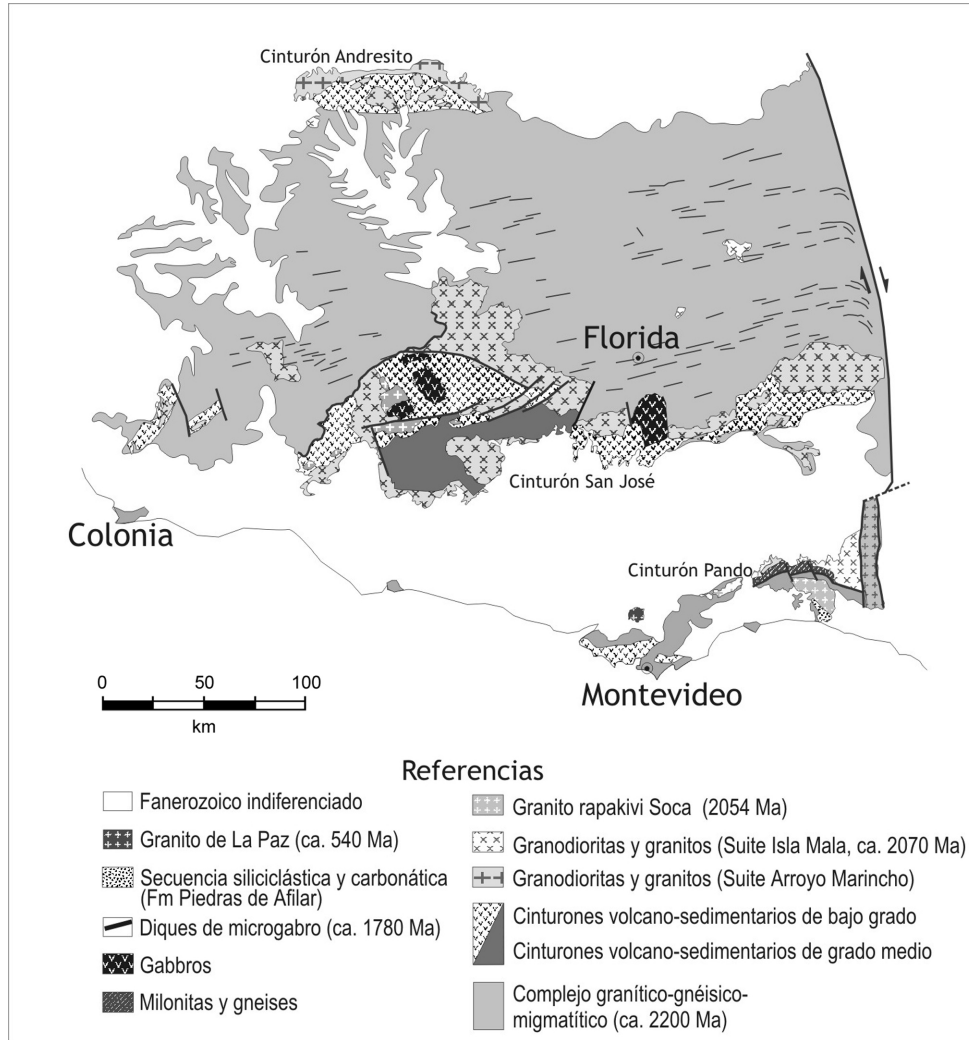


Figura 5 – Geología del Dominio Occidental

La unidad de cobertura aflora en forma de tres cinturones metamórficos, orientados groseramente E–W: el *Cinturón Andresito*, el *Cinturón San José*, y el *Cinturón Pando*. Los tres presentan características litológicas, metamórficas y estructurales semejantes (cf. Maldonado *et al.* 2003). Los tres son recortados por el mismo tipo de magmatismo granitoide, con idénticas edades.

El *Cinturón Andresito* está situado en el borde Noroeste del Dominio Occidental, siendo particularmente bien estudiado en la zona de Arroyo Grande. El *Cinturón San José* está situado en la parte central del Dominio Occidental. Se extiende desde los Cerros de San Juan (Colonia) hasta Fray

Marcos (Florida). Por último, el *Cinturón Pando* está situado en la región costera de los departamentos de Montevideo y Canelones.

La *secuencia volcano-sedimentaria* que integra los tres cinturones fue afectada por un metamorfismo regional y de contacto que varía desde grado medio a bajo (Preciozzi *et al.* 1985; Bossi & Navarro 1988; Oyhançabal *et al.* 2003; Masquelin *et al.* 2004).

En el Cinturón Andresito, la base de la secuencia está constituida por una alternancia de anfibolitas y cuarcitas de grado medio, mientras que en el tope aparecen metaconglomerados, metapsamitas y cuarcitas. Las metalavas y metareniscas preservan las estructuras primarias.

En el Cinturón San José, la secuencia de grado medio presenta paragneises a grafito y almandino, micaesquistos a granate, biotita, estaurolita y disteno, cuarcitas con granate y anfibolitas a granate. Las condiciones metamórficas alcanzaron la zona de la sillimanita. La asociación de disteno y estaurolita indica presión media (tipo bórico “barroviano”). La secuencia de bajo grado está constituida por metavolcanitas y metasedimentos detríticos y químicos.

Las metavolcanitas basales comprenden ignimbritas y metatobas ácidas con hoquedades miarolíticas rellenas por cuarzo, que indican una profundidad de agua rasa para la sedimentación. La cristalización magmática fue datada en 2,14 Ga (método U-Pb SHRIMP en circón; Hartmann *et al.* 2000a; Fig. 6).

Los metasedimentos comprenden: (i) conglomerados matriz-soporte (matriz arcillosa), con clastos redondeados de metareniscas rítmicas y cuarcitas, (ii) *wackes* grafitosos, (iv) pelitas, (v) margas y (vi) dolomías cristalinas. Las metapelitas y metamargas están parcialmente transformadas a talcoesquistos y cloritoesquistos.

En el Cinturón Pando, la secuencia paraderivada está representada por la “Formación Montevideo” (*modif.* Walther 1948; Oyhançabal *et al.* 2003). Esta consiste en una asociación metavolcano-sedimentaria de grado medio, cuyas litologías dominantes son orto- y paranfibolitas, metacherts a magnetita, micaesquistos a dos micas y paragneises grafitosos. Las ortoanfibolitas presentan hornblenda y plagioclasa. Los micaesquistos presentan una asociación mineral constituida por biotita, muscovita, estaurolita, granate, biotita, cuarzo y nódulos de fibrolita (sillimanita). La fibrolita se desarrolla sólo en contacto con granitoides. La estaurolita sólo se desarrolla en laminaciones centimétricas peraluminosas. La estabilidad de la asociación St-Grt-Bt, en ausencia de cloritoide, implica condiciones de temperatura de *ca.* 550°C y presiones inferiores a 5 Kb (Spear 1993).

Unidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Evento asociado	Autor
Granitos cámbricos	Sienogranito La Paz	Rb-Sr (RT)	545 ±15	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)
Diques máficos	Microgabro	Ar-Ar	Pallier de 1200 Ma	Pérdida parcial por calentamiento	Renne, en Teixeira (1999)
	Microgabro	Ar-Ar	1784	Cristalización magmática	Renne, en Teixeira (1999)
Granitos tardi-orogénicos (Complejo Marincho)	Aplita y microgranito	Rb-Sr (RT)	1969 ±25	Cristalización magmática	Preciozzi & Bourne (1992)
	Leucogranito	Rb-Sr (RT)	2067 ±25	Cristalización magmática	Preciozzi & Bourne (1992)
	Granodiorita Arroyo Grande	U-Pb	2098 ±22	Cristalización magmática	Ferrando (1996)
	Granodiorita Marincho	Rb-Sr (RT)	2291 ±65	Cristalización magmática	Preciozzi & Bourne (1992)
	Bloques graníticos de Falla Paso de Lugo	Rb-Sr (RT)	2505 ±112	Reciclaje térmico de isótopos (edad aberrante)	Preciozzi & Bourne (1992)
Granitos tardi-orogénicos (Suite Isla Mala)	Granito Rospide	Rb-Sr (RT)	1961 ±46	Cristalización magmática	Cingolani <i>et al.</i> (2001)
	Granodiorita Isla Mala	U-Pb SHRIMP	2065 ±9	Cristalización magmática	Hartmann <i>et al.</i> (2000a)
Granitos tardi-orogénicos (Fajas Ecilda Paullier y Florida)	Granito <i>rapakivi</i> Soca	U-Pb SHRIMP	2054 ±11	Cristalización magmática	Bossi <i>et al.</i> (2001)
	Granito Cerro Colorado	Rb-Sr (RT)	2071 ±70	Cristalización magmática	Cingolani <i>et al.</i> (1990)
Gabros	Gabro Mahoma	K-Ar (RT)	2033 ±44	Enfriamiento magmático < 500°C	Oyhantçabal <i>et al.</i> (1990)
Cinturón Pando	Anfibolitas Bandeadas	Rb-Sr (RT)	1990 ±32 (R ₀ =0,7008)	Metamorfismo facies Anfibolita	Cingolani <i>et al.</i> (1997), en Bossi <i>et al.</i> (2001)
	Ortoanfibolitas del Cerro	Sm-Nd	> 2200 Ma	Extracción mantélica	Preciozzi <i>et al.</i> (1999b)
Cinturón San José	Meta-riolitas Paso Severino	U-Pb SHRIMP	2145 ±21	Cristalización magmática	Bossi <i>et al.</i> (2001)
Cinturón Andresito	Metavulcanita Arroyo Grande	U-Pb	2113 ±8	Cristalización magmática	Ferrando (1996)
Complejo Granítico-Gnéisico	Gneises Tornero (Cerro Colorado)	Rb-Sr (RT)	2154 ±126 (R ₀ =0,7006)	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)
	Macizo Florida	Rb-Sr (RT)	2101 ±102 (R ₀ =0,701)	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)

Figura 6 – Datos geocronológicos del Dominio Occidental.

Las anfibolitas del Cerro de Montevideo se encuentran escasamente deformadas y preservan estructuras almohadilladas originales de la lava (Oyhantçabal *et al.* 2003). En Punta Rodeo, la imbricación de los *pillow* indica polaridad estratigráfica con tope para el Oeste. La edad modelo Sm-Nd de esas metalavas máficas es superior a 2.200 Ma (Preciozzi *et al.* 1999b). Por el contrario, las anfibolitas y paragneises de Pajas Blancas presentan un bandeo gnésico rectilíneo compuesto ($S_0 / S_1 / S_2$), integrado por la propia estratificación achatada, así como por apófisis subconcordantes de granitoides intrusivos. Dicho bandeo registra pliegues isoclinales, que implican fuerte achatamiento y duplicación de la secuencia original. Se observan además bandas claras de cuarcita gris, *chert* ferrífero y diques máficos epidotizados que recortan la secuencia finamente estratificada. Para el bandeo compuesto, se determinaron indicadores cinemáticos de vorticidad horaria (Masquelin *et al.* 2004). Pliegues tardíos, derechos y apretados, constituyen la última deformación pos-metamórfica.

Esta cobertura de rocas supracorticales está cortada por *complejos plutónicos intrusivos*, integrados por diversos tipos granitoides, parcialmente recrystalizados durante su emplazamiento mesozonal. También está recortada por granitos postectónicos, de emplazamiento epizonal.

En el Cinturón Andresito, el Complejo Intrusivo Marincho recorta las secuencias supracorticales, con cinco tipos diferentes (Preciozzi & Bourne 1992). La granodiorita tiene una edad de 2.291 ± 65 Ma, mientras que el tipo aplítico (diques tardíos), una edad de 1.969 ± 25 Ma (Rb-Sr, RT), concordante con la edad de anatexis en los macizos graníticos (Fig. 6).

En el Cinturón San José, los granitoides que cortan la cobertura son:

- i) cuarzdioritas,
- ii) leucogranitos a dos micas (Rb-Sr entre 2.290 y 2.225 Ma), y
- iii) gabros y hornblenditas (Rb-Sr entre 2.040 y 2.100 Ma; Bossi *et al.* 1993; Fig. 6).

Las cuarzdioritas presentan plagioclasa cálcica, anfíbol y biotita, siendo localmente afectadas por metamorfismo de grado medio. La granodiorita Isla Mala presentó una edad de 2.088 ± 12 Ma (método U-Pb en circón convencional; Preciozzi *et al.* 1999b). Otra datación de 2.070 Ma, realizada por el método U-Pb SHRIMP (Hartmann *et al.* 2000a), permite sugerir una cristalización magmática única (Fig. 6). Los leucogranitos presentan feldespato alcalino peritítico con inclusiones de biotita y espinelo gahnítico. Estos últimos genera-

ron aureolas de contacto con andalucita en metapelitas. Las hornblenditas son rocas raras, con anfíboles de varios centímetros. Se encuentran generalmente asociadas a gabros y otros granitoides máficos (Bossi & Piñeyro 2004).

En el Cinturón Pando, el complejo intrusivo mesozonal Punta Gorda (Masquelin *et al.* 2004) recorta y se interdigita con la secuencia supracortical. Está compuesto por metatonalitas y metagranodioritas, como tipos principales. Algunas brechas magmáticas de metatonalitas dentro del complejo constituyen un excelente marcador de la deformación en los granitoides. No obstante, las rocas más conspicuas son las pegmatitas a muscovita, berilo, turmalina y granate, representando el último pulso magmático. Estas fueron dúctilmente deformadas, generando localmente *augen*-gneises. Los diques presentan rumbos 110° y 160°, cuando no están plegados. Una edad U-Pb-SHRIMP de 2.165 ± 38 Ma fue obtenida para el metagranito a granate de Pajas Blancas (Preciozzi *et al.* 1999b).

Las edades absolutas de todos los granitoides del Dominio Occidental fueron acotadas al Proterozoico Inferior (Hart 1966; Umpierre & Halpern 1971; Cingolani *et al.* 1990; Preciozzi & Bourne 1992; Fig. 6). Éstas se agrupan en tres intervalos principales: 1,7–1,9 Ga (17%), 1,9–2,2 Ga (64%) y superior a 2,2 Ga (19%). La edad de pico térmico del metamorfismo regional es próxima de 2.094 ± 28 Ma, obtenida por isócrona Rb-Sr (RT). Tanto el valor $\epsilon\text{Nd}(0)$ como las edades Sm/Nd (T_{DM}) ambos sugieren que las rocas analizadas no derivan de protolitos arqueanos. Las edades de enfriamiento K-Ar se agrupan entre 1,93 y 2,16 Ga.

El enjambre de diques máficos, con una edad $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ de 1,78 Ga (Teixeira *et al.* 1999), constituyó la última manifestación magmática paleoproterozoica del Dominio Occidental. Luego, el Granito La Paz, con una isócrona Rb-Sr de *ca.* 545 ± 15 Ma, fue interpretado como un magmatismo cámbrico anorogénico (Umpierre & Halpern 1972). Dicho granito debería vincularse con el magmatismo cámbrico de los Dominios Central y Oriental.

Un primer esbozo de evolución tectónica para basamento y cobertura ha planteado tres eventos de deformación en régimen contraccional y transcurrente (*cf.* Campal 1990). La megaestructura del Dominio Occidental fue considerada como el resultado de una imbricación en *duplex* de cabalgamientos (Bossi *et al.* 1998), alternando rocas supracorticales con lascas de los macizos graníticos. Hasta el momento, la documentación es insuficiente para apoyar ese modelo. Aquí, se propone como alternativa, un modelo de duplex transcurrente con extrusión de granitos (Fig. 7).

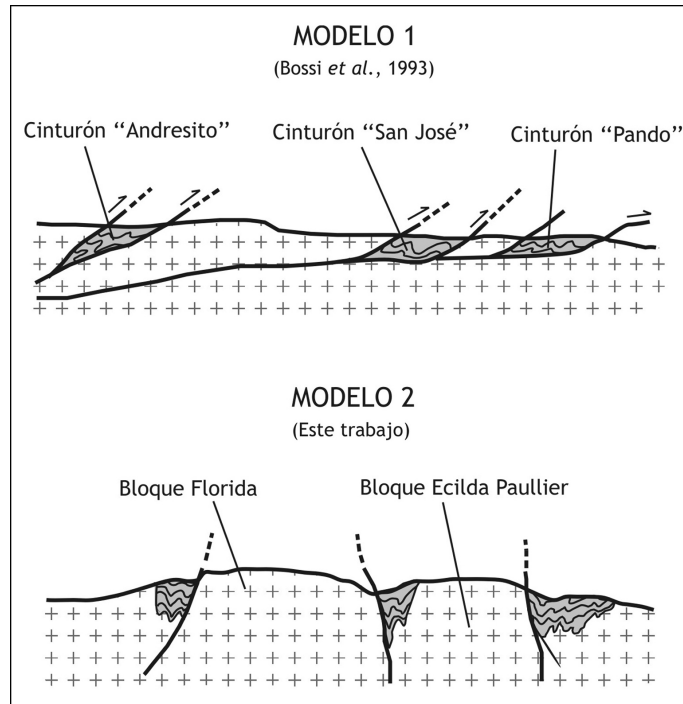


Figura 7 – Modelos estructurales para explicar la repetición de bloques graníticos y cinturones volcanosedimentarios del Dominio Occidental.

La unidad de cobertura más reciente es una secuencia clástico-carbonática, de 600 m de potencia, escasamente representada en el Oeste del departamento de Canelones (localidad de Piedras de Afilas). Ella reposa en discordancia erosiva sobre el Granito de Soca, datado en 2.054 ± 11 Ma (Bossi *et al.* 2001) y sobre metamorfitos de alto grado del Complejo Cuchilla Alta (Fig. 8).

La Formación Piedras de Afilas presenta sedimentitas grano y estrato-decrecientes, en la base (Jones 1956). Su composición varía desde psefitas gravosas, con raros clastos decimétricos, en un soporte de matriz arenosa, areniscas gruesas a medias, pelitas y culmina en calizas. Presenta paleocorrientes orientadas N20°E a N80°E (Coronel *et al.* 1982). Está recortada en su base por sills de diabasas. Su posición estratigráfica continúa siendo enigmática, pese a una datación K-Ar de pelitas, de difícil interpretación. La datación del granito Arroyo La Tuna que aparentemente la recorta (Aubert 2005) permitirá acotar mejor la edad de esta unidad volcanosedimentaria.

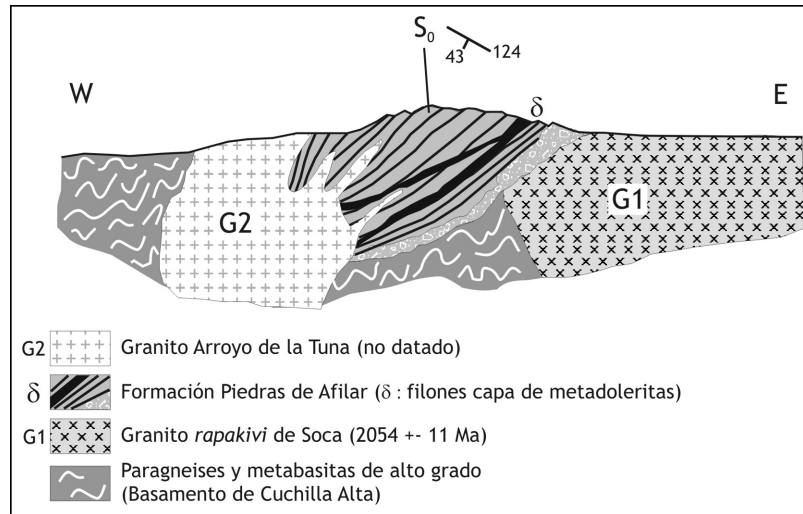


Figura 8 – Estratigrafía esquemática de las diferentes rocas observadas en la localidad de Piedras de Afilar (dpto. de Canelones).

