

# GEOLOGIA DE LA PORCION SUR DEL CINTURON CUCHILLA DIONISIO

[GEOLOGY OF THE SOUTHERN PART OF CUCHILLA DIONISIO BELT]

F. Preciozzi\*, H. Masquelin\* & L. Sánchez

\* DI.NA.MI.GE., Uruguay.

1993

En Guía de Excursiones, Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico Cámbrico de la Cuenca del Plata (La Paloma, Mayo de 1993).

## 1. INTRODUCCION

El basamento cristalino uruguayo puede ser subdividido en tres 'provincias estructurales mayores' (Bossi et al., 1993): Terreno Piedra Alta, Terreno Nico Pérez y Cinturón Cuchilla Dionisio (Figura No. 1). Las dos últimas provincias (Preciozzi et al., 1991) pertenecientes al Ciclo Brasileño (Almeida et al., 1976) contienen unidades litoestructurales supracrustales formadas en el Proterozoico superior y eventos tectonomagmáticos de intrusiones granitoideas entre 500 y 700 MA (Cordani & Soliani Jr., 1990).

Extensas bandas de cizallamiento son definidas entre las provincias a lo largo del Terreno Nico Pérez que es desplazado hacia el Sur, desde su posición original. La zona de cizalla occidental con dirección regional N10W es denominada aquí "Zona de Cizalla Sutural Sarandí del Yí - Piriápolis" (ZCSSP), presentando un movimiento dextral. La zona de cizallamiento oriental contiene granitos "S" sindeformacionales con planaridades subverticales al Norte y subhorizontales al Sur y con indicadores de vergencia al SE. En esta faja fueron identificadas rocas básicas y ultrabásicas (Fessefeldt et al., 1988; Preciozzi et al., 1989).

## 2. CINTURON CUCHILLA DIONISIO

Este término ha sido propuesto (Preciozzi et al. 1991; Bossi et al., 1992) para designar el cinturón móvil de edades brasileñas en el Uruguay, considerando el Terreno Nico Pérez como su antepaís. Está constituido por una sucesión de bandas de orientación NNE, limitada cada una de ellas por fallas transcurrentes. En la Figura No. 2 (Preciozzi et al., 1991) se presenta una síntesis geo-estructural de la porción Sur del Cinturón Cuchilla Dionisio.

De Oeste a Este, se reconocen las siguientes unidades (Bossi, 1983; Preciozzi et al., 1985): Grupo Lavallega, Grupo Carapé y Complejo Gnéisico Occidental o "Zona Occidental" (Fragoso-César, 1987); zona de cizallamiento de Sierra Ballena, Complejo Granito-Néisico Central o "Zona Central" (Fragoso César, et al., 1987); Grupo Rocha y Formación Cerros Aguirre (Campal, *este simposio*) o "Zona Oriental" (Fragoso César, 1987) o Atlántica (Preciozzi et al., 1979). Este conjunto de unidades tienen en el Ciclo Orogénico Brasileño el principal evento tecto-metamórfico.

Desde un punto de vista tecto - magmático, se distinguen, diferentes tipos de granitoides que han hecho intrusión en todo el conjunto antes mencionado (magmatogénesis Brasileña).

## **2.1. Grupo Lavallega**

Esta unidad metamórfica de bajo grado se desarrolla entre las localidades de Pan de Azúcar (Departamento de Maldonado) hasta la localidad de Cerro de las Cuentas, en el Norte (Departamento de Cerro Largo). La región analizada comprende el tercio sur de esta faja, comprendida entre la Ciudad de Minas y Pan de Azúcar.

Estos metamorfitos fueron agrupados bajo la denominación de Grupo Lavallega (Bossi 1966; Preciozzi et al., 1979). Los mismos están limitados hacia el Oeste por el complejo plutono-volcánico de ambiente distensional de Sierra de Animas de edad Cámbrica (Hart 1966) representada por sienitas, riolitas, traquitas, brechas y basaltos.

Los límites noreste y sureste lo constituyen un extenso conjunto granito-néisico con contactos tectónicos netos señalado por un sistema de fallas "en échelon" con respecto a los metamorfitos del Grupo Lavallega. A los mismos se asocian rocas mesozonales como anfibolitas, micaesquistos y mármoles, considerados como un equivalente más metamorfizado del Grupo Lavallega (Preciozzi 1979) o reagrupados en el denominado Grupo Carapé (Bossi 1983) desarrollando imbricaciones tectónicas.

Al Sur y Norte este conjunto metamórfico se encuentra cubierto por depósitos molásicos fini-brasilianos, tales como aquellos del Cerro de las Ventanas, en las proximidades de Mina Apolonia. En la Figura No. 3 se ilustra la geología de la región Minas -Pan de Azúcar.

### **2.1.1. Características Litoestratigráficas**

Dentro de esta secuencia de bajo metamorfismo se ha distinguido una serie volcano-sedimentaria (*sensu strictu*) y una serie fundamentalmente sedimentaria. El sincronismo entre ambas se verifica por las variaciones laterales de facies. Una corresponde a una zona de metapelitas carbonatadas (barros calcáreos) asociadas a un volcanismo básico calco-alcalino y toleítico y por otro lado a una plataforma carbonatada sometida a aportes detríticos de naturaleza variada. En la Figura No. 4 se ilustran los principales conjuntos litológicos de ambas series (Preciozzi 1989).

### **2.1.2. Distribución del volcanismo - aspectos paleogeográficos**

Dentro del tercio central de la columna estratigráfica se reconocen sucesiones de coladas de basaltos, andesitas de varios centenares de metros, apareciendo ocasionalmente pequeños niveles de riolitas. Hacia la base de la serie el volcanismo está representado por diabasas con espesores que no superan los 40-50 m. Es característico de las coladas basálticas (a veces asociadas a bancos silico-carbonatados) la presencia de vacuolas extremadamente pequeñas, sugiriendo aguas poco profundas. En algunos casos la existencia de macizos emergentes (volcanismo ácido) es evidente (en las proximidades de Mina Valencia).

### **2.1.3. Relación entre la secuencia de bajo grado y el conjunto granito-gnéissico**

#### *a. Serie sedimentaria*

La posición particular de las cuarcitas, fundamentalmente las de los Cerros Campanero y Verdún, que aparecen siempre en el contacto próximos con el conjunto granito-néisico hacen que las relaciones más probables sean de tipo Zócalo-Cobertura (Midot 1984): la transgresión habría comenzado con la depositación de las cuarcitas.

#### *b. Serie volcano-sedimentaria*

Las relaciones resultan menos evidentes, siendo siempre el contacto de carácter tectónico. Si consideramos a ambas series como sincrónicas en la deposición, la serie volcano-sedimentaria sería una cobertura en relación al complejo granito-néisico. No obstante presenta un carácter ambiguo.

### **2.1.4. Características petrográficas y metamórficas**

#### *a. Facies sedimentarios*

Las metapsamitas desarrollan texturas granoblásticas, mientras que las filitas presentan texturas granolepidoblásticas a lepidoblásticas, desarrollando niveles flexurados de sericita/clorita, dentro de una matriz fina granoblástica, generalmente cuarzo-feldespática, más raramente calcárea. La coexistencia de sericita-muscovita-clorita indicaría que no se han alcanzado las condiciones de metamorfismo medio (clorita + muscovita + estaurolita + biotita + cuarzo). Los carbonatos desarrollan texturas en mosaico con grandes cristales de calcita y dolomita, generalmente elongados siguiendo la foliación metamórfica (sericita-clorita). Las cuarcitas presentan texturas granoblásticas con una baja proporción de minerales filitosos. Los facies clásticos están constituidos por brechas monogénicas, desarrollando texturas microlíticas porfíricas, en una matriz de un fino agregado de cuarzo-epidoto.

#### *b. Facies volcánicos*

El volcanismo básico presenta texturas doleríticas intersectales; existen doleritas a plagioclasa saussuritizada y diabasas albíticas a playas de diópsido-augita (los piroxenos suelen desarrollar texturas poiquilíticas). Presentan anfíboles de la serie de la actinota y frecuentemente esfeno. Otras rocas básicas son microlíticas porfíricas, ocasionalmente con vacuolas en una mesóstasis intersectal o fluidal: microlitos de albita dentro de un fondo criptocristalino de epidoto, clorita y actinolita. El volcanismo ácido presenta texturas hialo-porfíricas, con fenocristales de plagioclasa saussuritizada y cuarzos corroídos en un fondo micro a criptocristalino. Otras rocas definen texturas porfíricas en un fondo piromerídico, así como rocas a textura microlítica vacuolar. Los keratófiros en particular, desarrollan texturas a veces granoblásticas a veces algo esquistasas, presentando fenocristales de albita y con una asociación mineralógica predominante a albita-biotita-clorita-calcita-opacos-esfeno.

### **2.1.5. Algunas consideraciones sobre el metamorfismo**

Las relaciones de estabilidad de las asociaciones mineralógicas de varios facies metamórficos, en un sistema de composición basáltica, han sido analizadas en el diagrama Presión - Temperatura (Ernst 1981). La presencia de clorita en la mayoría de las rocas volcánicas indicaría condiciones de metamorfismo con temperaturas no superiores a los 530-550° C.

La asociación mineralógica albita-actinolita-clorita--zoisita indica un metamorfismo en facies Esquistos Verdes. El metamorfismo regional produce en las rocas volcánicas una sustitución de los fenocristales y la desvitrificación del vidrio. En las diabasas los fenocristales de plagioclasa están transformados en un agregado de albita epidoto y los piroxenos uralitizados. En las metalavas ácidas los fenocristales de feldespatos se encuentran sericitizados y las biotitas cloritizadas. Los minerales neoformados en el transcurso de este metamorfismo regional son: albita-cuarzo-muscovita / sericita-clorita-epidoto-actinota. Esta paragénesis corresponde a un metamorfismo epizonal del subfacies: cuarzo-albita-clorita del Facies Esquistos Verdes (Winkler 1975).

