

**SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA
DE LA FORMACIÓN PIEDRAS DE AFILAR,
TERRENO TANDILIA, URUGUAY**

Karina Pamoukaghlián

**DIRECTOR: Daniel G. Poiré
Co-DIRECTOR: Claudio Gaucher**

**FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA**

2012

**Sedimentología y Estratigrafía
de la Formación Piedras de Afilar,
Terreno Tandilia, Uruguay**

Karina Pamoukaghlián

**Director: Daniel G. Poiré
Codirector: Claudio Gaucher**

**FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
U.N.L.P.**

2012

Sedimentología y Estratigrafía de la Formación Piedras de Afilar, Terreno Tandilia, Uruguay

Karina Pamoukaghlián

RESUMEN

Se aborda el estudio de la **Formación Piedras de Afilar** desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico, con el objetivo de caracterizar las rocas sedimentarias que la conforman, los paleoambientes depositacionales y la evolución de la cuenca que la aloja. Del mismo modo se pretende precisar la edad de la unidad, por medio de métodos geoquímicos: U-Pb LA ICP-MS en circones de areniscas; U-Pb LA ICP-MS en circones de los cuerpos intrusivos; isótopos estables C y O en calizas; Sm-Nd en pelitas; Sr en calizas; y métodos bioestratigráficos (maceraciones palinológicas en pelitas y calizas).

A partir del análisis de facies y los resultados geocronológicos obtenidos, se divide esta unidad – conservando el rango de formación - en tres miembros: **(1) Miembro Cuchilla Alta**, compuesto por facies de conglomerados, areniscas cuarzosas y subarcosas de color blanquecino, arenitas limosas y pelitas grises y rojizas; con estructuras sedimentarias muy bien preservadas, tales como estratificación entrecruzada planar, artesa, hummocky y megahummocky, óndulas asimétricas, óndulas de interferencia y calcos de flujo; **(2) Miembro Arroyo Junquito**, compuesto principalmente por facies de pelitas grises oscuras, verdes y rojizas, con laminación ondulítica; y **(3) Miembro Arroyo de la Tuna**, compuesto por margas y calizas margosas de color gris, ritmitas marga/pelita grises y verdosas, intercaladas con pelitas oscuras. En el análisis de facies se definen y caracterizan cuatro asociaciones, las cuales son interpretadas desde el punto de vista paleoambiental, definiendo un ambiente marino somero litoral de playa y los subambientes más proximales y distales correspondientes. Se realizan estudios mineralógicos para caracterizar las distintas facies sedimentarias, utilizando métodos petrográficos, tales como la

observación de cortes delgados y la difracción de rayos X (XRD), con el fin de determinar los principales factores que controlan la deposición (roca fuente, paleorrelieve y paleoclima) y la diagénesis. También se realiza un análisis detallado de las paleocorrientes y estudios de proveniencia para completar la interpretación paleogeográfica de la cuenca que se propone aquí como **Cuenca Piedras de Afilar**.

La **Formación Piedras de Afilar** se ubica exclusivamente en el **Terreno Tandilia** (definido por Bossi *et al.*, 2005). El ambiente geotectónico, la geología del basamento de edad Paleoproterozoico y las doleritas que intruyen la secuencia sedimentaria también son estudiados. Estas doleritas imponen un leve metamorfismo de contacto en algunas facies sedimentarias, especialmente en el intervalo pelítico. Los datos geológicos mencionados serán útiles a la hora de la correlación regional, tema que se aborda también en este trabajo. Los estudios paleoclimáticos, de proveniencia y paleoambientales son fundamentales para precisar la paleogeografía de esta Formación, en el marco del Gondwana Occidental. De acuerdo con los datos cronoestratigráficos y bioestratigráficos, se obtiene una edad más precisa para esta formación, la cual era hasta el momento de edad problemática. De esta forma queda acotada de forma precisa la edad de la **Formación Piedras de Afilar** como *Ediacarensis superior*.

Sedimentology and Stratigraphy of the Piedras de Afilar Formation, Tandilia Terrane, Uruguay

Karina Pamoukaghlián

ABSTRACT

The objective of study is the sedimentary and stratigraphic detailed analysis of the **Piedras de Afilar Formation**. Sedimentary rocks, depositional environments and sedimentary basin are detailed studied and described. The age of this unit will also be obtained, through geochemical methods: U-Pb LA ICP-MS in zircons from sandstones and from intrusive rocks, C and O stable isotopes in limestones; Sm-Nd in shales; Sr in limestones; and biostratigraphic methods (palinological macerations in shales, siltstones and limestones).

According to facies analysis and geochronology, the studied geologic unit is here considered of “formation” stratigraphic order and divided in three members: **(1) Cuchilla Alta Member**, formed by conglomerates, yellowed white quartzitic and subarcosic sandstones, and gray to redish siltstones and shales, showing well preserved sedimentary structures as trough cross stratification (TCS), hummocky and megahummocky cross stratification (HCS), ripples, interference ripple marks and flute casts; **(2) Arroyo del Junquito Member**, formed by dark, reddish and greenish shales and siltstones, with wavy lamination; and **(3) Arroyo de la Tuna Member**, formed by gray limestones and marls, gray to green limestone/shale rithmites and dark shales interbedded. Facies analysis was undertaken to define and characterize four facies associations, interpreting marine palaeoenvironment and corresponding shallower and deeper microenvironments. Mineralogical studies are taken to characterize each sedimentary facies, study thin sections in the microscopy and X ray analysis, to determine main factors of sedimentation process (source rock, palaeorelief and palaeoweather) and diagenesis. Detailed palaeocurrents

and provenance studies are also carried out to complete the **Piedras de Afilar Basin** palaeogeography interpretation.

Piedras de Afilar Formation belongs to **Tandilia Terrane** (*sensu* Bossi *et al.*, 2005). Tectonic setting, Palaeoproterozoic basin basement and the dolerites which intrude all the sedimentary sequence are properly analyzed. Dolerites superimpose a low grade contact metamorphism on some sedimentary facies, specially on shales. These geologic studies will be very important in the regional correlation of the Piedras de Afilar Formation with their counterparts in the **Río de la Plata Craton**. Palaeoweather, provenance and palaeoenvironment data are too important to precise the palaeogeography of this unit at West-Gondwana context. According to biostratigraphy and chronostratigraphy, a more accurate age is obtained here for this geologic unit, which has been always of very problematic age till nowadays. Thus **Piedras de Afilar Formation** age is accurately determined as *Late Ediacaran*.

Dedicatoria

A todos los compañeros del Centro de Investigaciones Geológicas, con mi más sincero afecto y en retribución a su apoyo y confianza.

Dos frases marcan este compendio:

“La geología no tiene límites políticos”, frase de la jerga geológica.

“No existe forma que la naturaleza no sea capaz de esculpir” – pensando en las estructuras sedimentarias, Karina.

Agradecimientos:

Muchas han sido las personas quienes han colaborado y contribuido para hacer posible el presente trabajo. A todos ellos, deseo expresar mi más profundo agradecimiento. En primer lugar quisiera agradecer a mis directores de tesis, los Dres. *Daniel Gustavo Poiré* y *Claudio Gaucher*, quienes me propusieron el tema de trabajo, y me brindaron todo su apoyo desde el punto de vista académico y humano.

A todos y cada uno de los colegas y compañeros del **Centro de Investigaciones Geológicas**, por su apoyo y confianza. A sus directores, quienes me apoyaron durante el transcurso del postgrado, *Dr. Carlos Rapela* y *Dr. Sergio Matheus*. A la *Dra. Lucía Gómez Peral*, compañera y amiga. A la *Lic. Paula Frigerio* y el *Lic. Norberto Uriz* por su ayuda incondicional en los trabajos de laboratorio de concentración de minerales pesados. Al *Lic. Alfredo Benialgo* por el diseño de los mapas en Sistemas de Información Geográfica; y por su paciencia y enseñanza. A los *Lic. Jorge Maggi*, *Cecilia Inés Genazzini* y *Pablo García* por su guía en los análisis de laboratorio de rayos X. A la *Lic. Claudia Cavarozzi* y al *Sr. Jorge Wlaziuk*, por su disposición y ayuda en los trabajos en el laboratorio de geoquímica. A los Sres. *Daniel Martire* y *Marcos Pousada* por la confección de los cortes petrográficos.

Al Profesor *Stanley Finney*, por su colaboración en los primeros trabajos y datación de circones detríticos de la Fm. Piedras de Afilas y otras unidades neoproterozoicas del Cratón del Río de la Plata. Al Profesor *Farid Chemale*, por los análisis químicos realizados en el laboratorio de la *Universidad de Porto Alegre*. A los Profesores *Dr. Robert Frei* y *Dr. Dirk Frei* de la *Universidad de Copenhague* por la realización de análisis químicos y dataciones. Al profesor *Dr. N. Sial* por los análisis isotópicos de las calizas en la *Universidad de Brasília*. Quisiera además expresar mi más profundo agradecimiento a los Dres. *Peter Sprechmann*, *Jorge Bossi*, *Jorge Montaña*, *Carlos Cingolani* y *Juan Franzese*, por su gran aporte de conocimiento y contribución a la investigación. También agradezco a las personas que me ayudaron en los trabajos de campo, la *Prof. Analía Dos Santos*, la *Lic. Andrea Borca* y *Marcelo Quiroga*.

Agradezco enormemente a mi familia, quienes desde un principio me han apoyado en este camino, especialmente a mis padres *Silvia* y *Benjamín*, a mis hermanos *Verónica*, *Fabiana*, *Álvaro* y *Gonzalo*. También a *Paula* y *Carolina* y *Martin*. A mis sobrinos *Delfina*, *Sofía*, *Joaquín* y *Pilar*, quienes nacieron en el transcurso de esta tesis como un hermoso regalo de la vida. A todos ellos, por su apoyo incondicional, confianza y contención en todo momento. También quisiera mencionar a los amigos que han estado siempre conmigo aportando de alguna manera su granito de arena. A *Karina Perla Yizmeyán*, *Gabriela Iardino*, *Mirna Pesce*, *Mauricio Montaña* y *Gonzalo Font*.

Este trabajo de investigación ha sido posible gracias a las becas de la **Organización de Estados Americanos**, y las becas de perfeccionamiento y formación superior de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la **Universidad Nacional de La Plata**. También se contó con el apoyo de la "Internacional Association of Sedimentologists" (IAS Grant 2008). Asimismo esta tesis es una parte integral del "Proyecto IGCP-478" (2002-2007): "Eventos del Neoproterozoico del Gondwana suroccidental"; así como del "Proyecto Tandilia" (**Facultad de Ciencias Naturales y Museo**); del "Proyecto CSIC": "Rocas calcáreas de edad Neoproterozoico del Terreno Nico Pérez".

ÍNDICE

- I. RESUMEN
- II. ABSTRACT
- III. Dedicatoria
- IV. Agradecimientos

1.- CONCEPTOS GENERALES.....	1
1.1.- Introducción.....	1
1.2.- Ubicación Geográfica.....	2
1.3.- Objetivos.....	5
1.4.- Documentos cartográficos.....	6
1.5.- Revisión de antecedentes.....	7
1.5.1.- Contexto geológico regional.....	7
1.5.2.- Basamento.....	10
1.5.3.- Formación Piedras de Afilas.....	12
1.5.4.- Cenozoico.....	18
1.5.5.- Breve Introducción Sobre el Precámbrico de Argentina.....	22
2.- METODOLOGÍA.....	24
2.1.- Metodología general.....	24
2.2.- Cartografía y documentos cartográficos.....	26
2.3.- Metodología para la determinación de facies sedimentarias.....	29
2.3.1.- Fase de campo.....	30
2.3.2.- Determinación de la composición mineralógica.....	30
2.4.- Análisis de paleocorrientes.....	35
2.5.- Métodos de geología isotópica.....	36
2.6.- Técnicas de micropaleontología.....	41
3.- LITOESTRATIGRAFÍA	42
3.1.- Introducción.....	42
3.2.- Basamento Cristalino.....	44
3.2.1.- Granito La Tuna.....	47
3.3.- Formación Piedras De Afilas.....	51
3.3.1.- “Miembro Cuchilla Alta”.....	53
3.3.1.1.- Definición.....	53
3.3.1.2.- Descripción.....	53

3.3.2.- “Miembro Arroyo Junquito”	60
3.3.2.1.- Definición.....	60
3.3.2.2.- Descripción.....	62
3.3.3.- “Miembro Arroyo de la Tuna”.....	62
3.3.3.1.- Definición.....	62
3.3.3.2.- Descripción.....	63
3.4.- Filones capa de dolerita.....	66
3.5.- Hornfels epidóticos.....	67
4.- ANÁLISIS DE FACIES.....	69
4.1.- Introducción.....	69
4.2.- Concepto de Facies y Asociaciones de Facies.....	71
4.3.- Contacto de la Fm. Piedras de Afilar con el basamento cristalino.....	72
4.3.1.- Facies conglomerádicas.....	75
4.3.2.- Facies heterolíticas.....	75
4.3.3.- Psamitas.....	81
4.3.4.- Pelitas.....	89
4.3.5.- Rocas carbonáticas.....	93
4.3.6.- Facies de hornfels epidóticos.....	94
4.4.- Interpretación de las asociaciones de facies.....	96
4.4.1.- Asociación de facies arenosas de <i>foreshore</i>	96
4.4.2.- Asociación de facies arenosas de <i>shoreface</i>	97
4.4.3.- Asociación de facies pelíticas.....	98
4.4.4.- Asociación de facies de rampa carbonática.....	99
5.- PETROLOGÍA Y DIAGÉNESIS.....	100
5.1.- Introducción.....	100
5.2.- Petrología de las facies psamíticas y conglomerádicas.....	101
5.2.1.- Minerales detríticos.....	108
5.2.2.- Arcillas.....	110
5.3.- Petrología de las facies pelíticas.....	120
5.3.1.- Minerales detríticos.....	123
5.3.2.- Arcillas.....	123
5.4.- Petrología de las facies carbonáticas.....	141
5.5.- Doleritas.....	155
5.6.- Diagénesis en las psamitas.....	156

5.7.- Diagénesis en las pelitas.....	157
6.- PALEOCORRIENTES.....	162
6.1.- Significado geológico	163
6.2.- Selección de la metodología.....	163
6.3.- Presentación de los resultados.....	165
6.3.1.- Paleocorrientes en facies psamíticas.....	165
6.3.2.- Paleocorrientes en facies pelíticas.....	170
6.3.3.- Síntesis de los resultados obtenidos.....	170
6.4.- Discusión de los resultados.....	180
7.- PALEOAMBIENTE Y PALEOGEOGRAFÍA.....	182
7.1.- Introducción.....	182
7.2.- Asociaciones de facies.....	185
7.2.1.- Asociaciones de facies silicoclásticas.....	185
7.2.1.1.- Asociación de facies de <i>foreshore</i>	185
7.2.1.2.- Asociación de facies de <i>shoreface</i>	186
7.2.1.3.- Asociaciones de facies pelíticas progradantes.....	187
7.2.2.- Asociación de facies de rampa carbonática.....	188
7.3.- Paleoclima.....	190
7.4.- Paleogeografía y modelo de sedimentación.....	193
7.5.- Paleogeografía regional.....	197
8.- PROVENIENCIA.....	200
8.1.- Datos de paleocorrientes.....	200
8.2.- Evidencias de petrología y geoquímica.....	202
8.3.- Isótopos Sm-Nd.....	219
8.4.- Circones detríticos.....	222
8.4.1.- Areniscas de la Formación Piedras de Afilas.....	222
8.4.2.- Metareniscas de Araminda.....	226
8.5.- Discusión de los resultados.....	229
9.- EDAD Y CORRELACIONES.....	230
9.1.- EDAD.....	231
9.1.1.- Circones detríticos y análisis Sm-Nd.....	231
9.1.2.- Resultados isotópicos de C y O en calizas.....	233
9.1.3.- Datos geocronológicos de las doleritas.....	233
9.1.4.- Granito La Tuna: Primeros datos geocronológicos U-Pb ICP LA-MS.....	236
9.1.5.- Bioestratigrafía.....	240
9.2.- CORRELACIONES.....	244
9.2.1.- Argumentos generales.....	244

9.2.2.- Grupo Arroyo del Soldado: Neoproterozoico de Uruguay.....	244
9.2.2.1.- Grupo Arroyo del Soldado inferior.....	244
9.2.2.2.- Grupo Arroyo del Soldado superior.....	245
9.2.3- Grupo Sierras Bayas: Neoproterozoico de Argentina.....	250
9.2.3.1.- Formación Cerro Largo.....	250
9.2.3.2.- Formación Olavarría.....	251
9.2.3.3.- Formación Loma Negra.....	251
10.- CONCLUSIONES.....	253
10.1.- Evolución de la cuenca.....	254
10.1.1.- Control tectónico.....	256
10.1.2.- Cambios climáticos y de niveles eustáticos.....	257
10.1.3.- Diagénesis.....	258
10.2.- Paleogeografía regional.....	258
10.3.- Estratigrafía, edad y correlaciones.....	260
Referencias bibliográficas.....	264

ANEXOS

ANEXO I.- Localización de muestras y análisis realizados

ANEXO I-A: Localización de muestras: referencias geodésicas

ANEXO I-B: Base de datos de análisis realizados

ANEXO II.- Complementos de cartografía

ANEXO II-A: Mapas de localización de afloramientos

- (i) Mapa de localización de los puntos de observación
- (ii) Localización de muestras y contactos geológicos
- (iii) Localización de muestras datadas

ANEXO II-B: Cortes geológicos

ANEXO III.- Síntesis y correlación de las columnas estratigráficas relevadas

ANEXO IV.- Imágenes MEB y Análisis EDS

- (i) Tabla de muestras analizadas
- (ii - xii) Microfotografías con EDS

ANEXO V.- Descripción de perforaciones (O.S.E.)

ANEXO VI.- Dataciones U-Pb ICP LA-MS y Pb-Pb TIMS en Granito

ANEXO VI-A: Tabla de edades U-Pb ICP LA en circones

ANEXO VI-B: Tabla de edades Pb SL en monacita

ANEXO VII.- Dataciones U-Pb ICP LA-MS en circones detríticos

ANEXO VII-A: Dataciones U-Pb ICP LA en circones de las cuarcitas de Araminda (PAF21B)

ANEXO VII-B: Circones detríticos de las areniscas de la Fm. Piedras de Afilas (PAF2).

1 CONCEPTOS GENERALES

CONTENIDO:

- 1.1.- INTRODUCCIÓN
- 1.2.- UBICACIÓN GEOGRÁFICA
- 1.3.- OBJETIVOS
- 1.4.- DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS
- 1.5.- REVISIÓN DE ANTECEDENTES
 - 1.5.1.- Contexto Geológico Regional
 - 1.5.2.- Basamento
 - 1.5.3.- Formación Piedras de Afilas
 - 1.5.4.- Cenozoico
 - 1.5.5.- Breve introducción sobre el Precámbrico de Argentina

1.1.- INTRODUCCIÓN

Las primeras investigaciones geológicas en la zona de Piedras de Afilas, Departamento de Canelones fueron realizados por Jones (1956), quien realizó la cartografía de la región. Este autor definió la **Formación Piedras de Afilas**, en su estratotipo de la Estación Piedras de Afilas. Más adelante, fueron publicados algunos trabajos sobre petrografía acerca de esta unidad (Cingolani *et al.*, 1990a; Coronel *et al.*, 1982).

Al proponer el tema de estudio, el área de estudio se encontraba suscripta al Terreno Piedra Alta, definido por Bossi *et al.* (1998) y correspondía a la región granítico-metamórfica que está al oeste de la zona de cizalla Sarandí del Yi. Dicha zona de cizalla la separa del Terreno Nico Pérez.

Sin embargo, Bossi *et al.* (2005) y Ribot *et al.* (2005), definieron la “zona de cizalla Colonia”, que divide al Terreno Piedra Alta en dos terrenos tectonoestratigráficos diferentes: Terreno Piedra Alta al norte, y Terreno Tandilia al sur.

De acuerdo con esto, la Fm. Piedras de Afilas está formando parte del Terreno Tandilia. Por ello, el título de esta tesis debió ser modificado para

referirse a “Terreno Tandilia”, en lugar de “Terreno Piedra Alta”, como había sido planteado originalmente. El Terreno Tandilia presenta indicios de su continuación hacia Argentina, y las evidencias de correlación aquí planteadas son un elemento más para esta argumentación.

Resulta interesante mencionar que la denominación **Fm. Piedras de Afilar** (Jones, 1956), proviene del nombre del pueblo Piedras de Afilar ubicado en el Departamento de Canelones, Uruguay. Las cuarzoarenitas de esta localidad son utilizadas como “piedras de afilar”, por su dureza debido al alto contenido de cuarzo, para afilar herramientas. Algunos antropólogos relatan que los indígenas utilizaban piedras de este tipo para confeccionar sus cuchillos (p.ej. Vidart, 2006).

1.2.- UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La Formación Piedras de Afilar se encuentra ubicada en el Departamento de Canelones, al sureste de la República Oriental del Uruguay. La zona de estudio se extiende entre las coordenadas geográficas: X: 55°, 30′0″W, 55° 36′0″W; Y: 34° 44′0″S, 34°48′0″S (UTM-datum Yacaré: X = 518000, 530000; e Y= 6150000, 6158000; y UTM: X = 6156425,65, 6148284,43; e Y = 627830,57, 639731,93) como se observa en el mapa (Fig. 1.1).

Todos los documentos cartográficos han sido georreferenciados en coordenadas geográficas en el mismo documento o en un mapa de referencia. Igualmente todos los mapas geológicos constan de la ubicación en coordenadas UTM con datum Yacaré, ya que son las utilizadas en los documentos cartográficos de Uruguay. Para este estudio se cuenta con la carta topográfica 1/500.000 Mosquitos-Atlántida, del Servicio Geográfico Militar (S.G.M., 1999); con las fotos aéreas de la zona a escala 1/20.000 también del S.G.M. y con imágenes Landsat.

La unidad de estudio abarca terrenos ondulados al norte, zonas costeras y de llanura al sur. Cabe señalar que una dificultad del área de estudio es la presencia de bosques artificiales en gran parte de la zona; y la escasez de afloramientos de los miembros superiores, debido a la vasta cobertura cuaternaria.

Se observa una aceptable calidad de afloramiento de todos los niveles estratigráficos en algunas canteras abandonadas y en cerros de areniscas.

En una cantera al norte de los Cerros Piedras de Afilas (Cantera González), de donde se extraía granito, se aprecia muy bien la zona de contacto con el basamento y se releva un perfil tipo para el miembro inferior de la Fm. Piedras de Afilas. La Cantera González ha reactivado la explotación recientemente en el año 2011.

Otra cantera, de donde se extraían cuarcitas como materiales de construcción (Cantera Imhoff, aquí también llamada Cantera Jones, en homenaje al primer geólogo que describió estos afloramientos), muestra importantes estructuras sedimentarias que se describen más adelante.

Al sur del área de estudio, una vieja cantera de caliza (denominada Cantera Heide en honor a su descubridor), muestra las calizas del tope de la secuencia bien preservadas.

En los Cerros Piedras de Afilas hay buenas exposiciones, principalmente de las facies psamíticas inferiores. Sin embargo, las facies pelíticas afloran escasamente, generalmente en cárcavas.



Figura 1.1: Localización geográfica y contexto geológico de la Formación Piedras de Afilar. SYSZ: Zona de Cizalla Sarandí del Yi, CSZ: Zona de Cizalla de Colonia (inferida), SBSZ: Zona de Cizalla Sierra Ballena. Mapa modificado de Gaucher *et al* (2008) e Imagen Google Earth (2010).

1.3.- OBJETIVOS

El objetivo general planteado en el presente trabajo es caracterizar la sedimentología, estratigrafía, los ambientes sedimentarios, la edad y correlación de la **Formación Piedras de Afilar**, con la mayor precisión posible.

Para ello, se tienen los siguientes objetivos específicos:

- estudios sedimentológicos y estratigráficos y su comparación con otras unidades de la región;
- definición de las características litoestratigráficas, paleoambientales y de proveniencia para las psamitas, pelitas y calizas que componen la unidad de estudio;
- interpretación de paleoambiente, paleoclima, factores diagenéticos y área fuente para las arcillas;
- análisis isotópicos Sm-Nd en pelitas;
- obtención de los primeros datos geocronológicos específicos; p.ej. U-Pb (LA ICP-MS) en rocas intrusivas y en fracción detrítica¹;
- estudios de correlación y edades relativas, basado principalmente en la obtención de datos isotópicos (C y O)².
- estudios palinológicos en pelitas ricas en materia orgánica³.

La metodología para el cumplimiento de estos objetivos se expone en detalle a continuación (Capítulo 2).

Asimismo, cada uno de los objetivos se explica de manera sucinta en los respectivos capítulos, donde se llevan a cabo los diferentes procedimientos para la obtención de los resultados.

¹ Las dataciones de circones en cuerpos intrusivos y estudio de circones detríticos se realizaron en la Universidad Federal do Sul - Porto Alegre, a cargo del Dr. Chemale; y los estudio de circones detríticos en Canadá, con el Dr. Finney; y en la Universidad de Copenhague, Dinamarca.

² Los datos isotópicos (C y O) fueron procesados en el Depto. De Geología -UFPE, Recife, por el Dr. Alcides N. Sial.

³ Los análisis palinológicos se hicieron en la Facultad de Ciencias, UDELAR.

1.4.- DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS

Los documentos cartográficos disponibles son: (a) carta topográfica 1/100.000; (b) fotos aéreas 1/20.000 de toda la zona de estudio; (c) imágenes LANSAT e imágenes satelitales Google-Earth proyectadas con software ArcView (Fig. 1.2) y Google-Sketch (software 3D); (d) se cuentan por último como bases cartográficas los únicos mapas geológicos regionales (1/100.000) realizados por Jones (1956) y más recientemente Spoturno *et al.* (2004).

Jones (1956) realizó el primer mapa geológico del Departamento de Canelones, donde definió varias unidades geológicas, entre ellas la Formación Piedras de Afilar, como se ha explicado.

Spoturno *et al.* (2004) describieron principalmente la sedimentología del Cenozoico (mapa que se muestra más adelante en el apartado Antecedentes, dentro de este capítulo).

