23 MAR. 1990

Universidad de la República
FACULTAD DE AGRONOMIA

V/6

RECIENTES AVANCES SOBRE LA GEOLOGIA DEL CINTURON OROGENICO MODERNO (1.000 - 500 M.A.) EN URUGUAY

JORGE BOSSI

FACULTAD DE AGRONOMIA
DEPARTAMENTO DE DOCUMENTACION Y BIBLIOTECA

BOLETIN DE INVESTIGACION Nº 20

MONTEVIDEO 1989 URUGUAY

El **'Boletín de Investigación'** es una publicación seriada que recoge los resultados de las investigaciones realizadas por el personal académico de la Facultad de Agronomía, una vez que ellos fueron revisados y aprobada su publicación por la Comisión de Publicaciones Científicas. Las solicitudes de adquisición y de intercambio con este Boletín debe dirigirse al Departamento de Documentación, Facultad de Agronomía, Garzón 780, Montevideo - URUGUAY.

Comisión de Publicaciones Científicas:

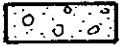
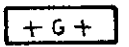
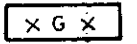
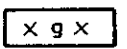
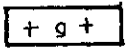
Martín Buxedas, Primavera Azaguirre, Carlos Bentancourt (docentes),
Pablo Fernández (estudiante),
Roberto Malfatti (profesional),
Alicia Torres (comunicadora rural),
Gustavo Uriarte (editor técnico).

Recientes avances sobre la geología del cinturón moderno (1000 - 500 M.A.) en Uruguay / Jorge Bossi. -- Montevideo: Facultad de Agronomía, 1989. -- 24p. -- (boletín de investigación; 20)

ESTRATIGRAFIA
LITOLOGIA
Bossi, Jorge CDU 551.7

D.L. 238.054/88 - Comisión del Papel

Fe de erratas

	dice	debe decir
Fig. 2 Fm. Sierra de Animas		
Fig. 2 Fm. Barriga Negra		
Fig. 2 Granitoides sin - orogénicos		
Fig. 2 Granitoides post - orogénicos		

Uruguay, Fac. Agron. Bol. Invest. No. 20, 1989, 24 p.

RECIENTES AVANCES SOBRE LA GEOLOGIA DEL CINTURON OROGENICO MODERNO (1000-500 M.A.) EN URUGUAY

JORGE BOSSI*

RESUMEN

Se describen los avances obtenidos en la década del 80 sobre litología, estructura, tectónica y evolución geotectónica de un cinturón orogénico de edad comprendida entre 1000 y 500 M.A. que se desarrolla en el Este de Uruguay. Las conclusiones se basan principalmente en el estudio cartográfico a escala 1/100.000 de un área de 6000 km² comprendida entre las Sierras Ballena y de Animas y las localidades de Pan de Azúcar y Mariscala. Estos nuevos datos mejoran la precisión de la distribución litológica y aportan criterios para prospección estratégica de ponteciales recursos minerales.

Palabras claves: Cinturón Orogénico Modemo; Uruguay; Proterozoico Superior-Cambriano; litología; estructura geológica; estratigrafía.

ABSTRACT

Progress in lithologic, structural, tectonic and geotectonic data about a 1000-500 m.y. orogenic belt developed at the East of Uruguay, arrived in the 80, are here described.Conclusions are mainly based up on the 1/100.000 scale geologic map of a 6000 sq. Km comprised between Sierra Ballena, Sierra de Animas, Pan de Azúcar y Mariscala. These new data clearly states the lithological distribution and contribute to guide future strategic prospection.

Key words: Modem Orogenic belt; Uruguay; Upper Proterozoic-Cambrian; lithology; geological structure; stratigraphy.

Recibido el 26 de octubre, 1988
Aceptado el 26 de junio, 1989
(*) Profesor de Geología

INTRODUCCION

La verdadera evolución de los cinturones orogénicos antiguos es difícil de establecer con precisión por la profunda erosión a que fueron sometidos y por la cantidad de fenómenos tectónicos que los afectaron posteriormente a la cratonización. En cambio, tienen la enorme ventaja de mostrar rocas formadas a muy distintas profundidades.

El ciclo Brasiliano abarca según ALMEIDA (1971) desde la base del Proterozoico Superior hasta el Cambriano y resulta ser un evento tectono-magmático de gran importancia para encarar el estudio de estos orógenos profundamente erosionados, por ser el más joven de los ciclos precambrianos. FRAGOSO (1980) propone denominar Cinturón Dom Feliciano a este ciclo en el Sur de Brasil con edades entre 1000 y 500 M. A. La porción meridional de este ciclo Brasiliano está bien expuesta en el Este y Sureste de Uruguay, habilitando la posibilidad de realizar estudios de mucho detalle.

Algunos estudios recientes han permitido obtener datos que sugieren la necesidad de modificar los modelos evolutivos utilizados hasta ahora porque con esas modificaciones se consiguen esquemas exitosos en prospección previsional de recursos minerales. Ensayado el nuevo esquema para calizas, dolomitas y filitas calcáreas, dio resultados satisfactorios y por ello se entendió valiosa su comunicación y motivó la redacción de este trabajo.

Este cinturón fue identificado como orógeno independiente con edades radimétricas entre 670 y 500 M.A. por BOSSI et al. (1967) para el que propusieron denominar "Zócalo del Este y Sureste", separado de un cratón de 2000 M.A. desarrollado hacia el oeste, al cual FERRANDO y FERNANDEZ (1971) denominan "Zócalo del Río de la Plata" y ALMEIDA et al. (1973) acuñan el término Cratón del Río de la Plata que hoy es usado internacionalmente. Esta terminología es mantenida en BOSSI et al. (1975). BOSSI (1978) reconoce que las mineralizaciones del ciclo se asocian a una potente serie volcano-sedimentaria. La actual denominación de Ciclo Orogénico Moderno es propuesta por BOSSI(1983) con nuevos datos geocronológicos, tectónicos y estratigráficos.

MIDOT (1984) realiza un detallado estudio estructural y aporta nuevos criterios estratigráficos para separar unidades en el Suroeste de Minas. Crea un conjunto de unidades tectono-estratigráficas para soportar las conclusiones de su análisis. PRECIOZZI et al. (1985) aportan datos petrográficos y una zonificación litológica más precisa que permiten mejorar las interpretaciones regionales. Un nuevo ensayo sobre la evolución tectónica de este ciclo es presentado por BOSSI y NAVARRO (1987) haciendo énfasis en que los principales eventos ocurrieron durante el Cambriano. MACHADO y FRAGOSO (1987) hacen un planteo global sobre las fases de deformación que afectaron los diferentes dominios tectónicos reconocibles en este

cinturón orogénico a partir de datos bibliográficos y medidas de campo. FRAGOSO et al. (1987) presentan una hipótesis novedosa y muy elaborada sobre la evolución geotectónica del orógeno. DIAZ y ALBANELL (en prensa) realizan la cartografía 1/100.000 de una extensa zona del norte del Dpto. de Lavalleja incluyendo la controvertida formación *Barriga Negra*. Para este ensayo se realizó la recopilación de la información geológica entre Sierra Ballena al Este y Sierra de Animas-Polanco al oeste, la localidad de Pan de Azúcar al Sur y Mariscala al norte, aportando material original sobre el área al sur de la ciudad de Minas.

La información disponible resuelve muchos problemas sobre distribución litológica, grado de metamorfismo, estructura y evolución tectónica del extremo suroeste del Ciclo Orogénico Moderno y permite extraer algunas hipótesis sobre la evolución global del orógeno.

EL CICLO OROGENICO MODERNO EN URUGUAY

Desde la definición original de BOSSI et al. (1967), este cinturón orogénico fue identificado por su estructuración en fajas subparalelas de rumbo regional NE, de asociaciones litológicas con grado de metamorfismo y granitización crecientes hacia la parte central.

La faja occidental, representada por filitas, filitas calcáreas, calizas, dolomitas, prasinitas, cuarcitas y metaconglomerados de grado bajo de metamorfismo, fue denominada grupo *Lavalleja* por BOSSI et al. (1965). En esta faja aparecen solamente granitoides post-orogénicos con edades de 530 M.A. (Polanco) según UMPIERRE y HALPERN (1971).

Inmediatamente al Este, se desarrolla otra faja con metamorfitos de grado medio y estructuras locales concordantes (muscovitoesquistos, anfibolitas, gneisses a dos micas y mármoles) a la que BOSSI (1983) propone denominar grupo *Carapé*. Aquí ya aparecen algunos fenómenos de removilización cuarzo-feldespática en forma de microgranitos leucócratas y pegmatitas difusas. En varios perfiles, especialmente al W de la ciudad de Treinta y Tres, al Sur de Mariscala y al Este de la ruta No. 60 se ha observado pasaje gradual de filitas a muscovitoesquistos por desarrollo de laminillas de mica en las filitas.