### **2.1.6. Líneas Estructurales**

#### *a. Estructuras microscópicas*

La arquitectura regional resulta de la superposición de por lo menos 4 fases de deformación:

- (i) Fase I: genera una foliación metamórfica S1, con desarrollo de pliegues isoclinales. Generalmente la S1, es normal a la estratificación original S0. A nivel regional se reconoce una lineación mineralógica L1 en los planos de foliación metamórfica. Debido al plegamiento de la Fase I la S0 tiende a disponerse sistemáticamente en forma concordante con la S1 (generando fenómenos de transposición tectónica S0-1).
- (ii) Fase II: las estructuras asociadas a la Fase II están controladas por las propiedades físico-mecánicas de las rocas. En rocas competentes, la esquistosidad S2 corresponde a una esquistosidad de fractura o una esquistosidad de pliegue-fractura ("strain-slip"). En rocas competentes la S2 es menos penetrativa generando un sistema paralelo de fracturas. En calcáreos se desarrollan pliegues métricos, isoclinales o disimétricos. En filitas se observan pliegues estilo kink o chevron. En pliegues isoclinales se observan fenómenos de "boudinage". Se desarrolla una segunda lineación consecuencia de la intersección de S2 con S0-1 (L2).
- (iii) Fase III: se manifiesta próxima a los accidentes tectónicos de importancia y está caracterizada por una segunda esquistosidad de fractura (S3) que deforma la S2m, como aquellas que se manifiestan en las proximidades de Mina Oriental.

### *b. Estructuras mesoscópicas*

Las megaestructuras de la Fase I se preservan rara vez dentro de la esquistosidad de la segunda fase de plegamiento, teniendo no obstante una componente E-W predominante.

El metamorfismo regional es contemporáneo de esta fase de deformación. La Fase II es la responsable de la actual estructuración regional, desarrollando pliegues cerrados, derechos, ligeramente inclinados al Este u Oeste respectivamente. Han sido verificadas interferencias de plegamiento "en champiñón" (tipo 2 de Ramsay, 1967) en las inmediaciones de la ciudad de Minas, indicando la existencia de una fase compleja o bien de sobreplegamiento.

La principal megaestructura de la Fase II lo constituye la "Sinforma de la Ruta 81" (Fay 1981; Midot 1984). Se trata de un vasto sinclinorio (Figura No. 5b) que se desarrolla al Sur de la Ciudad de Minas. Su terminación Norte está caracterizada desde el punto de vista geométrico por una sucesión de pliegues sinformes y antiformes. Todos estos pliegues son subsociales a flancos verticales, ligeramente inclinados hacia el Este. Sus charnelas son generalmente agudas y el conjunto de pliegues menores (métricos a decamétricos) son característicos de la segunda fase de deformación. Los caracteres definidos para la terminación Norte se aplican al conjunto de la estructura: con flancos muy subverticales y de charnelas relativamente estrechas.

La estructura regional está afectada, en la parte central, por un accidente tectónico ligado a la Fase III. Esta fase se caracteriza por un fallamiento inverso con desplazamiento dextral.

La Fase IV genera suaves domos de plano axial subvertical y eje subhorizontal de dirección NO-SE, visibles fundamentalmente en las regiones de Polanco y Manguera Azul. La superposición de estos pliegues con los de la fase anterior genera padrones de interferencia de tipo domo-cubeta (Ramsay, 1967) tanto a nivel de afloramiento como a nivel regional.

#### **2.1.7. Geoquímica de las facies volcánicas**

En el Grupo Lavallega predomina, fundamentalmente, el volcanismo básico. Este se encuentra caracterizado por metalavas plagioclásico-piroxénicas, metabasaltos, metandesitas y metalavas albito-piroxénicas. Conforman un apilamiento de varios centenares de metros, con esporádicas intercalaciones de keratófiros en el nivel estratigráfico central. Hacia la parte cuspidal, este potente volcanismo básico, evoluciona a rocas volcanoclásticas. El volcanismo ácido es relativamente poco frecuente caracterizado por riolitas y tobas, que se sitúan en el tope de la secuencia.

La interpretación geoquímica se efectuó en base a datos analíticos aportados por Midot (1984) (Figuras N° 6a y 6b). De las figuras precedentes, se deduce que los facies volcánicos se sitúan principalmente dentro de los campos hiperaluminosos y alcalinos (secundariamente, en el campo toleítico). El volcanismo es en parte submarino, mostrando una cierta tendencia espilitica, traducido por tenores altos de alcalinos, fundamentalmente sodio. El fenómeno de espilitización no afecta al conjunto de las rocas volcánicas básicas, motivo por el cual se trataría de una transformación tardi-magmática.

## **2.2. Formaciones Polanco y Arroyo del Soldado**

La Formación Polanco, constituida básicamente por intercalación de facies calcáreas y facies detríticas, y la Formación Arroyo del Soldado, integrada por facies cuarcíticos y pelíticos, constituirían una sedimentación sincrónica a la del denominado "Grupo Lavalleja", depositándose en una margen cratónica. Finalmente, depósitos molásicos, de características diversas y atribuidos hacia el final de la orogénesis Brasiliana están apoyadas discordantemente sobre los conjuntos precedentes.

## **2.3. Supracrustales de grado medio**

Hacia la zona Este de las supracrustales del Grupo Lavalleja y de una cobertura molásica fini-brasiliana se desarrollan una serie de imbricaciones tectónicas de rocas de metamorfismo medio, consideradas por Preciozzi (1979, 1985) como un equivalente lateral más metamorizado del Grupo Lavalleja.

Bossi (1983) introduce el término Grupo Carapé para reagrupar dichas litologías. Este Grupo habría evolucionado en las mismas condiciones que el Grupo Lavalleja alcanzando condiciones de temperatura y presión mayores. Localmente se observan removilizaciones cuarzo-feldespáticas.

Desde el punto de vista litológico se caracteriza por: Anfibolitas, micaesquistos, mármoles y un conjunto alternante de neises, micaesquistos y leptinitas (Preciozzi 1992). Las anfibolitas suelen presentarse en forma masiva a veces esquistosas de texturas granudas a granonematoblásticas, constituidas fundamentalmente por hornblenda-piroxeno augítico-andesina-labrador-clorita-epidoto-calcita-opacos. A veces se observan niveles a texturas nematoporfiroblásticas, con fenocristales de plagioclasa de hasta 4 mm.

Desde el punto de vista de las condiciones de metamorfismo, estas rocas se sitúan en el dominio del Facies Anfibolita inferior. Los micaesquistos son a dos micas, con desarrollo de francas texturas lepidoblásticas, presentando al menos las tres primeras fases de deformación que afectaron al Grupo Lavalleja. Mineralógicamente se encuentran compuestos por muscovita-biotita-cuarzo-granate-opacos. Los mármoles constituyen la litología más extendida dentro de este grupo, son de grano medio, con textura granoblástica poligonal o bandeada. Mineralógicamente, están integrados por: Calcita, dolomita, cuarzo, opacos y clorita. Localmente estos mármoles presentan disteno, lo que permitiría situar al metamorfismo en el Facies Anfibolita Superior.

Los gneisses leucócratas y leptinitas presentan generalmente estructuras aplanadas con lineaciones pronunciadas (Rossi 1981), correspondiendo a pliegues isoclinales acostados. Los neises presentan texturas esquistosas; están mineralógicamente caracterizados por: Microclina, oligoclasa, cuarzo y biotita a veces relativamente abundante. Intercalados con el conjunto de las unidades precedentes se localizan pequeños niveles de micaesquistos muscovíticos a estaurolita-granate.

## **2.4. Complejo granito – gnéissico Sierra de los Caracoles**

Esta unidad se encuentra caracterizada por ortoneises de grano medio anfibólico-biotíticos (de composiciones que varían desde dioríticas hasta graníticas), de texturas esquistosas a oftalmíticas a veces bandeadas, asociados

comunmente a fajas miloníticas. Estos materiales suelen desarrollar estructuras anastomosadas en otras litologías.

Se observan intercalaciones de granitos finos a medios, a biotita, que lateralmente pueden evolucionar a granito-neises con desarrollo de una buena esquistosidad. Estos predominan en la porción norte de esta subzona (metagranito). En la Figura No. 7 se esquematiza la geología de la región del Penitente (Pena et al., 1987).

## **2.5. Zona de cizalla de Sierra Ballena**

Este elemento, descrito como asociación de rocas cataclásticas (Preciozzi et al., 1985) y definido como Zona de Cizalla (Bossi et al., 1988; Masquelin, 1990) presenta una dirección regional N15E que bisecta al Cinturón Cuchilla Dionisio desde Punta Ballena (Departamento de Maldonado) hasta las proximidades de Porto Alegre, Brasil.

La misma constituye el evento tectónico fini-brasiliano de mayor trascendencia del Cinturón Cuchilla Dionisio, pues separa nítidamente dos regiones de características lito-estructurales completamente diferentes.

Litológicamente se encuentra constituido por un conjunto de rocas cataclásticas, desde protomilonitas a ultramilonitas, desarrolladas sobre una matriz granítica. En algunas litologías cuarcítico-micáceas (Fragoso-César, R., 1987) reconoce:

- a) una foliación de bajo ángulo,
- b) una foliación subvertical que define el lineamiento regional, relacionada a una gran zona de transcurrencia sinistral y movimiento vertical relativos de los bloques E y W respectivamente.

Los fenómenos que producen este evento tectónico son la deformación mecánica de minerales y alineación en el plano de tensión mínima. La orientación cristalográfica de los minerales y una segregación de minerales leucócratas y ferromagnesianos se disponen paralelos a los planos de tensión mínima. Esta zona de cizallamiento de varios kilómetros de espesor se encuentra interrumpida en su porción central por un complejo plutono - volcánico de características similares al de Sierra de Animas, de edad Cámbrico Superior y probablemente asociado a fenómenos distensivos. Esta zona de transcurrencia debió tener al menos varias fases de reactivación, durante la evolución del Cinturón Cuchilla Dionisio.