El dominio central

Presenta un arreglo estructural complejo de rocas arqueanas a mesoproterozoicas, resultado de una tectónica mesoproterozoica retrabajada en el Neoproterozoico (Campal & Schipilov 1999). Este dominio puede subdividirse tentativamente en tres bloques corticales principales: (i) el bloque “Taquarembó–Valentines”, (ii) el bloque “Pavas”, y (iii) el bloque “Villa Serrana”.¹¹

Cada uno de estos bloques contiene: (a) una unidad basal de ortogneises y migmatitas, (b) una cobertura metamórfica de grado medio a alto, (c) un complejo plutónico mesoproterozoico anorogénico, (d) una cobertura ediacárico–cámbrica discordante, y (e) granitos pos-vendianos recortando la cobertura.

El *bloque Taquarembó–Valentines* (Fig. 9) fue interpretado inicialmente como el “núcleo cratónico” del Escudo Uruguayo (Bossi & Campal 1987). Las dos regiones de su afloramiento en Uruguay son: (i) la Isla Cristalina de Rivera, y (ii) la región de Valentines. La correlación revela que las rocas allí encontradas son semejantes a las del “Complejo Santa María Chico” de Rio Grande do Sul (Nardi & Hartmann 1979).

11. El nombre Taquarembó corresponde a una zona del estado de Rio Grande do Sul, en Brasil. (N. de E.)

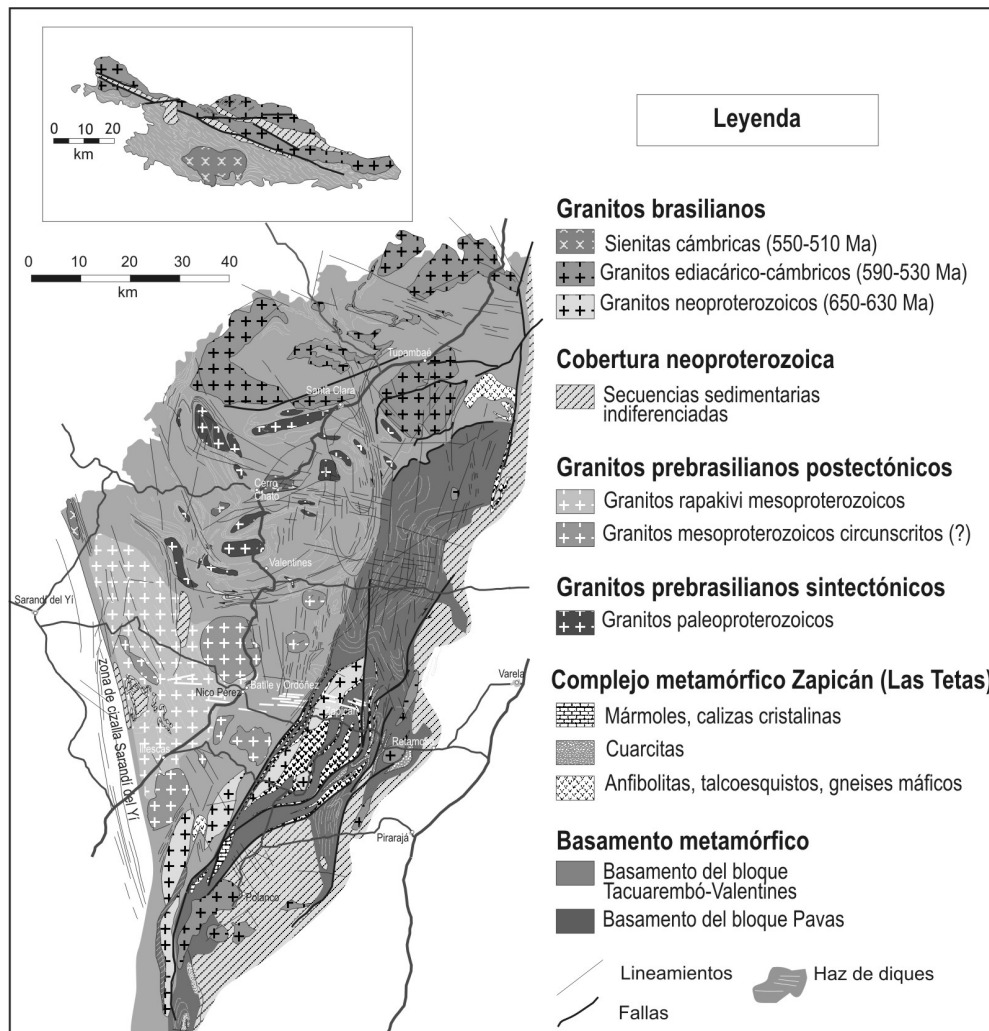


Figura 9 – Geología de los bloques Taquarembó–Valentines y Pavas.

La *Isla Cristalina de Rivera* constituye un alto de basamento aislado en medio de la Cuenca Norte. La misma presenta: (i) un complejo metamórfico de alto grado, (ii) una secuencia supracortical siliciclástica y carbonática poco deformada, y (iii) granitos neoproterozoicos (Cordani & Soliani 1990).

La unidad de basamento presenta ortogneises y paragneises. Las rocas ortoderivadas son principalmente ortogneises graníticos meso–perfíticos, con una pequeña proporción de ortogneises gabronoríticos, tonalíticos y rocas máfico–ultramáficas.

Los ortogneises graníticos mesopertíticos presentan un bandeo gnéusico subhorizontal de rumbo NW–SE y una lineación de agregado mineral en “varillas” de cuarzo (Masquelin 1995a). Estos presentan una edad Rb–Sr (RT) de *ca.* 2.272 ±33 Ma, interpretada como la edad de cristalización magmática (Soliani Jr. 1986). Nuevos datos obtenidos por el método U–Pb SHRIMP en circones indicaron cristalización en *ca.* 2,2 Ga y metamorfismo en *ca.* 2,0 Ga. (Santos *et al.* 2002). Los ortogneises gabronoríticos y tonalíticos, completamente recrystalizados, aún no fueron datados. Se trata de rocas de textura granoblástica poligonal, a dos piroxenos, plagioclasa (An₅₆), a veces con bandas de cuarzo límpido monocristalinas.

Las rocas paraderivadas son gneises pelíticos a granate y sillimanita, cuarcitas ferríferas magnetito–manganesíferas, *augen*-gneises y mármoles a forsterita y piroxenitas ricas en diópsido (Masquelin 1993). El metamorfismo es de grado alto en facies de granulita de presión media (Arrighetti *et al.* 1981; Masquelin 1993; Ellis 1998).

A modo de correlación, en el “Complejo Santa Maria Chico”, las metabasitas parecen derivar de protolitos basálticos tholeíticos acrecionados al final del Arqueano, conforme a las edades modelo T_{DM} ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (Hartmann *et al.* 2000b). Los porfiroblastos postectónicos de piroxeno, plagioclasa y granate atestiguan de la ocurrencia de un evento M₁, aunque el evento M₂ parece haberlos recrystalizado totalmente (Hartmann *et al.* 1999).

La secuencia volcánico–sedimentaria de cobertura no metamórfica, aparece compuesta por areniscas, pelitas y calizas, asociadas con rocas piroclásticas. Presenta una potencia inferior a los 1.000 metros. Los diques de lamprófidos asociados y algunos plutones intrusivos (*e.g.* sienogranito Las Flores, *ca.* 580 Ma) atestiguan de un magmatismo shoshonítico de edad ediacárico–cámbrica.

La región de Valentines presenta un complejo metamórfico compuesto por metagranitoides y rocas paraderivadas. Los metagranitoides incluyen metagranitos, metatonalitas y metatrondhjemitas.¹² Sobre los metagranitoides, yace una secuencia de rocas metamórficas paraderivadas (*¿en discordancia erosiva?*), conocida como “Fm Valentines” (Bossi 1963; Bossi *et al.* 1998). Desde la base, dicha secuencia presenta un conglomerado ferrífero,

12. El nombre “trondhjemita” es dado a granitos blancos muy comunes, ricos en plagioclasa (y pobres en ortosa). El mismo viene de la ciudad de Trondheim, en Noruega, donde esas rocas son comunes; la ciudad se llamaba Trondhem cuando Noruega estuvo unida a Dinamarca (hasta 1814). En 1930, esa ciudad fue denominada “Nidaros” y luego “Trondheim”, en 1931. (*N. de E.*)

pasando a cuarcitas magnetíticas, cuarcitas magnetito–augíticas bandeadas, piroxenitas y cuarcitas piroxénicas (Bossi & Navarro 1988; Gómez Rifas & Masquelin 1996). También incluye mármoles a granate, forsterita y diópsido (Bossi *et al.* 1998).

La presencia de clinopiroxeno en las cuarcitas, indica condiciones anhidras de metamorfismo de grado medio a alto (Fig. 10).

Los diagramas T- X_{CO_2} para mármoles con Fo-Di indican condiciones de temperatura superiores a 650°C (Spear 1993). No obstante, la entrada en el facies de granulitas (Opx in) no está demostrada, debido a que la hidratación retrometamórfica de rocas máficas generó pseudomorfos tremolíticos, pinnita y otros minerales de sustitución a partir del piroxeno. Las cuarcitas ferríferas presentan “martitización” de la magnetita (Bossi 1963).

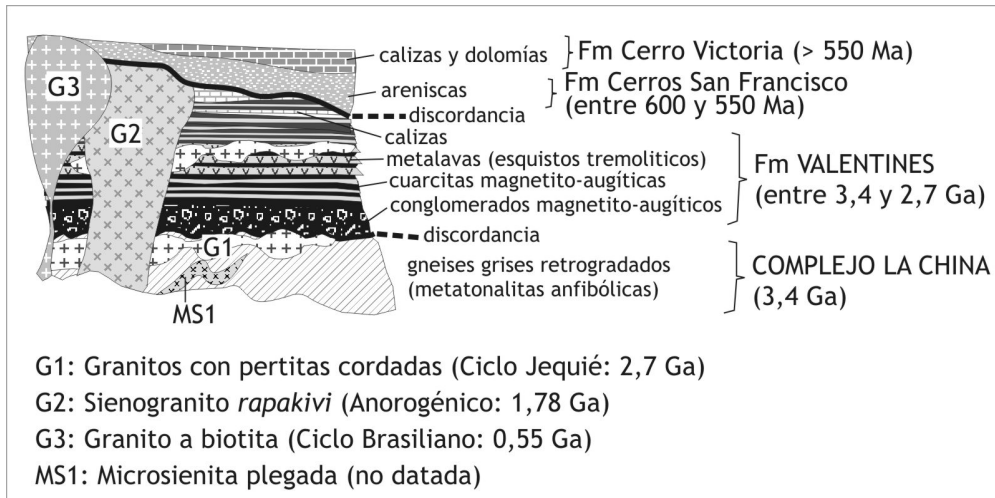


Figura 10 – Estratigrafía conceptual del Bloque Taquarembó–Valentines.

La secuencia preserva el bandeo gnéisico compuesto $S_0 // S_1$. Dicho bandeo es afectado por pliegues derechos isoclinales y domos y cubetas en dirección NW–SE. El núcleo de esos pliegues está ocupado por domos de metagranitos potásicos con feldespato mesopertítico y cuarzo celeste. Dichos granitos dieron una edad U-Pb SHRIMP (en circón) de 2,7 Ga en el núcleo y 2,1 Ga en la periferia (Hartmann *et al.* 2001). La edad del núcleo de los circones sería la edad de cristalización del granito. La edad de la periferia correspondería al metamorfismo regional (M_2), que además

afecta a las rocas de la “Isla Cristalina”. Por último, algunos diques micro-sieníticos plegados fueron reconocidos recortando a los gneises máficos (metatonalitas).

Los granitoides mesoproterozoicos que recortan ese basamento constituyen un batolito anorogénico de grandes proporciones. Este es correlacionable con granitoides de misma edad en los otros bloques, hasta el Río de la Plata. Está integrado por una serie de granitos deformados calcoalcalinos, así como por plutones circunscritos de afinidad *rapakivi* ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704$; Bossi *et al.* 1998). Estos últimos tienen como característica distintiva la presencia de fenocristales de feldespatos alcalinos mesopertíticos zonados, con inclusiones de biotita, rodeados por un manto de plagioclasa y cuarzo automorfo celeste. Uno de esos plutones fue datado en el bloque Taquarembó–Valentines, obteniéndose una edad de 1,79 Ga por el método Pb–Pb (Heaman *in* Campal & Schipilov 1995) (Fig. 11).

La cobertura no metamórfica de la región de Valentines es muy delgada, siendo constituida por una secuencia clástica (Fm Cerros San Francisco) y otra carbonatada (Fm Cerro Victoria), atribuidas al Ediacárico–Cámbrico (Gaucher 2000).

El bloque Taquarembó–Valentines se separa del bloque Pavas a través de la zona de cizalla Cueva del Tigre en facies anfibolita (Preciozzi *et al.* 1985), que integra el sistema transcurrente Sierra de Sosa (Campal & Schipilov 1999).

El *bloque Pavas* fue separado por fotointerpretación en el Nordeste de Lavalleja y Oeste de Treinta y Tres (*cf.* Preciozzi *et al.* 1985; Preciozzi & Fay 1990). Se trata de un fragmento cortical limitado por zonas de cizalla en dirección NE–SW a N–S. Internamente, el bloque constituye una faja plegada y corrida cristalina de grandes proporciones. Afecta a rocas de protolito metatonalítico y su cobertura de rocas supracorticales.

La unidad de basamento contendría restos de corteza oceánica y granitoides calcoalcalinos (Fesefeldt *et al.* 1988; Preciozzi & Fay 1990; Campal & Schipilov 1999). Dicha unidad está compuesta por metagranitos muscovíticos, metatonalitas y rocas máfico–ultramáficas. Esta unidad recibió diversos nombres: “Formación Isla Patrulla” (Oyhantçabal & Vaz Chaves 1990), y “Complejo La China” (Campal & Schipilov 1999; Hartmann *et al.* 2001).

Unidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Evento asociado	Autor
Complejo Campanero–Punta Rasa (<i>cf.</i> Granitos anorogénicos)	Sieno-granito milonítico	Sm-Nd TDM	Entre 1738 y 2900	Extracción del manto	Basei <i>et al.</i> (2001)
	Sieno-granito milonítico	U-Pb	1735 ±32	Cristalización magmática	Sánchez <i>et al.</i> (2004a)
	Sieno-granito milonítico	U-Pb SHRIMP	1754 ±7	Cristalización magmática	Mallmann <i>et al.</i> (2003)
	Sieno-granito milonítico	Rb-Sr (RT)	844 ±91 (R ₀ =0,704)	Reciclaje isotópico parcial	Preciozzi <i>et al.</i> (1993)
Asociación de arco magmático–retroarco (Complejo Metamórfico Lavalleja)	Metariolita	U-Pb	624 ±14	Pico metamórfico	Sánchez <i>et al.</i> (2004a)
	Metariolita	U-Pb	667 ±4	Cristalización magmática	Sánchez <i>et al.</i> (2004a)
	Meta-basalto	Sm-Nd isócrona	1812 ±360	Extracción mantélica y crist. magmática	Mallmann <i>et al.</i> (2003)
	Circones detríticos	U-Pb SHRIMP	Entre 702 y 3197	Proveniencia mixta	Sánchez <i>et al.</i> (2004b)
Granitos anoro-génicos	Granito <i>rapakivi</i> Illescas	Pb-Pb (circón)	1785 ±9	Cristalización magmática	Heaman, en Campal & Schipilov (1995)
Complejo Metamórfico Zapucay	Metagrano–diorita	Rb-Sr (RT)	2250 ±50	Pico metamórfico regional	Cordani & Soliani (1990)
Complejo Metamórfico Valentines	Metagranito intrusivo en BIF	U-Pb SHRIMP	2100	Pico metamórfico regional (M3)	Hartmann <i>et al.</i> (2001)
	Metagranito intrusivo en BIF	U-Pb SHRIMP	2700	Cristalización magmática	Hartmann <i>et al.</i> (2001)
Complejo La China (Bloque Taquarembó–Valentines)	Meta-tonalita	U-Pb SHRIMP	3100 y 2700	Picos metamórficos M1 y M2 (respect.)	Hartmann <i>et al.</i> (2001)
	Meta-tonalita	U-Pb SHRIMP	3413 ±56	Cristalización magmática	Hartmann <i>et al.</i> (2001)

Figura 11 – Datos geocronológicos del Dominio Central.

Los metagranitos muscovíticos de la *nappe* desarrollan localmente una foliación subhorizontal, mostrando porfiroclastos “sigma” que sugieren vorticidad horaria y cabalgamiento tope para el Sudeste. Las metatonalitas son rocas anfibólicas, ricas en plagioclasa. Las rocas máfico–ultramáficas comprenden anfibolitas y esquistos anfibólicos con hornblenda, cummingtonita y cuarzo (Preciozzi & Fay 1990). Por retrabajamiento, las rocas ultramáficas desarrollan fajas métricas de tremolitita y fajas talcosas, de 0,5 m de espesor. Estas se asocian a los desplazamientos en dirección, constituyendo verdaderos patines tectónicos. En la región de Zapicán, el complejo estaría cabalgado por gabros con tope hacia el Sudeste (Campal & Schipilov 1999). Las tremolititas y talcoesquistos no son exclusivos de esa región, pudiendo también ser observados en zonas de cizalla decimétricas que cortan a los ortogneises situados al Oeste de Mariscalá.

A través del método U-Pb SHRIMP en circones, se obtuvieron edades arqueanas consistentes para la cristalización magmática de las metatonalitas del Complejo La China (Hartmann *et al.* 2001). El núcleo de los circones presentó una edad de *ca.* 3,41 Ga, considerada como la del protolito ígneo. La edad de un metamorfismo M₁ fue estimada en 3,1 Ga, y la de un metamorfismo M₂ entorno a 2,7 Ga (Hartmann *et al.* 2001; Mallman *et al.* 2003).

La unidad de cobertura paleo- a mesoproterozoica (tentativa) es una secuencia metamórfica de grado medio, imbricada por cabalgamiento con el “Complejo La China”. La misma recibió los siguientes nombres: “unidad Zapicán” (Preciozzi & Fay 1990) y “Complejo Las Tetas” (Campal & Schipilov 1999). Está compuesta, de la base al tope, por: (i) metaconglomerados elasto-soporte, (ii) cuarcitas, (iii) gneises a muscovita y turmalina, (iv) micaesquistos a biotita, granate y estaurolita, y (v) mármoles y rocas calcosilicatadas (Mallmann *et al.* 2004). Algunos circones detríticos obtenidos en las metacuarcitas y metaconglomerados indican edades arqueanas y paleoproterozoicas para las áreas–fuente (Hartmann *et al.* 2001), al igual que en circones de metamorfitos del Complejo Metamórfico Lavalleya, por lo que su identidad con este último es probable (*cf.* Mallmann *et al.* 2004; Sánchez *et al.* 2004b).

El *bloque Villa Serrana* (Gaucher *et al.* 2004) es el bloque cortical más austral del Dominio Central. En líneas generales, su geología es muy similar a la del bloque Pavas. Sus límites son la Faja Metamórfica Lavalleya, al Oeste y la zona de cizalla Sierra Ballena, al Este (Fig. 12). El bloque presenta una imbricación tectónica por cabalgamientos cristalinos, entre:

- i) una unidad de metagranitoides y anfibolitas, y
- ii) una unidad de rocas supracorticales.

La *unidad de metagranitoides y anfibolitas* está constituida por ortogneises leucócratas a dos micas, asociados con ortoanfibolitas accesorias. La misma registra una deformación dúctil a dúctil-rúptil, generada por corrimientos con pliegues asociados. Registra además el emplazamiento de sienogranitos anfibólicos milonitizados relativamente abundantes. Estos últimos también están parcialmente involucrados en las láminas de cabalgamientos cristalinos, generando *augen-gneises* de grado medio.