La parte central del cinturón está integrada por gneisses, migmatitas y granitoides sin-orogénicos con escasas áreas ectiníticas, siendo la más notable la formación *Paso del Dragón* identificada por PRECIOZZI et al. (1985). No se han reconocido rocas carbonatadas y las anfibolitas son escasas. El macizo granítico de Cuchilla Dionisio en el Dpto. de Treinta y Tres (BOSSI, 1968) puede considerarse la zona típica de esta faja central.

Hacia el Este aparece otra faja de ectinitas de grado medio, cartografiadas en su verdadera dimensión por PRECIOZZI et al. (1985), compuesta por gneisses, leptinitas

y micaesquistos, para la que los autores proponen denominar grupo *Velázquez*.

En el borde oriental reaparecen ectinitas de bajo grado integradas por filitas, cuarcitas y filitas cloritosas sin calizas ni metalavas, para las que BOSSI (1983) propuso el término grupo *Rocha*. En esta unidad hace intrusión el enorme complejo magmático de Santa Teresa (BOSSI et al., 1965) con una edad radimétrica de 537 ± 7 M. A. (UMPIERRE y HALPERN, 1971).

BOSSI (1983) explicaba esta estructuración a partir de una potente pila volcano sedimentaria que por hundimiento creciente sufre metamorfismo, migmatización y granitización con posterior ascenso diferencial de bloques para recomponer el equilibrio isostásico. El máximo ascenso y erosión habría sido experimentado por la faja central, donde hoy afloran extensamente los granitoides sin-orogénicos.

FRAGOSO et al. (1987) plantean que en la organización de este cinturón se destacan 5 litoestructuras maycres, que de W a E son las siguientes:

a) el antepaís representado por el Cratón del Río de la Plata;
b) zona accidental del cinturón, donde predominan rocas supracrustales de edad brasiliana con áreas de afloramiento de gneisses pre-brasilianos, intrusiones granitoides post y tarditectónicas de edad brasiliana, un complejo volcano-hipabisal sienítico post-tectónico (formación *Sierra de Animas)* y restos de una cobertura molássica (formación *Barriga Negra)*;
c) zona de cizalla de Sierra Ballena, que atraviesa todo el escudo uruguayo con rumbo NNE y que pasa a Río Grande del Sur con la denominación de zona de cizalla de la dorsal de Canguçú. Está integrada por rocas cataclásticas variables entre protomilonitas y blastomilonitas. El litotipo más común son cuarzomilonitas a veces sericíticas.
d) zona central de máxima actividad granítica integrada por grandes cuerpos de granitoides sin-, tardi- y postectónicos interpretados como un batolito compuesto, multiintrusivo y polifásico, a semejanza del batolito de Pelotas, R.G.S. (FRAGOSO et al., 1986).
e) zona oriental compuesta por rocas supracrustales *Rocha* (cuarcitas, filitas y esquistos verdes), lascas tectónicas de gneisses del basamento pre-brasiliano, restos de una cuenca molássica (cerros Aguirre) e intrusiones graníticas diversas.

En este modelo los autores suponen que durante el ciclo Brasiliano en Uruguay (Cinturón Orogénico Modemo) se formaron solamente metamorfitos de bajo grado y que las asociaciones gneisses-migmatitas pertenecen al zócalo más antiguo estructuradas como lascas tectónicas. Esta opinión se soporta en que estas rocas presentan dos fases de deformación adicionales respecto de las que afectaron las supracrustales *Lavalleja* y *Rocha*. Las granitizaciones de la faja central representarían las raíces de arcos magmáticos.

La principal controversia radica en el origen de gneisses y migmatitas expuestos a ambos lados de la faja tectónica Sierra Ballena y el mecanismo de desplazamiento posterior dentro del orógeno.

Para ambos modelos es necesario obtener información adicional que los modifique, confirme o descarte y el análisis de la zona entre Sierra Ballena, Sierra de Animas y Mariscala que se expone en este ensayo representa un primer paso en ese sentido. La ubicación geográfica del área se muestra en la figura No. 1.

LITOLOGIA Y GRADO DE METAMORFISMO

El esquema de distribución litológica en fajas subparalelas de metamorfismo y granitización crecientes hacia el centro es válido solamente en sus líneas generales. Se ha agregado ahora un volumen de información que permite conocer mejor la distribución de algunas unidades litológicas de gran ayuda en la concepción del modelo evolutivo del cinturón orogénico: par caliza - cuarcita; dolomitas; prasinitas; facies granulita; metaconglomerados. En la figura No. 2 se señala la distribución de estas unidades.

El par litológico *caliza - ortocuarcita* es identificable en toda el área al Sur de Polanco y al oeste de Sierra Ballena. Las calizas son casi exentas de magnesio y las cuarcitas son de origen detrítico. Los perfiles más notables se encuentran en cerro Verdún, Marco de Los Reyes y cerro Otegui en el Dpto. de Lavalleja y puntas del A° Pan de Azúcar, puntas del A° La Calera y Cerro Luis Melo en el Dpto. de Maldonado. Este par litológico se verifica en secuencias de diferente grado de metamorfismo: calizas grises y cuarcitas filitosas en cerro Verdún; calizas polícromas y cuarcitas con sericita y muscovita en Puntas del Pan de Azúcar; mármoles blancos y grises con cuarcitas hornblendo-magnetíticas en Marco de los Reyes. Este mismo par litológico se identifica en rocas sedimentarias muy diagenetizadas, no plegadas pero basculadas, que se desarrollan al norte de la ciudad de Minas, en la cuenca del arroyo La Calera (SPOTURNO et al., 1985) y en los cerros Perdido y del Cura. También aflora en la localidad tipo de la formación *Piedras de Afilar* (JONES, 1956; BOSSI, 1966) donde la secuencia descrita por CORONEL et al. (1982) demuestra sedimentación en condiciones de plataforma estable con profundidad creciente hacia la cima.

Esta distribución regional del par caliza-cuarcita en estratos sedimentarios y paquetes metamórficos de grado variable apunta a aceptar que se trata de una única capa original sometida a distintas profundidades y traídas al mismo nivel por esfuerzos tectónicos posteriores.

Otro aspecto litológico reconocido por la cartografía 1/100.000 es la gran abundancia de *dolomitas* de elevada pureza en bancos de rumbo NE y buzamiento casi vertical, interestratificadas con metaconglomerados en el Sur y meta-areniscas conglomerádicas hacia el norte. Se han podido describir dos cortes geológicos con cierto detalle, en Mina Valencia y en el arroyo Coronilla.

En el área de Mina Valencia, el corte de W a E es el siguiente:

- 100 metros de filitas sericíticas marrones y verdosas;
- 25 metros de areniscas y areniscas conglomerádicas
- 20 metros de filitas sericíticas marrón claro
- 50 metros de dolomitas masivas grises con niveles filitosos espaciados
- 15 metros de filitas sericíticas marrón claro
- 80 metros de areniscas y areniscas conglomerádicas
- 170 metros de filitas sericíticas grises con delgados bancos dolomíticos
- 25 metros de dolomitas masivas grises de altísima pureza
- 50 metros de las mismas dolomitas con frecuentes intercalaciones de filitas sericíticas negras
- 80 metros de dolomitas masivas grises intensamente silicificadas con nódulos y venillas de cuarzo y calcedonia asociadas a mineralización de blenda y galena de tipo paleo-kárstico en su borde oriental.
- 40 metros de dolomitas masivas grises de elevada pureza
- 60 metros de dolomitas de color gris oscuro interestratificadas con niveles filitosos más frecuentes y potentes hacia el Este.
- 50 metros de filitas sericíticas negras
- 50 metros de filitas sericíticas arenosas color gris oscuro

De este perfil puede concluirse que las dolomitas se depositaron en aguas calmas de ambiente reductor pasando frecuentemente a niveles litorales de granulometría grosera. El desarrollo de paleokarsts indica episodios subáreos durante la sedimentación.

En la cuenca del A° Coronilla al pie del cerro Betete en el Dpto. de Maldonado (R. NAVARRO, com. pers.) reaparecen estas dolomitas nuevamente en un contexto geológico de borde marino. Los bancos, de rumbo groseramente NS y buzamiento vertical, muestran el siguiente perfil de W a E:

- 50 metros de filitas sericíticas marrón claro
- 80 metros de granito grano medio, leucócrata, intensamente milonitizado
- 200 metros de prasinitas (metavulcanitas básicas)
- 50 metros de filitas sericíticas marrón claro
- 50 metros de prasinitas
- 100 metros de metaconglomerado fuertemente esquistoso
- 250 metros de dolomitas masivas grises con delgados niveles filitosos
- 500 metros de metaconglomerados con clastos redondeados y angulosos, matriz soportados, que hacia el norte pasa a meta-areniscas y meta-areniscas conglomerádicas

Aquí aparecen condiciones de sedimentación que reflejan costas de fuerte pendiente con reactivación periódica por esfuerzos tectónicos que milonitizan las rocas graníticas del zócalo preexistente.