### **2.5.1. Blastomilonitas**

Se caracterizan por presentar francas texturas oftalmíticas que pueden evolucionar a texturas finamente laminadas. Las rocas a texturas oftalmíticas se caracterizan por la abundancia de ojos de feldespatos potásico alargados en dirección de la estructura geológica regional e inmersos en una matriz generalmente microcristalina constituida por una malla de cuarzo recristalizado, plagioclasas alteradas a niveles filitosos, biotita alterada a clorita, y opacos. En las texturas laminadas los feldespatos y el cuarzo se manifiestan en niveles milimétricos alternados.

### **2.5.2. Ultramilonitas**

Estas desarrollan texturas extremadamente finas, de mineralogía variable pero donde predominan delgadas mallas de cuarzo criptocristalino que rodea el resto de los minerales. Los minerales que se reconocen son feldespatos y anfíboles alcalinos como fragmentos irregulares, derivados de procesos de microbrechamiento cataclástico. A nivel de campo estos materiales se manifiestan como rocas masivas extremadamente tenaces; rara vez la presencia de muscovita le confiere una cierta esquistosidad.

## **3. CINTURON DE CIZALLA CENTRAL**

Las unidades que integran este complejo se desarrollan desde el poblado de Aiguá en el Departamento de Maldonado hasta la localidad de 19 de abril, Departamento de Rocha. Las unidades individualizadas corresponden a trabajos efectuados en el marco del Plan Cartográfico Nacional, escala 1/100.000 de las Hojas Carapé, Cordillera y Chafalote (Masquelin et al., 1989, 1990). En las figuras N° 8 y 9 se representan los rasgos más salientes de las Hojas arriba mencionadas. Transversalmente al conjunto se identifica una sucesión de unidades:

### **3.1. Unidad Cerro Olivo - Punta del Este**

Es un conjunto de granitos pre-transcurrentes, granitos de fusión crustal, remobilizados anatéticos y blastomilonitas. Parte de esta unidad está considerada dentro del Sistema Dúctil de Alférez-Cordillera. Los términos migmatíticos se encuentran delimitados por corredores blastomiloníticos, presentando a veces, una foliación de ángulo bajo a moderado. Localmente pasan de petrofábricas planares a petrofábricas lineares caracterizada esta última por cuarzos elongados.

### **3.2. Las rocas supracrustales de Martín Soroa y San Carlos**

#### **a. Serie de Martín Soroa**

Se trata de supracrustales poco expuestas, encontradas en las inmediaciones del curso medio del Arroyo Martín Soroa y constituídas por metareniscas de grano fino a medio de colores rojizos. Las estructuras primarias no parecen estar transpuestas por ningún tipo de foliación. En algunos lugares, al Sur de la Hoja Cordillera se encontraron metapsamitas con estratificación bien nítida. Dichas supracrustales parecen situarse en contacto con metatonalitas (ver pág. 14).

#### **b. Formación San Carlos**

La Formación San Carlos se localiza al SE de la Ciudad de San Carlos, y presenta una morfología alargada en una Sierra orientada N15E, en la que afloran metapsefitas y metapelitas (Masquelin 1990). Esta formación está intensamente tectonizada por el efecto de la transurrencia de la Zona de Cizalla de Sierra Ballena. Se observa una transposición de su superficie de



estratificación So. Se compone de conglomerados polimícticos, hacia la base, seguido por metaarcosas, con intercalaciones de metapelitas verdes transformadas en esquistos sericíticos a través de un metamorfismo de grado bajo. Se observaron clastos graníticos y de cuarzo blanco, aunque fueron encontrados clastos de esquistos sericítico y de cuarcita rosada.

### 3.3. Sistema dúctil de Alférez-Cordillera

Este Sistema fue definido durante el mapeo escala 1/100.000 y designa a un conjunto de ultramilonitas acompañadas de blastomilonitas, remobilizados anatécicos y granitos a tendencia alcalina (Masquelin 1990).

Las blastomilonitas parecen presentar una componente de leucogranito, que es el elemento iniciador de la ruptura a lo largo de zonas de cizalla lubricadas por fusión parcial (Hollister 1986). De este modo fueron identificadas incipientes zonas de desarrollo de leucosoma (Mehnert, 1968) en venas de tensión. Se pueden delimitar corredores ultramiloníticos de orientación groseramente N5-10, tomando como referencia la superficie de la milonización principal, es decir el C, de las milonitas S-C, generalmente subvertical. Entre los macizos graníticos se observa el pasaje de milonitas y ultramilonitas con cristales de cuarzo muy estirados y muscovita en los planos de la foliación, hasta un granito porfiroide emplazado a la manera de los descritos para fajas de deformación del Cinturón Varisco (Berthé et al., 1980).

También se observan fallas de dirección E-W con desplazamiento horizontal sinistral. Asimismo se encontraron fallas de dirección N110-120, que corresponden a una fase tardía.

En algunas fajas de ultramilonitas angostas (< 0,5 Km), la superficie C de milonización tiene rumbo N35 mientras que la S se materializa por un clivaje de fractura tardío en una dirección N175.

Aisladamente, se observan pliegues en vaina (*sheath folds*), asociados con la foliación milonítica principal, en el caso de estas zonas de cizalla. Estos atestiguan de la compleja evolución, en la que las lineaciones minerales de estiramiento están plegadas y se dispersan sobre la superficie C.

En la rama Sur del Cinturón Damara de Namibia (Coward 1983) reconoce que los pliegues de la F2 recumbentes deforman a los de la F1 y a los cabalgamientos con sus ejes b paralelos a las lineaciones minerales de estiramiento y sólo un desarrollo de pliegues en vaina, favoreciendo un ambiente ligado a sistema transcurrente.

Dentro de los corredores blastomiloníticos, las lineaciones de estiramiento son subhorizontales o con un hundimiento de 20 a 30° hacia el SW y tienen un "trend" N-S, tal como observaciones ya realizadas en otras blastomilonitas brasileñas (Coward 1983; Fernandes 1991).

En base a porfiroclastos asimétricos (Simpson 1983), ya observados en la Dorsal Canguçú (Mesquita 1991) la zona de cizalla muestra, insistentemente, sentido sinistral tanto para el Sistema Dúctil de Alférez-Cordillera como para la Zona de cizalla de Sierra Ballena (ZCSB).

### **3.4. Granitos sin y tardi-transcurrentes**

Estos son grandes cuerpos asociados sistemáticamente a los corredores blastomiloníticos. En la región analizada existen dos tipos de granitos, emplazados en forma de lentes:

a. Leucogranitos y granitos a dos micas, heterogranulares, típicos de fusión crustal, flanqueados por rocas miloníticas a blastomiloníticas, de carácter sintranscurrente.

b. Granitos a biotita y escasa muscovita, porfiroides, extremadamente ricos en feldespato alcalino como el Granito Cordillera (Masquelin 1990). Los granitoides sintranscurrentes se encuentran intruidos probablemente dentro de neises pre-brasilianos que forman el basamento de esta faja móvil, y del que quedarían preservados pequeños "domos" gnéissico-migmatíticos. Estos granitos foliados en sus bordes transicionan a granitoides isótropos, y se ubican en zonas transtensivas alargadas. El emplazamiento se genera luego de la ruptura tensional con variaciones volumétricas (Davies 1982). Los datos geocronológicos existentes, permiten situar a estos granitoides en el entorno de 700 MA. Los granitos de Rocha y Spalatto son de este tipo.

### **3.5. Unidad de metatonalitas**

Bajo esta denominación se han agrupado rocas relativamente máficas con porcentajes variables de cuarzo. Se presentan con textura típicamente granuda y con enclaves de milonitas graníticas. Son ricos en biotita, cuarzo y andesina, y como minerales secundarios aparecen granate, muscovita y anfíbol. Esta unidad se localiza en fajas de estructura gnéissica, con orientación general NE-SW, incluidas en extensas áreas de granitoides proto-miloníticos. Corresponden, en términos generales, a rocas con paragénesis metamórficas de alto grado (Masquelin 1990) y presión media, siendo frecuente: almandino + cuarzo + cordierita + silimanita. Reacciones de hidratación son registradas, generalmente mostrando paragénesis a muscovita + actinota + epidoto + clorita.

Las direcciones estructurales predominantes son N60 a N130, la primera recortando a la segunda. El dominio reológico de estas rocas es dúctil, existiendo a veces una ligera cataclasis rúptil que las afecta luego de la recristalización metamórfica.

Estas rocas podrían ser similares a las ya existentes, descritos como tonalitas, en el Cinturón Damara (Brandt 1987). Corresponde denominarlas metatonalitas (Bitencourt & Nardi, 1986).

## **4. ZONA ORIENTAL (O ATLANTICA)**

Esta región está caracterizada por las supracrustales de bajo grado del Grupo Rocha.

### **4.1. Supracrustales del Grupo Rocha**

Generalidades: El Grupo Rocha se localiza en el Departamento de Rocha y se manifiesta bajo la forma de una faja de 20-30 kms en dirección E-W y 120 kms en dirección NE (Fig. 9).

Se encuentra constituido por un conjunto de metamorfitos que fueron definidos por numerosos autores (Bossi, et al., 1965, 1975, 1988; Hasui, Y., 1975; Preciozzi, et al., 1985; Fragoso César, et al., 1987).

Los conocimientos geológicos de este Grupo no han sido el fruto de una investigación continua y sistemática. Han sido recientemente analizados en el transcurso del Plan Cartográfico Nacional, escala 1/100.000 (Hojas Velazquez, Chafalote, Rocha, Castillos y La Paloma).

Litológicamente, se encuentra caracterizado por metasedimentos silico-clásticos de granulometrías variadas (metapelitas-metapsamitas) que han sufrido una evolución tectónica polifásica.

Presentan un metamorfismo de grado bajo, alcanzando excepcionalmente el grado medio en contacto con granitos intrusivos.

### **4.2. Características litoestructurales**

La Unidad Faro de La Paloma representa el término menos metamorfozido de las supracrustales y es frecuente la preservación de estructuras primarias tales como: estratificación plano-paralela, cruzada hummocky y niveles de metareniscas masivas con arreglo gradacional. Las estructuras sugieren que el conjunto está formado por tempestitas (Fragoso César, 1987).