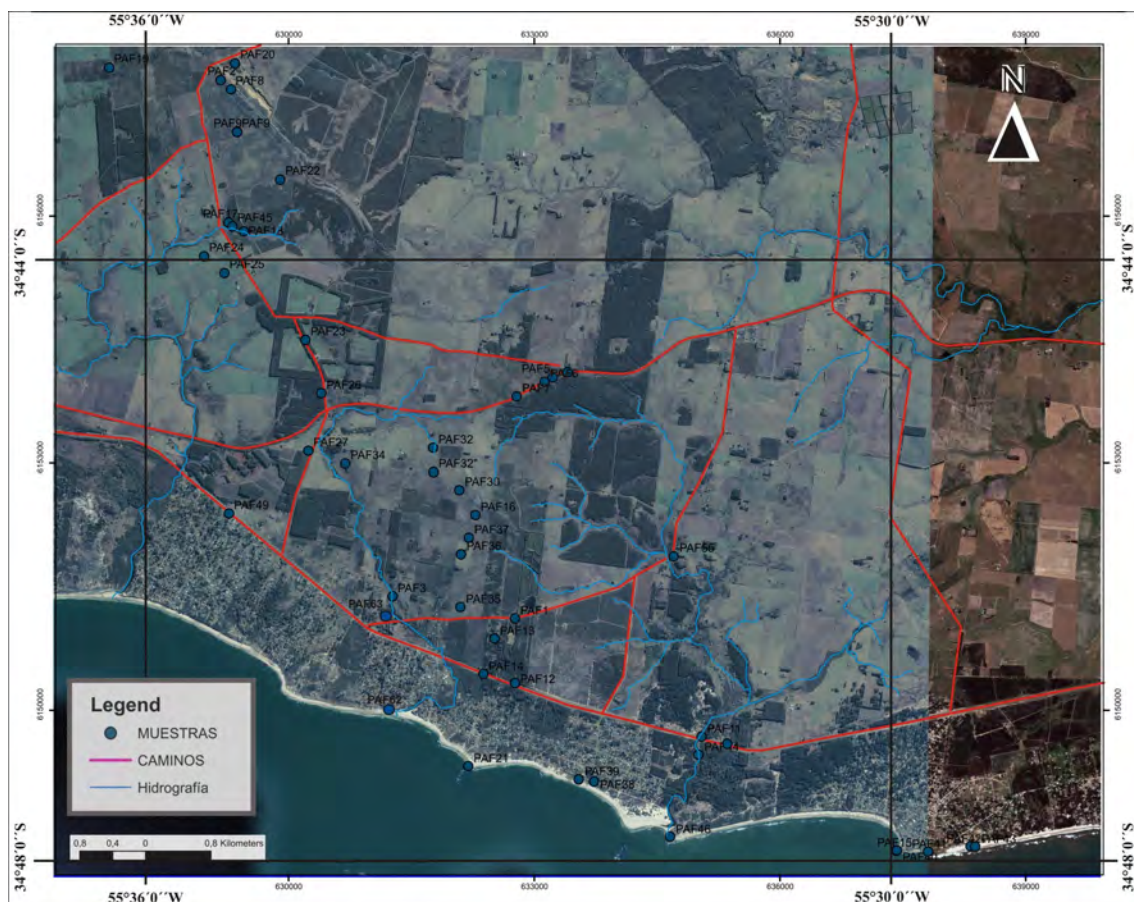


Figura 1.2: Imágenes satelitales de Google-Earth (escala original: 1/500.000). Se muestra la localización de todos los puntos de observación (coordenadas UTM – transformadas de Gauss Kruger-Yacaré; georreferenciado en coordenadas longitudinales). Ampliación en **Anexo II-A**.

1.5.- REVISIÓN DE ANTECEDENTES

1.5.1- Contexto geológico regional

En los primeros estudios del Precámbrico de Uruguay, se reconocieron dos ciclos orogénicos, un cratón de edad Transamazónico de ca.2Ga: Cratón del Río de la Plata (Almeida *et al.*, 1971) y un cinturón móvil al este-sudeste del país, con edades típicas Brasiliano-Panafricano de 700 a 500 Ma. (Bossi *et al.*, 1975; Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi & Navarro, 1991).

Este modelo, debió ser abandonado después de las publicaciones de Bossi & Campal (1991, 1992), quienes reportaron el descubrimiento de una Zona de Cizalla Sarandí del Yí - Piriápolis (ZCSYP); la cual separa dos regiones con distinta evolución geológica dentro del Cratón del Río de la Plata (Fig.1). Se basaron en el estudio del haz de diques del Río de la Plata, de 1.786 ± 2 Ma. (Bossi *et al.*, 1993b, 1996), que es interrumpido abruptamente al este por este lineamiento. Además el arqueamiento de los diques indica un movimiento dextral de cizallamiento.

Como consecuencia, la región al este de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí - Piriápolis, habría evolucionado independientemente, al menos hasta 1,8 Ga. De acuerdo con esto, Bossi & Campal (1992) y Bossi *et al.* (1993a, 1996) reconocieron las siguientes unidades tectonoestratigráficas: (1) Terrane Piedra Alta de edad Transamazónica, conteniendo el haz de diques del Río de la Plata; (2) Terrane Nico Pérez, al este de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí - Piriápolis, afectado por el evento orogénico Brasiliano; (3) Cinturón Cuchilla de Dionisio, incluyendo una sucesión de rocas metamórficas de bajo a alto grado de metamorfismo y granitoides intrusivos; más tarde denominado Terreno Cuchilla de Dionisio (Bossi & Gaucher, 2004).

Los límites del Terreno Nico Pérez han sido redefinidos por Gaucher *et al.* (1998a), como la Zona de Cizalla Sarandí del Yí-Piriápolis al oeste; la zona de cizalla Sierra Ballena al este. Al norte, el basamento precámbrico desaparece bajo la cobertura fanerozoica de la Cuenca del Paraná sur, salvo en las denominadas Isla Cristalina de Rivera e Isla Cristalina de Aceguá, que pertenecen claramente al Terrane Nico Pérez, de acuerdo con evidencias

litoestratigráficas y tectónicas (Gaucher *et al.*, 2000) y nuevas evidencias geocronológicas (Oyhantçabal *et al.*, 2012). La definición de las regiones mencionadas como terreno tectonoestratigráfico está de acuerdo con la definición de Howell (1989): “un paquete de rocas limitado por fallas con una estratigrafía distinta, que caracteriza un ambiente geológico particular”.

Montaña & Sprechmann (1993) describieron una secuencia sedimentaria (Fm. Arroyo de la Pedrera) compuesta por rocas silicoclásticas basales (Miembro Cerros San Francisco), que pasa a calizas estromatolíticas (Miembro Cerro Victoria), donde fueron encontrados icnofósiles del género *Thalassinoides* (Sprechmann *et al.*, 2004). Posteriormente Gaucher (2000) define el Grupo Arroyo del Soldado, compuesto de base a tope por:

(1) Formación Yerbal (definida por Gaucher, 2000), compuesta por rocas silicoclástica (areniscas subarcólicas, cuarzosas, pelitas bandeadas y pelitas); de edad Ediacareense. En el tope ocurre una fauna distintiva: *Cloudina rimakae* (Germs, 1972), *Titanothera coimbrae*, *Waltheria marburgensis*, *Soldadotubulus* y *Paleodiscus* (Gaucher & Sprechmann, 1999).

(2) Formación Calizas de Polanco (Serie de Polanco, según Goñi & Hoffsteter, 1964; definida como Formación por Gaucher *et al.* (1996), compuesta por calizas dolomíticas; de edad Vendiana. Contiene acritarcas de baja diversidad (*Leioesphaeridia* *Lophosphaeridium*) (Gaucher, 2000).

(3) Formación Barriga Negra (definida por Midot, 1984, *fide* Bossi & Navarro, 1991); incluida en el Grupo Arroyo del Soldado por Gaucher *et al.*, 1998b); de edad Vendiana, constituida por conglomerados, areniscas, y pelitas, ocurriendo *Bavlinella faveolata* en las pelitas del tope (Gaucher, 2000).

(4) Formación Cerro Espuelitas (Gaucher *et al.*, 1996), conformada por pelitas carbonosas, escasos carbonatos, BIF y cherts, y microrflora de baja diversidad (*Bavlinella* y *Soldadophycus*)

(5) Formación Cerros San Francisco (definida por Montaña & Sprechmann, 1993) representa un ciclo granodecreciente y estratodecreciente, pasando a siltitos en el tope, con un espesor de 100-300m. Se atribuye una edad Cámbrico Inferior (Sprechmann *et al.*, 2004; Gaucher *et al.*, 2004).

(6) Formación Cerro Victoria (Montaña & Sprechmann, 1993, definen el Miembro Cerro Victoria y ubican su estratotipo en el Cerro Victoria). Gaucher *et al.* (1996) le dan rango de Formación. Está compuesta por

dolomías micrítica y oolíticas, pasando a dolomías estromatolíticas hacia el tope. Ocurren icnofósiles que podemos asignar una edad Cámbrico Inferior (Gaucher, 2000).

De acuerdo con el modelo tectonoestratigráfico de Bossi *et al.* (1998), la Fm. Piedras de Afilas formaba parte del **Terreno Piedra Alta**. El mismo está constituido por tres cinturones de orientación E-W, separados por fajas granito-migmatíticas, como se muestra en el siguiente esquema:

Cinturón Pando-----*Formación Montevideo + Granito de Soca*

Cinturón San José-----*Formación Paso Severino + Granito Isla Mala*

Cinturón Arroyo Grande-----*Formación Arroyo Grande + Complejo Marincho*

Más recientemente, Bossi *et al.* (2005) reconocieron una faja milonítica, denominada Zona de Cizalla de Colonia, la cual tiene unos 100km, con rumbo N70E a E-W y 6 a 8 km de ancho (Fig. 4) y coincidente con el labio norte de la fosa tectónica de Santa Lucía. Ribot *et al.* (2005) estudiaron las milonitas de esta zona de cizalla, encontrando indicadores cinemáticos que evidencian claramente que el movimiento de la zona de cizalla es sinistral. Bossi *et al.* (2005) y Ribot *et al.* (2005) propusieron que esta faja milonítica divide dos terrenos: el Terreno Piedra Alta al norte y el Terreno Tandilia al sur, el cual se correlaciona con las el Sistema Tandilia de Argentina. Como se señaló anteriormente, la Fm. Piedras de Afilas formaba parte del Terreno Piedra Alta (según Bossi *et al.*, 1998). Pero según los trabajos más recientes de Bossi *et al.* (2005) y Ribot *et al.* (2005) esta unidad quedaría enmarcada en el Terreno Tandilia, al sur de la faja milonítica de Colonia. Por lo tanto desde ahora nos referiremos a este Terreno, aceptando la propuesta de los citados autores. El Cinturón Pando queda al sur de la zona de cizalla de Colonia; mientras que los Cinturones San José y Arroyo Grande son atravesados por la zona de cizalla. A continuación se hace referencia al Granito de Soca y la Fm. Montevideo, que componen el Cinturón Pando (Bossi *et al.*, 1998a), sobre el cual se apoya la Fm. Piedras de Afilas.

1.5.2- Basamento

La Fm. Piedras de Afilas ocurre como un relicto sedimentario y se apoya en discordancia sobre el basamento paleoproterozoico (Fig. 1.3), el cual formó parte del **Terreno Tandilia**, definido por Bossi *et al.* (2005), como se explicó arriba. Este basamento está conformado por rocas metamórficas de la Fm. Montevideo y cuerpos intrusivos (Granito de Soca, Granito La Tuna y Granito Coronilla).

El Granito de Soca, el cual originalmente había sido definido como “Granodiorita de Tío Diego” por Jones (1956), fue redefinido por Bossi (1975) como “Granito de Soca”. Los principales afloramientos se encuentran en la localidad de Soca y en la cuenca del Arroyo Tío Diego, la cual abarca parte del área de estudio. Litológicamente es un leucogranito de grano grueso, con fenocristales de microclina y textura rapakivi. Presenta como minerales principales cuarzo y plagioclasa; además de biotita, anfíboles, circón, apatito, allanita y esfeno. Oyhanđabal *et al.* (1988) lo caracterizaron como un “granito rapakivi”, de acuerdo con las bajas concentraciones de $[CaO]$, $[Al_2O_3]$ y $[P_2O_5]$; y elevadas concentraciones de $[FeO/FeO+MgO]$, $[K_2O/Na_2O]$, álcalis, Nb y tierras raras. Ha sido datado por el método U-Pb ICP LA MS, obteniendo una edad de 2054 ± 11 Ma., por Hartmann *et al.* (2001).

La Fm. Montevideo fue definida por Cordellino & Ferrando (1969) para incluir a todas las rocas cristalinas del Departamento del mismo nombre, a excepción del granito La Paz. Estos autores describían “embrechitas, anatexitas y granitos de anatexis”; y no incluían las anfibolitas ni tampoco reconocían los fenómenos de migmatización. Posteriormente, Bossi *et al.* (1998) proponen el término “Cinturón Montevideo” para referirse al paquete metamórfico, limitado al norte por la Fm. Mosquitos (Campal *et al.*, 1988 *vide* Bossi & Navarro, 1991); la cual está conformada por un conjunto de rocas peraluminosas, deformadas y asociadas a un lineamiento estructural de rumbo E-W. Este lineamiento separa los metamorfitos de grado medio de un terreno granito-gnéisico al norte. Las litologías del Cinturón Montevideo incluyen: “gneises oligoclásticos a dos micas, orto y para anfibolitas, micaesquistos y paragneisses grafitosos” (Bossi *et al.*, 1998). Las ortoanfibolitas se encuentran en las zonas más altas (Cerro y Cerrito), por su resistencia a la meteorización.

Las para-anfibolitas y los micaesquistos se observan en canteras y escasos afloramientos. Bossi *et al.* (1998) describieron las siguientes características: (1) paragénesis de los micaesquistos: muscovita, biotita, granate almandino, estauroлита, andalucita, plagioclasa, cuarzo, donde la estauroлита y la andalucita adquieren tamaño centimétrico; (2) se reconoce la superficie So de la sedimentación original que responde al bandeo composicional actual; (3) la andalucita está vinculada al metamorfismo regional; (4) los paragneisses grafitosos afloran en los alrededores de la localidad de Soca, próximo al granito peraluminoso del mismo nombre.

Bossi & Ferrando (2001) denominaron a este cinturón metamórfico “Cinturón Pando”, exponiendo las mismas características. Está conformada por micaesquistos a facies andalucita, ortoanfibolitas y gneiss (paragneiss y ortogneiss). Para las ortoanfibolitas de la Fm. Montevideo, se tienen datos geocronológicos de Preciozzi (1993) de ca. 2200 Ma.

El Granito Coronilla aflora al este de los Cerros Piedras de Afilar y al sur del granito de Soca, cubierto en gran parte por los sedimentos cuaternarios de la Fm. Libertad. Si bien no se ha reconocido el contacto de la Fm. Piedras de Afilar con este granito, existen evidencias de que forma parte del basamento de la cuenca en perforaciones ubicadas en las localidades de San Luis y La Tuna. Este cuerpo intrusivo fue definido por Jones (1956), quien describe un leucogranito de grano fino a medio, equigranular, compuesto por cuarzo, microclina, ortosa, plagioclasa y micas como minerales accesorios (biotita y muscovita). Otros autores observaron recortes de aplita y pegmatita, y una intensa fracturación 040-060° y 340-350° (Spoturno *et al.*, 2004).

Finalmente, el Granito La Tuna fue definido por Spoturno *et al.* (2004). Estos autores sostenían que este cuerpo ígneo hacía intrusión en las rocas de la Fm. Piedras de Afilar. Sin embargo, como se comprueba más adelante en este trabajo, forma parte del basamento paleoproterozoico.



Figura 1.3: Foto panorámica de la Formación Piedras de Afilas sobreyaciendo el basamento Paleoproterozoico.

1.5.3- Formación Piedras de Afilas

La Fm. Piedras de Afilas fue definida por Jones (1956) como una “secuencia detrítica granodecreciente desde areniscas gruesas a pelitas, culminando en calizas, con 600 metros de potencia y paleocorrientes N20E y N80E”. Bossi & Navarro (1991) describieron las siguientes litologías de base a tope: (a) areniscas de grano grueso a grano medio, a arcosas con cemento cuarzoso y estratificación cruzada planar; (b) areniscas finas bien seleccionadas, con óndulas de oscilación y cemento cuarzoso; (c) limolitas rosadas laminadas, de color marrón a gris oscuro, con muscovita, pasando a arcillitas hacia el tope; (d) calizas grises de grano fino, con un máximo espesor de 10m.

Coronel *et al.* (1982) realizan un estudio litoestratigráfico más detallado, describiendo de base a tope:

1.- Banco de areniscas y cuarcitas: Areniscas gruesas en la base, a veces cuarzo-feldespáticas, con colores blancos y de oxidación. Aparecen interestratificaciones de areniscas finas y medias, cuarcitas y ocasionalmente

con estratos de limolitas. Las areniscas finas y cuarcitas presentan clastos bien redondeados, pero la mayor parte están intensamente silicificados y deformados. La estratificación es paralela y a veces entrecruzada, presentando estructuras de “calcos de flujo” y marcas de onda. Este banco buza al SW, con fuerte diaclasamiento y corrimientos horizontales. Tiene una potencia de 250m.

2.- Limolitas: Las limolitas son de colores oscuros, grises, finamente estratificadas con bandeo rítmico. Contienen filosilicatos, cuarzo y opacos. El metamorfismo de contacto con las diabasas, da lugar a corneanas epidóticas. Se intercalan algunos bancos de areniscas.

3.- Calizas: Son de grano fino de colores grises y negros, a veces arenosas, con venillas de calcita recristalizada. Presentan intercalaciones de limolitas y están intensamente plegadas.

4.- Actividad intrusiva básica: “Los filones capa de dolerita no pertenecen a la Fm. Piedras de Afilas, pero se cartografían conjuntamente con las limolitas y calizas”, explican los arriba citados autores.

Cingolani *et al.* (1990) describieron las rocas básicas como rocas microgranudas que presentan textura subofítica e intersectal, las cuales están mineralógicamente constituidas por anfíbol pleocroico (actinolita), plagioclasa (albita), clorita y epidoto. Estos autores afirman que son “rocas de grano grueso presentan textura pseudo-lamprofídica, con grandes cristales de actinolita uralítica cuyo centro es el piroxeno (augita), en una matriz de cuarzo, plagioclasa, clorita y epidoto” y que “...petrográficamente corresponden a microgabros y diabasas, con fuerte alteración, cuyo magma original tendría una composición aproximada de un basalto tholeítico”. La secuencia está inyectada por filones basálticos; y un metamorfismo de contacto generado en base y tope. De acuerdo con Cingolani *et al.* (1990), “...el grado metamórfico es bajo, paragénesis actinolita - epidoto en las metalavas e índice de cristalinidad de la illita entre 0.2 y 0.3 para las metapelitas, que corresponden al campo del Epimetamorfismo”.

Más adelante, en este texto se realiza una descripción litoestratigráfica de detalle, que si bien está de acuerdo con los referidos antecedentes, contiene importantes innovaciones, descripción de perfiles estratigráficos (escala 1:10); así como también una caracterización litoestratigráfica distinta, en cuanto a la definición de tres miembros dentro de esta Formación.

Respecto al conocimiento de la **tectónica** que afectó la formación, Coronel *et al.* (1990) reconocieron dos eventos tectónicos principales, uno de tipo distensivo y otro compresivo. El evento distensivo habría ocasionado el basculamiento post-sedimentario de la sucesión, mientras que el compresivo habría generado fallas con desplazamiento sinistral E-W, principalmente. Referente al tipo de ambiente geotectónico de la cuenca sedimentaria, no existen trabajos que contemplen el tema para el caso en particular de la Fm. Piedras de Afilar.

No había hasta el momento tampoco ningún trabajo, que contemplara el tipo de **ambiente sedimentario** de la Fm. Piedras de Afilar específicamente. Sin embargo ciertas evidencias se citan en algunas publicaciones. El ambiente de sedimentación aceptado hasta el momento es de tipo transicional, litoral costero (playa). Se basa en las evidencias litoestratigráficas, y estructuras sedimentarias. Las paleocorrientes estudiadas en óndulas asimétricas, permiten inferir que existen dos direcciones, una N80E y otra N20W (Coronel *et al.*, 1982).

Los principales parámetros ambientales a tener en cuenta para obtener un estudio más detallado serán: (i) las estructuras sedimentarias arriba descritas; tomado como un muy importante parámetro de diagnostico del ambiente sedimentario; (ii) las paleocorrientes que se estudiarán a partir de algunas de las estructuras sedimentarias unidireccionales (óndulas simétricas, estratificación cruzadas planar, hummocky y tangencial) y bidireccionales (interferencia de ondulas); análisis tridimensional en artesas; y paleocorrientes diagnóstico medidas en calcos de flujo. Pecoits *et al.* (2008) plantearon la existencia de dos direcciones de paleocorrientes (N-S y E-W), lo cual resulta poco preciso; (iii) registro fósil como marcador bioestratigráfico y paleoambiental: se citan hallazgos de *Soldadophycus bossi* y *Bavlinella faveolata* por Pecoits *et al.* (2008). Sin embargo los citados microfósiles, son de carácter dudoso, ya que no se ilustran ni describen adecuadamente (Poiré & Gaucher, 2009). No obstante, no sería sorprendente la presencia de estos fósiles en la Fm. Piedras de Afilar. Por el contrario, sería una evidencia más de su edad Ediacareense, y su posible correlación con las formaciones Yerbal y Polanco (Grupo Arroyo del Soldado inferior). Sin embargo, Pecoits *et al.* (2008) plantearon una correlación con la Fm. San Francisco (Grupo Arroyo del

Soldado superior), lo cual es contradictorio con el registro fósil encontrado por estos autores y otras condiciones (Poiré & Gaucher, 2009).

Los únicos estudios publicados sobre **petrología y diagénesis** son los realizados por Cingolani *et al.* (1990), respecto a la difracción de rayos X en pelitas, particularmente midiendo los índices de Kübler de cristalinidad de la Illita (IC). Estos autores encuentran IC entre 0.2 y 0.3, correspondientes al campo del epimetamorfismo. En el presente trabajo se amplía sobre este tema (ver capítulo 5: Petrología y Diagénesis).

En tanto las únicas descripciones petrográficas disponibles son las de Coronel *et al.* (1982), donde se describen las doleritas que intruyen esta formación, haciendo una diferenciación entre las microgranudas y granudas; y concluyendo que en cuanto a textura y mineralogía se trata de rocas gábricas.

Acerca de la **edad** de la Fm. Piedras de Afilas se conocía muy poco. Existen hipótesis de una edad Neoproterozoica, de acuerdo a una acotación superior, por las intrusiones de edad Cámbrica. De acuerdo con Bossi *et al.* (1998) esta formación podría ser de edad Ediacareense, basándose en las características estructurales y texturales (correlación litológica con el Grupo Arroyo del Soldado); pero estos autores la citan como “unidad de posición estratigráfica incierta”. Existen dataciones radiométricas de Cingolani *et al.* (1990) obtienen edades K/Ar (RT) de 382 ± 11 Ma para las pelitas, pero no se pueden considerar edades de deposición.

Asimismo la edad del basamento acota la edad máxima de la Fm. Piedras de Afilas. El granito de Soca está datado en 2.054 ± 11 Ma. (Hartmann *et al.*, 2001). Para las ortoanfibolitas de la Fm. Montevideo, se tienen datos de Preciozzi (1999) de ca. 2.200 Ma. Así la edad de la referida unidad queda acotada en un rango bastante amplio, siendo las edades mínimas poco precisas. Las diabasas datadas por Cingolani *et al.* (1990b) presentan edades de alrededor de 300Ma., lo cual no es útil para acotar la edad de la Formación Piedras de Afilas, bastante más vieja. Sin embargo, nuevas dataciones para los diques de doleritas deberían ser llevadas a cabo de ser necesario.

Por otra parte, Spoturno *et al.* (2004) plantearon que el granito La Tuna mostraba evidencias de intrusión en la secuencias sedimentaria y que era muy probablemente de edad Neoproterozoico tardío. Este tema se aborda con

detalle en el capítulo 9: Edad.

El tema de la **correlación**, se basa fundamentalmente en la comparación de los datos ya existentes sobre las unidades Precámbricas del Cratón del Río de la Plata, y del sur de Brasil, con los datos litoestratigráficos, bioestratigráficos, quimioestratigráficos y cronoestratigráficos disponibles y provistos por este trabajo. Gaucher (2000) consideró poco probable la correlación de la Fm. Piedras de Afilas con las unidades del Gr. Arroyo del Soldado, exponiendo los siguientes argumentos: (a) las pelitas del Gr. Arroyo del Soldado contienen poca cantidad de cloritas y esmectitas, en comparación con la Fm. Piedras de Afilas; (b) las areniscas de la Fm. Piedras de Afilas y las de la Fm. Cerros San Francisco (Cámbrico) del Grupo Arroyo del Soldado, no serían correlacionables por estar separadas por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY), cuya última reactivación es de edad Cámbrica (535 ± 25 Ma) (Bossi & Campal, 1992); (c) las calizas de la Fm. Piedras de Afilas son no-estromatolíticas y de poco espesor regional, en contraste con las dolomías de la Fm. Cerro Victoria (según Montaña & Sprechamann, 1993).

Contrariamente, Pecoits (2004) y Pecoits *et al.* (2008) plantearon una correlación de la Fm. Piedras de Afilas con la Fm. Cerros San Francisco. Postularon que ambas se caracterizan por ser secuencias estrato y granodecrecientes, que van desde areniscas gruesas a limolitas, y presentan paleocorrientes bimodales N-S dominante y E-W secundarias. Sin embargo, las dolomías sobreyacentes a la Fm. Cerros San Francisco son estromatolíticas (carbonatos de la Fm. Cerros Victoria), no encontrándose en Piedras de Afilas carbonatos de este tipo (Poiré & Gaucher, 2009). Además en las areniscas de la Fm. Cerros San Francisco no se observan pelitas intercaladas, como es frecuente en la Fm. Piedras de Afilas (Poiré & Gaucher, 2009). Contrariamente, más adelante en este trabajo, se desarrolla una posible correlación de la Fm. Piedras de Afilas, con las unidades inferiores del Grupo Arroyo del Soldado (Formaciones Yermal y Polanco). Ver capítulo 10: Correlaciones.