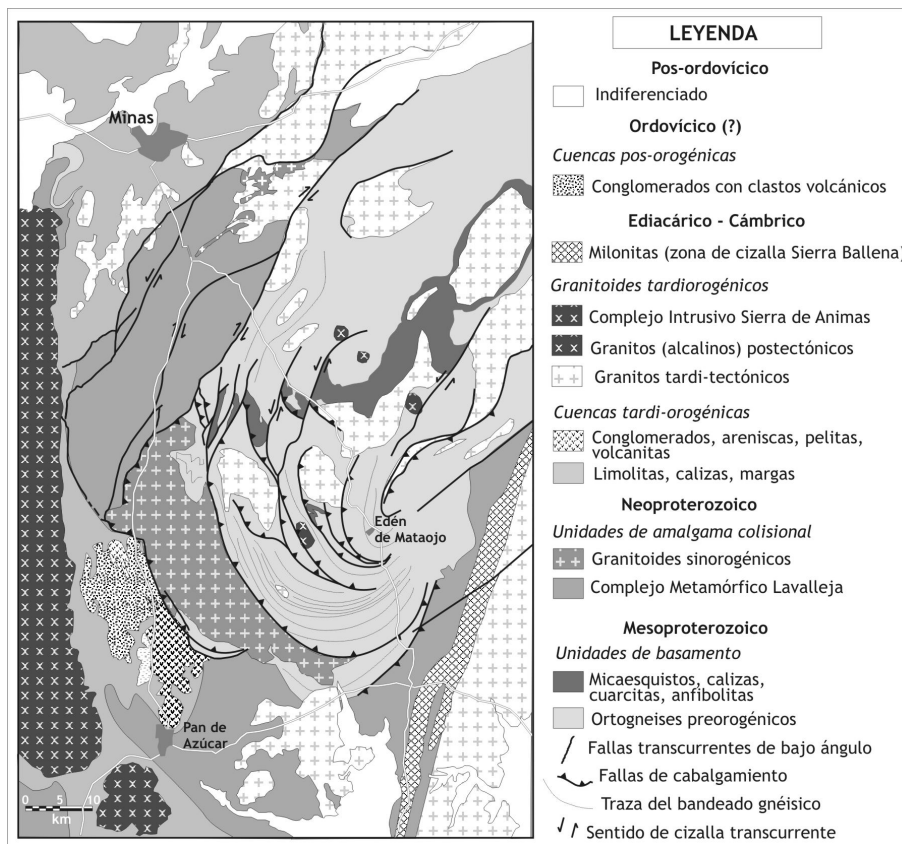


Figura 12 – Geología del bloque Villa Serrana.

Dicha unidad integra las rocas conocidas como ortogneises “Punta Rasa” (Masquelin & Gómez 1998) y “Campanero” (Sánchez 1998). En Punta Rasa, se reconocen metagranodioritas conteniendo cuerpos tabulares de rocas máficas. Ambas son recortadas por filones del Complejo Intrusivo Sierra de Ánimas (microsienitas, riolitas) y presentan intensa cataclasis local, superpuesta a la trama metamórfica.

Los ortogneises “Campanero” afloran en los alrededores de Edén y sus litotipos son: (i) metagranodioritas anfibólicas porfíricas, y (ii) meta-leucogranitos muscovíticos, ambos con matriz recristalizada de plagioclasa, ortosa y cuarzo, pero con núcleos de fenocristales de plagioclasa y microclina preservados de la completa recristalización. Esta es localmente estática y pese a la poligonización de grano fino se puede reconstruir la forma de los cristales de anfíbol magmáticos. Por lo general, en zonas de alto *strain* se desarrollan porfiroblastos de feldespato asimétricos. El metamorfismo regional alcanzó el facies anfíbolita.

Las edades U-Pb (SHRIMP) de circones se interpretaron, en esos metagranitoides, como siendo las de cristalización magmática. Estas varían entre 1,54 Ga (Mallmann *et al.* 2003) y 1,74 Ga (Sánchez *et al.* 2004b). Los perfiles de dataciones Sm-Nd mostraron edades modelo T_{DM} situadas entre 1,5 y 2,4 Ga, compatibles con las obtenidas en el resto del Dominio Central (Basei *et al.* 2001) (Fig. 11).

La unidad de rocas supracorticales está constituida por una secuencia con metamorfismo de facies anfíbolita y algunos autores la consideran parte del *Complejo Metamórfico Lavalleja* (e.g. Sánchez 1998; Mallmann *et al.* 2004). La misma desarrolla una imbricación tectónica con la unidad de metagranitoides anterior. La secuencia se subdivide en dos unidades, una de protolitos volcano-sedimentarios y otra de protolitos sedimentarios (Rossini & Legend 2003). La primera está integrada por calizas dolomíticas, esquistos y metalavas ácidas y básicas. La segunda presenta calizas cristalinas puras, rocas calcosilicatadas con diópsido y tremolita, micaesquistos a dos micas, anfíbolitas, cuarcitas a disteno y cuarcitas ferruginosas (taconitas).

El conjunto de unidades anteriores fue recortado por diversos granitos neoproterozoicos (e.g. granito La Calera; Gómez Rifas 1995).

En síntesis, los datos geocronológicos del Dominio Central permitieron establecer una columna estratigráfica general:

- i) magmatismo granítico arqueano (3,4 y 3,1 Ga),
- ii) metamorfismo y fusión parcial transamazónicos (2,1 Ga),
- iii) magmatismo anorogénico mesoproterozoico (*i.e.* granito *rapakivi* Illescas de 1,75 Ga),
- iv) zonas de cizalla mesoproterozoicas (e.g. 1,2 Ga),
- v) granitoides pre-ediacáricos (*i.e.* granodiorita Puntas del Santa Lucía, 633 ±12 Ma), y
- vi) granitos cámbricos (e.g. granito Guazunambí, 532 ±11 Ma).

El dominio oriental

El Dominio Oriental se subdivide en tres bloques principales: *Aiguá–Cuchilla Dionisio*, *Sierra de Ríos* y *Punta del Este*. Estos contienen: (i) una secuencia paraderivada preorogénica de grado medio a alto, (ii) magmatismo mesoproterozoico, (iii) abundante magmatismo plutónico de edad Neoproterozoico a Cámbrico, y (iv) una cobertura ediacárica a cámbrica discordante.

El *bloque Sierra de Ríos* está enteramente constituido por granitos porfiroides de grano medio (*i.e.* Granitos de Aceguá y Sierra de Ríos; Preciozzi *et al.* 1985). Sobre esos granitos de grano grueso se emplazan riolitas en filones–capa (*ca.* 570 Ma). Esos granitos se continúan en el Sur de Brasil, en la región de Erval (*cf.* Philipp 1998).

El *bloque Aiguá–Cuchilla Dionisio* constituye el mayor de los tres bloques. Al Norte está separado del bloque Sierra de Ríos por la zona de cizalla Otazo que bifurca a partir de la zona de cizalla Sierra Ballena (*cf.* Gómez Rifas 1995). Sobre esa discontinuidad, aflora la Formación Paso del Dragón que contiene micaesquistos a dos micas, anfibolitas y serpentinitas cromíferas (Preciozzi *et al.* 1985; Bossi *et al.* 1988) (Fig. 13). La misma se asocia aquí tentativamente con el Complejo Metamórfico Lavalleja.

Este bloque se separa del bloque Punta del Este a través de las zonas de cizalla Gorriti y Alférez. En ese bloque se desarrolla una faja de grandes cuerpos graníticos tardiorogénicos con *septa* de ortogneises anfibólicos. Los granitos son de carácter calcoalcalino alto a medio potasio. En el Sur, el granito a biotita Maldonado está parcialmente milonitizado. En la región de Cañada del Oro (Treinta y Tres), el granito Cuchilla Dionisio muestra bordes con deformación en estado plástico superpuesta a deformación “magmática”.

El *bloque Punta del Este* se separa de una cuenca neoproterozoica tardiorogénica (la Cuenca Marginal Rocha) por medio de la zona de cizalla vertical “Laguna Rocha”. Comprende:

- i) un basamento no separable,
- ii) colgajos de rocas paraderivadas de alto grado (*i.e.* Suite Metamórfica Chafalote; Masquelin *et al.* 2001),
- iii) una suite magmática intrusiva, representada por un volumen restringido de charnoquitoides de ambiente catazonal (*i.e.* Suite Intrusiva Cerro Bori),

- iv) granitos neoproterozoico–cámbricos emplazados en ambiente epizonal, y
- v) granodioritas peraluminosas sustentando los colgajos de rocas paraderivadas de alto grado (*i.e.* Granodiorita Piriz) (Fig. 14).

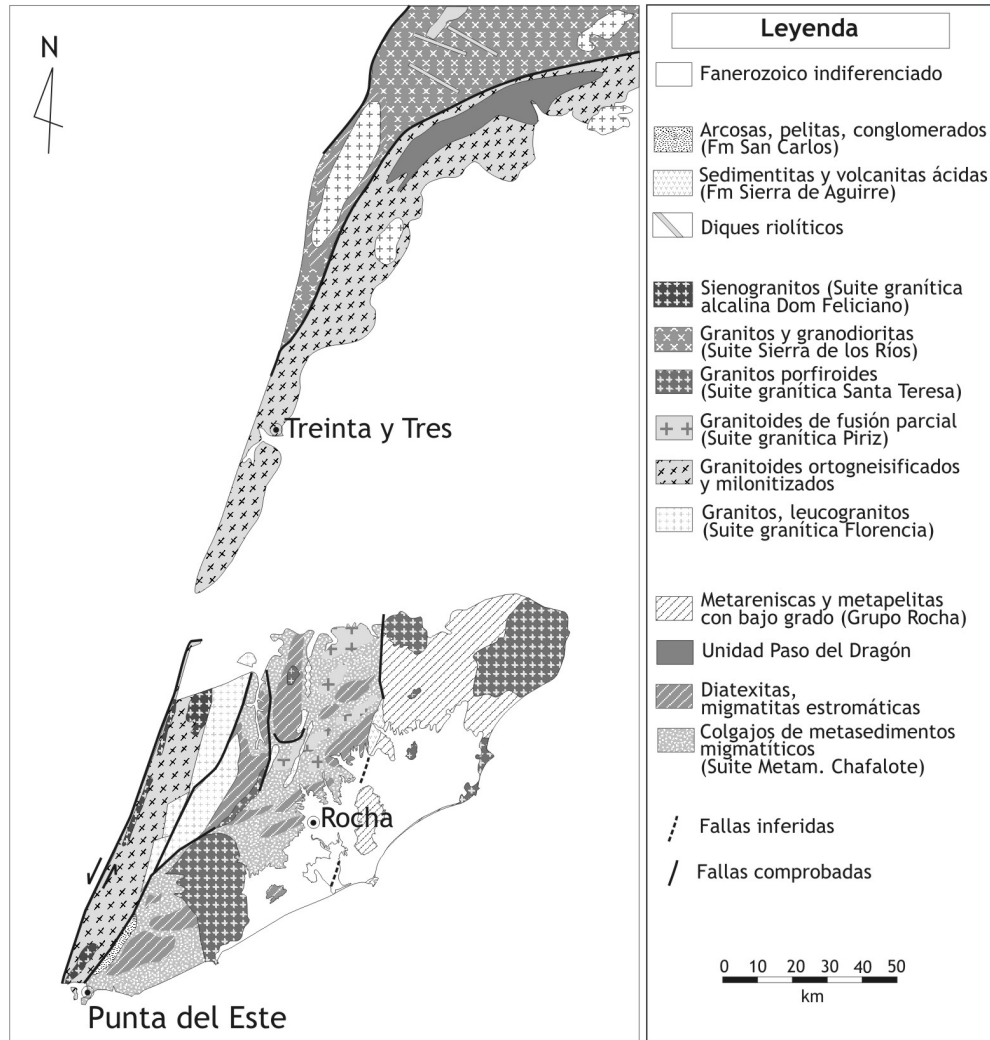


Figura 13 – Geología del Dominio Oriental.

La Suite Metamórfica Chafalote está integrada por gneises pelíticos, calco–silicatados y máficos en facies granulita (Masquelin 2002). No está claro aún si estas rocas se corresponden lateralmente con las secuencias supracorticales de menor grado de los otros bloques corticales o si derivan de un basamento polimetamórfico.

Unidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Evento asociado	Autor
Complejo Gnéisico “Arroio dos Ratos” (RGS)	Ortogneis tonalítico (G1)	U-Pb	1.538 ±7	Edad mínima de cristalización ígnea	Silva <i>et al.</i> (2000)
			1.111 ±34	Edad mínima de cristalización ígnea	Koester <i>et al.</i> (2001)
			631 ±13	Metamorfismo M ₂	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Ortogneis trondhjemítico (G3)	U-Pb	2.078 ±13	Cristalización magmática	Hartmann <i>et al.</i> (2000b)
			~ 800	Metamorfismo M ₁	Hartmann <i>et al.</i> (2000b)
		Rb-Sr	723 ±13	Metamorfismo M ₁	Tommasi (1991)
Bloque Metamórfico Punta del Este	Núcleos de Circon y monacita	U-Pb SHRIMP	2.058 ±13	Cristalización magmática	Bossi <i>et al.</i> (2001)
	Granates de metapelitas	Sm-Nd (Grt)	(1) 656 ±72 (2) 600 ±24	Metamorfismo M ₁	Gross <i>et al.</i> (2005)
	Ortogneis grano-diorítico a tonalítico anatóctico	Rb-Sr (RT)	~ 600	Metamorfismo M ₁ (anatexis regional)	Umpierre & Halpern (1971)
		U-Pb	636 ±25	Metamorfismo M ₁ (anatexis regional)	Preciozzi <i>et al.</i> (2003)
		U-Pb SHRIMP	743 ±7	Metamorfismo M ₁ (alto grado)	Tickyj <i>et al.</i> (2001)
	U-Pb	1.006 ±37	Cristalización magmática	Preciozzi <i>et al.</i> (1999a)	

Figura 14 – Datos geocronológicos del Dominio Oriental (incluye Rio Grande do Sul).

RASGOS ESTRUCTURALES Y ASOCIACIONES LITOTECTÓNICAS DEL CINTURÓN DOM FELICIANO

La estructura del Cinturón Dom Feliciano resulta de diversos procesos superpuestos ocurridos entre límites de placas convergentes. La evolución tectónica puede separarse en dos eventos orogénicos sucesivos: (i) un evento convergente oblicuo tangencial (E₁), y (ii) un evento contraccional y transcurrente sinistral (E₂) (*cf.* Goscombe *et al.* 2003b). En el primero, se desarrollaron las estructuras asociadas al cierre de cuenca marginal y a la colisión. En el segundo, se produjeron las estructuras vinculadas a la evolución tardiorogénica, escape tectónico, colapso orogénico y desarrollo de cuencas de antepaís (*cf.* Soares & Rostirolla 1997).

En el Sudeste de Uruguay, este ramal orogénico consta de tres estructuras sobresalientes, vistas en imágenes de satélite: (i) restos de una faja plegada y corrida (*Complejo Metamórfico Lavalleja*), (ii) un basamento meta-granitoide anisótropo, afectado por un megapliegue isópaco (*Complejo Punta Rasa–Campanero*), y (iii) una zona de cizalla central rectilínea (*i.e.* zona de cizalla de Sierra Ballena).

Los restos de una faja plegada “en acordeón”, al Sur de Minas, fueron cartografiados según un modelo que recuerda análogos más modernos como la faja plegada y corrida de Zagros, en Irán (Preciozzi & Pena 1990). Sin embargo, no se trata de una clásica faja plegada y corrida debido a dos factores: El carácter transpresivo de la convergencia y su evolución hacia la verticalización de estructuras por apretamiento, favoreciendo el desarrollo de fallas transcurrentes y “transcorrimientos”. Entre las fallas transcurrentes se preserva una parte de los *duplex* de cabalgamiento. La zona de cizalla tangencial principal está marcada por un plano de despegue de bajo ángulo, conteniendo una cuarcita de 3–4 m de espesor, rica en fucsita, repetida por imbricación tectónica.¹³

El megapliegue de basamento consiste en una flexura concéntrica de 20 km de radio, cercana a la Laguna del Sauce (Masquelin & Gómez Rifas 1998). Esta estructura dúctil podría ser una lámina de cabalgamiento cristalina con pliegue, visible en mapa en forma de lóbulo (*cf.* Hatcher & Hooper 1992). Esa deformación afecta el bandeado gnéisico de metagranitoides, así como también los *septa* de rocas supracorticales asociadas. Fue generada a temperatura intermedia, en ambiente de formación de pliegues flexurales (*buckling*), siendo posteriormente denudada por exhumación y erosión. La estructura debió evolucionar hacia una imbricación de lascas, asociada con algunos cabalgamientos, cuyo transporte tectónico se considera de tope para Noroeste (Sánchez 1998). Esa asociación estructural representa el máximo acortamiento alcanzado por el basamento, en el evento convergente tangencial–oblicuo.

La deformación tardiorogénica de la región estuvo controlada por la zona de cizalla Sierra Ballena. Esta pertenece a un sistema de fallas transcurrentes NE–SW y fue activada durante el evento E₂. En el Sur, la zona de cizalla se extiende en forma casi rectilínea sobre 120 km, y posee milonitas con un ancho estimado en 5–6 km (Gómez Rifas 1995). Las ultramilonitas centrales alcanzan un ancho de 200 m. Esa estructura parece atestiguar de

13. La fucsita es una muscovita enriquecida en cromo que deriva de la circulación hidrotermal a través de rocas máficas cercanas.

cierta competencia reológica en los bloques situados a ambos lados, durante el desplazamiento.

La zona de cizalla Sierra Ballena es una falla transcurrente sinistral de primer orden. La misma puede ser considerada como la continuación de la zona de cizalla transcurrente Dorsal de Canguçú (Fernandes & Koester 1999). Esta fue interpretada sucesivamente como “zona de cizalla intracontinental producida por colisión oblicua” (Fragoso César *et al.* 1986), “zona de cizalla en dirección responsable por la acomodación del movimiento tardiogénico paralelo al cinturón” (Fernandes & Koester 1999) y “sutura entre placas litosféricas” (Chemale 2000). La zona de cizalla Sierra Ballena trunca en diagonal el bandeado metamórfico E–W del Complejo Cerro Olivo y de los gneises que bordean el granito Cuchilla Dionisio. La misma separa dos dominios corticales posiblemente alóctonos entre sí.

Se detalla a continuación la geología de las diferentes *asociaciones lito-tectónicas* relacionadas con el desarrollo terminal del Cinturón Dom Feliciano (CDF): (i) la Faja Metamórfica Lavalleja, con metamorfitos de grado medio a bajo, (ii) el Bloque Punta del Este, con metamorfitos de alto grado, (iii) la Faja Granítica Orogénica, y (iv) las Secuencias Volcano–Sedimentarias.

La Faja Metamórfica Lavalleja

Está integrada por distintos corredores anastomosados de rocas supracorticales plegadas. Entre estos, se encuentran: la propia faja central del *Complejo Metamórfico Lavalleja* (Basei *et al.* 2000), la faja de la *Formación Paso del Dragón* (Preciozzi *et al.* 1985) y la faja del *Complejo Las Tetas* (Hartmann *et al.* 2001). En estas fajas predominan esquistos, anfíbolitas, cuarcitas y calizas de grado medio a bajo.

El *Complejo Metamórfico Lavalleja* se define como una asociación de rocas supracorticales volcano–sedimentarias, con algunas rocas intrusivas máficas (metagabros), presentando metamorfismo de grado bajo a medio y deformación localmente intensa, en zonas de alto *strain*. Pese a reconocerse localmente la estratificación (“S₀”), esta asociación no puede separarse en unidades litoestratigráficas formales, pues está parcialmente afectada por transposición (*cf.* Passchier & Trouw 1996).