El mismo plantea un depósito en ambiente marino de aguas rasas, cuya sedimentación fue afectada por ondas de tempestad en condiciones tectónicas relativamente estables.

Por otra parte, recientes investigaciones efectuadas indicarían que estaríamos frente a una cuenca de tipo marginal marino profunda, argumentado por la geometría de los cuerpos, las características composicionales y texturales del depósito.

Además, no ha sido reconocida ninguna discontinuidad de orden mayor. El denominado "Grupo Rocha" (Hasui 1975; Preciozzi 1979) puede ser redefinido como una única Formación potente exclusivamente sedimentaria, de granulometría variada (Sánchez & Mezzano, en prensa).

### **4.3. Aspectos Petrográficos y metamórficos**

Las cuarcitas y metareniscas desarrollan texturas granoblásticas finas a medias, con porcentajes variables de sericita (muscovita y/o clorita). Las metapelitas y las metareniscas finas suelen presentar texturas granolepidoblásticas por la alternancia de niveles cuarzo-feldespáticos y cuarzo-sericíticos. Las litologías más finas muestran texturas lepidoblásticas netas.

#### **4.4. Tectónica**

Se trata de una secuencia polideformada al menos por tres fases:

- Fase I: generación de pliegues isoclinales a subisoclinales con esquistosidad de flujo de plano axial. Lineación mineralógica y foliación metamórfica.
- Fase II: Desarrollo de esquistosidad de transposición en metapelitas y de fractura en metareniscas.
- Fase III: Vinculados a fenómenos de fracturación y generación de kinks-bands.

### **5. MAGMATOGENESIS BRASILIANA**

#### **5.1. Introducción**

Diferentes tipos de granitoides fueron reconocidos desde el punto de vista tecto-magmático.

Los granitoides de la Fase I están representados por ortoneises de composiciones dioríticas a monzongraníticas en un entorno de edades comprendido entre los 780 MA a 850 MA.

Aquellos de la Fase II están referidos a las principales transcurrencias con una orientación general N40E. Estos granitos sintranscurrentes dan edades en el entorno de 700 MA.

Para los que intrusionan durante la Fase III (Dionisio, Florencia, Garzón-José Ignacio), los datos disponibles en roca total, indican edades Rb/Sr, en el entorno de 590 a 630 MA. Sus edades están normalmente afectadas por la foliación protomilonítica hacia los 570 Ma. La naturaleza alcalina y la relación Na/K permanece incambiada. Si bien los granitos tardi-transcurrentes están algo afectados por la Fase III (Aiguá, Pan de Azúcar, Valdivia y Florencia), éstos presentan menor cantidad de áreas de cizalla restringida.

Los granitoides de las Fases IV, en base a datos de roca total para Rb/Sr, muestran un rango de edades entre 550 y 580 MA (Minas, Santa Teresa, Barriga Negra, etc.).

Finalmente serían de citar los complejos plutono-volcánicos a tendencia alcalina como los de Sierra de Animas y Valle Chico, de edad Cámbrica Superior (sienitas, traquitas, riolitas y basaltos).

#### **5.2. Petrografía**

##### **5.2.1. Granitoides tardi-post-transcurrentes**

El batolito de Aiguá está constituido por tres diferentes intrusiones, con evidencias de campo, que les atribuirían un carácter tardi a post-transcurrente.

##### *a. Granito Florencia*

Desarrolla texturas granulares isoxenomórficas, con fenómenos de cataclasis hacia los bordes. Se trata de un granito subalcalino, con cristales de microclina y oligoclasa subautomorfos, cuarzo con extinción ondulante y biotita-muscovita. Como principales accesorios tenemos: zircón, esfeno, apatito y opacos. Desde el punto de vista tecto-magmático este granitoide precede al granito de Aiguá y al de Valdivia.

#### *b. Granito Valdivia*

Este granito típicamente subcalino evoluciona localmente a facies granodioríticos. Mineralógicamente esta constituido por: microclina pertítica, oligoclasa, cuarzo, escasa biotita y hornblenda. El mismo presenta una ligera orientación mineralógica lo que sugiere su caracter tardi-transcurrente. Desarrolla texturas a plagioclasas automorfas. Próximo a la intrusión se desarrollan leucogranitos foliados, probablemente sintrans-currentes.

#### *c. Granito Aiguá*

Este granito se desarrolla como un extenso cuerpo elongado en dirección N-S. Presenta texturas granulares a porfiroides. Los fenocristales son de microclina en una matriz cuarzo-plagioclásica con biotita. Esta intrusión presenta enclaves microgranudos básicos y restitas micáceas. Este granito se encuentra recortado por filones aplíticos, pegmatíticos y doleríticos. Su borde occidental se encuentra afectado por la cizalla de Sierra Ballena, mientras que la parte oriental esta afectado por el sistema Alférez.

#### *d. Batolito Barriga Negra*

Se trata de un batolito multi-intrusivo integrado por las siguientes unidades (Preciozzi et al., 1981): (i) leucogranitos subcalinos de grano grueso isoxenomórficos con frecuentes variaciones en los porcentajes de los ferromagnesianos. Mineralógicamente están integrados por microclina pertítica, oligoclasa, cuarzo, biotita y rara vez muscovita y granate, (ii) granodioritas hornblendo-biotíticas de grano medio de texturas granudas a plagioclasas subautomorfas a cuarzo, oligoclasa, microclina, hornblenda y biotita, y (iii) haz de filones de microgranito rosado y microgranodiorita de potencia variable.

#### *e. Granito Minas*

Este macizo granítico se desarrolla al Sur de la Ciudad de Minas, constituyendo un típico ejemplo de intrusion post-orogénica en el Grupo Lavallega. Se trata de leucogranitos isoxenomórficos con microclina pertítica y oligoclasa, a veces con tendencia al automorfismo, el cuarzo algo tensionado tiende a disponerse al costado de los cristales de mayor talla, hornblenda y biotita alterada y epidoto, como principal accesorio.

#### *f. Granito Sureste*

Al sureste del Fotoplano Fuente del Puma se desarrolla una importante intrusión de un leucogranito rosado de textura xenomórfica a porfiroide, mineralógicamente está integrado por microclina pertítica y oligoclasa en cristales subautomorfos, cuarzo generalmente tensionado, biotita y muscovita. Los principales accesorios son: apatito, opacos y esfeno.

#### *g. Granito Pan de Azúcar*

Se trata de un granito a tendencia subalcalina de texturas granudas isoxenomórficas de colores rosados a microclina, oligoclasa, cuarzo, biotita, opacos y epidoto. Este macizo desarrolla en las proximidades de Mina Apolonia (Pena et al., 1987) facies microgranodioríticas de borde.

#### *h. Granito Garzón*

En la zona comprendida entre los arroyos José Ignacio y Garzón se desarrolla un macizo rocoso de naturaleza granítica, limitado por un importante sistema de fallas. Se trata de un granito porfiroide, relativamente constante desde el punto de vista mineralógico: cuarzo, oligoclasa (An 24-28) y biotita (rara vez hornblenda). Localmente se han observado variaciones a términos granodioríticos así como recortes de leucogranitos finos.

#### *i. Complejo Intrusivo Santa Teresa*

Este complejo constituye el más grande reconocido en el Uruguay, haciendo intrusión en las supracrustales del Grupo Rocha. La litología dominante, es un granito porfiroide con grandes fenocristales de feldespato potásico, que suelen alcanzar más de 10 cm, generalmente blancos que resaltan sobre una matriz cuarzo-plagioclásica a biotita de color gris. El granito de Castillos está constituido por un leucogranito de grano fino, muscovítico. Facies granodioríticas son observados en los bordes Norte y Nor-Oeste de este complejo.

### **5.2.2 Granitos sin-transcurrentes**

#### *a. Granito Rocha*

El granito Rocha ocupa una cuchilla fina (1 Km) y alargada (varias decenas de Km), orientada N20E y flanqueada por milonitas y ultramilonitas de protolito granítico. Se trata de un granito protomilonítico hacia los bordes a isótropo, hacia el centro, similar a los cuerpos descritos en el Sistema Dúctil de Alférez-Cordillera. Está constituido por ortosa, cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita. Este último mineral se incrementa hacia los bordes. Del mismo modo han sido hallados granates, en una milonita cercana a su borde oriental. Se considera este granito como típicamente asociado a una zona de cizalla dúctil y emplazado por un mecanismo de apertura tensional con cambio de volumen (Davies 1980; Masquelin 1989). En las zonas de borde cataclásticas, la petrofábrica adquiere un padrón linear. Este cuerpo puede servir de modelo para comprender mejor los efectos de la cizalla a nivel regional, durante el emplazamiento de magma granítico y metamorfismo de Facies Esquistos Verdes a Anfibolita Inferior.

#### *b. Granito Cordillera*

Se trata de granitos alcalinos o sub-alcalinos porfiroides interpretados como siendo sintranscurrentes respecto del Sistema Dúctil de Alférez-Cordillera. Se desarrollan como cuerpos muy angostos y estirados con grandes fenocristales de ortosa de hasta 5 cm. La presencia de abundante muscovita es característica de estos cuerpos.

### **5.2.3. Granitos pre-transcurrentes**

Se incluyen aquí, rocas graníticas que han sufrido parcial o totalmente los efectos de metamorfismo regional. Composicionalmente desarrollan términos dioríticos a netamente graníticos con texturas predominantemente ofitálicas señaladas por la presencia de ojos de feldespatos.

## **5.3. GEOQUIMICA**

### **5.3.1. Geoquímica de los granitoides tardi a post-transcurrentes**

Se han analizado un total de 101 muestras en elementos mayores de las siguientes intrusiones: (i) Pan de Azúcar, (ii) Barriga Negra, (iii) Minas, (iv) Sauce, (v) Garzón, (vi) Florencia, (vii) Valdivia, (viii) Aiguá y (ix) Santa Teresa.