Respecto al Grupo Sierras Bayas, es importante señalar las evidencias expuestas por Gaucher *et al.* (2005), respecto a la correlación con las unidades basales del Grupo Arroyo del Soldado. Estos datos serán tenidos en cuenta en la correlación regional de la Fm. Piedras de Afilas, con sus

contrapartes en el Cratón del Río de la Plata. De acuerdo con (Gaucher *et al.*, 2005), a excepción de la Fm. Villa Mónica, la litoestratigrafía de la secuencia sedimentaria Neoproterozoica de Tandilia, es similar a la mitad inferior del Gr. Arroyo del Soldado. Es decir que las formaciones Cerro Largo, Loma Negra y Cerro Negro (Olavarría) se correlacionan litoestratigráficamente con las Formaciones Yermal, Polanco y Cerro Espuelitas inferior, respectivamente. Gaucher *et al.* (2005) reportan el hallazgo de *Cloudina rimakae*, en calizas micríticas de la Fm. Loma Negra, como una evidencia más de correlación de esta unidad con la parte inferior de la Fm. Polanco, donde también aparece *Cloudina rimakae*. Además éste es fósil guía del Ediacareense superior (Grant, 1990; Amthor *et al.*, 2003, Gaucher & Germs, 2009). Las diferencias en la composición de la microflora, entre el Grupo Sierras Bayas y el Grupo Arroyo del Soldado, se atribuyen a un diferente ambiente de sedimentación, que en el caso de Tandilia era más proximal y somero. Análisis de las relaciones isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) para las calizas de la Fm. Loma Negra, han arrojado valores entre 0.7069 y 0.7087 (Kawashita *et al.*, 1999a), muy similares a valores entre 0.7072 y 0.7085, característicos de la Fm. Polanco (Kawashita *et al.*, 1999b, Gaucher *et al.*, 2004). Por lo tanto, las evidencias litoestratigráficas, bioestratigráficas y quimioestratigráficas apuntan todas a una correlación entre las formaciones Cerro Largo, Loma Negra y Cerro Negro, con las formaciones Yermal, Polanco y Cerro Espuelitas (Olavarría) (Poiré & Gaucher, 2009; Gaucher *et al.*, 2005, 2009), respectivamente. Respecto a la Fm. Villa Mónica, Gaucher *et al.* (2005) postularon que si bien la asociación de estromatolitos que ocurre en esa unidad sugiere una edad Neoproterozoico temprano (Poiré, 1987), la similitud de la microflora allí preservada con la de las unidades suprayacentes, sugiere que no existe un hiato temporal muy importante entre las mismas. Desde el punto de vista paleogeográfico, estas correlaciones implican el desarrollo de una extensa plataforma en el Ediacareense tardío, que abarcaba una gran parte del Cratón del Río de la Plata, e incluía posiblemente al Grupo Corumbá en Mato Grosso, Brasil (Gaucher *et al.*, 2003b). Es característica la presencia de *Cloudina*, una asociación de acritarcas de baja diversidad, valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7069 y 0.7087, y variaciones seculares de $\delta^{13}\text{C}$ para los carbonatos entre -3,5 y 5,8‰ PDB (Boggiani, 1998; Kawashita, 1999a,

b; Gaucher *et al.*, 2003b; Gómez Peral *et al.*, 2007). Gaucher *et al.* (2005) señaló además, que las facies carbonáticas en la plataforma Corumbá - Arroyo del Soldado - Tandilia, indican que prevalecía allí un clima tropical y condiciones de quiescencia tectónica. Más recientemente Warren *et al.* (2011) encontraron *Cloudina* y *Corumbela* en la Fm. Tamengo (Grupo Itapucumi, Paraguay) y sugirieron una correlación con las unidades neoproterozoicas de Uruguay, Brasil, Argentina y Namibia.



Figura 1.4: Afloramientos de las areniscas de Formación Piedras de Afilar sobre la costa en Cuchilla Alta

1.5.4.- Cenozoico

Es importante señalar que toda el área de estudio está vastamente cubierta por sedimentos y rocas sedimentarias de edad Cenozoico, sobreyaciendo las rocas del Precámbrico sobre todo en las zonas de interladera. Los principales afloramientos de los sedimentos neoproterozoicos (Ej.: Fig. 1.4) y del basamento paleoproterozoico se encuentran en las partes altas, en cauces de ríos, en la costa, cárcavas y

canteras. Aquí los sedimentos cenozoicos se cartografían sin discriminar las diferentes unidades, para simplificar el mapa y concentrar la atención en la Fm. Piedras de Afilas. Para su identificación, se recurre a la carta geológica del Departamento de Canelones (Fig. 1.5: Spoturno *et al.*, 2004). A continuación se describen brevemente las unidades del Cenozoico que afloran en el área de trabajo:

Oligoceno

Formación Fray Bentos: son depósitos continentales, que fueron definidos con carácter litoestratigráfico por Goso (1965, *fide* Bossi & Navarro, 1991). Aflora en forma muy dispersa, observándose en testigos de perforación de las localidades San Luis y La Tuna, en este trabajo (datos de O.S.E.- 2010, Sección Aguas Subterráneas). Las formaciones Raigón y Libertad se apoyan en discordancia (observado en testigos de perforación). No es cartografiable en el área de estudio. Está compuesta por areniscas finas a muy finas, cuarzosas, alternando con niveles de loess y niveles carbonáticos; que representan condiciones de aridez durante la depositación.

Mio-Plioceno

Formación Raigón: son depósitos fluviales definidos por Goso (1965, *fide* Bossi & Navarro, 1991). Se reconoce en testigos de perforación el contacto subyacente con la Fm. Fray Bentos, y sobreyacente con la Fm. Libertad (testigos de perforación O.S.E.-Sección Aguas Subterráneas, 2010). Geomorfológicamente está asociada a un paisaje ondulado de pendiente moderada y procesos de coluvionamiento. Litológicamente presentan areniscas gruesas mal seleccionadas de colores blanco, amarillento y rojizo en niveles con abundantes óxidos de hierro. Particularmente en la zona costera, en las barrancas de Biarritz se observan muy bien las areniscas ferruginosas de Raigón; llegándose a formar verdaderas acumulaciones ácueas rojizas detrás del cordón dunar, por ascenso del nivel freático.

Pleistoceno

Formación Libertad: fue definida por Goso (1965, *fide* Bossi & Navarro, 1991), quien separó el conjunto de sedimentos cuaternarios que Caorsi & Goñi

(1958, *fide* Bossi & Navarro, 1991) denominaban “loess de Arazatí”. Está compuesta por sedimentos de granulometría fina: arcillitas, limo, arcillitas limosas y limos loésicos, que presentan carbonato de calcio como cemento y en forma de nódulos. Cubre gran parte del área en toda la zona de interladera, sobreyaciendo las pelitas de la Fm. Piedras de Afilas. Se observaron buenos afloramientos en desmontes de caminos y en barrancas costeras, p.ej. Cuchilla Alta. En perforaciones (O.S.E.) se reconocen importantes espesores de loess de Fm. Libertad.

Nuevos datos de perforaciones: Pérez *et al.* (2010) han detallado los perfiles de pozo y su correlación en profundidad. Estas perforaciones corresponden a la zona de La Tuna - San Luis, localizado al suroeste del área de estudio. Si bien la mayor parte de las descripciones de estos autores corresponden a sedimentos cuaternarios, existen evidencias de rocas del basamento Paleoproterozoico y rocas del Neoproterozoico, de la Fm. Piedras de Afilas. Como parte de los análisis petrográficos (Anexo IV) del presente trabajo se describieron los testigos de perforación y se tomaron fotografías, realizado por la autora en O.S.E. - Sección Aguas Subterráneas (R.O.U.), con el correspondiente permiso de los responsables de esta sección. También se realizaron análisis de rayos X de muestras seleccionadas.

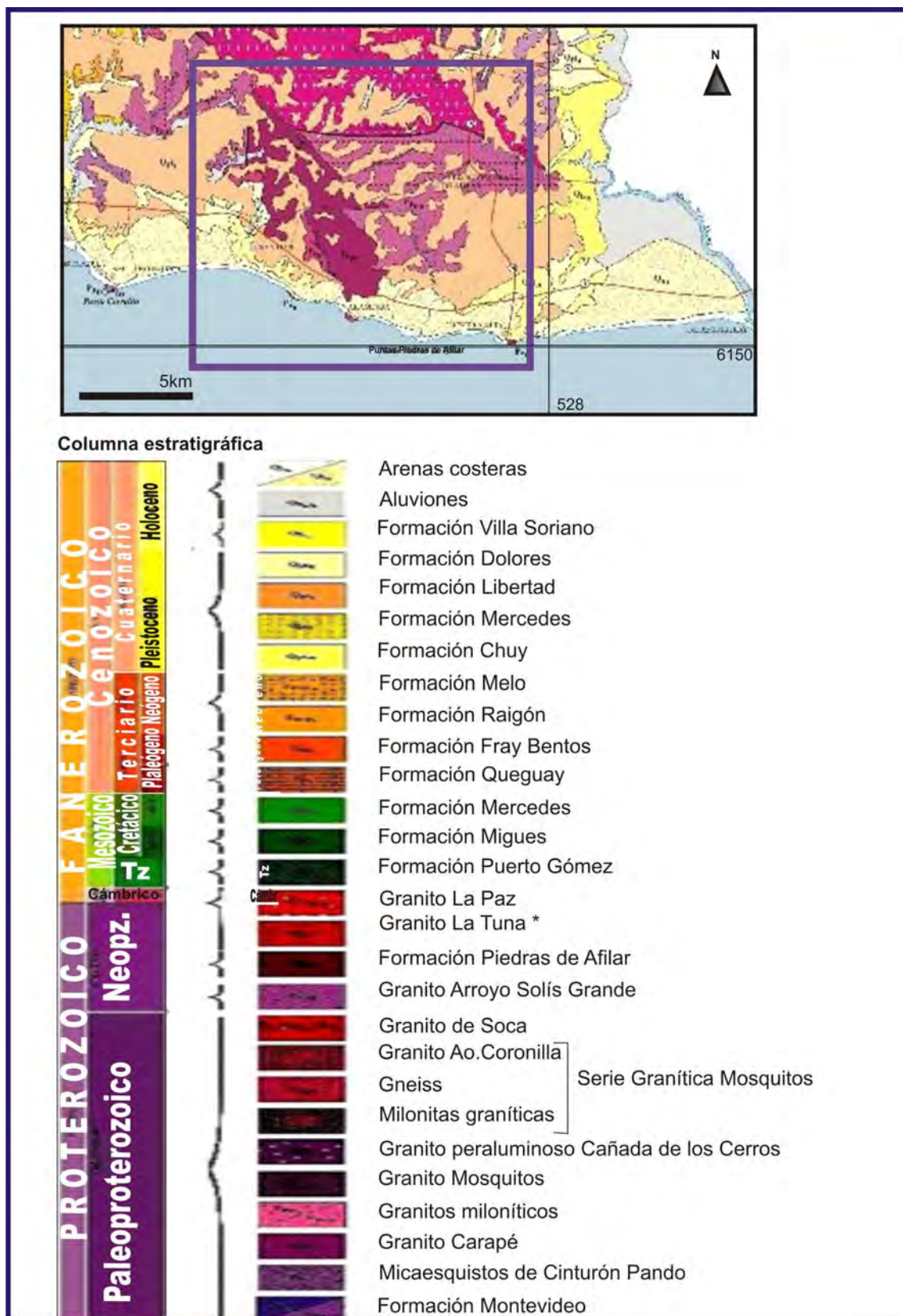


Figura 1.5: Mapa geológico 1:100.000, coordenadas UTM-datum Yacaré (modificado de: Spoturno et al., 2004). Algunas unidades geológicas no presentan posición estratigráfica precisa, p.ej. el granito La Tuna (*); ver texto.

Nota: los defectos de la imagen provienen del documento original.

1.5.5.- Breve introducción sobre el Precámbrico de Argentina

Es importante describir que se hace referencia al Precámbrico de Argentina, puesto que es un elemento importante a tener en cuenta para la correlación. En primer lugar, con el fin de explicar la denominación **Terreno Tandilia**, se cita el trabajo de Bossi *et al.* (2005), quienes identificaron una zona de cizalla, que probablemente se continúa hacia el suroeste de Argentina, incluyendo como parte de este nuevo terreno tectonoestratigráfico, al Grupo Sierras Bayas, el cual se encuentra "...apoyado sobre el **Complejo Buenos Aires**" (Poiré, 1987) y ubicado en la zona de Tandilia, de donde proviene el nombre de este terreno.

Las rocas del basamento cristalino de Tandilia fueron denominadas **Complejo Buenos Aires** (Marchese & Di Paola, 1975, *fide* Dala Salda *et al.*, 2005). Fue definido como "una típica asociación de rocas ígneo-metamórficas compuestas por gneiss graníticos a tonalíticos, migmatitas, anfibolitas, esquistos, mármoles y plutones granitoides; también están presentes las rocas metavolcánicas, diques básicos tardíos y discordantes. Aparecen también anchos cinturones miloníticos" (Dala Salda *et al.*, 2005). El **Complejo Buenos Aires** (Argentina) está conformado por rocas ígneas y metamórficas de edad paleoproterozoica; y se correlaciona con los Terrenos Piedra Alta y Tandilia (Uruguay).

Se describen aquí las unidades del **Grupo Sierras Bayas**, a tener en cuenta en la discusión final sobre la posible correlación con la Fm. Piedras de Afilar. Poiré (1987) definió el Grupo Sierras Bayas, conformado por tres unidades sedimentarias, correspondientes a tres ciclos sedimentarios: (a) Formación Villa Mónica, conteniendo dolomías y cuarcitas; (b) Fm. Cerro Largo, compuesta por pelitas, cuarcitas y psamopelitas; (c) Fm. Loma Negra, compuesta por calizas. La Fm. Cerro Negro sobreyace estas unidades, separada por una discordancia (Superficie Barker) y conformada principalmente por facies silicoclásticas (Gómez-Peral *et al.*, 2011).

Los primeros datos radimétricos disponibles sugerían edades de 769 ± 12 Ma (Fm. Cerro Largo) y 723 ± 12 Ma (Fm. Cerro Negro), (Cingolani & Bonhomme, 1980). Por otra parte, Valencio *et al.* (1980, *fide* Poiré, 1987) realizaron estudios paleomagnéticos que sugieren una edad precámbrica.

Pothe *et al.* (1983) encontraron una microflora fósil en la Fm. Cerro Largo, que permitió acotar la edad entre 700 y 800 Ma; mientras que el estudio de estromatolitos (Poiré, 1987) corresponde una edad de 800 y 900 Ma para las dolomías de la Fm. Villa Mónica.

Estudios más recientes (isótopos C y O), realizados por Gómez Peral *et al.* (2002) sugieren una edad ediacareense para la Fm. Cerro Largo. Zimmermann & Spalleti (2009) y Zimmermann *et al.* (2011) realizaron estudios geoquímicos y estudios isotópicos Sm-Nd, aceptando que la edad es Neoproterozoico Superior: Ediacareense para las formaciones Cerro Largo, Olavarría y Loma Negra.

Además se reportaron microfósiles de pared orgánica típicos del Ediacareense, como una evidencia de correlación bioestratigráfica entre los Grupos Arroyo del Soldado (Uruguay) y Sierras Bayas (Argentina) (Gaucher *et al.*, 2005).

Se cita como parte de la discusión a la **Formación Punta Mogotes**, ubicada en el “Terreno Mar del Plata”, definido por Rapela *et al.* (2011), quienes le asignan una edad en el límite Precámbrico-Cámbrico basándose en datos de circones detríticos. Asimismo estos autores interpretaron una proveniencia desde el Bloque Angola y correlacionaron el Terreno Mar del Plata (Argentina) y el Terreno Cuchilla Dionisio (Uruguay), por lo cual la Fm. Punta Mogotes no formaría parte del Cratón del Río de la Plata.

También se cita **Formación Balcarce**. Por una parte, “los microfósiles reportados la posicionan en el Ediacareense tardío” (Poiré & Gaucher, 2009). Sin embargo, Rapela *et al.* (2011) presentaron edades máximas de acuerdo con dataciones U-Pb LA ICP-MS en circones detríticos en el entorno a 400Ma, según los cuales postularon una edad ordovícica superior a silúrica y una proveniencia desde el Bloque Angola.

2 METODOLOGÍA

CONTENIDO:

- 2. 1.- METODOLOGÍA GENERAL
- 2.2. - CARTOGRAFÍA Y DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS
- 2.3.- METODOLOGÍA PARA LA DETERMINACIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS
 - 2.3.1.- Fase de campo
 - 2.3.2.- Determinación de la composición mineralógica
- 2.4.- ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES
- 2.5.- MÉTODOS DE GEOLOGÍA ISOTÓPICA
- 2.6.- TÉCNICAS DE MICROPALEONTOLOGÍA

2.1.- METODOLOGÍA GENERAL

El plan de trabajo, como en toda investigación científica, se basa en cuatro pasos fundamentales: observación, elaboración de una hipótesis, obtención de datos experimentales y comprobación o rechazo de la hipótesis propuesta. En este caso, las tareas de observación son realizadas en la etapa de campo y de laboratorio (difractometría de rayos X, petrografía, geoquímica, etc.). La elaboración de la hipótesis, así como la comprobación o no de la misma es fundamentada con una exhaustiva revisión bibliográfica, de la cual se hace parte más abajo.

Los principales materiales utilizados son los siguientes: (a) documentos cartográficos; (b) difractómetro de Rayos X; (c) microscopio electrónico de barrido (MEB) y microsonda; (d) sierra diamantada; (e) microscopio óptico; (f) laminadora y abrasivos; (g) tamices, elutriador, molino.

La metodología consiste en cuatro fases que se describen a continuación:

(1)- Tareas Previas: Consisten en la recopilación bibliográfica general y revisión de antecedentes regionales; la recopilación del material cartográfico de la zona; y la consulta de bibliografía específica acerca de los métodos de difractometría de rayos X (DRX), catodoluminiscencia, geoquímica isotópica; así como bibliografía acerca de modelos, sistemas depositacionales, procesos de sedimentogénesis y diagénesis que afecten el área de estudio.

(2)- Etapa de campo: Se realiza la cartografía geológica del área de

afloramiento de la Formación Piedras de Afilas; análisis geo-estructural, y análisis estratigráfico de las estructuras mayores; levantamiento de columnas estratigráficas detalladas, con ubicación precisa de la toma de muestras a una escala adecuada, esquematización y fotografía; y el reconocimiento de las principales superficies estratigráficas y sucesiones sedimentarias. Se realizaron 14 campañas, generalmente en etapas cortas, entre febrero de 2005 y junio de 2009, completando 45 días de campo.

(3)- Etapa de Laboratorio: Se llevan a cabo ensayos de DRX; hecho en roca total, como en fracción arcilla ($<2\mu\text{m}$), con muestra natural, muestra glicolada y muestras calcinadas; confección de láminas delgadas; observaciones con microscopio electrónico de barrido (SEM) y EDS (*energy dispersive system*); procesamiento de muestras para la separación de circones detríticos. También se procedió a la preparación de muestras para datación de circones U-Pb ICP LA-MS, en la Universidad de Canadá, Universidad de Porto Alegre y Universidad de Copenhague; y a la preparación de muestras para análisis isotópicos (C y O en calizas, en Universidad de Recife, Brasil). Se realizaron 150 cortes delgados, y 100 difractogramas de rayos X. Para determinaciones de edad y proveniencia se realizaron 10 análisis Sm-Nd en pelitas; análisis $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en calizas; dataciones de circones detríticos en areniscas; y dataciones U-Pb ICP LA-MS y TIMS en 2 muestras de granito y en una muestra de dolerita. Se prepararon además cinco maceraciones palinológicas de calizas y pelitas.

(4)- Etapa de Gabinete: Consiste en tareas abocadas a la fotointerpretación y fotogeología; (b) lectura e interpretación de los difractogramas de rayos X; (c) Interpretación de los datos obtenidos en U-Pb en circones detríticos y otros datos geocronológicos; (d) dibujo de mapas y perfiles con programas de graficación vectorizada; (e) análisis sedimentológico y de modelos de facies.

2.2.- CARTOGRAFÍA Y DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS

Se realizó la cartografía 1:20.000 de la zona de estudio, donde no existían mapas geológicos de detalle ni semidetalle.

Los documentos cartográficos disponibles son: (a) carta topográfica 1/100.000 Mosquitos - Atlántida (Hoja H 28 - 29); (b) fotos aéreas 1/20.000 del Servicio Geológico Militar (SGM) de toda la zona de estudio; (c) imágenes LANDSAT e imágenes satelitales Google-Earth procesadas con programas de Google-Sketch y programas de sistemas de información geográfica (SIG): software ArcView (Fig. 2.1); (d) se cuentan por último como bases cartográficas los únicos mapas geológicos 1/100.000 realizados por Spoturno *et al.* (2004), señalando principalmente la geología del Cenozoico (mapa que se muestra en el apartado 1.5 del Capítulo 1).

Las imágenes satelitales de Google-Earth e imágenes LANDSAT de la zona de estudio presentan sectores con buena resolución, pero algunos sectores carecen de la resolución adecuada como para basar la cartografía. Sin embargo, los programas de GIS, que utilizan estas imágenes, han sido una buena herramienta para la confección de los mapas de ubicación de muestreo y mapas geológicos. Se obtienen mapas geológicos y geoestructurales de toda el área, con detalles de 1:10.000 para algunas zonas de interés; y el primer mapa georreferenciado de la zona. En la Fig. 2.1 se muestra imagen de GIS con la ubicación de los principales puntos de observación.

Para los mapas geológicos se eligió el sistema de coordenadas local de Uruguay (UTM datum Yacaré), a los efectos de la utilidad para los documentos cartográficos nacionales. Igualmente se georreferencian todas las bases cartográficas en coordenadas UTM (Universal Transverser Mercator) y coordenadas geográficas (WGS84). Ver Anexo I: base de datos en los tres sistemas de coordenadas.

La fotointerpretación fue básica y fundamental en el relevamiento geológico, principalmente porque en las fotos aéreas (Serv. Geográfico Militar, año 1966; Fig. 1.2) se pueden observar y reconocer afloramientos, fotolineamientos y demás atributos con mayor claridad que en las imágenes satelitales, debido a la intensa forestación que presenta la zona.

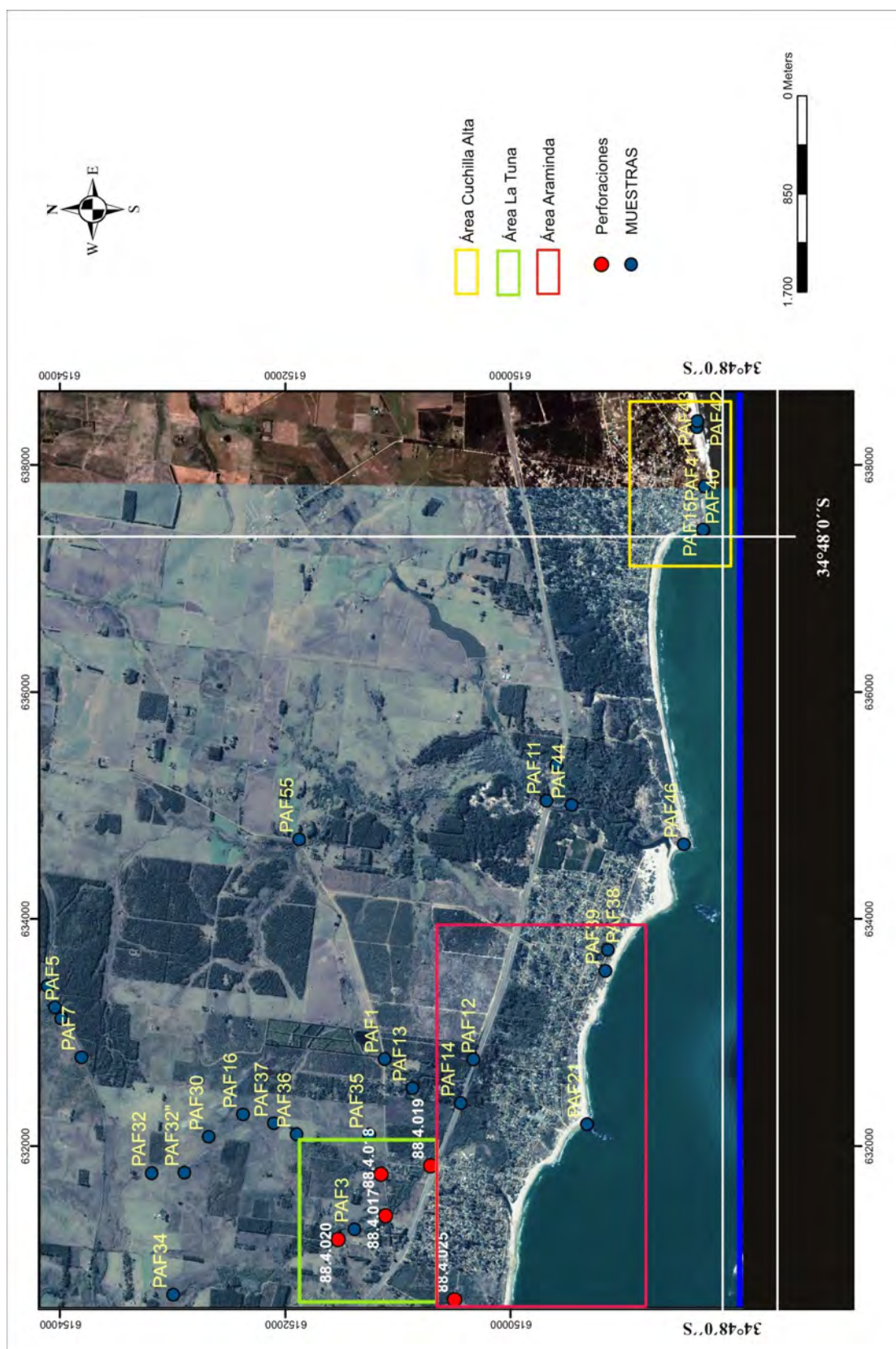


Figura 2.1: Imagen con los puntos de muestreo principales: Imágenes satelitales de Google-Earth (escala original: 1/500.000). Se muestra la localización de los principales puntos de observación (coordenadas UTM – transformadas de UTM-Yacaré - georreferenciado en coordenadas geográficas). Se omiten los puntos de observación y muestreo de áreas cartografiadas con mayor detalle (Las áreas señaladas: Araminda, Arroyo La Tuna, Cuchilla Alta, corresponden a los mapas de detalle realizados).