La secuencia metasedimentaria incluye metaconglomerados, metareniscas, metapelitas, dolomías, calizas cristalinas puras e impuras y metamargas. La secuencia metavolcánica comprende lavas basálticas a andesíticas,

metariolitas, metapiroclastitas y brechas epiclásticas (Midot 1984; Preciozzi *et al.* 1985; Sánchez 1998).

Los metasedimentos siliciclásticos más groseros tienen una escasa participación, aunque ocurren algunos estratos métricos de metareniscas y metarcosas. Los metaconglomerados son raros. Algunas zonas de cizalla en dirección (*i.e.* “lineamientos”) compartimentan la secuencia y se considera que eso impide la correlación lateral de sus estratigrafías (Oyhantçabal *et al.* 2001).

Uno de los elementos que parecen constituir una asociación preorogénica dentro del *Complejo Metamórfico Lavalleya* es el conglomerado oligomítico del Parque Salus (*cf.* “Formación Salus” de Midot 1984), cuyos clastos de cuarzo y cuarcita demuestran provenir de un área fuente impropia del desmantelamiento orogénico y más esperable como secuencia de borde de margen pasivo. Las cuarcitas atestiguan de una deformación dúctil y recristalización en condiciones P-T de grado bajo a medio y presentan indicadores cinemáticos (porfiroclastos rotados). Estos conglomerados y cuarcitas están en contacto (¿fallado?) con calizas estromatolíticas, margas y lutitas rítmicas grises, correlacionables con litologías de las unidades descritas en la Cantera Mina Verdún (Poiré *et al.* 2003; González *et al.* 2004).

Pese a que allí, trabajos recientes consideran la existencia de una única fase de deformación dúctil (Poiré *et al.* 2003), las estructuras fotointerpretadas y corroboradas en la cantera de ANCAP son algo complejas e indican deformación dúctil y condiciones de flujo diferencial, generando un pliegue anisópaco con charnela engrosada (zona de mayor abundancia de caliza). Asimismo, entre los Cerros Águila y Verdún (entrada de Minas), las cuarcitas y conglomerados desarrollan un pliegue isópaco apretado, de plano axial Noroeste (Bossi & Navarro 1988) y participan en interferencias de pliegue en el Cerro La Plata (Midot 1984; Pena *et al.* 1986; Machado & Frago 1988).

El análisis estructural permitió establecer niveles–guía estratigráficos, útiles para la correlación dentro del complejo, tales como jaspilitas negras asociadas a calizas dolomíticas (*cf.* Midot 1984). Las mismas han constituido históricamente una guía de prospección para calizas cementeras. Estos niveles–guía superan la barrera causada por los nuevos “lineamientos” propuestos (*cf.* Oyhantçabal *et al.* 2001; Gaucher *et al.* 2004).

Un análisis cinemático fue establecido en un sector del complejo de metagranitoides *Punta Rasa–Campanero*, en el que se intercalan restos de las secuencias supracorticales separadas (*i.e.* unidades “Fuente del Puma”,

“Zanja del Tigre” y “Carapé”) (Mallmann *et al.* 2004). Allí se determinó la existencia de tres fases de deformación: D₁, D₂ y D₃.

La fase D₁ representa el comportamiento dúctil en zonas de bajo *strain* relativo. A esta se asocian estructuras de interferencia de pliegues anisópacos y pasivos, así como pliegues isópacos (dependiendo de las litologías) (Machado & Fragoso 1987). Estas estructuras ocurren durante la deformación dúctil principal, concomitante con el pico metamórfico.

La fase D₂ genera cabalgamientos de bajo grado (Mallmann *op. cit.*). La trama metamórfica sin-D₁ sería aprovechada para desarrollar los despegues. Estos cabalgamientos se caracterizan por zonas de cizalla ultramiloníticas y filoníticas de bajo ángulo discretas, que recortan e imbrican lascas de ortogneises (metagranitoides *Punta Rasa–Campanero*), con lentes de rocas supracorticales (*Complejo Metamórfico Lavalleja*). Las filonitas micáceas no provendrían de los micaesquistos del *Complejo Metamórfico Lavalleja* sino que serían el producto de la propia deformación dúctil que afecta a los metagranitoides *Punta Rasa–Campanero*.

La fase D₃ se interpreta como el resultado de escape tectónico, como respuesta al agotamiento del acomodamiento por deformación dúctil flexural del basamento. Genera zonas de cizalla de alto ángulo en dirección.

Los protolitos volcánicos y sedimentarios del *Complejo Lavalleja* habrían sido depositados entre el mesoproterozoico y el neoproterozoico (*ca.* 1.400 hasta 700 Ma). Una datación U-Pb (convencional) en metavolcanitas ácidas (*i.e.* metaignimbrita) indicó una edad de 1.429 ±21 Ma (Sánchez *et al.* 2004b). La edad es de difícil interpretación dado que varias fracciones de circón (al menos dos) resultaron altamente discordantes. Dichos circones se consideraron como xenocristales (Fig. 15).

En general, la edad de depositación de la secuencia está mal controlada. Por ejemplo, Gómez Rifas (1995) reportó edades K-Ar (RT) en metagabros de 1.203 ±65 Ma. Otras rocas incluyendo metariolitas y metabasaltos dieron dos grupos de edades: (i) 626 ±47 Ma, (ii) *ca.* 750 Ma. La geoquímica de estos últimos sugiere la presencia de 2 tipos de magmatismo básico.

Por otra parte, se obtuvo información sobre áreas fuente, a partir de histogramas con edades de circones detríticos que van desde el Arqueano al Neoproterozoico (Sánchez *op. cit.*).

Unidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Evento asociado	Autor
Faja Metamórfica Lavallega	Metagabro	K-Ar(RT)	1.203 ± 65	Enfriamiento magmático (?)	Gómez Rifas (1995)
	Metariolita	U-Pb	624 ± 14	Pico metamórfico	Sánchez <i>et al.</i> (2004a)
	Metariolita	U-Pb	667 ± 4	Cristalización magmática	Sánchez <i>et al.</i> (2004a)
	Metabasalto	Sm-Nd isócrona	1.812 ± 360	Extracción mantélica y crist. magmática	Mallmann <i>et al.</i> (2003)
	Circones detríticos	U-Pb SHRIMP	Entre 702 y 3.197	Proveniencia mixta (n=20 circones)	Sánchez <i>et al.</i> (2004b)
	Galena	Pb-Pb	1.200–1.300	Cristalización	Garau (<i>com. pers.</i>)

Figura 15 – Datos geocronológicos de la faja metamórfica Lavallega.

El Bloque Punta del Este

Este se caracteriza por una asociación de rocas para y ortoderivadas de alto grado (Masquelin *et al.* 2001). Este bloque metamórfico se incluyó entre las unidades litotectónicas del Cinturón Dom Feliciano debido a que las dataciones indican una edad brasiliana para el metamorfismo (M_1) (Gross *et al.* 2005).

Las principales rocas estudiadas fueron las metapelitas y metabasitas de la *Suite Metamórfica Chafalote* (Fig. 16). Los protolitos de esa secuencia paraderivada son pelitas, grauvacas (semipelitas), areniscas, margas y calizas silicosas. Los principales litotipos son gneises pelíticos a granate y cordierita, gneises a granate y biotita, gneises calcosilicatados y gneises máficos.

La estructura planar principal de los paragneises es un bandeo compuesto ($S_0 // S_1$), afectado por diversos tipos de pliegues (*i.e.* pliegues isoclinales y pliegues tardíos). Generalmente, esas rocas alternan zonas de alta y baja deformación.

Las condiciones del metamorfismo regional (M_1) alcanzaron el facies granulita en todas las litologías (Masquelin *et al.* 2001; Masquelin & Morales 2002). Para las metapelitas, el campo de estabilidad de las asociaciones minerales Crd–Grt–Bt–Sil–Kfs–Pl–Qtz y Grt–Crd–Bt–Spl–Sil–Kfs–Pl apunta hacia un rango de presiones entre 2 y 5 kbar y temperaturas debajo de la

reacción de deshidratación de $Bt + Qtz$ o $Bt + Pl + Qtz$ ($< 800\text{--}820^\circ\text{C}$ a 2–5 kbar; Spear *et al.* 1999). Las abreviaturas de minerales siguen la norma de Kretz (1983). El Opx no ocurre en metapelitas comunes pero quedó preservado en semipelitas ricas en cuarzo. En metapelitas ricas en Sil, la estabilidad de la asociación mineral de pico metamórfico (sin muscovita), Grt–Bt–Sil–Kfs–Qtz–Ilm–Rut, así como la ausencia de fracción fundida, indican temperaturas arriba de la reacción de deshidratación de $Ms + Qtz = Sil + Kfs + H_2O$, y debajo de la reacción $Kfs + Sil + Qtz + H_2O = \text{líquido}$. Esto restringe el campo de estabilidad a 0–6 kbar y $530^\circ\text{--}900^\circ\text{C}$.

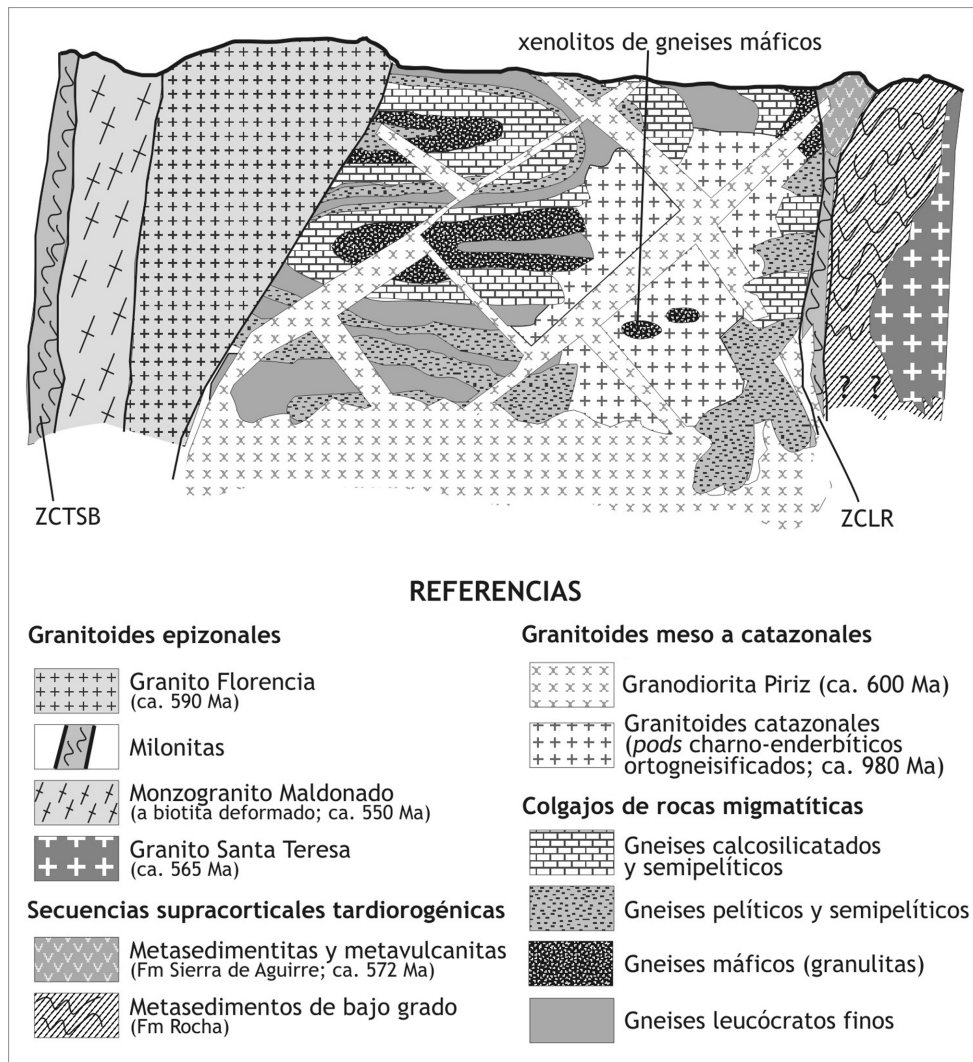


Figura 16 – Estratigrafía conceptual del bloque Punta del Este.

En semipelitas ricas en cuarzo, la estabilidad de la asociación mineral Grt–Opx–Bt–Pl–Qtz indica que se alcanzaron las condiciones de fusión parcial casi en ausencia de fluidos, por encima de la formación de Opx, con un rango de 875°–900°C de temperatura, a 10 kbar (Nair & Chacko 2002).

En los gneises máficos a dos piroxenos, las asociaciones minerales Opx–Cpx–Hbl–Bt–Pl–Qtz y Opx–Grt–Cpx–Hbl–Bt–Pl–Qtz sugieren un campo de estabilidad de baja a media presión (700°–850°C a 5–7 kbar; Green & Ringwood 1972). La asociación mineral Cpx–Hbl–Pl en anfibolitas puede ocurrir en un rango de 400° a 700°C para 1–20 kbar ($a_{\text{H}_2\text{O}}=1,0$, $\text{Grt}_{\text{Grs}}=0,4$ y $\text{An}_{\text{Pl}}=0,5$; Pattison 2003). En anfibolitas a granate, la estabilidad de la asociación mineral Cpx–Grt–Pl–Qtz indica un rango de estabilidad de 400–700°C para 3–13 kbar ($a_{\text{H}_2\text{O}}=1,0$, $\text{Grs}_{0,25}$ y $\text{An}_{0,35}$).

La edad $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ del metamorfismo (M_1) fue establecida para el par granate–roca total (Gross *et al.* 2005). Para los gneises pelíticos migmatíticos, se obtuvieron isócronas indicando un rango de edades entre 596 ± 41 y 656 ± 72 Ma. Sin embargo, la mejor edad obtenida fue 600 ± 24 Ma. Los granates analizados conservan el registro del pico térmico (*ca.* 800°C) y la recristalización asociada, lo que indica altas temperaturas corticales (facies Granulita).

La secuencia paraderivada está cortada por granitoides ortogneisificados, de protolito tonalítico a granodiorítico (Masquelin 2002). La textura es granoblástica inequigranular. Los minerales esenciales son: Plagioclasa (An_{55}), microclina (ocasional), cuarzo, ortopiroxeno y biotita. Los minerales accesorios son: ilmenita, rutilo, circón, apatito, monacita y sulfuros. Los granos subidiomorfos de Opx se interpretan como provenientes de una textura ígnea. Los ortogneises a Opx–Bt se emplazaron como pequeños cuerpos ovoides de tamaño métrico a decamétrico a lo largo de zonas de cizalla discretas N160° (*pods* de “charno–enderbitas”). Esas zonas de cizalla cortan a alto ángulo el bandeo gnéisico de la secuencia paraderivada. Los mismos pueden contener xenolitos de gneises máficos a dos piroxenos y anfíbol (*i.e.* granulitas máficas).

El modelo de evolución tectónica manejado para este bloque metamórfico implica: (i) un evento orogénico principal (E_1), convergente–colisional, en régimen de transpresión, separable en tres fases de deformación (D_1 , D_2 y D_3) y correlativo con el metamorfismo M_1 , y (ii) un evento orogénico E_2 , contraccional y transcurrente. En el último se produce un cambio cinemático, debido al escape tectónico y la compartimentación de la deformación. Este está vinculado a un metamorfismo más tenue (M_2), superpuesto a M_1 (Fig. 17).

Evento Tectónico E ₁	Fase D ₁	Fase D ₂	Fase D ₃
Superficie de referencia principal	Bandeado continuo paralelo (S ₀ // S ₁) S ₁₋₀ = 140° / 46° NE	Bandeado compuesto conspicuo (S _{2a-b} = S ₀ / S ₁ / S ₂) con inyección de venas y zonas de alta y baja deformación; aspecto irregular, con lentes de baja deformación. S _{2a-b} = 080° / 76°NW	Bandeado compuesto S ₃ en zonas de cizalla N-S que recortan el bandeo S _{2a-b} (a: alto, b: bajo strain) Pliegues isoclinales y bandas de deformación. S ₃ = 012° / 80°NW
Foliación	secundaria de biotita y Opx paralelos	milonítica y de recristalización orientada	milonítica
Lineación	agregado cuarzo-feldespático y mica Lm ₁ = 18° / 305°	agregado cuarzo-feldespático Lm ₂ = 16° / 265°	cuarzo en bandas de deformación Lm ₃ = 44° / 215°
Indicadores cinemáticos	-----	porfiroclastos δ con colas y sombras de presión asimétricas: cizalla dextral	<i>foliation-fish</i> , estructura S-C, porfiroclastos σ: cizalla sinistral
Estructuras asociadas	Pliegues isoclinales de clase 1B o 1C	Pliegues apretados a isoclinales de clase 1C	Pliegues apretados de clase 1C. Boudinage
Recristalización (cuarzo)	Dinámica (texturas granoblásticas lobadas)	Estática (sectores con texturas de recristalización dinámica)	Contactos suturados por recristalización dinámica (<i>dislocation creep</i>)
Mecanismos de deformación (cuarzo)	<i>Dislocation creep</i> y <i>Diffusional dislocation</i>	Migración de borde de grano (<i>bulging</i> sobre plagioclasa)	Rotación de subgranos y difusión de dislocaciones asistida por fluidos
Condiciones de metamorfismo	Facies de granulita	Facies de anfíbolita superior	Facies de esquistos verdes a anfíbolita inferior

Figura 17 – Cuadro de condiciones mecánicas y evolución tectónica.

La Faja Granítica Orogénica

Los granitoides de la faja granítica orogénica se emplazaron en cuatro situaciones tectónicas de ambiente epizonal, dentro de:

- i) la Faja Metamórfica Lavalleja y cuencas tardiorogénicas,
- ii) el basamento del bloque Villa Serrana,
- iii) la propia faja granítica orogénica central, situada en el Dominio Oriental, y
- iv) la Cuenca Marginal Rocha.

Los granitoides orogénicos brasileños constituyen una suite intrusiva de tendencia calcoalcalina alto a medio potasio. Los sinorogénicos desarro-

llan tramas penetrativas, mientras que los tardiorogénicos recortan a los anteriores o heredan su estructura. Desde el punto de vista geoquímico, las relaciones $\text{CaO vs. Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, así como $(\text{Ta, Nb}) / (\text{K, Rb, La})$ se corresponden con granitos de arco magmático maduro normal (Preciozzi *et al.* 1993; Sánchez *et al.* 2003). Pese a las relativamente bajas razones isotópicas $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$, una contaminación cortical es indicada por las relaciones entre Nb y Ba.

Los granitos poscolisionales, de tendencia alcalina, son encontrados en pequeños cuerpos circulares, recortando al Complejo Punta Rasa–Campanero. Estos estarían vinculados con el magmatismo del Complejo Intrusivo Sierra de Ánimas, así como con los diques de microgranito a ardversonita, emplazados paralelamente a las milonitas de la zona de cizalla Sierra Ballena, en su lado Este. Ese magmatismo alcalino se conoce en Rio Grande do Sul como “Suite Dom Feliciano” (Philipp 1998).

El emplazamiento de los plutones ocurrió de diversas formas:

- i) diques forzados en diaclasas extensionales escalonadas, de decenas de kilómetros de longitud y varios kilómetros de ancho (*e.g.* Granito Rocha, Granito Florencia), en virtud de la creación de direcciones de alivio como respuesta al aumento de una tensión N–S, en una corteza relativamente más fría y rígida (Masquelin 1995b),
- ii) plutones diápiricos en zonas extensionales más calientes (*e.g.* Granitos José Ignacio, Puntas del Yermal y Guazunambí), y
- iii) pequeñas segregaciones difusas de granitos a dos micas en las rocas de caja.