Desde el punto de vista de la composición modal, la totalidad de las intrusiones analizadas se sitúan en los dominios 3b y 4 (Lemaître, 1989), correspondiendo a granitos y granodioritas respectivamente (Figura N° 10).

Se han utilizado los diagramas de Maniar y Piccoli, 1989 [ $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$  vs.  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ ], en el cual se verifica que la totalidad de las muestras analizadas de las diferentes intrusiones definen tendencias muy claras en el dominio peraluminoso (Figura N° 11).

La utilización de los diagramas de discriminación geotectónica (Batchelor & Bowden, 1985; Maniar & Piccoli, 1989) indican un posicionamiento que varía desde tardi-orogénico a post-orogénico sugiriendo en algunos casos cierta tendencia sincolisional (Figura N° 12 y 13, respectivamente).

### **5.3.2. Geocronología**

Desde el punto de vista geocronológico se analizaron según método Rb/Sr en roca total, los granitoides desde pre-transcurrentes a post-transcurrentes. Las isocronas respectivas se representan en las Figuras N° 14 y 15. Los granitoides pre-transcurrentes presentan un intervalo de edades entre 779 y 844 Ma con  $R_i$  en un entorno de 0,7036 correspondiendo los mismos a granitoides de composición granítico - granodiorítica (excepcionalmente dioríticas). Los considerados como sin-transcurrentes muestran un intervalo de edades entre 670 a 690 Ma con  $R_i$  comprendido entre 0,7075 y 0,7162. Aquellos considerados como tardi-transcurrentes indican edades entre los 580 y los 636 Ma con  $R_i$  entre 0,7047 y 0,7137. Finalmente los granitoides post-transcurrentes se sitúan en el intervalo entre 574 a 547 Ma con  $R_i$  entre 0,7048 y 0,7232. En la tabla 1 se sintetizan los datos geocronológicos de los diferentes granitoides analizados. En general valores inferiores a 0,7030 son indicativos de derivados mantélicos de materiales juveniles y valores por encima de 0,7100 indican anatexis o transformaciones metamórficas de protolitos crustales (Cordani et al., 1988). Valores intermedios son de interpretación más dificultosa, debido a mezclas provenientes de diferentes fuentes, derivados corticales con bajas relaciones Rb/Sr, o formados a partir de fuentes mantélicas con bajos valores radiogénicos de Sr (Faure 1986). Datos radiométricos Rb/Sr, citados por Frantz, et al., 1992, sugieren una edad de 850 Ma para el Evento metamórfico asociado al D1, 780 Ma para los asociados a la D2 y 550 Ma para algunos granitos post-cinemáticos.

## 6. EVOLUCION SUMARIA DEL CINTURON DE CIZALLA CUCHILLA DIONISIO

A partir de la deposición de importantes secuencias volcanosedimentarias en graben de subsidencia tectónica o en plataforma estable, sobre un margen cratónico pre-brasiliano, se genera un primer evento que tiene como resultante el metamorfismo regional progrado sobre dichas secuencias.

El Evento I genera desde grado bajo, en las supracrustales del Grupo Lavalleja, grado medio en las supracrustales de Sierra de Cabral, metamorfismo de grado medio-alto generando ortoneises y migmatitas. A este Evento se asocian granitoides definidos como pre-transcurrentes, los que se sitúan, según dataciones Rb/Sr, en roca total, con edades en el entorno de 770 a 850 Ma, lo que indicaría la existencia de un basamento pre-brasiliano.

El Evento II involucra los primeros fenómenos de transcurrencia a los que se asocian granitoides en el entorno de 700 Ma, y estructuración regional de las supracrustales de grado bajo, medio y alto.

El Evento III se relaciona a una tectónica en fase algo más rígida vinculada a los granitoides tarditranscurrentes, dentro de un intervalo 630-580 Ma, donde se generan inbricaciones tectónicas, de diferente envergadura.

El Evento IV está relacionado con cabalgamientos tardíos vinculados a granitoides típicamente post-transcurrentes.

Finalmente son de citar las intrusiones alcalinas pertenecientes al Cámbrico superior emplazados en ambientes distensivos. Estos últimos serían considerados como post-brasilianos.

Una cobertura fini-brasiliana se apoya discordantemente en las unidades del Cinturón Cuchilla Dionisio (Formación Barriga Negra).



## BIBLIOGRAFÍA

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.; KAWASHITA, K. (1976): "The Precambrian Evolution of the South America cratonic margin", In: "Ocean Basins and Margins (Nairn & Stehli, eds.)", Plenum, pp. 1411-1446, N.Y..-

ATHERTON, M.P. (1979): "The geochemical character of the segmented peruvian coast. Batholiths and Associated Volcanoes", In: "Atherton & Tarney, eds.: Origin of Granite Batholiths, Geochemical Evidences", Shiva Publ., New Delhi.-

BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. (1985): "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters", *Chemical Geol.*, 48: 43-55.-

BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JÉGOUZO, P. (1979): "Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granite: the example of the South-Armorican Shear Zone", *Jour. Struct. Geol.*, 1: 31-42.

BITENCOURT, M.de F.; NARDI, L.V.S. (1986): "Metamorfismo e deformação dúctil em rochas graníticas", *Acta Geol.Leopold.*, ano 10, 23: 33-56, Sao Leopoldo, Brasil.-

BOSSI, J., FERNANDEZ, A., ELIZALDE, G. (1965): "Predevoniano del Uruguay", *Bol. nº 78, Fac.Agron., Univ.Repúbl.O.Urug., Mvdeo., Uruguay.*-

BOSSI, J., FERRANDO, L., FERNANDEZ, A., ELIZALDE, G., MORALES, H., LEDESMA, J.J, CARBALLO, E., MEDINA, E., FORD,I., MONTAÑA, J. (1975): "Carta Geológica del Uruguay, escala 1/1.000.000, Fac.Agron., Mvdeo., Uruguay.-

BOSSI, J. (1983): "Breve reseña sobre el conocimiento geológico del Escudo Predevoniano del Uruguay (Sud-américa)", *Zbt.für Geol. ünd Paläeontol., Stuttgart, Teil I, 3/4: 417-429.*-

BOSSI, J., NAVARRO, R. (1988): "Geología del Uruguay", Edic. Univ.Repúbl.O.Urug., Mvdeo., Urug..-

BOSSI, J., CAMPAL, N. (1992): "Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay", *Simposio Intern. sobre Paleozoico Infr. de Latinoamérica, Salamanca, Univ.Extremadura, Actas, p.343-356.*-

BOSSI, J., PRECIOZZI, F., CAMPAL, N. (1993): "Predevoniano en el Uruguay, Tomo I (en prensa).-

BRANDT, R. (1987): "Granitic magmatism in the Damaran Orogenic Belt of Namibia", *Rev.Bras.Geoc.*, 17(4): 459-463, Sao Paulo.-

B.R.G.M. (1982): "Informe final de la Primera Fase del Inventario Minero Nacional", *Mvdeo., Uruguay, DI.NA.MI.GE.*-

CORDANI, U., TEIXEIRA, W., TASSINARI, C., KAWASHITA, K., SATO, K. (1988): "The growth of the Brazilian Shield", Episodes, vol.11, 3: 163-167.-

COWARD, M.P. (1980): "Shear zones in the Precambrian Crust of Southern-Africa, Jour. Struct. Geol., 2(1/2): 19-27.

COWARD, M.P. (1983): "The tectonic History of the Damara Belt", Geol.Soc. of South-Africa, Spec.Pub., 11: 409-421.-

DAVIES, F.B. (1982): "Pan-African granite intrusion in response to tectonic volume change in a ductile shear-zone from northern Saudi-Arabia, Jour. of Geology, 90: 467-483.-

ERNST, W.G.; LIOU, J.G.; MOURE, D.E. (1981): "Multiple metamorphic events recorded in Tailuho Amphibolite and associated rocks of the Suao-Na-Nao, Taiwan, In: "Seminar on Plate Tectonics and Metamorphic Geology, Memoir of the Geol.Soc. of China", nº 4, pp. 391-441.-

FAURE, G. (1983): "Principles of isotope geology, 2nd Edit., John Wiley & Sons, N.Y., 589 págs..-

FAY, A. (1981): "Etude géologique et gîtologique dans la série du Lavallega au Sud de Minas (Uruguay)", DI.NA.MI.GE..-

FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. (1990): "Esbozo estrutural de parte do Batólito de Pelotas, Região de Quitéria-Capivarita", Acta Geol.Leopoldensia, 30: 117-138.-

FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. (1991): "Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal", Jour.South-Amer. Earth Sci., 5(1): 77-96.-

FESEFELDT, K. (1988): "Cooperación técnica, Proyecto 84.2024-2, Misión Geofísica Alemana, Asesoramiento Yacimientoológico de la DI.NA.MI.GE., B.G.R..-

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI JR, E. (1982): "Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana)", An. XXXII Congr.Bras.Geol., 1: 1-23, Salvador.-

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; GOMEZ RIFAS, C. (1987): "Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e Correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul", Atas III Simp.Sul-Bras.Geol., Curitiba, 2: 791-810.-

FRANTZ, J.C.; NARDI, L.V.S. (1992): "O magmatismo granítico da região oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense: Uma revisão", 26 págs., en prensa.-

HART, H. (1966): "Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning Continental Drift", Geol.Soc.Amer., Ann. Meeting, San Francisco.-

HOLLISTER, L.S.; CRAWFORD, M.L. (1986): "Melt-enhanced deformation: a major tectonic process", *Geology*, 14: 558-561.-

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. (1982): "Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks, In: Brousse & J.Lameyre eds., *Magmatology*", *J.Volcanol. Geotherm.Res.*, 14: 169-186.-

MASQUELIN, H.C. (1990): "Análisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este - Uruguay", *Acta Geológica Leopoldensia*, N° 30, vol.XIII, p.139-158.-

MASQUELIN, H.C., TABO, F. (1990): "Carta geológica del Uruguay, escala 1/100.000: Hoja Chafalote (D-26)", *DI.NA.MI.GE.*, M.I.E., Repúbl.O. Uruguay.-

MASQUELIN, H.C., TABO, F. (1991): "Carta geológica del Uruguay, escala 1/100.000: Hoja Carapé (E-26)", *DI.NA.MI.GE.*, M.I.E., Repúbl.O. Uruguay.-

MASQUELIN, H.C.; SANCHEZ, L. (1993): "Propuesta de evolución tectosedimentaria para la fosa tardi-brasiliana en la región de Piriápolis, Uruguay", *Primer Simp.Int.Neoproteroz.-Cámbr.de la Cuenca del Plata*, Actas, en prensa.-

MASQUELIN, H.C. (1993): "Análisis geométrico y cinemático de las supracrustales de Rocha, Uruguay", *Primer Simp.Int.Neoproteroz.-Cámbr.de la Cuenca del Plata*, Actas, en prensa.-

MEHNERT, K.R. (1968): "Migmatites and the origin of granitic rocks", Elsevier Publ. Co..

