

Universidad de la República

Facultad de Ciencias

Trabajo final de la Licenciatura en Geología

***“Estratigrafía y petrografía de la sucesión carbonática de
Manguera Azul, Departamento de Lavalleja, Uruguay.”***

Autor: Joaquín Cabrera Bespalko

Tutor: Claudio Gaucher

Montevideo

2014

RESUMEN

Este trabajo surge en el marco del proyecto CSIC C-604, titulado “*Estratigrafía de secuencias carbonáticas del Neoproterozoico del Terreno Nico Pérez*” (responsable: Claudio Gaucher).

La finalidad del mismo es analizar la sucesión sedimentaria, principalmente carbonática, de la zona de Manguera Azul (Sureste de la carta topográfica Manguera Azul y Noreste de la carta topográfica Polanco) en el Departamento de Lavalleja. El estudio de esta zona es muy importante para entender la evolución geológica regional y, desde el punto de vista económico, por sus recursos minerales.

Como resultado de este trabajo se destaca un mapa geológico a escala 1:20.000 del área mencionada y el análisis de isótopos de Sr, C y O de las rocas carbonáticas que conforman la sucesión sedimentaria.

A partir del estudio de la quimioestratigrafía isotópica del estroncio en combinación con los análisis de carbono, y a su vez por la datación U-Pb de un granito intrusivo, sumado a otras características que presentan las rocas de la zona de Manguera Azul, se pudo separar a esta sucesión sedimentaria como una nueva unidad litoestratigráfica de edad Paleoproterozoica y, por lo tanto, diferente al Grupo Arroyo del Soldado de edad Ediacárico.

Se define entonces a la Formación Manguera Azul, conformada por dos miembros (dolomítico-siliciclástico y calcáreo). Las calizas que conforman esta nueva unidad presentan valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7044 y 0.7051, y valores $\delta^{13}\text{C}$ entre -1.5 y +2.5‰, mientras que para el Grupo Arroyo del Soldado los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ van entre 0.7070 y 0.7087 y los valores $\delta^{13}\text{C}$ entre +5.6 a -4.5‰.

INDICE

1. LOCALIZACION Y CARACTERIZACION GEOGRAFICA	5
1.1. Localización	5
1.2. Caracterización geográfica	5
1.2.1. Localidades y población	5
1.2.2. Topografía y geomorfología	5
2. OBJETIVOS Y METODOLOGIA	8
2.1. Objetivos	8
2.1.1. Objetivo general	8
2.1.2. Objetivos específicos	8
2.2. Metodología	8
2.3. Métodos de geología isotópica	9
3. ANTECEDENTES	14
3. 1. Ubicación del área de estudio en el contexto geológico nacional	14
3. 2. Terreno tectono-estratigráfico Nico Pérez	14
3. 3. Geología de la zona de estudio	16
3. 4. Magmatismo intrusivo	19
4. METAMORFISMO Y DEFORMACIÓN	21
4. 1. Metamorfismo	21
4. 2. Deformación	21
4. 2. 1. Actitud estructural de la unidad	21
4. 2. 2. Polaridad de los estratos y reconstrucción de la sucesión	23
5. LITOESTRATIGRAFIA	25
5. 1. Formación Manguera Azul	25
5. 1. 1. Definición	25
5. 1. 2. Miembro dolomítico-siliciclástico	27
5. 1. 2. 1. Definición	27
5. 1. 2. 2. Petrografía	29
5. 1. 3. Miembro calcáreo	38
5. 1. 3. 1. Definición	38
5. 1. 3. 2. Petrografía	40
5. 2. Granitos intrusivos	46
5. 2. 1. Granito de Polanco	46
5. 2. 2. Granito Lavaderos	46
5. 2. 2. 1. Geoquímica	51
5. 3. Complejo Tapes	52
5. 4. Cabalgamiento Zapicán	57
6. QUIMIOESTRATIGRAFIA	58
6.1. Introducción	58
6.2. Resultados	60
6.3. Naturaleza de las razones isotópicas	65

6.4. Interpretación de los resultados	70
7. DISCUSIÓN	72
7. 1. ¿Por qué una nueva unidad?	72
7. 2. Tectónica	75
7. 3. Ambiente de sedimentación	76
8. CONCLUSIONES	77
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78

1. LOCALIZACION Y CARACTERIZACION GEOGRAFICA

1.1. Localización

El área de estudio comprende una superficie de 160 km² aproximadamente. Se encuentra en el Departamento de Lavalleja, en la región de Manguera Azul, 3 km al norte de la localidad de Polanco. Se accede a la zona por la Ruta N° 40, que une a la ciudad de Minas con la localidad de Polanco, la cual se encuentra a 52 km al norte de Minas (Figs. 1 y 2).

1.2. Caracterización geográfica

1.2.1. Localidades y población

El centro poblado más cercano a la zona de trabajo es el pueblo de Polanco, con 85 habitantes aproximadamente. La localidad más importante que se encuentra próxima a la zona de trabajo es la ciudad de Minas, capital departamental de Lavalleja, con 38.500 habitantes aproximadamente.

Si bien la ganadería y la agricultura son las principales actividades económicas en la región, se destaca la extracción de calizas para la elaboración de cal y cemento Portland, actividad que se desarrolla en la periferia de la ciudad de Minas donde se ubican dos grandes plantas cementeras. En localidad de Polanco se observan canteras actualmente inactivas que fueron destinadas a la extracción de mármoles. Estos mármoles tuvieron su auge de explotación en las primeras décadas del siglo XX hasta fines de la década del 80, cuando fueron utilizados como roca ornamental para importantes edificaciones de la época.

1.2.2. Topografía y geomorfología

El relieve de la región está caracterizado principalmente por lomadas suaves. Esto se debe a la disposición de la unidad litológica dominante, conformada por rocas carbonáticas que en general tienen bajo buzamiento. Las pendientes más pronunciadas ocurren sobre el Granito de Polanco. La cota máxima del área de estudio es de 250 m y la más baja es de 100 m aproximadamente.

La red de drenaje se compone por arroyos y cañadas que conforman un patrón de drenaje dendrítico. Estos cursos de agua pertenecen a la cuenca del río Cebollatí, encerrada parcialmente por la cuchilla Grande, que abarca toda la zona norte y central del departamento de Lavalleja.

La disolución de las calizas permitió la formación de acuíferos kársticos que probablemente representan las reservas de agua más importantes en la zona.

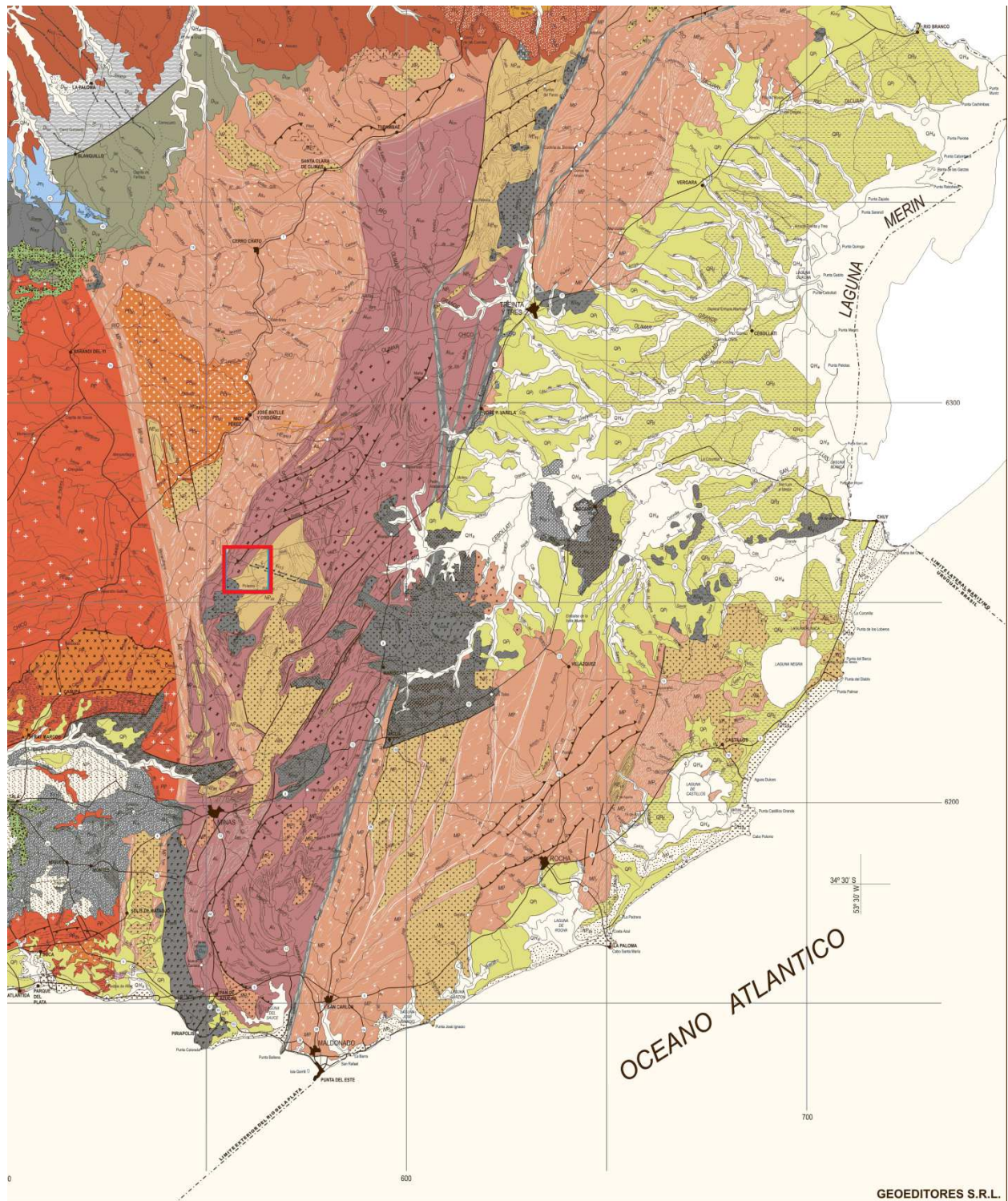
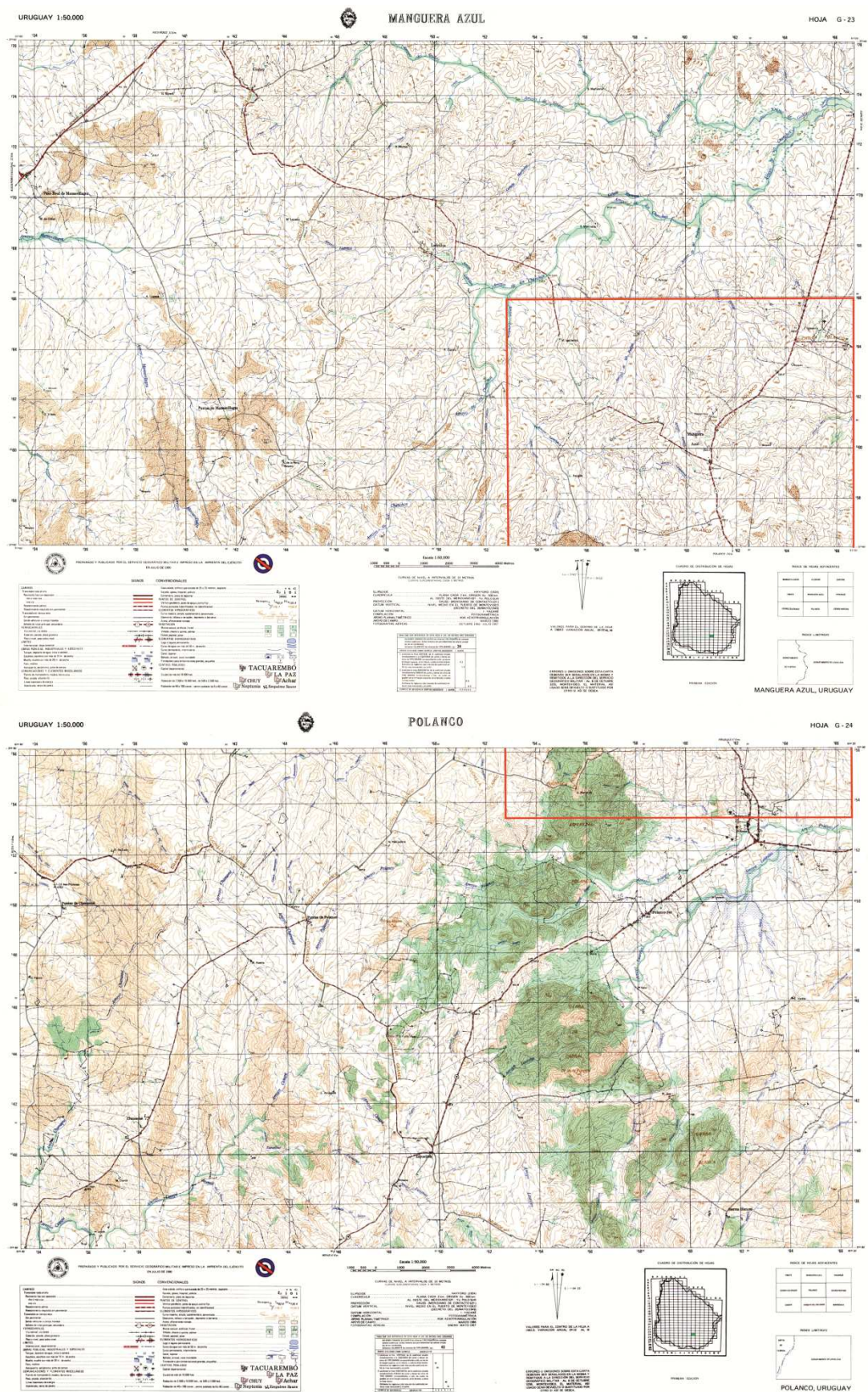


Fig.1. Parte sureste de la carta geológica del Uruguay (Bossi & Ferrando, 2001). En rojo se enmarca la zona de estudio de este trabajo.



2. OBJETIVOS Y METODOLOGIA

2.1. Objetivos

2.1.1. Objetivo general

Se pretende aportar nuevos datos sobre la geología de la zona de Manguera Azul, Departamento de Lavalleja, principalmente mediante el estudio estratigráfico (lito y quimioestratigrafía) y petrográfico.

2.1.2. Objetivos específicos

- 1) Confección de un mapa geológico a escala 1:20.000 de un área de 160 km².
- 2) Elaboración de cortes geológicos representativos.
- 3) Levantamiento de columnas estratigráficas detalladas.
- 4) Estudio petrográfico de las diferentes litologías presentes en el área.
- 5) Análisis de isótopos de C, O y Sr.
- 6) Elaboración de un informe final/memoria explicativa.

2.2. Metodología

Para la realización de este trabajo se siguieron una serie de etapas que se detallan a continuación:

- 1) Revisión bibliográfica de antecedentes geológicos a nivel local y regional.
- 2) Fotointerpretación de la zona a estudiar, para lo cual se utilizaron 11 fotos aéreas (n° 123-133, 123-131, 123-081, 123-083, 123-085, 123-057, 123-059, 123-061, 123-012, 123-014 y 123-016) y sus correspondientes pares estereográficos, a escala 1:20.000 del Servicio Geográfico Militar. A partir de la fotointerpretación se elaboró un mapa base preliminar y se determinaron las zonas a relevar en el campo.

3) Etapa de campo para conocer la geología de la zona, en las cuales se realizó la descripción de los afloramientos, levantamiento de columnas estratigráficas y toma de muestras que luego fueron estudiadas en el laboratorio (petrografía, geoquímica isotópica).

Se realizó un corte geológico (A-B, indicado en el mapa geológico en anexo) en el cual se tomaron 59 muestras de carbonatos, y se levantó una columna estratigráfica donde se representaron los valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ y la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenidos del análisis de algunas de esas muestras.

Se obtuvo además una muestra de un granito con el fin de determinar la edad absoluta de ese cuerpo intrusivo.

4) Una vez conocidas las unidades geológicas, fue posible determinar de manera más precisa los contactos geológicos y estructuras representadas en el mapa preliminar. Se confeccionó así el mapa geológico definitivo.

5) Las tareas de laboratorio consistieron en la elaboración de láminas delgadas y descripción de las mismas en microscopio petrográfico, tinción de carbonatos con Rojo de Alizarina para determinar su composición y extracción de micromuestras para el estudio de isótopos de C, O y Sr.

6) Finalmente con la interpretación conjunta de los datos de campo y de laboratorio se elaboró el informe final.

2.3. Métodos de geología isotópica

La medición de las razones isotópicas se hace por espectrometría de masas. Un espectrómetro de masas es un instrumento que permite determinar la composición isotópica de una muestra. El principio de funcionamiento es sencillo: un fuerte campo magnético desvía los iones proporcionalmente a su carga z e inversamente proporcional a su masa m (inercia). Esos iones son medidos en colectores que transforman la señal en una corriente eléctrica.

Para el análisis de los isótopos de C y O se utilizó un espectrómetro de masas de fuente gaseosa. Este análisis fue realizado en la Universidad Federal de Pernambuco (Recife).



Fig.3. TIMS. Laboratorio en la Universidad de Copenhague.



Fig.4. ICP-OES. Laboratorio en la Universidad de Copenhague.

Los isótopos de Sr se analizaron por el método TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry; Fig.3), en la Universidad de Copenhague, donde también se analizó la geoquímica de las muestras de carbonatos por el método ICP-OES (Inductively coupled plasma – Optical Emission Spectrometry; Fig.4). Este último método consiste en la disolución de la fracción carbonato en una masa conocida con HCl y medición de las concentraciones en el espectroscopio.

Se dataron 40 circones magmáticos de un granito intrusivo por el método U-Pb LA-ICP-MS (Laser ablation-Inductively coupled plasma-Mass spectrometry), realizado en el Servicio Geológico de Dinamarca y Groenlandia, Copenhague (GEUS). También se analizaron 5 muestras de ese granito en la Universidad Federal de Pernambuco (Recife) por el método de fluorescencia de rayos X (XRF) para conocer su composición química.

C y O en carbonatos.

Se realizaron análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para calizas y dolomías de la sucesión sedimentaria de Manguera Azul (76 muestras).

El procedimiento para realizar estos análisis consiste en (según Fairchild et al., 1997): (a) preparación de la muestra molida y extracción de CO_2 por reacción con ácido ortofosfórico; (b) medición de la concentración de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$; y la concentración de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, respectivamente en el espectrómetro de masa; (c) se calculan los valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. El símbolo “ δ ” indica la desviación respecto al estándar. Para el caso del carbono, el estándar isotópico proviene de los belemnites cretácicos de la Formación Pee Dee en Carolina del Sur (PDB; “Pee Dee Belemnite”). Para el caso del oxígeno, se toma la “media estándar del agua oceánica” (“Standard Mean Ocean Water”: SMOW; o también se puede utilizar el PDB). Si se expresan, por ejemplo, como V-PDB y V-SMOW (V=Viena) significa que son certificados por la IAEA (Hoefs, 1997; Fairchild et al., 1997; Tucker, 1997). El cálculo se realiza de la siguiente forma:

$$X = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$$

$$\delta^{13}\text{C} = (X_{\text{muestra}} - X_{\text{estándar}}) / (X_{\text{estándar}}) \times 1.000$$

$$X = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$$

$$\delta^{18}\text{O} = (X_{\text{muestra}} - X_{\text{estándar}}) / (X_{\text{estándar}}) \times 1.000$$

Los valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) indican mayor abundancia del isótopo ^{13}C en la muestra que en el estándar. Valores negativos indican una menor abundancia del isótopo ^{13}C . Lo mismo se aplica para el método del isótopo ^{18}O .

En algunas ocasiones es necesario convertir de un estándar a otro. Uno de esos casos son los isótopos de oxígeno, para los cuales se usan tanto el SMOW como el PDB.

Ecuaciones para convertir SMOW en PDB para oxígeno:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03091 \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.91$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0.97002 \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 29.98$$

Sr en calizas.

Se analizaron 43 muestras de calizas y dolomías para determinar la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Para ello se disolvió la muestra molida con ácido acético 0.5 M y se recuperó el Sr mediante resinas de intercambio iónico adecuadas. Posteriormente se midió la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por TIMS. Este método, a diferencia del espectrómetro de fuente gaseosa, permite analizar muestras sólidas calentándolas en un filamento a más de 1.500 °C. Es adecuado para isótopos más pesados que requieren mayores energías de ionización.

Dataciones U-Pb en circones magmáticos.

Se dataron 40 circones del Granito Lavaderos por el método LA-ICP-MS (Laser ablation-Inductively coupled plasma-Mass spectrometry). Como resultado de estas mediciones se obtienen diagramas, interpretando las curvas de concordia y discordia para cada caso, y se determinan los datos más precisos de la edad.

La separación de circones fue realizada en la Universidad de Copenhague, y consiste en una serie de pasos que a grandes rasgos se mencionan a continuación:

- a. Molienda. Se debe obtener un tamaño arena fina ($< 300 \mu\text{m}$).
- b. Tamizado.
- c. Frantz.

- d. Separación con líquidos densos, por ejemplo Di-iodometano. Se separan los minerales densos de los livianos.
- e. Separación de circones bajo la lupa. Se reconocen los circones y se eligen los más sanos.
- f. Se montan los circones sobre una cinta engomada, se sumergen en resina epóxica y se pulen hasta exponer su estructura interna.
- g. Se observan en la microsonda o microscopio electrónico de barrido y se fotografían.
- h. Se realizan las mediciones, en este caso por el método LA-ICP-MS.

3. ANTECEDENTES

3. 1. Ubicación del área de estudio en el contexto geológico nacional

La zona de estudio se encuentra dentro del Terreno Nico Pérez (Bossi & Campal, 1992). El Terreno Nico Pérez (TNP) es una de las tres unidades tectono-estratigráficas mayores que conforman el Escudo Uruguayo (según Bossi et al., 1998), y representa además las rocas más antiguas del Cratón del Río de La Plata, incluyendo rocas de edad Paleoarqueana (Hartmann et al., 2001). Las otras dos unidades tectono-estratigráficas que conforman el Escudo Uruguayo son el Terreno Piedra Alta (TPA; Bossi et al., 1993), al Oeste del TNP, y el Terreno Cuchilla Dionisio (TCD; Bossi et al., 1998), al Este del TNP. El TPA, de edad Paleoproterozoica, constituye junto con el TNP el Cratón del Río de La Plata en Uruguay (Hartmann et al., 2001; Bossi & Ferrando, 2001; Santos et al., 2003; Gaucher et al., 2008; Bossi & Cingolani, 2009).

El TNP está separado del TPA por la Zona de Cizalla transcurrente dextral Sarandí del Yi (ZCSY; Bossi & Campal, 1992), y su límite con el TCD es la Zona de Cizalla transcurrente sinistral Sierra Ballena (ZCSB; Gaucher et al., 1998; Bossi et al., 1998). Trabajos recientes reconocen otro terreno tectonoestratigráfico (Terreno Tandilia) al Suroeste de Uruguay, limitado al Norte con el TPA por la Zona de Cizalla Colonia- Arroyo Pavón y al Este con el TNP por la ZCSY (Ribot et al., 2005; Bossi et al., 2005; Bossi & Cingolani, 2009).

Los terrenos Cuchilla Dionisio y Tandilia son actualmente los más discutidos. Los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez son aceptados unánimemente, si bien hay grandes diferencias en cuanto a la extensión y edad de las rocas que componen al TNP.

Otra interpretación acerca de la evolución del basamento precámbrico uruguayo acepta la existencia de dos terrenos tectonoestratigráficos, Piedra Alta y Nico Pérez, pero éste último con una extensión menor a la expuesta anteriormente, y apoya la idea de la existencia de un cinturón móvil con rumbo general NNE metamorfizado y deformado durante la orogénesis Brasiliana-Panafricana, denominado Cinturom Dom Feliciano (Fragoso César, 1980; Oyhantçabal et al., 2010; Sánchez Bettucci et al., 2010).

3. 2. Terreno tectono-estratigráfico Nico Pérez

Comprende diversas unidades, desde Paleoarqueanas a Cámbricas, con rumbo general NNE-SSW (fig.30). Presenta estructuras tan complejas que dificultan el estudio de la estratigrafía del terreno. El mismo incluye en su parte norte a la Isla Cristalina de Rivera, la cual corresponde a

una ventana de basamento precámbrico rodeada de rocas sedimentarias paleozoicas que rellenaron la Cuenca de Paraná.

Hartmann et al. (2001) identifican rocas de edad Arqueana a partir de edades U-Pb SHRIMP en zircones. Concluyen que a los 3.41 Ga ocurrió la cristalización de tonalitas, que se encuentran asociadas a rocas máficas, ultramáficas y a finas capas de metachert. Todas estas unidades, fuertemente deformadas y metamorfizadas en facies anfibolita, las agrupan dentro del Complejo La China (CLCh; o Bloque Pavas según Preciozzi et al., 1979). Concluyen además que este complejo habría sido el basamento para la depositación de una secuencia metasedimentaria que denominan informalmente Complejo Las Tetas (CLT), compuesta de base a tope por metaconglomerados, cuarcitas, gneisses a muscovita-turmalina, micaesquistos a estaurolita-granate, mármoles y rocas calcosilicatadas, si bien aclaran que la superposición de las unidades por fallas de cabalgamiento no hacen muy evidente esa relación. Según los datos geocronológicos, estos autores interpretan que el CLT se depositó a los 2.7 Ga aproximadamente. Malmann et al. (2007) presentan más datos apoyando la edad Paleoarqueana propuesta para el CLCh, pero sugieren una edad Paleoproterozoica para la deposición del CLT, a partir de edades modelo TDM que obtuvieron para una anfibolita intercalada y concordante con las unidades metasedimentarias. Sánchez Bettucci et al. (2010) interpretan los datos obtenidos por Hartmann et al. (2001) como herencia de corteza arqueana en el Paleoproterozoico. Gaucher et al. (2010) elevan la unidad a la categoría de Grupo, denominándolo Grupo Cebollatí, a partir de la posibilidad de reconstruir su estratigrafía original.

Anteriormente al trabajo de Hartmann et al. (2001) todas esas unidades eran consideradas de edad Neoproterozoica (p.ej. Preciozzi et al., 1985) o bien Grenvilliana (Bossi et al., 1998; Campal & Schipilov, 1999).

Al Noroeste del Complejo La China y del Grupo Cebollatí se encuentra el Complejo Granulítico Valentines (o Bloque Valentines según Preciozzi et al., 1985), en contacto con los anteriores a través de la Zona de Cizalla Sierra de Sosa. Está compuesto principalmente por gneisses graníticos, con cantidades menores de metatonalitas, metatrondhjemitas, metapiroxenitas, granitos peritéticos, gneisses a silimanita, y rocas paraderivadas, todas metamorfizadas en facies granulita (Mallmann et al., 2007). Santos et al. (2003) sugieren una edad entre 2.6 y 2.1 Ga para la depositación de las rocas que componen este complejo. Intruye en este complejo el Batolito de Illescas (Campal & Schipilov, 1995), de 1.78 ± 0.5 Ga, según datos U-Pb en zircón (Bossi et al., 1998; Campal & Schipilov, 1995). Está compuesto por facies cuarzo-sieníticas a graníticas conteniendo cuarzo celeste rutilado y textura rapakivi, lo que a pesar de la falta de datos geoquímicos muestra afinidad anorogénica (en Mallmann et al., 2004). Otro granito

rapakivi tipo-A fue descrito por Soliani (1986) cerca de la localidad de Minas de Corrales, en el Bloque Rivera, reportando una edad Rb-Sr de 1.75 Ga para el macizo.

Al Sur y Suroeste del Complejo La China y del Grupo Cebollatí afloran distintas unidades sedimentarias y volcano-sedimentarias, metamorfizadas y deformadas en distinto grado, entre las cuales se encuentran las rocas a estudiar en este trabajo.

3.3. Geología de la zona de estudio

No se conocen trabajos de relevamiento geológico de detalle para la zona. Solo se dispone de dos cartas geológicas a escala 1:100.000 realizadas al Este (Fotoplano Pirarajá) y Sureste (Fotoplano Cerro Partido) de la zona de trabajo, que corresponden a los trabajos realizados por Preciozzi y Fay (1988) y por Díaz et al. (1990), respectivamente. Estos trabajos se realizaron en el marco del programa “Carta Geológica a Escala 1:100.000” desarrollado por la DINAMIGE (Dirección Nacional de Minería y Geología) con la colaboración de la UdeLaR (Universidad de La República) a través de la Facultad de Agronomía- Cátedra de Geología y la Facultad de Humanidades y Ciencias- Departamento de Geología. A continuación se describen algunos de los trabajos de carácter regional en los cuales se incluyeron a las rocas de la zona de Polanco-Manguera Azul.

Caorsi y Goñi (1958) realizan una importante obra sobre la geología del Uruguay utilizando nombres locales para referirse a las unidades rocosas conocidas hasta ese entonces. Denominan Serie de Lavalleja a un conjunto de rocas metamórficas a las que les asignan una edad Proterozoica, que se apoyan discordantemente sobre un basamento cristalino que suponen de edad arqueana. Esta serie comprende principalmente: cuarcitas, lutitas, pizarras, filitas, calizas marmóreas y mármoles, interestratificadas con rocas volcánicas. También integraron a la Serie de Lavalleja rocas de bajo grado metamórfico que conforman parte del subsuelo de los departamentos de San José, Colonia y Florida.

Goñi (1958) separó las calizas marmóreas y mármoles dolomíticos y calcíticos en una nueva serie a la que llamó Serie de Polanco, para la cual propuso una posible edad silúrica. Según este autor la Serie de Polanco se apoya discordantemente sobre la Serie de Lavalleja.

Posteriormente Goñi et al. (1962) dieron a la Serie de Polanco el rango de formación. Estos autores también dieron el rango de formación a la Serie Piedras de Afilar de Jones (1956) y, a ambas formaciones (Polanco y Piedras de Afilar) les asignaron una posible edad Paleozoico Inferior.