Estos granitoides orogénicos presentan edades comprendidas entre *ca.* 700 y 530 Ma (Fig. 18). Las mismas pueden subdividirse en: (i) magmatismo precoz de 680 Ma (Preciozzi *et al.* 1993), (ii) magmatismo sinorogénico (?) de 630 Ma (Hartmann *et al.* 2002), (iii) magmatismo tardiorogénico (600–530 Ma), (iv) diques máficos N–S y E–W (580 Ma), y (v) magmatismo alcalino pos-orogénico (520–490 Ma).

Las Secuencias Volcano–Sedimentarias

Las Secuencias Volcano–Sedimentarias neoproterozoicas del CDF han constituido uno de los temas de mayor desarrollo en el Escudo Uruguayo, así como también el mayor generador de controversias. Los trabajos recientes se ocuparon de describirlas desde un punto de vista litoestratigráfico y paleontológico, teniendo como resultado el hallazgo de abundantes microfósiles y estromatolitos, y el armado de algunos perfiles estratigráficos fragmentarios.

Unidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Evento asociado	Autor
Suite magmática alcalina	Andesita de S ^a Aguirre	U-Pb SHRIMP	571 ±8	Cristalización magmática	Bossi <i>et al.</i> (2001)
	Riolita Sierra de Ríos	Rb-Sr (RT)	575 ±14 (R ₀ =0,710)	Cristalización magmática	Bossi <i>et al.</i> (1993)
	Riolita Sierra de Ríos	Rb-Sr (RT)	515 ±12	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)
	Sienita Sierra de Ánimas	Rb-Sr (RT)	499 ±71	Cristalización magmática	Preciozzi <i>et al.</i> (1993)
	Granito Cuchillita	K-Ar (RT)	571 ±100	Enfriamiento de cristalización	Sánchez & Linares (1999)
	Sienita Barriga Negra	Rb-Sr (RT)	565 ±59 (R ₀ =0,714)	Cristalización magmática	Preciozzi <i>et al.</i> (1993)
Suite granítica calco-alcalina	Monzogranito El Pintor	U-Pb	546 ±69	Cristalización magmática	Masquelin (2002)
	Granito Santa Teresa	Rb-Sr (RT)	556 ±7	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)
	Granito Florencia	Rb-Sr (RT)	591 ±95 (R ₀ =0,7047)	Cristalización magmática	Preciozzi <i>et al.</i> (1993)
	Granito José Ignacio	Rb-Sr (RT)	601 ±20 (R ₀ =0,7071)	Cristalización magmática	Preciozzi <i>et al.</i> (1993)
	Granito Rocha	Rb-Sr (RT)	678 ±14	Cristalización magmática	Preciozzi <i>et al.</i> (1993)
	Granito Polanco	Rb-Sr (RT)	548 ±15 (R ₀ =0,708)	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)
	Granito Pan de Azúcar	Rb-Sr (RT)	559 ±28 (R ₀ =0,705)	Cristalización magmática	Preciozzi <i>et al.</i> (1993)
	Granitos de Carapé	K-Ar (RT)	572 ±30	Enfriamiento de cristalización	Sánchez & Linares (1999)
	Granito Norte de Minas	Rb-Sr (RT)	574 ±34 (R ₀ =0,717)	Cristalización magmática	Preciozzi <i>et al.</i> (1993)
	Granodiorita Puntas de Santa Lucía	U-Pb SHRIMP	633 ±8	Cristalización magmática	Hartmann <i>et al.</i> (2002)

Figura 18 – Datos geocronológicos de la faja granítica orogénica del Cinturón Dom Feliciano.

Tradicionalmente, esas secuencias se agruparon por su condición de rocas supracorticales, siendo indiscriminadas por otros criterios. La principal asociación volcano-sedimentaria neoproterozoica conocida correspondió a la *Serie de Minas* (Mac Millan 1933), informalmente transformada en el *Grupo Lavalleja-Rocha* (Bossi *et al.* 1965) y luego en el *Grupo Lavalleja* (Preciozzi *et al.* 1985). Al respecto, una reseña histórica rigurosa fue presentada por Sánchez (1998).

Para comenzar a realizar una estratigrafía formal había que regirse por normativas estratigráficas y “pensar” los registros volcánico–sedimentarios como verdaderas *secuencias depositacionales*.¹⁴

El primer avance en esa dirección consistió en separar las secuencias fuertemente deformadas e incluso metamorfizadas de las secuencias poco deformadas situadas en discordancia angular y erosiva. Se reconoció una primera discordancia entre la *Formación Las Ventanas* poco deformada y el resto de las unidades volcánico–sedimentarias, muy plegadas (Midot 1984).

Esta separación fue ampliada a otras ocurrencias similares, para luego definirse a escala regional como el *Grupo Barriga Negra* (Preciozzi *et al.* 1985). Fesefeldt (1988) retomó la antigua denominación *Serie de Minas* en lugar de Grupo Lavalleja, por entenderse que esa unidad era de difícil interpretación estratigráfica pero mantuvo la definición de *Grupo Barriga Negra*.

Posteriormente, una parte de la secuencia basal plegada, en zona de menor deformación (*Serie de Minas*) y el *Grupo Barriga Negra*, en discordancia sobre la anterior, fueron reagrupados en el *Grupo Arroyo del Soldado* (Gaucher 2000). Allí se estableció una columna estratigráfica de tipo “*Layer Cake*” para un conjunto de formaciones de ambientes muy diversos, desde plataformales a continentales, con casi 5.000 m de potencia. Las seis formaciones allí definidas fueron, de la base al tope: (i) Yermal, (ii) Polanco, (iii) Barriga Negra, (iv) Cerro Espuelitas, (v) Cerro San Francisco y (vi) Cerro Victoria. La secuencia no incluyó a las rocas volcánicas por entenderse que pertenecían a una secuencia de ambiente geotectónico diferente.

En él se registraron, de la base al tope: (i) una secuencia pelítico–arenosa, gradando a (ii) rocas carbonáticas, de origen biomicrítico, ricas en estromatolitos de tipo *Conophyton* (Poiré *et al.* 2003), recubiertas por (iii) una secuencia pelítica rica en materia orgánica, cuarcitas ferríferas bandeadas (BIF) y *chert* microfosilífero. En discordancia angular y erosiva, se encontró (iv) una potente secuencia de cuarzo–arenitas maduras y areniscas arcólicas. Finalmente, se colocaron (v) calcarenitas oolíticas intercaladas con calizas micríticas y estromatolíticas.

14. Una *secuencia depositacional* es una unidad estratigráfica compuesta por un conjunto de estratos genéticamente relacionados y limitados en base y tope por discordancias o sus respectivas conformidades correlativas (Mitchum 1977). Se desprende que los límites discordantes se prolongan en el espacio sedimentario mediante sus respectivas conformidades correlativas (para *horizontes isócronos*).

La diversidad en el contenido fosilífero de algunas sedimentitas permitió asignarle un posicionamiento estratigráfico entre el Ediacárico y el Cámbrico inferior. Entre los microfósiles encontrados apareció *Cloudina riemkeae*, predominante en los niveles basales del grupo. Este microfósil permitió la correlación con los Grupos Corumbá y Jacadigo de Brasil, así como con el Grupo Nama de África del Sudoeste (Gaucher *et al.* 2003).

La edad máxima de depositación del *Grupo Arroyo del Soldado* fue acotada por la intrusión de la Granodiorita Puntas de Pan de Azúcar (633 ± 8 Ma) sobre la cual ésta reposa, mientras que su edad mínima fue acotada por la intrusión del Granito Guazunambí (532 ± 11 Ma) que la recorta.

Por otra parte, Poiré *et al.* (2003) definió el Grupo Mina Verdún, en una escala de detalle, para referirse al conjunto de formaciones aflorantes en la cantera de mismo nombre, cercana a la ciudad de Minas. De la base al techo, el grupo comprende: (i) lutitas negras de ambiente euxínico (*Formación Don Mario*), (ii) margas verdosas a negras (*Formación La Toma*), (iii) calizas grises masivas y estromatolíticas (*Formación El Calabozo*), (iv) dolomías en tonalidades grises–amarillentas a rosadas karstificadas y con techo truncado (*Formación Gibraltar*).

La discordancia reconocida por Midot (1984) en la cantera Mina Verdún fue entonces confirmada (Poiré *et al.* 2003). Allí, la secuencia superior, redefinida como *Formación Las Palmas* (Poiré *op. cit.*) se encuentra en discordancia, ya no sobre cuarcitas ferríferas bandeadas, sino directamente sobre las dolomías de la *Formación Gibraltar*. La misma consta de conglomerados polimícticos, areniscas gravillosas y pelitas rojas que sugiere un ambiente típicamente continental (aluvial). Los clastos provienen de sedimentitas deformadas, volcanitas y granitoides. La secuencia está afectada por plegamiento muy suave y está recortada por diques andesíticos de 483 ± 11 Ma, datados por el método K-Ar (González *et al.* 2004). La discordancia es erosiva y angular, y evidencia no sólo una regresión marina sino también un episodio de exhumación y un cambio de ambiente tectónico.

Más allá de las denominaciones locales, el modelo alternativo aquí presentado propone vincular nuevamente esas secuencias aluviales conglomerádicas, arenosas y pelíticas a una única secuencia aluvial a transicional potente, descrita como *Formación Arroyo del Soldado* (Preciozzi *et al.* 1993) o *Formación Barriga Negra* (Gaucher 2000), retomando la vieja idea de *Grupo Barriga Negra*. La discordancia descrita podría correlacio-

narse con otras situadas en la base de los estratos rojos de la secuencia aluvial de Arroyo Perdido Chico, al Norte del Cerro Las Ventanas y en la Cañada Azucarera (Pan de Azúcar). Esta secuencia de ambiente aluvial–transicional se asemeja a muchas otras de la región (*e.g.* secuencia Itajaí, SC).

Una de las premisas del modelo alternativo aquí propuesto implica el tener presente que la deformación de una secuencia es típicamente heterogénea y diacrónica. Esto deja en abierto todas las correlaciones posibles entre secuencias menos deformadas del Oeste, en donde se reconoce la estratificación y equivalentes más deformados y metamorfizados del Este.

La secuencia siliciclástica y carbonática inferior sugiere un ambiente marino plataformal de margen cratónico (Preciozzi *et al.* 1993; Gaucher 2000). Esta última fue verticalizada y afectada por pliegues isópacos a anisópacos, aunque localmente aparece poco deformada y preservando claramente la estratificación, estructuras sedimentarias y fósiles, como también se constata en la cantera ANCAP. Alcanzó localmente metamorfismo de bajo grado (núcleo de pliegues apretados del Cerro La Plata), siendo además emergida y karstificada. El mapa geológico presentado hace incapié en la diferencia marcada por discordancias entre la secuencia continental y la secuencia marina epicontinental (Fig. 19).

La secuencia redefinida por Poiré *et al.* (2003) fue particularmente bien estudiada en los alrededores de Cerro La Plata, por ser la roca huésped de una mineralización hidrotermal de cuarzo con sulfuros, en particular molibdenita (Pena *et al.* 1986). La secuencia de lutitas rítmicas (*Formación Don Mario*) presenta más de 120 m en las perforaciones. La unidad transicional de margas verdes rítmicas (*Formación La Toma*) presenta una potencia reducida de algunos metros, y por encima se ubican calizas grises rítmicas, con finos estratos más limosos (limos ocre) que desarrollan clivaje pizarreño y gruesos estratos más calcíticos. Las mismas aparecen plegadas y presentan pliegues anisópacos (*Formación El Calabozo*).

Los procesos ocurridos al establecerse la discordancia de la *Formación Las Palmas* (*i.e.* *Las Ventanas*) debieron significar cambios radicales de paleogeografía, acompañando variaciones de relieve, depocentros, áreas–fuente, estabilidad tectónica y flujo térmico. Esto pudo requerir de intervalos de tiempo considerables entre la exhumación de las calizas, margas y lutitas de ambiente marino restringido y la depositación de la nueva secuencia continental.

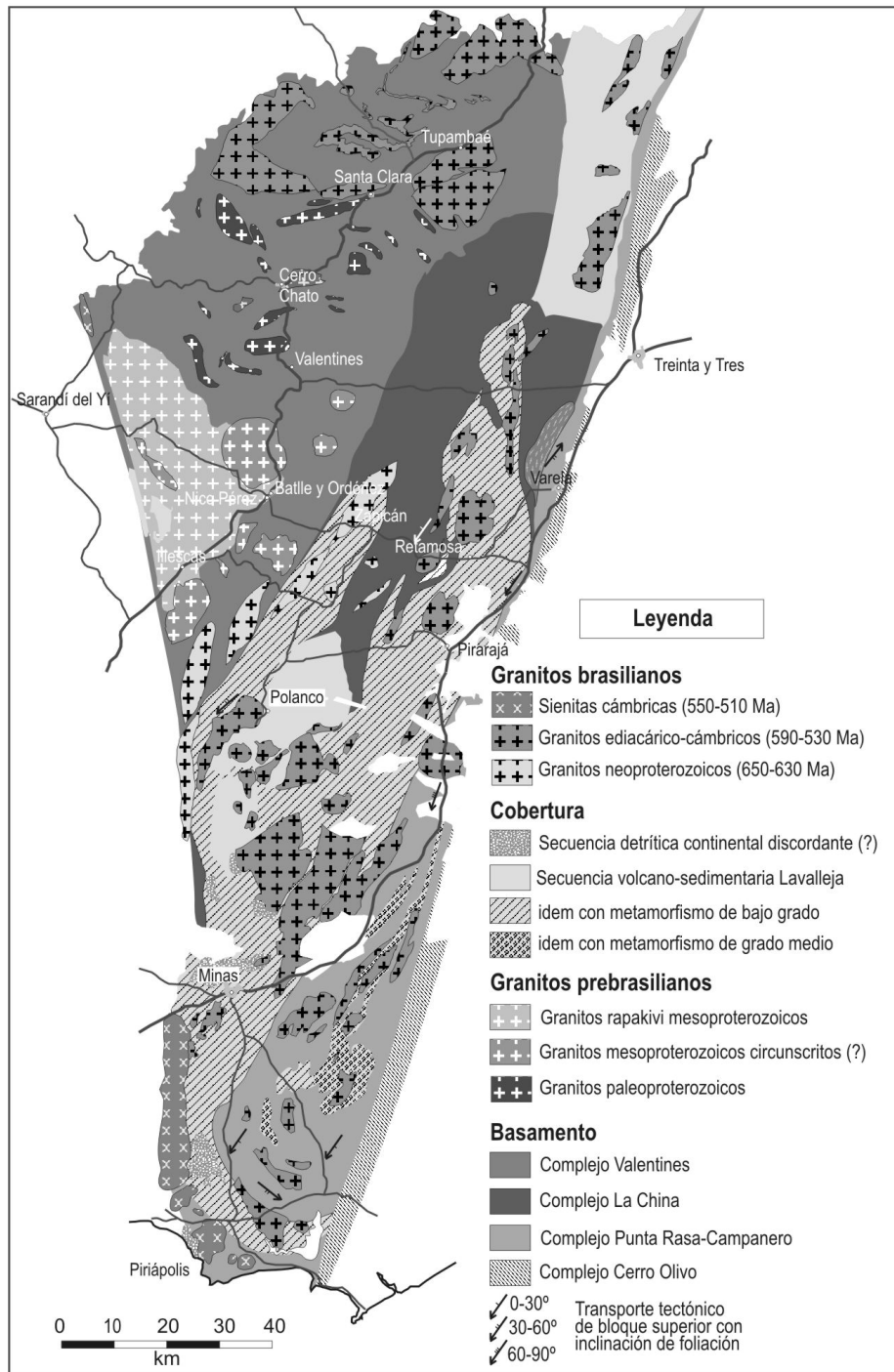


Figura 19 – Geología de la Faja Metamórfica Lavalleja y las cuencas tardiorogénicas.

Dicha secuencia regresiva no sólo es mucho más joven que las tramas colisionales observadas en la faja metamórfica y el basamento mesoproterozoico (*ca.* 1,7 Ga), sino que además su depositación posdata la deformación sintranscurrente paralela al cinturón (*e.g.* milonitas de la zona de cizalla Sierra Ballena) (*ca.* 550 Ma). La secuencia de ambiente continental presenta áreas de afloramiento claramente discontinuas.

Las dificultades en la comprensión de las secuencias estratigráficas asociadas con el CDF se deben en parte a la falta de un abordaje más tectónico. Un enfoque basado en el desarrollo de cuencas sinorogénicas y aloestratigrafía puede aportar nuevas ideas al análisis. Para ello se consideraron dos sectores de afloramiento ejemplares de la secuencia marina:

- i) la *región del Arroyo Barriga Negra*, y
- ii) la *región de Yerbal*.

La *región de Barriga Negra* presenta una secuencia continental con discordancia posiblemente atenuada sobre la secuencia marina metamorfizada. La secuencia continental muestra deformación muy baja, que consiste en pliegues abiertos isópacos a anisópacos.

El basamento situado al Este estaría cabalgado por sobre la secuencia sedimentaria, mediante fallas inversas con vergencia hacia el Noroeste. En ese sector la secuencia yace apenas deformada, mostrando depósitos estratificados subhorizontales. Estos fueron deformados en forma más o menos intensa, dependiendo si se encontraban en *horst* o *graben*, generados por fallas normales afectando el basamento (Fig. 20).

Hacia el Este, la secuencia continental reposa en discordancia angular y erosiva sobre litologías pertenecientes al Complejo Metamórfico Lavalleja (Basei *et al.* 2000; Mallmann *et al.* 2004).

La *región de Yerbal* se presenta como una caja tectónica orientada N-S, de 10 km de ancho y 30 de largo. Se encuentra limitada por fallas que se interpretan como reactivaciones del basamento mesoproterozoico. En la misma, aflora la secuencia marina conteniendo a las calizas estromatolíticas, las lutitas rítmicas y areniscas accesorias. La misma aparece muy deformada, mostrando pliegues apretados, esquistosidad de plano axial y estructuras de interferencia “domo y cubeta”. Además está recortada por un haz de diques basálticos (Fig. 21).

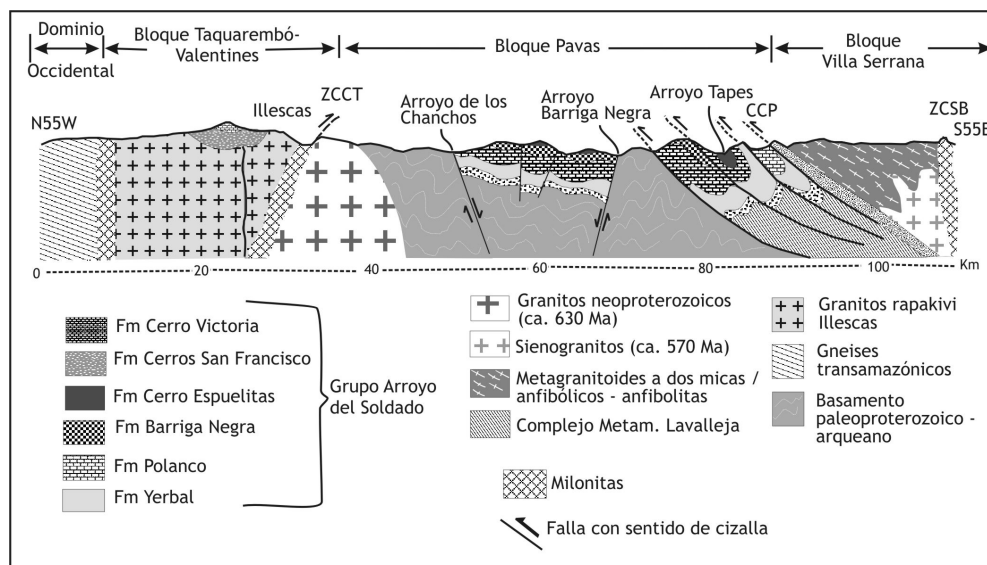


Figura 20 – Corte esquemático del Grupo Arroyo del Soldado en la región de Barriga Negra (cf. Gaucher 2000).