MESQUITA, M.J.M. (1991): "Determinação do sentido de movimento da zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu, RS", *Bol.III Simp.Nac.Estudos Tectônicos*, resúmenes, p.113-114, Rio Claro.-

MIDOT, D. (1984): "Etude géologique et diagnostique metallogénique pour l'exploitation du Secteur de Minas (Uruguay)", Tesis de Doctorado, Univ. Paris VI, Francia.-

PENA, S.; MASQUELIN, H.; OYHANTÇABAL, P.; PIAS, J.; TABO, F. (1987): "Estudio geológico de la anomalía 282-11 de Cu-Mo, *DI.NA.MI.GE.*, Inf.Interno.-

PENA, S.; MASQUELIN, H.; OYHANTÇABAL, P.; PIAS, J.; TABO, F. (1987): "Estudio geológico de los alrededores de Mina Apolonia", *DI.NA.MI.GE.*, Inf.Interno.-

PRECIOZZI, F.; SPOTURNO, J.; HEINZEN, W.; ROSSI, P. (1988): "Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1/500.000.-

PRECIOZZI, F.; SPOTURNO, J.; HEINZEN, W. (1979): "Carta Geo-estructural del Uruguay, escala 1/2.000.000, *Inst.Geol.Urug.*, 35 págs., Mvdeo..-

PRECIOZZI, F.; PENA, S. (1989): "Carta Geológica del Fotoplano Isla Patrulla, a escala 1/100.000, *DI.NA.MI.GE.*, 16 págs..-

PRECIOZZI, F. (1989): "Contribuciones a la geología del Uruguay: Aspectos litoestratigráficos del Grupo Lavallega", DI.NA.MI.GE., nº 2: 12 págs..-

PRECIOZZI, F.; PENA, S.; MASQUELIN, E.; OYHANTÇABAL, P. (1989): "Memoria Explicativa del Fotoplano Piriápolis, escala 1/100.000, DI.NA.MI.GE.-Univ. de la República, Montevideo.

PRECIOZZI, F. (1989): "Contribuciones a la geología del Uruguay: Líneas Estructurales de la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Lavallega (Ciclo Brasileiro): Región Minas-Pan de Azúcar", DI.NA.MI.GE., Uruguay, nº 1: 16 págs.-

PRECIOZZI, F. (1989): "Contribuciones a la Geología del Uruguay: Aspectos Petrográficos y metamorficos de la Secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Lavallega, nº 4: 14 págs.-

PRECIOZZI, F. (1990): "Geoquímica de los facies volcánicos asociados a la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Lavallega, Rev.Soc.Urug.Geol., II, 3: 15-24.-

PRECIOZZI, F.; BOSSI, J.; MORALES, H. (1991): "The crystalline basement of Uruguay", In: "Geotransecta Valparaíso (Chile)-Punta del Este (Uruguay)", 14 págs..-

PRECIOZZI, F.; PENA, S. (1992): "Carta Geológica del Uruguay, escala 1/100.000, Hoja Fuente del Puma", DI.NA.MI.GE., Uruguay, 16 págs..-

RAMSAY, J.G. (1967): "Folding and fracturing of rocks", Mc Graw Hill ed..

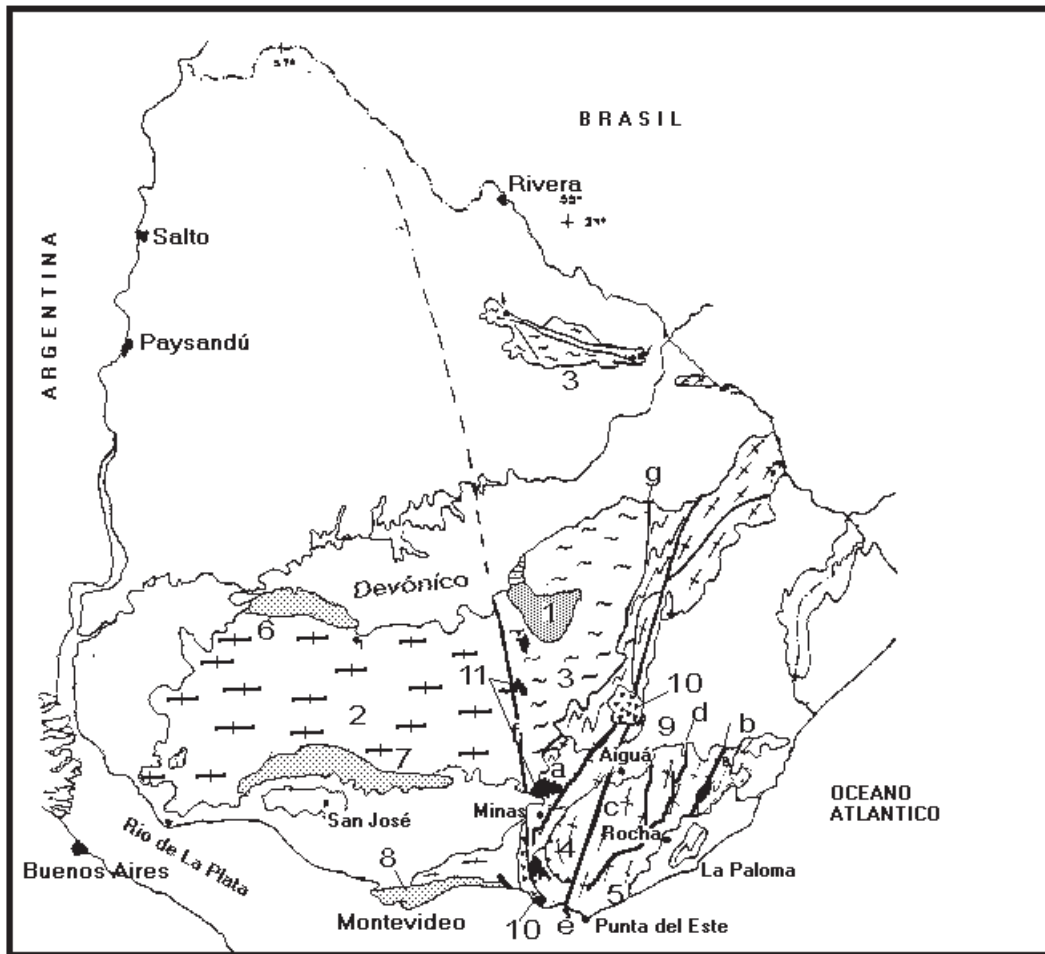
RAMSAY, J.G. (1983): "Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in Mountain Belts, In: "Mountain Building Processes", K. Hsu editors, Acad. Press, London, 111-127.

SABINE, P. (1989): "Setting standards in Petrology", Episodes, 12(2):

SANCHEZ, L.; MEZZANO, A. (1993): "Análisis sedimentológico faciológico de la Formación Rocha (Ex-Grupo Rocha)", Primer Simp.Int.Neoproteroz.-Cámbr. de la Cuenca del Plata, Actas, en prensa.-

SIMPSON, C.; SCHMID, S.M. (1983): "An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks", Bull.of the Geol.Soc. of America, 94: 1281-1288.-

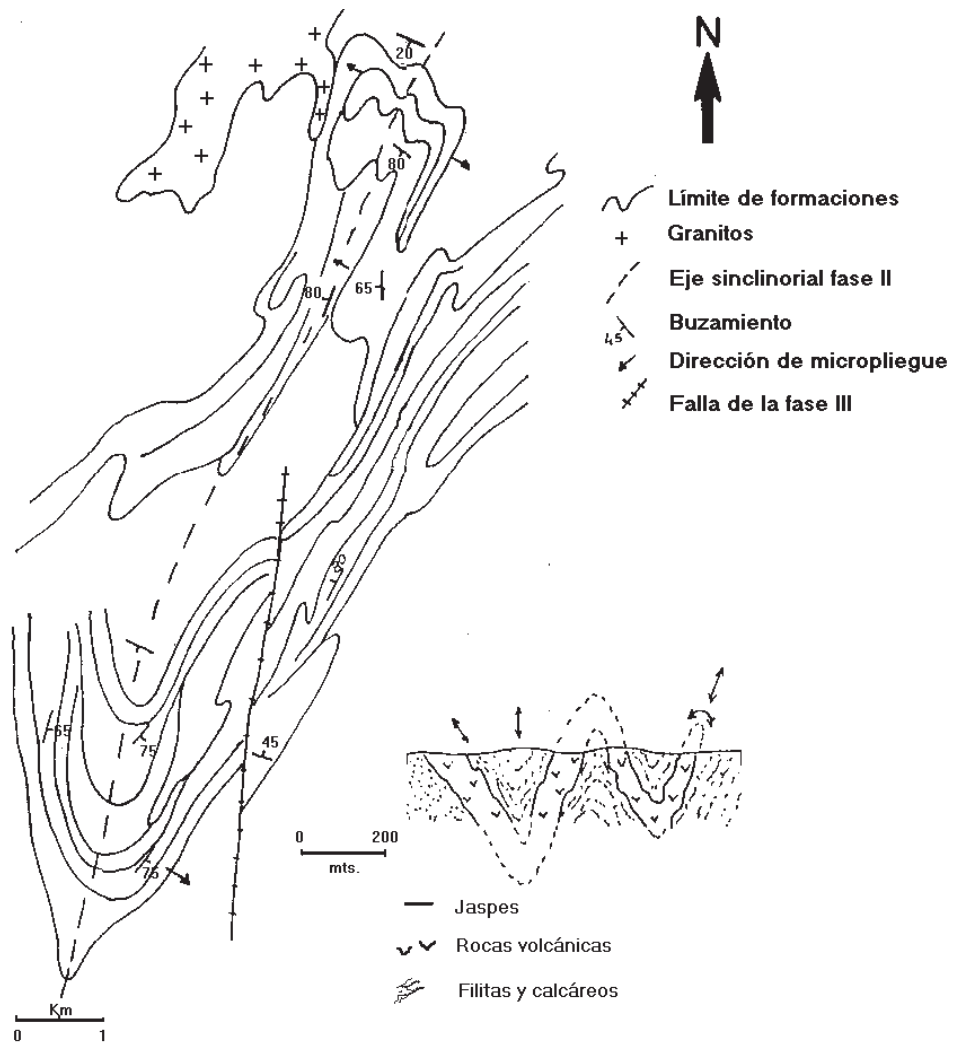
WINKLER, H.F.G. (1975): "Petrogenesis of metamorphic Rocks", Springer-Verlag, Berlin.-