Bossi et al. (1965) sustituyen el término “serie” por “grupo”, para denominar entonces al Grupo Lavalleya, ya que se desconocía con precisión el momento geológico en que se formaron esas rocas, así como el intervalo de tiempo requerido para ello. Según estos autores el mismo estaría constituido por filitas, cuarcitas, calizas, calizas dolomíticas y dolomías, cloritoesquistos, tremolititas y actinolititas, a las cuales les asignan una edad predevónica. Además limitan la extensión territorial del grupo a los departamentos de Maldonado, Lavalleya y Treinta y Tres. No encontraron evidencias para separar la Serie de Polanco de Goñi (1958).

Bossi et al. (1975) señalan que las rocas pertenecientes al Grupo Lavalleya son resultantes de un ciclo orogénico cuya actividad comienza en el Proterozoico Superior. Amplían la extensión territorial del Grupo Lavalleya incluyendo la faja oriental que comprende la secuencia sedimentaria de bajo grado denominada Formación Rocha (Sánchez Bettucci & Mezzano, 1993). La faja occidental está constituida principalmente por filitas y metabasaltos, siendo relativamente abundantes las cuarcitas, filitas calcáreas, calizas y dolomías. Según estos autores, el límite occidental de esta faja pasa un poco al oeste de Polanco y Minas, y se extiende desde el límite departamental de Treinta y Tres con Cerro Largo hasta la zona de Piriápolis (Fig. 5).

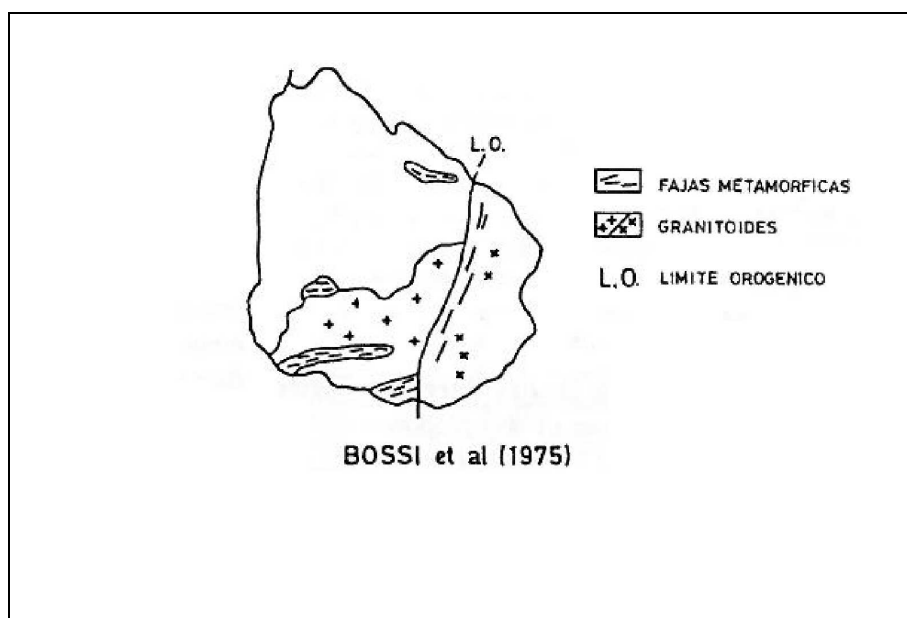


Fig.5. Esquema geológico realizado por Bossi et al. 1975. Tomado de Bossi y Campal, 1992.

Midot (1984) realiza una carta geológica a escala 1:50.000 de un área inmediatamente al Este de la zona de estudio. Preciozzi et al. (1985), siguiendo el esquema anterior, presentan una breve descripción de las rocas aflorantes en los alrededores de Polanco, las que incluyen dentro del Grupo Barriga Negra (GBN), de edad Cambro-Precámbrico Superior Moderno. Separan tres unidades dentro del grupo: unidad conglomerádica, unidad arenosa y unidad calco-pelítica. Esta última unidad es la que aflora en los alrededores de Polanco, y no había sido incluida por Midot (1984) dentro de la Formación Barriga Negra.

Preciozzi y Fay (1988) denominan a las tres unidades que conforman el GBN como unidad Paso de los Talas, unidad Arroyo del Soldado y unidad Polanco respectivamente. Describen la unidad de basamento, compuesta básicamente por gneises, leptinitas, anfibolitas y esquistos anfibólicos, y subordinadamente aparecen mármoles de reducida extensión. Le asignan a esta unidad de basamento una edad Precámbrico Medio, coincidiendo con la Formación Pavas de Preciozzi et al. (1985).

Díaz et al. (1990), denominan “esquistos de bajo y muy bajo grado metamórfico” a rocas que afloran al Sur de las relevadas por Preciozzi y Fay (1988), de similares características. Describen dentro de este grupo (de base a tope) conglomerados, areniscas, pelitas y calizas.

Bossi & Navarro (1991) agrupan estas rocas dentro del Grupo Lavalleya, que corresponde a las Series de “Minas” y “Fuente del Puma” de Midot (1984), el cual comprende rocas metamórficas de bajo grado entre las cuales predominan las pertenecientes a las secuencias pelítica y calco-pelítica, aunque destacan por su importancia económica las calizas, dolomías y metalavas. Estos autores subrayan la falta de relevamiento de datos en la zona comprendida entre María Albina y Polanco, donde mencionan que “solo se conocen algunos datos en los alrededores de la localidad de Polanco”. Estos autores no incluyen a la secuencia carbonática de Polanco y Manguera Azul dentro de la Formación Barriga Negra. Otros trabajos, como el de Fambrini et al. (2005), también excluyen a los carbonatos de Polanco de la Formación Barriga Negra, e interpretan además que estos depósitos se apoyan con discordancia erosiva sobre los carbonatos de Polanco.

Gaucher et al. (1996) definen el Grupo Arroyo del Soldado, incluyendo desde la base al tope:

- Formación Calizas de Polanco (definida por Goñi, en Goñi & Hoffstetter 1964);
- Formación Cerro Espuelitas (conformada por pizarras y BIF, ya mencionadas por Gaucher & Schipilov, 1994);
- Formación Cerros San Francisco (Montaña & Sprechmann, 1993), compuesta principalmente por cuarzoarenitas; y
- Formación Cerro Victoria (Montaña & Sprechmann, 1993), compuesta por calizas oolíticas y estromatolíticas con icnofósiles.

Esta secuencia de edad Vendiana se habría depositado en una plataforma desarrollada en un margen continental pasivo tipo Atlántico. La edad Vendiana fue sugerida por Montaña & Sprechmann (1993) y posteriormente confirmada por Gaucher & Schipilov (1994), Gaucher et al. (1996, 1998, 2003 y 2004) y Gaucher (2000). Gaucher et al. (1998) extienden la distribución geográfica del Grupo Arroyo del Soldado incluyendo a las rocas pertenecientes a la secuencia carbonática-siliciclástica de la zona de Polanco, Pirarajá y Manguera Azul, además de otras localidades. Gaucher et al. (1998a, 1998b) definen la Formación Yermal, que representaría la base del Grupo Arroyo del Soldado y comprende de base a tope: conglomerados finos, areniscas y pizarras negras, con ocurrencia de cherts y BIF. Gaucher (2000) describe la presencia de limolitas bandeadas de importante expresión así como dolomías rosadas integrando la Formación Yermal. Gaucher et al. (1998b) incluyen además a la Formación Barriga Negra (Midot, 1984) dentro del Grupo Arroyo del Soldado, aunque solo incluyen dentro de la misma a los depósitos que ocurren al N y E de Polanco. Son principalmente brechas y conglomerados con ocurrencia de finas capas de carbonatos, areniscas y pelitas.

Sánchez Bettucci (1998) realiza una nueva interpretación del Grupo Lavalleya, dividiéndolo en tres formaciones (Minas, Fuente del Puma y Zanja del Tigre) en base al grado metamórfico y las relaciones de campo. La Formación Minas está representada por calizas, pelitas y psamitas, metamorfizadas en facies esquistos verdes inferior a esquistos verdes. La misma aflora cerca de la ciudad de Minas. La Formación Fuente del Puma está representada por calizas, calizas dolomíticas, dolomías, pelitas, calcarenitas, conglomerados, basaltos, riolitas, ignimbritas y gabros, metamorfizadas en facies esquistos verdes, y se extiende entre las ciudades de Minas y Pan de Azúcar. La Formación Zanja del Tigre está representada por anfibolitas, gneises, migmatitas, gabros, micaesquistos, mármoles y cuarcitas, metamorfizadas en facies anfibolita, expuestas al Este de la Formación Fuente del Puma. Posteriormente Sánchez Bettucci et al. (2010) consideran a la Formación Zanja del Tigre como un “basement inlier” del Cinturón Dom Feliciano, en base a datos isotópicos. La Formación Minas coincide con el Grupo Arroyo del Soldado, ya definido por Gaucher et al. (1996). Sánchez Bettucci (1998), Sánchez Bettucci & Ramos (1999) y Sánchez Bettucci et al. (2001) interpretan que el Grupo Lavalleya se habría depositado en una cuenca de trasarco.

3.4. Magmatismo intrusivo

Una extensa superficie en la zona de Polanco y Manguera Azul está ocupada por afloramientos de cuerpos graníticos intrusivos. Preciozzi et al. (1985) describen con detalle las

características de estos cuerpos que agrupan dentro del Complejo de Polanco, el cual incluye granitos gruesos biotíticos, a veces muy gruesos, granitos medios biotíticos y hornblendo-biotíticos, leucogranitos de grano medio a biotita y un importante campo filoniano de leucogranitos medios que recortan exclusivamente a los granitos hornblendo-biotíticos.

Umpierre y Halpern (1971) obtuvieron una edad Rb-Sr (en roca total y concentrados minerales) de 530 ± 15 Ma para este macizo granítico. Posteriormente se recalculó esa edad para la nueva constante de desintegración, quedando finalmente en 548 ± 15 Ma (Bossi et al., 1998).

Este macizo cobra gran importancia ya que en el contacto con rocas calcáreas, más precisamente en el borde noreste del macizo, en el entorno de la localidad de Polanco, se desarrollaron mármoles de excelente calidad (tipo “Ónix”).

Bossi & Navarro (1991) describen las características del Granito de Polanco y las transformaciones minerales y texturales que se produjeron en las calizas debido a esta intrusión, y presentan dos esquemas geológicos donde muestran parte de este contacto granito-caliza en el borde Norte y Noreste del macizo. Además presentan otro esquema geológico en el cual se observa el área que ocupan los afloramientos del macizo en la zona.

4. METAMORFISMO Y DEFORMACIÓN

4. 1. Metamorfismo

En las observaciones realizadas en afloramientos y láminas delgadas no se identificaron minerales indicadores de metamorfismo regional, aunque si se observaron estructuras que pueden ser generadas en condiciones incipientes de metamorfismo. Las estructuras observadas son estilolitos en calizas (fig.23) y clivaje de crenulación en limolitas (fig.18). Sería necesario realizar estudios específicos (p.ej. cristalinidad de minerales arcillosos) para determinar si efectivamente la secuencia fue afectada por metamorfismo regional incipiente.

Sí es evidente el metamorfismo de contacto debido a los granitos que intruyen la secuencia, que llega a transformar las calizas en mármoles. Bossi y Navarro (1991) mencionan este fenómeno en el contacto del Granito de Polanco con calizas grises laminadas, y realizan una descripción detallada del mismo. Una aureola de contacto con características similares a las mencionadas por Bossi y Navarro (1991) ocurre en el Granito Lavaderos (ver capítulo 5), aunque no se observaron fenómenos de endomorfismo en el granito como se describen para el caso del Granito de Polanco.

Los mármoles observados son de color blanco, tienen textura granoblástica y están compuestos principalmente por calcita, dolomita y tremolita (fig. 29) Estas rocas se encuentran en el contacto con el granito o a pocos metros del mismo. Un poco más alejado del contacto se observaron calizas y dolomías recrystalizadas, también de color blanco, que aun conservan la estratificación primaria.

4. 2. Deformación

4. 2. 1. Actitud estructural de la unidad

Muchas zonas fueron seleccionadas en la etapa de gabinete para levantar columnas estratigráficas, debido a la alta densidad de afloramientos, que mostraban aparente continuidad en el buzamiento de los estratos por varios cientos de metros. Esas zonas fueron posteriormente descartadas en el terreno ya que la compleja estructura interna de la unidad hacía muy difícil esta tarea, sin antes hacer un análisis profundo de la deformación. Diversas estructuras como fallas, pliegues y fracturas fueron observadas en toda el área de afloramientos (figs. 6 y 7). Estas estructuras originaron cabalgamientos intraformacionales y variaciones en la actitud estructural



Fig.6. Pliegue recumbente en calcisiltitos, indicando la existencia de un cabalgamiento con vergencia al NW dentro de la secuencia sedimentaria (Punto 39, indicado en el mapa geológico).



Fig.7. Se observa la superficie de estratificación (S_0) en el contacto de dolomías con un estrato de calizas de pocos centímetros, y un clivaje (S_1) oblicuo a S_0 (Punto 43, indicado en el mapa geológico).

de los estratos, que en general presentan bajos buzamientos. Posteriores observaciones en láminas delgadas también muestran estructuras que evidencian fenómenos de deformación. Además de las texturas mencionadas (clivaje de crenulación y estilolitos) se observó en un corte delgado de una marga bandeada un micropliegue con desarrollo de clivaje S1 (fig.28).

4. 2. 2. Polaridad de los estratos y reconstrucción de la sucesión

Se encontraron evidencias en el campo que indican que la secuencia se encuentra invertida. Este fenómeno en un principio era insospechado debido al bajo buzamiento que en general presentan los estratos. Las rocas expuestas representarían entonces un flanco invertido de un pliegue volcado (fig.53). Se utilizaron criterios geopetales para determinar la polaridad de los estratos y poder reconstruir la sucesión sedimentaria. Los criterios para determinar la polaridad de los estratos fueron estructuras como gradaciones, bases erosivas, estratificación cruzada y truncamientos de estructuras sedimentarias (p.e. figs. 8 y 9). A partir de estas observaciones se determinaron base y tope de la unidad lo que permitió realizar la columna estratigráfica que mejor representa la estratigrafía de la secuencia (fig.10).



Fig.8. Areniscas cuarzosas con estratificación cruzada buzando hacia el Norte (hacia la parte inferior de la foto). Se observa truncamiento (contacto erosivo indicado en rojo) de estratificación cruzada en artesa, indicando el tope hacia el Sur (hacia la parte superior de la foto).



Fig.9. Calcarenitas con gradación y contactos con base erosiva que indica tope hacia la parte superior de la foto. Los estratos están buzando hacia la parte inferior de la foto. Arriba: vista general de las estructuras. Abajo: detalle de la superficie erosiva.

5. LITOESTRATIGRAFIA

5. 1. Formación Manguera Azul

5. 1. 1. Definición

La Formación Manguera Azul (FMA) es una secuencia carbonática-siliciclástica conformada por calizas, dolomías, calizas dolomíticas, dolomías calcáreas, margas, limolitas, areniscas y BIF's. Estas litologías ocurren como estratos tabulares que tienen desde pocos centímetros de potencia hasta decenas de metros.

Si la secuencia fue afectada por metamorfismo regional, posiblemente fue en condiciones de muy bajo grado metamórfico. Esto favoreció la preservación de características primarias como estratificación, laminación, gradación y composición mineralógica. Se observan mármoles producto del metamorfismo de contacto en el entorno a granitos intrusivos, donde se dieron las condiciones para transformar a las rocas carbonáticas originales.

El área tipo de esta nueva unidad litoestratigráfica es la zona de Polanco-Manguera Azul, mostrada en el mapa de la figura 1, en la región central del Terreno Nico Pérez. Gaucher et al. (2011) hacen referencia a esta secuencia sedimentaria que había sido asignada a la Formación Polanco del Grupo Arroyo del Soldado (GAS), de edad Ediacárico tardío. Una mayor densidad de datos y mapeamiento geológico a detalle fueron necesarios para separar a esta sucesión carbonática-siliciclástica como una nueva unidad litoestratigráfica, de edad Paleoproterozoica, por lo tanto más antigua que el Grupo Arroyo del Soldado. Ambas unidades (FMA y GAS) están conformadas por litologías similares pero, al estudiar otros atributos como los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{13}\text{C}$, entre otros, se observan marcadas diferencias.

El estratotipo de la Formación Manguera Azul está representado por el corte geológico A-B indicado en el mapa geológico, a partir del cual se levantó una columna estratigráfica (fig.10). Representa una sección de la unidad litoestratigráfica en la cual los estratos están buzando al NNW a lo largo de todo el perfil. La compleja estructura interna de la unidad no permitió realizar otras secciones semejantes que representen la estratigrafía completa de manera confiable. Sí se pudieron hacer otras secciones parciales, que apoyan la litoestratigrafía propuesta.

Se separaron dos miembros informales dentro de esta formación: Miembro dolomítico-siliciclástico y Miembro calcáreo.

5. 1. 2. Miembro dolomítico-siliciclástico

5. 1. 2. 1. Definición

Este miembro representa el miembro basal de la formación Manguera Azul. Observaciones de campo y criterios geopetales indican que la secuencia se encuentra invertida y por lo tanto que este miembro está estratigráficamente por debajo del miembro calcáreo (Ver capítulo 4.2.2).

Las litologías dominantes que conforman este miembro son dolosiltitos, margas y limolitas, con presencia de BIF's, areniscas, calizas y pizarras negras subordinadas (fig.11). Ocurre en esta unidad facies de carbonato de hierro (Siderita; Fig.17).

Las dolomías son de color rosado, rojizo y gris claro, y ocurren principalmente como estratos masivos aunque también se observan niveles laminados. Algunos niveles dolomíticos se encuentran parcialmente sustituidos por sílice (Flint). Margas y limolitas son de color rojizo, verde y pardo. Las margas pueden ser de color gris, y cuando contienen cemento ferruginoso son rojizas. Estas litologías presentan laminación y en algunos casos se observan estratos masivos.

Se encontraron escasos afloramientos de areniscas, en los cuales se observan estructuras sedimentarias como estratificación cruzada planar y estratificación cruzada en artesa. Algunas areniscas son ferruginosas y en general son de grano medio a fino.

Las calizas se encuentran principalmente como estratos poco potentes intercalados entre estratos dolomíticos más potentes, si bien en algunos casos presentan potencias similares.

Hacia el contacto con el miembro calcáreo, el porcentaje de dolomita disminuye y aumenta el porcentaje de calcita, lo que estaría indicando un pasaje transicional entre ambas unidades.



Fig.11. Litologías pertenecientes al Miembro dolomítico-siliciclástico. **a:** limolita verdosa; **b:** flint (silexita); **c:** ritmita limolita cuarzosa-marga siderítica; **d:** dolomía con niveles laminados; **e:** dolomía rosada muy fracturada; **f:** pizarras negras (en cantera abandonada); **g:** margas rojizas laminadas; **h:** muestra de posible estromatolito dómico.

5. 1. 2. 2. Petrografía

Se analizaron 9 láminas delgadas para las litologías principales que conforman este miembro y se obtuvieron microfotografías de esas láminas, las cuales se muestran a continuación.

Dolosiltito

Son rocas muy tenaces, resistentes a la meteorización, de color rosado a naranja claro y gris claro principalmente. La dolomita es el principal componente, y en muchos casos presentan calcita y cuarzo en bajo porcentaje. El tamaño de grano mayor es limo medio a grueso (Figs. 12 y 13).

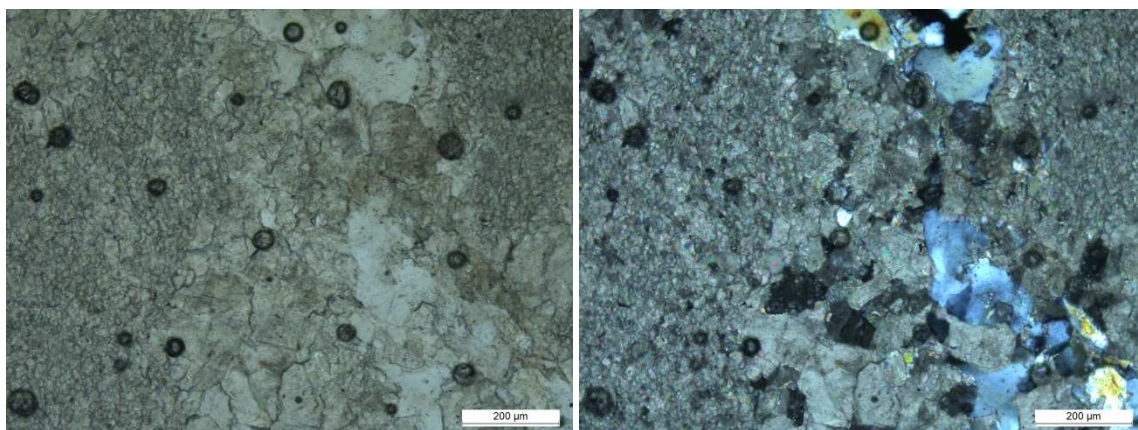


Fig.12. Venilla de cuarzo en dolosiltito. Izquierda: microfotografía tomada con nicoles paralelos. Derecha: microfotografía tomada con nicoles cruzados.

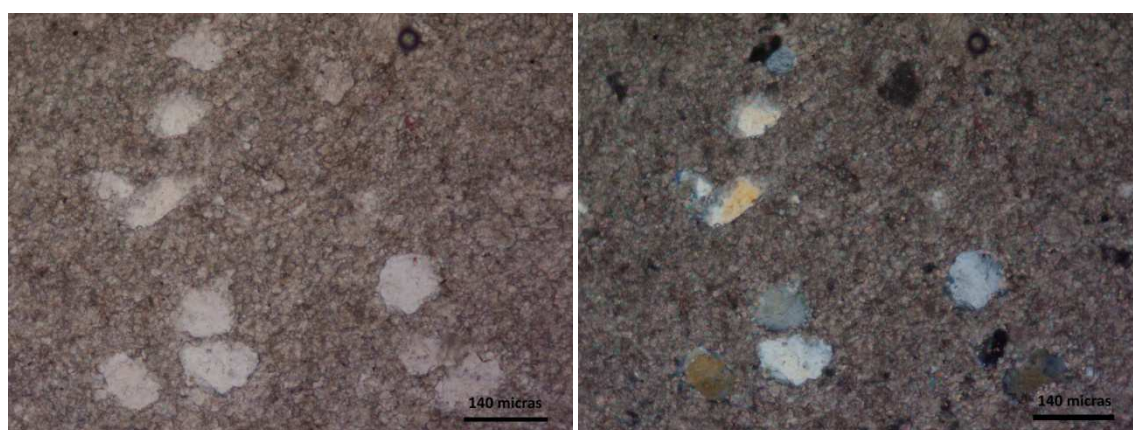


Fig.13. Dolosiltito arenoso. Se observan granos de cuarzo de tamaño arena en una matriz dolomítica. Izquierda: microfotografía tomada con nicoles paralelos. Derecha: microfotografía tomada con nicoles cruzados.

Flint (Silexita)

Estas rocas se encuentran asociadas a dolomías. Están formadas por cristales de cuarzo de tamaño variable (entre 10 y 120 micras aproximadamente), con contactos netos a difusos, a veces con uniones triples entre los cristales, y relictos de carbonato. Por las características de los cristales de cuarzo y por la distribución heterogénea del carbonato, el cual se encuentra como “parches” rodeados por cuarzo, se interpreta que estas rocas se formaron por un proceso de sustitución casi total de carbonato por sílice.

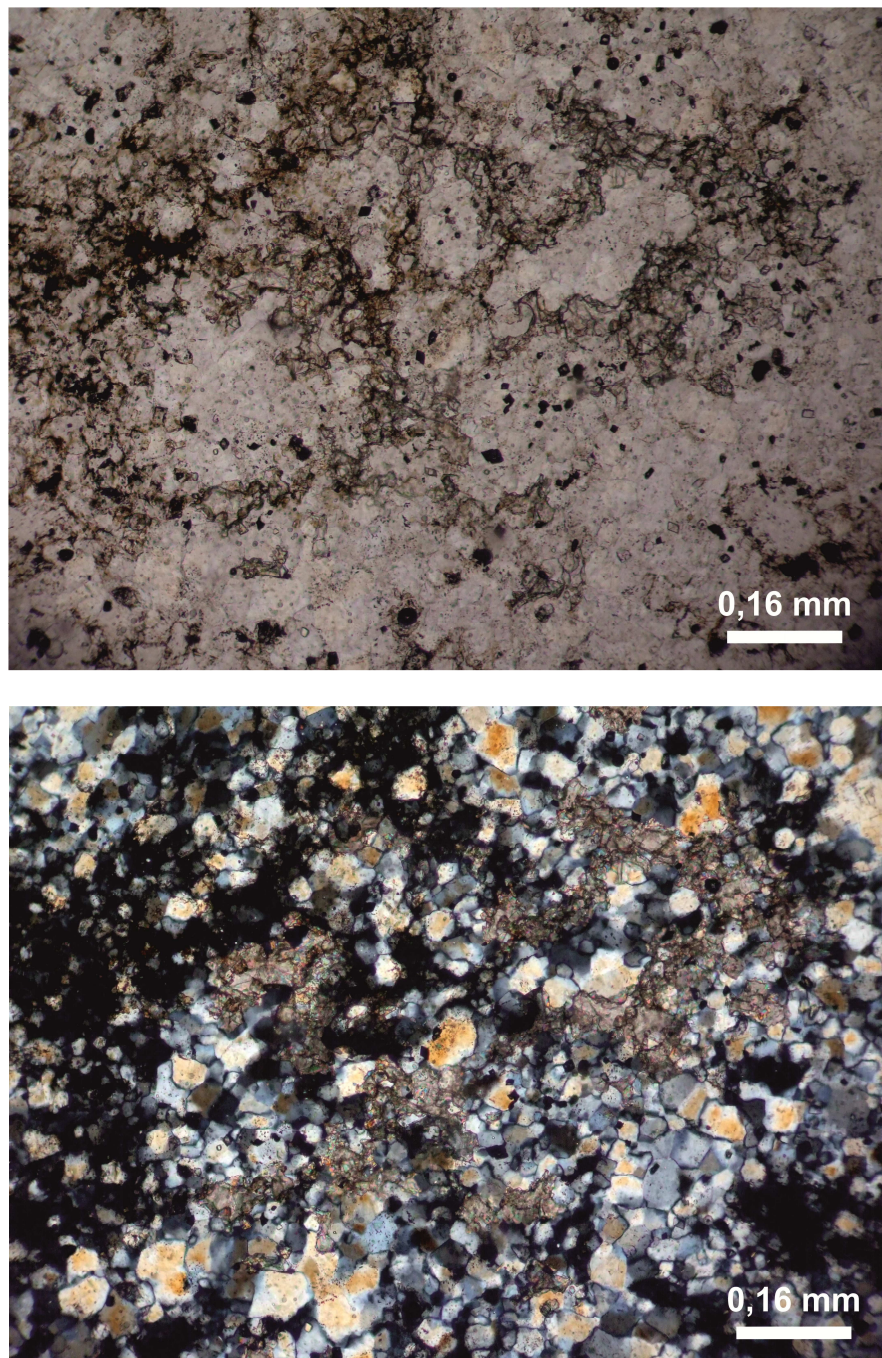


Fig.14. Flint (Silexita). Arriba: microfotografía tomada con nicols paralelos. Abajo: microfotografía tomada con nicols cruzados.

Margas

Estas rocas pueden ser de colores grises, verdes o rojizos, y están compuestas principalmente por cuarzo y carbonato en porcentajes iguales. En algunos casos presentan clorita como mineral accesorio. El tamaño de grano mayor observado llega a arena muy fina, predominando los tamaños limo fino a grueso. Los clastos de cuarzo son en general redondeados a muy angulosos, predominando estos últimos. También pueden presentar muscovita y hematita, esta última como cemento.

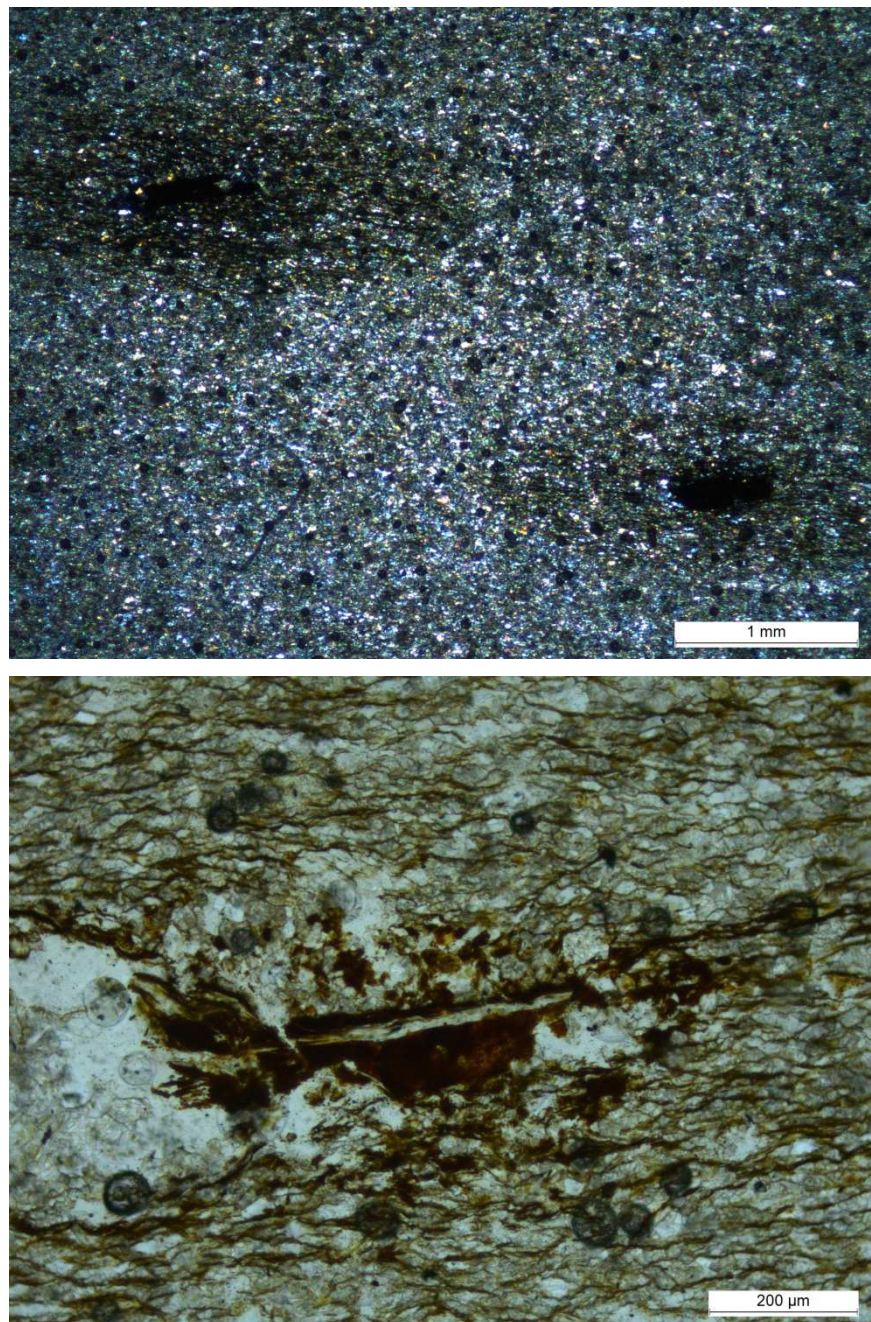


Fig.15. Marga con nódulos de hematita. Arriba: Microfotografía tomada con nicols cruzados. Abajo: Detalle de clorita hematitizada. Microfotografía tomada con luz natural.