Figura 2.2: Ensamblaje de las fotos aéreas (reducción de escala original: 1/20.000).

2.3.- METODOLOGÍA PARA LA DETERMINACIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS

Se hace referencia como metodología de base a la propuesta por Selley (2000), donde se caracteriza el paleoambiente a partir de la determinación de las facies sedimentarias, las cuales se definen a través de los perfiles de detalle, los cuales contienen datos de geometría, espesor, litología, estructuras sedimentarias, paleocorrientes y eventualmente contenido fósil; con un muestreo detallado. Se identifican las facies sedimentarias presentes, de acuerdo con un análisis detallado de su composición mineralógica, textura, sus estructuras sedimentarias, medidas de paleocorrientes y análisis paleontológico adecuado.

Con el fin de determinar los diferentes litotipos, se aplicaron las siguientes técnicas de laboratorio, dependiendo de los requerimientos en cada caso: (a) cortes petrográficas, (b) difracción de rayos X, (c) microscopía electrónica de barrido (SEM); (d) composición química. Las características de geometría, espesor, paleocorrientes y estructuras sedimentarias se determinaron en base a observaciones sistemáticas en macro y meso escala; y para algunos casos de estructuras sedimentarias particulares también en micro escala. Para ello se toman fotografías, se toman medidas de los distintos parámetros, y se recurre a las definiciones y referencias bibliográficas específicas.

En cuanto a los estudios bioestratigráficos, se realizaron maceraciones palinológicas en pelitas y calizas, así como la observación de cortes delgados de pelitas. También se identificaron trazas de biomatas a nivel de afloramiento. La observación de facies contribuye a la interpretación de los procesos sin-depositacionales. Para el análisis paleoambiental se aplicó el concepto de modelos de facies (Walker, 1992a): “síntesis general de un sistema deposicional determinado, cual involucra varios ejemplos individuales de sedimentos recientes y rocas antiguas”; siendo un sistema deposicional una “asociación tridimensional de litofacies, genéticamente vinculadas por procesos activos (modernos) o procesos inferidos (antiguos) y ambiente” (Reading, 1992). Para la interpretación integral de estratigrafía y paleoambiente, y para la

reconstrucción paleogeográfica, se tomaron como base los modelos de estratigrafía secuencial. Para ello se definen y caracterizan las diferentes secuencias estratigráficas (Miall, 1996): “sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados, limitada por disconformidades o conformidades relativas”. Los sistemas y secuencias se encuentran limitadas por superficies estratigráficas, las cuales significan eventos específicos en la historia depositacional de la cuenca. Dichas superficies son muy importantes porque marcan cambios en el régimen de deposición. Se describen a continuación los procedimientos específicos utilizados en la fase de campo y en las fases de laboratorio y gabinete esenciales para la determinación de la composición mineralógica.

2.3.1.- Fase de campo

Se realizaron catorce campañas en la zona de estudio, desarrollándose columnas estratigráficas, las cuales contienen información detallada de los espesores de los estratos, geometría, litología, estructuras sedimentarias, paleocorrientes y contenido fósil. Se realizó un muestreo representativo de cada estrato, para un posterior análisis completo de su composición mineralógica. Durante la fase de campo, se reconoció el contacto con el basamento, y se determinaron las relaciones estructurales y tectónicas con el mismo. También se describieron las relaciones tectónicas de contacto con la Zona de la Cizalla Sarandí del Yi, hacia el este de la zona de estudio en Cuchilla Alta, próxima a Sierra de las Ánimas.

Asimismo se estudio la supuesta intrusión del Granito La Tuna en la Fm. Piedras de Afilas. Se estudiaron las relaciones de contacto y las evidencias de la intrusión, así como también la geocronología, resultando sorpresivamente parte del basamento, como se verá más adelante.

2.3.2.- Determinación de la composición mineralógica

Se realizaron observaciones de cortes petrográficos (150 descripciones), difracción de rayos X (100 análisis) y varios análisis de microscopía electrónica (fotografía del equipo MEB en Fig. 2.3). Para la observación de las

rocas silicoclásticas, se utilizaron cortes delgados convencionales; mediante corte y pulido se obtuvo una lámina delgada de 30 micrones, montada en el portaobjetos con bálsamo de Canadá, y cubiertas por un cubreobjetos. En el caso de las rocas carbonáticas, el corte delgado se deja sin cubreobjetos, para poder utilizar métodos de tinción de carbonatos (Hutchinson, 1974). Se prepara HCl al 20% y 0.2% de alizarina en HCl al 0.2%; se corroe el corte delgado con una solución de HCl al 20‰ c/5 segundos; se lava el corte con agua destilada; se aplica gota a gota la solución de alizarina sobre el corte delgado; cuando la calcita se tiñe de rosa fuerte, se lava con agua destilada; y se deja secar a temperatura ambiente. En los cortes petrográficos de rocas silicoclásticas, se identifican los diferentes minerales que componen las rocas, y se realiza un conteo detallado para determinar la abundancia relativa de los mismos. En tanto, para la obtención de los difractogramas de rayos X, se utiliza un equipo Phillips PW 1011/11, con una radiación K de lámpara de cobre (1,5403^a) y filtro de nitrógeno, del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), el cual se muestra en la foto 1 de la Lámina 2.1.



Figura 2.3: Equipo de Microscopio electrónico de barrido y EDAX. Laboratorio de microscopía electrónica, Facultad de Ciencias - UDELAR (Montevideo).



LÁMINA 2.1: FOTO 1: Equipo de rayos X, Phillips PW 1011/11 del Centro de Investigaciones Geológicas; FOTO 2: Horno donde se calcina la muestra a 350°; FOTO 3: Laminadora para confección de cortes petrográficos.

Se procede de la siguiente forma: (a) se muele la roca hasta obtener un polvillo muy fino (menor 75 micrones); (b) se coloca en un portaobjetos de aluminio y se compacta uniformemente y se pasa la muestra hasta 32° 2θ; (c) se procesa la otra parte para muestra de arcilla, poniendo el polvillo en suspensión en una probeta con agua destilada; se lleva a un vibrador ultrasónico durante 5 minutos para que el material más fino fracción arcilla, menor a 4 micrones, queda en suspensión; (d) después de un tiempo determinado, de acuerdo con la ley de Stokes, se extrae la muestra con pipeta de la sección subsuperficial; (e) la muestra de arcilla se monta en dos portaobjetos, y se deja secar a temperatura ambiente 48 horas. Mediante este procedimiento las arcillas se sedimentan adquiriendo una orientación preferencial según el plano (001); (f) uno de los portaobjetos se pasa como muestra natural hasta 32° 2θ; (g) luego, este portaobjetos se deja en el glicolador (campana de vacío con vapores de etilenglicol) por 24 horas; obteniendo la muestra glicolada, que se pasa hasta 28° 2θ; (h) el otro portaobjetos se calcina a 550°C, durante 2 horas, obteniéndose la muestra calcinada; y se pasa por el difractómetro de rayos X hasta 15°. Se muestra la fotografía del horno (foto 3, Lámina 2.1). El etilenglicol produce la expansión de las esmectitas, permitiendo así su reconocimiento. La calcinación de las arcillas provoca diferentes efectos. Por ejemplo, la caolinita se destruye; las esmectitas disminuyen su espaciado basal a 10 Å y la illita no es afectada. Una vez teniendo los diagramas, procesados en software ORIGIN 5.0, se identifican los diferentes picos con los respectivos minerales, de acuerdo con tablas y bibliografía específica (Moore & Reynolds, 1997; Thores, 1975; Deer *et al.*, 1992). Para establecer la abundancia relativa de las arcillas, se mide en el difractograma las áreas de los picos correspondientes a las máximas reflexiones, en la muestra orientada. Luego se suman las áreas mediadas (100%), y se calculan los porcentajes de cada mineral de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$\% \text{ mineral (n)} = [A(n) / A(t)] \times 100$$

Donde: A(n) es el área medida para el mineral a determinar su proporción; y A (t) es la suma total de las áreas medidas.

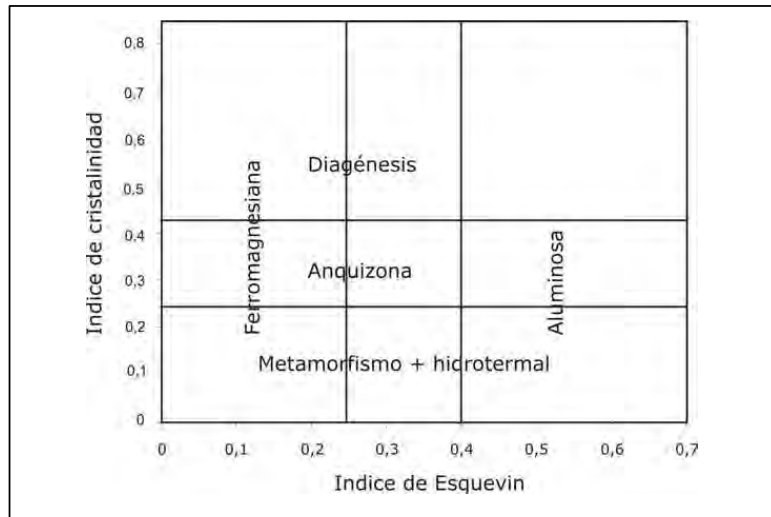


Figura 2.4: Diagrama teórico de Índice de Cristalinidad de la illita (Esquevin *et al.*, 1979).

Se determinan los índices de cristalinidad (IC) y la cristalinidad relativa (CR). El IC o índice de Kübler (Kübler, 1968) se midió como el ancho 2θ en la mitad del pico (001) sobre la radiación de fondo (Lee & Ko, 1997) y se calculó también el valor relativo de cristalinidad tomando como patrón de reflexión (100) del cuarzo, según el método descrito por Weber (1972). También se determina la relación entre la altura de las reflexiones (002) y (001) de la illita (IE: índice de Esquevin), permite estimar la relación Mg-Al en sus capas octaédricas (Esquevin, 1979). Luego se presentan tablas con los resultados mineralógicos y valores de la cristalinidad de la illita, los cuales serán tenidos en cuenta para el estudio de las condiciones de diagénesis, de acuerdo con el gráfico de la Fig. 2.4. Luego se representan las abundancias relativas de los minerales identificados por difracción de rayos X, mediante la confección de tablas y gráficos de área. Son procesados por medio de Microsoft Excel y programas de dibujo vectorizado.

Como se mencionó anteriormente, se utilizó también el método de microscopía electrónica de barrido, descrito por Reed (2005). Para ello, las muestras son metalizadas antes de ser llevadas al microscopio. Allí son bombardeadas por un haz de electrones, captando la imagen por barrido. Se realiza el análisis semicuantitativo de los elementos químicos de determinados cristales, por un EDS (*Energy Dispersive System*) adosado al microscopio; y se toman microfotografías con una cámara anexa. Dichos estudios se realizaron en el “Laboratorio de microscopía electrónica” de la Facultad de Ciencias-UDELAR, Montevideo (Fig. 2.3).

2.4.- ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES

En el campo, se miden paleocorrientes en estructuras unidireccionales, tales como óndulas asimétricas, estratificación entrecruzada; y también a partir de estructuras bidireccionales, tales como óndulas simétricas, megaóndulas. Se tomó una muestra grande de medidas (91) a partir de estratificación cruzada artesana, en localidades donde presentan una amplia y muy buena exposición tridimensional.

En gabinete, se confeccionan tablas y modelos de diagramas circulares de tipo “rosa de los vientos”; y se obtienen mediante métodos estadísticos un vector resultante, que corresponde a la dirección principal de paleocorriente. También se obtienen direcciones subsidiarias.

El análisis estadístico consiste en lo siguiente: se toma el arco de azimut de 0 a 100°, y se agrupan los datos en intervalos de 20°. Se vuelcan en una planilla de cálculos, donde figuran:

n (número de datos por intervalo);

M (marca de clase para cada intervalo), $N \times (\cos 2 M)$; $N \times (\sin 2 M)$

Luego se determinan las sumatorias de las dos columnas anteriores:

a = sumatoria ($N \times \sin 2 M$); y b = sumatoria ($N \times \cos 2 M$)

La orientación del vector resultante queda dado por: $V = \frac{1}{2} (\arctg \frac{a}{b})$. Su magnitud queda dada por: $R = \sqrt{a^2 + b^2}$ y la magnitud porcentual: $L = (R / \text{sumatoria } N) \times 100$.

Para un análisis preliminar se utiliza el método de Steimetz (1962), el cual utiliza una proyección tridimensional; y solamente analiza estructuras tridimensionales, con un ángulo de buzamiento. En este caso, debe eliminarse el ángulo de inclinación, obteniendo la orientación original de depositación. Para realizar esta corrección se utilizan resoluciones ciclográficas y polares (Phillips, 1977). Aquí se utiliza la resolución polar, mediante una red de Wulff:

- (a) Se marcan los polos de los dos planos, el externo (Fe) y el interno (Fi).
- (b) Se ubica el polo externo (Pe) y el polo interno (Pi).
- (c) Se ubica el polo externo en la línea E-W y se traslada al centro.
- (d) Se traslada el polo del entrecruzamiento Pi por el paralelo con el cual coincide, la misma cantidad de grados y en el mismo sentido que el polo anterior (Pe).
- (e) Se marca sobre el transparente el nuevo polo Pc (polo del entrecruzamiento).
- (f) Una vez corregidos los valores de rumbo y buzamiento, se vuelcan a las tablas Excel.

Se utilizaron programas específicos para el diseño y simplificación del cálculo y de los diagramas circulares, p.ej. Software **Stereo** [1].

2.5.- MÉTODOS DE GEOLOGÍA ISOTÓPICA

Se han utilizado diferentes métodos de geología isotópica para la interpretación de edad y proveniencia:

(1) U-Pb en circones detríticos:

Para el Miembro Cuchilla Alta, se han datado una centena de circones por el método U-Pb LA ICP-MS, en las cuarzoarenitas de su estratotipo. Además se realizaron dataciones U-Pb LA ICP-MS para las metareniscas que están en contacto con el Granito La Tuna (definido por Spoturno *et al.*, 2004) y para el propio granito. La concentración de minerales pesados y separación de circones se realizó en parte en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas. Se recurrió a bibliografía específica sobre los métodos, funcionamiento de equipos y precauciones a tomar (McLennan *et al.*, 1993; Morton & Hallworth, 1999). La técnica de separación de circones es la misma para el estudio de circones detríticos, que para la datación de circones primarios; y consiste en los siguientes pasos:

- 1.** Molienda: se pasa por la trituradora, según la dureza de la muestra, se elige el nivel (1 a 5), y se pasa hasta que quede de un tamaño adecuado para llevar al molino (2 - 5 mm);
- 2.** Se puede separar la fracción de malla 100, tamizando antes de llevar al molino;
- 3.** Luego, en el molino se regula tiempo y nivel I o II, según el tipo de roca. Para la separación de circones, se debe obtener un tamaño arena fina: es preferible que quede más grueso que más fino, porque se puede pulverizar (limpiar todo, especialmente dentro de la moledora de discos).
- 4.** Tamizado:
 - a. se separan fracciones correspondientes a las mallas: 100, 140 y Fondo.
(si es necesario, en litologías muy finas, se separa la malla 170);
 - b. se lavan los tamices con equipo de ultrasonido.

5. Elutriador:

- a. se debe limpiar con cepillo de alambre antes de usar;
- b. se determina el caudal para cada malla:

<140:	700 ml/30 seg.
100-140:	800 ml /30 seg.
80-100:	1.200 ml / 30 seg.

Para granulometrías muy finas se recomendó separar cinco fracciones y utilizar caudales mayores, para lograr una mejor separación de los minerales pesados por el elutriador (com. pers. Ana Sato):

80 - 100:	1000 ml / 10 seg.
100-140:	1000 ml / 10 - 12 seg.
140-170:	1000 ml / 14 - 15 seg.
170-200:	1000 ml / 20 - 22 seg.
< 200:	1000 ml / 35 seg.

- c.- luego, se deja decantar la muestra en un recipiente con agua, para separar material arcilloso (que queda en suspensión);
- d.- se pone el material que precipitó en un embudo por medio de un vaso de Bohemia; y se pasa por el elutriador (Fig. 2.5). Debe formarse una nube en la parte media del embudo y los granos caen lentamente, con el caudal adecuado;
- e.- se recoge el material en otro vaso de Bohemia, mientras se va vertiendo la muestra por muy pequeñas cantidades;
- f.- al finalizar, se recoge el material y se deja secar.

6. Frantz: se separa la magnetita con un imán antes de pasar por el Frantz (Isodinamic, separador magnético, Modelo L-1), donde se separan las partículas fuertemente paramagnéticas.

7. Separación con Bromoformo: se separan los minerales más densos que el bromoformo. Se coloca un embudo con una manguera y una mariposa para

obturar el pasaje en la hilera superior; y otro embudo con un filtro de papel en la hilera inferior, debajo un vaso de precipitado pequeño. Se vierte bromoformo en el embudo (250g aprox.); y luego se va agregando de a poco “en forma de lluvia” la fracción de la muestra y separando de las paredes con una varilla de vidrio. Posteriormente se deja decantar los minerales pesados, y luego de 2-3hs (dependiendo de la muestra) se recogen los pesados, dejando pasar a través de la manguera. Luego, se recogen los minerales livianos, ayudando a despegar los minerales de las paredes con alcohol rectificado. Se guarda en un frasco etiquetado para cada una de las fracciones separadas. El bromoformo se recicla, filtrando mediante un embudo con papel de filtro. La mezcla de alcohol con bromoformo se recoge aparte.

8. Separación de circones bajo la lupa: se reconocen los circones, eligiendo los más sanos en lo posible; a veces se puede separar *badelleyita* en el caso de las diabasas; o *monacita* en el caso de rocas metamórficas.

9. Se montan los circones sobre una cápsula metálica.

10. Se observan en la microsonda o microscopio electrónico de barrido y se fotografían

11. Se datan por ablación laser un mínimo de 100 circones para cada muestra de roca sedimentaria detrítica. Las dataciones por U-Pb LA ICP-MS ablación láser fueron realizadas en la Universidad de Arizona (Dr. Stanley C. Finney); y en la Universidad de Copenhague, Dinamarca (Dr. Prof. Robert Frei, “*Institute of Geography and Geology*”; Dr. Dirk Frei, “*Geological Survey of Denmark and Greenland*” y Dr. Claudio Gaucher, UDELAR – *Copenhagen University*). También se dataron muestras por el mismo método en la UFRGS, Porto Alegre (Prof. Farid Chemale). Por último se interpretan y grafican los resultados en histogramas, obteniendo familias de circones de diferente edad, lo cual indica la proveniencia de las rocas detríticas estudiadas (Ireland & William, 2003). Esto se desarrollará extensamente en el capítulo 8.



Figura 2.5: Elutriador donde se separan los minerales pesados, en primera fase.

(2) Dataciones U-Pb en circones magmáticos

Se dataron circones del Granito de La Tuna por el método LA ICP-MS (Universidad de Porto Alegre), habiendo preparado las muestras en el Centro de Investigaciones Geológicas. Para las rocas magmáticas se obtienen diagramas, interpretando las curvas de concordia y discordia para cada caso, obteniendo datos precisos de la edad (Gunter & Teresa, 2005). También se intentó datar por este método las doleritas, pero sin éxito ya que no contienen circones ni baddeleyita. También se dataron por U-Pb TIMS (*Thermal Ionization Spectrometry*) monacitas del Granito La Tuna en la Universidad de Copenhague (Prof. Robert Frei).

(3) Sm-Nd en pelitas

Los análisis de isótopos estables Sm-Nd fueron llevados a cabo para las pelitas del Miembro Arroyo del Junquito, en su estratotipo y en afloramientos

estratégicos. Se prepararon 9 muestras en el laboratorio de molienda Centro de Investigaciones Geológicas, procesadas con molino de carbono de tungsteno (WC); las cuales fueron analizadas por TIMS en dos etapas, en la Universidad de Porto Alegre (Dr. Farid Chemale); y en la Universidad de Copenhagen (Dr. Robert Frei, “*Institute of Geography and Geology*”).

(4) C y O en calizas. Método y fundamento

Se realizaron análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para las calizas y ritmitos del Miembro Arroyo La Tuna en su estratotipo (3 muestras) por el Dr. Sial (Universidad de Recife). El procedimiento, descrito por Fairchild *et al.* (1997) consiste en: (a) preparación de la muestra molida y extracción de CO_2 por reacción con ácido ortofosfórico; (b) se mide 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 standard. En el caso del carbono, el estándar isotópico proviene de los belemnites de la Formación Pee Dee, “Pee Dee Belemnite” (PDB). Para el caso del oxígeno, se toma la “media standard del agua oceánica” (“Standard Mean Ocean Water”: SMOW o bien el PDB que se utiliza aquí) (Fairchild *et al.*, 1997; Tucker, 1997). El cálculo se realiza de la siguiente forma:

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

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

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

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

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

E.- Sr en calizas

Se procesó una muestra de caliza del Miembro Arroyo la Tuna. Para ello se disolvió la muestra molida con ácido acético y se recuperó el Sr mediante resmas de intercambio iónico adecuados. Posteriormente se midió la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por TIMS. Estos análisis se realizaron en la Universidad de Copenhague.

2.6.- TÉCNICAS DE MICROPALAEONTOLOGÍA

Para las técnicas palinológicas aplicadas se tiene como principales referencias las descritas por Gaucher (2000) y Germs *et al.* (1972, 1995). La muestra es partida en un mortero por percusión; siendo luego atacada con ácido clorhídrico (HCl) y ácido fluorhídrico (HF) para disolver carbonatos y silicatos respectivamente, separando la materia orgánica. Se decanta en agua varias veces y se succiona por pipeteo para extraer el material orgánico remanente. Los residuos se montan en portaobjetos con glicerina para su observación al microscopio. Los análisis se hicieron en el Depto. de Geología de la Facultad de Ciencias (Montevideo).

3 LITOESTRATIGRAFÍA

CONTENIDO:

3.1.- INTRODUCCIÓN

3.2.- BASAMENTO CRISTALINO

3.2.1.- Granito La Tuna

3.3.- FORMACIÓN PIEDRAS DE AFILAR

3.3.1.- “Miembro Cuchilla Alta”

3.3.1.1.- Definición

3.3.1.2.- Descripción

3.3.2.- “Miembro Arroyo Junquito”

3.3.2.1.- Definición

3.3.2.2.- Descripción

3.3.3.- “Miembro Arroyo de la Tuna”

3.3.3.1.- Definición

3.3.3.2.- Descripción

3.4.- FILONES CAPA DE DOLERITA

3.5.- HORNFELS EPIDÓTICOS

3.1. - INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan en detalle las descripciones de las distintas unidades que conforman el área de estudio, es decir, el basamento, la Formación Piedras de Afilar (separada en tres miembros) y las doleritas que intruyen la secuencia. El estudio de las facies sedimentarias se expone en el capítulo siguiente (4: Análisis de facies), describiendo aquí de manera general las facies que conforman cada miembro, su geometría, estructuras sedimentarias, características petrográficas y paleocorrientes. Se presentan asimismo los perfiles estratigráficos relevados.

De acuerdo con las normas establecidas en el código estratigráfico internacional y las definiciones litoestratigráficas (Salvador, 1994), aquí se han separado tres “Miembros” dentro de la unidad de estudio, nombrados según referencias geográficas. Si bien las tres nuevas unidades que se han separado podrían ser “Formaciones”, se ha decidido preservar el rango

estratigráfico de “**Formación Piedras de Afilar**”, adoptando una postura conservadora, a los efectos de no generar confusión en la estratigrafía de Uruguay. Además, estratigráficamente no podrían separarse tres Formaciones propiamente dichas; solamente las areniscas de la base podrían tal vez adoptar rango de Formación.

Toda la secuencia se encuentra intruída por filones de dolerita de edad más joven, principalmente en el intervalo pelítico, donde generan un incipiente metamorfismo de contacto. Por su importancia, se describen dentro de la litoestratigrafía las doleritas y los hornfels epidóticos que genera el metamorfismo térmico; pero debe dejarse claro que constituyen una unidad geológica diferente, de edad y evolución distinta. Nos referiremos de aquí en adelante a las “**Doleritas**” o “**Doleritas de Piedras de Afilar**”.

Se incluye en este capítulo, como parte de la descripción litoestratigráfica, el estudio de un cuerpo granítico, el cual de acuerdo con Spoturno *et al.* (2004) intruía localmente la secuencia sedimentaria de la Fm. Piedras de Afilar, denominado granito de Araminda o **Granito La Tuna** (según definición de Spoturno *et al.*, 2004). La localidad más representativa del contacto intrusivo es en Araminda; también se observan evidencias de esta intrusión en las márgenes del Arroyo La Tuna. Este cuerpo granítico aflora además en los márgenes superiores del Arroyo del Bagre, pero en afloramientos de poca expresión.

Sin embargo, se ha determinado que este granito es de edad paleoproterozoica y forma parte del basamento (ver más adelante). Es decir que las metareniscas o cuarcitas donde hace intrusión no pertenecen a la Fm. Piedras de Afilar, sino a la Fm. Montevideo. Petrográficamente estas cuarcitas son muy similares a las cuarzoarenitas de Piedras de Afilar (tablas y descripciones en Cap. 4: Petrografía) y el metamorfismo se había interpretado como producto del efecto térmico debido a la intrusión (metamorfismo de contacto). Se identificaron además micaesquistos a biotita, compuesto por bandas de biotita y bandas de cuarzo microgranular. Recientemente se ha comprobado que tanto este granito como las cuarcitas son del Paleoproterozoico (ca 2Ga). También se observó, en la desembocadura del Arroyo La Tuna, que el granito que lleva su nombre intruye los esquistos y gneiss del Cinturón Pando (Láminas 3.1, 3.2).