Otro avance reciente en los conocimientos se produjo sobre la extensión considerable que abarcan las *prasinitas*, cuya distribución aproximada se muestra en la figura No. 2. Estas rocas, compuestas por actinolita y albita como minerales esenciales, tienen textura granonematoblástica con escaso desarrollo de esquistosidad. Localmente conservan textura magmática original y algún relicto piroxénico, lo que permite considerarlas derivadas de rocas volcánicas y/o hipabisales gabroides. La extensión y constancia de su desarrollo al Sur de la ciudad de Minas, indica la existencia de un vulcanismo básico de gran envergadura durante la acumulación de los protometamorfitos del grupo *Lavalleja*. Su posición estratigráfica tentativa ha sido planteada por MIDOT (1984) apareciendo en dos etapas, según la siguiente sucesión de la cima a la base:

- más de 250 metros de rocas carbonatadas y filitas negras;
- 800 metros de metalavas básicas con episodios ácidos hacia el tope, culminando con volcanoclastitas ácidas;
- 200 metros de filitas y rocas carbonatadas;
- más de 300 metros de sericitoesquistos con intercalaciones de metavulcanitas básicas;
- cuarcitas basales.

FRAGOSO et al. (1987) concluyen que las metalavas se superponen al paquete de cuarcitas, calizas y filitas de típica deposición en plataforma estable en base a algunas estructuras primarias que indican base y techo de los estratos, no coincidiendo con la secuencia planteada arriba.

Los *metaconglomerados* se desarrollan fundamentalmente en el SW del área analizada, entre los arroyos Coronilla y Pan de Azúcar. Constituye una unidad poco extendida, pero indica condiciones de sedimentación en topografía muy quebrada durante un tiempo considerable. Estas litologías se refieren como "brecha de Darwin" porque este científico las citó en 1832. WALTHER (1919) hizo la primera descripción petrográfica definiéndola como brecha o conglomerado de gruesos clastos de granitos, pórfidos y cuarcitas cementados por los mismos elementos triturados y cloritizados.

MIDOT (1984) propone una unidad litoestratigráfica independiente, formación *de las Ventanas* por su enorme desarrollo en el cerro homónimo. No reconoce metamorfismo, pero sí una fase de plegamiento, por lo que serían depositados luego del período metamórfico que afectó al grupo *Lavalleja*. Los clastos aumentan de tamaño hacia el SE. Están constituidos por 80% de rocas volcánicas y 20% de microgranitos. Entre las

lavas básicas dominan texturas microlíticas y doleríticas, mientras que las lavas ácidas son riolitas, tufos soldados y pómez. La matriz es escasa y está constituida por una arenisca cuarzo-feldespática con cemento sericítico rico en óxidos de hierro. PRECIOZZI et al. (1985) consideran estos metaconglomerados integrantes del grupo *Barriga Negra* lo que es sinónimo de ausencia de metamorfismo para dichos autores, aunque no necesariamente sedimentación molássica. Recientes relevamientos de detalle permitieron concluir a BOSSI y NAVARRO (en prensa) que estos metaconglomerados, por lo menos en parte, están interestratificados con filitas, prasinitas y dolomitas de bajo grado de metamorfismo y estructura vertical. En la figura No. 3 se presenta la carta geológica de la cuenca del arroyo Coronilla para mostrar dicha relación estructural. La conclusión a extraer es que posiblemente existan dos unidades diferenciables: los metaconglomerados interestratificados con metamorfitos, depositados en la etapa preorogénica y la formación *de las Ventanas*, no metamórfica pero con una fase de plegamiento.

Las rocas formadas en *facies granulita* estarían ubicadas en la cuenca del arroyo Sauce del Potrero en el Dpto. de Maldonado. Resultan de la reinterpretación de los datos de GOÑI (1956). Este autor, al describir el "batolito de Sauce" en el extremo Sur del Cinturón Orogénico, encontró rocas a hipersteno, que las interpretó como ultrabasitos recortados y englobados por la intrusión. Estudios posteriores demostraron que el área se originó por migmatización sobre piroxenitas y anfibolitas con 30 a 45% de hipersteno. Las hornblenditas porfiroblásticas resultarían precisamente de recristalización de anfibolitas por pegmatitas de la migmatización (BOSSI, 1966). Puede concluirse entonces, que las rocas a hipersteno pertenecen a facies granulita, de alto grado de metamorfismo en condiciones de fuerte presión, débil gradiente geotérmico y escasa presión parcial de agua. En esas condiciones, los gneisses han sufrido anatexis causando removilización de cuarzo y microclina. Estos metamorfitos de alto grado, se han encontrado en una faja angosta separada por fallas de las litologías vecinas y su ubicación se señala como E_1 en la figura No. 2.

Otra novedad importante ha sido el hallazgo de *serpentinitas* pre-orogénicas inyectadas en sedimentos hoy transformados en micaesquistos y gneisses de la formación Paso del Dragón, en el cerro La Tuna del Dpto. de Cerro Largo (BOSSI y NAVARRO, 1988). Estas serpentinitas conservan estructuras cumulares indicando su génesis a partir de rocas ultrabásicas olivínicas y se desarrollan en un anticlinal fallado de plano axial EW con eje buzando 40 °W. Aunque este descubrimiento se encuentra fuera del área especificamente aquí considerada, pareció razonable incluir la información, porque va a contribuir a establecer el modelo geotectónico de evolución del orógeno.

DATOS ESTRUCTURALES Y TECTONICOS

Los recientes progresos se debieron a tres líneas de investigación relativamente independientes: cartografía 1/100.000 de varios fotoplanos del Dpto. de Lavalleja, análisis estructurales de detalle y análisis geotectónicos. Las publicaciones y/o resultados concretos se fueron intercalando en el tiempo, incluyendo trabajos realizados por investigadores brasileños en Uruguay y Río Grande del Sur y por investigadores franceses al Sur de Minas.

BOSSI y NAVARRO (1982) al estudiar regionalmente un haz de filones de microgabro inyectado en el Zócalo de 2000 M.A., descubren que en las proximidades de su límite oriental con el Ciclo Orogénico Moderno, sufren un arqueamiento regional de gran radio de curvatura, provocado por un esfuerzo de cizalla dextral. Aunque los autores asignaron erróneamente una edad de 600 M. A. a estos filones, para los cuales GOMEZ RIFFAS (1988) determinó una edad K/A de 1400-1600 M.A., las conclusiones fundamentales siguen siendo válidas.

BOSSI (1983) analizando globalmente el Predevoniano del Uruguay, concluye que el Ciclo Orogénico Moderno debió sufrir dos fases tectónicas dominantes, la primera generando pliegues de plano axial NE y la segunda, asociada a enormes desplazamientos de cizalla sinestrales, provocando pliegues de plano axial NW que se detectan como diseños de interferencia al superponerse a los pliegues NE. Estos enormes desplazamientos se produjeron al oeste de Sierra Ballena.

Los años siguientes se trabaja sobre esta hipótesis en el relevamiento a escala 1/100.000 entre Polanco, Pirarajá y Aiguá (DIAZ y ALBANELL) y entre Sierra Ballena y Sierra de Animas al Sur de Minas (BOSSI y NAVARRO). Superponiendo a los datos obtenidos, las medidas geocronológicas de UMPIERRE y HALPERN (1971) se llega a un esquema evolutivo del Uruguay durante el período Cámbrico donde tuvieron lugar los grandes movimientos de cizalla, las principales intrusiones graníticas y la sedimentación molássica (BOSSI y NAVARRO, 1987).

MIDOT (1984) realiza los primeros aportes concretos sobre datos estructurales de este ciclo, al sur de la ciudad de Minas. El autor analiza cuidadosamente una estructura sinclinorial al W de la ruta 60 al sur del cerro Redondo y una estructura anticlinorial en Mina Oriental, frente al Km 22 de la ruta No. 60, a escala 1/5000.

Concluye que la estructura de la región resulta de la superposición de tres fases de deformación: dos fases plicativas y una fase esencialmente de fractura. La primera fase generó pliegues isoclinales y está acompañada de metamorfismo de grado bajo. Los planos axiales serían prácticamente EW pero han sido en gran parte borrados por la fase siguiente.

La segunda fase es la responsable de la estructuración actualmente más evidente. Ha desarrollado pliegues agudos rectos o ligeramente vergentes de plano axial NE. Esta segunda fase no se acompaña de recristalizaciones metamórficas importantes.