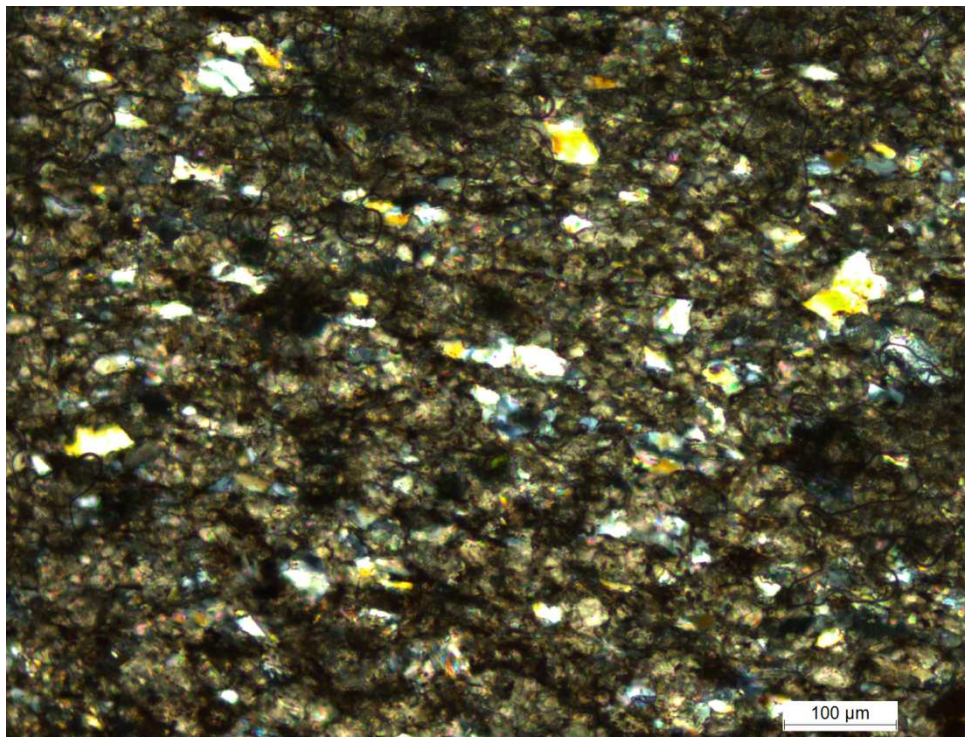
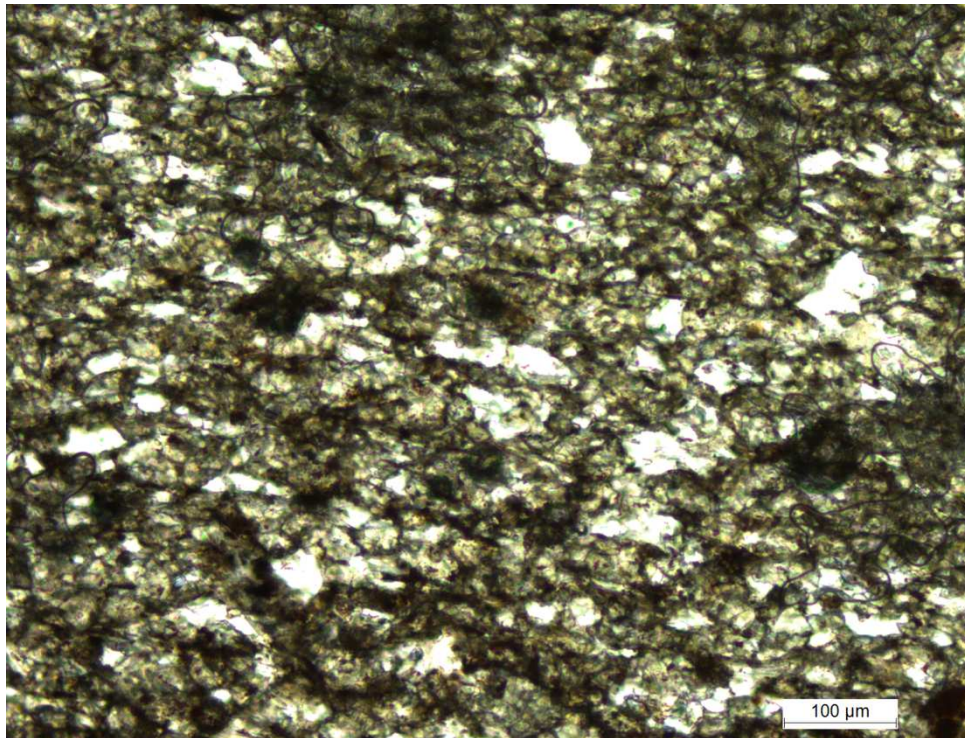


Fig.16. Marga. Arriba: Microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: Microfotografía tomada con nicoles cruzados.

Limolitas

Compuestas principalmente por filosilicatos (sericita) y cuarzo. Presentan además alto porcentaje de hematita diseminada y clorita. Cuando presentan hematita son de colores rojizos y cuando predomina la clorita estas son de color verde.

Se encontró evidencia de la presencia de siderita en una ritmita, que posiblemente se trata de una ritmita limolita cuarzosa-marga siderítica (fig. 17). Esta roca está formada por filosilicatos muy finos, cuarzo, hematita y carbonatos (dolomita ferrosa y/o siderita). Se observa que la hematita se encuentra siempre asociada a otro mineral del cual apenas se distingue la forma del cristal, lo cual es interpretado como alteración de siderita a hematita.

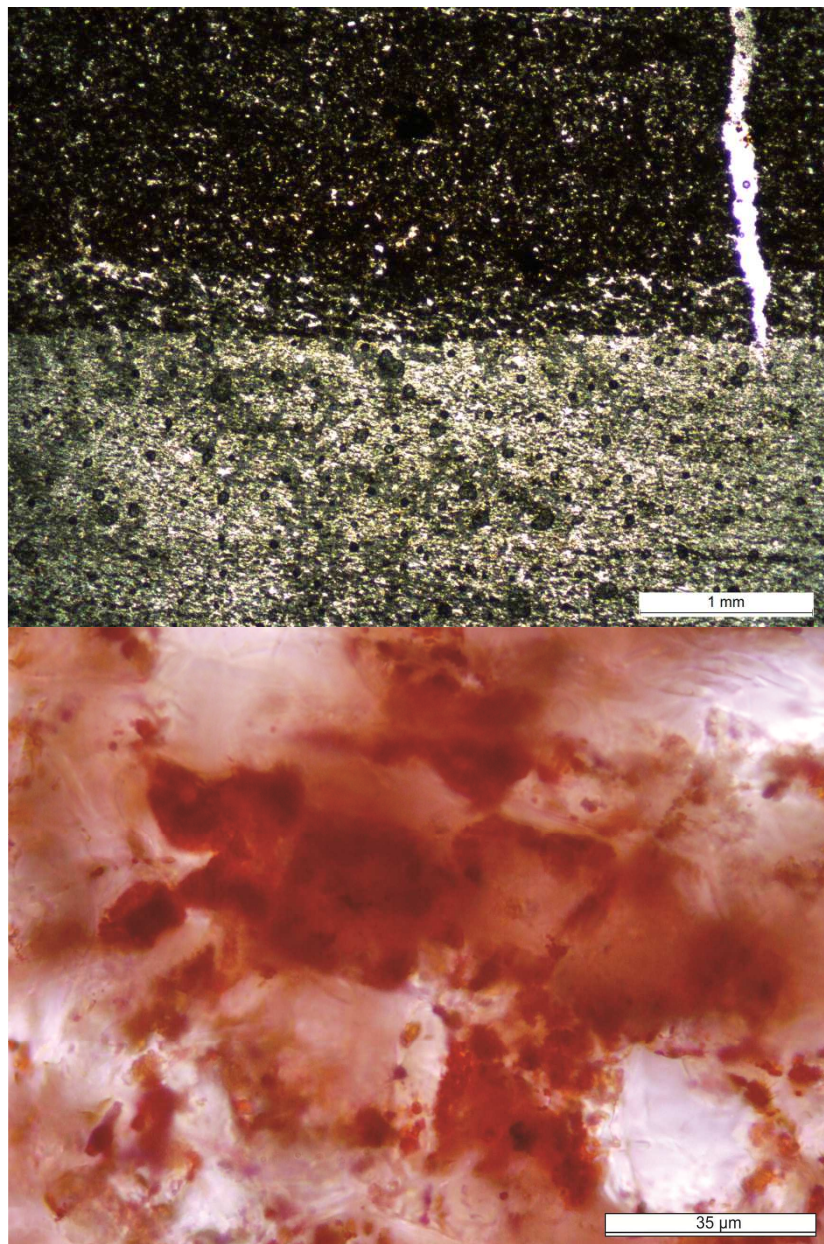


Fig.17. Ritmita limolita cuarzosa-marga siderítica (ver fig. 11c). Microfotografías tomadas con nicoles paralelos. Abajo: Detalle de cristales de siderita (muestra sin teñir, se observa el color natural de la roca).

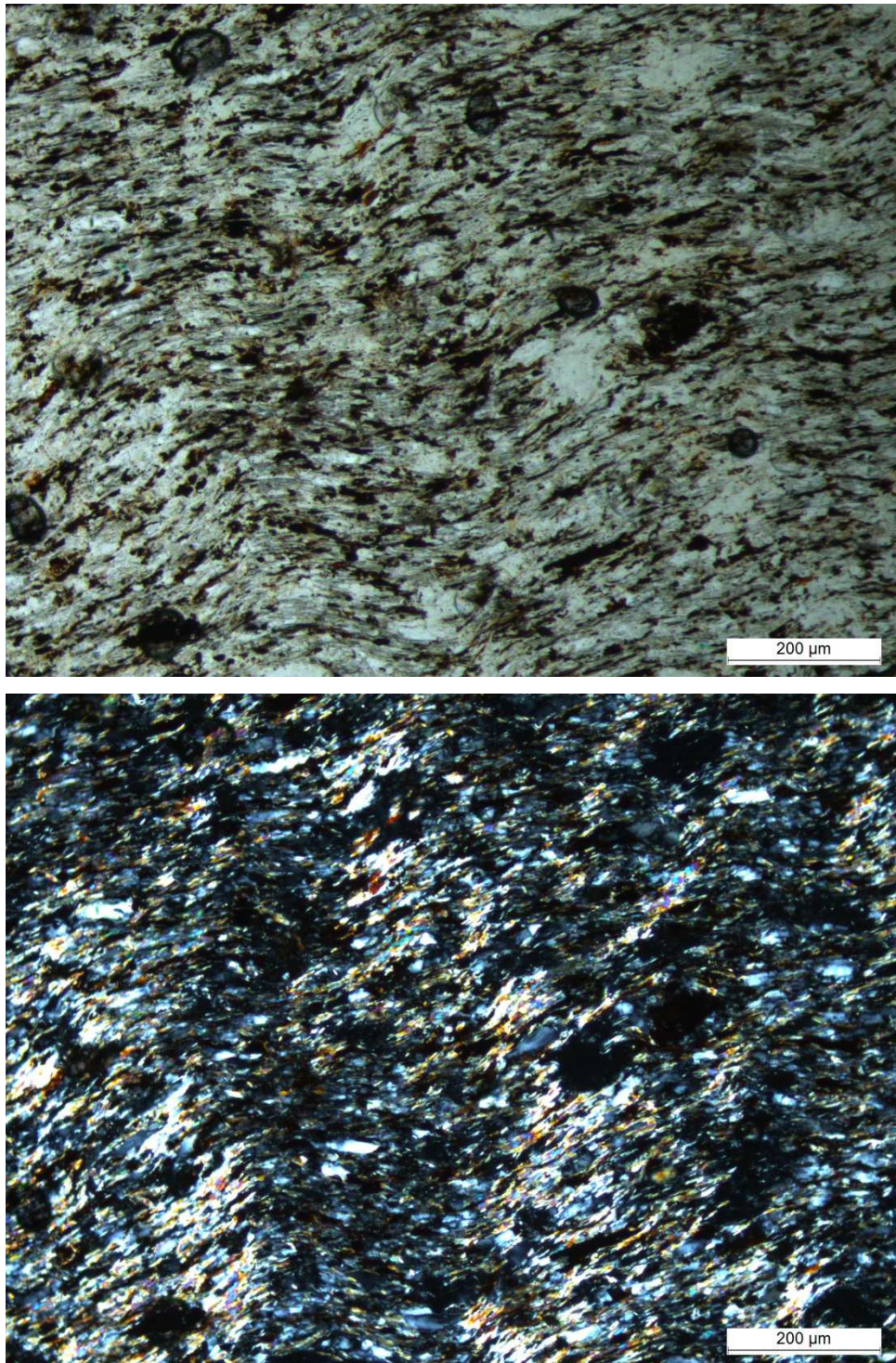


Fig.18. Clivaje de crenulación desarrollado en limolita. Arriba: Microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: Microfotografía tomada con nicoles cruzados.

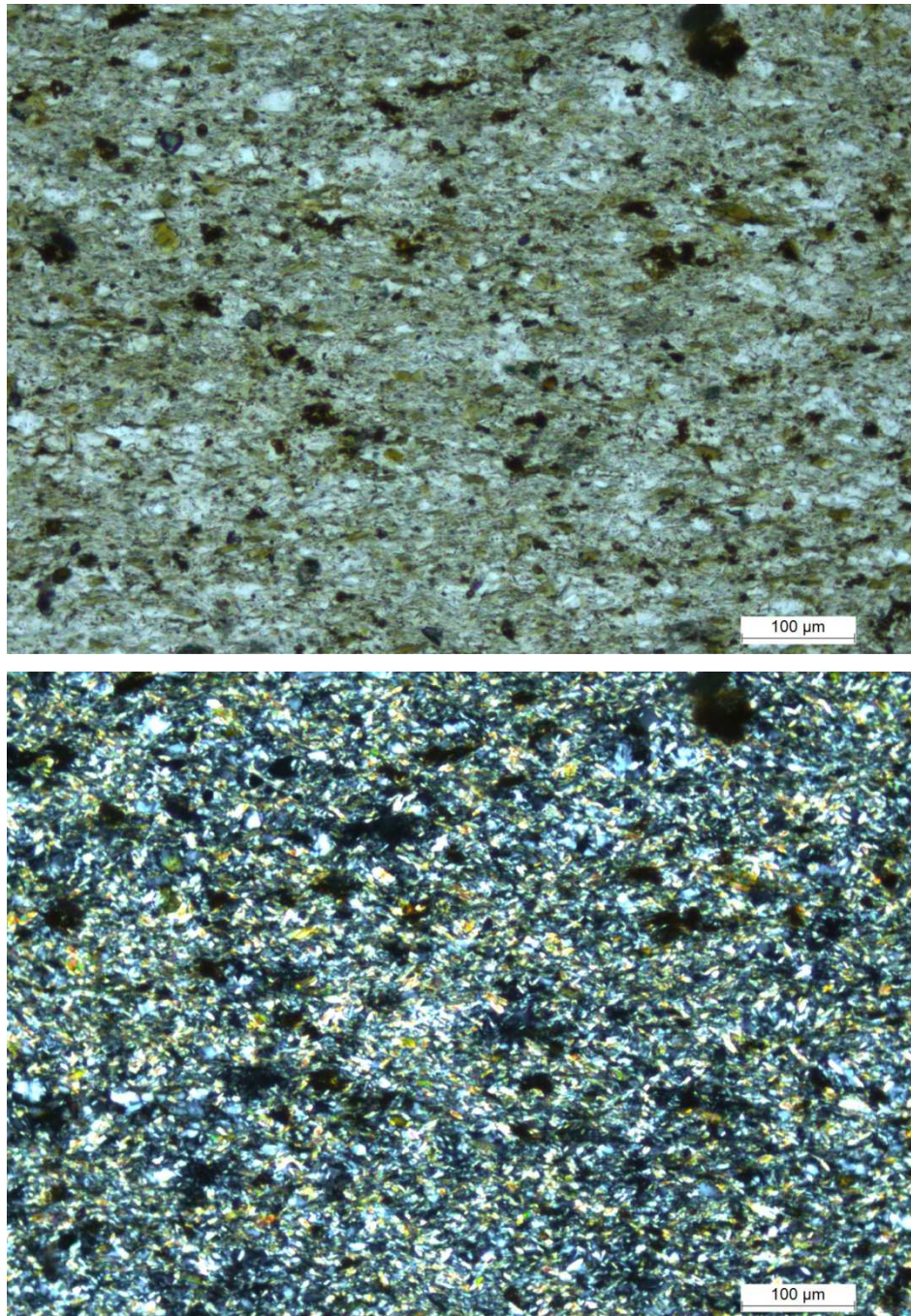


Fig.19. Limolita conteniendo clorita, compuesta principalmente por cuarzo y filosilicatos (sericita). Arriba: Microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: Microfotografía tomada con nicoles cruzados.

BIF (Formaciones de hierro bandeadas)

Estas litologías no están muy expuestas. Debido a la lixiviación del hierro, afloran principalmente fragmentos sueltos de cuarzo (chert) asociados a los BIF's. La roca presenta alternancia de bandas milimétricas de hematita y cuarzo, con predominio de hematita. El cuarzo tiene contactos rectos con uniones triples y algunos con borde difuso (lobulados). Estas rocas contienen clorita ferrosa como mineral accesorio.

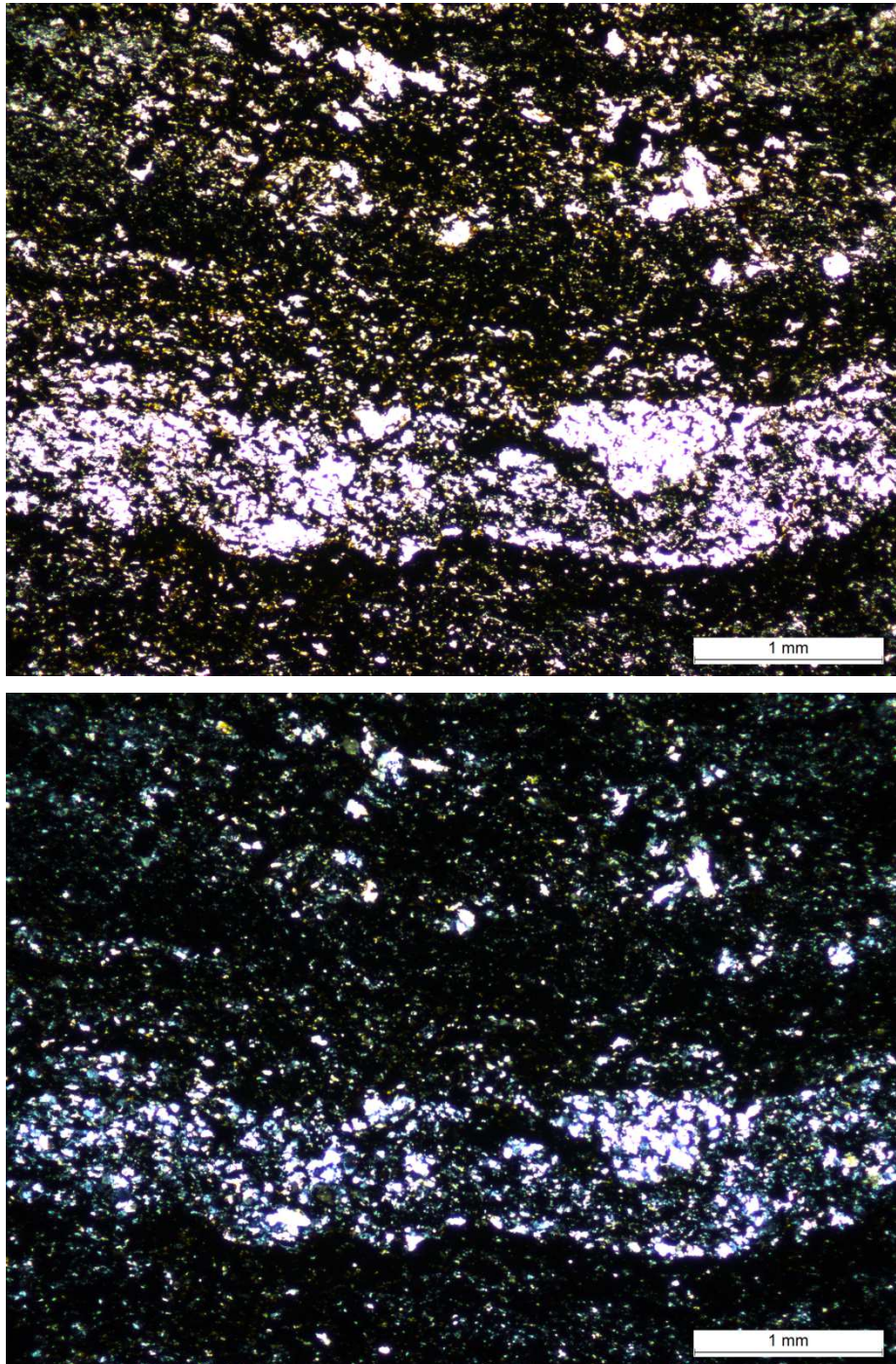


Fig.20. BIF. Banda de chert de 1mm entre bandas de hematita pulverulenta. Arriba: microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: microfotografía tomada con nicoles cruzados.

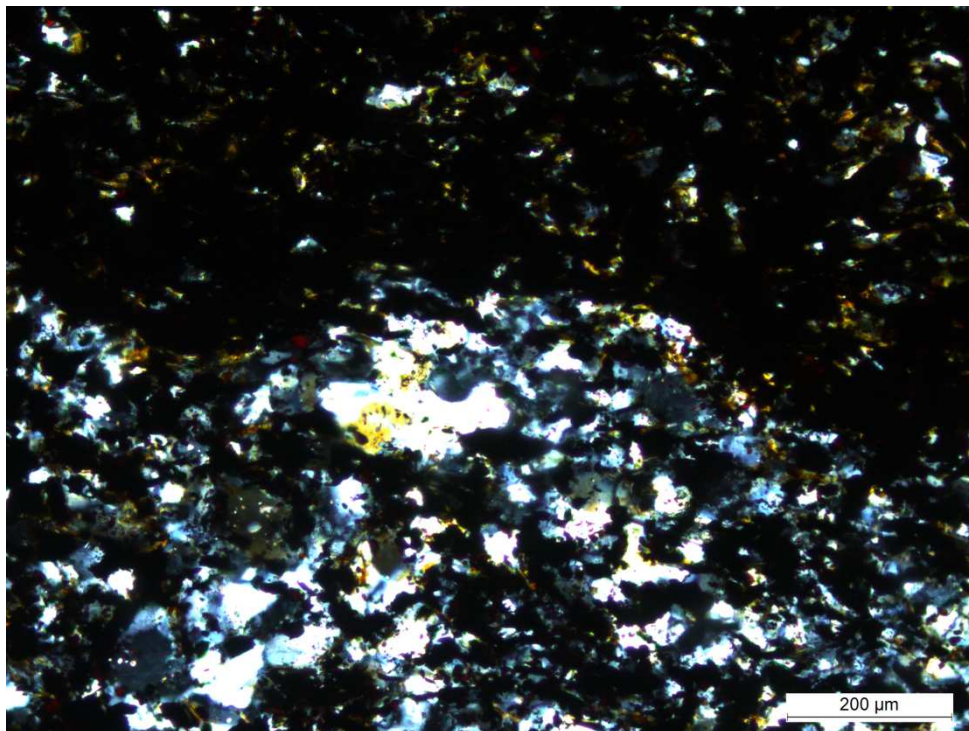
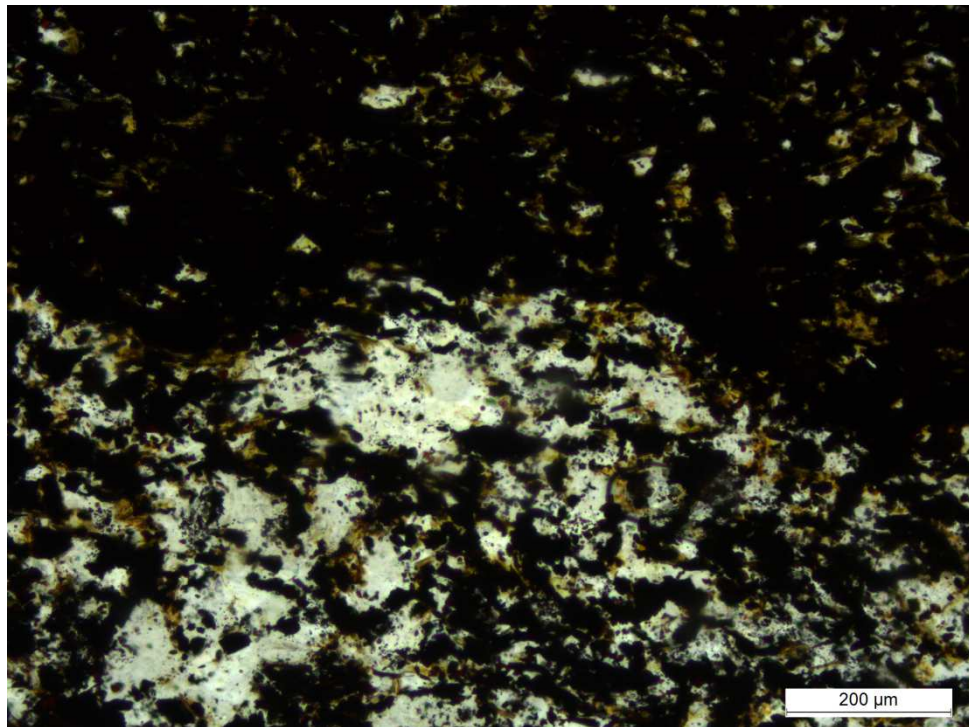


Fig.21. BIF. Detalle de chert y hematita. Arriba: Microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: Microfotografía tomada con nicoles cruzados.

5. 1. 3. Miembro calcáreo

5. 1. 3. 1. Definición

Representa el miembro superior de la Formación Manguera Azul y abarca un área mayor que el miembro dolomítico-siliciclástico, de acuerdo a los conocimientos actuales sobre esta nueva unidad litoestratigráfica.

Este miembro está afectado por sistemas de fallas y fracturas que, sumado al plegamiento que presentan los estratos, son responsables de los cambios en la actitud estructural de los mismos y de la formación de estructuras sinclinales y anticlinales locales.

Está constituido por calcisiltitos y calcarenitas, generalmente dolomíticos, y en menor proporción margas y dolosiltitos (fig.22). En el contacto con granitos intrusivos las calizas se encuentran marmorizadas (Skarn).

Las calcarenitas y calcisiltitos son de color gris azulado y gris oscuro a negro, con niveles masivos y laminados internamente. En algunos niveles se observa estratificación cruzada tipo hummocky y estratificación convoluta (slumps).

Es muy común la asociación de estratos decimétricos de caliza intercalados rítmicamente con estratos menos potentes de dolomía. Al igual que en el miembro dolomítico-siliciclástico, la potencia relativa de calizas y dolomías en estas ritmitas puede variar localmente. Las dolomías corresponden principalmente a dolosiltitos que presentan iguales características que los presentes en el miembro dolomítico-siliciclástico.