La secuencia siliciclástica y carbonática es análoga a la secuencia inserta en las canteras Mina Verdún y ANCAP de la región de Minas. Son las mismas calizas cementeras con iguales características sedimentológicas, geoquímicas y estructurales. La fotointerpretación sugiere que la secuencia pudo ser depositada en una plataforma epicontinental, en la que luego se desarrollaron las estructuras transtractivas, generando un *pull-apart* (Masquelin 1990). En una segunda etapa, con la inversión tectónica, la secuencia se habría plegado, ya en un contexto transpresivo. Las estructuras derivadas de compresión se habrían producido por un pinzamiento de la caja tectónica, llevando a un acortamiento N-S y generando estructuras de tipo: (i) interferencia de pliegues en domo y cubeta, (ii) rotación de domos y cubetas, y (iii) fallas de componentes inversa y en dirección, con vergencia tope para Sudeste, recortando a los pliegues. Esta asociación de estructuras correspondería a una deformación general en constricción de la cuenca, tornándose un *push-up* (Fig. 22).

Las otras formaciones consideradas pertenecientes a las Secuencias Volcano-Sedimentarias son:

- i) la *Formación Playa Hermosa*,
- ii) la *Formación Las Ventanas*,
- iii) la *Formación San Carlos* y
- iv) la *Formación Rocha* y la *Formación Sierra de Aguirre*.

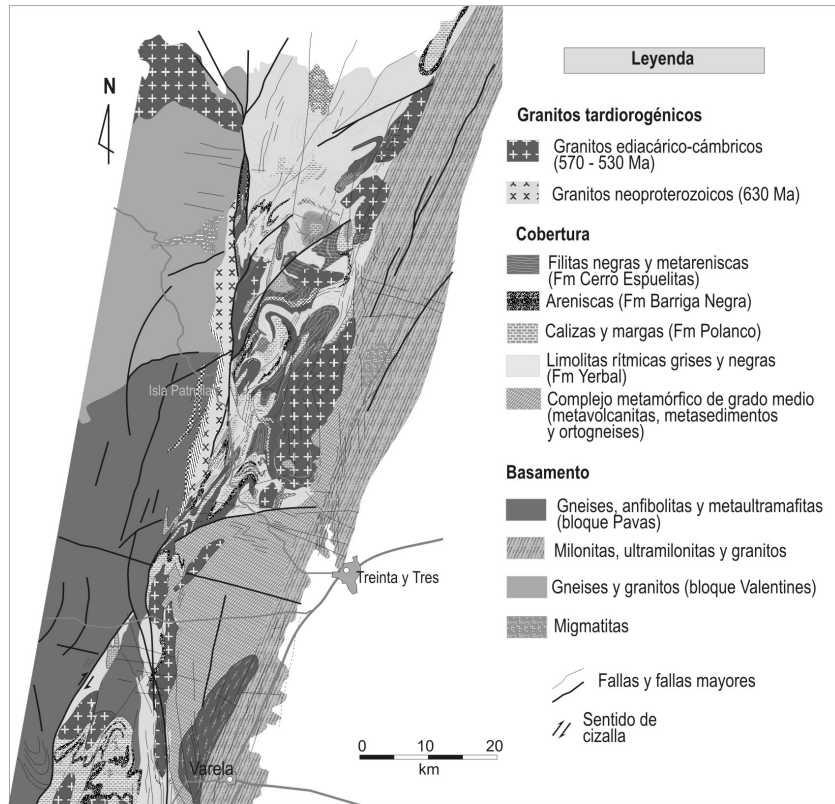


Figura 21 – Interpretación estructural de la Cuenca de Lavalleja en la región de Yerbal.

La *Formación Playa Hermosa* aflora al Oeste de Piriápolis. Está constituida por una secuencia siliciclástica, conteniendo conglomerados matriz-soporte, limolitas y areniscas. Los estratos conglomerádicos a psamíticos, presentan una composición de wackes arcósicos. Desde el punto de vista faciológico, conformaría una secuencia típica de ambiente fluvio-deltaico. Dicha secuencia registra clastos “fuera de tamaño”, interpretados como depositados por hielos fundentes (Pazos *et al.* 2003). La hipótesis de climas fríos llevó a considerar una edad Varangeriana para estos depósitos (Peçoits *et al.* 2004). Esta unidad no contiene rocas volcánicas pero está recortada por diques de microsienita del Complejo Intrusivo Sierra de Ánimas.

La *Formación Las Ventanas* ocurre en el cerro de mismo nombre, al Norte de Pan de Azúcar. Se dispone en discordancia erosiva sobre la Formación Playa Hermosa. Presenta estratos pelíticos rojos microfósilíferos que gradan a arcosas gravilosas. Algunos estratos arcósicos con estratificación

cruzada presentan clastos de microsienitas (e.g. Cerro de los Burros), indicando que el Complejo Intrusivo Sierra de Ánimas ya estaba siendo erosionado. Esta unidad se interdigita con rocas volcánicas ácidas y básicas. El área fuente de algunos clastos corresponde a metasedimentos con clivaje de crenulación y principalmente rocas volcánicas. Esta unidad se correlaciona con el conglomerado de Pueblo Verdún en Minas (Formación Las Palmas).

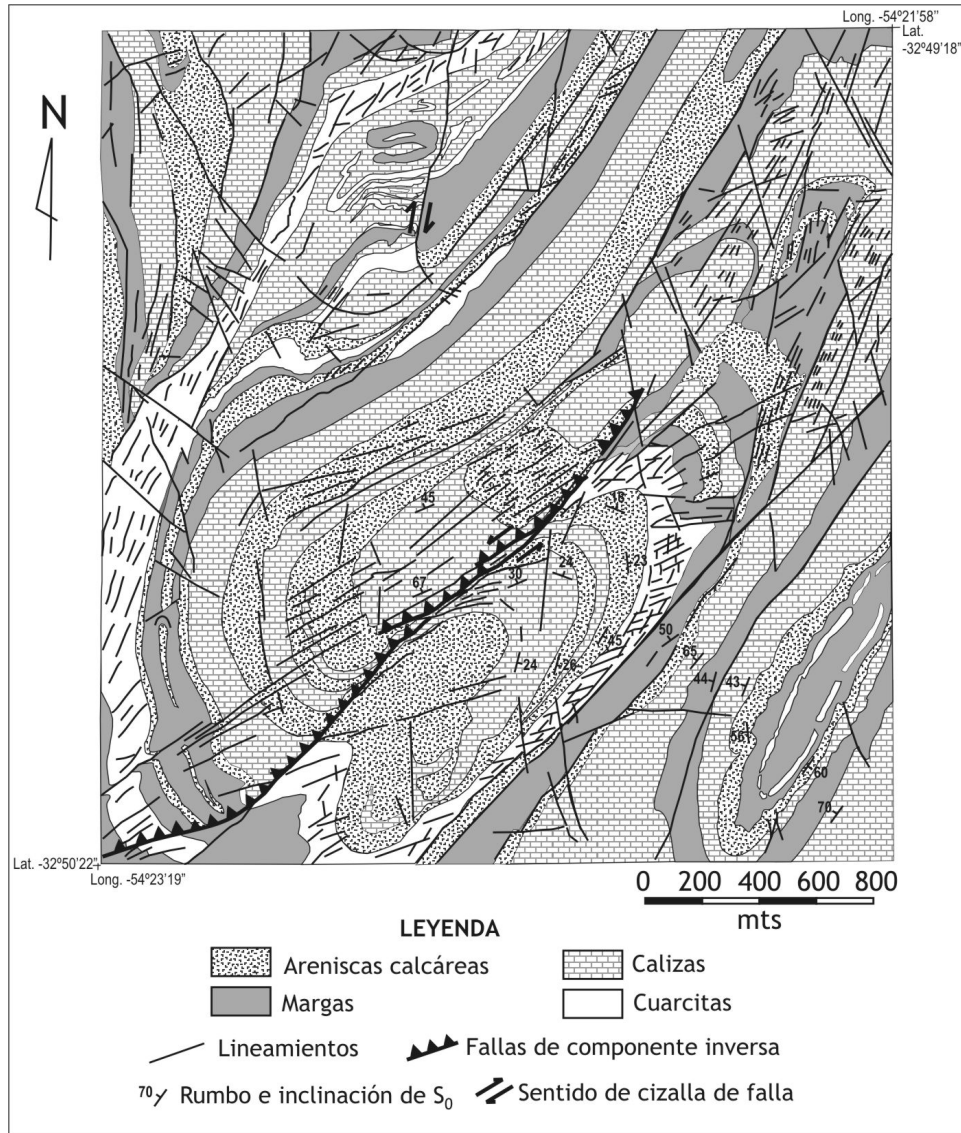


Figura 22 – Detalle de la deformación en constricción en las sedimentitas en la región de Yermal.

La cobertura del bloque Punta del Este está caracterizada por una delgada secuencia siliciclástica (Formación San Carlos), observada en la Sierra de San Carlos, sobre el margen Este del Arroyo Maldonado (Masquelin & Pías 1989). Dicha secuencia contiene conglomerados matriz soporte, metarcosas y metapelitas (esquistos), depositadas sobre basamento. Los conglomerados presentan clastos de cuarcitas rosadas, riolitas, granitos, esquistos y milonitas. Los bancos psamíticos presentan estratificación cruzada y en artesa (Sánchez 1998). Esta secuencia es de ambiente continental y presenta una potencia reducida. Ocurren fajas miloníticas controladas por la zona de cizalla Gorriti. Las psamitas son recortadas por filones riolíticos, semejantes a los observados en la Formación Sierra de Aguirre (Rocha). La secuencia está pobremente estudiada. No obstante, investigaciones recientes indicarían un contenido micropaleontológico semejante al de la Formación Las Ventanas (Peçoits *et al.* 2004).

Para Sánchez *et al.* (2004b), las secuencias volcano-sedimentarias que conforman el Complejo Metamórfico Lavallega y parte del Grupo Arroyo del Soldado fueron originadas en ambiente orogénico, como cuenca de trasarco (*back-arc basin*), evolucionando hacia una cuenca de retroarco en antepaís (*foreland basin*).

La secuencia siliciclástica de bajo grado metamórfico, aflorante al Este de la zona de cizalla Laguna Rocha fue definida como “Grupo Rocha” (Hasui *et al.* 1975) y luego bajada al rango de Formación (Sánchez & Mezzano 1993). Se trata de una secuencia marina que preserva estructuras sedimentarias, pese a la deformación. No se encontraron fósiles en ella (Gaucher 2000). La naturaleza de su basamento es incierta. Presenta una alternancia de metapelitas y metareniscas gradadas (principalmente *wackes*). No existe correlación posible con el Grupo Arroyo del Soldado, ya que no existen ni sedimentos de aguas rasas, ni calizas. Recientemente se la correlacionó con el Grupo Oranjemund de Namibia en el Cinturón Gariep, basándose en la correlación de áreas-fuente a través del estudio geocronológico de los circones detriticos (Basei *et al.* 2005).

La secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Sierra de Aguirre se preserva en una caja tectónica reducida (Masquelin & Tabó 1990). Pese a reconocerse calizas y sedimentitas subacuáticas, la misma fue redefinida como una secuencia piroclástica: la Formación Cerros Aguirre (Campal & Gancio 1993). Esta unidad, controlada por el desplazamiento de la zona de cizalla Laguna Rocha, no escapa a la deformación regional, desarrollando pliegues con un clivaje tenue en las rocas de grano fino, indicando una dinámica transpresiva.

va para explicar el acortamiento. Algunos circones de riodacitas tardías fueron datados por SHRIMP (U-Pb) en 572 ± 11 Ma (Bossi *et al.* 2001).

CONSIDERACIONES FINALES

La evolución geológica del Escudo Uruguayo corresponde a un intervalo de tiempo situado entre 3.400 y 480 Ma. Hasta el momento, la investigación relacionada con la geología del Precámbrico puso un énfasis exagerado en la separación física de los registros litoestratigráficos de secuencias volcano-sedimentarias, cuando la comprensión de la evolución geológica requería de más integración del concepto de “sistemas cronogeodinámicos” en relación a esos registros. Los programas de cartografía geológica fueron detenidos en 1992 y se pudieron equivocar las prioridades de investigación, al no enfatizar la necesidad de una que estuviera más vinculada con las necesidades del sector minero. De futuro, será necesario compatibilizar mejor los intereses académicos y mineros, a efectos de avanzar en el conocimiento integral de la geología del Escudo Uruguayo y sus recursos minerales. En particular, se deberán enfatizar programas tendientes a desarrollar el conocimiento geológico básico en los registros arqueanos con mayor rigurosidad.

La diversificación de los programas de investigación debería atender a un abordaje temático equilibrado, dado que a la facilidad relativa de construcción de modelos orogénicos o de cuenca, basados en la interpretación de los registros más recientes (neoproterozoicos), se contraponen el interés económico de otras áreas más antiguas del escudo, cuya evolución geológica es casi desconocida. Las líneas de investigación que se plantean naturalmente parecen ser:

- i) determinar la evolución geológica de los dominios cratónicos y su correlación con otros similares en Sud-América, África y el mundo; y
- ii) determinar la evolución del Cinturón Dom Feliciano y los procesos que llevaron a la amalgama orogénica de Gondwana.

El *Cratón Río de la Plata* es uno de los dominios corticales de estabilidad tectónica relativa menos conocidos en el mundo. Los residentes en Uruguay tienen que ver en ello una ventaja para su estudio. Dicho cratón tuvo una evolución compleja que culminó con el estiramiento, rifteamiento y dispersión continental del paleocontinente paleoproterozoico que lo contenía. Los actuales dominios, con edades e historias geológicas dispares se correlacionan con provincias magmáticas y metamórficas encontradas en el Cratón Amazónico.

Su *Dominio Occidental* aparece como las raíces de un arco magmático paleoproterozoico juvenil (Bossi & Piñeyro 2004) y puede estar vinculado a otras provincias de características similares de Báltica y Amazonia.

El *Dominio Central* se parece, en muchos aspectos, a la Provincia Svekokareliana de Suecia y Finlandia y su evolución tectono–estratigráfica es correlacionable con la de la Provincia Río Negro–Juruena, en el Cratón Amazónico. En particular, se destacan aspectos geológicos tales como el diapirismo granítico, la secuencia volcánico–sedimentaria de alto grado conteniendo BIF y las edades de los granitos posorogénicos (entre 1,85 y 1,65 Ga). El alto potencial metalogénico explotable de este dominio (*i.e.* oro en zonas de cizalla) se debe en parte al desarrollo de una intensa cataclisis tardía). No obstante, se destaca una marcada diferencia entre un bloque afectado por la orogénesis Transamazónica (Taquarembó–Valentines) respecto de uno en el que las edades de 2,1 Ga son inexistentes (Pavas).

El *Dominio Oriental* tiene una historia muy diferente, indicando una aloctonía completa, respecto de los otros dos. Difiere tanto en su geología como en su impronta isotópica. La provincia metamórfica definida puede ser correlacionada con la Provincia Richtersveld de Sud-África y otros dominios de basamento prebrasiliano situados al Sudeste de Namibia. Las edades de 1,0 Ga sólo son comunes en esos dominios e inexistentes en el Cratón Río de la Plata. La herencia de edades 2,0 y 2,3 Ga, presentes en el Dominio Oriental, también ha sido registrada en la contraparte sudafricana.

El *Cinturón Dom Feliciano*, en su actual configuración geométrica, es una estructura conceptual, resultado de una sumatoria de eventos de deformación, desplazamiento y metamorfismo, relacionados con:

- i) el desarrollo de cuencas marginales previas a la convergencia,
- ii) la formación de un arco magmático de margen activo durante la convergencia oblicua,
- iii) los procesos resultantes de la colisión continente–continente,
- iv) los procesos tardiorogénicos y poscolisionales de ajuste isostático, y
- v) la influencia distal del desarrollo del margen gondwánico occidental, generando la reactivación de fallas en el interior continental.

Las etapas más tardías de la evolución orogénica dejaron un registro más conspicuo de los procesos de deformación y magmatismo, tanto en el cinturón orogénico como en su antepaís inmediato. Las etapas precoces presentan registros fragmentarios y controlados por escasos datos analíticos.

El modelo de evolución del CDF aquí propuesto pone énfasis en el estudio de las estructuras de deformación impresas en los depósitos tardiorogénicos más recientes. Las demás estructuras están obliteradas por la deformación y el metamorfismo, tornando difícil la comprensión de su evolución geológica y temporalidad con los datos hasta ahora obtenidos.

Los principales problemas a resolver para el Cinturón Dom Feliciano son:

- i) la temporalidad en el desarrollo de arcos magmáticos,
- ii) los episodios de colisión y su registro cinemático en el orógeno resultante, y
- iii) determinar la eventual existencia de ofiolitas y melanges, que permitirían conocer la polaridad de las subducciones.

Bibliografía

- Almeida FFM de, Amaral G, Cordani UG & Kawashita K (1973): *The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of the Amazon River*, pp. 411-446 de Nairn AE & Stehli FG (eds), *The Ocean Basins and Margins*. Vol. 1, Plenum Pub.Co.
- Almeida FFM de, Hasui Y & Brito Neves BB de (1976): *The Upper Precambrian of South-America*. Boletim IG / USP, 7: 45-80.
- Arrighetti RW, Pena S, Rossi P & Vaz Chaves N (1981): *Reconocimiento geológico y mineral de la región de Minas de Corrales, Rivera*. Instituto Geológico Terra-Arocena, 26 pp. (Informe interno). Montevideo.
- Assine ML, Alvarenga CJS & Perinotto JAJ (1998): *Formação Iapó: Glaciação continental no limite Ordoviciano / Siluriano da Bacia do Paraná*. Revista Brasileira de Geociências, 28(1): 51-60.
- Aubert N (2005): *Sedimentología y consideraciones estratigráficas de la Formación Piedras de Afilar, Canelones, Uruguay*. Trabajo final, Fac. Ciencias, UdelaR, inédito, 41 pp.
- Auboin J (1965): *Geosynclines*. Developments in Geotectonics I, Amsterdam, Elsevier, 335 pp.
- Basei MAS, Frimmel HE, Nutman AP, Preciozzi F, Jacob J (2005): *A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study*. Precambrian Research, 139, 195-221.
- Basei MAS, Siga Jr O, Harara O, Preciozzi F, Sato K & Kaufuss G (2001): *Precambrian Terranes of African affinities in the Southern Part of Brazil and Uruguay*, pp. 98-101 de *South-American Symposium on Isotope Geology*, 3. Pucón (Chile), Abstracts.