La tercera fase ha engendrado accidentes rúptiles en cizalla dextral y en fallas inversas. Ha provocado localmente un sobreescurrimiento de los pliegues de la segunda fase con tendencia a la cabalgadura hacia el E.

Simultáneamente MACHADO y FRAGOSO (1987) reconocen la existencia de cuatro fases deformacionales superpuestas en el Cinturón Dom Feliciano según su terminología (Cinturón Orogénico Modemo) luego de un minucioso análisis estructural en varios perfiles. Según estos autores, la primera fase F_1 genera pliegues decimétricos isoclinales y esquistosidad en plano axial S_1. Durante F_2 fueron generadas las principales estructuras al W de la zona de cizalla de Sierra Ballena, pliegues recumbentes con vergencia para el NW, hacia el antepaís cratónico, que evolucionan a una napa de cabalgadura (napa de Minas); los pliegues mesoscópicos de esta fase (P_2) muestran comportamiento cilíndrico. La estructura resultante se reproduce simplificada en la figura No. 4. En la fase F_3 se producen pliegues simétricos con ejes subhorizontales y planos axiales subverticales. También en esta fase se habría producido la zona de cizalla de Sierra Ballena, típicamente sinestral y con una componente vertical que levantó el bloque oriental. Durante F_4 se generan pliegues P_4 de plano axial NW subvertical y eje horizontal, los cuales, superimpuestos a los anteriores dan padrones de interferencia de tipo domo-cuenca.

La ausencia de una carta geológica regional más detallada impidó llegar a conclusiones definitivas, pero se logró por primera vez conocer la verdadera secuencia de fases tectónicas en el Cinturón Orogénico Modemo en Uruguay. La Cartografía más precisa del Suroeste del área, que se presenta en la figura No. 2, mejora el conocimiento sobre la distribución de las litologías y los principales eventos tectónicos, con lo cual se puede elaborar un esquema más evolucionado.

La cartografía regional de la zona SW del Cinturón Orogénico Modemo permite reconocer varias fallas de cabalgadura hacia el WNW, la enorme zona de cizalla de Sierra Ballena y fallas transcurrentes de rumbo variable entre N 20 E y N 50 E.

La principal falla de cabalgadura se desarrolla a lo largo de unos 100 kms. entre poblado Colón (Dpto. de Lavalleja) y la ciudad de Pan de Azúcar (Dpto. de Maldonado). Está representada por una importante faja de milonitas buzando entre 30 y 70 °SE, que fue reconocida en la cuenca del A° Los Tapes por DIAZ y ALBANELL (en prensa), en los cerros Campaneros al NE de Minas y en el Paso del Molino del arroyo de La Mina en el Dpto. de Maldonado. Afectó indistintamente rocas de los Ciclos Orogénicos Antiguo y Modemo. En su extremo SW produjo la sinforme de la ruta nacional No. 81 citada por PRECIOZZI et al. (1985) demostrando una importante componente hacia el W. (ver figura No. 2). No coincidiría con el borde establecido para la "napa de Minas" por MACHADO y FRAGOSO (1987).

La zona de cizalla de Sierra Ballena de rumbo regional N 30 E, constante en cientos de kilómetros, está compuesta por cuarcitas a glaucofano y micaesquistos y se corresponde a la formación *Sierra Ballena* de BOSSI et al. (1967). Esta zona de cizalla

es sinestral por análisis regionales a diversas escalas (BOSSI y NAVARRO, 1987) y por observaciones de detalle de MACHADO y FRAGOSO (1987).

Las fallas transcurrentes definen el diseño estructural que se muestra en la figura No. 5. En el NW dominan las fallas sinestrales mientras que las dextrales dominan al SE. Algunas de ellas han resultado de grandes esfuerzos de comprensión como es el caso de la falla N 10 - 20 E en la zona de Puntas del Pan de Azúcar.

Del análisis de la figura No. 5 se deduce que el diseño de fallas respondió a un avance relativo del bloque central en forma de cuña hacia el NE. La falla de cabalgadura tendría una componente hacia el W y otra hacia el SW, estando asociada a un movimiento de báscula del bloque occidental de Sierra Ballena con hundimiento en el Sur, permitiendo con el actual nivel de erosión, aflorar migmatitas en el norte (al Sur de Mariscala) metamorfitos de grado medio (E_2) y granitos tardi orogénicos en la zona central y metamorfitos de grado bajo a medio (E_{3-2}) en el extremo sur del bloque. La zona levantada del norte, afectada por el empuje hacia el W sufrió un movimiento de giro sinestral provocando cabalgadura de migmatitas sobre metamorfitos de grano medio no migmatizados, al suroeste de la localidad de Mariscala. En el sur, gneisses débilmente migmatizados cabalgan sobre calizas y filitas del grupo *Lavalleja*.

EVOLUCION GEOTECTONICA

No es posible llegar todavía a un modelo que explique satisfactoriamente todos los hechos observados debido a que el nivel de detalle de las observaciones es relativamente escaso.

El modelo inicial planteado por BOSSI (1983) supone un crecimiento gradual de metamorfismo asociado a mayor profundidad de las primitivas series volcano-sedimentarias.

Ese enfoque fue perfeccionado por MIDOT (1984), que plantea una compartimentación tectonica con sedimentos plataformales no metamorfizados ni plegados en el oeste (serie de Minas I), sedimentos plataformales débilmente metamorfizados y plegados inmediatamente al Este (serie de Minas II) y una asociación volcano-sedimentaria metamorfizada y sometida a 3 fases tectónicas (serie Fuente del Puma). En la figura No.6 se reproduce el esquema de MIDOT (1984), en parte simplificado, para hacer resaltar el aspecto más importante de su modelo.

A partir de los datos geológicos publicados por PRECIOZZI et al. (1985) y varios perfiles de campo con énfasis en aspectos estructurales, FRAGOSO et al. (1987) suponen que la evolución del Ciclo Orogénico Moderno (Cinturón Dom Feliciano de los autores) se produjo en las siguienes etapas:

1. Entre 1000 y 900 M. A. habría tenido lugar la apertura del paleo-océano Adamastor desarrollando plataforma tipo atlántica con depósitos mioclinales (formación Piedras de Afilar y Supracrustales Lavalleja).

2. Entre 900 y 800 M.A. se cierra el paleo-océano con subducción hacia el oeste y desarrollo de un arco magmático tipo andino con intrusión de granitoides pretectónicos y vulcanismo en las cuencas laterales.
3. Entre 800 y 680 M. A. colisión de paleo-continentes Río de la Plata y Kalahari con sutura ofiolítica en el cinturón Gariep de Africa; se desarrollan aquí las principales fases metamórficas y deformacionales con pliegues P_1 y P_2 de vergencia centrífuga evolucionando a napas de cabalgadura; en esta fase se forman los granitoides sintectónicos por fusión crustal.
4. Entre 680 y 500 M.A. se produce el surgimiento post-colisional del cinturón orogénico. Se genera la tercera fase de deformación (F_3) y grandes zonas de cizalla verticales (Sierra Ballena) durante el predominio del surgimiento isostásico, acompañado por F_4 que genera domos y cuencas.
   Se inyectan granitoides tardi -y post- tectónicos con episodios hipabisales (Sierra de Animas) y volcánicos (Sierra de Ríos). En las fosas generadas en esta etapa se acumulan las molassas de la formación *Barriga Negra*.

Las observaciones realizadas en el extremo SW del cinturón Orogénico Modemo que motivaron la presente comunicación, permiten concluir que efectivamente el comienzo del orógeno se manifiesta como una costa tipo atlántica, con depósitos plataformales y fosas tectónicas en las cuales se acumularon espesores considerables de conglomerados intercalados con lavas, calizas y lutitas.

No hay en cambio evidencias terminantes de que el plutonismo pre-tectónico de la faja central del cinturón haya resultado de la evolución de un primitivo arco magmático intrusivo en el zócalo pre-existente. Los granitoides de esta zona presentan pasajes graduales a migmatitas y en las rocas trama de éstas son relativamente abundantes las calizas y dolomitas, lo que sugiere una edad de formación menor a 1700 M. A. (Ripheano) confirmada por las medidas radimétricas Rb/Sr en migmatitas del área (BOSSI et al. 1967, FERRANDO y FERNANDEZ, 1971).

El reciente hallazgo de ultrabasitos serpentinizados en dos potentes lentes dentro de la formación *Paso del Dragón* descritos por BOSSI y NAVARRO (1988) aporta criterios adicionales para suponer la inexistencia de corteza continental debajo de los sedimentos y lavas de cuyo metamorfismo resultaron los micaesquistos, gneisses, leptinitas y anfibolitas que PRECIOZZI et al. (1985) incluyen en la citada Formación. Para concebir el adecuado modelo geotectónico que originó el cinturón Orogénico Modemo todos estos hechos deberán tenerse en cuenta y explicarse satisfactoriamente. Con un estudio parcial como el realizado aquí no puede intentarse todavía ningún ensayo de este tipo.