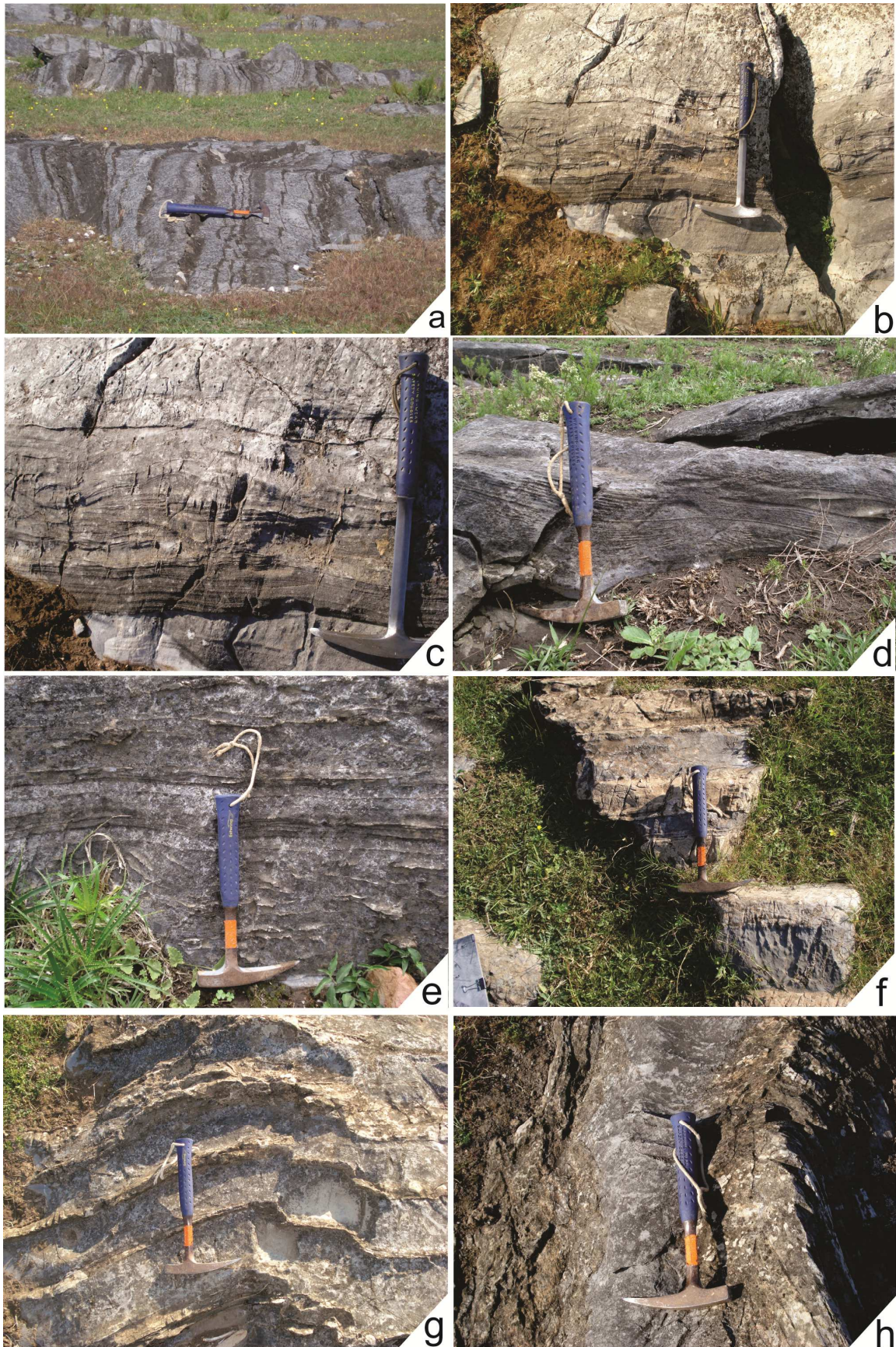


Fig.22. Litologías pertenecientes al Miembro calcáreo. **a:** afloramiento de calcarenitas gris azuladas; **b y c:** calcarenitas y calcisiltitos con estratificación cruzada tipo hummocky; **d:** calcarenitas estratificadas con posible hummocky; **e:** deformación de un estrato de calizas laminadas con base y techo planos. Slumps. **f:** intercalación rítmica de estratos decimétricos de calizas y dolomías; **g:** estratos levemente deformados de calizas intercaladas con niveles centimétricos más dolomíticos; **h:** pliegue de arrastre por falla sinistral en ritmita caliza-dolomía.

5. 1. 3. 2. Petrografía

Para este miembro se analizaron 10 láminas delgadas que se detallan a continuación con sus respectivas microfotografías.

Calcsiltito dolomítico

Son las rocas dominantes de la Formación Manguera Azul. Es llamativo el color gris azulado que generalmente presentan. La calcita es el principal componente de estas rocas (80% o más). La dolomita es el segundo mineral en abundancia, representando un 15% aproximadamente, y el cuarzo representa como máximo el 5% de los minerales que componen estas rocas.

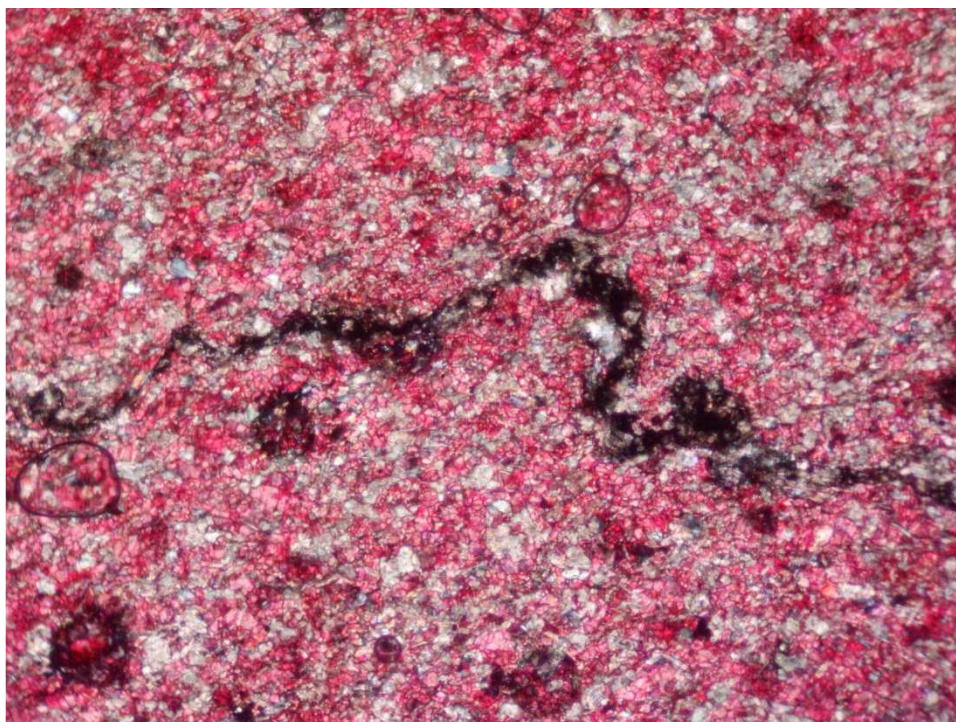


Fig. 23. Estilolito en calcsiltito dolomítico. Muestra teñida con Rojo de Alizarina. Microfotografía tomada con nicoles cruzados. Ancho de foto= 1mm.

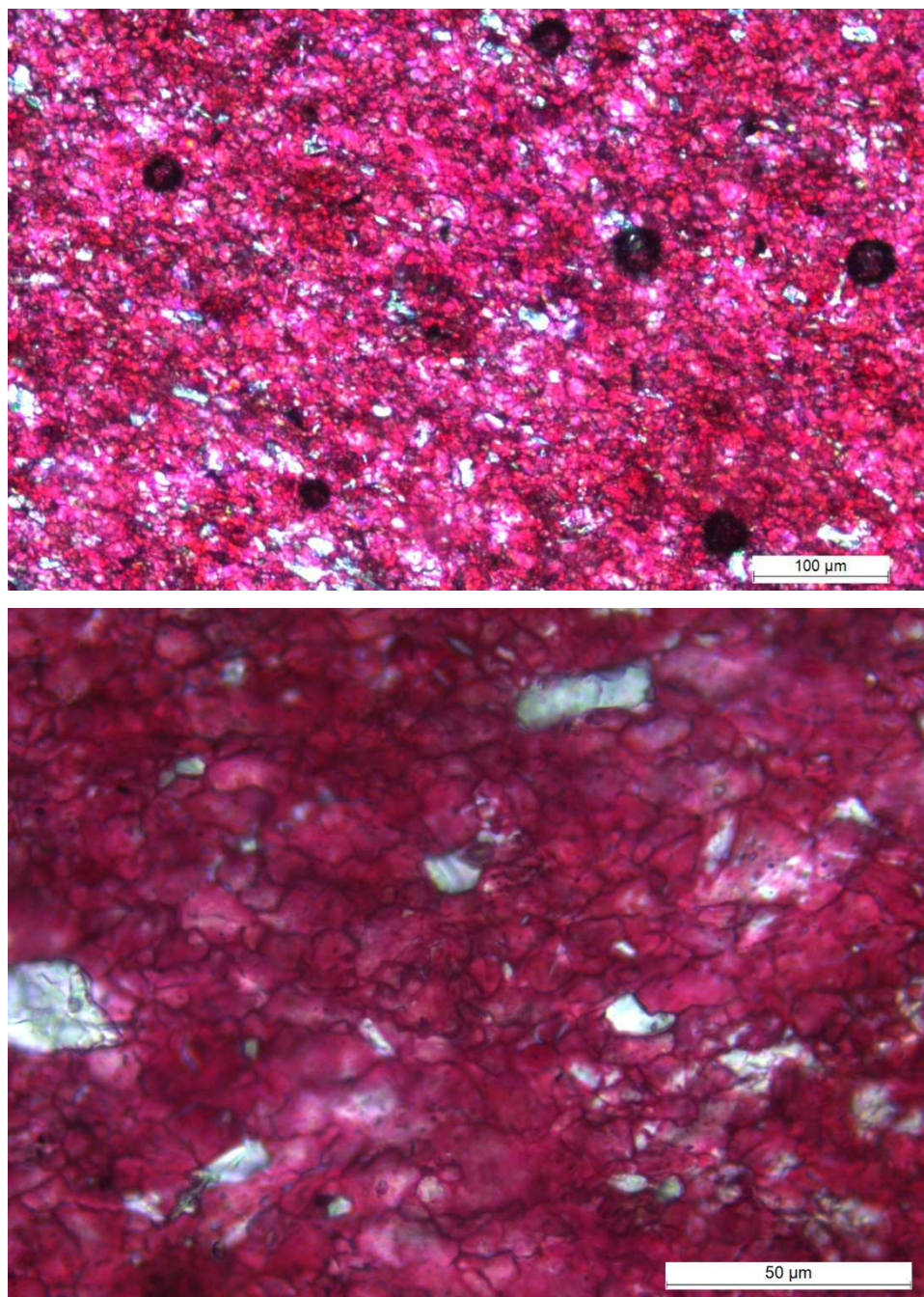


Fig. 24. Calcisiltito dolomítico. Muestra teñida con Rojo de Alizarina. Arriba: microfotografía tomada con nicoles cruzados. Abajo: Detalle de granos de dolomita en matriz calcítica. Microfotografía tomada con luz natural.

Ritmita caliza-dolomía

Presenta alternancia de bandas calcíticas y bandas dolomíticas. Estas bandas son fácilmente distinguibles a escala de afloramiento debido a la meteorización diferencial que presentan, mayor en las bandas calcíticas que en las dolomíticas. En las microfotografías se observan pasajes transicionales de calcarenitas dolomíticas finas a dolosiltitos y dolarenitas finas, así como contactos netos entre bandas. Presenta también granos de cuarzo en porcentaje considerable y muscovita.

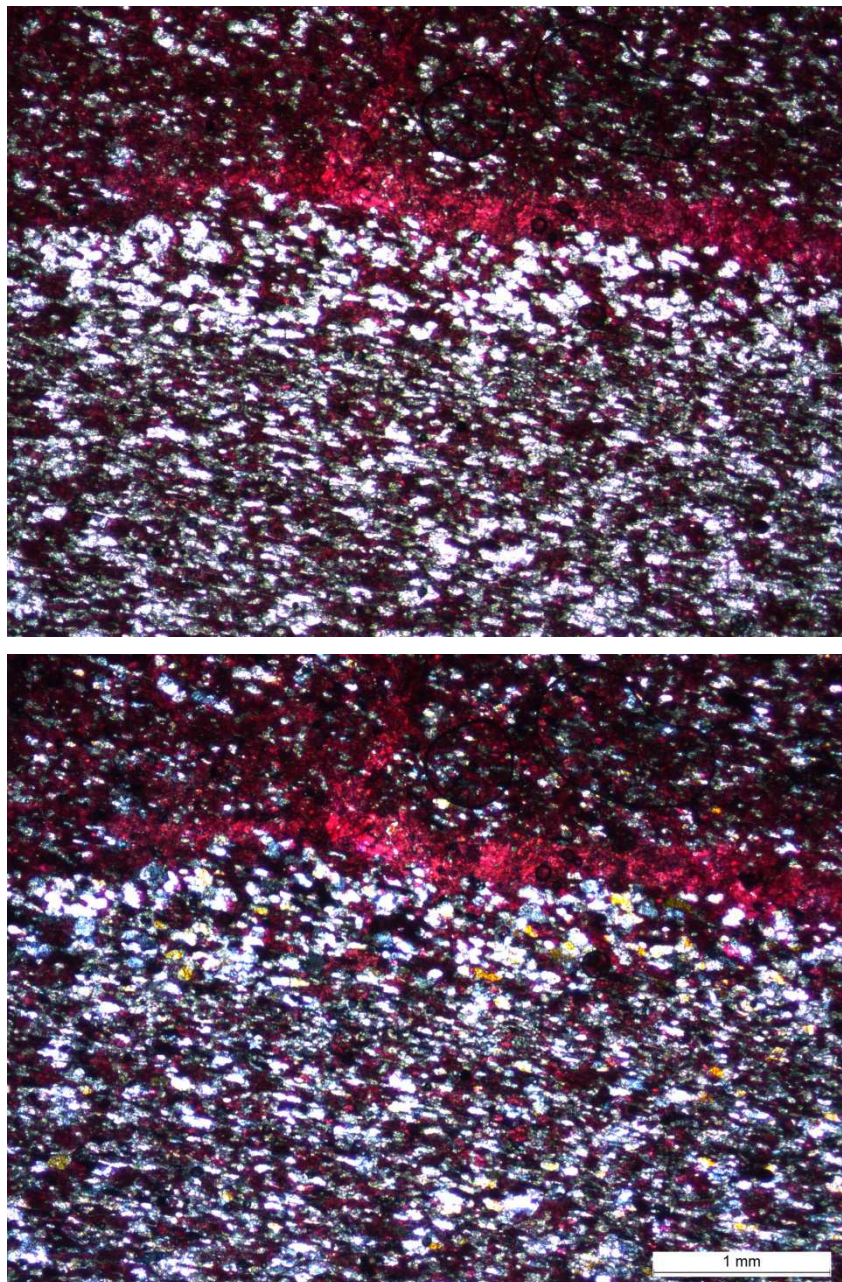


Fig. 25. Ritmita. Muestra teñida con Rojo de Alizarina. Arriba: Microfotografía tomada con nicols paralelos. Abajo: Microfotografía tomada con nicols cruzados.

Margas

Presentan calcita y cuarzo en porcentajes iguales, con bajo contenido de dolomita. Son de color gris, verde, y a veces de aspecto similar a las dolomías por su color rosado a naranja claro y por presentar mayor resistencia a la meteorización respecto a las calizas. El tamaño de grano mayor llega en algunos casos a arena fina, predominando los tamaños limo medio a grueso.

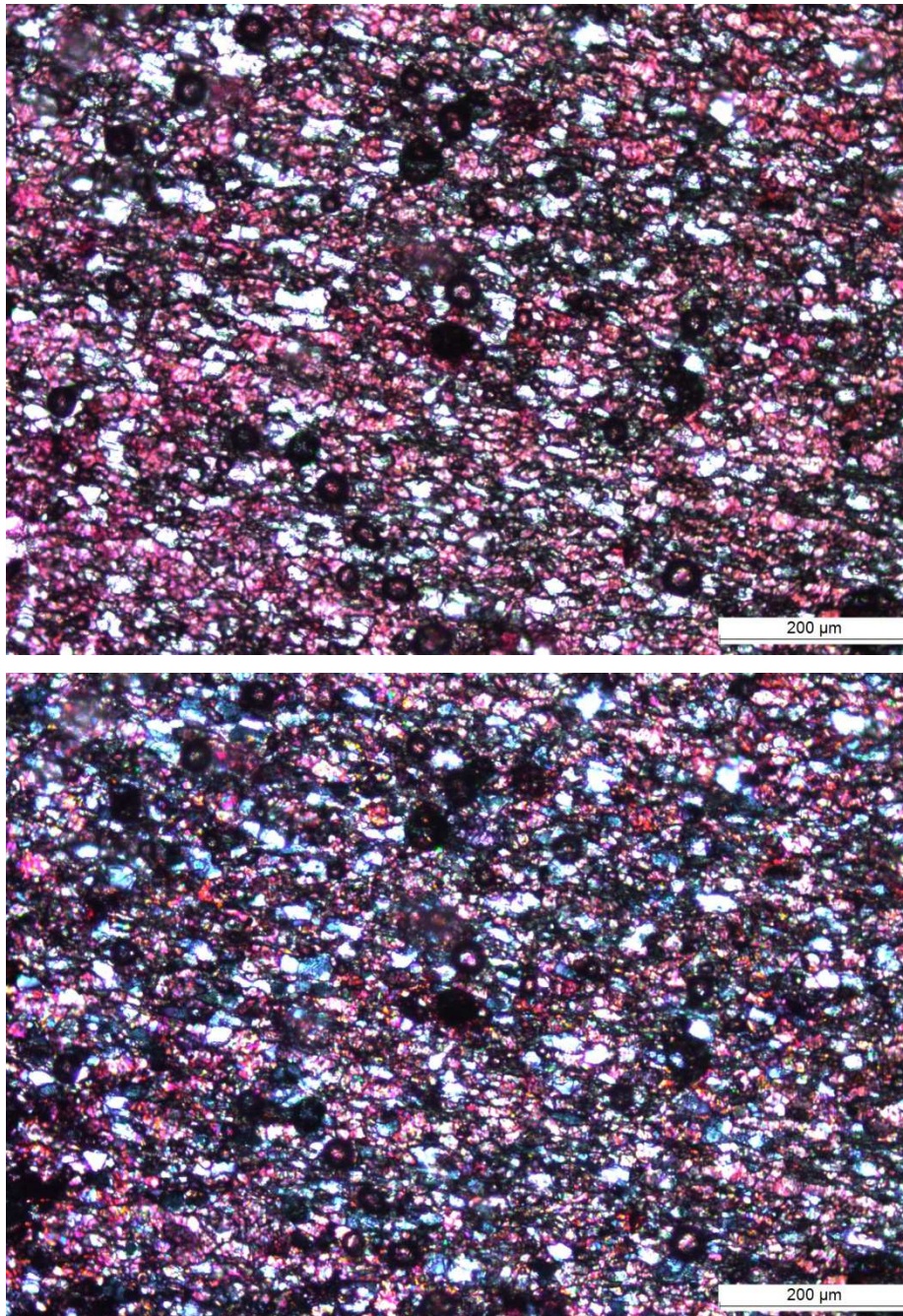


Fig. 26. Marga. Muestra teñida con Rojo de Alizarina. Arriba: Microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: Microfotografía tomada con nicoles cruzados.

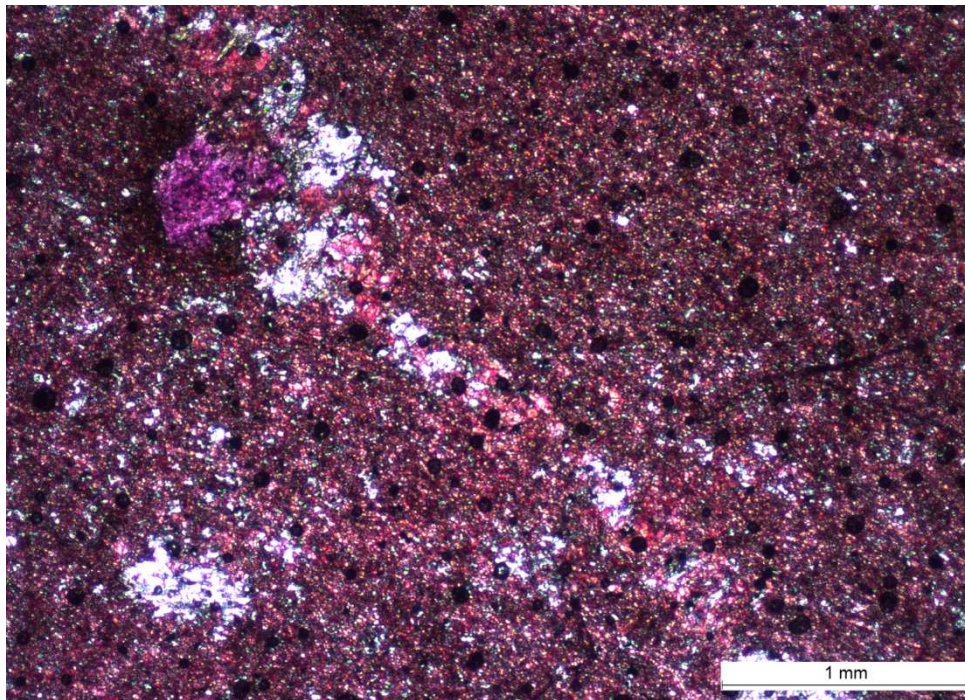


Fig.27. Recristalización de calcita (arriba a la izquierda) en marga, en el contacto con venilla de cuarzo. Muestra teñida con Rojo de Alizarina. Microfotografía tomada con nicoles paralelos.

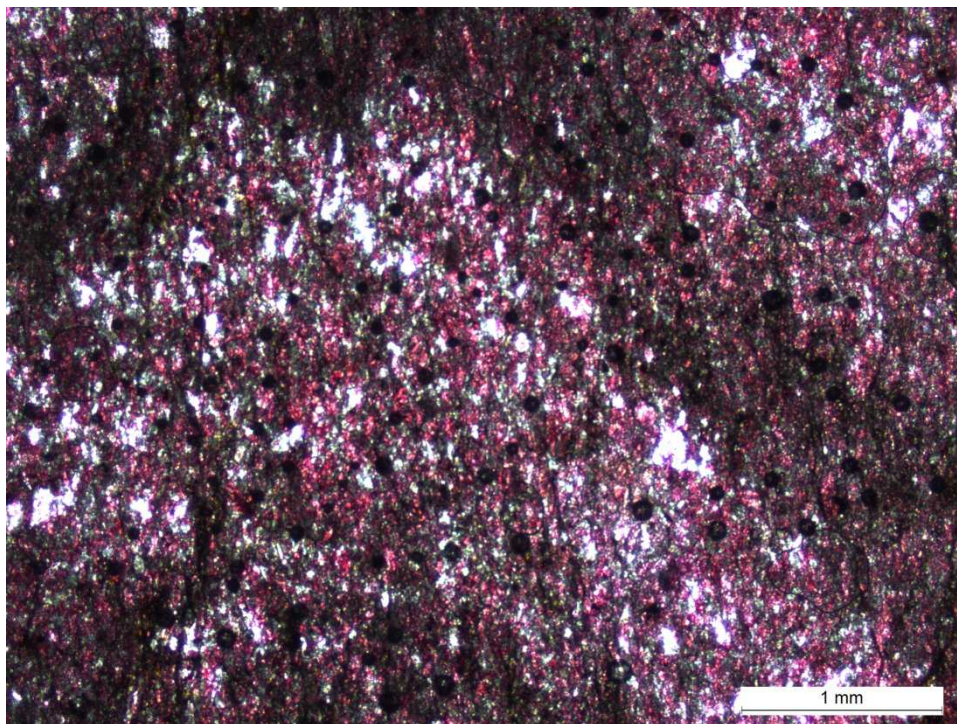


Fig. 28. Microplegamiento en marga bandeada con desarrollo de clivaje (S1; en sentido vertical). Muestra teñida con Rojo de Alizarina. Microfotografía tomada con nicoles paralelos.

Mármoles

Estas rocas se encuentran en contacto o cerca del Granito Lavaderos. Son rocas muy tenaces y en general son de color blanco. Presentan textura granoblástica, conformadas por calcita como componente principal. Se componen además de dolomita y tremolita. La tremolita desarrolló maclas polisintéticas en algunos cristales.

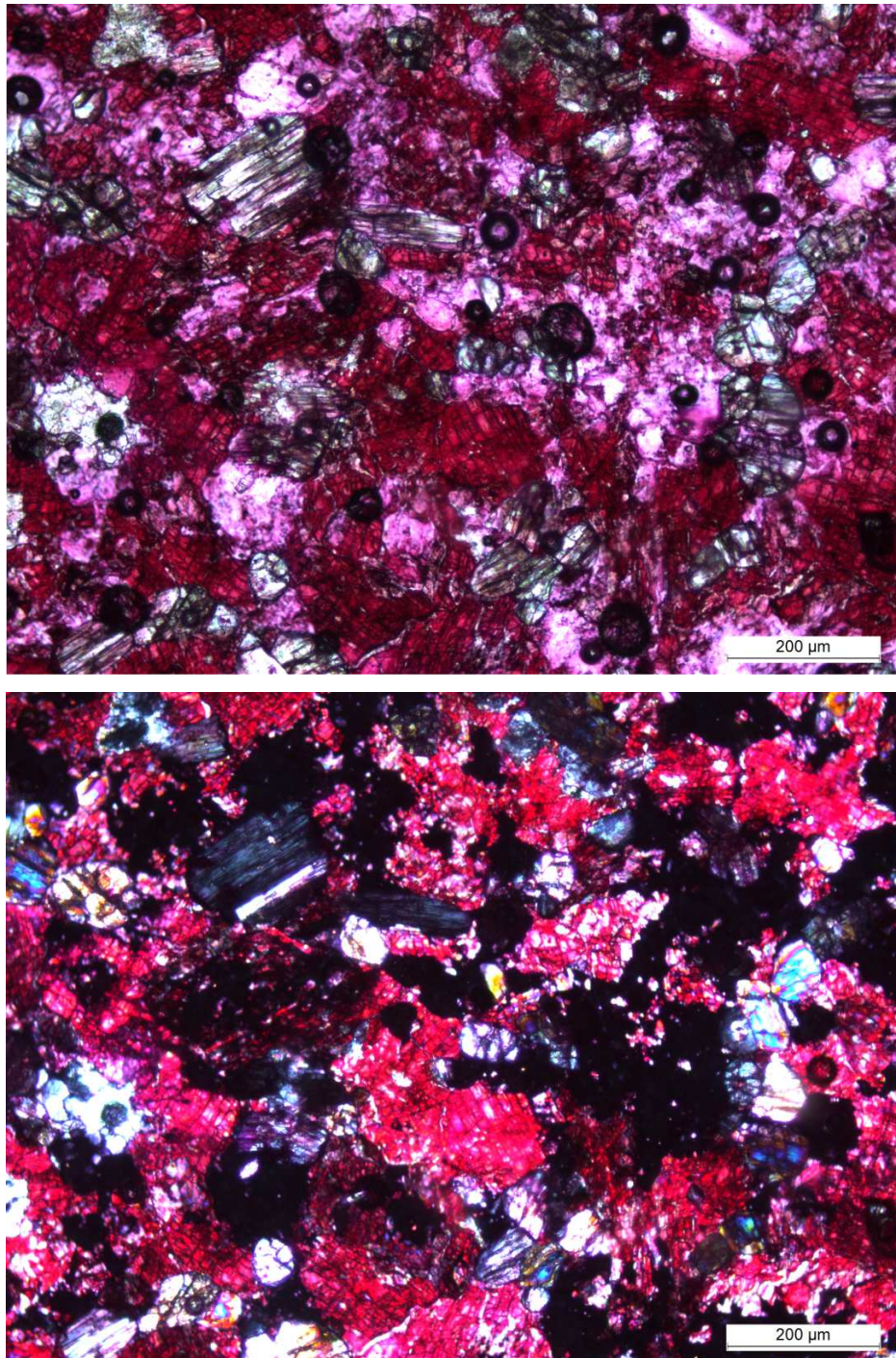


Fig. 29. Mármol. Muestra teñida con Rojo de Alizarina. Arriba: microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: microfotografía tomada con nicoles cruzados.

5. 2. Granitos intrusivos

Dos complejos graníticos de características y edad diferentes intruyen en la secuencia sedimentaria de Manguera Azul. Además del Granito de Polanco o Complejo de Polanco (Preciozzi et al., 1981) que fuera descrito por diversos autores (Preciozzi et al., 1985; Bossi & Navarro, 1991), se define en este trabajo otro cuerpo granítico denominado “Granito Lavaderos”.

5. 2. 1. Granito de Polanco

Es una roca gris de grano medio, constituido por ortosa, oligoclasa, cuarzo, biotita y hornblenda. El macizo tiene características relativamente homogéneas en toda su extensión, si bien presenta variaciones mineralógicas y texturales, principalmente hacia los bordes, donde se enriquece en ferromagnesianos y presenta filones de microgranito rosado (Bossi & Navarro, 1991).

Se destaca la aureola de contacto en el borde NE de este macizo, cerca de la localidad de Polanco, donde se desarrollaron mármoles sacaroides de excelente calidad, producto del metamorfismo de contacto con calizas grises de grano fino (Bossi & Navarro, 1991).

Se obtuvo para este granito una edad Rb-Sr de 530 ± 15 Ma (Umpierre y Halpern, 1971), que luego fue recalculada con una nueva constante de desintegración ($R_0=0,798$), quedando en 548 ± 15 Ma (Bossi et al., 1998).

5. 2. 2. Granito Lavaderos

Este granito, a diferencia del Granito de Polanco, aflora en bochas aisladas que tienen poca expresión (fig.30), encontrándose en una depresión del terreno respecto a las rocas carbonáticas encajantes. En las fotos aéreas se observa además que este granito es cortado por el Granito de Polanco. También se desarrolló una aureola de contacto en sus bordes donde se observan carbonatos marmorizados de color blanco principalmente (Skarns; Fig. 29).

Se trata de un granito gris de grano medio a grueso, muy rico en anfíbol. Se estudiaron dos cortes petrográficos del Granito Lavaderos a partir de los que se estima la concentración de los minerales que lo componen en toda su extensión. Este macizo se compone de cuarzo (15 a 30%), feldespato potásico (35 a 45%), plagioclasa (10 a 15%) y anfíbol (10 a 35%). Como accesorios contiene minerales opacos, biotita y esfeno. Los feldespatos potásicos y las plagioclasas se encuentran sericitizados (ver figuras 31, 32 y 33). Tanto en las láminas delgadas como en el

terreno se observó que este granito presenta variaciones en su textura y composición mineralógica, con facies de grano más fino muy ricas en anfíbol y otras con una composición cuarzo-sienítica.

El hecho de que sea un granito alcalifeldespático, sin deformación, con presencia de facies sieníticas, sumado a la interpretación de los análisis geoquímicos que indican que es un granito subalcalino a alcalino, peraluminoso, y utilizando diagramas de discriminación tectónica, sugiere que puede tratarse de un granito anorogénico.