3.2.- BASAMENTO CRISTALINO

El basamento cristalino sobre el cual se apoya la **Formación Piedras de Afilar**, está conformado por un complejo granítico-metamórfico, típico del Terreno Tandilia (según definición de Bossi *et al.*, 2005 y Ribot *et al.*, 2005). Se reconoce el contacto con el basamento en varios lugares. En la cantera de granito al norte de los Cerros de Piedras de Afilar (PAF2: Cantera González) se observa claramente el contacto erosivo con el granito de Soca. Éste es un granito rapakivi, compuesto por cuarzo, feldespato redondeado (textura *wiborgítica*), anfíboles y biotita. Su textura se puede apreciar en las fotografías de la Lámina 3.1. Su edad es de 2.056 ± 11 Ma, según dataciones de Hartmann *et al.* (2001), que realizaron dataciones U-Pb SHRIMP para este granito.

La **Fm. Piedras de Afilar** se apoya en discordancia angular y erosiva sobre el cinturón Pando, reconociéndose el contacto con la Fm. Montevideo, en las orillas del Arroyo Coronilla (PAF44). Las rocas metamórficas de la Fm. Montevideo están orientadas N75W / 85 NE; mientras que las sedimentitas de la Fm. Piedras de Afilar que se apoyan sobre la misma, presentan una dirección e orientación de los estratos discordante: N45W / 50 SE. Por lo tanto es una discordancia angular y erosiva.

En esta localidad (PAF44) también se encuentran micaesquistos a biotita, compuesto por bandas de biotita y bandas de cuarzo microgranular; y esquistos a facies esquistos verdes, compuestos por anfíboles, granate, biotita; cuarzo y feldespato poco abundantes; y opacos como accesorios. Se observó además andalusita, la típica queastolita presente en los esquistos de la Fm. Montevideo (Foto 2, Lámina 3.1).

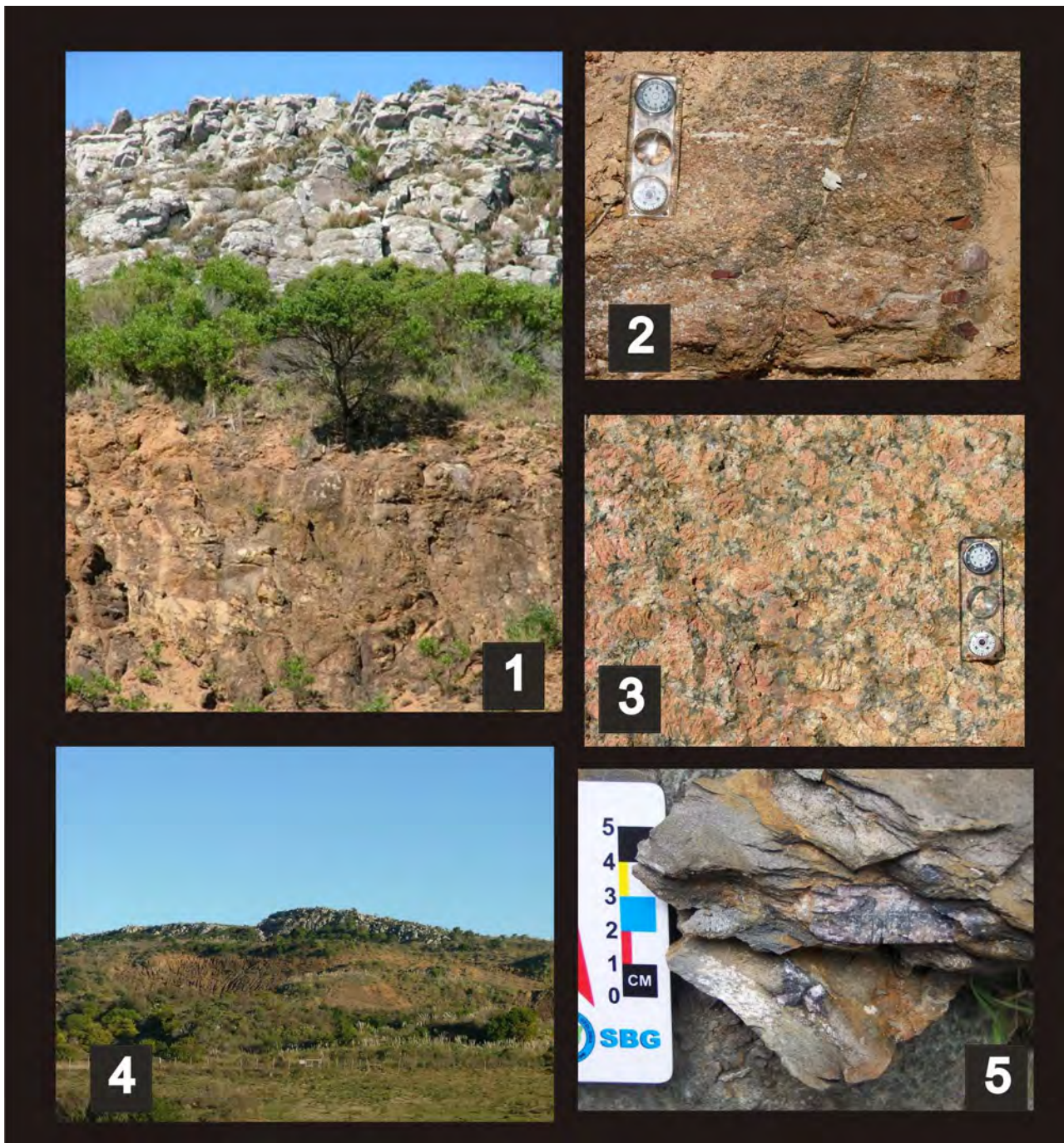


LÁMINA 3.1: FOTO 1: Contacto de la Fm. Piedras de Afilas con el basamento cristalino (Granito de Soca), en la cantera de granito (PAF 2); FOTO 2: Estratos basales, mostrando el contacto gradacional y erosivo con el basamento; FOTO 3: Granito de Soca, nótese la textura rapakivi típica de este granito; FOTO 4: Foto panorámica de la cantera de granito, con las areniscas de la Formación. Piedras de Afilas sobreyacentes; FOTO 5: Micaesquistos de Formación Montevideo en el borde este del Arroyo Coronilla Nótese la presencia de cristales de quastolita de 7cm de longitud (PAF 11).

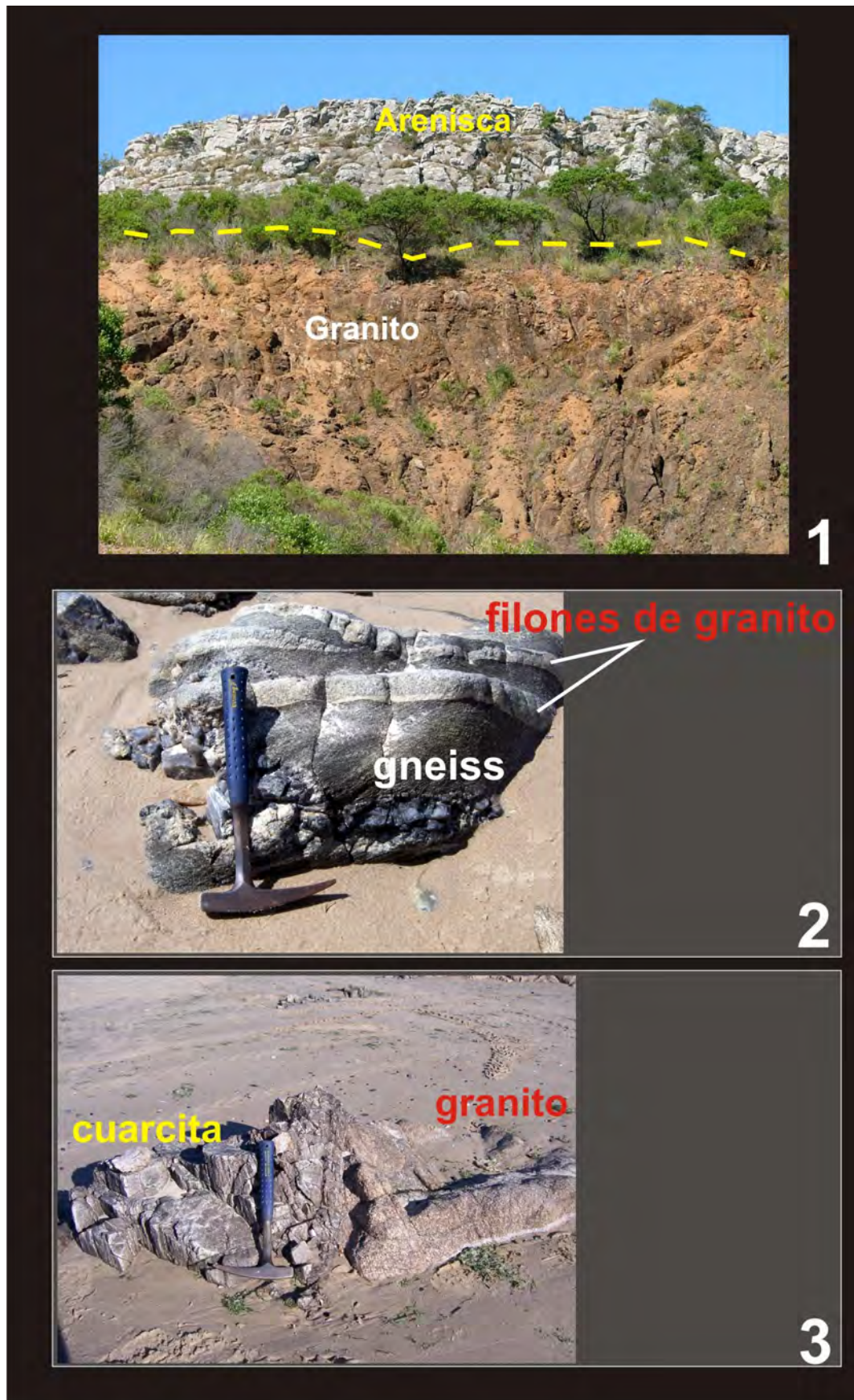


LÁMINA 3.2: Basamento de la cuenca sedimentaria: FOTO 1: Granito de Soca; FOTO 2: Granito La Tuna intruyendo gneiss del Cinturón Pando; FOTO 3: Granito La Tuna intruyendo cuarcitas paleoproterozoicas.

3.2.1.- Granito La Tuna

A lo largo de la costa, en la localidad de Araminda (PAF21: 55° 33'16.92" W, 34°47'22.63" S) se observa una secuencia de unos 100m, donde se aprecia el contacto tectónico de las metareniscas de la Fm. Piedras de Afilar con el granito La Tuna que forma parte del basamento (mapa geológico de Fig. 3.3) como se observa en la Lámina 3.2 (foto 3).

Petrográficamente, el granito La Tuna presenta textura fanerítica inequigranular; con fenocristales de feldespato (microclina con textura perítica por intercrecimiento con albita y ortosa saussuritizada) con inclusiones de cuarzo y epidoto; y fenocristales de cuarzo con extinción ondulosa e intercrecimiento gráfico. Predominan los feldespatos alcalinos sobre la plagioclasa. Contiene abundante muscovita y biotita intersticiales o como inclusiones en los feldespatos, predominando la muscovita sobre la biotita. Se observan inclusiones de cuarzo fracturado e inclusiones de plagioclasa pequeñas en los feldespatos. Como principales accesorios, se observa hematita en finas hebras (mineral secundario), circón y epidoto. Se define como un granito alcalifeldespático de acuerdo con el Triángulo de Streckeisen (1976), conteniendo 80-85% de feldespatos alcalinos, 5% de Plagioclasa y 10% de Cuarzo (Fig. 3.1).

Las areniscas de Piedras de Afilar al este están separadas de este granito y las rocas paleoproterozoicas circundantes por una falla, denominada aquí como "Falla La Tuna". Presentan orientaciones un poco variables: N60, 40 al NW a N50W, 55W; mientras el rumbo de los filones de granito es E-W. Este plutón se encuentra a su vez intruyendo esquistos y cuarcitas del basamento. Se supuso en primer lugar una edad Cámbrica para este granitoide (Spoturno *et al.*, 2004), ya que petrográficamente es muy similar a los granitos alcalinos que hacen intrusión en el Cámbrico, asociados al cizallamiento que originó la falla Sarandí del Yi. Las evidencias de que está intruyendo las cuarcitas de Araminda son claras (Láminas 3.2 y 3.3). Se observan venas de cuarzo, enclaves y venas de granito en las areniscas, y enclaves de areniscas en el granito. Además aparecen minerales indicadores de metamorfismo de contacto (tremolita-actinolita) en la roca caja como evidencia de metamorfismo de contacto. Por ello se procedió al estudio petrográfico y geocronológico

detallado de este plutón, así como también de las cuarcitas en las cuales hace intrusión. Sin embargo, los datos acerca de la edad contradicen la hipótesis de una edad Cámbrica y descarta que las rocas de la Fm. Piedras de Afilar sean las encajantes. Habiéndose obtenido edades LA ICP-MS de circones de 2.109 Ma (edad del magmatismo) y edades TIMS de 2.010 ± 9 Ma en monacitas (edad de la deformación) para el granito La Tuna; se concluye que se trata de un cuerpo intrusivo que forma parte del Cinturón Pando de edad paleoproterozoica.

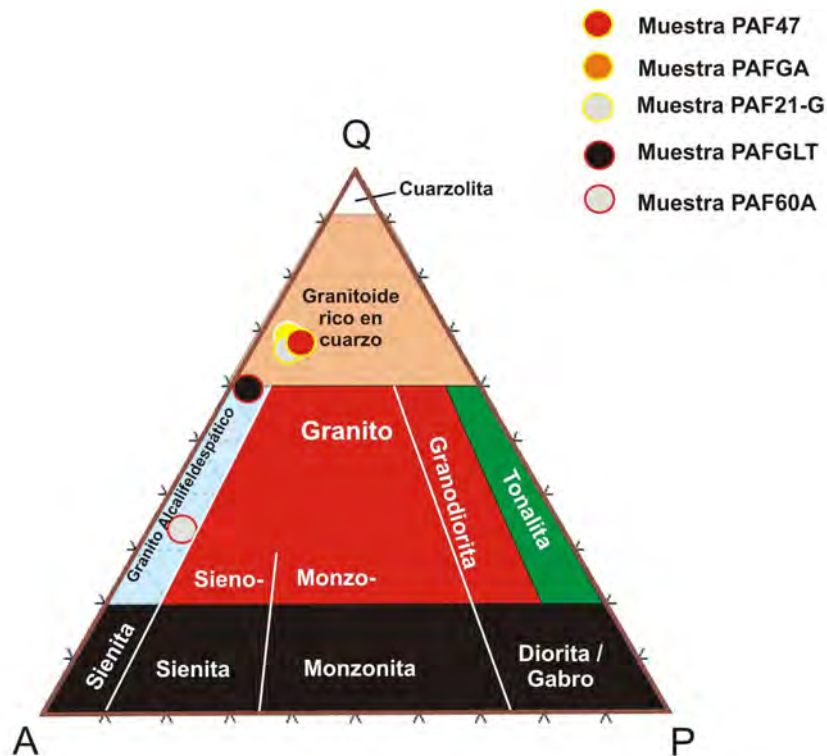


Figura 3.1: Petrografía de los granitos del basamento: PAF47, PAFGA y PAF21G son muestras de Granito La Tuna de la zona costera de Araminda, datadas por método U-Pb ICP LA-MS; PAFGLT: muestra del Granito La Tuna que intruye el basamento gneissico en la costa; PAF60A muestra de granito en la zona del Arroyo La Tuna.

Además se realizaron dataciones en circones detríticos de las cuarcitas encajantes de la intrusión, obteniendo edades de circones diferentes que los de Piedras de Afilar (PAF2, circón más joven de 1.000 Ma – según Gaucher *et al.*, 2008). En contraposición los circones típicos de las metareniscas de Araminda son de 2.052 y 2.465 Ma (concordancia 90-110%) y no presentan circones en el entorno de 1Ga. Esto se discute ampliamente en el capítulo “Edad y Correlación”; donde se explica que todos los estudios geocronológicos permiten concluir que: (a) las areniscas de la costa en La Tuna - Los Titanes -

Araminda no forman parte de esta unidad sedimentaria sino de la Formación Montevideo; (b) el granito La Tuna (según definición de Spoturno *et al.*, 2004) no intruye la secuencia de Piedras de Afilas como señalaban los autores que lo definen; (c) el granito La Tuna está separado por una falla de las sedimentitas de la unidad de estudio y forma parte del basamento de la misma. Esta falla se define aquí como **falla La Tuna**, ya que sigue el curso principal del Arroyo del mismo nombre (Fig. 3.2).

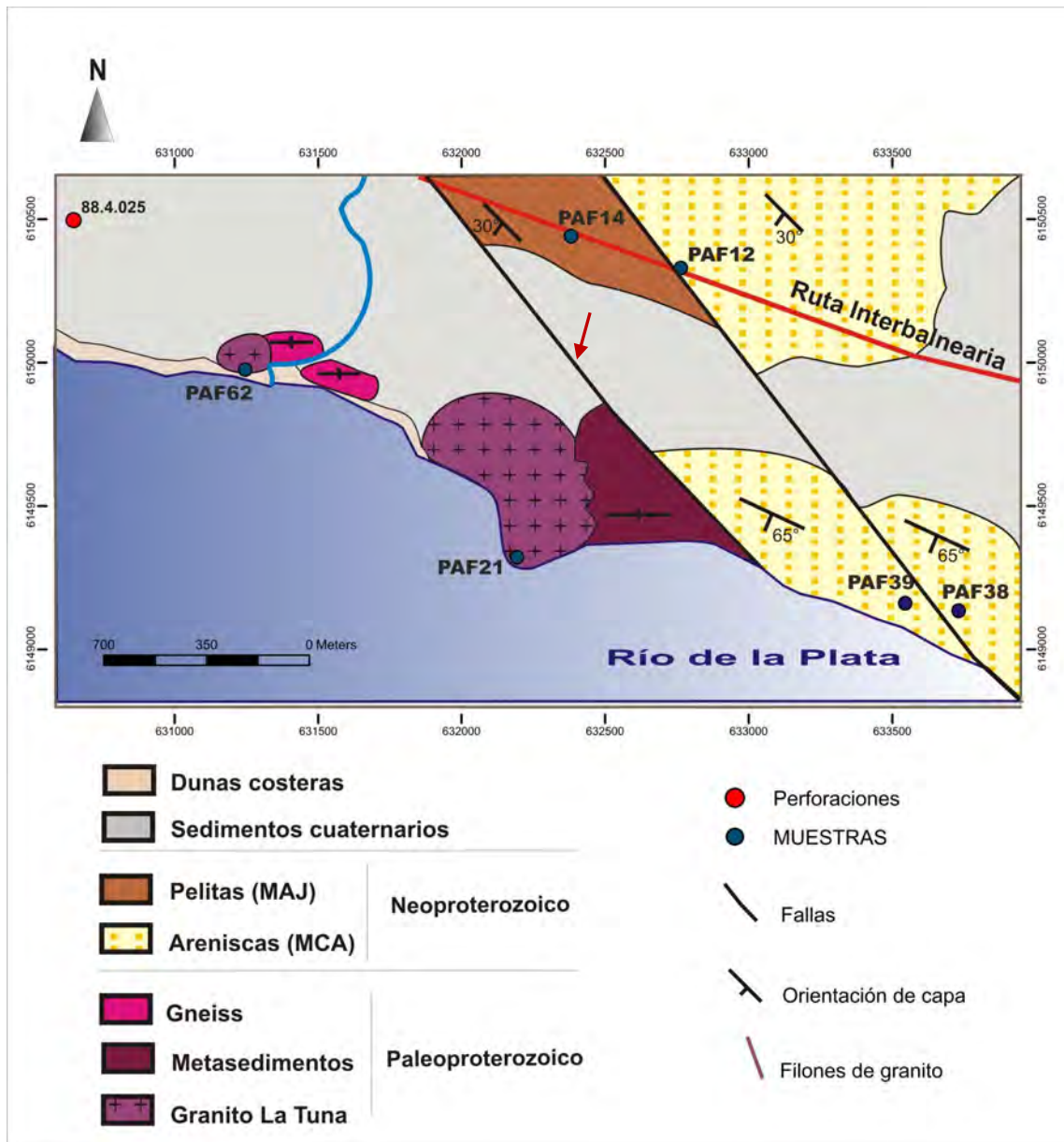


Figura 3.2: Esquema geológico de Araminda (escala 1/10.000) y columna estratigráfica adjunta, mostrando el contacto de la **Formación Piedras de Afilas** con el **Granito La Tuna**. La flecha de color rojo indica la **Falla La Tuna**.



LÁMINA 3.3: FOTO 1: Dique de granito (granito La Tuna), que hace intrusión en las cuarcitas en la zona costera, localidad de Araminda (PAF 21 en el mapa de la figura 1.2, Apartado 1); FOTO 2: Contacto entre cuarcita y granito. Nótese que el contacto es de borde bastante neto; FOTO 3: Filones de granito en las cuarcitas y enclaves de las cuarcita en el granito; FOTO 4: Detalle de los filones de granito que se muestran en la Foto 3.

3.3.- FORMACIÓN PIEDRAS DE AFILAR

Manteniendo el rango estratigráfico de formación para la **Formación Piedras de Afilar**, se propone aquí su división en tres miembros, para separar tres unidades litoestratigráficas distintas, las cuales son expresadas en la cartografía (mapa geológico de Fig. 3.2). Asimismo, se tomó la definición del área tipo de la Fm. Piedras de Afilar en la zona de los Cerros Piedras de Afilar, de acuerdo con Jones (1956). Se expone el mapa geológico del área tipo en los Cerros Piedras de Afilar (Fig. 3.3).

De esta manera la **Formación Piedras de Afilar** está compuesta por:

- (a) **Miembro Cuchilla Alta**, compuesto principalmente por conglomerados, cuarzoarenitas y limolitas blanquecinas, en ciclos grano y estratodecrecientes; presenta como estructuras sedimentarias principales: óndulas de interferencia, calcos de flujo estratificación entrecruzada planar, en artesa y monticular.
- (b) **Miembro Arroyo Junquito**, compuesto por pelitas verdes, rojas y grises oscuras; y facies heterolíticas con laminación muy fina.
- (c) **Miembro Arroyo de la Tuna**, compuesto por calizas, margas y ritmitos marga-pelita de color gris oscuro a verdoso, con intercalaciones de pelitas negras.

Esta separación resultará útil a nivel estratigráfico para realizar una mejor descripción de la unidad; y para la posterior correlación entre los miembros de la **Formación Piedras de Afilar** y las formaciones del **Grupo Arroyo del Soldado** y del **Grupo Sierras Bayas**.

Es importante señalar que toda la secuencia está afectada por eventos tectónicos post-sedimentarios. Los efectos del plegamiento posterior de la cuenca se acentúan hacia el este, hacia la zona de cizalla Sarandí del Yí. A su vez, las fallas E-W y NE condicionan la geometría de la cuenca, muchas veces encontrándose trasposición de los miembros pelíticos y psamíticos. Este hecho se observa principalmente en la zona de los cerros del sur.

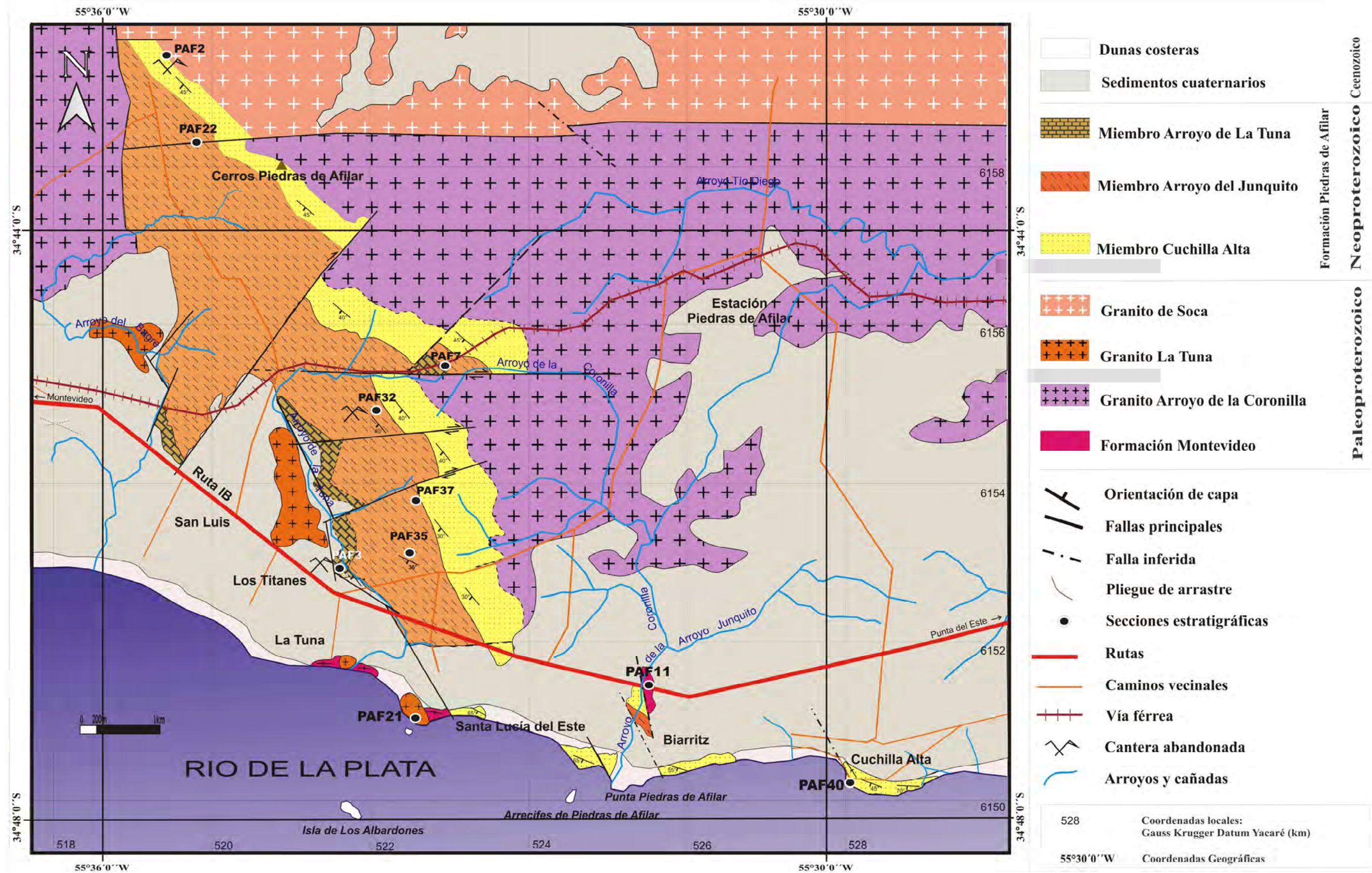


Figura 3.3: Mapa geológico de la zona de estudio.