ESTRATIGRAFIA

Este nuevo análisis de la porción SW del cinturón Orogénico Moderno de Uruguay, englobando información sobre litología, metamorfismo, estructuras y aspectos tectónicos permitió elaborar una secuencia estratigráfica que explica todos los datos disponibles y verificar la iniciación del ciclo orogénico con una apertura oceánica generando margen tipo atlántica con sedimentación en fosas tectónicas y plataforma.

La sedimentación ha comenzado depositando los litofacies de la formación *Piedras de Afilar* sobre un zócalo cratonizado, por lo cual no sufrieron metamorfismo ni plegamiento. Se trata hoy de sedimentos fuertemente diagenetizados que fueron sometidos a tectónica de báscula posteriormente a su litificación y acompañando los movimientos del zócalo infrayacente.

Este concepto conduce a aceptar que esta unidad litoestratigráfica se apoya siempre sobre rocas cristalinas del ciclo orogénico Antiguo (ca. 2000 M.A.).

En el mismo momento se sedimentan mar adentro las calizas, filitas y cuarcitas de los alrededores de la ciudad de Minas que fueron sometidas a una sola fase de plegamiento y a un metamorfismo de grado bajo (serie de Minas II de MIDOT, 1984; bloque autóctono de FRAGOSO et al., 1987). Se trata de la misma secuencia sedimentaria, con mucho mayor espesor, que sufrió plegamiento de gran radio de curvatura y metamorfismo incipiente.

La diferencia litológica más marcada con la formación *Piedras de Afilar* es el metamorfismo y con el grupo *Lavalleja* es la ausencia de metalavas. Por el momento no se propone nombre formacional a esta unidad aunque resulta conveniente distinguirla de las adyacentes.

Ya en zona de importantes fosas tectónicas con magmatismo básico e intensa sedimentación marina de plataforma se acumula la serie volcano-sedimentaria que por metamorfismo de grado bajo condujo a la estructuración del grupo *Lavalleja* cuya edad de acumulación se supone alrededor de los 900 M.A. por las edades radimétricas de dos muestras de lava de unidades correlacionables del Dpto. de Treinta y Tres (BOSSI, 1983). Este grupo integrado por filitas, filitas calcáreas, calizas, dolomitas, cuarcitas, prasinitas y metaconglomerados, fue denominado formación Fuente del Puma por MIDOT (1984) y supracrustales Lavalleja por FRAGOSO et al. (1987). Ha sido sometido a 4 fases tectónicas de las cuales la segunda coincide con el metamorfismo.

Hacia el Este se reconoce actualmente una asociación litológica integrada por gneisses, micaesquistos, mármoles dolomíticos y calcíticos, anfibolitas y cuarcitas, a veces con removilización cuarzo-feldespática, que resulta idéntica al grupo *Lavalleja* pero que ha experimentado grado medio de metamorfismo.

BOSSI (1983) propuso el nombre de grupo *Carapé* para esta unidad y aquí será mantenido. Todos los datos disponibles indican que los protometamorfitos de ambos grupos fueron idénticos diferenciándose actualmente sólo por el grado de metamorfismo. El hecho más destacable radica en la posibilidad de observar en la zona de Puntas del Pan de Azúcar un espeso paquete litológico integrado por rocas con grado de metamorfismo intermedio (E_{3-2}): filitas muscovíticas, prasinitas hornbléndicas, anfibolitas actinolíticas, micaesquistos sericíticos. Debe concluirse que el grupo *Carapé* se acumuló en condiciones idénticas a las del grupo *Lavalleja* pero que luego fue sometido a mayores temperaturas, permitiendo localmente removilización cuarzo-feldespática. Tiene que admitirse también la simultaneidad de acumulación.

Localmente se han podido alcanzar condiciones metamórficas más enérgicas formándose rocas con piroxeno ortorrómbico, indicatrices de facies granulita. Aunque sólo se han descrito en la cuenca del arroyo Sauce del Potrero en el Dpto. de Maldonado, relevamientos posteriores de detalle similar o superior deberán encontrar rocas de este tipo en zonas más extensas.

La primera conclusión importante del estudio de esta zona del SW del cinturón Orogénico Moderno es la verificación de que la formación *Piedras de Afilar* y los grupos *Lavalleja* y *Carapé* deben considerarse de la misma edad de acumulación, alrededor de 900 M.A.

La edad del metamorfismo no resulta tan evidente, aunque las migmatitas de la zona de San Carlos, al Este del área estudiada han arrojado valores Rb/Sr de 680-630 M. A. y podrían indicar las etapas finales de actividad metamórfica. FRAGOSO et al. (1987) suponen que el metamorfismo se produjo entre 800 y 680 M.A.

La cabalgadura hacia el W ocurrió luego del período de metamorfismo pero con anterioridad al movimiento de cizalla regional que generó las blastomilonitas de la formación *Sierra Ballena*. La carta geológica de la figura No. 2 permite demostrar que este movimiento compresivo con vergencia hacia el W afectó el granito intrusivo del Cerro Penitente al NE de Minas cuya edad se estima en 530 M.A. a partir de los datos radimétricos del granito de Polanco. En consecuencia tendría edad finicambriana.

En el mismo momento se habrían generado fosas en las que se acumularon depósitos groseros de abanicos aluviales, areniscas y lutitas de típico facies molassa a las que se propone restringir el término formación *Barriga Negra* acuñado por PRECIOZZI et al. (1985) con un sentido completamente diferente. Estos autores incluyen aquí todas las litologías no metamórficas que en parte se proponen ahora definir como formación *Piedras de Afilar* en base a su facies de sedimentación y criterios geotectónicos de edad de acumulación. La formación *Barriga Negra* según el criterio aquí defendido, tendrá una edad comprendida entre 530 M.A. (granito de Polanco) y 500 M.A. (formación Sierra de Animas).

En una fase inmediatamente posterior se genera un movimiento de cizalla de enorme envergadura, que debe responder a un fenómeno continental a descifrar, y

provoca un avance sinestral de metamorfitos del Cinturón Orogénico Moderno, limitado en el Este por la blastomilonitización de Sierra Ballena. El macizo granítico de Polanco ya rígido y los metamorfitos de bajo grado asociados a él, avanzan hacia el SW a lo largo de una faja de milonitas hoy reconocibles al W del mismo (ver figura No. 2). Esta fase compresiva es anterior a la inyección en fase distensiva del macizo de sienitas-microsienitas-traquitas de la formación *Sierra de Animas* cuya edad se sitúa entre 520 y 480 M.A.

La secuencia estratigráfica resumida que resulta del análisis expuesto en este ensayo sería la siguiente:

- 500 ± 20 M.A. formación Sierra de Animas
- - - - - macrocizallamiento continental generando P_4 en domo y cuenca y formación Sierra Ballena.
- - - - Depósitos molássicos de la formación Barriga Negra y fallas de cabalgadura.
- 530 ± 10 M.A. Granito de Polanco y supuesta edad de todos los granitos postorogénicos.
- 550 - 600 M.A Granitización en los niveles más profundos sometidos a mayores temperaturas y presiones en presencia de agua.
- 630 - 680 M.A Metamorfismo y migmatización asociadas a las primeras fases de plegamiento (P_1 y P_2).
- 900 + 20 M.A. Acumulación de los protolitos de la formación Piedras de Afilar y los grupos Lavalleja y Carapé.

En este modelo estratigráfico, los granitoides sin-orogénicos se formarían como etapa de máxima homogeneización y fluidificación de los sedimentos acumulados en el paleo-océano abierto. Al haberse demostrado que los grupos *Lavalleja* y *Carapé* son simultáneos a la formación *Piedras de Afilar* es válido extrapolar estas conclusiones en una primera aproximación, a que los granitoides sin-orogénicos de la faja central del cinturón, resultaron de anatexis de primitivos metamorfitos.

CONCLUSIONES

Este nuevo análisis sobre una porción del Cinturón Orogénico Moderno a partir de la Cartografía Geológica a escala 1/100.000, ha permitido mejorar el nivel de conocimientos litológicos, estructurales y estratigráficos.

Ha sido posible reconocer en el SW del área, al pie del cerro Betete en la cuenca del arroyo Coronilla (Dpto. de Maldonado), el carácter atlántico de la margen generada en los primeros estadios evolutivos del orógeno en análisis, por la formación de fosas tectónicas con derrames de lavas básicas entre episodios conglomeradicos y dolomíticos.