Fig.30. Afloramiento del Granito Lavaderos.

Arriba: afloramiento en bochas del Granito Lavaderos. Al fondo se observa el Granito de Polanco, topográficamente más elevado y con cobertura de monte nativo.

Abajo: detalle del afloramiento del Granito Lavaderos.

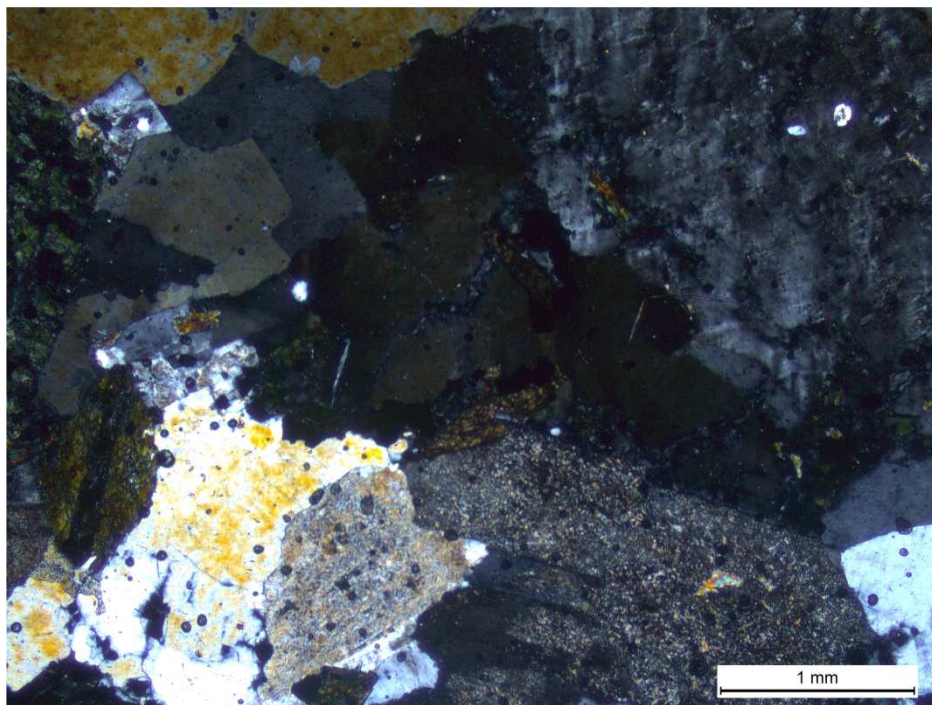
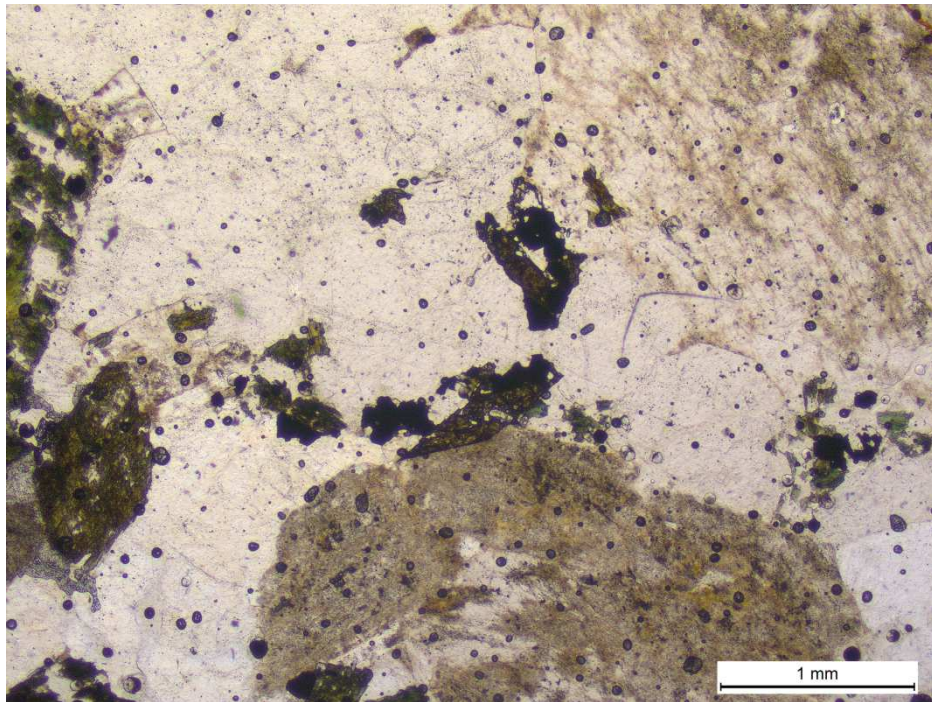


Fig. 31. Granito Lavaderos. Facies de grano grueso. Arriba: microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: microfotografía tomada con nicoles cruzados.

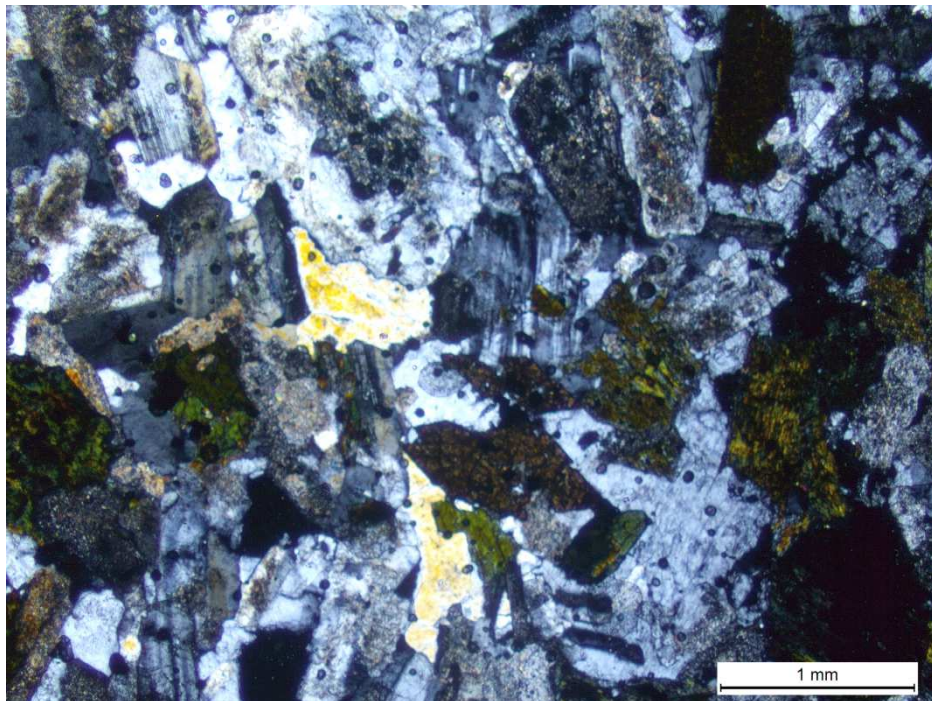
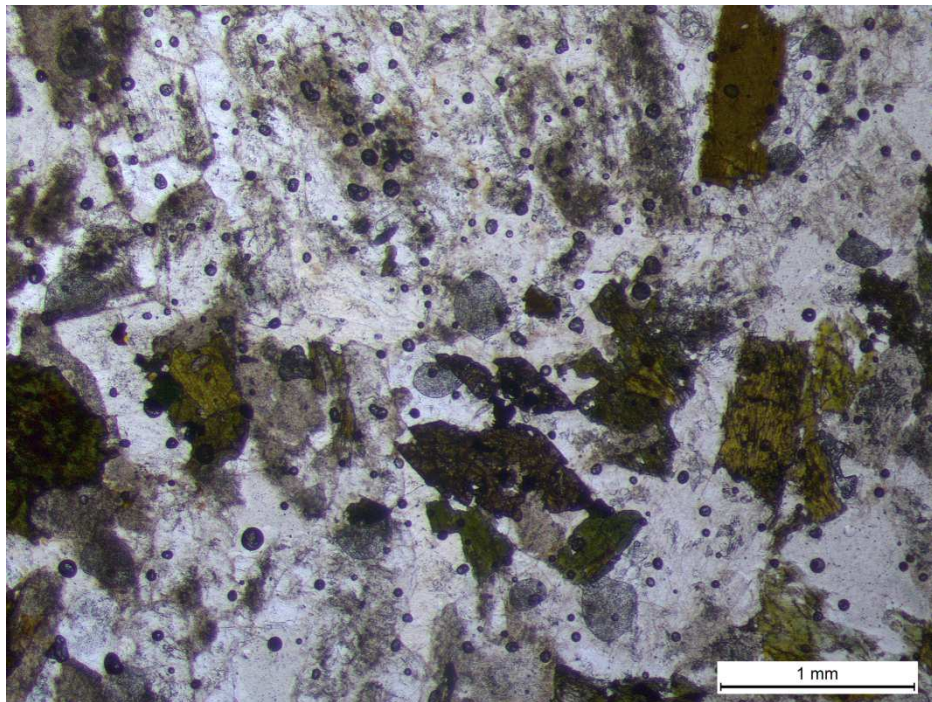


Fig. 32. Granito Lavaderos. Facies de grano más fino. Arriba: microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: microfotografía tomada con nicoles cruzados.

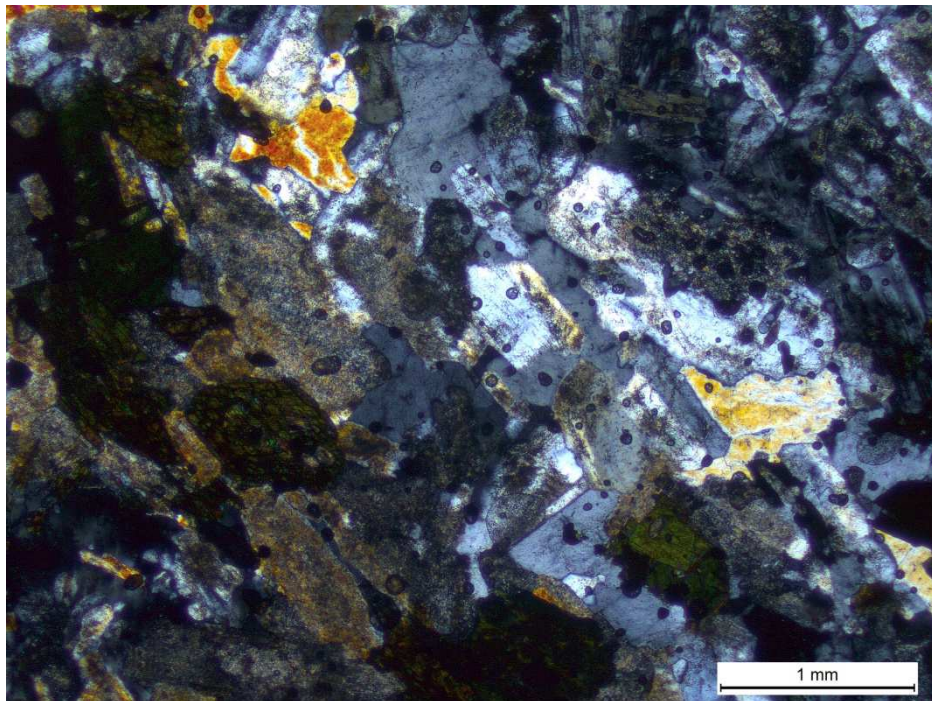
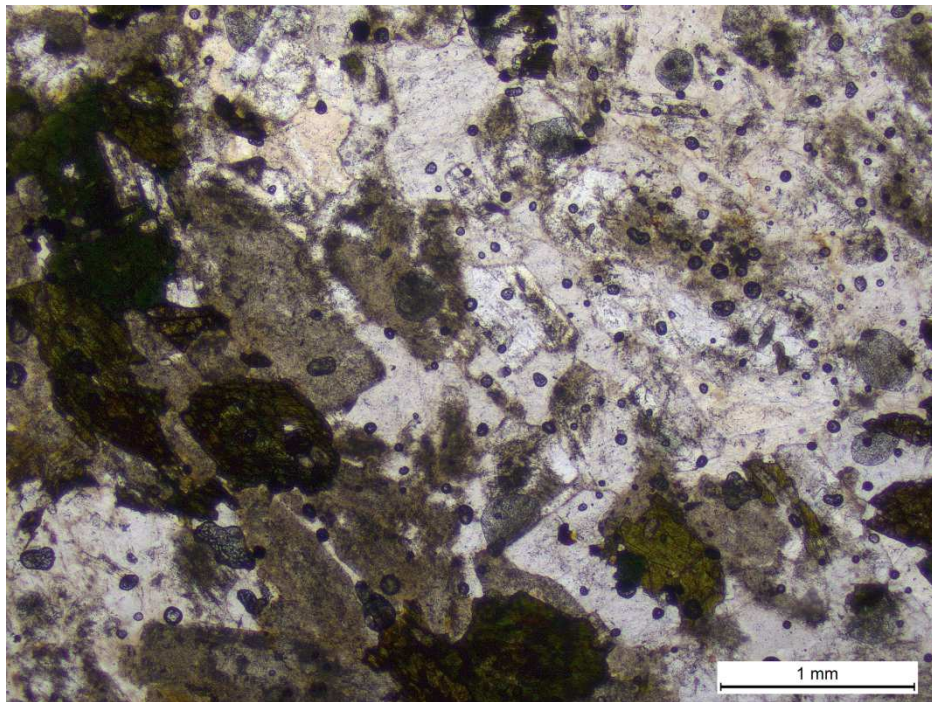


Fig. 33. Granito Lavaderos. Facies de grano más fino. Arriba: microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: microfotografía tomada con nicoles cruzados.

5. 2. 2. 1. Geoquímica

Se analizaron 5 muestras del Granito Lavaderos por fluorescencia de rayos X (Tabla 1). Según el diagrama de álcalis vs sílice (Mac Donald y Katsura, 1964; Irvine y Baragar, 1971) cuatro muestras caen en el campo de las rocas subalcalinas y solo una cae en el campo de las alcalinas, pero muy próxima al límite con las rocas subalcalinas. El índice de aluminosaturación ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$) indica que se trata de un granito peraluminoso. Según los diagramas de discriminación de Pearce et al. (1984) los valores caen en el campo de los granitos de intraplaca (WPG) y de arco volcánico (VAG) (fig.34).

Se midieron 40 circones de una muestra del Granito Lavaderos (muestra MAZ 59), analizados por el método U-Pb LA-ICP-MS (Laser ablation-Inductively coupled plasma-Mass spectrometry). A partir de este análisis se obtuvo una edad concordante de 610 ± 3 Ma (Dirk Frei, com. pers. 2011).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	MnO	CaO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total	Y	Rb	Nb
MAZ 15	56,19	19,84	0,84	3,02	0,12	4,76	7,36	3,40	2,73	0,39	1,02	99,67	35	113	7
MAZ 59	64,70	14,42	0,71	2,13	0,08	2,51	5,22	3,26	4,08	0,32	1,4	98,83	38	118	30
MAZ 60	68,07	15,74	0,52	1,71	0,07	0,79	3,66	4,15	4,54	0,25	1,3	100,78	35	155	14
MAZ 63	57,60	14,55	0,88	3,08	0,08	4,44	7,1	3,41	4,31	0,52	4,14	100,11	39	139	20
MAZ 64	69,39	14,00	0,37	1,34	0,05	1,93	3,1	3,45	4,48	0,17	1,05	99,34	39	170	11

Tabla 1. Concentración de elementos mayores del Granito Lavaderos (expresado en % en peso de los óxidos) y de tres elementos traza (Y, Rb y Nb; expresado en ppm) utilizados como discriminantes tectónicos.

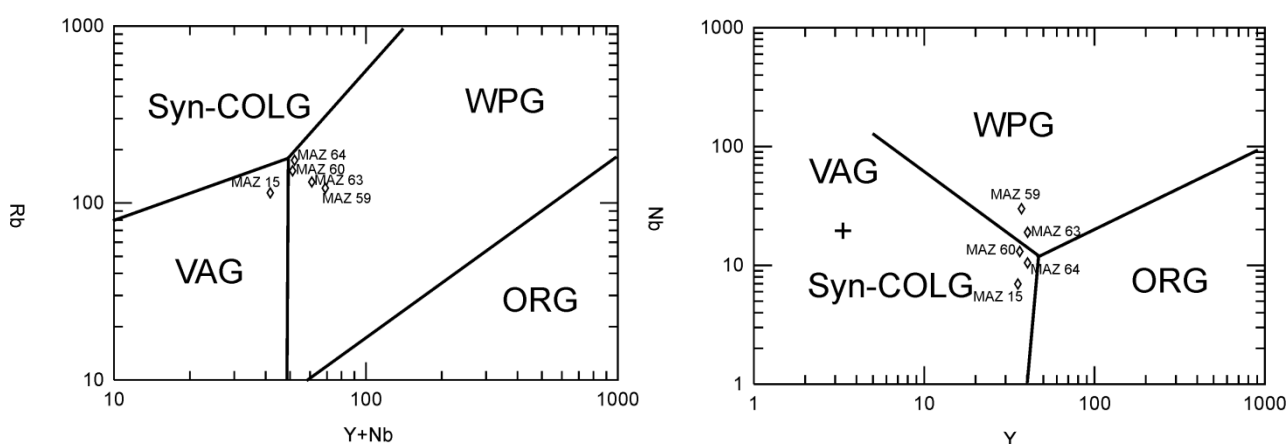


Fig. 34. Muestras del Granito Lavaderos ploteadas en los diagramas de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984).

5. 3. Complejo Tapes

Comprende un conjunto de rocas metamórficas para y ortoderivadas. En terreno se observaron meta-areniscas intercaladas con carbonatos finos (mármoles), micaesquistos biotíticos, anfibolitas y esquistos tremolíticos y talcoesquistos. Se observaron pasajes graduales entre las meta-areniscas y los micaesquistos biotíticos (fig.35).

Este conjunto de rocas se correlaciona con algunos de los metamorfitos mencionados por Preciozzi y Fay (1988) y por Díaz et al. (1990). Éstos últimos agruparon los metamorfitos dentro de dos conjuntos de rocas a los que les llamaron “Rocas verdes de grado medio a bajo de Pueblo Colón” y “Rocas verdes de bajo grado del Arroyo Tapes Grande”. Gaucher et al. (2013) denominan a esta sucesión como “Complejo Tapes”, y le asignan una edad entre aprox. 1320 y 1250 Ma, en base a la datación de zircones detríticos de una metaarenisca volcanoclástica por U-Pb SIMS y considerando que el Complejo Tapes es afectado por el cabalgamiento de Zapicán de 1253 ± 32 Ma, K-Ar en muscovita sincinemática.

Se realizó una lámina delgada de un micaesquisto y otra de un esquisto tremolítico. En el micaesquisto se observan bandas compuestas principalmente de cuarzo y otras ricas en muscovita y biotita. Presenta además feldespato potásico y clorita en bajos porcentajes. El esquisto tremolítico presenta tremolita como principal componente, seguido por talco y minerales opacos. Se trata de un esquisto tremolítico talcoso (figs.38 y 39).



Fig. 35. Meta-areniscas intercaladas con micaesquistos biotíticos. Ver figs.36 y 37 (lámina delgada).

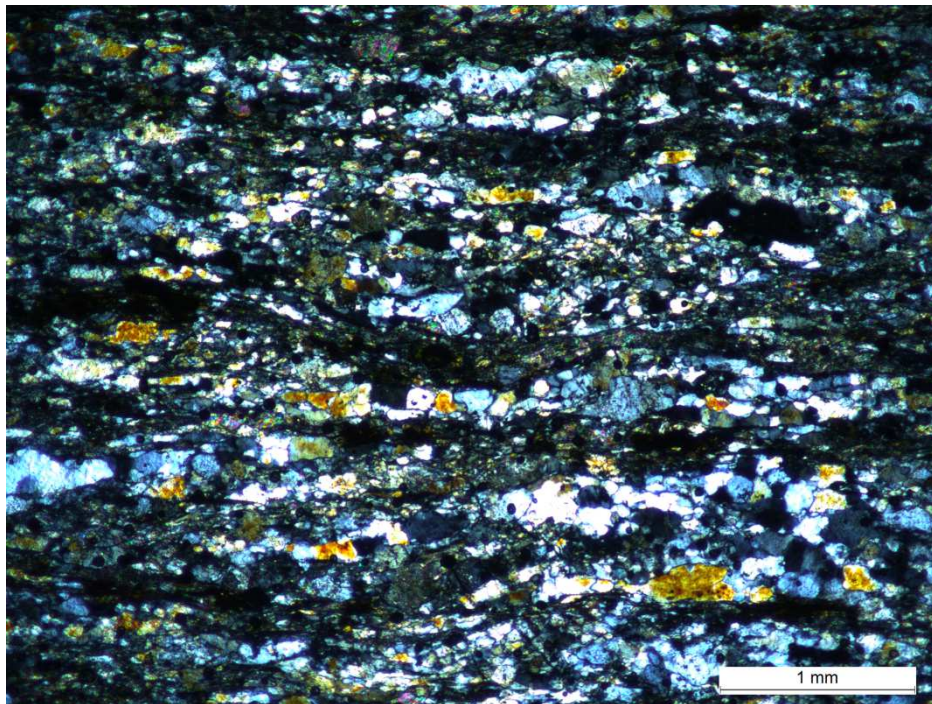
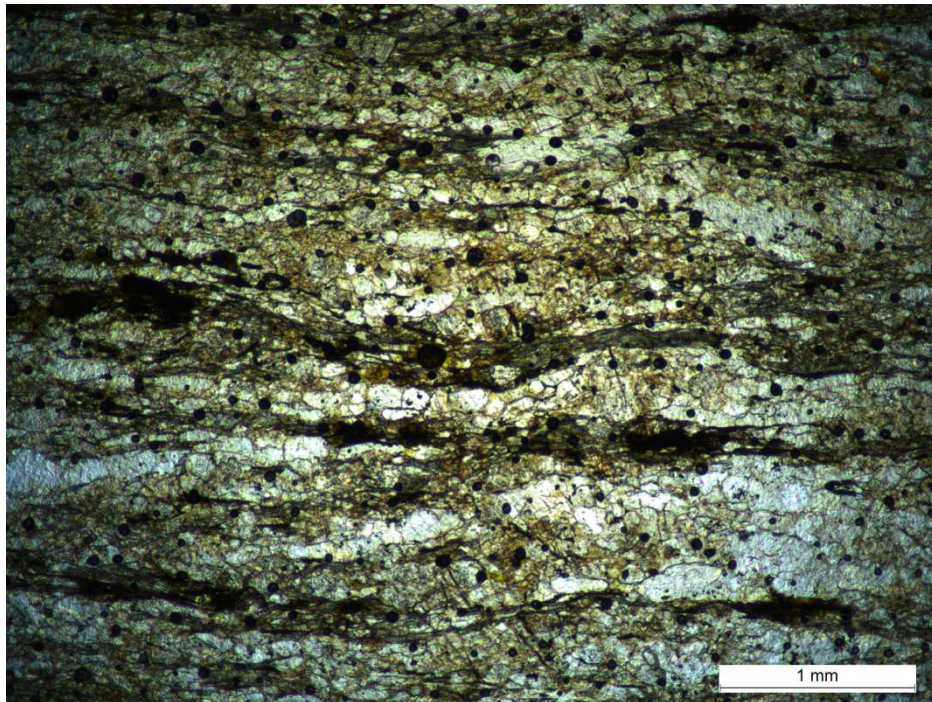


Fig. 36. Micaesquisto. Se observan bandas compuestas principalmente de cuarzo y otras ricas en muscovita y biotita. Arriba: microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: microfotografía tomada con nicoles cruzados.

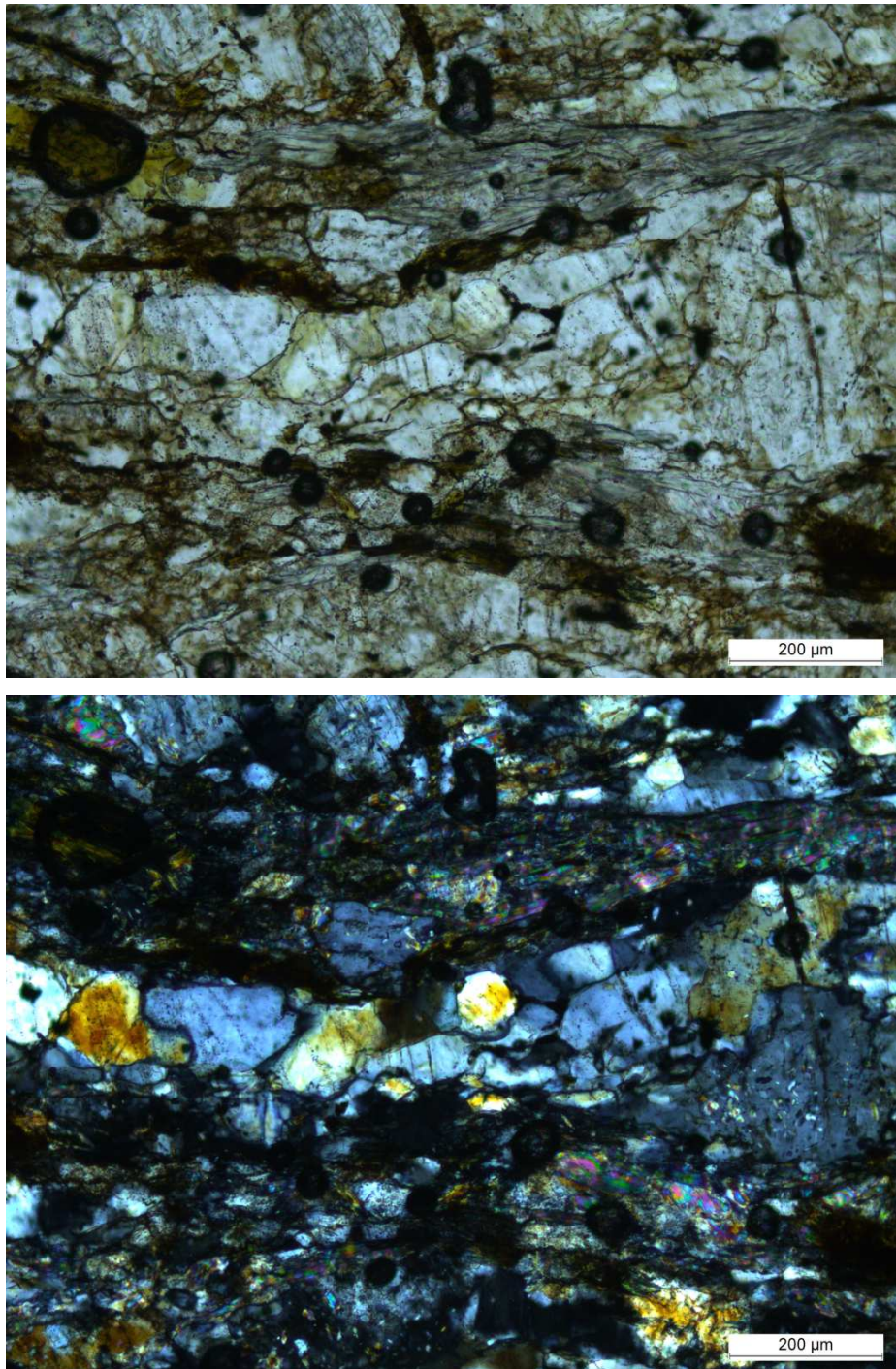


Fig. 37. Micaesquisto. Detalle de lámina anterior. Arriba: microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: microfotografía tomada con nicoles cruzados.

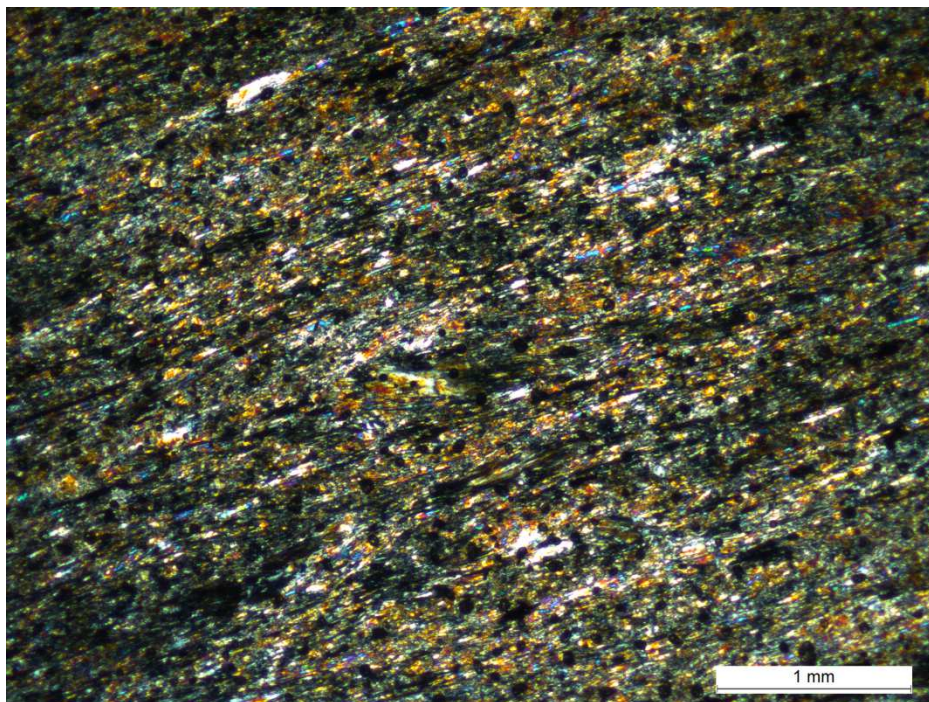
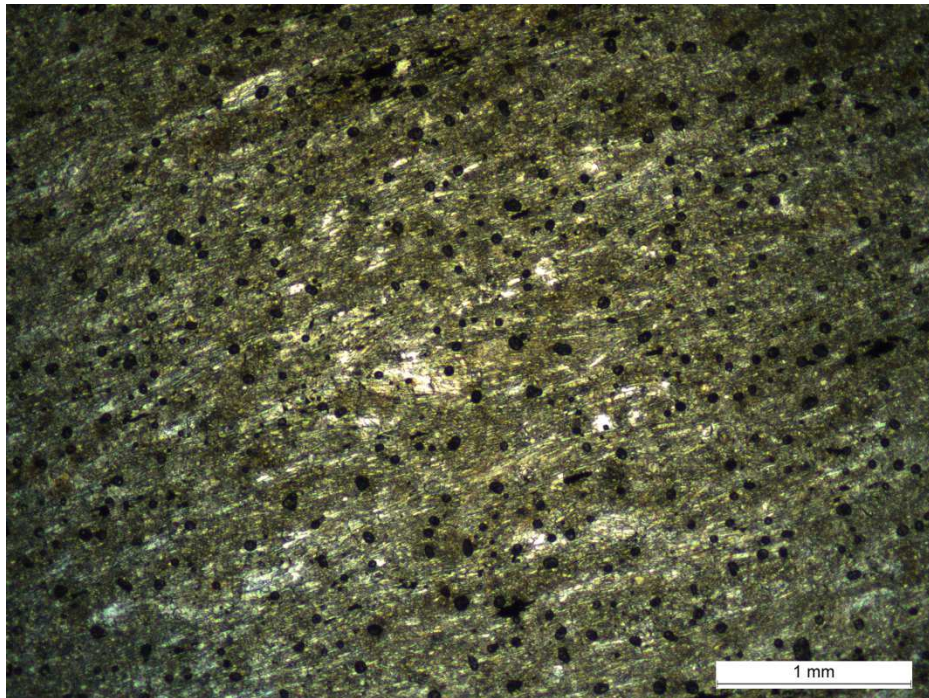


Fig. 38. Esquisto tremolítico talcoso. Arriba: microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: microfotografía tomada con nicoles cruzados.