1. Cinturón Granulítico Valentines
2. Terrane de Piedra Alta
3. Terrane de Nico Pérez
4. Basamento del Sauce
5. Basamento del Sureste
6. Cinturón Arroyo Grande
7. Cinturón Paso Severino
8. Cinturón Montevideo
9. Cinturón Cuchilla Dionisio
- a. Grupo Lavalleja
- b. Grupo Rocha

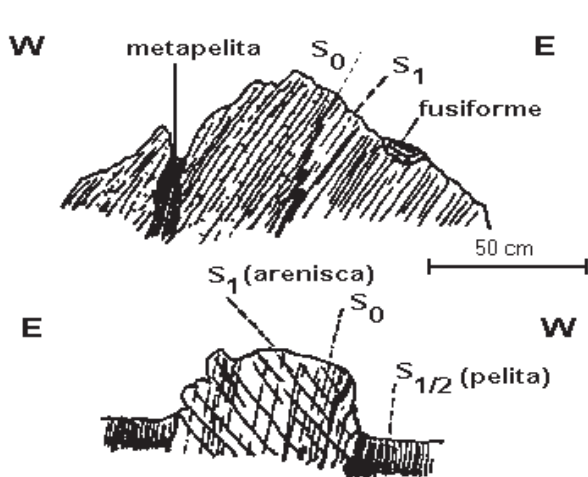
- c. Granitoides de la Zona Central
- d. Sistema Dúctil Alférez-Cordillera
- e. Zona de Cizalla de Sierra Ballena
- f. Zona de Cizalla Sutural de Sarandí del Yí-Solís
- g. Límite TNP / CCD
10. Magmatismo mesosilícico Cámbrico
11. Secuencias volcano-sedimentarias



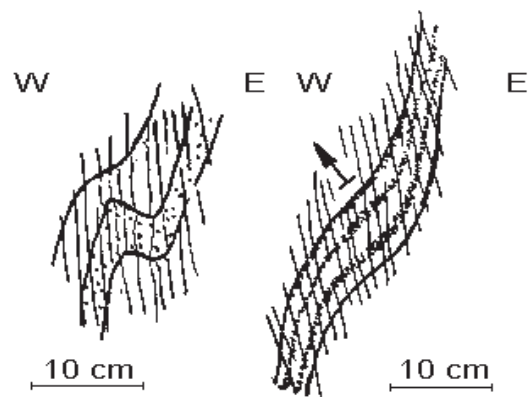


**A.**

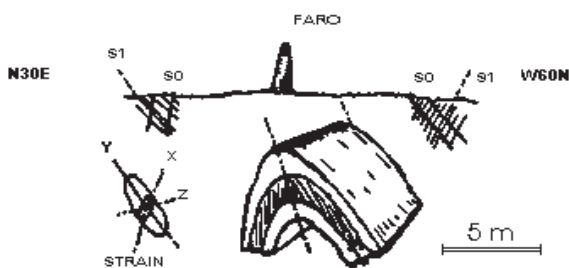
**B.**



**Relaciones entre estratificación y esquistosidad en los bancos más competentes (metareniscas).-**



Flexiones de tipo Z en el límite de un banco de metareniscas indicando polaridad tectónica inversa .-



Piñeque anticlinal del Faro de La Paloma levemente reclinado, obtenido a partir de relaciones  $S_0-S_1$  .-

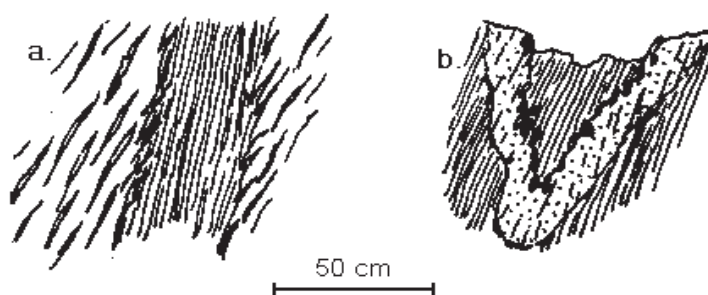
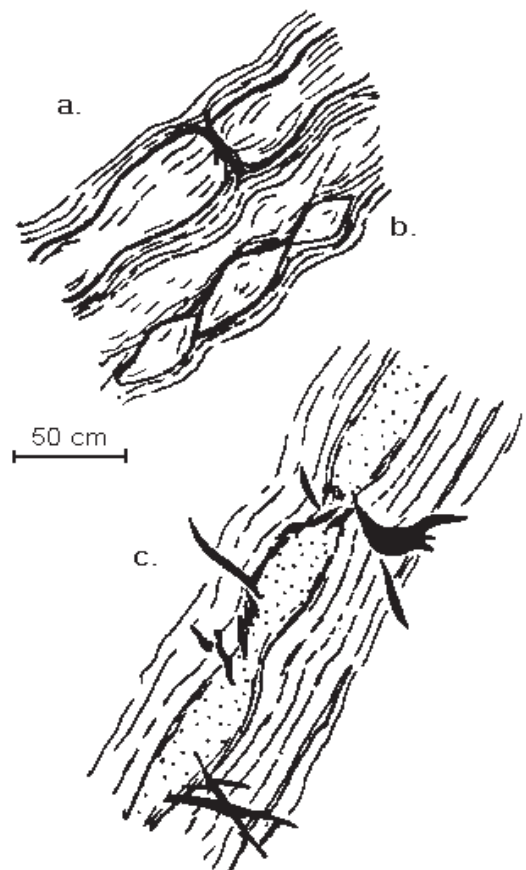
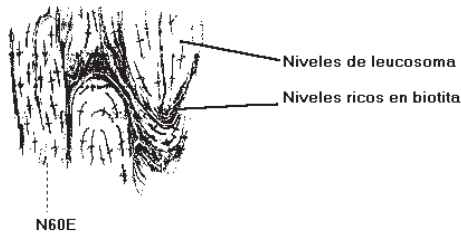
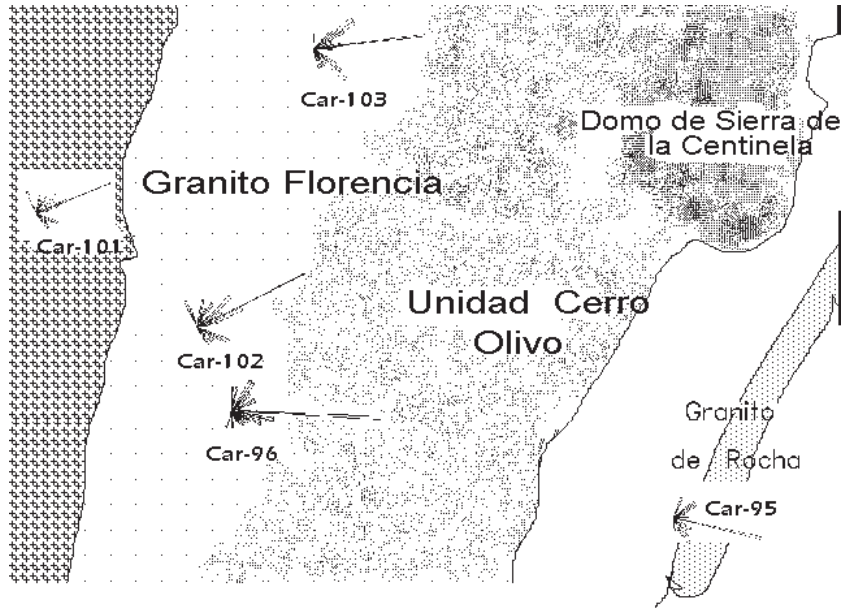