Se ha reconocido también la simultaneidad de acumulación de los protolitos de la formación *Piedras de Afilar* y de los grupos *Lavalleja* y *Carapé*, así como la similitud de composición, pudiéndose diferenciar fundamentalmente por el grado de metamorfismo. Queda así aclarada la posición de las sedimentitas de la formación *Piedras de Afilar*, que desde BOSSI (1966) habían sido erróneamente asignadas al Paleozoico.

Se resolvió también el problema generado por haber incluido las formaciones *Piedras de Afilar* y *Barriga Negra* en una sola unidad estratigráfica (BOSSI, 1966; FERRANDO y FERNANDEZ 1971; BOSSI et al. 1975) o por agrupar parcialmente ambas unidades (PRECIOZZI et al., 1985). Queda propuesto sin datos que lo invaliden, que la formación *Barriga Negra* debe limitarse a las molassas finicambrianas y que la formación *Piedras de Afilar* engloba los sedimentos de plataforma pre-orogénicos no metamorfizados ni plegados, cuya edad se situaría alrededor de los 900 M.A.

La cartografía ha permitido reconocer extensas áreas de metavulcanitas básicas (prasinitas) que presentan una gran importancia potencial tanto en mineralizaciones de metales no ferrosos como en generar suelos de fertilidad natural superior al promedio del área.

Las dolomitas y calizas en distintos grados de metamorfismo aparecen como bancos relativamente continuos con un desarrollo regional perfectamente predecible a partir del análisis estructural megascópico planteado para la zona estudiada.

La distribución actual de los metamorfitos en el cinturón Orogénico responde principalmente a esfuerzos tectónicos subhorizontales comprensivos y la isostasia ha jugado un papel secundario en la zona analizada. El movimiento fundamental de los bloques se produjo con fallas de cabalgadura y de cizalla, provocando un avance hacia el NE de una cuña de zócalo cristalino de 2000 M.A. (Ciclo Orogénico Antiguo) entre dos girones de metamorfitos del cinturón Orogénico Moderno, tal cual se expone en la figura No. 7. Esto explica varios hechos que hasta ahora tenían difícil interpretación:

a) La existencia de extensas áreas de migmatitas y granitoides entre dos fajas de ectinitas de bajo grado en la zona entre Minas, Mariscala y Polanco, con restos de sedimentitas de la formación *Piedras de Afilar*, resulta ser un resto de zócalo Antiguo mantenido en su posición original, y demostrando el desplazamiento regional hacia el SW del macizo de Polanco y los metamorfitos del grupo *Lavalleja* en que ha hecho intrusión.
b) La confusión sobre la posición estratigráfica de la formación *Piedras de Afilar*, porque en las cartas geológicas a menor escala aparecían sedimentos de esta unidad entre metamorfitos del grupo *Lavalleja* y resultaba más lógico suponer entonces, su asociación a un facies molássico: con la conclusión anterior, queda perfectamente aclarado.
c) La forma irregular de terminación hacia el SE de los metamorfitos de bajo grado del grupo *Lavalleja* planteada desde MAC MILLAN (1933) sin una explicación racional, queda demostrado que se generó por la importante falla de cabalgadura hacia el WSW.
d) La aparición de metamorfitos de bajo grado entre gneisses y migmatitas en la zona de Carapé ha resultado del movimiento de báscula del macrobloque comprendido entre el límite occidental del bloque cabalgado y la formación *Sierra Ballena*.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer a varios colegas que permitieron mejorar enfoques a través de fructíferas discusiones: al Prof. R. FRAGOSO CESAR cuyas conferencias y discusiones fueron de gran utilidad; a los Profs. R. DIAZ y H. ALBANELL que aportaron valiosos datos sobre el área norte del Dpto. de Lavalleja; a la Lic. R. NAVARRO por sus ideas sobre los metaconglomerados del arroyo Coronilla; al Lic. C. GOMEZ RIFFAS por su aporte en datos estructurales; al Prof. J. R. MONTAÑA por su contribución sobre la formación Barriga Negra.

También se desea expresar el reconocimiento a la Comisión de Publicaciones de la Facultad de Agronomía, que ha conseguido los medios para poder difundir los avances científicos logrados en esa casa de Estudios.

Luego, pero no menos importante, debe expresarse el agradecimiento a quienes hicieron posible transformar borradores desprolijos en un trabajo con buena calidad de presentación: Srta. C. OLIVEIRA en los dibujos, Srta. M. FREITAS en la dactilografía y Bibliot. R. SCHNEIDER en la corrección del texto del resumen en inglés.

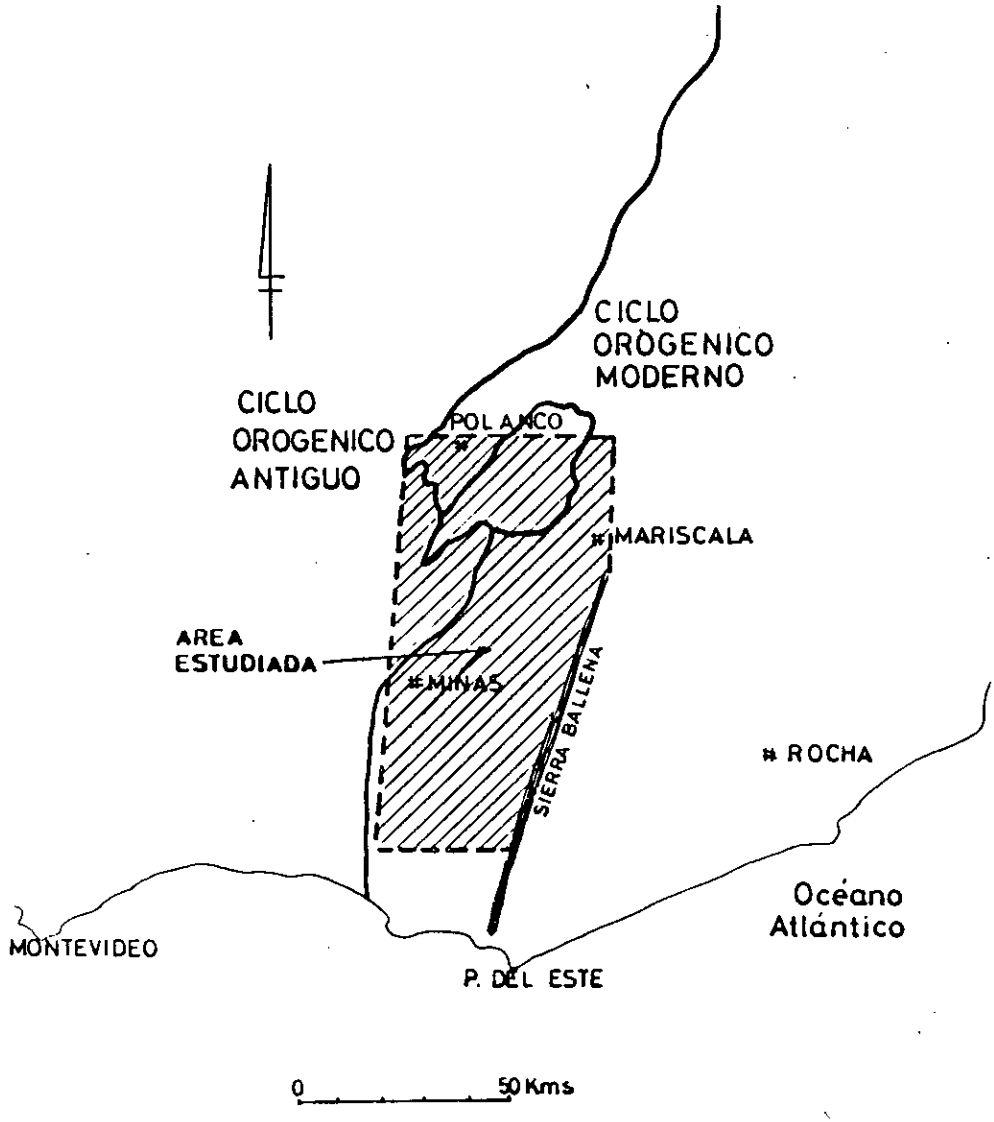


FIGURA No. 1: Ubicación geográfica del área estudiada dentro del contexto geológico regional según la carta 1/1:000.000 simplificada de BOSSI et al. (1975)