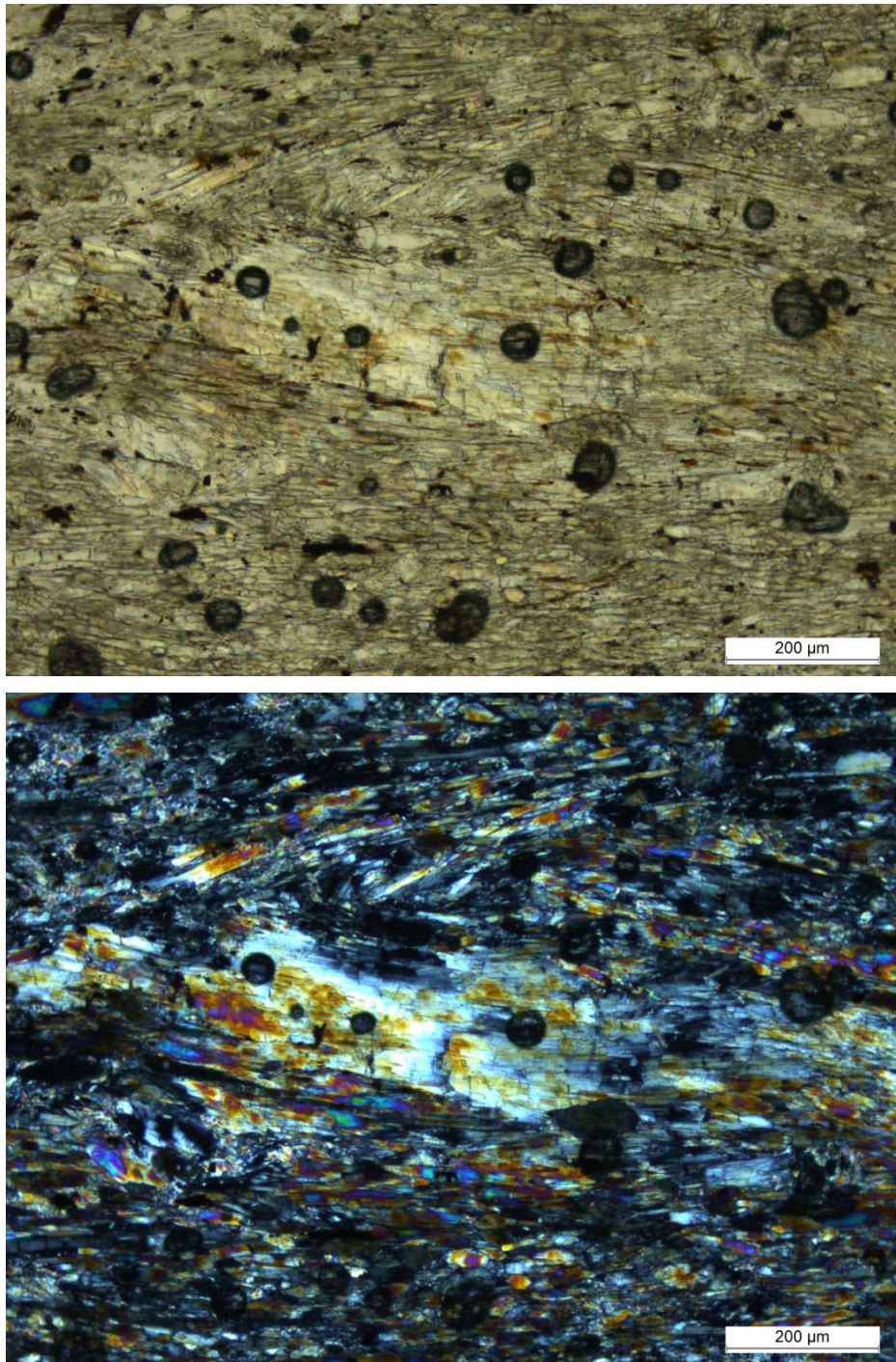


Fig. 39. Esquisto tremolítico talcoso. Detalle de lámina anterior. En el centro de la foto se observa un cristal de tremolita de gran tamaño. Arriba: microfotografía tomada con nicoles paralelos. Abajo: microfotografía tomada con nicoles cruzados.

5. 4. Cabalgamiento Zapicán

Si bien no se trata de una unidad litoestratigráfica, se describe aquí por su importancia regional.

El mapeamiento geológico muestra que la formación Manguera Azul está afectada por un cabalgamiento regional datado en 1253 ± 32 Ma, edad obtenida por el método K-Ar en muscovita sincinemática de pegmatitas que cristalizaron a lo largo de los planos de cabalgamiento (datado por Cingolani, en Bossi et al., 1998; Bossi & Cingolani 2009; fig.40).

Este cabalgamiento representa el contacto de la sucesión siliciclástica ultramáfica (Complejo Tapes) descrita anteriormente por encima de la Formación Manguera Azul.

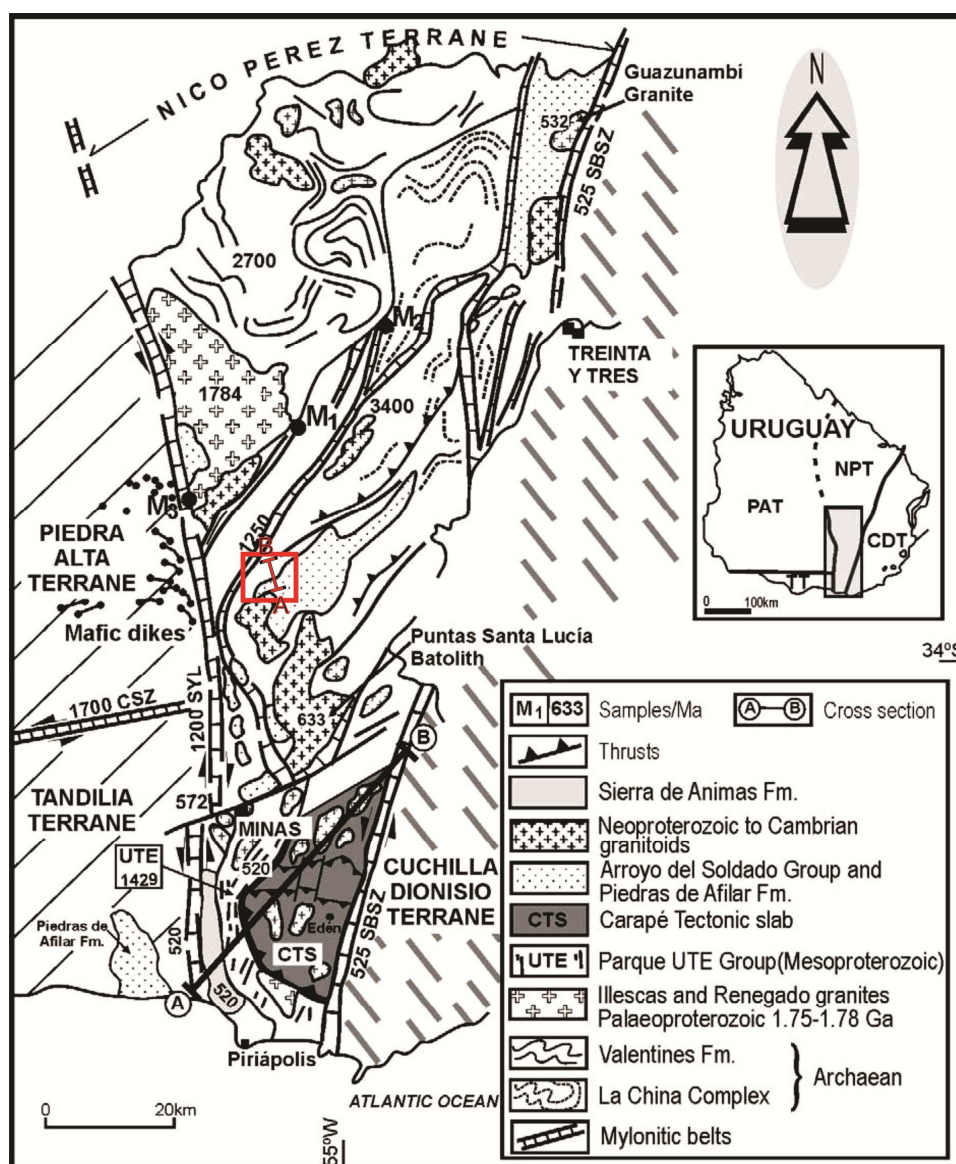


Fig.40. Unidades geológicas principales y límites del Terreno Nico Pérez. CSZ: Zona de Cizalla Colonia; SBSZ: Zona de Cizalla Sierra Ballena; SYL: Lineamiento Sarandí del Yí. En rojo se enmarca el área estudiada en este trabajo y el corte geológico A-B. Al NW de la zona de estudio se observa el cabalgamiento Zapicán. Modificado de Bossi & Cingolani (2009).

6. QUIMIOESTRATIGRAFIA

6.1. Introducción

El estudio de las variaciones en la composición química de los sedimentos y rocas sedimentarias tiene diversas aplicaciones en la investigación del registro rocoso, tales como la reconstrucción de paleoambientes, determinación de ambientes tectónicos de las cuencas sedimentarias, datación indirecta, y establecer correlaciones regionales o globales con otras unidades sedimentarias (Jacobsen & Kaufman, 1999; McArthur et al., 2001; Halverson et al., 2007, 2010).

En este trabajo se analizaron los valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ y las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de calizas y dolomías de origen marino pertenecientes a la Formación Manguera Azul.

El $\delta^{13}\text{C}$ puede utilizarse para determinaciones geocronológicas, pero deben utilizarse otros criterios complementarios para acotar la edad (bioestratigrafía, edad absoluta de rocas intrusivas o fallas que corten la secuencia, etc.). Una vez que la edad está acotada es posible ajustarla mediante la comparación con curvas globales de $\delta^{13}\text{C}$. El valor de $\delta^{13}\text{C}$ también puede indicar como era el clima en el pasado. Esto se debe a que las alteraciones en el ciclo del carbono pueden determinar grandes cambios climáticos, dado que el clima depende en gran medida del contenido de gases como CO_2 y CH_4 en la atmósfera. Esas alteraciones se registran en las curvas de $\delta^{13}\text{C}$.

El $\delta^{18}\text{O}$ permite obtener edades principalmente para sucesiones marinas del Mesozoico y Cenozoico. Además los cambios de $\delta^{18}\text{O}$ en sedimentos marinos reflejan cambios en la temperatura media del planeta. Por ejemplo, cuando ocurren aumentos de temperatura que causan la fundición de los casquetes polares hay aporte de agua más empobrecida en ^{18}O , dando valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos al océano. Por el contrario, durante períodos fríos se retiene ^{18}O en los casquetes y cambia la composición del océano a valores de $\delta^{18}\text{O}$ más positivos.

El estudio de los isótopos de estroncio fue determinante en este trabajo para separar la sucesión carbonática-siliciclástica de la zona de Manguera Azul como una nueva unidad litoestratigráfica. Dado el progresivo aumento de las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el agua de mar a lo largo del tiempo, el método es ideal para aplicaciones geocronológicas. Permite calcular edades relativas a partir de curvas empíricas de variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el agua de mar (ej. fig.41). El aumento de las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se debe al aumento en el tiempo de la cantidad de ^{87}Sr , que es estable pero radiogénico, formado a partir de la desintegración β de ^{87}Rb .

Las fluctuaciones de las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son independientes de las fluctuaciones de $\delta^{13}\text{C}$. La utilización simultánea de estos dos sistemas ha resultado ser una herramienta muy útil para la realización de estudios estratigráficos (Derry et al., 1992; Jacobsen & Kaufman, 1999; Halverson et al., 2007, 2010; Maheshwari et al., 2010; Sial et al., 2010).

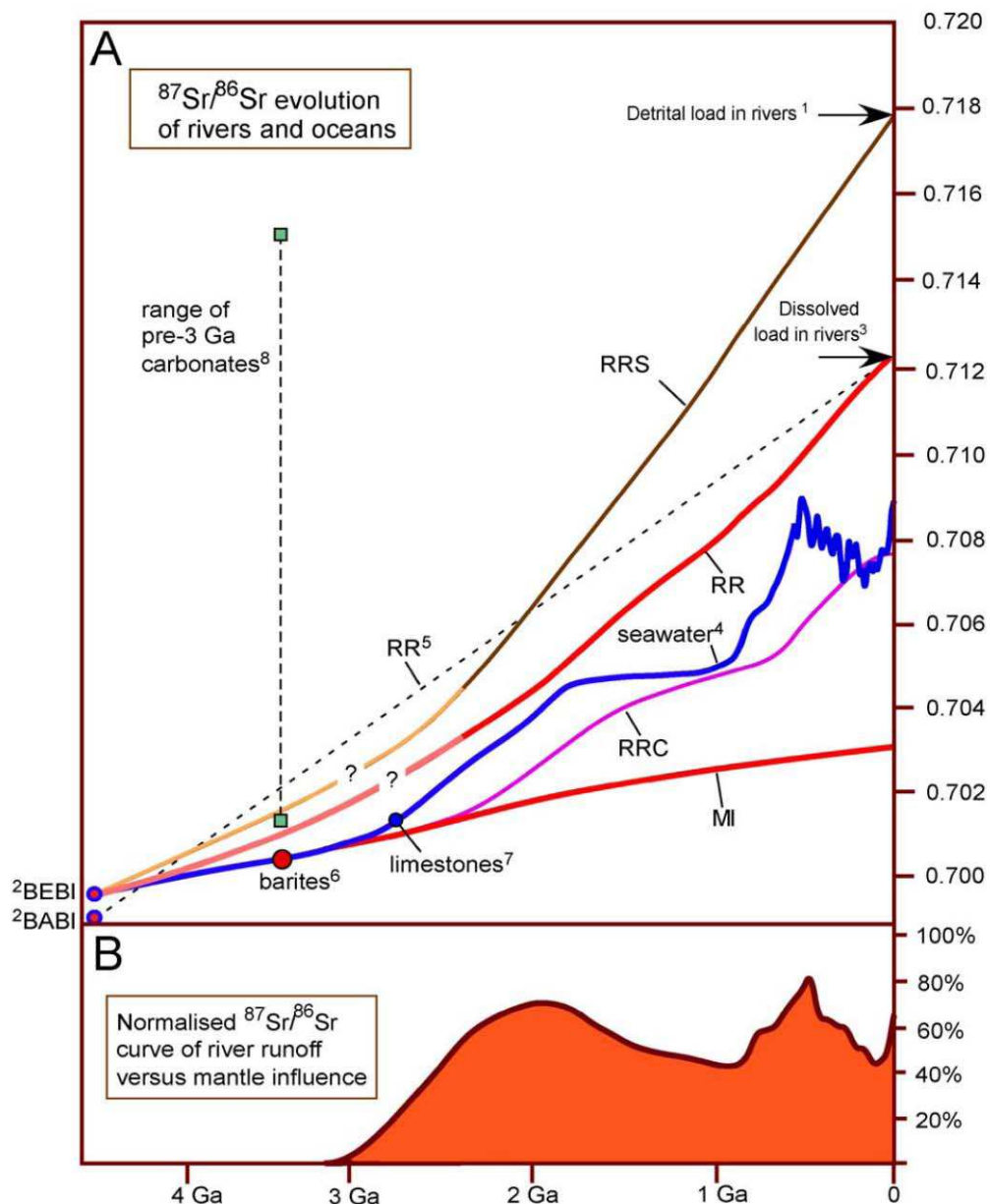


Fig. 41. Evolución de las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. **(A)** Agua de mar (azul), manto (MI), Sr disuelto en los ríos (RR), carga de sedimentos de los ríos (RRS) y meteorización de carbonatos (RRC). **(B)** Variación del % de aporte de Sr de los ríos al océano (el resto es hidrotermal). De Shields (2007).

6.2. Resultados

En total se analizaron 80 muestras pertenecientes a la Formación Manguera Azul (Tabla 2). Se analizaron los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para 76 muestras, incluyendo 15 muestras ya reportadas por Gaucher et al. (2004), y se analizó la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 43 muestras. Dentro de esas muestras están las recolectadas en el corte geológico (A-B) en el estratotipo de la Formación Manguera Azul (59 muestras: MAN1 a MAN59). Para esas 59 muestras se calculó el valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$, pero solo se calculó la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 22 muestras, de las cuales 19 son calizas pertenecientes al Miembro calcáreo y el resto, 2 dolomías y una caliza dolomítica, pertenecientes al Miembro dolomítico-siliciclástico.

Tabla 2

Datos de isótopos de carbono, oxígeno y estroncio para los carbonatos de la Formación Manguera Azul.

Sample	Lithology	m strat	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Mg/Ca	Mn/Sr
<i>Estratotipo de la FMA</i>											
MAN1	Calcarenita		2,44	-9,06	0,70503	2090,04	398929,62	5258,32	38,35	0,013	0,02
MAN2	Calcarenita		2,28	-15,79	0,70502	2587,27	433963,42	5180,41	36,76	0,012	0,01
MAN3	Calcarenita		1,73	-15,88	0,70503	1893,52	372856,37	6597,04	35,02	0,018	0,02
MAN4	Calcsiltito(ritmita)		0,64	-16,49							
MAN5	Dolomía		0,87	-14,02							
MAN6	Calcsiltito(ritmita)		1,22	-15,49							
MAN7	Calcarenita		1,12	-13,08	0,70451	2185,58	390634,67	5895,56	38,81	0,015	0,02
MAN8	Calcarenita		0,92	-11,19							
MAN9	Calcsiltito(ritmita)		1,92	-14,47							
MAN10	Dolomía		0,91	-14,80							
MAN11	Calcarenita		1,36	-11,10	0,70531	1207,08	250868,43	38158,34	149,89	0,152	0,12
MAN12	Calcarenita		-2,28	-8,95		2206,29	395614,58	2954,91	31,21	0,007	0,01
MAN13	Calcarenita		2,16	-8,48	0,70469	1360,07	281666,70	7682,86	43,30	0,027	0,03
MAN14	Calcarenita		2,33	-9,49	0,70460	1307,06	400908,05	1973,39	38,74	0,005	0,03
MAN15	Calcsiltito		1,55	-6,60	0,70538	819,00	266850,23	41336,21	119,98	0,155	0,15
MAN16	Calcsiltito		1,54	-6,93							
MAN17	Calcarenita		1,56	-10,19	0,70478	2693,62	380305,25	6480,92	70,59	0,017	0,03
MAN18	Calcarenita		2,63	-8,43	0,70444	2577,68	400839,55	5895,29	32,49	0,015	0,01
MAN19	Calcsiltito		1,54	-9,79							
MAN20	Calcarenita		1,26	-7,63	0,70470	2991,32	383677,13	4792,42	25,44	0,012	0,01
MAN21	Calcsiltito		2,49	-10,63	0,70502	1640,94	351048,67	3617,57	75,21	0,010	0,05
MAN22	Calcarenita		1,58	-10,70	0,70450	3112,00	474394,38	5106,03	60,60	0,011	0,02
MAN23	Calcarenita		2,03	-11,98							
MAN24	Calcsiltito		1,68	-9,27	0,70481						
MAN25	Calcarenita		1,36	-7,26							
MAN26	Calcarenita		0,46	-12,20	0,70511	1300,64	340038,52	7040,43	164,41	0,021	0,13
MAN27	Calcarenita		1,15	-8,55							
MAN28	Calcarenita		1,46	-7,77	0,70530	1646,86	380571,14	5978,01	128,72	0,016	0,08
MAN29	Caliza margosa		0,23	-9,11							

Tabla 2 (Continuación)

Sample	Lithology	m strat	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Mg/Ca	Mn/Sr
MAN30	Calcarenita		1,06	-9,65	0,70609	1084,29	337729,24	12603,27	136,85	0,037	0,13
MAN31	Calcarenita		1,95	-7,67	0,70503	1356,36	368274,86	6460,54	79,83	0,018	0,06
MAN32	Calcarenita		1,59	-7,56							
MAN33	Calcarenita		1,86	-8,68	0,70529	1322,97	351609,51	6525,83	81,98	0,019	0,06
MAN34	Dolomía		1,49	-8,54		168,37	139684,63	57079,74	399,94	0,409	2,38
MAN35	Dolomía		-0,16	-5,68		212,90	215410,80	55302,14	519,62	0,257	2,44
MAN36	Caliza margosa		0,02	-4,42							
MAN37	Marga		-0,21	-5,52							
MAN38	Marga		-2,57	-3,83							
MAN39	Caliza dolomítica		-0,18	-8,08	0,71691	70,84	133826,63	42609,33	946,95	0,318	13,37
MAN40	Dolomía		0,36	-8,71							
MAN41	Dolomía		-0,14	-8,42							
MAN42	Dolomía		0,47	-9,24							
MAN43	Dolomía		-0,17	-25,35							
MAN44	Dolomía		-1,10	-10,30		97,42	230801,95	97883,88	172,99	0,424	1,78
MAN45	Dolomía		-1,33	-7,28							
MAN46	Dolomía		-0,67	-6,82							
MAN47	Dolomía		0,31	-7,07							
MAN48	Dolomía		-1,08	-5,76							
MAN49	Dolomía		-0,66	-4,05							
MAN50	Dolomía		-0,01	-4,44							
MAN51	Dolomía		-0,87	-4,20							
MAN52	Dolomía		-0,52	-5,44	0,71731	37,72	141778,85	67351,37	86,96	0,475	2,31
MAN53	Dolomía		0,11	-4,77							
MAN54	Dolomía		-0,33	-5,36							
MAN55	Dolomía		0,05	-4,47							
MAN56	Dolomía		-0,48	-6,64	0,71203	55,04	165578,94	76865,90	191,68	0,464	3,48
MAN57	Dolomía		-0,18	-7,14							
MAN58	Dolomía		-0,65	-5,54							
MAN59	Dolomía		-0,61	-6,64		73,20	244960,24	112111,36	281,35	0,458	3,84
001118/6		35	-1,43	-9,65	0,71056						
001118/7		100	-0,66	-11,54	0,71203						
001118/8		160	-1,35	-12,95	0,71207						
001118/9		195	-1,46	-10,23	0,70812						
001118/10		225	-1,86	-10,96	0,71083						
001118/11		260	-1,11	-8,95	0,71083						
001119/1		0	0,61	-15,28	0,70608						
001119/2		100	2,33	-11,25	0,70649						
001119/3		185	2,07	-10,99	0,70464		476835,94	14362,32	57,58	0,03	
001119/4		240	0,61	-10,19	0,70626						
001119/5		330	1,69	-8,62	0,70475		338504,33	4771,75	60,91	0,014	
PRJ 5A			2,17	-12,78	0,70690						
PRJ 5B			1,99	-14,29	0,70791						

Tabla 2 (Continuación)

Sample	Lithology	m strat	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Mg/Ca	Mn/Sr
PRJ 5B (A)					0,70769						
PRJ 5B' (B)			1,27	-14,65	0,70756						
PRJ 5C			2,40	-12,95	0,70489						
980317/5			-1,70	-10,30	0,70796						
980317/7			-1,70	-10,00	0,71431						
090423/6	Marga calcárea				0,70454						
090424/1	Calcsiltito dolom.				0,70448		410234,48	65054,31	108,40	0,159	
090424/3	Calcsiltito dolom.				0,70455						

Las calizas (Miembro calcáreo) presentan altas concentraciones de Sr que varían entre 1.000 y 3.000 ppm. En las dolomías (Miembro dolomítico-siliciclástico) el Sr se encuentra en concentraciones muy inferiores, con valores que varían entre 37 y 213 ppm (N=7). De esas siete muestras que fueron analizadas para este miembro, cinco tienen menos de 100 ppm de Sr (fig.42).

Para el caso de las muestras obtenidas en el estratotipo de la Formación Manguera Azul se observa lo siguiente:

Los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenidos para las 19 muestras del miembro calcáreo varían entre 0.7044 y 0.7061. Los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenidos para las 3 muestras del miembro dolomítico-siliciclástico son considerablemente mayores (0.7120, 0.7169 y 0.7173) (fig.43).

Los valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ para la Formación Manguera Azul varían groseramente entre -1.5 y +2.5‰, aumentando hacia el tope, con un marcado salto de valores negativos a positivos al pasar del miembro inferior (dolomítico-silic.) al superior (calcáreo) (fig.44).

Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ varían entre -4 y -16‰, observándose una progresiva disminución desde la base al tope de la secuencia (fig.45).

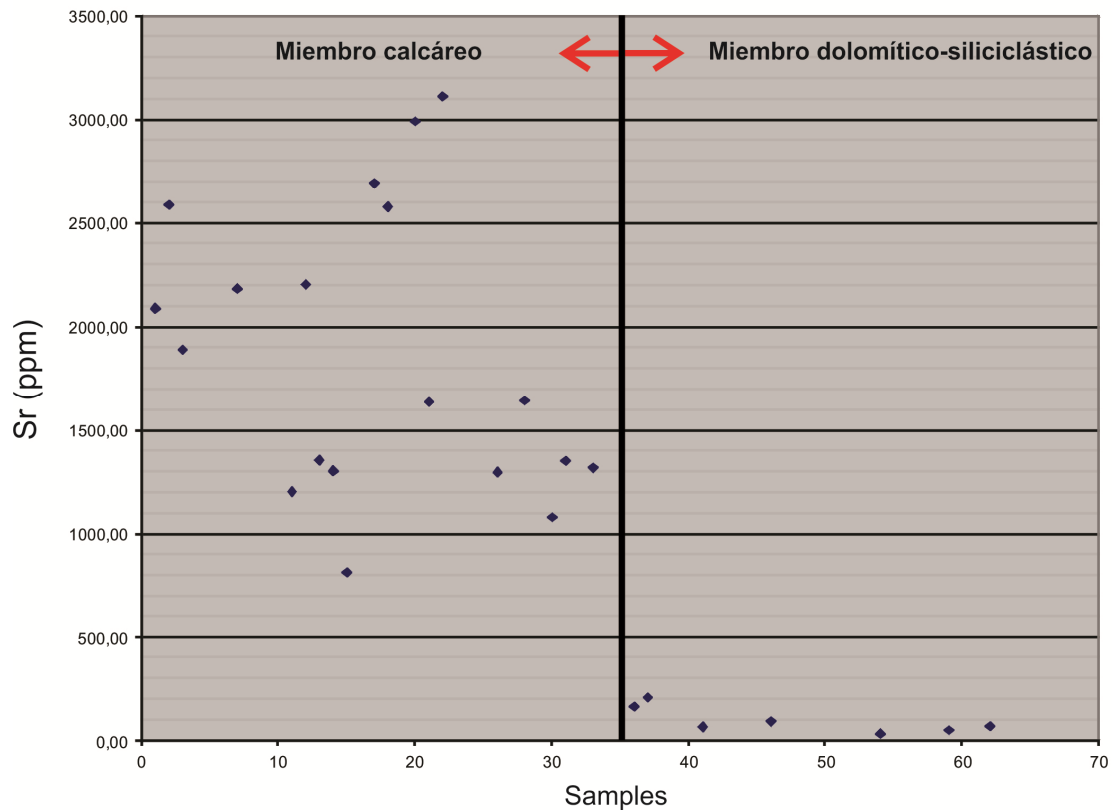


Fig.42. Concentración de Sr en carbonatos de la Formación Mangrera Azul (muestras tomadas en el corte geológico A-B).