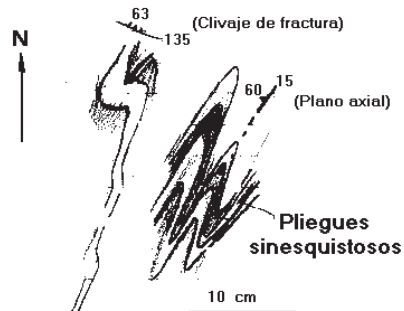
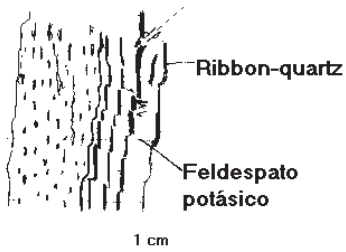
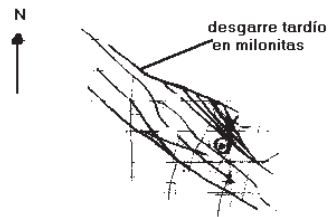
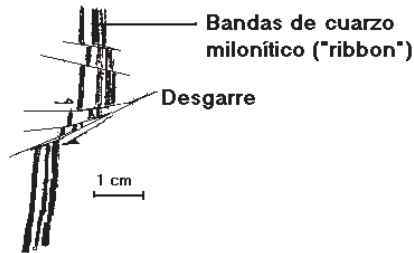
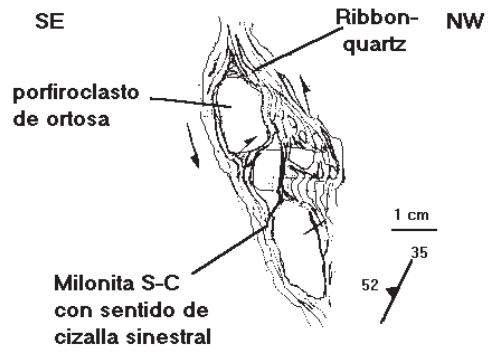
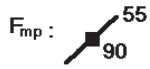
Fig. : Detalle de la relación del clivaje  $S_{1/0}$  en función del tipo de litología: a) lineación de intersección  $L_{1/0}$  en plano; b) charnela de pliegue  $P_n$  en La Paloma.-

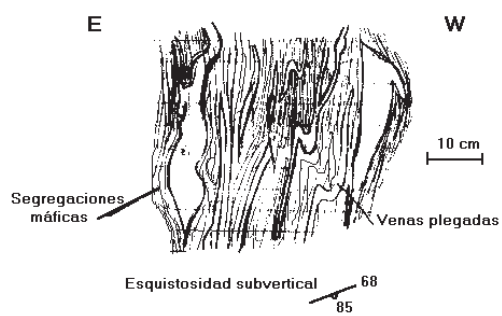
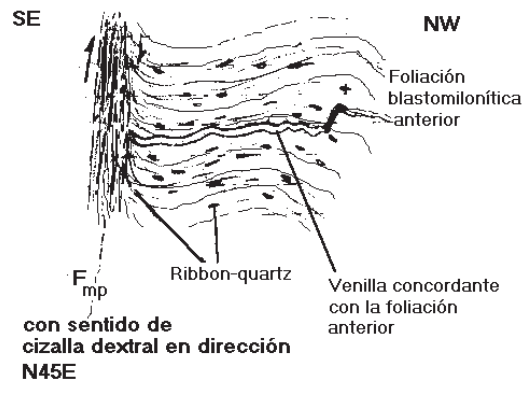
Budinaje en capas de metareniscas reológicamente contrastantes con metapelitas de la Playa "La Balconada": a) simétrico; b) asimétrico; c) con ruptura en el límite de elasticidad de la capa, con inyección de cuarzo



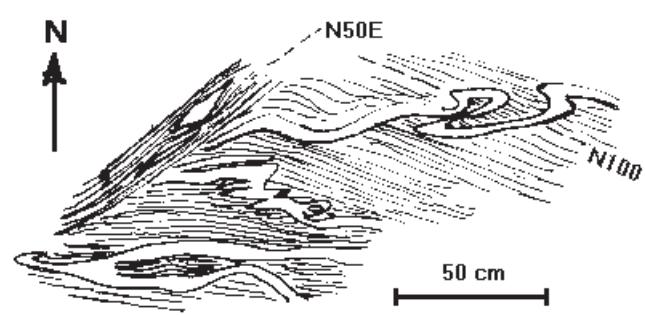


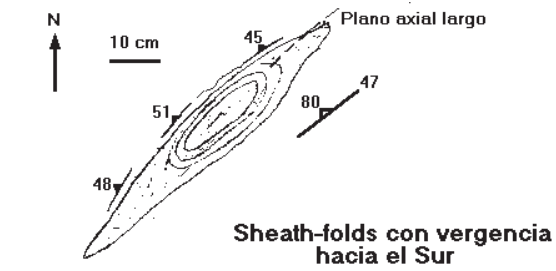
Blastomilonitas plegadas de origen granítico



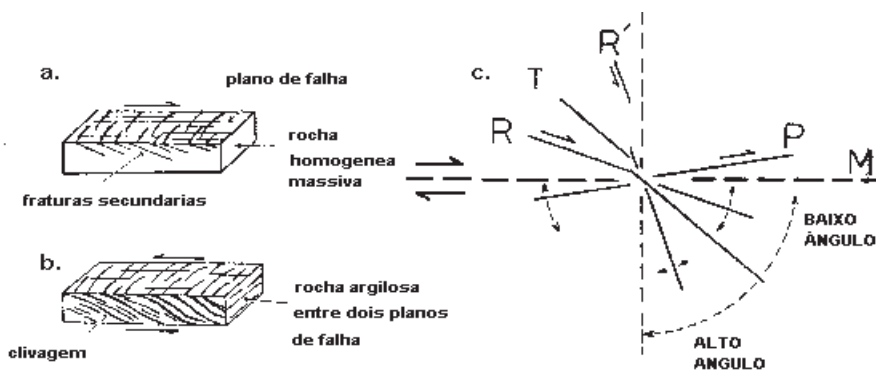
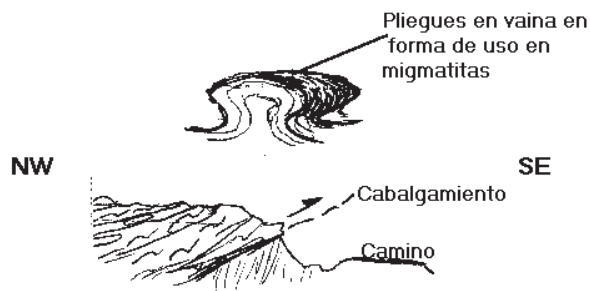


Blastomilonitas - Unidad Cerro Olivo





Frente de cabalgamiento de migmatitas con pliegues en vaina.



d. critério T	e. critério R	f. critério P
<p>fraturas tensionais</p> <p>fraturas crescentes</p>	<p>RD</p> <p>RM</p> <p>fraturas em forma de lua</p>	<p>PT</p> <p>PO</p>

FIGURA : Estruturas de aspecto comparável mais de sentido oposto. Petit, J.P., 1987.-

c. Terminologia para a descrição de fraturas elementares secundárias num contexto de cisalhamento.

Petit, J.P., 1987.-

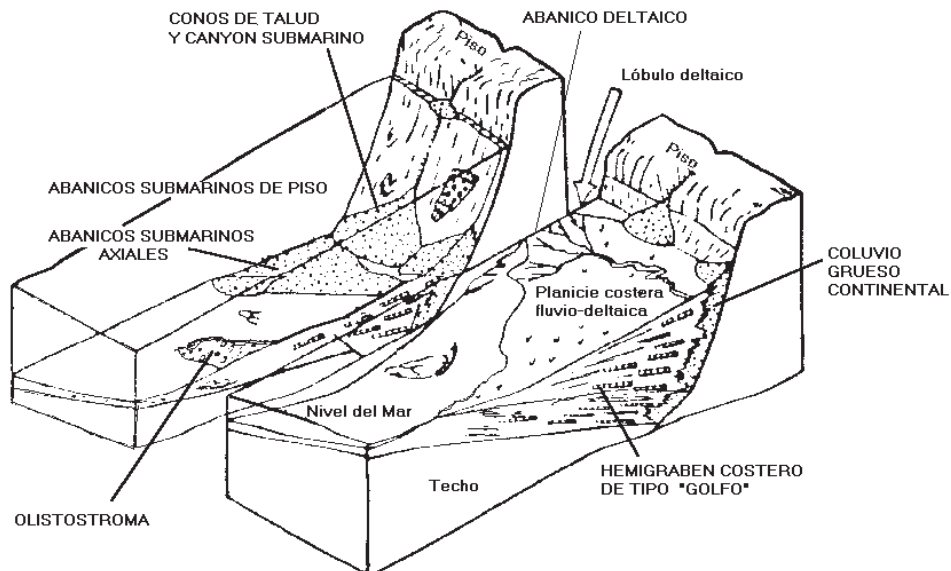
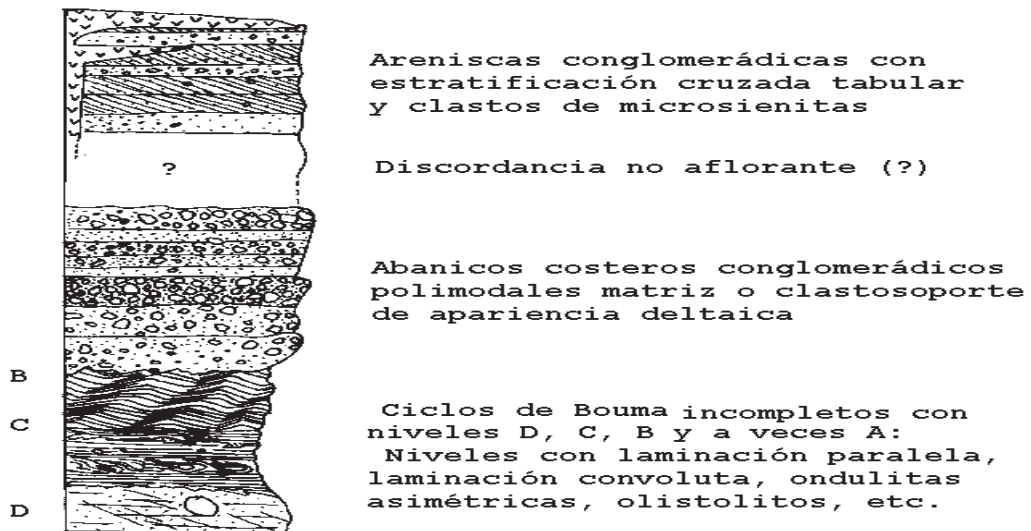


FIG. : Cuenca marina de tipo parálico (tipo Golfo), mostrando la interacción entre los conos de detritos, los facies de prodelta y los abanicos submarinos resedimentados; Modificado de Leeder & Gawthorpe, 1987).-