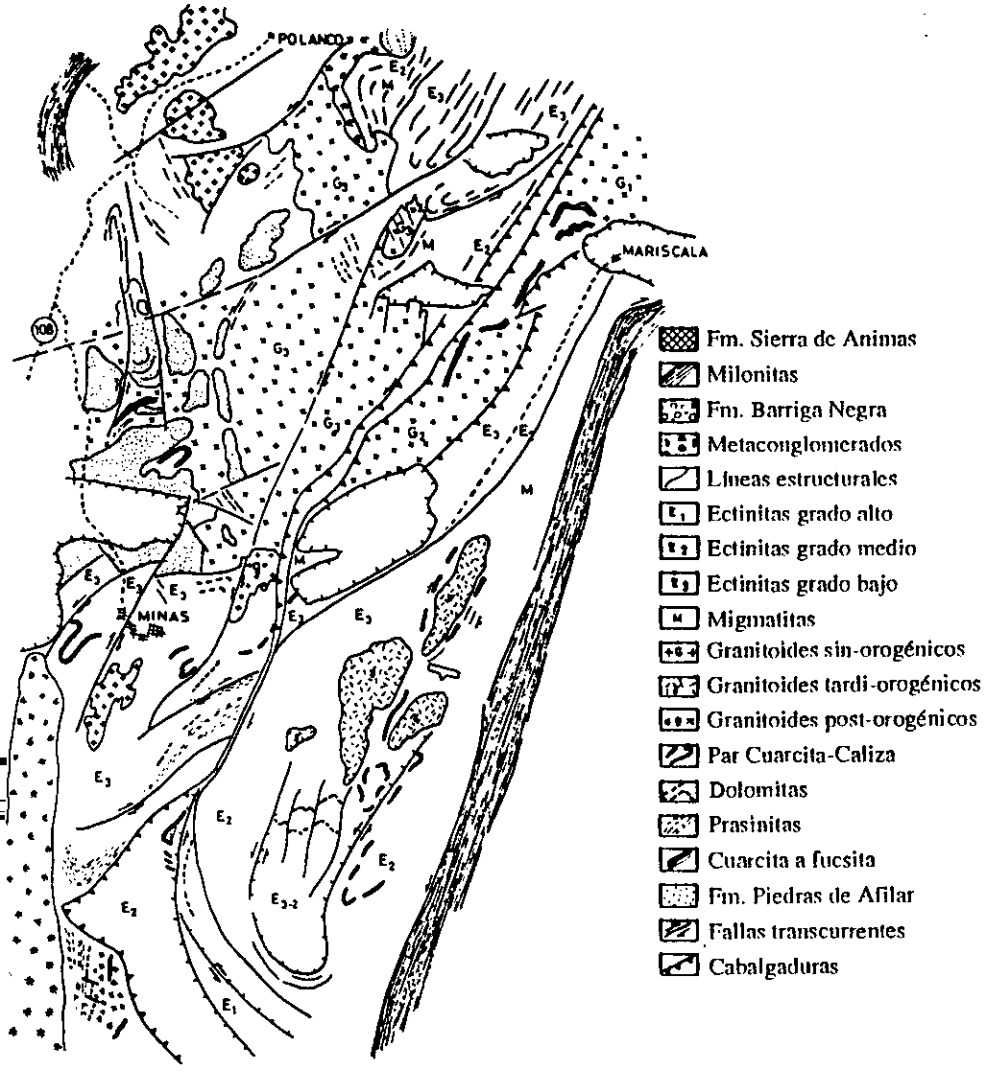


FIGURA No. 2: Carta Geológica del área estudiada a partir del relevamiento a escala 1/100.000. Se hace énfasis en aspectos litológicos, estructurales y tectónicos.

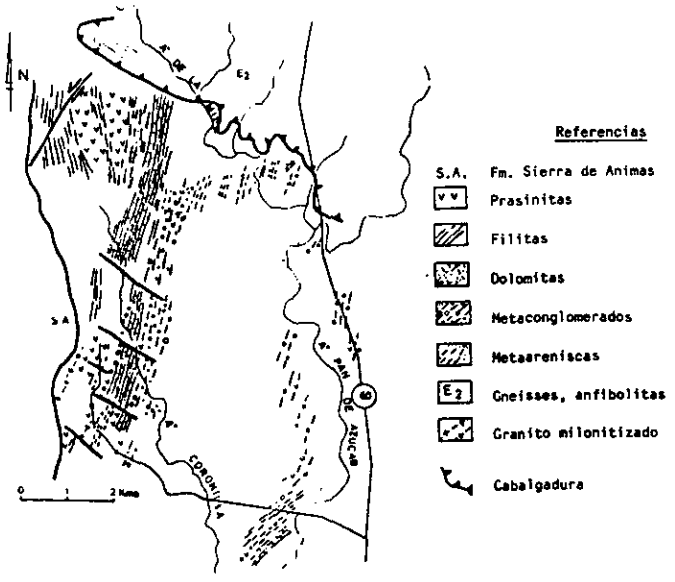


FIGURA No. 3: Carta Geológica de la cuenca del arroyo Coronilla al pie del cerro Betete en el Dpto. de Maldonado.

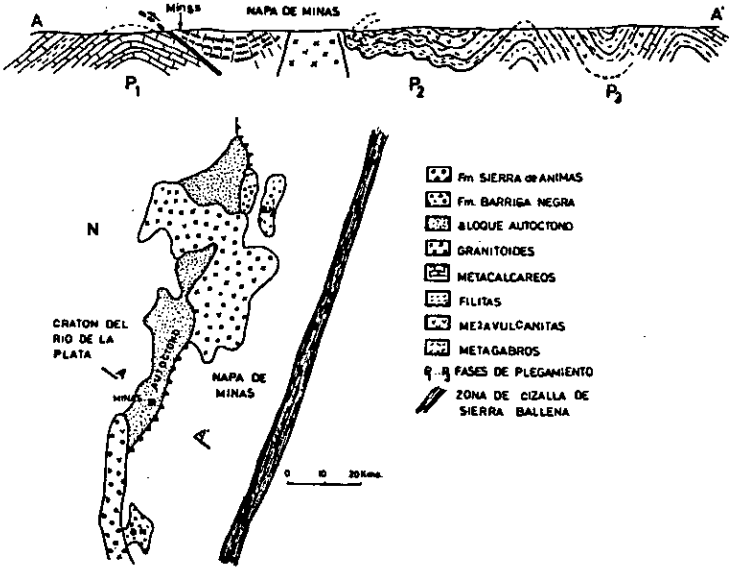


FIGURA No. 4: Esquema litológico-estructural de los alrededores de la ciudad de Minas, simplificado de MACHADO y FRAGOSO (1987).

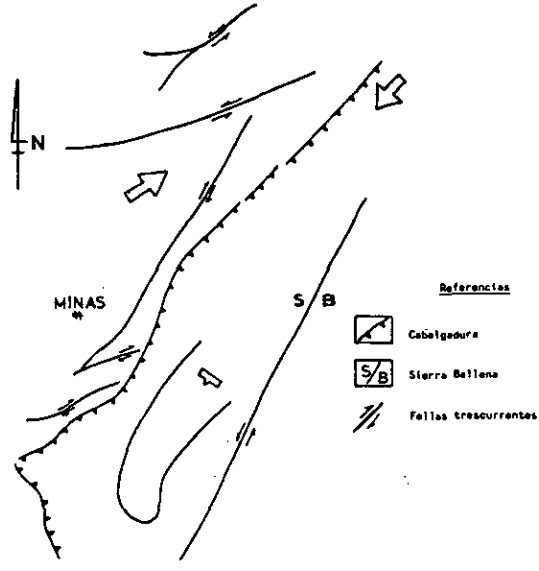


FIGURA No.5: Principales movimientos tectónicos descifrados en el área analizada

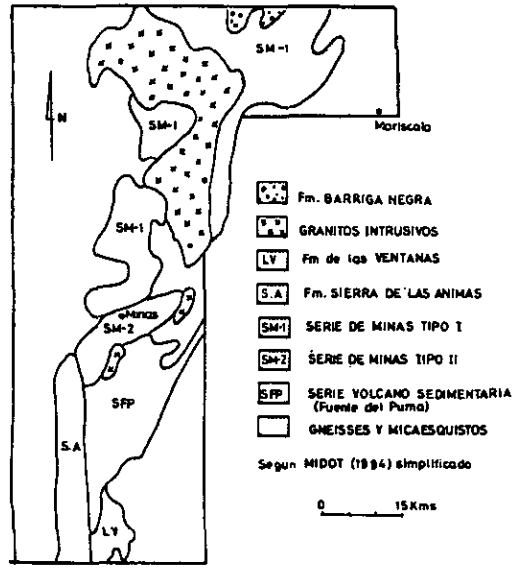


FIGURA No. 6: Compartimentación tectónica y litológica del área estudiada según el esquema planteado por MIDOT (1984), simplificado.