- Basei MAS, Siga Jr O, Masquelin H, Harara OM, Reis Neto JM & Preciozzi F (2000): *The Dom Feliciano Belt (Brazil–Uruguay) and its foreland (Rio de la Plata Craton): Framework, Tectonic Evolution and Correlations with similar terranes of Southwestern Africa*. En: Cordani U, Thomaz F & Milani E (eds), *Precambrian Evolution of South America*. Intern. Geological Congress, IUGS, Rio de Janeiro.
- Beckel J (1990): *Metalogenia del Cu, Pb y Zn en la cuenca de Camaquã durante el Ciclo Orogénico Brasileño, Rio Grande del Sur (Brasil)*. Tesis PhD, Univ. de Salamanca, España, inédito, 274 pp.
- Black R & Liégeois JP (1993): *Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle, the Pan-African testimony*. Jour. Geol. Society, London, 150: 89-98.
- Bossi J & Campal N (1987): *Evidencias geológicas sobre la posible existencia de un Núcleo Cratónico de más de 2000 Ma en el Noroeste del Uruguay*, pp. 821-832 de *Simp. Sul-Bras. Geol.*, 3°. Soc. Bras. Geol. – Núcleo Sureste, Curitiba, Actas, 2.
- Bossi J & Campal N (1992): *Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay*, pp. 343-356 de Gutiérrez Marco J, Saavedra J & Rábano I (eds), *Simp. Intern. Paleoz. Inf. Latinoam.*, I. Salamanca, Univ. Extremadura, Actas.
- Bossi J & Gaucher C (2004): *The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana*. Gondwana Research, 7(3): 661-674.
- Bossi J & Navarro R (1988): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 3ª edición, 2 tomos, pp. 1-966.
- Bossi J (1963): *El yacimiento de hierro del Arroyo Valentines, Florida, Uruguay, Parte I: La mena ferrífera*. Bol. Informativo, Soc. Brasileira de Geología, Núcleo Sureste, São Paulo, 12(1/2): 109-133.
- Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Colección Ciencias, n°2. Publ. UdelaR. Montevideo.
- Bossi J (1983): *Breve reseña sobre el conocimiento geológico del Escudo Predevoniano en el Uruguay (Sud América)*. Zbl. für Geol. Paläont. Teil I, Stuttgart, 1(3/4): 417-429.
- Bossi J, Campal N & Preciozzi F (1993): *Precámbrico del Uruguay, parte I: Terreno Piedra Alta*. DINAMIGE–UdelaR, pp. 1-58.
- Bossi J, Campal N, Hartmann LA & Schipilov A (2001): *Predevoniano en el Uruguay: Terrenos y SHRIMP II*. En: *Congreso Latinoamericano de Geología, 15*. Montevideo, Actas CD, Resúmenes Ampliados, n° 94.
- Bossi J, Campal N, Piñeyro D & Garat I (1990): *Contribución a la geología del haz de filones precámbricos de “Granito Negro” en el Uruguay*, pp. 89-94 de *Congr. Urug. Geol.*, I. Soc. Uruguaya de Geología, Montevideo, Actas, 1.
- Bossi J, Fernández A & Elizalde G (1965): *Predevoniano en el Uruguay*. Bol. Investig. Fac. Agronomía, Montevideo, Boletín, 78: 1-84.
- Bossi J, Ferrando L, Montaña J, Campal N, Morales H, Gancio F, Schipilov A, Piñeyro D & Sprechmann P (1998): *Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. Fac. Agronomía, UdelaR, pp. 1-122, 1 mapa.
- Bossi J, Ferrando LA & Albanell A (1967): *Basamento Cristalino del Sureste del Uruguay (Sud América)*, pp. 60-72 de *Symposium on Continental Drift – South-Atlantic Area, I*. UNESCO–IUGS, XIV General Assembly (LASCO/CD/2.10), Actas, Montevideo.
- Bossi, J & Piñeyro D. (2004): *Hornblenditas porfiroblásticas: Guía litológica de plutonismo de raíz de arco en el Terreno Piedra Alta (Paleoproterozoico, Uruguay)*. Rev Soc Urug Geol, 11: 28-45.
- Brito Neves BB de (1995): *Crátons e faixas móveis*. Boletim IG / USP. Série didática, Univ. de São Paulo, n° 7: pp. 1-187.
- Bucher WH (1933): *The deformation of the Earth Crust*. Princeton Univ. Press, Princeton. pp. 1-518.

- Campal N & Gancio F (1993): *Asociación volcánitas–piroclásticas de los Cerros Aguirre (Rocha): Una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasiliano en el Uruguay*, 7 pp. de *Simposio Internac. Neoproterozoico–Cámbrico de la Cuenca del Plata*, I. La Paloma, DINAMIGE–Fac. Agronomía, Actas, 2(44).
- Campal N & Schipilov A (1999): *The Eastern Edge of the Rio de la Plata Craton: A history of tangential collisions*, pp. 33-48 de Sinha AK (ed), *Basement Tectonics*. Kluwer Acad. Pub.
- Campal N (1990): *Aportes al conocimiento de la estratigrafía durante el Precambriano Medio del Uruguay, con énfasis en los Departamentos de Florida y San José*, pp. 65-70 de *Congr. Urug. Geol.*, 1. SUG, Montevideo, Actas, 1.
- Campal N, Gaucher C, Schipilov A & Bossi J (1995): *El Uruaçuano en el Uruguay: Evidencias geológicas, paleontológicas y radiométricas*, pp. 97-99 de *Simp. Sul-Bras. Geol.*, 6. SBG, Núcleo RS, Porto Alegre, Res. Expandidos, 1.
- Campal, N & Schipilov A (1995): *The Illescas bluish–quartz rapakivi granite (Uruguay – South America): Some geological features*. En: *Symposium on Rapakivi Granites and related rocks*, I. (Belém do Pará, 1995). Abstracts, p. 18.
- Caorsi JH & Goñi JC (1958): *Geología Uruguaya*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, Montevideo, 37: 1-41, 1 mapa.
- Chemale Jr F (2000): *Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense*, pp. 1-444 de Holz M & De Ros LF (eds), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Edição CIGO / UFRGS.
- Chemale Jr F, Gresse P, da Silva LC, Hartmann LA, Walraven F (1995): *Correlação geológica entre as unidades brasileiras e Pan-Africanas do Sul do Brasil e Africa do Sul*, pp. 13-16 de *Simp. Sul-Bras. Geol.*, 6. SBGeol., nucleo RS, Porto Alegre, Res. Expandidos, 1.
- Cingolani C, Bossi J, Varela R & Navarro R (1990): *Nuevos datos geológicos y geocronológicos del macizo granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay*, pp. 101-105 de *Congreso Uruguayo de Geología*, 1. Montevideo. Resúmenes ampliados, 1.
- Cingolani C, Bossi J, Varela R, Maldonado S, Piñeyro D & Schipilov A (2001): *Piedra Alta Terrane of Uruguay: Rb-Sr geochronological data of two new Palaeoproterozoic (Transamazonian) granitoids*, pp. 109-112 de *South Amer. Symp. Isotope Geol.*, 3. Pucón (2003), Actas.
- Coney PJ (1973): *Non-collision tectogenesis in Western North-America*, pp. 713-727 de Tarling DH & Runcorn SH (eds), *Implications of continental drift to the Earth Sciences*. New York, Academic Press.
- Coney PJ, Jones DL & Monger JW (1980): *Cordilleran suspect terranes*. *Nature*, 288: 329-332.
- Cordani UG & Soliani Jr E (1990): *Idades K-Ar e Rb-Sr das Ilhas Cristalinas de Rivera e Aceguá (Uruguay e Rio Grande do Sul) e seu enquadramento do contexto geotectónico regional*. *Anais Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 62(2): 145-156.
- Cordani UG, Brito Neves BB, Fuck RA, Thomas Filho A & Cunha FMB (1984): *Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectónicos das bacias sedimentares brasileiras*. PETROBRAS, CENPES–DIVEX, 15: 1-70.
- Coronel N, Oyhantçabal P & Spoturno J (1982): *Consideraciones estructurales de la Formación Piedras de Afilar en su área tipo, en los alrededores de la Estación Piedras de Afilar, Depto. de Canelones, Uruguay*, pp. 48-60 de *Congreso Latinoamericano de Geología*, 5. Buenos Aires, Asoc. Geol. Argentina, Actas, 1.
- Dalla Salda LH (1999): *Cratón del Río de la Plata: I. Basamento granítico–metamórfico de Tandilia y Martín García*, pp. 97-106 de *Geología Argentina. Inst. Geol. Rec. Min. CIG–UnLP. Anales*, 29(4).

- Dana JD (1866): *Observations on the origin of some of the Earth's features*. American Journal of Science, v. 42, 125: 205-253.
- De Paola N, Holdsworth RE, McCaffrey KJW & Barchi MR (2005): *Partitioned transtension: an alternative to basin inversion models*. Journal of Structural Geology, 27: 607-626.
- Dewey JF & Bird JM (1970): *Mountain Belts and The New Global Tectonics*. J. Geophys. Res., 75(14): 2625-2647.
- Dewey JF (1975): *Finite plate evolution: Some implications for the evolution of rock masses on plate margins*. American Journal of Science, A275: 268-284.
- Dürr SB & Dingeldey DP (1996): *The Kaoko belt (Namibia): Part of a late Neoproterozoic continental-scale strike-slip system*. Geology, 24: 503-506.
- Ellis J (1998): *The Precambrian supracrustal rocks of the "Isla Cristalina de Rivera" in Northern Uruguay and their ore deposits*. Heidelberg Geowissen – Schafliche Abh., Band 90, pp. 1-196.
- Fernandes LAD & Koester E (1999): *The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of Southern Brazil*. Journal of African Earth Sciences, 29(1): 3-24.
- Fernandes LAD & Menegat R (2003): *Bacias pós-orogênicas do Escudo Sul-Riograndense: Contexto tectônico e arcabouço estratigráfico*, pp. 123-130 de Hartmann LA (ed), *Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul (Escudo e Bacias), 1*. Porto Alegre.
- Fernandes LAD, Menegat R, Costa AFU, Koester E, Porcher CC, Tommasi A, Kraemer G, Ramgrab GE, Camozzato E (1995b): *Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-grandense. Parte II: Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas*. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo 25(4): 375-384.
- Fernandes LAD, Tommasi A & Porcher C (1992): *Deformation patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal*. Journal of South American Earth Sciences, 5(1): 77-96.
- Fernández A & Preciozzi F (1974): *La Formación Arroyo Grande y las Intrusiones Asociadas*, pp. 213-226 de *Congreso Brasileiro de Geologia*, 28. Soc. Bras. Geol., Núcleo RGS, Porto Alegre, Anais 1.
- Ferrando LA & Fernández A (1971): *Esquema tectónico-cronoestratigráfico del Predevoniano en Uruguay*, pp. 199-210 de *Congr. Bras. Geol.*, 25. Soc. Bras. Geol., Núcleo RGS, Florianópolis, Anais 1.
- Ferrando LA (1996): *Cinturón Arroyo Grande*, pp. 10-17 de Bossi *et al.* (eds.), *Terreno Piedra Alta (Correlación Piedra Alta-Tandilia)*. Fac. Agronomía, Montevideo, Informe inédito.
- Fesefeldt K (1988): *Asesoramiento Geológico y yacimientológico a la Dirección Nacional de Minería y Geología*. Misión Geofísica Alemana – Bund. für Geowiss und Rohstoffe, Proj. n° 84.2024.2, 102: pp. 1-186. Hannover.
- Fontana RL (1990): *Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte Sul da Plataforma de Florianópolis*, pp. 377-400 de Raja Cabiglia GP & Milani EJ (eds), *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRÁS, Rio de Janeiro.
- Fragoso Cesar ARS (1980): *O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense*, pp. 2879-2892 de *Congresso Brasileiro de Geologia*, 31. Camboriú, SBGeol., Anais, 5.
- Fragoso César ARS, Figueiredo MCH, Soliani Jr E & Faccini UF (1986): *O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior / Eopaleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul*, pp. 1322-1343 de *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. SBGeol., Goiânia, Anais, 3.
- Fragoso César ARS, Machado R & Gómez Rifas C (1987): *Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul*, pp. 791-809 de *Simp. Sul-Bras. Geol.*, 3. SBGeol., Sureste, Curitiba, Atas, 2.

- Fragoso César ARS, Machado R, Philipp RP, Mello FM, Endo I, Nummer AR, Preciozzi FP, Fambrini GL & Sayeg HS (1998): *Terrenos suspeitos a Sul da Placa Sanfranciscana (SE da Plataforma Sul-Americana)*, pp.1-6 de *Congreso Uruguayo de Geología, 2*. Punta del Este, Soc. Urug. Geol., Actas.
- Fragoso César ARS, Wernick E & Soliani Jr E (1982): *Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano – Uma contribuição através da aplicação do modelo de Tectônica de Placas*, pp. 13-23 de *Congr. Brasileiro de Geologia, 32*. Salvador, SBGeol., Anais, 1.
- Frimmel HE & Frank W (1998): *Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia/South Africa*. Precambrian Research, 90, 1-28.
- Fulfaro VJ, Saad AR, Santos MV & Viana RB (1982): *Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná*. Rev. Bras. Geociências, São paulo, 12(4): 590-610.
- Gary M, Bates RL & Jackson JA (eds) (1972): *Glossary of geology*. American Geological Institute, Washington DC, 805 + 52 pp.
- Gaucher C (2000): *Sedimentology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Uruguay)*. Beringeria, 26: 1-122.
- Gaucher C, Chigliano L & Peçoits E (2004): *Southernmost Exposures of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay): Paleogeographic Implications for the Amalgamation of W-Gondwana*. Gondwana Research, 7: 701-713.
- Gaucher, C, Boggiani, PC, Sprechmann, Sial, AN & Fairchild, T (2003): *Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): paleogeographic, paleoclimatic and paleobiologic implications*. Precambrian Research, 120: 241-278.
- Gaucher C, Sprechmann P. & Schipilov A. (1996): *Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations*. Neue Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 199: 339-367.
- Gómez Rifas C & Masquelin H (1996): *Structural geology of the Valentines Region, Central Uruguay*. En: *Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, 15*. Terra Nostra (LAK, 15), Hamburg, Resúmenes, 8/96.
- Gómez Rifas C (1995): *A Zona de Cisalhamento sinistral de Sierra Ballena no Uruguai*. Tese de doutorado, IG-USP, São Paulo, pp. 1-243, 5 mapas.
- González PD, Poiré DG, Canalicchio JM & García Repetto F (2004): *Geología y marco tectono-magmático de un enjambre longitudinal de diques del Terreno Nico Pérez (Minas, Uruguay)*. N° 12 del *Congreso Uruguayo de Geología, IV*. Soc. Urug. Geol., Actas, CD.
- Goscombe B, Hand M & Gray D (2003b): *Structure of the Kaoko Belt, Namibia: progressive evolution of a classic transpressional orogen*. Journal of Structural Geology, 25:1049-1081.
- Goscombe B, Hand M, Gray D & Mawby J (2003a): *The Metamorphic Architecture of a Transpressional Orogen: the Kaoko Belt, Namibia*. Journal of Petrology, 44: 679-711.
- Green DH & Ringwood AE (1972): *A comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet granulite-eclogite transition*. Journal of Geology, 80: 277-288.
- Gresse PG, Chemale Jr F, da Silva LC, Walraven F & Hartmann LA (1996): *Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil*. Basin Research, 8: 157-171.
- Gross AOMS, Porcher CC, Fernandes LAD, Masquelin E & Koester E (2005): *Thermobarometry and Sm-Nd ages of the High-Temperature Metamorphism of the Chafalote Metamorphic Suite (Uruguay): Implications for the collision between Rio de la Plata and Kalahari Cratons during the Neoproterozoic*. Jour. South Amer. Earth Sci., en prensa.

- Grunow AM (1999): *Gondwana events and palaeogeography: A palaeomagnetic review*. Journal of African Earth Sciences, 28(1): 53-69.
- Guillemain C (1911): *Zür Geologie Uruguays*. Zeitschr. Deutsch Geol. Ges., Berlin, Bd.63, n°4, pp. 203-220.
- Hallinan SE, Mantovani MSM, Shukowski W & Braggion Jr I (1993): *Estrutura do Escudo Sul-Brasileiro: Uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos*. Revista Brasileira de Geociências, 23(3): 201-214.
- Harpum J (1960): *The concept of geological cycle and its applications to problems of Precambrian Geology*, pp. 201-206 de *International Geological Congress, 21*. Copenhagen, Proceedings, 9.
- Harrington HJ (1975): *South America*, pp. 456-465 de Fairbridge RW (ed), *The Encyclopedia of World Regional Geology, part 1*. Dowden, Hutchinson, Ross, Pennsylvania.
- Hart SR (1966): *Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning Continental Drift*. Geol. Society of America, Ann. Meeting, 86.
- Hartmann LA, Santos JOS, Bossi J, Campal N, Schipilov A & McNaughton NJ (2002): *Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay*. Journal of South American Earth Sciences, 15(2): 229-236.
- Hartmann LA, Campal J, Santos JOS, McNaughton NJ, Bossi J, Schipilov A & Lafon JM (2001): *Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay – SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology*. Journal of South American Earth Sciences, 14: 557-570.
- Hartmann LA, Leite JAD, da Silva LC, Remus MVD, McNaughton NJ, Groves DI, Fletcher IR, Santos JOS & Vasconcellos MAZ (2000b): *Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil*. Australian Journal of Earth Sciences, 47(5): 829-844.
- Hartmann LA, Piñeyro D, Bossi J, Leite JAD & McNaughton NJ (2000a): *Zircon U-Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de la Plata Craton, Uruguay*. Journal of South American Earth Sciences, 13: 105-113.
- Hartmann LA, Leite JAD, McNaughton NJ, Santos JOS (1999): *Deepest exposed crust of Brazil: SHRIMP establishes three events*. Geology, 27(10): 947-950.
- Hartmann LA, Chemale Jr F & da Silva LC (1994): *Mantle Plume Tectonics in the Brazilian Cycle of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil*, p. 623 de *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Camboriú, Soc. Bras. Geol., Bol. Res. Expandidos, 1.
- Hartnady C, Joubert P & Stowe C (1985): *Proterozoic Crustal Evolution in Southwestern Africa*. Episodes, 8(4): 236-244.
- Hasui Y, Carneiro CDR & Coimbra AM (1975): *The Ribeira Folded Belt*. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 5(4): 257-266.
- Hatcher RD Jr & Hooper RJ (1992): *Evolution of crystalline sheets in the internal parts of mountain chains*, de McClay, KR (ed), *Thrust Tectonics*: London, Chapman & Hall, pp. 217-233.
- Hurley PM (1972): *Can the subduction process of mountain building be extended to Pan-African and similar orogenic belts?* Earth Planet. Sci. Letters, 15: 305-314.
- Ingersoll RV & Busby CJ (1995): *Introduction*, pp. 1-51 de Busby CJ & Ingersoll RV (eds), *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, Boston.
- Introcaso A & Huerta E (1982): *Interpretación del exceso de gravedad en Uruguay*, pp. 87-104 de *Congr. Latinoam. Geol.*, 5. Buenos Aires, AGA, Actas, 4.
- Jones DL, Howell PG, Coney PJ & Monger JW (1983): *Recognition, character and analysis of tectono-stratigraphic terranes in western North America*. Journal of Geological Education, 31: 295-303.