3.3.1.- Miembro Cuchilla Alta

3.3.1.1.- Definición

Se define el “**Miembro Cuchilla Alta**”, por las características distintivas que la identifican y separan respecto a las demás unidades. Forma una faja continua de dirección NW. Su localidad tipo es en Cuchilla Alta y su perfil tipo se define en el área de los Cerros Piedras de Afilas (mapa Fig. 3.4), sobre una cantera de granito abandonada (PAF2: 55° 35′ 14.13″ W, 34° 42′ 50.11″ S) y es ilustrado en la Fig. 3.5. Su nombre proviene de la faja costera de Cuchilla Alta donde las areniscas blanquecinas de esta unidad, tienen una gran expresión.

Las características diagnósticas del Mb. Cuchilla Alta son las siguientes: (a) la unidad yace en discordancia erosiva sobre el basamento paleoproterozoico; y subyace en concordancia bajo las pelitas del Mb. Arroyo Junquito; (b) es una secuencia silicoclástica grano y estratodecreciente de aproximadamente 200m de espesor; (c) la composición de las areniscas es predominantemente de cuarzoarenitas y arenitas subarcóicas en menor proporción; (d) las principales estructuras sedimentarias son: óndulas asimétricas, óndulas de interferencia, calcos de flujo, lineación de partición, estratificación paralela, estratificación convoluta, estratificación cruzada planar, en artesa y hummocky.

3.3.1.2.- Descripción

En su estratotipo (PAF2: Fig. 3.5) se observa la mejor exposición del contacto erosivo con el basamento paleoproterozoico. Allí se manifiesta un conglomerado con gradación normal, de 1m de espesor; seguido 80m de ciclos de 6m de areniscas grano- y estrato-decrecientes, intercalándose sólo en los niveles basales con pelitas de poco espesor. Estos ciclos granodecrecientes van desde cuarzoareniscas de grano grueso a muy grueso, pasando a areniscas de grano medio, luego de grano fino a muy fino. Se encuentran en el tope de estos ciclos, cuarzoarenitas muy finas y limolitas rojas. El ciclo basal remata con 10m de limolitas. Aquí, se intercalan 40m de diabasas, tan sólo a partir de 10m por encima del contacto.

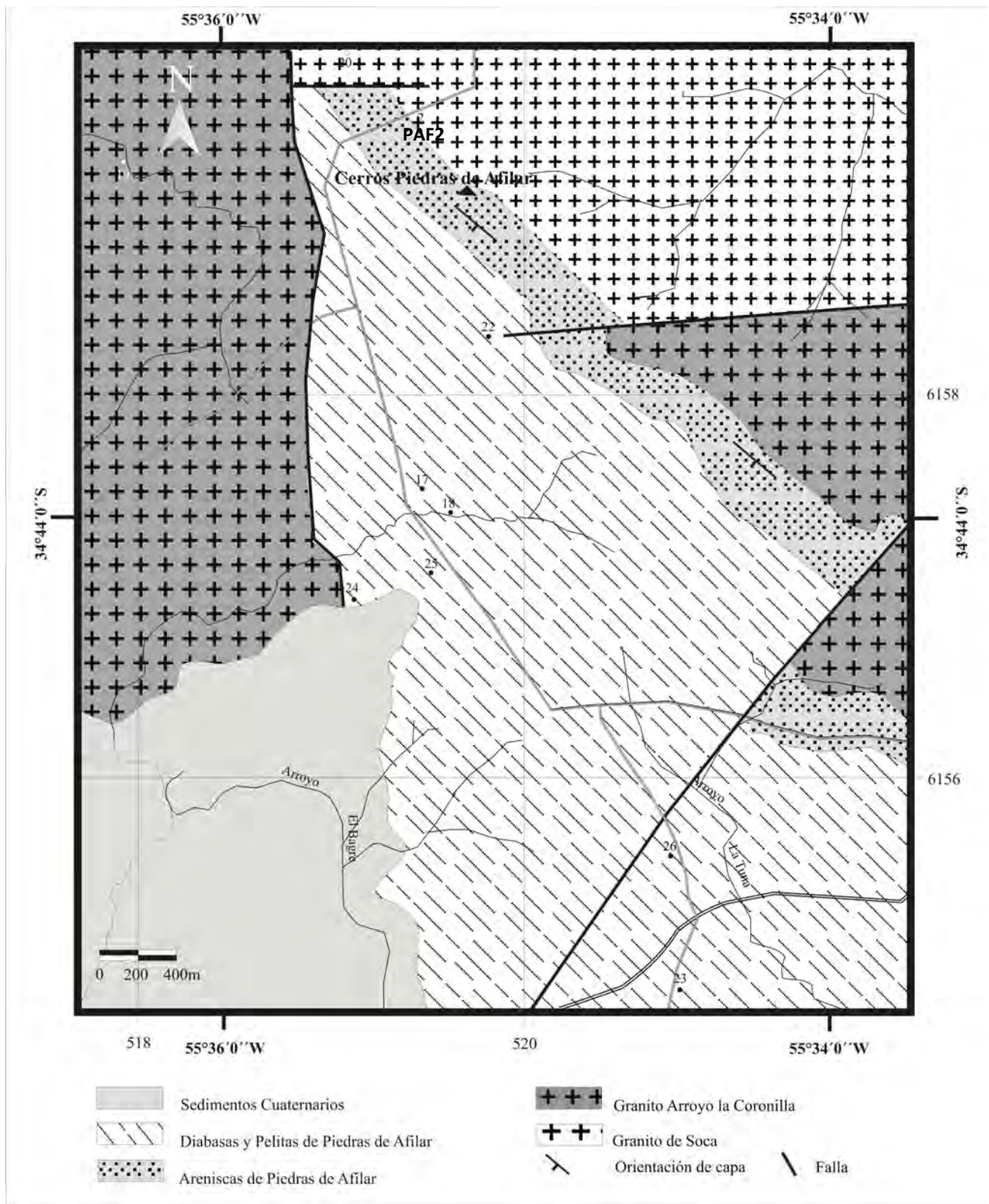


Figura 3.4: Mapa geológico del área de los Cerros Piedras de Afilar, localidad tipo de la Fm. Piedras de Afilar. Se señala PAF2: estratotipo del Mb. Cuchilla Alta y los principales puntos de muestreo en el área (•).

Petrográficamente las areniscas son clasificadas como cuarzoarenitas y arenitas subarcóicas (Folk *et al.*, 1970) con altos contenidos de cuarzo; presentan bajo porcentaje de matriz, la cual está compuesta por sericita; y cemento silíceo de textura microgranular. Se observan coatings bien preservados bordeando los granos, y los contactos son cóncavo-convexos.

La presencia de estructuras sedimentarias tales como óndula asimétricas; estratificación entrecruzada tabular y estratificación entrecruzada monticular o *hummocky* indican dirección y sentido de las paleocorrientes hacia el NE (tablas y diagramas: capítulo 6). Se observa aquí también estratificación convoluta, asociada a las facies heterolíticas de la base.

Genéticamente, los ciclos granodecrecientes y estratodecrecientes, representan sucesivos pulsos progradantes. Confirman este hecho las areniscas finas del tope, las cuales son el resultado de varios ciclos sedimentarios, expresados por su elevada madurez textural, con excelente selección granulométrica y redondeamiento; y composición monomítica con porcentajes de cuarzo mayor al 90%.

Se reconocen facies de esta unidad, además de en su área tipo, en los Cerros Piedras de Afilas. Al sur de los cerros y en la zona costera: (i) Santa Lucía del Este (PAF 46, perfil estratigráfico de Fig. 3.6) al este de la **falla La Tuna** aquí definida; (ii) Cuchilla Alta (PAF40, perfil estratigráfico de Fig. 3.7); (iii) sur del Arroyo Coronilla (PAF44); y (iv) en la zona de los cerros del sur (PAF29: perfil Fig. 3.8). La ubicación geográfica de estas localidades se puede observar en los mapas y tablas anexas (Anexos I y II.A).

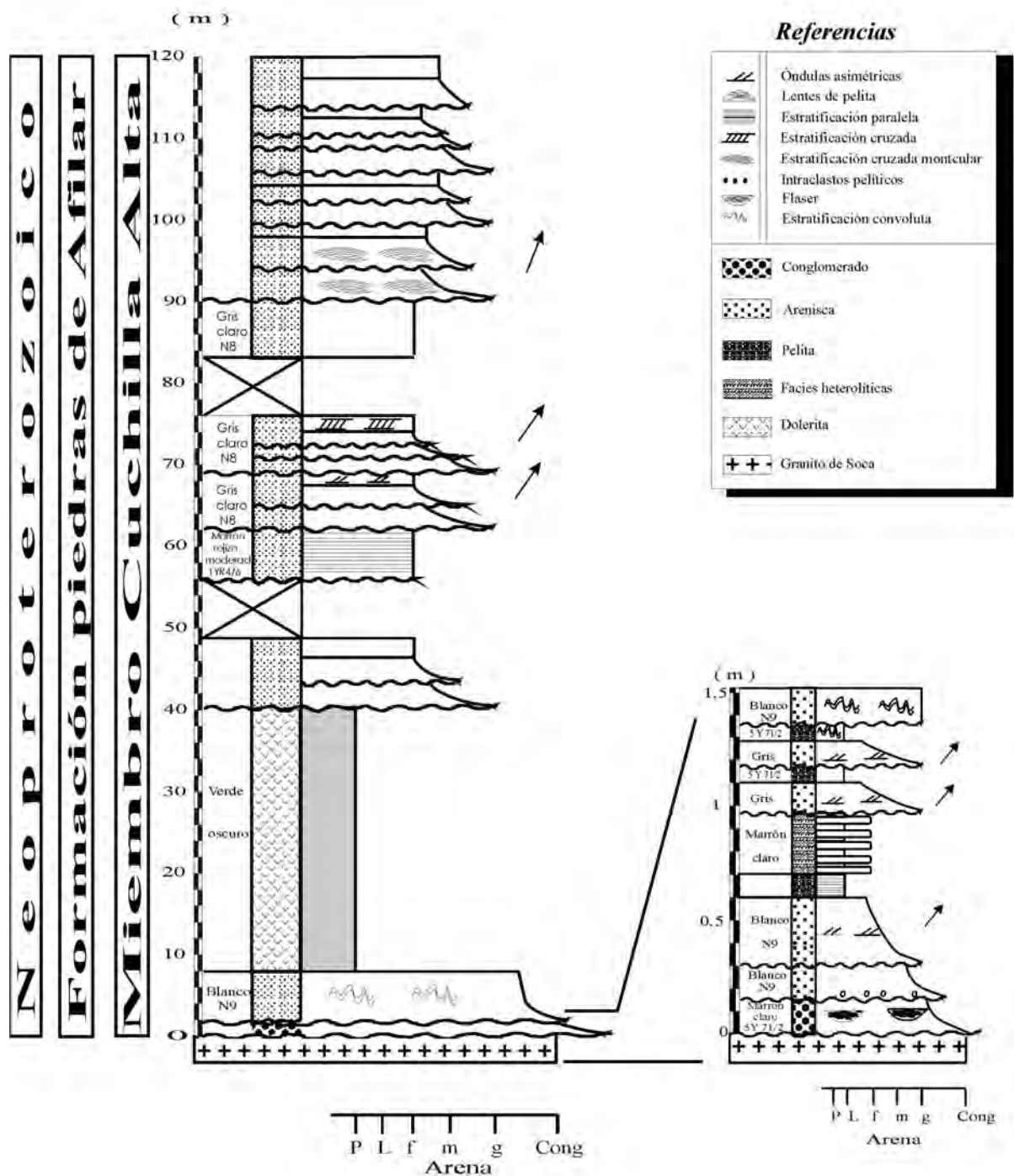


Figura 3.5: Estratotipo del **Miembro Cuchilla Alta**, en su localidad tipo: PAF2 (Fig.1). A la derecha, se presenta un detalle de los estratos basales (1,5m) sobre el contacto con el basamento. Nótese la granodecrecencia y estratodecrecencia de los sucesivos ciclos sedimentarios.

Columna estratigráfica: Santa Lucía del Este

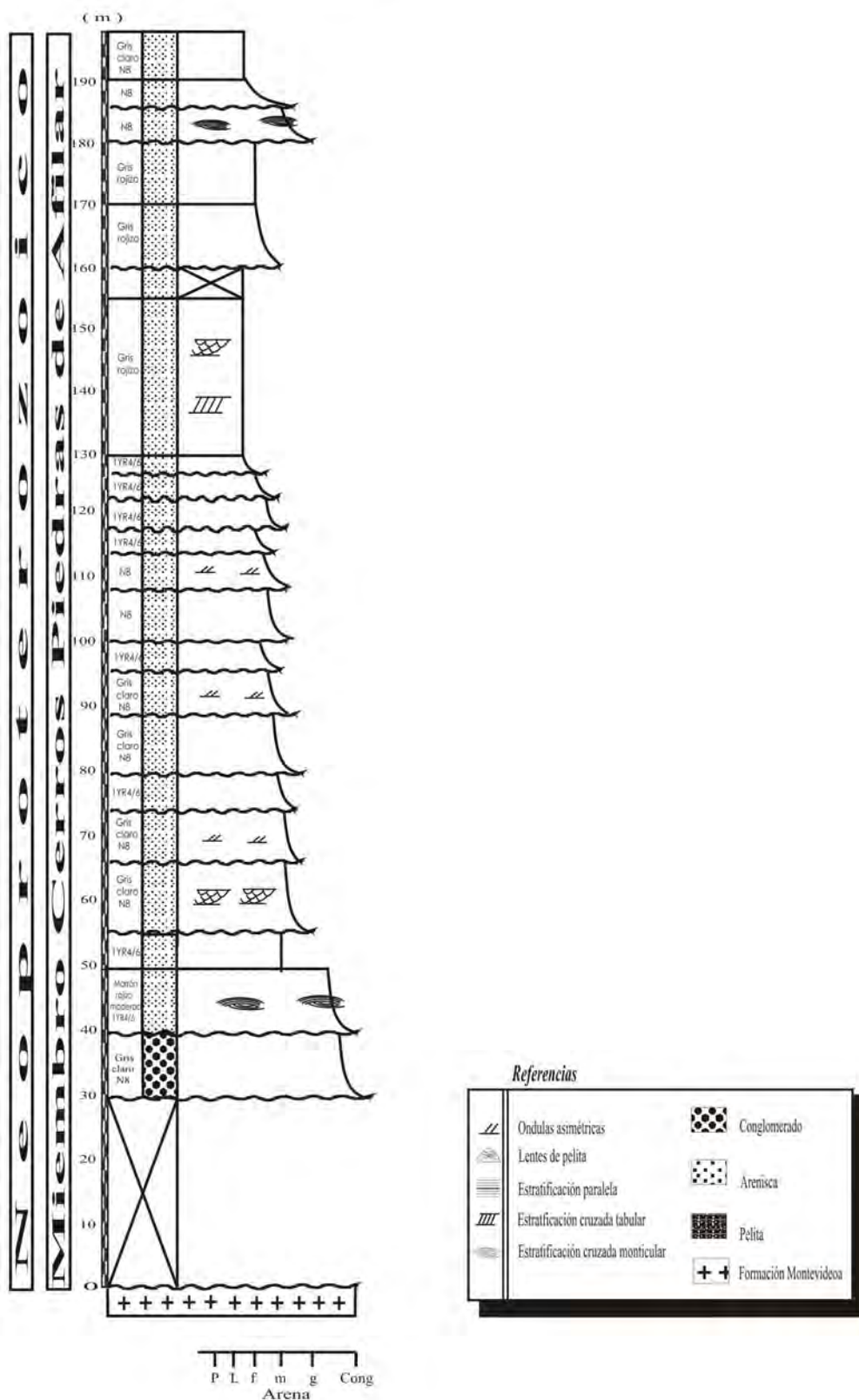


Figura 3.6: Columna estratigráfica en la localidad de **Santa Lucía del Este** (PAF 46), zona costera. Las areniscas sobreyacen el basamento de Fm. Montevideo, y están próximas a las facies de areniscas y pelitas del perfil del Arroyo Coronilla (PAF 44).

Club de pesca Cuchilla Alta

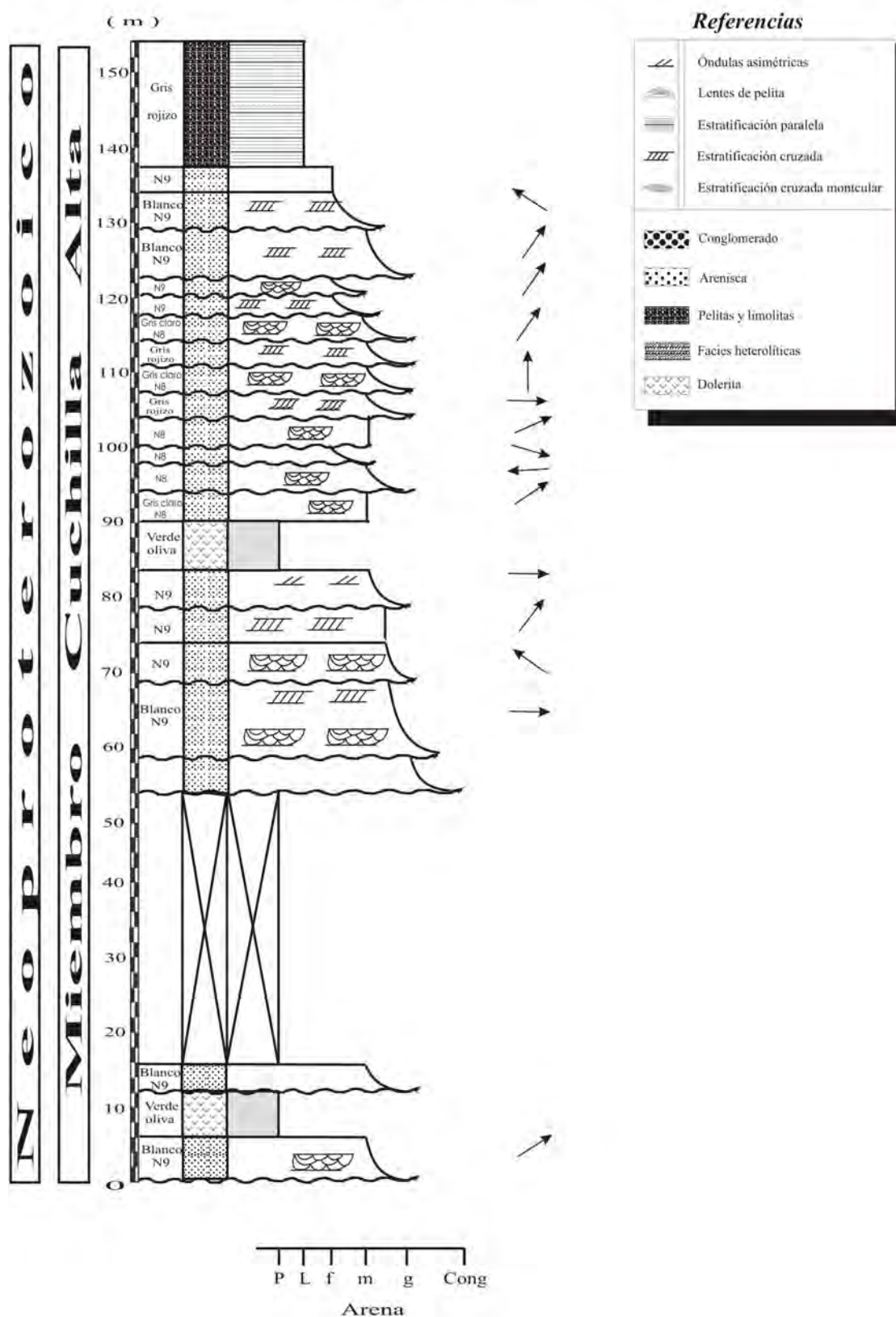


Figura 3.7: Columna estratigráfica en la localidad de **Cuchilla Alta** ("Club de pesca de Cuchilla Alta", PAF 40), donde se muestran detalladamente las direcciones de paleocorrientes (Aquí: sin corrección por pliegue de arrastre; ver: direcciones corregidas en capítulo 8).

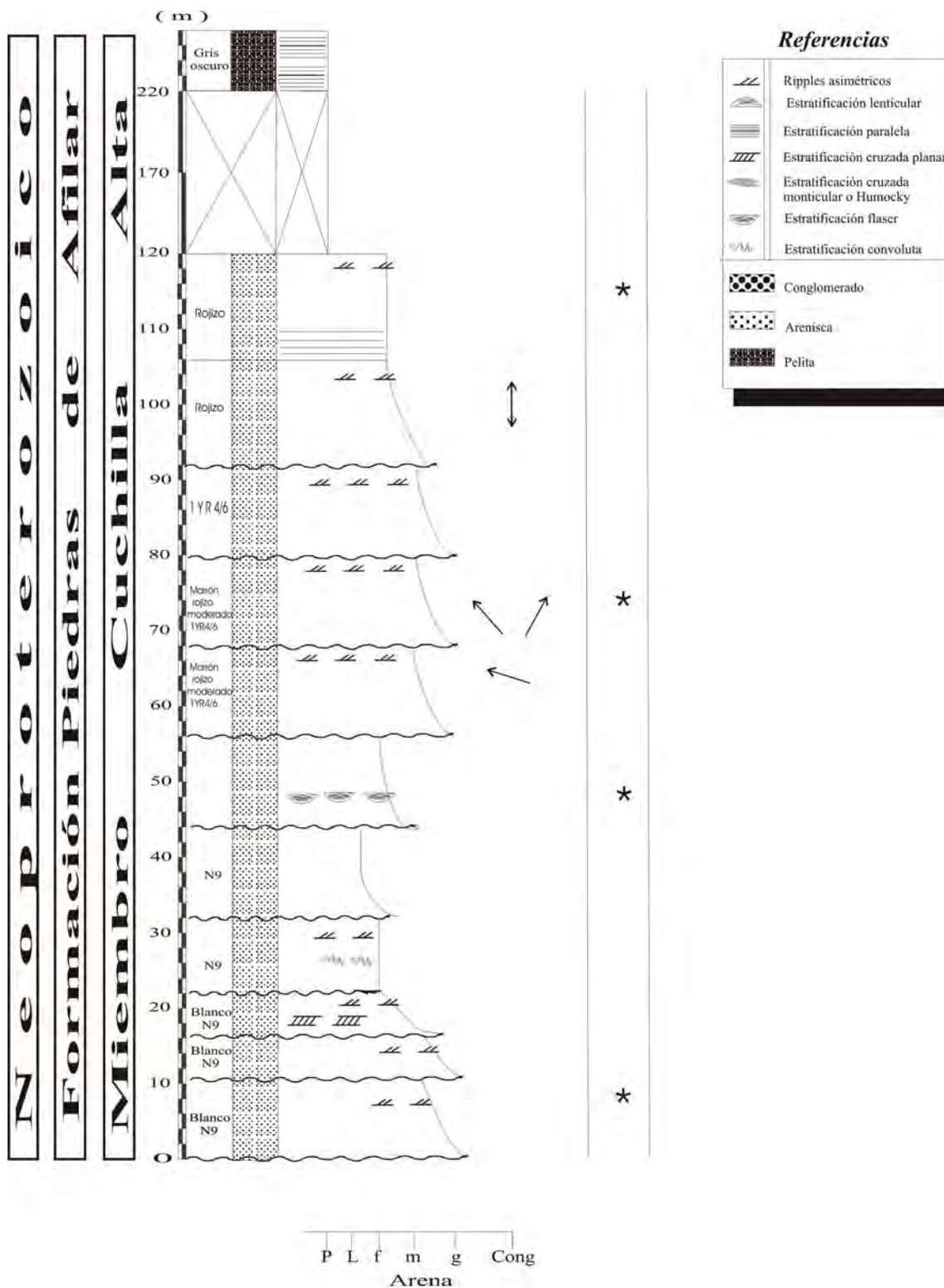


Figura 3.8: Columna estratigráfica del **Miembro Cuchilla Alta** en la zona de los cerros del sur (PAF 29). Las pelitas del tope, separadas por un área sin afloramiento, corresponden a facies del **Miembro Arroyo del Junquito**.

3.3.2.- Miembro Arroyo Junquito

3.3.2.1.- Definición

Se define como **Miembro Arroyo Junquito** a la unidad compuesta por pelitas que están estratigráficamente por encima de las areniscas del Mb. Cuchilla Alta, las cuales afloran escasamente en desmontes, cárcavas o pequeñas canteras. Se describen las siguientes características que identifican esta unidad: (a) sobreyacen en concordancia y la relación de contacto es transicional sobre el Mb. Cuchilla Alta, observándose el contacto p.ej. en Cantera Imhoff (PAF32 en mapa Fig. 3.3) y Cantera Heide (PAF3: Fig. 3.11); b) presenta espesores del orden de 50m, intercalándose con areniscas que se trasponen tectónicamente; (c) la paragénisis típica de las pelitas negras es cuarzo + illita + caolinita + clorita + clorita/esmectita; (d) también ocurren pelitas verdes y pelitas grises; (e) las intercalaciones de doleritas son muy frecuentes en este miembro, y muchas veces imponen un incipiente metamorfismo de contacto a las pelitas, generando *hornfels* epidóticos, los cuales se describen más abajo como un litotipo diferente.