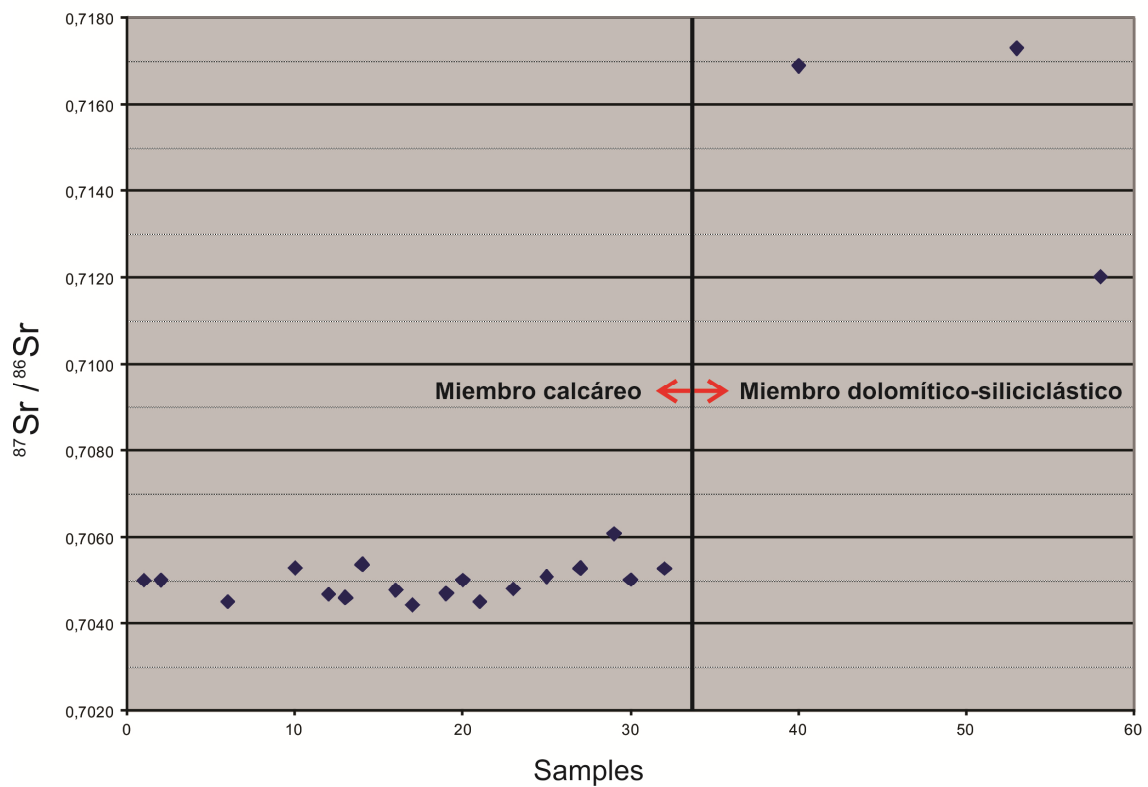


Fig.43. Valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para los carbonatos de la Formación Mangrera Azul (muestras tomadas en el corte geológico A-B).

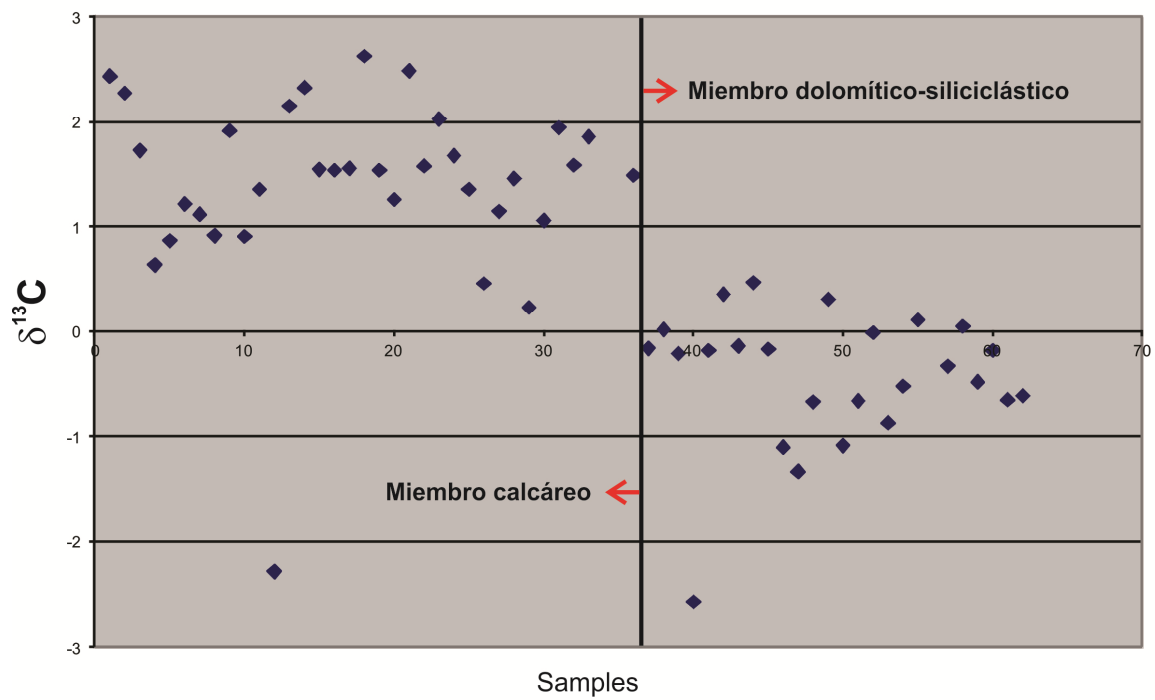


Fig.44. Valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ para los carbonatos de la Formación Mangrera Azul (muestras tomadas en el corte geológico A-B).

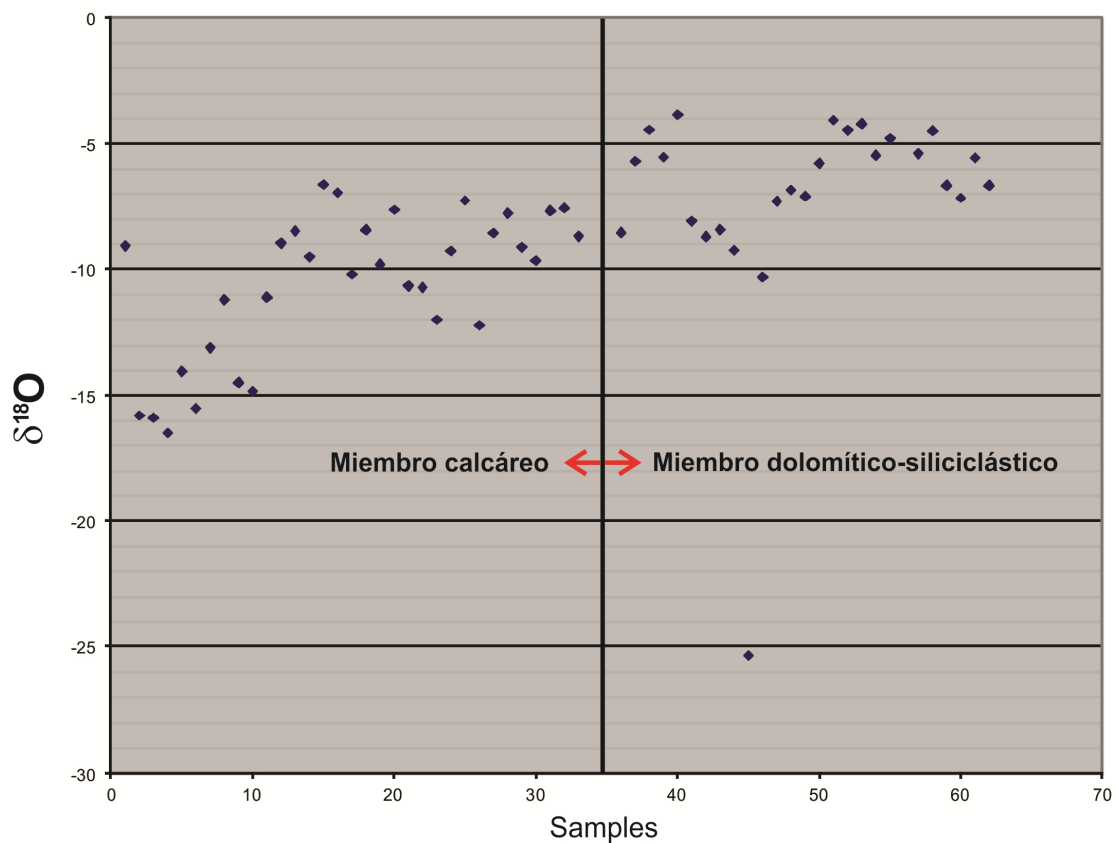


Fig.45. Valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ para los carbonatos de la Formación Mangrera Azul (muestras tomadas en el corte geológico A-B).

6.3. Naturaleza de las razones isotópicas

Para poder datar una sucesión con valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se deben eliminar primero todas las muestras con alteración post-depositacional. El $\delta^{13}\text{C}$ es el más resistente a los cambios post-depositacionales, al punto de que calizas de hasta alto grado metamórfico pueden preservar su composición de $\delta^{13}\text{C}$ original (Melezhik et al., 2005; Nascimento et al., 2007). En cambio, el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por ser un elemento traza, es relativamente susceptible a variaciones durante la diagénesis, que casi invariablemente aumentan las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por incorporación de ^{87}Sr de minerales que contienen Rb (arcillas, feldespatos). Es por esto que si se obtienen varios valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para un estrato, siempre se selecciona el más bajo, salvo casos especiales. Puede suceder que $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presente alteración parcial y el $\delta^{13}\text{C}$ no.

Las transformaciones secundarias en las rocas carbonáticas resultan generalmente en un incremento de Mn y Fe y en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y en una disminución de los valores $\delta^{18}\text{O}$ y del contenido de Sr (Marshall, 1992; Jacobsen & Kaufman, 1999; Kuznetsov et al. 2010). Esto hace posible utilizar las razones Mn/Sr y Fe/Sr y sus covariaciones con los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$ como una herramienta de detección de alteraciones postdepositacionales, así como otros discriminantes petrográficos, geoquímicos e isotópicos (Marshall, 1992; Derry et al. 1992; Jacobsen y Kaufman, 1999; Sial et al. 2010) (fig. 46).

En las tablas 3 y 4 se resumen algunos de esos discriminantes que fueron utilizados en este trabajo para el $\delta^{13}\text{C}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respectivamente. El criterio determinante es la co-variación y no los valores absolutos obtenidos, teniendo en cuenta que esos valores pueden variar por cambios naturales en la geoquímica del sistema (ambiente sedimentario) y también varían según la composición original de la roca, por ejemplo, las dolomías contienen menos cantidad de Sr que las calizas. Las dolomías deberían evitarse para el cálculo de los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, sin embargo se han reportado valores primarios de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en dolomías (p.ej. Kuznetsov et al., 2010).

En las figuras 47, 48 y 49 se grafican los criterios discriminantes de preservación de valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respectivamente, para los carbonatos de la Formación Manguera Azul en su estratotipo (corte geológico A-B). En la figura 49 se muestra el comportamiento de los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las calizas del Miembro calcáreo, eliminando las 3 muestras de dolomías pertenecientes al Miembro dolomítico-siliciclástico.

Discriminante	Criterio	Observaciones
$\delta^{13}\text{C}$ vs. Mn/Sr	Falta de co-variación	Mn/Sr mayor en dolomías que calizas
$\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$	Falta de co-variación	Si $\delta^{18}\text{O}$ es primario puede co-variarse
$\delta^{13}\text{C}$ vs. Sr (ppm)	Falta de co-variación	Similar a Mn/Sr
Curva $\delta^{13}\text{C}$ obtenida	Consistencia de las variaciones	Difícil de cuantificar
Petrografía	Preservación de fases primarias	P.ej. niveles prismáticos en valvas de ostras, ooides y otros

Tabla 3: Criterios discriminantes de preservación de valores $\delta^{13}\text{C}$ primarios (Tomado de Gaucher, 2012).

Discriminante	Criterio	Observaciones
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Sr (ppm)	Falta de co-variación	[Sr] menor en dolomías que en calizas
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Mn/Sr	Falta de co-variación	Guía: Mn/Sr < 0.2 calizas, Mn/Sr < 2 dolomías
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$	Falta de co-variación	Guía: $\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$
Petrografía	Preservación de fases primarias	P.ej. niveles prismáticos en valvas de ostras

Tabla 4: Criterios discriminantes de preservación de valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ primarios (Tomado de Gaucher, 2012).

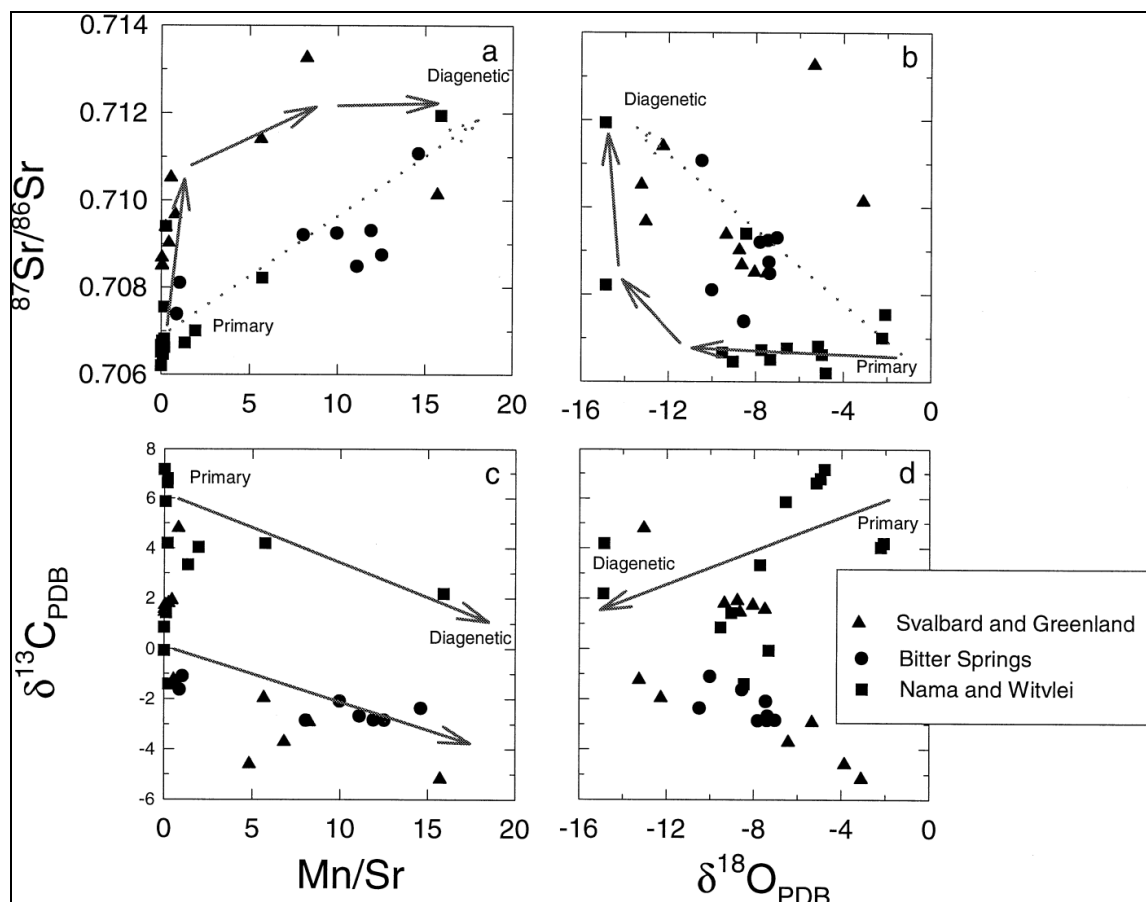


Fig.46. Diagramas cruzados con análisis de muestras con distintos grados de alteración de Namibia, Australia y Svalbard (Derry et al., 1992). Tomado de Jacobsen & Kaufman (1999).

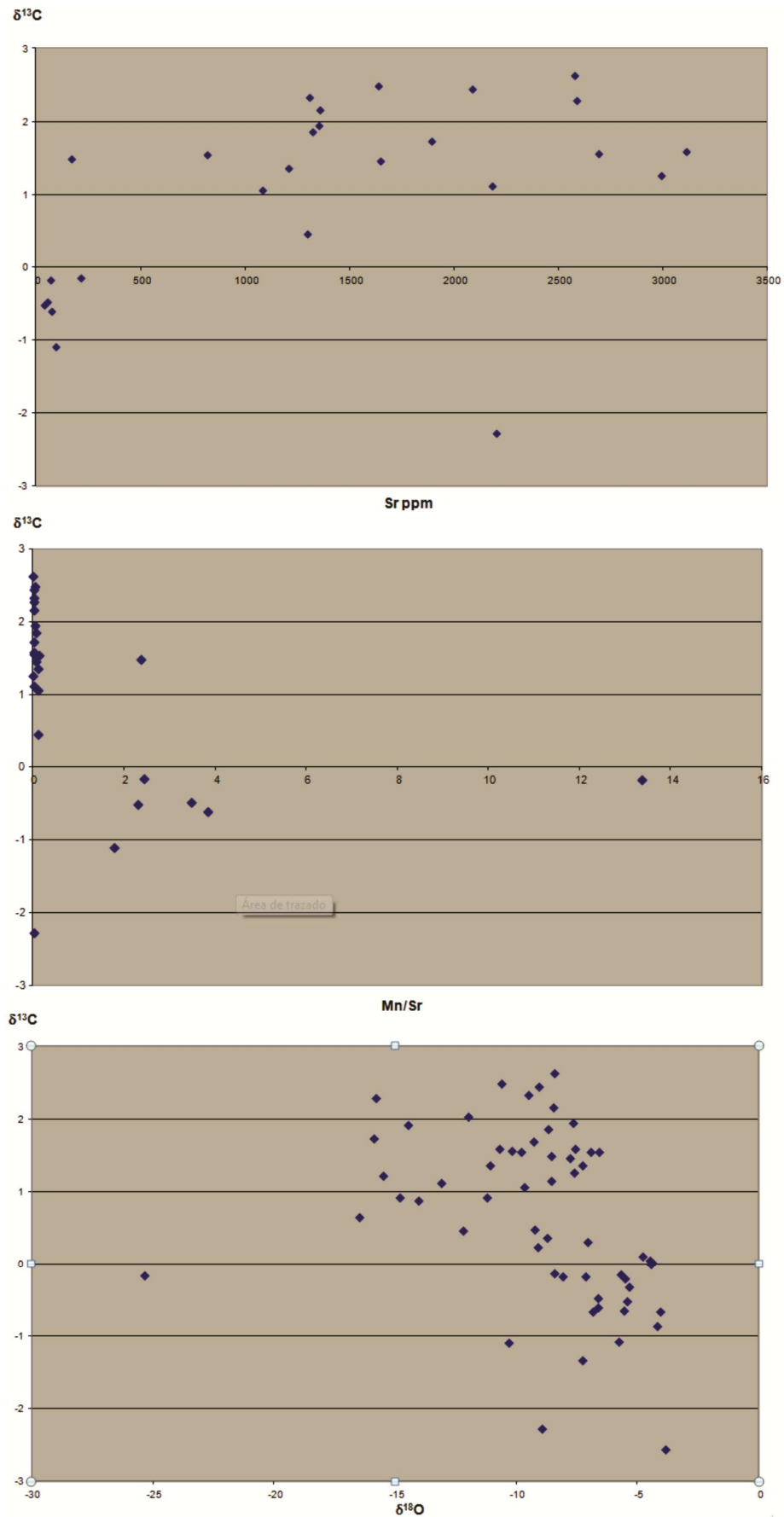


Fig.47. Diagramas cruzados de $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰ VPDB) vs concentración de Sr (ppm), Mn/Sr y $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰VPDB}}$, para los carbonatos de la Formación Manguera Azul.

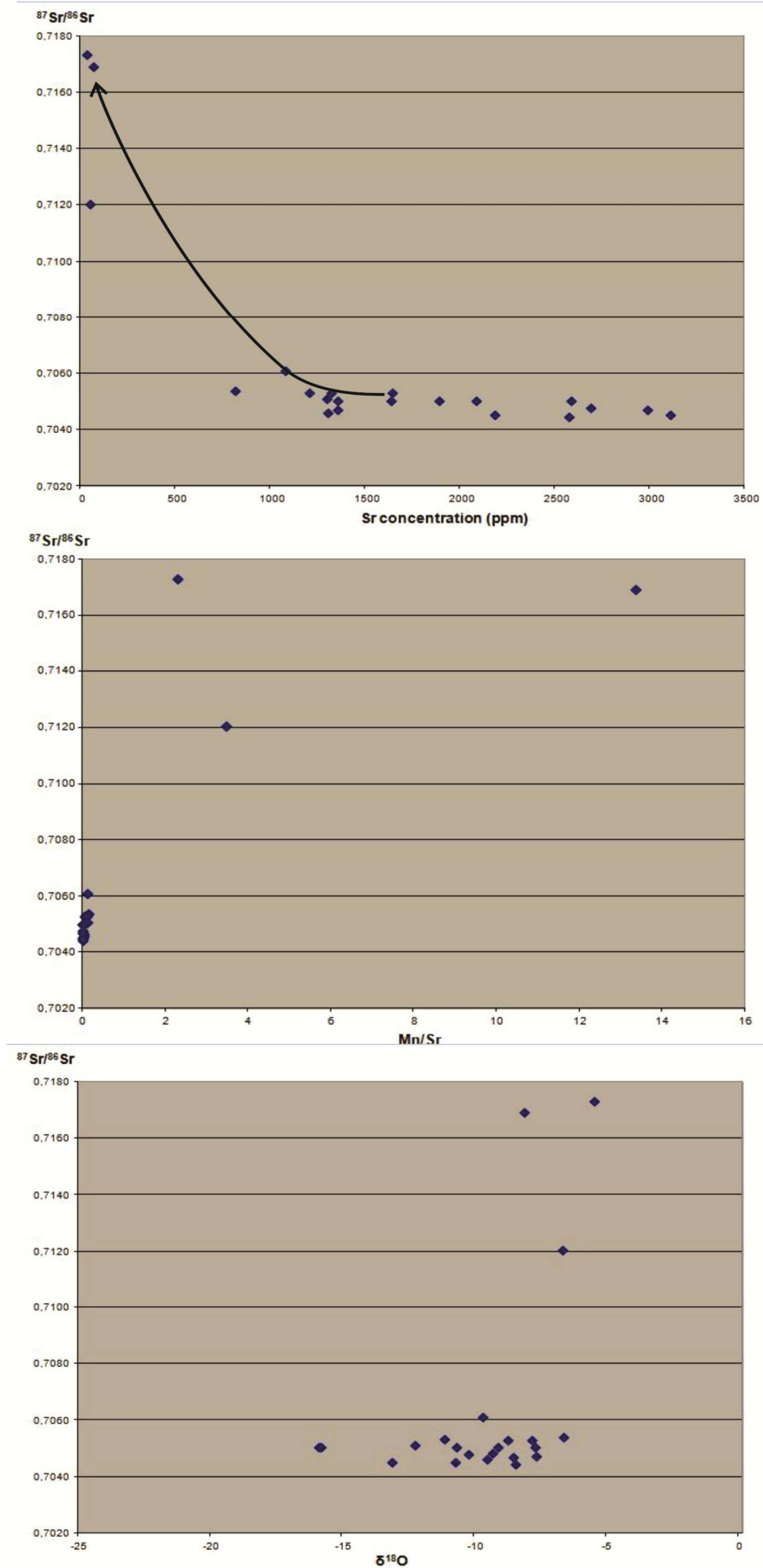


Fig.48. Diagramas cruzados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs concentración de Sr (ppm), Mn/Sr y $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰VPDB}}$, para los carbonatos de la Formación Manguera Azul. La flecha indica la evolución de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con la variación de la concentración de Sr.

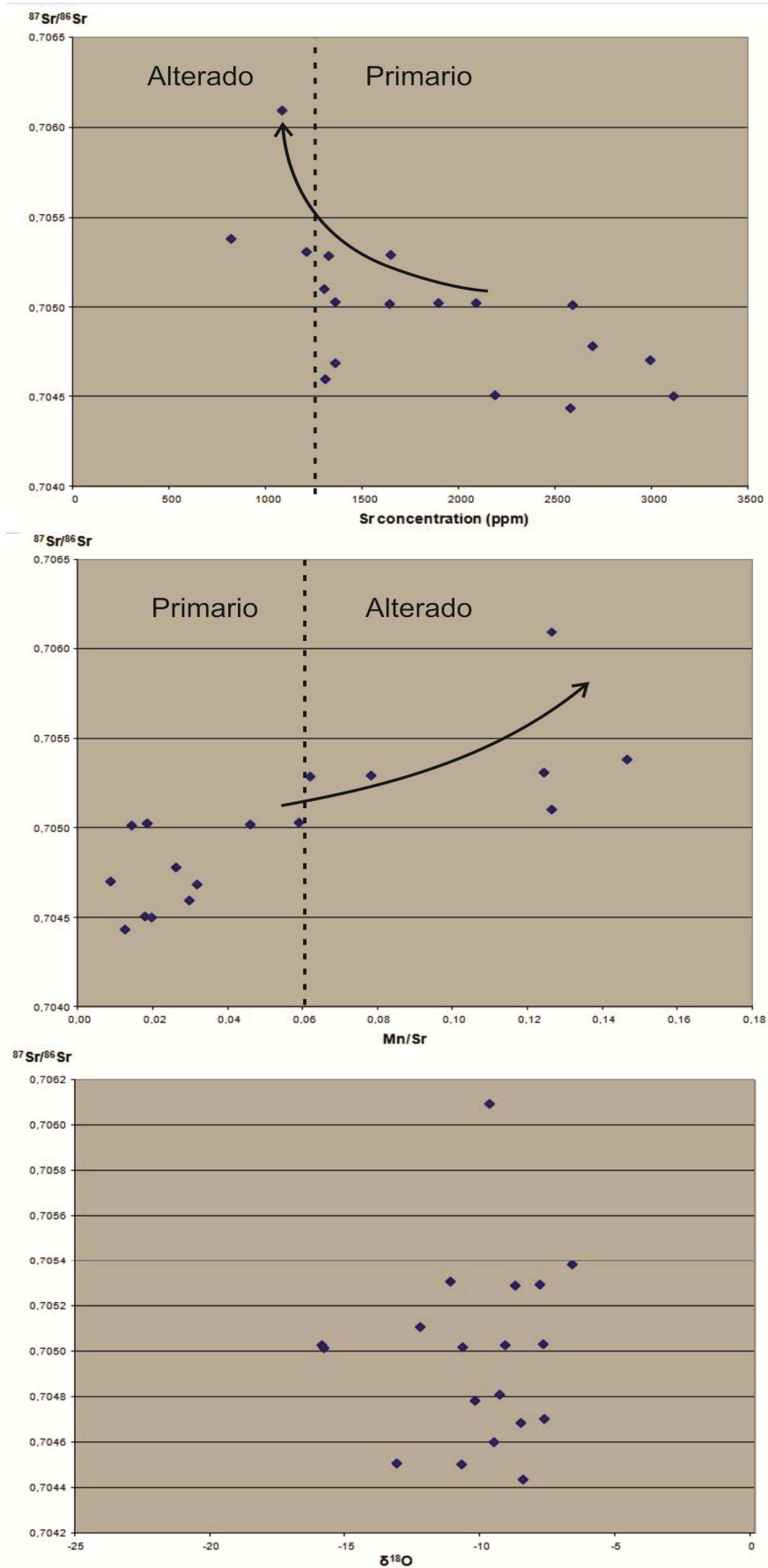


Fig.49. Diagramas cruzados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs concentración de Sr (ppm), Mn/Sr y $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$, para los carbonatos pertenecientes al Miembro calcáreo de la Formación Manguera Azul. Las flechas indican la evolución de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con la variación de la concentración de Sr y Mn/Sr.

6.4. Interpretación de los resultados

A partir de la utilización de los diagramas cruzados, utilizando como criterio discriminante de preservación la falta de covariación de las variables, fue posible identificar las muestras que presentan valores primarios de $\delta^{13}\text{C}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y descartar las muestras que presentan alteración post-depositacional. De esta forma se concluye lo siguiente:

- En los diagramas cruzados de la figura 48 se observa que los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenidos para las 3 muestras del Mbro. dolomítico-siliciclástico son altamente radiogénicos y se apartan considerablemente de los valores obtenidos para el Mbro calcáreo. Se descartan entonces los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7120 y 0.7173 que arrojaron las 3 muestras de dolomía del miembro dolomítico-siliciclástico, considerando que presentan alteración post-depositacional.
- En los diagramas de la figura 49 se descartaron los altos valores de las 3 muestras de dolomía mencionadas. Se observa entonces con mayor detalle los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las calizas del Mbro. calcáreo y su relación con las tres variables utilizadas (concentración de Sr, Mn/Sr y $\delta^{18}\text{O}$). Esto permite descartar algunas muestras que se considera que presentan valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no primarios. Es así que los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7044 y 0.7051 (14 muestras) son considerados primarios. La falta de co-variación de esos valores sugiere que reflejan la composición isotópica del agua de mar a partir de la cual precipitaron los carbonatos. Para los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7053 y 0.7061 (5 muestras) se considera que las muestras presentan alteración parcial, posiblemente durante la diagénesis. Se trata de muestras con menos de 1250 ppm de Sr (fig.49).
- Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son considerados primarios, salvo una muestra perteneciente al miembro calcáreo con valor -2,28‰ que se considera alterada, ya que además de ser la única muestra dentro del miembro calcáreo con valor negativo de $\delta^{13}\text{C}$, ese valor está muy alejado del resto (figs.44 y 47). Los diagramas muestran que estos valores oscilan en un rango relativamente constante a pesar de las variaciones en la concentración de Sr y en la relación Mn/Sr. Por lo tanto, el marcado cambio de los valores $\delta^{13}\text{C}$ al pasar del miembro inferior al superior (fig.44) reflejaría un cambio real de composición isotópica del agua de mar.
- En cuanto a los isótopos de oxígeno hay una disminución de $\delta^{18}\text{O}$ hacia el tope de la secuencia (fig.45). Si bien no se puede probar aquí, esta disminución podría ser debido a dos causas: la mineralogía de las rocas que conforman cada miembro, ya que en la dolomita el $\delta^{18}\text{O}$ es más positivo que en la calcita y; una variación en el clima, siendo éste más cálido hacia el miembro

superior, con aporte de agua más empobrecida en $\delta^{18}\text{O}$ proveniente del derretimiento de los hielos.

➤ A partir de estos análisis se confeccionó la columna estratigráfica con las curvas de $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (fig.50). En la curva del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se representan todos los valores considerados primarios para el Miembro calcáreo.