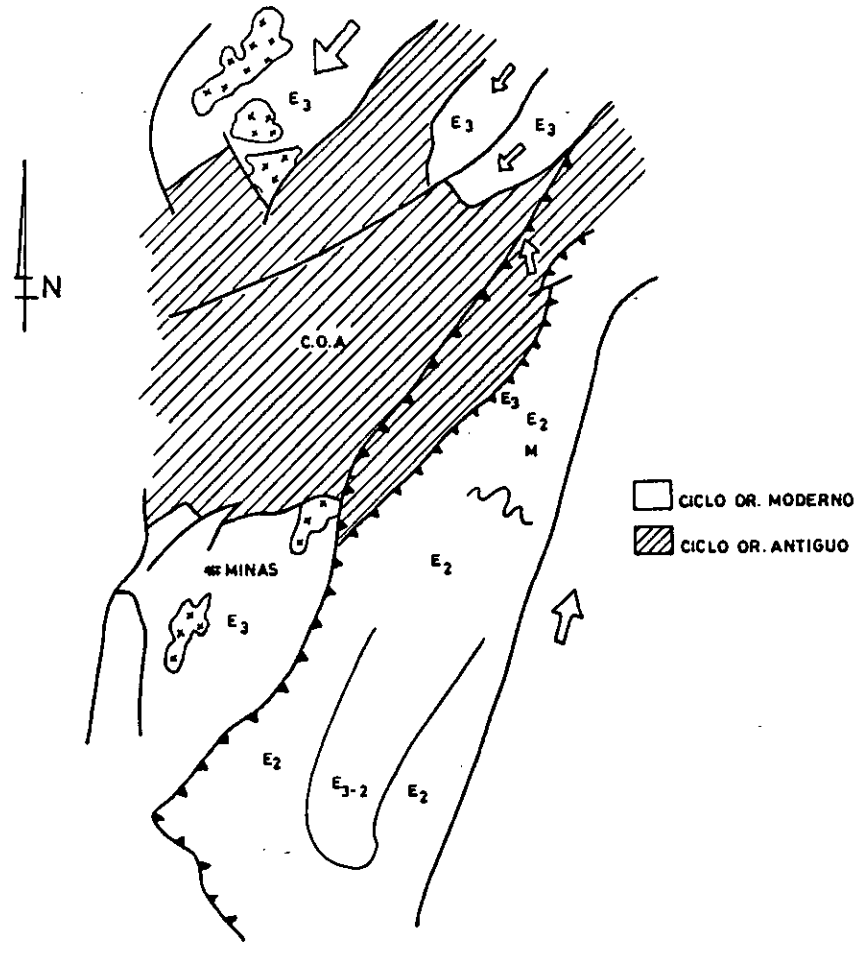


FIGURA No. 7: Relación tectónica entre los ciclos orogénicos Moderno y Antiguo en el borde SW del cinturónOrogénico Moderno señalando los principales desplazamientos regionales.

BIBLIOGRAFIA

1. ALMEIDA, F. F. M. de (1971) Geochronological division of the Precambrian of South America; *Rev. Bras. Geoc. 1.* (1): 13-21.
2. ALMEIDA, F.F. M. de, G. AMARAL, U.G. CORDANI y K. KAWASHITA (1973) The precambrian evolution of the South American cratonic margin South of the Amazon River; *In the Ocean Basin and Margins* (NAIRN & STEHLI, Eds.) Ed. Plenum: 1411-1446, New York.
3. BOSSI, J. (1966). *Geología del Uruguay;* Dpto. Publ. Univ. Rep. Col. Ciencias No. 2, Montevideo.
4. BOSSI, J. (1968). Ensayo de clasificación geológica de las rocas ígneas; *Bol. Fac. Agron.* (102): 1-27, Montevideo.
5. BOSSI, J. (1978). *Recursos Minerales del Uruguay*; Ed. Aljanati, Montevideo.
6. BOSSI, J. (1983). Breve reseña sobre el conocimiento geológico del Escudo Predevoniano en Uruguay (Sud América); *Zbl. Geol. Palaönt 1* (3/4): 417-429, Stuttgart.
7. BOSSI, J. A. FERNANDEZ y G. ELIZALDE (1965). Predevoniano en el Uruguay; *Bol. Fac. Agron.* (78): 1-84; Montevideo.
8. BOSSI, J., L. FERRANDO y H. ALBANELL (1967). Basamento Cristalino del Sureste del Uruguay; *I. Cong. Sobre Deriva Continental* (Abstracts); EOS *53* (2): 10, U.S.A.
9. BOSSI, J., L. FERRANDO, A. FERNANDEZ, G. ELIZALDE, H. MORALES, J. J. LEDESMA, E., CARBALLO, E. MEDINA, I. FORD, J. MONTAÑA (1975); Carta Geológica del Uruguay a escala 1/1:000.000; edición de los autores.
10. BOSSI, J. y R. NAVARRO (1982). Los microgabros ("granitos negros") del Eocambriano del Uruguay; *Actas V. Cong. Latinoam. Geol. 2:* 23-35, Argentina.
11. BOSSI, J. y R. NAVARRO. (1987). Esquema preliminar sobre la evolución geológica del Uruguay durante el período Cámbrico; *Actas X Cong. Geol. Argentino, 1* : 346-350, Tucumán.
12. BOSSI, J. y R. NAVARRO (1988). Serpentinitas cromíferas pre-orogénicas en el Ciclo Orogénico Modemo de Uruguay; *Actas. Primera Reunión de Geología del Uruguay*, 91-95, Salto, Uruguay.
13. BOSSI, J. y R. NAVARRO (en prensa). *Geología del Uruguay;* Dpto. Public. Univ. República, Montevideo.
14. CORONEL, N. P. OTYANÇABAL y J. SPOTURNO (1982). Consideraciones estructurales de la formación Piedras de Afilar en su área tipo en el Dpto. de Canelones, Uruguay; *Actas V. Cong. Latinoam. Geol. V:* 48-60, Argentina.

15. FERRANDO, L. y A. FERNANDEZ (1971). Esquema tectónico-cronoestratigráfico del Predevoniano en Uruguay; *anales XXV Cong. Bras. Geol. 1:* 199-210, San Pablo.

16. FRAGOSO CESAR, A.R.S. (1980). O Cratón do Rio de la Plata e o cinturao Dom Feliciano no Escudo Uruguaio - sul - riograndense; *An. XXXI Cong. Bras. Geol. 5:* 2879-2892, Camboriú.

17. FRAGOSO CESAR, A.R.S., M.C.H. FIGUEIREDO, E. SOLIANI Jr. y U.F. FACCINI (1986). O Batólito Pelotas no Escudo do Rio Grande do Sul; *An. XXXIV Congr. Bras. Geol.:* 1322-1342, Goiania.

18. FRAGOSO CESAR, A.R.S., R. MACHADO y C. GOMEZ RIFFAS 91987). Observaçoes sobre o Cinturao Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e Correlaçoes com o Escudo do Rio Grande do Sul (1987); *III Simp. Sul-Bras. Geol.,* Curitiba.

19. GOMEZ RIFFAS, C. (1988). La edad de los microgabros negros del Proterozoico Medio del Uruguay; *Actas Primera Reunión Geol. Uruguay:* 106-107, Salto, Uruguay.

20. GOÑI, J. C. (1956). El Batolito de Sauce; *Bol. Inst. Geol. Urug.* (35): 1-52, Montevideo.

21. JONES, G. (1956). Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Dpto. de Canelones; *Ibid.* (34): 1-193, Montevideo.

22. MAC MILLAN, J. (1933). Terrenos Precámbricos del Uruguay; *Ibid* (18): 1-61, Montevideo.

23. MACHADO, R. y A.R.S. FRAGOSO (1987). Deformaçoes brasilianas do Cinturao Dom Feliciano no Uruguai; *Actas III Simp. Sul-Bras. Geol.,* Curitiba.

24. MIDOT, D. (1984). Etude géologique et diagnostic métallogénique pour l' exploration du secteur de Minas (Uruguay); Tesis de Tercer Ciclo, Univ. P. et. M. Curie, Paris VI, No. 84-24.

25. PRECIOZZI, F., SPOTURNO, W. HEINZEL y P. ROSSI (1985). Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000; *Dir. Nac. Min. Geol.* Montevideo, Uruguay.

26. SPOTURNO, J., N. CORONEL y J. DA SILVA (1985). Geología y prospección fosfáticouranífera del área La Calera; *Bol. Dir. Nac. Min. Geol.* (39): 7-29, Montevideo.

27. UMPIERRE, M. y M. HALPERN (1971). Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de la R.O. del Uruguay; *Rev. Asoc. Geol. Arg., 26* (2): 133-151, Buenos Aires.

28. WALTHER, K. (1919). Líneas fundamentales de la estructura geológica de la R.O. del Uruguay; *Rev. Inst. Nac. Agron. 2* (3): 1-186, Montevideo.

Depósito Legal No. 238.550/89 - ALTAMIRA S.R.L. - Art. 79 Ley 13.349