Se han estudiado maceraciones palinológicas de esta unidad (Gaucher, 2000) sin encontrar fósiles. Probablemente estas pelitas con abundante materia orgánica no presentan fósiles debido a las altas temperaturas impuestas por los filones capa de doleritas con los cuales están en contacto. No obstante, se están realizando nuevos estudios al respecto. Pecoits *et al.* (2008) han descrito dubiofósiles o microfósiles con morfologías dudosas, en pelitas de la Formación Piedras de Afilas. Sin embargo se han realizado aquí cinco maceraciones palinológicas de pelitas y carbonatitas, sin encontrar evidencias de palinomorfos. Tampoco en lámina delgada se observaron microfósiles identificables. Esto significa que seguramente no se han preservado debido al metamorfismo de contacto impuesto por las intrusiones doleríticas.

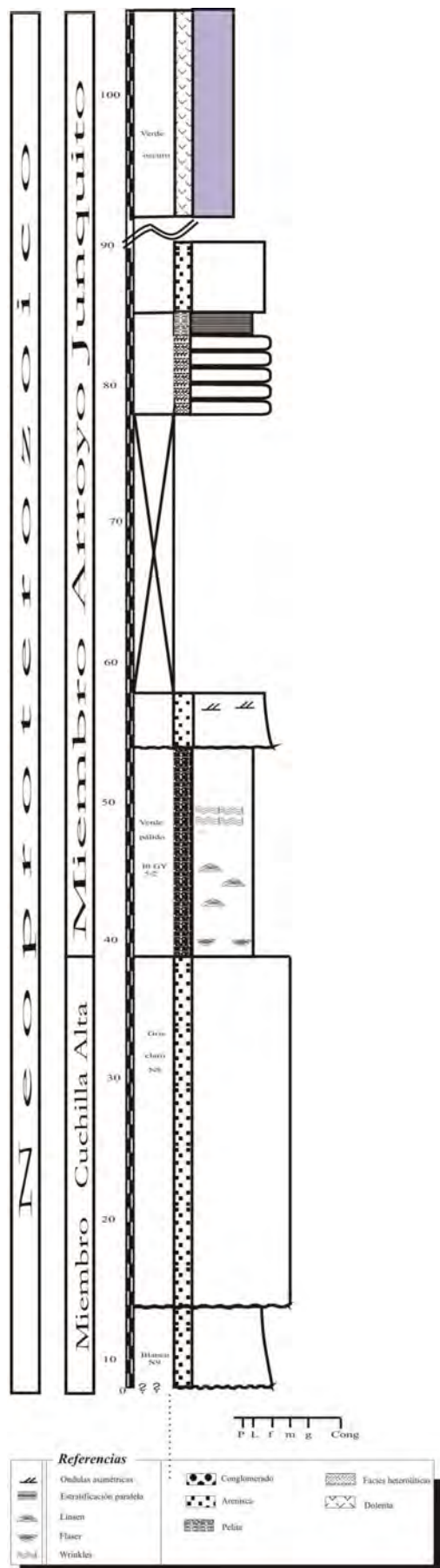


Figura 3.9: Columna estratigráfica del Miembro Arroyo del Junquito en su estratotipo (PAF36).

3.3.2.2.- Descripción

Se define su estratotipo 1km al sur de cantera Imhoff (PAF36, Fig. 3.9), donde se releva una secuencia de arcillitas y limolitas, que se intercalan con areniscas de poco espesor. Imhoff es una cantera de arenisca abandonada, ya descrita anteriormente por Jones (1956); está ubicada al sur de la “falla de la vía” ($55^{\circ} 32' 34.65''$ W, $34^{\circ} 44' 45.94''$ S). Luego, el perfil PAF29 (Fig. 3.8) muestra una sucesión de areniscas y limolitas del Mb. Cuchilla Alta; y en el tope, separados por una zona sin afloramiento, aparecen las primeras pelitas del Mb. Arroyo Junquito. Estas zonas sin afloramiento se repiten sistemáticamente; y geomorfológicamente corresponden a zonas de interladera, hoy cubiertas por sedimentos cuaternarios. Tanto las arcillitas como las limolitas de esta unidad están afectadas por una intensa deformación (fallamiento, crenulación y plegamiento).

3.3.3.- Miembro Arroyo de la Tuna

3.3.3.1.- Definición

Es necesario separar el **Miembro Arroyo de la Tuna** está compuesto por calizas y margas de color gris oscuro a negro, que se intercalan con pelitas y con filones capa de doleritas, al igual que el resto de la unidad. Se define su perfil tipo en la Cantera Heide, la cual lleva su nombre en honor a quien allí descubriera el hallazgo de los carbonatos. Se localiza en las siguientes coordenadas geográficas: $55^{\circ} 33' 57.23''$ W, $34^{\circ} 46' 15.22''$ S (PAF3: mapa Fig. 3.10). Las características típicas para la definición de esta unidad son las siguientes: (a) son calizas y margas que se intercalan con pelitas; (b) se manifiestan escasamente y con un espesor tan sólo de 10m (se debe tener en cuenta que en el perfil de Cantera Heide, la explotación de caliza ha modificado la exposición de modo que no permite calcular los espesores originales); (d) sobreyacen en concordancia las pelitas del Mb. Arroyo del Junquito y representan el tope de la Fm. Piedras de Afilas; (e) composicionalmente son margas y calizas margosas (tablas de petrografía, Cap.4).

3.3.3.2.- Descripción

El **Miembro Arroyo de la Tuna** está compuesto por calizas y margas de color gris oscuro a negro, se intercalan con pelitas y sills de dolerita al igual que el resto de la Formación. Estas rocas calcáreas contienen abundante materia orgánica. Se realizaron estudios de los isótopos de C y O (analizados por el Dr. Sial, Universidad de Recife), obteniéndose resultados que indican edades dentro del Neoproterozoico (Ediacareense), los cuales se detallan en el capítulo 9 (Edad y Correlaciones).

En su perfil tipo en la Cantera Heide (Fig. 3.11) se observa la siguiente sucesión litoestratigráfica:

- (a)** 5m de interestratificados marga-pelita;
- (b)** 5m de calizas grises;
- (c)** un filón capa de dolerita de 50m de espesor.

Estas rocas carbonáticas son subyacida, en contacto gradacional, por 20m de cuarzoarenitas del Mb. Cuchilla Alta y 20m de pelitas del Mb. Arroyo del Junquito.

La sucesión sedimentaria aquí expuesta representa claramente una sucesión estratodecreciente y granodecreciente, típica de la Fm. Piedras de Afilas. Es considerada como un paraestratotipo de la formación ya que se representan todos sus litotipos, como se muestra en el mapa de la figura 3.10.

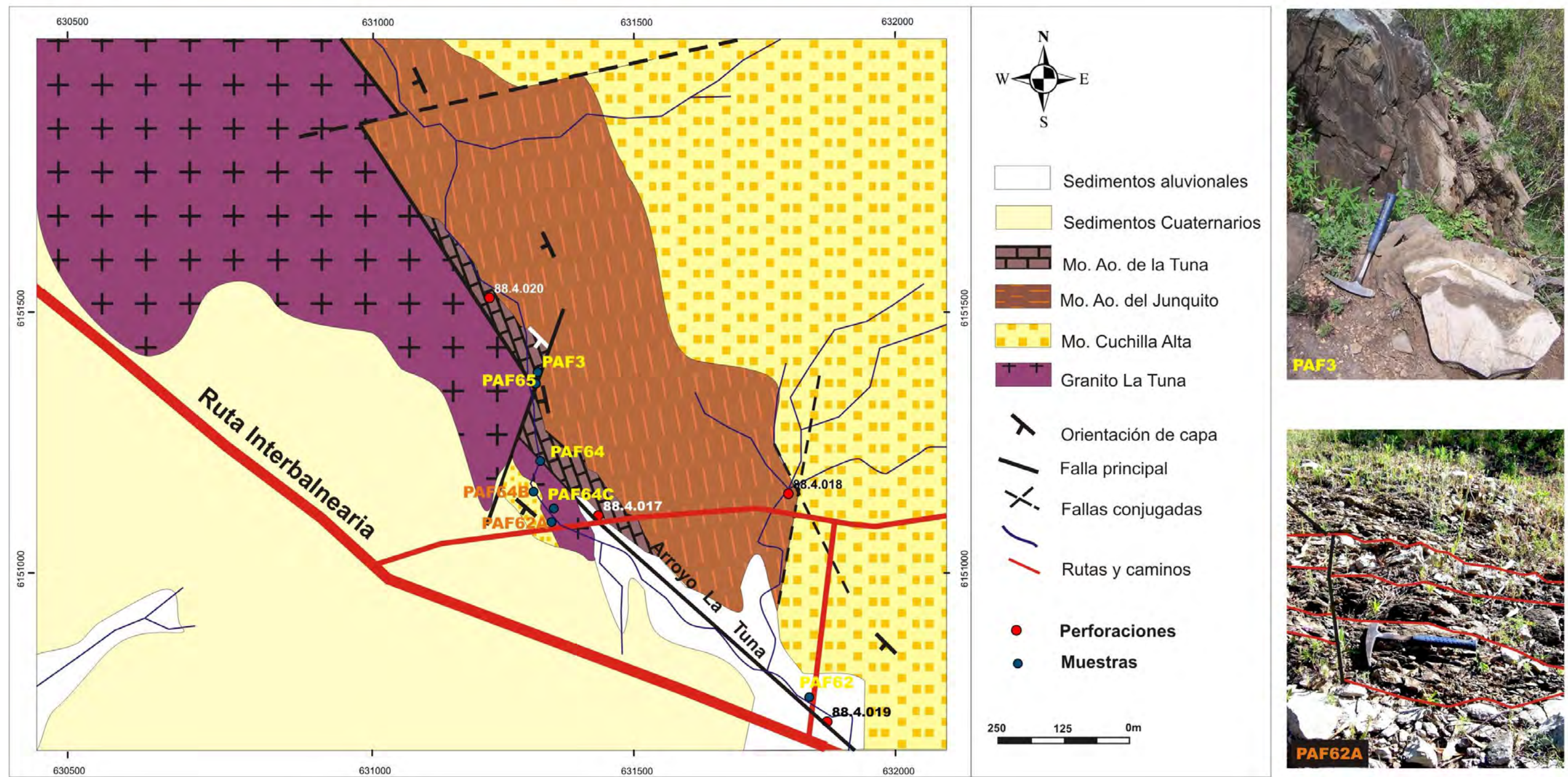


Figura 3.10: Mapa geológico del área "Arroyo La Tuna" en área del paraestratotipo de la Fm. Piedras de Afil (PAF3). Contacto tectónico con el Granito La Tuna. La fotografía de PAF3 muestra las calizas tipo del Mb. Arroyo de la Tuna, que se exponen en la cantera Heide La fotografía de PAF62A muestra un gneiss (Fm. Montevideo) con intercalaciones de esquistos micáceos, el cual está en contacto con las areniscas.

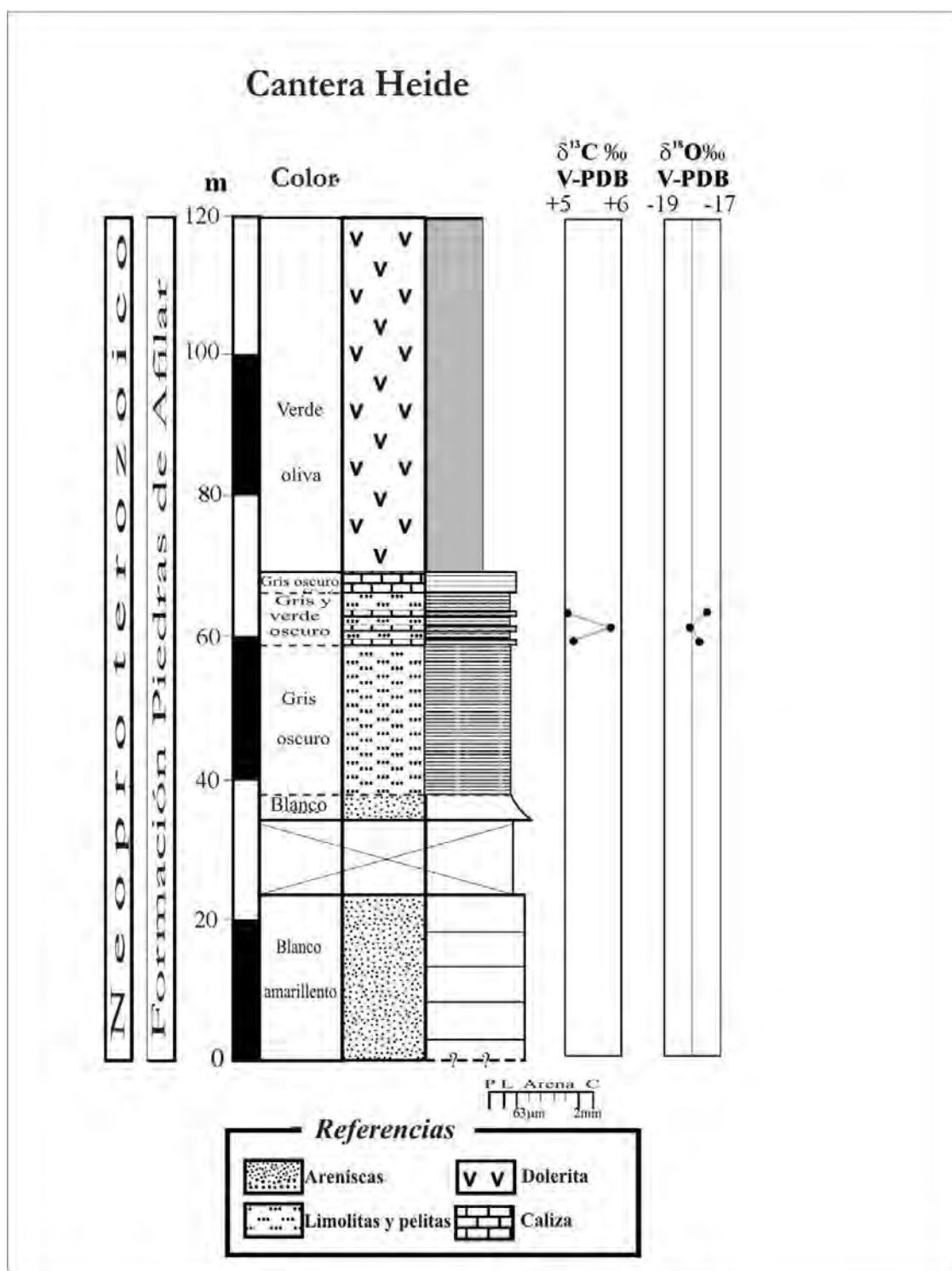


Figura 3.11: Columna estratigráfica del Mb. Arroyo La Tuna en su estratotipo PAF3: Cantera Heide.

3.4.- FILONES CAPA DE DOLERITA

Se describen aquí las doleritas por su importancia en la geología de la **Fm. Piedras de Afilas**; ya que aparecen interestratificadas a lo largo de toda la unidad, desde la base, la parte intermedia y el tope. Se intercalan de manera más o menos abundante en los tres miembros litoestratigráficos arriba descritos, pero lo hacen de manera más frecuente en el intervalo pelítico (Mb. Arroyo del Junquito), donde se manifiestan los efectos térmicos del metamorfismo de contacto sobre los sedimentos pelíticos. Geométricamente se caracterizan por ser cuerpos tabulares horizontales que intruyen entre dos capas de rocas sedimentarias; es decir que son filones capa.

Según el perfil tipo de Jones (1956) modificado por Bossi & Navarro (1991), el 60% de las rocas corresponderían a estas doleritas. Sin embargo, de acuerdo al relevamiento obtenido en este trabajo, se infiere una proporción si bien muy importante, algo menor, de aproximadamente un 45% de dolerita intercaladas en toda la secuencia. Por su íntima relación con la unidad sedimentaria en la cartografía como parte de ésta; a pesar de ser estratigráficamente distintas, siendo las diabasas de edades más jóvenes, se cartografían de manera conjunta, las pelitas del Mb. Arroyo del Junquito y las doleritas. Si bien las rocas básicas afloran con mayor frecuencia en las áreas donde ocurre el Mb. Arroyo del Junquito, en el perfil de San Luis (Fig. 13), por ejemplo, donde aparece el Mb. Cuchilla Alta, se intercalan 90 m de doleritas.

Se reconocen doleritas microgranudas con textura subofítica y otras de grano grueso y textura pseudolamprofídica. Estos dos tipos de dolerita se describen más adelante en el Capítulo 4: Petrografía.

La edad de las doleritas podría ser útil para acotar la edad de la Fm. Piedras de Afilas, aunque probablemente sean mucho más jóvenes. Existen autores que las asocian a magmatismo mesozoico (Cingolani *et al.*, 1990b). Por otra parte, los datos isotópicos de K-Ar reportados por estos autores para las pelitas, indican la edad del último evento térmico. Esto se discute más adelante (ver capítulo 9, Apartado 9.1: Edad).

3.5.- HORNFELS EPIDÓTICOS

El Mb. Arroyo Junquito de la **Fm. Piedras de Afilar** está generalmente afectado por las doleritas arriba descriptas, muchas veces en contacto con éstas. También se intercalan estas diabasas con las areniscas del Mb. Cuchilla Alta, muchas veces con sills de importante potencia (p.ej. perfil de la Fig. 3.12).

Como resultado del metamorfismo de contacto se forman los “esquistos manchados de contacto”, descritos por Coronel *et al.* (1982), los cuales deben su nombre a la biotita que se agrupa formando “manchas”.

En algunos casos donde el metamorfismo es más intenso, se obtienen verdaderos Hornfels epidóticos. Como protolito se identificaron en muchos casos limolitas, a veces con laminación ritmítica, con bandas de cuarzo y bandas con illita y sericita.

También se observan los efectos de este metamorfismo de contacto sobre arcillitas. Muestran intercrecimiento de cuarzo con epidoto y deformación del cuarzo en *ribbons*. Los minerales metamórficos como epidoto, biotita y serpentina, indican facies metamórficas de grado bajo.

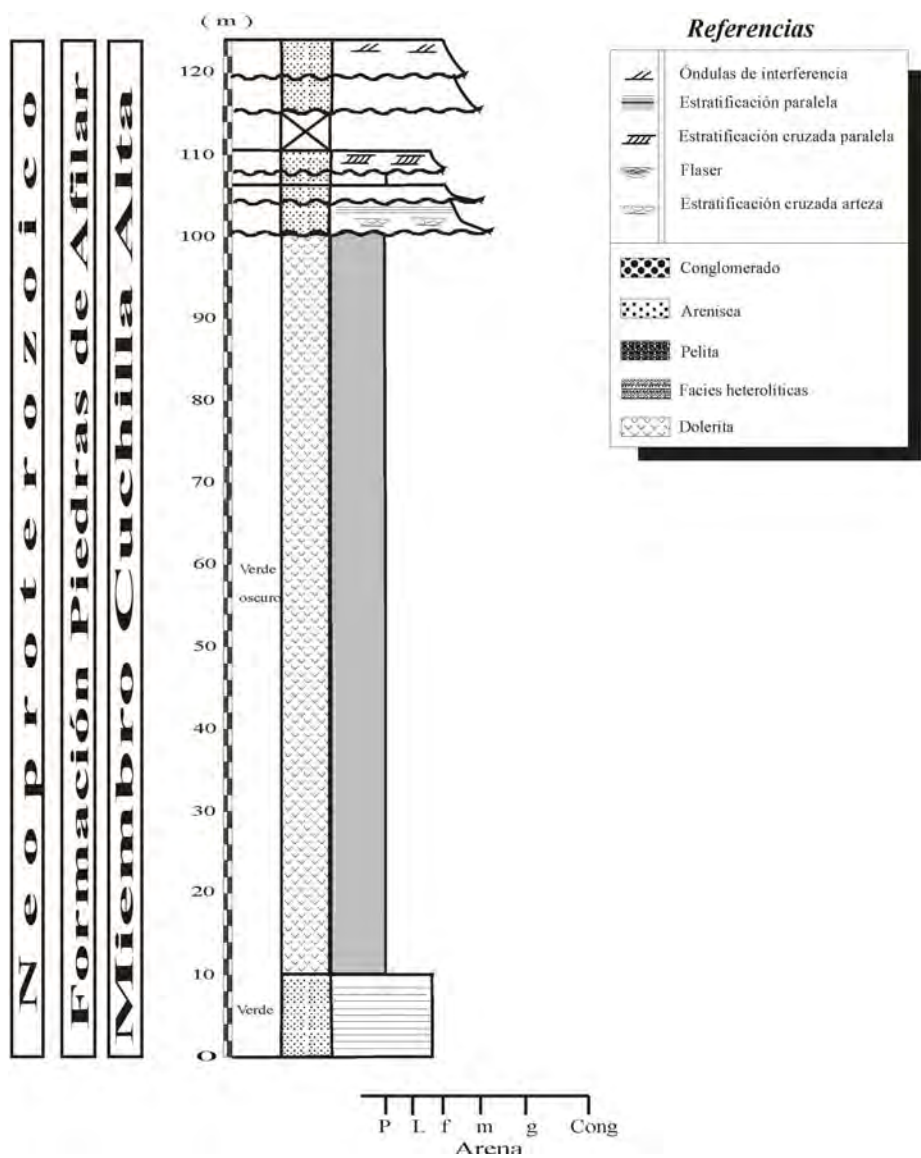


Figura 3.12: Columna estratigráfica (**Miembro Cuchilla Alta**) en la localidad de San Luis (PAF12), mostrando la importancia de las intercalaciones de los filones capa de dolerita.

4 ANÁLISIS DE FACIES

CONTENIDO:

- 4.1.- CONCEPTO DE FACIES Y ASOCIACIÓN DE FACIES
- 4.2.- CONTACTO DE LA FM. PIEDRAS DE AFILAR CON EL BASAMENTO CRISTALINO
- 4.3.- FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN PIEDRAS DE AFILAR
 - 4.3.1.- Facies conglomerádicas
 - 4.3.2.- Facies heterolíticas
 - 4.3.3.- Psamitas
 - 4.3.4.- Pelitas
 - 4.3.5.- Rocas carbonáticas
 - 4.3.6.- Facies de hornfels epidóticos
- 4.4.- INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES
 - 4.4.1.- Asociación de facies arenosas de foreshore
 - 4.4.2.- Asociación de facies arenosas de shoreface
 - 4.4.3.- Asociación de facies pelíticas
 - 4.4.4.- Asociación de facies de rampa carbonática

4.1.- CONCEPTO DE FACIES Y ASOCIACIÓN DE FACIES

Se denomina *facies sedimentaria* al conjunto de rocas sedimentarias que puede ser definido y separado por su geometría, litología, estructuras sedimentarias, paleocorrientes y contenido fósil (Selley, 1970). Según Walker (1992a) es “la combinación particular de los atributos litológicos, estructurales y texturales, los cuales definen características diferentes de otros cuerpos de rocas”. Dichas facies sedimentarias se forman bajo determinadas condiciones ambientales y son controladas por los procesos sedimentarios de los distintos ambientes de sedimentación.

A su vez, se define ambiente sedimentario como una parte de la superficie terrestre, que se diferencia química, física y biológicamente de las zonas adyacentes (Reading, 1992).

Estos ambientes pueden dividirse en subambientes, los cuales están asociados a *subfacies*. Reading (1992) propuso que el ambiente sedimentario origina una asociación de facies, y los subambientes originan las facies.

También en algunos casos como el aquí presentado, puede interpretarse un subambiente a partir de una asociación de facies.

A su vez, una secuencia sedimentaria es una o más asociaciones de facies sedimentarias, separadas en base y techo por discordancias (Reading, 1992; Miall, 1990, 1996). Aquí se separan las diferentes facies sedimentarias de acuerdo con la metodología propuesta en el capítulo 2. Luego se agrupan estas facies en asociaciones, lo cual permite el estudio paleoambiental.

La interpretación de las facies y asociaciones de facies se basa fundamentalmente en los principios de Actualismo (los fenómenos que están produciéndose en el presente han producido los mismos efectos en el pasado) y Ley de Walther (dos facies diferentes que se encuentran superpuestas y no están separadas por una discordancia, deben corresponder a depósitos adyacentes en un punto en el tiempo), este último ilustrado para una secuencia ideal (Fig. 4.1) por Selley (1970). Asimismo se deben considerar o descartar los casos de sedimentación diacrónica, ejemplificados por Coe (2003) para dos localidades ideales (Fig. 4.2). Cabe señalar que si bien el Actualismo presenta algunas limitantes para aplicarse en el Precámbrico, como p.ej. la falta de oxígeno y por lo tanto la ausencia de vegetación, es posible interpretar los procesos acaecidos en ese tiempo considerando dichas limitantes, como explican Altemann & Concoran (2002).

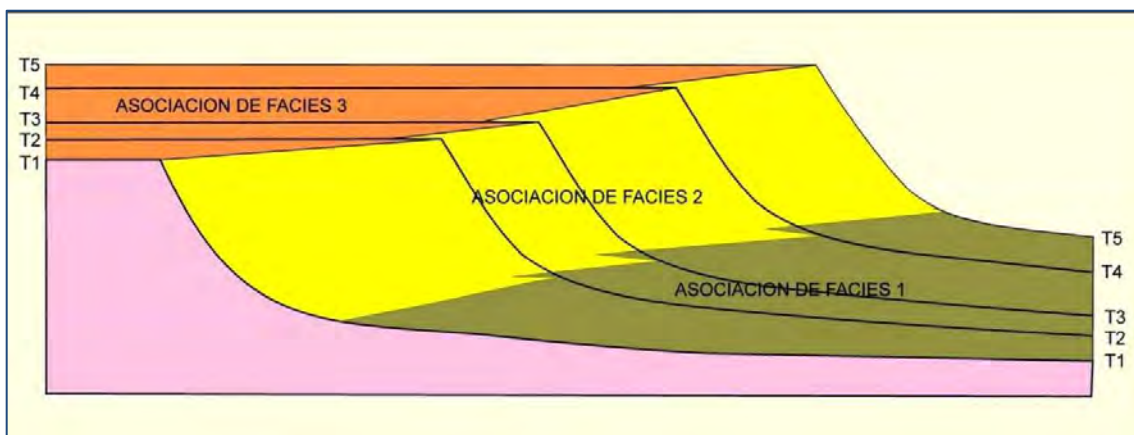


Figura 4.1: Esquema ilustrativo de la *ley de Walther*, mostrando los contactos entre las asociaciones de facies y representación del tiempo (modificado de Selley, 1970).