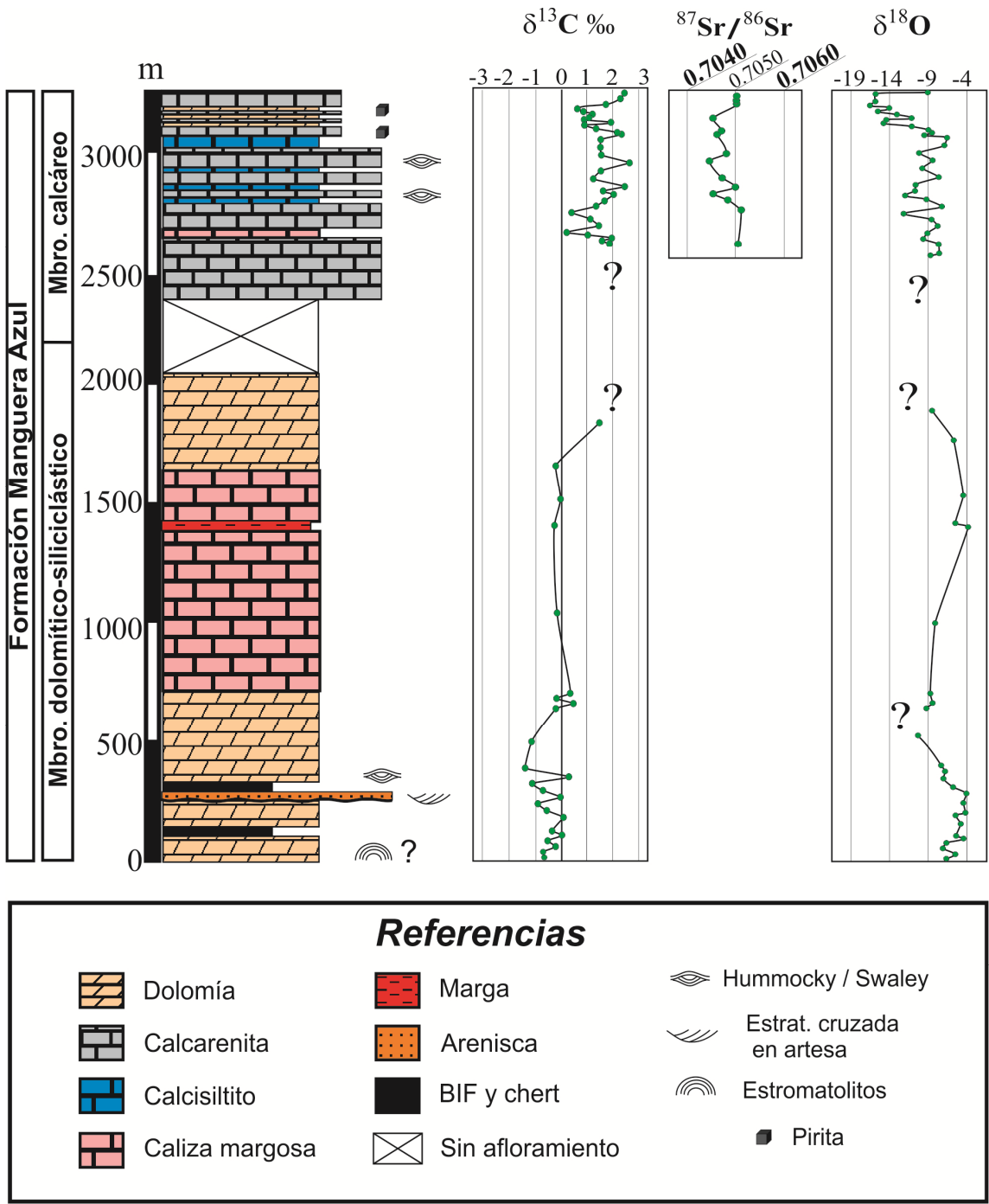


Fig.50. Columna estratigráfica y datos quimioestratigráficos de C, Sr y O para los carbonatos de la Formación Mangueira Azul (realizado según el corte geológico A-B).

7. DISCUSIÓN

7. 1. ¿Por qué una nueva unidad?

Son muchas las evidencias que indican que la secuencia carbonática-siliciclástica de la zona de Manguera Azul corresponde a una nueva unidad, más antigua que el Grupo Arroyo del Soldado.

Los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para la Formación Manguera Azul van entre 0.7044 a 0.7051. Para el Grupo Arroyo del Soldado estos valores van entre 0.7070 a 0.7087 (Gaucher et al., 2004, 2009; Frei et al., 2011). Según Kuznetsov et al. (2010), valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del orden de 0.7045 caracterizan a carbonatos depositados entre 2.32 y 1.88 Ga (fig.51). Sin embargo, el intervalo entre 2.22 y 2.05 Ga se caracteriza además por elevados valores de $\delta^{13}\text{C}$, muchas veces superiores a +10‰, implicando que la Formación Manguera Azul se depositó o bien entre 2.32 y 2.22 Ga o entre 2.05 y 1.88 Ga, ya que presenta valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ (entre -1.5 y +2.5‰). Esta anomalía en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se denomina anomalía Lomagundi (fig.52), y fue obtenida en diferentes sucesiones carbonáticas marinas paleoproterozoicas (Derry et al., 1992; Maheshwari et al., 2010;).

Los datos de isótopos de C, O y Sr sugieren una edad Ediacárica tardía para la mayoría del Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher et al., 2004).

Los valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ de la Formación Manguera Azul varían entre -1.5 y +2.5‰ VPDB, un rango más estrecho comparado con la Formación Polanco del Grupo Arroyo del Soldado (+5.6 a -4.5‰). Si se toma solo el miembro calcáreo, similar a la Formación Polanco, el rango de variación es menor aún, no registrándose valores negativos, a diferencia de la Formación Polanco (Gaucher et al., 2004, 2009).

La datación del Granito Lavaderos, un granito intrusivo hasta ahora no reconocido o quizás atribuido al Complejo de Polanco, permitió establecer la edad mínima de la Formación Manguera Azul a los 610 ± 3 Ma. Esta edad se modificó luego de finalizado el mapeamiento geológico, ya que mostró que la Formación Manguera Azul está afectada por un cabalgamiento datado en 1250 Ma. Para el Grupo Arroyo del Soldado la edad máxima está dada por edades U-Pb de zircones detríticos de 566 Ma, 664 Ma y 605 Ma para las formaciones Barriga Negra, Yermal y Cerros San Francisco (Blanco et al., 2009). Asimismo, granitos del basamento han arrojado edades de 583 ± 7 Ma (Granito Mangacha, Gaucher et al., 2008). Por si esto fuera poco, la Formación Barriga Negra sobreyace al miembro calcáreo de la Formación Manguera Azul con discordancia erosiva.

Fósiles guía del Ediacárico se encuentran con frecuencia en las unidades pertenecientes al Grupo Arroyo del Soldado, principalmente en las formaciones Yermal y Polanco (Gaucher &

Sprechmann, 1999; Gaucher, 2000; Gaucher et al., 2003). Llama la atención la ausencia de estos fósiles en las rocas de Manguera Azul.

La separación de los carbonatos de Manguera Azul como una unidad diferente más antigua que el Grupo Arroyo del Soldado tiene algunas implicancias para la estratigrafía del Grupo Arroyo del Soldado. La Formación Barriga Negra, que sobreyace a los carbonatos de Manguera Azul con discordancia erosiva, no puede corresponder a la parte media del Grupo Arroyo del Soldado pero sí representa la base del grupo porque sobreyace un basamento Paleoproterozoico y no a la Formación Polanco como se creía previamente. Se considera a la Formación Barriga Negra como un equivalente lateral de la Formación Yermal (Gaucher et al., 2011). Esa relación de contacto entre la Formación Barriga Negra y los carbonatos de Manguera Azul había sido planteada por diversos autores (p.ej.; Midot, 1984; Fragoso-Cesar et al., 1987; Fambrini et al., 2005).

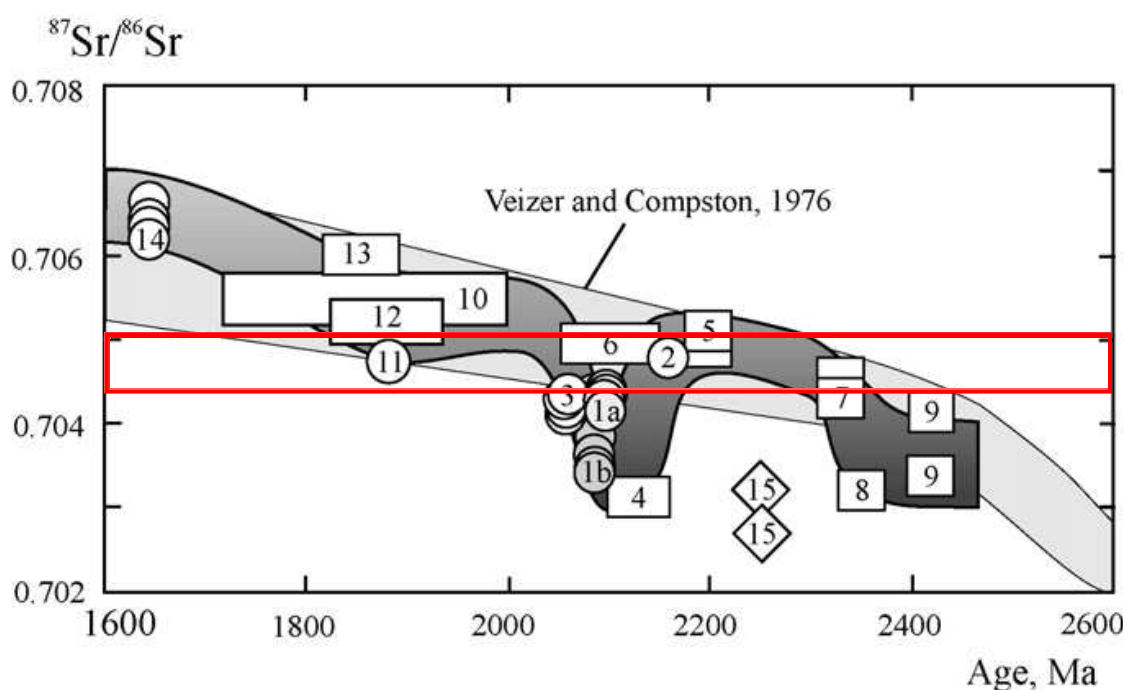


Fig.51. Comparación de las tendencias de los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el agua de los mares Paleoproterozoicos (Veizer y Compston, 1976; área gris claro), con aquellos valores obtenidos posteriormente en carbonatos de la misma edad en todo el mundo (diversos autores; área gris oscuro). En rojo se enmarca el rango de valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenidos para la Formación Manguera Azul. Tomado de Kuznetsov et al. 2010; para ver referencias completas.

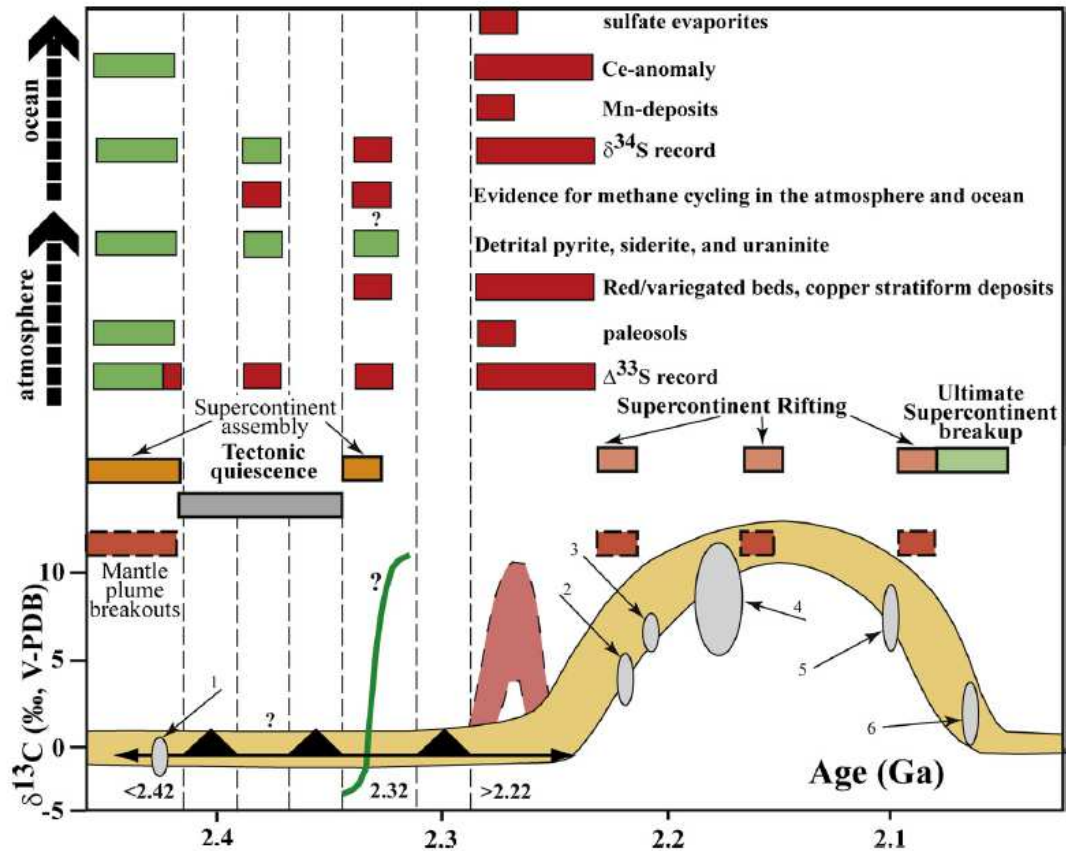


Fig.52. La curva amarilla muestra las variaciones seculares del isótopo de carbono (Karhu y Holland, 1996). Se observa la excursión positiva del $\delta^{13}\text{C}$ entre los 2.22 y 2.05 Ga (anomalía Lomagundi). Tomado de Maheshwari et al., 2010; para ver referencias completas.

7.2. Tectónica

El estilo de deformación de la Formación Manguera Azul es complejo. Las evidencias a favor de que la secuencia se encuentre invertida no son fácilmente reconocibles en el terreno y en muchos casos son difíciles de documentar. Se considera necesario realizar estudios específicos para detallar la estructura general de la unidad y así poder realizar nuevos levantamientos de datos en otras secciones con el objetivo de aportar más información para la Formación Manguera Azul, que sea confiable desde el punto de vista de la quimioestratigrafía.

En la figura 53 se presenta un esquema que representa la probable estructura del área estudiada, según la interpretación realizada en este trabajo.

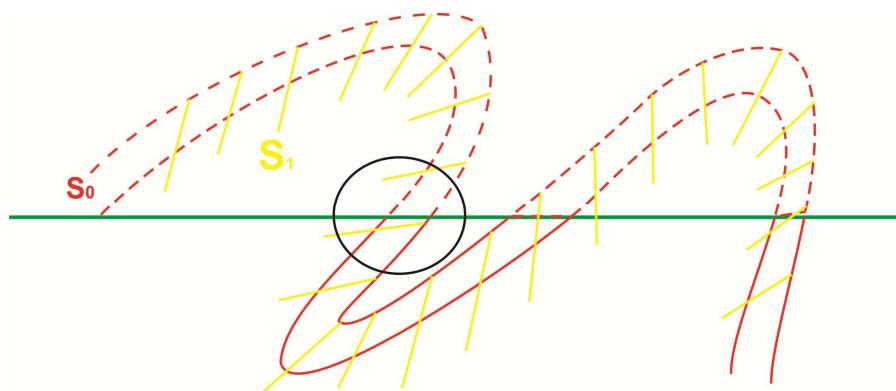


Fig.53. En el esquema se representa la probable ubicación estructural del área estudiada en este trabajo (encerrada con un círculo).

7. 3. Ambiente de sedimentación

La secuencia se habría depositado en una plataforma continental estable en clima tropical a subtropical, donde se dieron las condiciones para la acumulación de grandes volúmenes de carbonato.

Para el miembro dolomítico-siliciclástico la presencia de BIF indica que el agua marina estaba estratificada, con presencia de oxígeno en los primeros metros de la columna de agua y, sin o con muy bajo contenido de oxígeno en profundidad. Esto permitió el transporte y acumulación de hierro en su forma reducida por medio de upwelling y su posterior precipitación en la plataforma, al tomar contacto con las aguas ricas en oxígeno. Además se observaron estructuras sedimentarias como estratificación cruzada en artesa y posibles estromatolitos dómicos.

Para el miembro calcáreo la presencia de estratificación cruzada de tipo hummocky en calcarenitas y calcisiltitos indica que estas rocas se depositaron entre el nivel de base de las olas de buen tiempo y el nivel de base de las olas originadas por tormentas.

A partir de estas observaciones se puede deducir que la Formación Manguera Azul se habría depositado en una plataforma somera a medianamente somera, con poco cambio en la batimetría.

8. CONCLUSIONES

Se define la Formación Manguera Azul (FMA), una secuencia carbonática-siliciclástica de edad Paleoproterozoica, posiblemente depositada entre 2.32 y 2.22 Ga o entre 2.05 y 1.88 Ga. Se propone esta edad en base a los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (entre 0.7044 y 0.7051) y $\delta^{13}\text{C}$ (entre -1.5 y +2.5‰; ausencia de anomalía Lomagundi) que presentan las calizas estudiadas. Los carbonatos de Manguera Azul muestran diferentes características isotópicas que permiten separarlos del Grupo Arroyo del Soldado, además de presentar diferente estratigrafía.

Se separaron dos miembros informales (Miembro dolomítico-siliciclástico y Miembro Calcáreo) dentro de la FMA. Estos miembros podrían elevarse al rango de formación y la FMA tendría entonces la categoría de grupo, aunque para ello son necesarios estudios adicionales y por el momento parece suficiente el rango de formación.

Se define el Granito Lavaderos del cual se obtiene una edad U-Pb SHRIMP de 610 ± 3 Ma. Este granito es intrusivo en la Formación Manguera Azul y es intruído por el Granito de Polanco (548 ± 15 Ma).

Se presenta un mapa geológico a escala 1:20.000 que abarca un área de 160 km^2 aproximadamente. A partir de este mapa se observa la continuidad de una estructura regional de cabalgamientos con vergencia al Sureste datados en 1250 Ma, que pone en contacto a la Formación Manguera Azul con la sucesión siliciclástica ultramáfica al Noroeste.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Blanco, G., Rajesh, H.M., Gaucher, C., Germs, G., Chemale Jr., F. 2009. Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran to Cambrian, Uruguay): Implications for the paleogeographic evolution of southwestern Gondwana.
- Bossi, J., Fernández, A. & Elizalde, G. 1965. Predevoniano en el Uruguay. Bol. N° 78. Facultad de Agronomía. Universidad de la República, Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J., 1966. Geología del Uruguay. II: Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, Uruguay. 411 p.
- Bossi, J., Ferrando, L., Fernández, A., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J., Carballo, E., Medina, E., Ford, I. & Montaña, J. 1975. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:1.000.000. Dirección de Suelos y Fertilizantes, M.A.P., Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J. & Navarro, R. 1991. Geología del Uruguay. I: Universidad de la República, Montevideo, 453 p.
- Bossi, J. & Campal, N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. En: Gutiérrez Marco, J. C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura, España, pp. 343-356.
- Bossi, J. & Ferrando, L. 2001. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Montevideo, Uruguay.
- Bossi, J. & Gaucher, C. 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An Allochthonous Block Accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7 (3): 661-674.
- Bossi, J., Piñeyro, D. & Cingolani, C.A. 2005. El límite Sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia.
- Bossi, J., & Cingolani, C., 2009. Extension and general evolution of the Río de La Plata Craton. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.): Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 16, Elsevier, pp. 73–85.
- Campal, N. & Schipilov, A. 1995. The Illescas bluish-quartz rapakivi granite (Uruguay-South America): Some geological features. In: Symp. Rapakivi Granites and related Rocks. Belém, Brazil, Anais, p. 18.
- Campal, N. & Schipilov, A. 1999. The Eastern Edge of the Rio de la Plata Craton: a history of tangential collisions. *Basement Tectonics*, 13: 33-48.
- Caorsi, J. & Goñi, J. 1958. Geología Uruguaya. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 37:1-73.

- Derry, L.A., Kaufman, A.J. & Jacobsen, S.B. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 1317–1329.
- Díaz, R., Albanell, H. & Bossi, J. 1990. Carta Geológica del Uruguay, Hoja F-24 Cerro Partido, Escala 1:100.000. Memoria explicativa. Montevideo (Facultad de Agronomía).
- Fambrini, L., Fragoso Cesar, A.R., Almeida, R.P., Riccomini, C. 2005. A Formação Barriga Negra (Ediacarano do Uruguai): Caracterização estratigráfica e correlação com unidades do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. In: *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4):515-524.
- Fragoso Cesar, A.R. 1980. O cratón do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: *Actas 31 Congresso Brasileiro de Geologia*, 5. Camboriú, pp. 2879-2891.
- Fragoso-Cesar A.R., Machado R., Rifas C.G. 1987. Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul. In: *SBG, Simp. Sul-Bras. Geol.*, 3, Curitiba, PR. Atas, 2:791-809.
- Frei, R., Gaucher, C., Døssing, L.N., Sial, A.N. 2011. Chromium isotopes in carbonates – A tracer for climate change and for reconstructing the redox state of ancient seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 312, 114-125.
- Gaucher, C., Sprechmann, P. & Schipilov, A. 1996. Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. –*Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 199: 339- 367.
- Gaucher, C., Sprechmann, P. & Montaña, J. 1998. New advances in the geology of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado Group of the Nico Pérez Terrane of Uruguay. –*N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*: 106-118; Stuttgart.
- Gaucher, C., Sprechmann, P., Montaña, J. & Martínez, S. 1998. Litoestratigrafía, sedimentología y paleogeografía del Grupo Arroyo del Soldado (Vendiano–Cámbrico, Uruguay). *Actas del II Congreso Uruguayo de Geología*, pp. 24-31.
- Gaucher, C. 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, 26: 1-120.
- Gaucher, C., Sial, A. N., Blanco, G. & Sprechmann, P. 2004. Chemostratigraphy of the Lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and Palaeoclimatic Implications. *Gondwana Research*, 7 (3): 715-730.

- Gaucher, C., Finney, S.C., Poiré, D.G., Valencia, V.A., Grove, M., Blanco, G., Pamoukaghlián, K. & Gómez Peral, L. 2008. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 167: 150-170.
- Gaucher, C., Sial, A.N., Poiré, D., Gómez-Peral, L., Ferreira, V.P. & Pimentel, M.M., 2009. Chemostratigraphy. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.): Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 16, Elsevier, pp. 115-122.
- Gaucher, C., Chemale Jr., F., Bossi, J. & Castiglioni, E.A. 2010. Grupo Cebollatí, Terreno Nico Pérez: definición y edad. VI Congreso Uruguayo de Geología, Minas (CD-ROM).
- Gaucher, C., Frei, R., Sial, A.N. & Cabrera, J. 2011. Contrasting Sr isotope composition of Paleo- and Neoproterozoic high-Sr limestone successions from the Nico Pérez Terrane, Uruguay.
- Gaucher, C. 2012. Apuntes del curso: “Quimioestratigrafía isotópica: aplicaciones geocronológicas, paleoclimatológicas y paleoambientales”. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de la República.
- Gaucher, C., Frei, R., Samaniego, L., Bossi, J. & García, G. 2013. Geología y edad del Complejos Tapes, Terreno Nico Pérez: un cinturón de rocas verdes Mesoproterozoico. *Actas del VII Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo.
- Goñi, J. 1958. Consideraciones sobre la estratigrafía del Proterozoico y Eopaleozoico uruguayos. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 7, 91-96.
- Goñi, J., Goso, H. & Issler, R. 1962. Estratigrafia y geologia económica do Pre-Cambriano y Eopaleozoico uruguai e Sul-Riograndense. XVI Congr. Bras. Geol., Avulso N°3, Porto Alegre - Brasil.
- Goñi, J.C. & Hoffstetter, R. 1964. Uruguay. En: Hoffstetter, R. (ed.). *Lexique stratigraphique international*; Fascicule 9-a: 1-202; Paris (Centre National de la Recherche Scientifique).
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Bossi, J., Schipilov, A. & Lafon, J-M. 2001. Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay- SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, 14:557-570.
- Halverson, G., Dudas, F., Maloof, A. & Bowring, S. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 256, 103–129.
- Halverson, G., Wade, B., Hurtgen, M. & Barovich, K. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182: 337–350.

- Hoefs J., 1997. Stable isotope geochemistry. 4th revised, updated, and enlarged edition. Springer-Verlag, pp. 1-201.
- Jacobsen, S.B. & Kaufman, A.J., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology* 161, 37–57.
- Jones, G. 1956. Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Dpto. de Canelones. Inst. Geol. del Uruguay, Bol. N° 34.
- Karhu, J.A. & Holland, H.D., 1996. Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. *Geology* 24, 867–870.
- Kuznetsov, A., Melezhik, V., Gorokhov, I., Melnikov, N., Konstantinova, G., Kutuyavin, E. & Turchenko, T. 2010. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic ¹³C-rich carbonate rocks: The Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*, 182, 300-312.
- Maheshwari, A. Sial, A.N., Gaucher, C., Bossi, J., Bekker, A., Ferreira, V.P. & Romano, A.W. 2010. Global nature of the Paleoproterozoic Lomagundi carbon isotope excursion: A review of occurrences in Brazil, India, and Uruguay. *Precambrian Research*, 182, 274-299.
- Mallmann, G., Chemale Jr., F. & Morales, L.F.G. 2004. Evolução estrutural da porção sul do Terreno Nico Pérez, Uruguai: registro da convergência entre as placas Rio de la Plata e Kalahari no final do Neoproterozoico. *Revista Brasileira de Geociências*, 34, 201-212.
- Mallmann, G., Chemale Jr., F., Ávila, J.N., Kawashita, K. & Armstrong, R.A. 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2007.01.002.
- Marshall, J.D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129, 143-160.
- McArthur, J. M., Howarth, R. J. & Bailey, T. R. 2001. Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0–509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age.
- Melezhik, V., Gorokhov, I., Kuznetsov, A. & Fallick, A. 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for 'blind dating'. *Terra Nova*, Vol 13, No. 1, 1-11.
- Midot, D., 1984. Etude Geologique et diagnostic Metallogénique l'exploration du Secteur de Minas (Uruguay). Tesis Doctoral, Université Pierre et Marie Curie, París, 175 pp.

- Montaña, J. & Sprechmann, P. 1993. Calizas estromatolíticas y oolíticas y definición de la Formación Arroyo de la Pedrera (¿Vendiano, Uruguay). *Revista Brasileira de Geociencias* 23: 306-312; São Paulo.
- Nascimento, R.S.C., Sial, A.N. & Pimentel, M.M. 2007. C- and Sr-isotope systematics applied to Neoproterozoic marbles of the Seridó belt, northeastern Brazil. *Chem. Geol.* 237: 209–228.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S. & Layer, P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *J. Geol. Soc.* 166: 1075-1084.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. & Wemmer, K. 2010. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 20-35.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petro.*, 25: 956-983.
- Preciozzi, F., Spoturno, J. & Heinzen, W. 1979. Carta Geoestructural del Uruguay. Montevideo, Inst. Geol. Ing. E. Terra, escala 1:2.000.000.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. & Rossi, P. 1985. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Memoria explicativa. – Montevideo (DINAMIGE).
- Preciozzi, F. & Fay, A. 1988. Carta Geológica del Uruguay, Hoja F-23 Pirarajá, Escala 1:100.000. Memoria explicativa: 15 págs., 4 figs.; Montevideo (DINAMIGE, Facultad de Agronomía y Facultad de Humanidades y Ciencias).
- Ribot, A.M., Bossi, J., Cingolani, C.A. & Piñeyro, D. 2005. Caracterización petrográfica y cinemática de la faja milonítica Colonia - Arroyo Pavón en el Sur del Terreno Piedra Alta, Uruguay: Zona de cizalla principal en basamento precámbrico? XVI Congreso Geológico Argentino.
- Sánchez Bettucci, L. & Mezzano, B.A. 1993. Análisis sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (ex Grupo Rocha). *Rev. Bras. Geoc.* 23(3):323-329.
- Sánchez Bettucci, L.S. 1998. Evolución Tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la Región Minas-Piriápolis, Uruguay. Tesis de Doctorado, Univesidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 344 p.
- Sánchez Bettucci, L.S. & Ramos, V.A. 1999. Aspectos Geológicos de las rochas metavulcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavalleya, Sudeste de Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências*, 29:557-570.

- Sánchez Bettucci, L.S., Cosarinsky, M. & Ramos, V.A. 2001. Tectonic Setting of the Late Proterozoic Lavalleya Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay. *Gondwana Research*, 4:395-407.
- Sánchez Bettucci, L.S., Oyhançabal, P., Loureiro, J., Ramos, V.A., Preciozzi, F. & Basei, M.A.S. 2004. Mineralizations of the Lavalleya Group (Uruguay), a Probable Neoproterozoic Volcano-sedimentary Sequence. *Gondwana Research*, 7:745-751.
- Sánchez Bettucci, L.S., Peel, E. & Oyhançabal, P. 2010. Precambrian geotectonic units of the Río de La Plata craton. *International Geology Review*, 52: 1, 32 — 50.
- Sánchez Bettucci, L.S., Peel, E. & Masquelin, H. 2010. Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review*, 52: 1, 51 — 78.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D. & McNaughton, N.J. 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, 45: 27-48.
- Shields, G.A. 2007. The marine carbonate and chert isotope records and their implications for tectonics, life and climate on the early Earth. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V.C. (Eds.), *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology*, 15, pp. 971–983.
- Sial, A.N., Karhub, J.A. & Ferreira, V.P. 2010. Insights from isotope stratigraphy. *Precambrian Research*, 182: v-ix.
- Soliani, E. Jr. 1986. Os dados geocronológicos do escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Ph.D. Thesis, Instituto de Geociências. Universidade São Paulo, 425p.
- Umpierre, M. & Halpern, M. 1971. Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Tomo XXVI, N° 2.