- Jones DL, Silberling NJ & Nelson WH (1972): *Southeastern Alaska: A displaced continental fragment?*. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 800-B / B-211–B-217.
- Jones DL, Silberling NJ & Hillhouse J (1977): *Wrangellia – a displaced terrane in north-western North America*. Canadian Journal of Earth Sciences, 14: 2565-2577.
- Jones GH (1956): *Memoria explicativa y Mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones*. Bol. Instituto Geológico del Uruguay, Montevideo, 34: 1-107, 1 mapa.
- Kant I (1987): *Crítica da razão pura* [trad. alemán: *Kritik der reinen Vernunft*, 1787, en 1956, por Rohden V & Moosburger UB]. São Paulo, Nova Cultural, 3ª edición, pp. 1-172.
- Kearey P & Vine FJ (1990): *Global Tectonics*. Oxford, Blackwell Scientific Pubs., pp. 1-302.
- Kennedy WQ (1964): *The structural differentiation of Africa in the Pan-African (± 500 Ma) tectonic episode*. Ann. Rept. Inst. African Geology, Leeds Univ., Leeds, 8: 48-49.
- Kober L (1921): *Der Bau der Erde*. Zweite Neubearbeitete und Vermehrte Auflage. Gebr. Borntraeger, Berlin, pp. 1-500.
- Koester E, Soliani Jr E, Leite JAD, Hartmann LA, Fernandes LAD, Mcnaughton NJ, Santos JOS, Oliveira LD (2001): *SHRIMP U-Pb age for the emplacement of Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, Southern Brazil*. Jour. South Amer. Earth Sci., 14: 91-99.
- Kretz R (1983): *Symbols for rock-forming minerals*. American Mineralogist, 68: 277-279.
- Kröner A (1991): *Tectonic evolution in the Archaean and Proterozoic*. Tectonophysics, 187: 393-410.
- Loczy L de (1966): *Evolução paleogeográfica e geotectônica da bacia gonduanica do Paraná e do seu embasamento*. Bol. Div. Geol. Miner., Rio de Janeiro, 234, 71 pp., 2 maps.
- Longoria JF (1993): *La terreno–estratigrafía: Un ensayo de metodología para el análisis de Terrenos con un ejemplo en México*. Asoc. Mexic. Geol. Petrol., Boletín, 67: 31-47.
- Machado R & Fragoso César ARS (1987): *Deformações brasileiras do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai*. En: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia* (3., Curitiba, nov 1987). Atas, 2: 811-819.
- Mac Millan JG (1933): *Terrenos Precámbricos del Uruguay (Carta geológica escala 1/50.000)*. Bol. Instituto Geológico y de Perforaciones, 18: 1-61, 1 mapa.
- Maldonado S, Piñeyro D & Bossi J (2003): *Terreno Piedra Alta – Aporte a la estratigrafía del Basamento Cristalino del Uruguay*. Rev. Soc. Urug. Geol., Pub. Esp. (cd), 1: 18-37.
- Mallmann G, Chemale Jr F & Morales LFG (2004): *Evolução estrutural da porção Sul do Terreno Nico Pérez, Uruguai: Registro da convergência entre as placas Rio de La Plata e Kalahari no final do Neoproterozóico*. Rev. Brasileira de Geociências, 34(2): 201-212.
- Mallmann G, Chemale Jr F, Armstrong R & Kawashita K (2003): *Sm-Nd and U-Pb SHRIMP zircon studies of the Nico Pérez Terrane, reworked Rio de la Plata Craton, Uruguay*, pp. 207-210 de *South Amer. Symp. Isotope Geology, 2*. Pucón, Short papers.
- Masquelin H & Gómez Rifas C (1998): *Neoproterozoic to Early Palaeozoic Belt in Uruguay and Rio Grande do Sul: A contribution*. Zbl. Geol. Paläont., Teil I, Stuttgart, H.3-6: 681-699.
- Masquelin H & Pías J (1989): *Memoria de la Carta geológica del Uruguay a escala 1:100.000: Hoja San Carlos–Punta del Este*. Fac. Agron.–DINAMIGE–Fac Ciencias. Montevideo, pp. 1-12, 1 mapa.
- Masquelin H & Sánchez-Bettucci L (1993): *Propuesta de evolución tectono–sedimentaria para la cuenca de Piriápolis, Uruguay*. Rev. Bras. Geociências, 23(3): 313-322.
- Masquelin H & Tabó F (1990): *Memoria explicativa de la Hoja Chafalote, Carta Geológica del Uruguay, escala 1/100.000*. DINAMIGE–UdelaR, Montevideo, 12 pp., 8 fig., 1 mapa.

- Masquelin H (1990): *Análisis estructural de las Zonas de Cizalla en las migmatitas de Punta del Este, Uruguay*. Acta Geologica Leopoldensia, 30: 139-158.
- Masquelin H (1993): *Petrografia e feições estruturais dos granulitos da Ilha Cristalina de Rivera, Uruguai*, pp. 41-42 de *Simp. Sul-Bras. Geol.*, 5. Curitiba, Bol. Resumos.
- Masquelin H (1995a): *Efectos de la recristalización estática en la petrotrama de ejes c de cuarzo en gneises granulíticos alcalifeldespáticos, Isla Cristalina de Rivera, Uruguay*, pp. 143-144 de *Simp. Nac. Estudios Tectónicos (SNET)*, 5. Gramado, Soc. Bras. Geol., Resumos, 1: 143.
- Masquelin H (1995b): *El Granito de Rocha: Ejemplo de un granito transtensional emplazado en una zona de cizalla dextral*, pp. 199-200 de *Simp. Nac. Estudios Tectónicos (SNET)*, 5. Gramado, SBG, Resumos, 1: 199.
- Masquelin H (2002): *Evolução estrutural e metamórfica do Complexo Gnáissico Cerro Olivo, Sudeste do Uruguay*. Tese de Doutorado, Curso de Pósgraduação em Geologia, UFRGS, 2 tomos, t.1: 227 pp., t.2: 117 pp., 1 mapa (inédito).
- Masquelin H, Gutiérrez L & Sienna M (2004): *Análisis estructural y cinemático de la Formación Montevideo*. En: *Congr. Urug. Geol.*, 4. Montevideo, Soc. Urug. Geol. (CD).
- Masquelin H, Silva AOM, Porcher CC, Fernandes LAD & Morales E (2001): *Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, basamento prebrasiliano, Sudeste de Uruguay*. En: *Congr. Latinoam. Geol.*, 11. Actas (CD), nº 191.
- Matsuda T & Uyeda S (1971): *On the Pacific-type orogeny and its model: extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas*. Tectonophysics, 11: 5-27.
- Mercier J & Vergely P (1992): *Tectonique*. Dunod, Paris, pp. 1-214.
- Midot D (1984): *Étude géologique et diagnostique metallogénique pour l'exploration du secteur de Minas, Uruguay*. Thèse Doctorat 3^e Cycle, Univ. Paris VI, 1 vol.: 84/24, pp. 1-175, 3 mapas.
- Mitchum, RM (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part II: Glossary of terms used in Seismic Stratigraphy. In: (CE Payton, Ed.) : *Seismic Stratigraphy. AAPG Memoir*, 26: 205-212.
- Nair R & Chacko T (2002): *Fluid-absent melting of high-grade semipelites: P-T constraints on orthopyroxene formation and implications for granulite genesis*. Journal of Petrology, 43: 2121-2142.
- Nardi LVS & Hartmann LA (1979): *O Complexo Granulítico Santa María Chico no Escudo Sul-Riograndense*. Acta Geologica Leopoldensia, São Leopoldo, 6: 45-75.
- Nielsen TH & Sylvester AG (1995): *Strike-slip basins*, Cap. 12, pp. 425-457 de Busby & Ingersoll (eds.), *Tectonics of sedimentary basins*.
- Oliveira JMMT & Fernandes LAD (1991): *Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres*, pp. 58-59 de *Simp. Mac. Estudios Tectônicos*, 3. Rio Claro, Bol. Resumos.
- Oyhantçabal P & Vaz Chaves P (1990): *Una asociación de cuarcitas y rocas máficas y ultramáficas en los alrededores de Isla Patrulla, Treinta y Tres, Uruguay*, pp. 137-144 de *Congr. Urug. Geol.*, I. Montevideo, Soc. Urug. Geol., Actas, 1.
- Oyhantçabal P, Medina E & Spoturno J (1990): *Geología y petrología del stock de gabro del Arroyo Mahoma*. En: *Congreso Uruguayo de Geología, I. Montevideo (Abril 1990)*. Soc. Urug. Geol., Actas, 1: 115-121.
- Oyhantçabal P, Spoturno J, Aubet N, Cazaux S & Huelmo S (2003): *Proterozoico del Sureste del Uruguay: Nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado*. Rev. Soc. Urug. Geol., Publ. Especial (CD), 1: 38-48.

- Oyhantçabal P, Spoturno J, Goso E, Heimann A & Bergalli L (2001): *Asociaciones litológicas en las supracrustales del Grupo Lavalleja y sus intrusiones asociadas en la Hoja Fuente del Puma (Sur de Minas, Uruguay)*. En: *Congr. Latinoam. Geol.*, 11. Montevideo, SUG, 246, Actas (CD).
- Paim PSG, Chemale Jr F, Lopes RC (2000): *A Bacia do Camaquã*, pp. 231-274 de Holz M & De Ros LF (eds): *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, UFRGS.
- Park RG & Jaroszewski W (1994): *Craton tectonics, stress and seismicity*, pp. 200-222 de Hancock PL (ed), *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon Press.
- Passchier CW & Trouw AJ (1996): *Microtectonics*. Springer-Verlag, pp. 1-289.
- Pattison DRM (2003): *Petrogenetic significance of orthopyroxene-free Grt + Cpx + Pl + Qtz bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies*. *Journal of Metamorphic Geology*, 21:21-34.
- Pazos S, Sánchez L & Tófaló R (2003): *The record of the Varanger glaciation at the Rio de la Plata Craton, Vendian–Cambrian of Uruguay*. *Gondwana Research*, 6(1): 65-78.
- Peçoits E, Aubet N, Oyhantçabal P & Sánchez L (2004): *Estratigrafía de sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias neoproterozoicas del Uruguay*. *Rev Soc Urug Geol*, 11: 18-27.
- Pena S, Masquelin, H, Pías J, Oyhantçabal P & Tabó F (1986): *Estudio geológico preliminar de la Anomalía Geoquímica 282-11*. DINAMIGE–MIEM, pp. 1-109, 3 mapas. Informe interno.
- Philipp RP (1998): *As suítes graníticas e a evolução tectônica do Batólito Pelotas, RS*. Tese de Doutorado, IG–USP, São Paulo, pp. 1-371, 1 mapa.
- Piper JDA (2000): *The Neoproterozoic Supercontinent: Rodinia or Palaeopangea?*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 176: 131-146.
- Poiré DG, González PD, Canalicchio JM & Repeto FG (2003): *Litoestratigrafía y estromatolitos de la sucesión sedimentaria precámbrica de la Cantera Mina Verdún, Minas, Uruguay*. En: *Taller sobre Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay, II*. Montevideo (Dic. 2003). *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, Pub. Especial*, 1: 108-123.
- Porada H (1979): *The Damara–Ribeira Orogen of the Pan-African–Brasiliano Cycle in Namibia (SW Africa) and Brazil as interpreted in terms of Continental Collision*. *Tectonophysics*, 57: 237-265.
- Powell CMcA, Jones DL, Pisarevsky S & Wingate MTD (2001): *Palaeomagmatic constraints on the position of the Kalahari craton in Rodinia*. *Precambrian Research*, 110: 33-46.
- Preciozzi F & Bourne N (1992): *Petrography and geochemistry of the Arroyo de la Virgen and Isla Mala Plutons, Southern Uruguay: Early Proterozoic tectonic implications*. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(2): 169-181.
- Preciozzi F & Fay A (1990): *Carta Geológica del Uruguay escala 1:100.000: Memoria explicativa del fotoplano Isla Patrulla (E-19)*. DINAMIGE–UdelaR. Memoria, pp. 1-15, mapa.
- Preciozzi F & Pena S (1990): *Carta Geológica del Uruguay, escala 1:100.000, Hoja Fuente del Puma (G-27)*. DINAMIGE–UdelaR. Memoria, pp. 1-17, mapa.
- Preciozzi F, Basei MAS & Masquelin H (1999b): *New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Rio de la Plata Craton)*, pp. 341-344 de *South Amer. Symp. Isotope Geology*, 2. Córdoba, Abstracts.
- Preciozzi F, Basei MAS, Peel E, Sánchez L, Cordani U & Oyhantçabal P (2003): *Punta del Este Terrane: Mesoproterozoic Basement and Neoproterozoic cover*, pp. 1-789 de *South-American Symposium on Isotope Geology*, 4. Salvador, Short Papers.
- Preciozzi F, Masquelin H & Basei MAS (1999a): *The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay*, pp. 345-349 de *South Amer. Symp. Isotope Geology*, 2. Córdoba, Abstracts.

- Preciozzi F, Masquelin H & Sánchez L (1993): *Geología de la porción Sur del Cinturón Cuchilla Dionisio*, pp. 3-39 de *Simp. Internac. Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, 1*. La Paloma. DINAMIGE-UdelaR, Fac. Agronomía, Guía de excursión,.
- Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000*. DINAMIGE-M.I.E.M. Montevideo, 90 pp., 2 figs., 1 mapa.
- Rossini CA & Legrand JM (2003): *Eventos tecto-metamórficos del Grupo Carapé: Un modelo para su evolución Neoproterozoica*, pp. 49-67 de *Taller sobre la Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay, 2*. Montevideo (2002). Rev. Soc. Urug. Geol., Pub. Esp. n° 1.
- Sánchez L & Linares E (1999): *New geochronological data of Carapé Complex Granitoids, Uruguay*. En: *South American Symp. Isotope Geology, 2*. Carlos Paz, Abstracts.
- Sánchez L & Mezzano A (1993): *Análisis sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (ex-grupo Rocha)*. Revista Brasileira de Geociências, 23(3): 323-329.
- Sánchez L (1998): *Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, República Oriental del Uruguay*. Tesis Doctoral, FCEN-Univ. Buenos Aires, 234 pp.
- Sánchez L, Oyhantçabal P, Loureiro J, Ramos VA, Preciozzi F & Basei MAS (2004a): *Mineralizations of the Lavalleja Group (Uruguay): A probable Neoproterozoic Volcano-Sedimentary Sequence*. Gondwana Research, 7(3): 745-751.
- Sánchez L, Oyhantçabal P, Page S & Ramos VA (2003): *Petrography and geochemistry of the Carapé Complex (Southeastern Uruguay)*. Gondwana Research, 6(1): 89-105.
- Sánchez L, Oyhantçabal P, Peçoits E, Aubet N, Peel E, Preciozzi F & Basei MAS (2004b): *Estratigrafía de las sucesiones supracorticales del Cinturón Dom Feliciano (Proterozoico - Uruguay)*. En: *Congreso Latinoamericano de Geología*. Quito, Ecuador.
- Santos JOS, Hartmann LA, Bossi J., Campal N, Schipilov A, Piñeyro D. & McNaughton NJ (2002): *Duration of the Transamazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay*. Intern. Geol. Review, 45: 27-48.
- Schermer ER, Howell DC & Jones DL (1984): *The origin of allochthonous terranes: Perspective on the growth and shaping of Continents*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 12: 107-131.
- Şengör AMC (1990): *Lithotectonic Terranes and the Plate Tectonic Theory of Orogeny: A critique of the principles of Terrane Analysis*, pp. 9-46 de Wiley TJ, Howell DG & Wong FL (eds), *Terrane Analysis of China and the Pacific rim*. Houston Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciences series, 13.
- Şengör AMC (1991): *Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Tethyan perspective*. Tectonophysics, 187: 315-344.
- Şengör AMC (1999): *Continental interiors and cratons: any relation?*. Tectonophysics, 305: 1-42.
- Şengör AMC & Dewey JF (1990): *Terranology: vice or virtue?*. Philos. Trans. Roy. Soc. London, A331: 1-21.
- Servicio Geográfico Militar (1973): *Carta gravimétrica provisoria, escala 1:100.000*. Conv. ANCAP-SGM, memoria, 1 mapa. Montevideo.
- Shackleton RM & Ries, A. C. (1984): *The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions*. Journal of Structural Geology 6, 111-117.
- Silva LC da, Hartmann LA, Mc Naughton NJ & Fletcher IR (2000): *Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Palaeoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil*. American Mineralogist, 85: 649-667.

- Silva LC da, McNaughton NJ, Hartmann LA & Fletcher IR (1997): *U-Pb SHRIMP geochronology in the Camboriú Complex and other gneiss from basement of Neoproterozoic (Brasiliano) Southern Brazilian Granitic Province, Brasil*, pp. 278-279 de *Intern. Symp. Granites & Assoc. Miner.*, 2. SBGeol., Salvador, Res. Exp.
- Soares PC & Rostirolla SP (1997): *Tectônica de escape tardi-colisional nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano*, pp. 65-69 de *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET)*, 7. Brasília, Actas.
- Soares PC, Fiori AP, Carmignani L & Rostirolla SP (2000): *A geotectonic view of the Ribeira and Dom Feliciano Belts*. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 130-134.
- Soliani Jr E, Koester E & Fernandes LAD (2000): *A geologia isotópica do Escudo Sul-Rio-Grandense, Parte II: Os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas*, pp. 175-230 de Holz M & De Ros LF (eds), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Edic. CIGO / UFRGS.
- Soliani Jr E (1986): *Os dados geocronológicos do escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese de Doutorado, USP, São Paulo, 1 tomo, pp. 1-396.
- Spear FS (1993): *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Monograph Series, pp.1-798.
- Spear FS, Kohn MJ, Cheney JT (1999): *P-T path from anatectic pelites*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 17-32.
- Stille H (1955): *Recent deformations of the Earth's crust in the light of those of earlier episodes*. *Geol. Soc. America, Spec. Paper*, 62: 171-192.
- Suess E (1888): *Das Antlitz der Erde*. Tempsky F, Prag & Freytag G, 704 pp, Leipzig.
- Teixeira W, Renne PR, Bossi J, Campal N & D'Agrella Filho MS (1999): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan Dyke Swarm, Rio de La Plata Craton, and implications for Proterozoic intraplate activity in Western Gondwanaland. *Precambrian Research*, 93: 153-180.
- Terra Arocena E (1926): *El piso de Itararé y los sedimentos marinos de Rincón de Alonso*. Instituto Geológico y de Perforaciones del Uruguay, Boletín, 8: 1-20.
- Thompson AB, Schulmann K & Jezek J (1997): *Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens*. *Tectono-physics*, 280: 171-184.
- Tickyj H, Hartmann LA & Vasconcellos MAZ (2001): *EPMA dating of monazites from Southern Brazilian Shield*. En: *South-American Symposium on Isotope Geology*, 3. Pucón (Chile), Abstracts.
- Tikoff B & Teyssier C (1994): *Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens*. *Journal of Structural Geology*, 16: 1575-1588.
- Tommasi A & Fernandes LAD (1990): *O Ciclo Brasileiro na porção Sudeste da Plataforma Sul-Americana: Um novo modelo*, pp. 107-117 de *Congreso Uruguayo de Geología*, 1. Montevideo, Bol. Res. Ampliados, 1.
- Tommasi A (1991): *Evolução cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro*. Curso de Pós-Graduação em Geociências-IG / UFRGS, Dissertação de Mestrado, pp. 1-207, Porto Alegre.
- Trompette R, Egydio-Silva M, Tommasi A, Vauchez A & Uhlein A (1993): *Amalgamação do Gondwana Ocidental no Panafricano-Brasiliano e o papel da geometria do Cráton São Francisco na arquitetura da faixa Ribeira*. *Rev. Bras. Geociências*, 23(3): 187-193.
- Umpierre M & Halpern M (1971): *Edades Rb-Sr en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay*. *Asoc. Geol. Argentina, Buenos Aires*, 26(2): 133-151.
- Vassallo JJ & Wilson CJL (2002): *Palaeoproterozoic regional-scale non-coaxial deformation: an example from eastern Eyre Peninsula, South Australia*. *Journal of Structural Geology*, 24: 1-24.

- Veevers JJ (2003): *Pan-African is Pan-Gondwanaland: Oblique convergence drives rotation during 650–500 Ma assembly*. *Geology*, 31:501-504.
- Vine FJ & Mathews DH (1963): *Magnetic anomalies over ocean ridges*. *Nature*, 199: 947-949.
- Walther K (1927a): *Die Erbohrung von fossilführendem Devon in Uruguay*. *Centralbl. für Mineralogie*, Stuttgart, n° 22, pp. 70-73.
- Walther K (1927b): *Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional*. *Boletín del Instituto Geológico y de Perforaciones*, n° 27, Montevideo.
- Walther K (1948): *El basamento cristalino de Montevideo: Relaciones con yacimientos análogos del Uruguay y de los países vecinos*. *Bol. Instituto Geológico del Uruguay*, n° 33. Montevideo.
- Wilson JT (1966): *Did the Atlantic close and then reopen?* *Nature*, 211: 676-681.