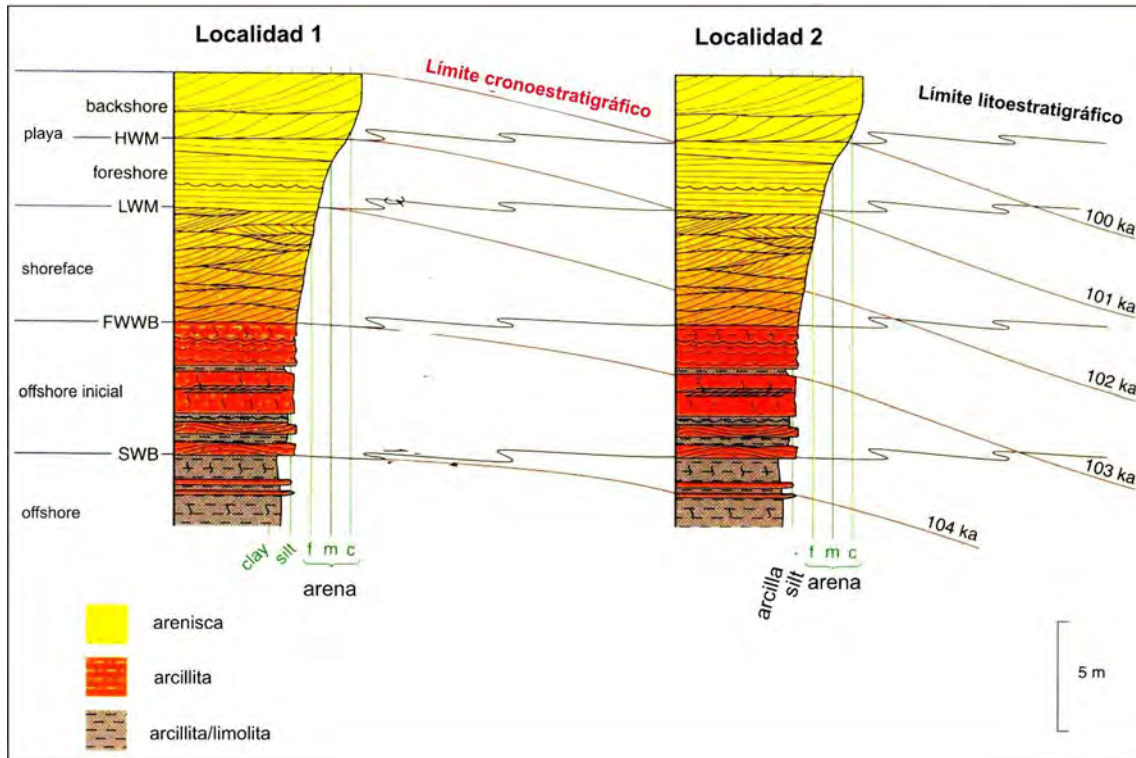


Figura 4.2: Ejemplo de sedimentación diacrónica, donde se observa que los límites cronoestratigráficos no coinciden con los límites litoestratigráficos. Modificado de Coe (2003).

4.2.- CONTACTO DE LA FORMACIÓN PIEDRAS DE AFILAR CON EL BASAMENTO CRISTALINO

Se reconoce el contacto con el basamento en varios lugares. En la cantera de granito de los Cerros de Piedras de Afilar (PAF2: 55° 35' 14.13" W, 34° 42' 50.11" S) se observa claramente el contacto erosivo de la Formación Piedras de Afilar con el granito de Soca. Este es un granito rapakivi, compuesto por cuarzo, feldespato redondeado (textura wiborgítica), anfíboles y biotita. Hartmann *et al.* (2001) realizaron dataciones U-Pb ICP LA-MS para este granito, hallando edades de 2.056 Ma. Asimismo en algunas regiones, la **Fm. Piedras de Afilar** se apoya en discordancia angular y erosiva sobre el cinturón metamórfico Pando, reconociéndose el contacto con la Fm. Montevideo (PAF11: 55° 31' 29.34" W 34° 47' 9.98" S). La Fm. Montevideo está orientada N75W/85NE; mientras que las sedimentitas sobreyacentes de la Fm. Piedras de Afilar, presentan una dirección e inclinación de los estratos diferente, N45W/50SE.

4.3.- FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN PIEDRAS DE AFILAR

Se describen a continuación las facies sedimentarias que componen la Fm. Piedras de Afilar. Para ello, se hace una descripción de la litología (composición y textura); la geometría; estructuras sedimentarias, paleocorrientes y presencia de fósiles e icnofósiles.

Las estructuras sedimentarias son un factor determinante para el análisis de facies y posterior interpretación paleoambiental. Las paleocorrientes son también un atributo muy importante a tener en cuenta en la interpretación paleoambiental, del paleorrelieve y en algunos casos también en estudios de proveniencia. El contenido fósil es una ayuda fundamental para el análisis paleoambiental y bioestratigráfico.

Aquí se presentan los principales atributos de las facies sedimentarias, quedando el análisis detallado de la petrografía, paleocorrientes y paleogeografía en los respectivos capítulos de este trabajo. De esta forma se identifican catorce facies y dos subfacies (Tabla 4.1), las cuales se agrupan en cuatro asociaciones de facies, para las cuales se describen los mismos atributos (geometría, litología, estructuras sedimentarias, paleocorrientes, fósiles). Se describe el tipo de contacto y se realiza una breve interpretación paleoambiental para cada una de ellas.

Se asigna un código a cada facies y asociación de facies aquí definidas, de acuerdo con los modelos clásicos propuestos por Miall (1990, 1996). Estos códigos están compuestos por una letra mayúscula que hace referencia a la litología y una letra minúscula referida a estructuras sedimentarias mecánicas u orgánicas (iniciales en inglés). Por ejemplo, a las facies de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa se asignó el código Stcs (*Sandstone; trough cross stratification*).

A continuación se presenta un mapa geológico donde se muestran las zonas de afloramiento, correspondientes a las unidades geológicas psamíticas, pelítica y carbonática aquí definidas como miembros (Fig. 4.3).

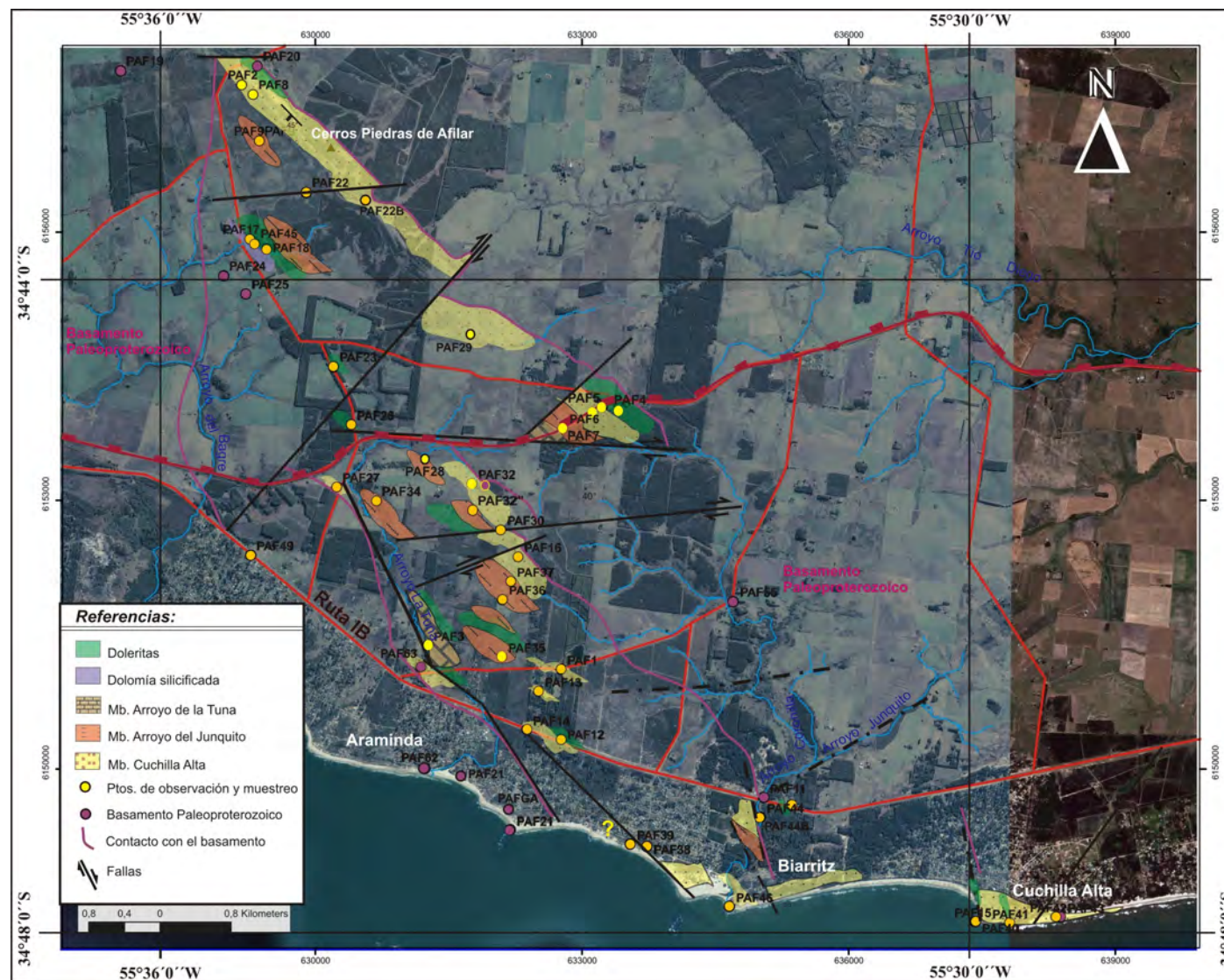


Figura 4.3: Mapa de ubicación de afloramientos donde se identifican: (i) facies psamíticas del **Mb. Cuchilla Alta**; (ii) facies pelíticas del **Mb. Arroyo del Junquito**; (iii) facies calcáreas del **Mb. Arroyo de la Tuna**; facies de dolomita silicificada; y afloramientos de rocas básicas (doleritas).

Código	Facies	Geometría / Macroescala	Litología	Textura	Estructuras Sedimentarias	Paleo_ corrientes
C	Conglomerádica	Cuerpo basal erosivo	Cong. y Ar. cong. cuarcíticos	Clasto-soportado	Gradación normal	-
H	Facies heterolítica	Lentiforme	Facies heterolítica limolita/arcillita	Micro-laminación	Gradación normal E. Convoluta	-
HI	Facies Heterolíticas superiores Subfacies: HI-w / HI-r	Tabular	HI-w: pelita-arenita verde HI-r: pelita-arenita roja	HIw: Microlaminación HIr: Microlaminación	Fh1: Estructuras orgánicas Wrinkles HIr: Ondulitas (ripples)	-
Spcs	Arenisca subarcósica	Cuerpos tabulares con gradación normal	Subarcosa (Biotita detrítica y Hematita)	Clasto-soportada	PCS Óndulitas	Hacia el NE
Sr	Cuarzoarenitas con óndulas (ripples)	Cuerpos tabulares con estratificación grano- y estrato-decreciente	Arenitas cuarcíticas de grano g., m., f.	Clasto-soportada Muy buena selección	Óndulas asimétricas y simétricas Frecuente PCS	Variables
Stcs	Cuarzoarenitas con Artesa (TCS)	Idem	Arenitas cuarcíticas de grano grueso, m., f., hasta tamaño limo.	Idem	TCS PCS (HCS) (Óndulas)	2 principales : NE y SW
Sir	Cuarzoarenitas con Óndulas de Interferencia	Idem	Arenitas cuarcíticas finas a mf.	Idem	Óndulas de Interferencia: <i>Interference ripple marks</i>	Perpendiculares : NE-SW y NW-SE
Sf	Cuarzoarenitas con Calcos de flujo	Idem	Arenitas cuarcíticas finas a m.f.	Idem	Calcos de flujo Óndulas asimétricas	Dir. del flujo: NNE
Shcs	Cuarzoarenitas con Hummocky (HCS)	Idem	Arenitas finas a medias	Idem	HCS y Mega-HCS PCS Lam. ondulítica	Hacia el E.
Sli	Cuarzoarenitas finas y Limolitas	Idem	Arenitas mf. y limolitas cuarzosas	Extremadamente bien seleccionadas, redondezas, alta. (Muy maduras)	Estratificación paralela Ondulitas Lentes (linsen)	-
FI	Pelitas grises laminadas	Cuneiforme	Limolitas oscuras, con abundante Hematita y Magnetita	Microlaminación	Laminación paralela	-
Lr	Ritmitas	Concordantes con las FI.	Ritmitas marga/pelita	Microlaminación Estilolitos	Laminación paralela	-
Lm	Margosas	Sobreyacidas por sill de diabasa	-Margas (CaCO ₃ <50%)	- Oolitos - Estilolitos	Laminación paralela	-
D	Dolomía silicificada	Tabular Sobreyacidas por sill de diabasa	Roca calcárea silicificada con relictos de MgCO ₃ .	Estilolitos Laminación micrométrica	Vestigios de "laminación microbiana"	-

Tabla 4.1: Facies sedimentarias identificadas en la Fm. Piedras de Afilar. Abreviaciones: TCS: estratificación cruzada en artesa; PCS: planar cross stratification, HCS: hummocky cross stratification.

4.3.1.- Facies conglomerádicas de la base

C: Facies de conglomerados y areniscas conglomerádicas:

Esta facies conglomerádica se encuentran en contacto erosivo con un granito de grano grueso, el cual se ha identificado como “Granito de Soca”. El contacto es erosivo, con una excelente preservación de las estructuras sedimentarias y observándose la estructura basal gradada normal (Lámina 3.1). Los conglomerados contienen clastos de hasta 2cm de diámetro, predominando los clastos de cuarcita de color blanco y rojo y son clastosoportados con escasa matriz (fotografías de cortes petrográficos: capítulo 4). Composicionalmente, las areniscas conglomerádicas son similares a los conglomerados, conteniendo un alto porcentaje de clastos de cuarcita, en una matriz muy escasa (fotografías: capítulo 4). Se observan ciclos sobreyacentes de 30-40cm de arenisca de la facies **Sr** y **Stcs**.

4.3.2: Facies heterolíticas

H: Facies heterolíticas con estratificación convoluta:

Se incluyen dentro de la facies **H** a las facies heterolíticas arenita/pelita de la base del Mb. Cuchilla Alta y las facies heterolíticas del Mb. Arroyo del Junquito. La paragénesis dominante es cuarzo + feldespato + illita + esmectita + (illita/esmectita), de acuerdo con los análisis de rayos X (ver capítulo 4). Los estratos de facies heterolítica aparecen sólo en la base con espesores de 50-60cm y laminación muy fina. En las facies heterolíticas se observan importantes estructuras sedimentarias, tales como óndulas asimétricas de pequeño porte ($\lambda \approx 5\text{cm}$); estratificación convoluta; lentes pelíticos e intraclastos de pelitas.

HI: Facies heterolíticas con laminación flaser:

Esta facies está compuesta por facies heterolíticas arenita/pelita de colores verde y rojo, las cuales se componen de granulometrías tamaño limo y arcilla en las láminas de pelita y arena muy fina en las láminas de arenita. Predominan las láminas de pelitas (compuestas por arcillita y limolita). Las principales

estructuras sedimentarias son: laminación flaser y estructuras arrugadas tipo *wrinkles*, que representan huellas de biomatas (comparadas con descripciones de Porada, 2002).

De acuerdo con los referidos parámetros de geometría, litología, estructuras sedimentarias mecánicas y orgánicas presentes, aquí se definen dos **subfacies**:

(a)- Subfacies: pelitas verdes con wrinkles (HI-w): Las subfacies de pelitas verdes incluye facies heterolíticas pelita-arenita de color verde, donde predominan las pelitas, las cuales se observan en afloramientos del Arroyo Coronilla y en el estratotipo del Mb. Arroyo del Junquito. Presentan estructuras arrugadas (“wrinkles”) y laminación flaser. Están compuestas mineralógicamente por cuarzo abundante (50% aprox.); feldespatos potásicos y plagioclasa escasos; y las arcillas presentes son Illita (abundante); caolinita y clorita (relativamente abundante) y clorita/ esmectita (poco abundante). El color verde se debe a la clorita e implica condiciones de oxidación anaerobias. La clorita/esmectita es un indicador de condiciones de oxidación levemente reductoras ($Eh=0$), de acuerdo con Deer *et al.* (1967). Acerca de las estructuras de tipo “wrinkle” se investigaron los trabajos más recientes. Las estructuras sedimentarias producidas por actividad microbiana son bien conocidas en facies carbonáticas antiguas, pero poco se conoce sobre estas estructuras en facies silicoclásticas antiguas. Las estructuras “*wrinkle marks*” y “*Kinnedia ripples*” están íntimamente relacionadas con estructuras sedimentarias comúnmente encontradas en ambientes siliciclásticos antiguos y representan actividad microbiana, de acuerdo con Hagadorn & Bottjer (1997). Asimismo Porada (2002) describió detalladamente las “*wrinkle structures*”, como se muestra en la Fig. 4.5. Comparando sus fotografías e ilustraciones se identificaron las estructuras orgánicas de las facies aquí descritas (Fig. 4.4), como “*wrinkle structures de crestas sinuosas*”, correspondiente a la descripción hecha por Porada (2002) (Fig. 4.5.b).

(b)- Subfacies: limolitas rojas (HI-r): Esta subfacies está conformada por facies heterolíticas (HI), compuestas láminas de pelita de tamaño limo y

láminas de arenita tamaño arena fina. Presenta óndulas asimétricas (sufijo **r**). Al igual que en la subfacies anterior (**HI-w**), se observa una interlaminación microscópica de niveles pelíticos y arenosos. Los niveles pelíticos están compuestos principalmente por illita y escasas esmectita e illita-esmectita; mientras que los niveles limolíticos están compuestos por cuarzo y bajo contenido de feldespato potásico y plagioclasa (DRX: capítulo 4). Presentan porcentajes más elevados de minerales detríticos (abundante cuarzo) y menor contenido de arcillas que la subfacies **HI-w** (DRX: capítulo 4). Presentan además un elevado contenido de óxidos de hierro, los cuales le atribuyen el color rojo; y corresponden a condiciones de óxido-reducción de un ambiente más oxidante que las facies de pelitas verdes.

Esta facies se observa en el estratotipo del Mb. Arroyo del Junquito (PAF32), en su para-estrotipo en el cauce del Arroyo Coronilla (PAF44) y en la zona de la Cantera Imhoff (PAF32).

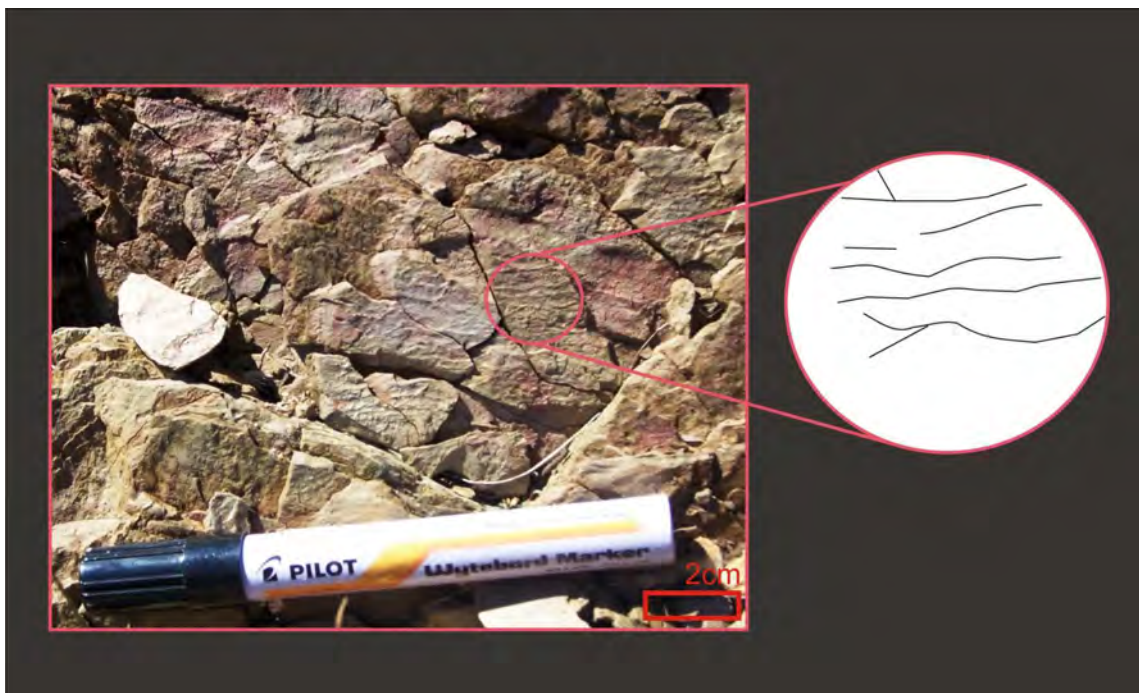


Figura 4.4: *Wrinkle structures* interpretadas para el Miembro Arroyo del Junquito, Formación Piedras de Afilar. Facies de pelitas con laminación heterolítica (**HI**), subfacies pelitas verdes con wrinkles (**HI-w**).

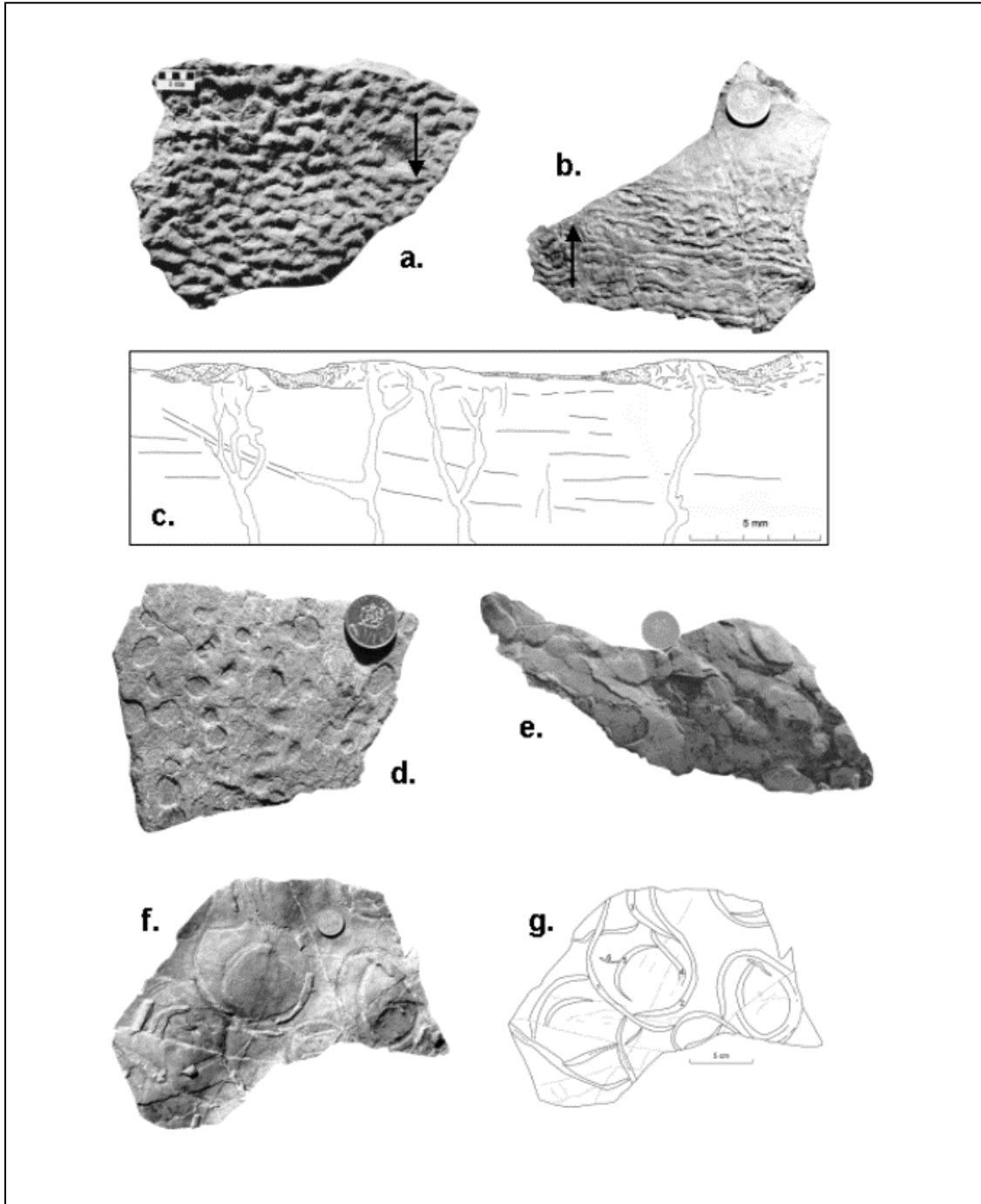


Figura 4.5: Wrinkle structures y estructuras asociadas. Tomado de Porada (2002). (a) *Wrinkle structure* caracterizada por crestas irregulares interconectadas, las cuales son asimétricas. (b) *Wrinkle structure* caracterizada por crestas sinuosas, que gradan a crestas más estrechas y cortas, mas irregulares y menos redondeadas y eventualmente desapareciendo. Esto sugiere matas marginales fragmentadas. La dirección del movimiento se indica con la fleche. (c) Sección de interpretación de la descripción (a). Estructuras relacionadas: (e) "Microbial sand chips" (f) Grietas sinuosas de tipo *Manchuriophycus* type en una cuarcita con óndulas de interferencia. (g) Ilustración gráfica de (f).

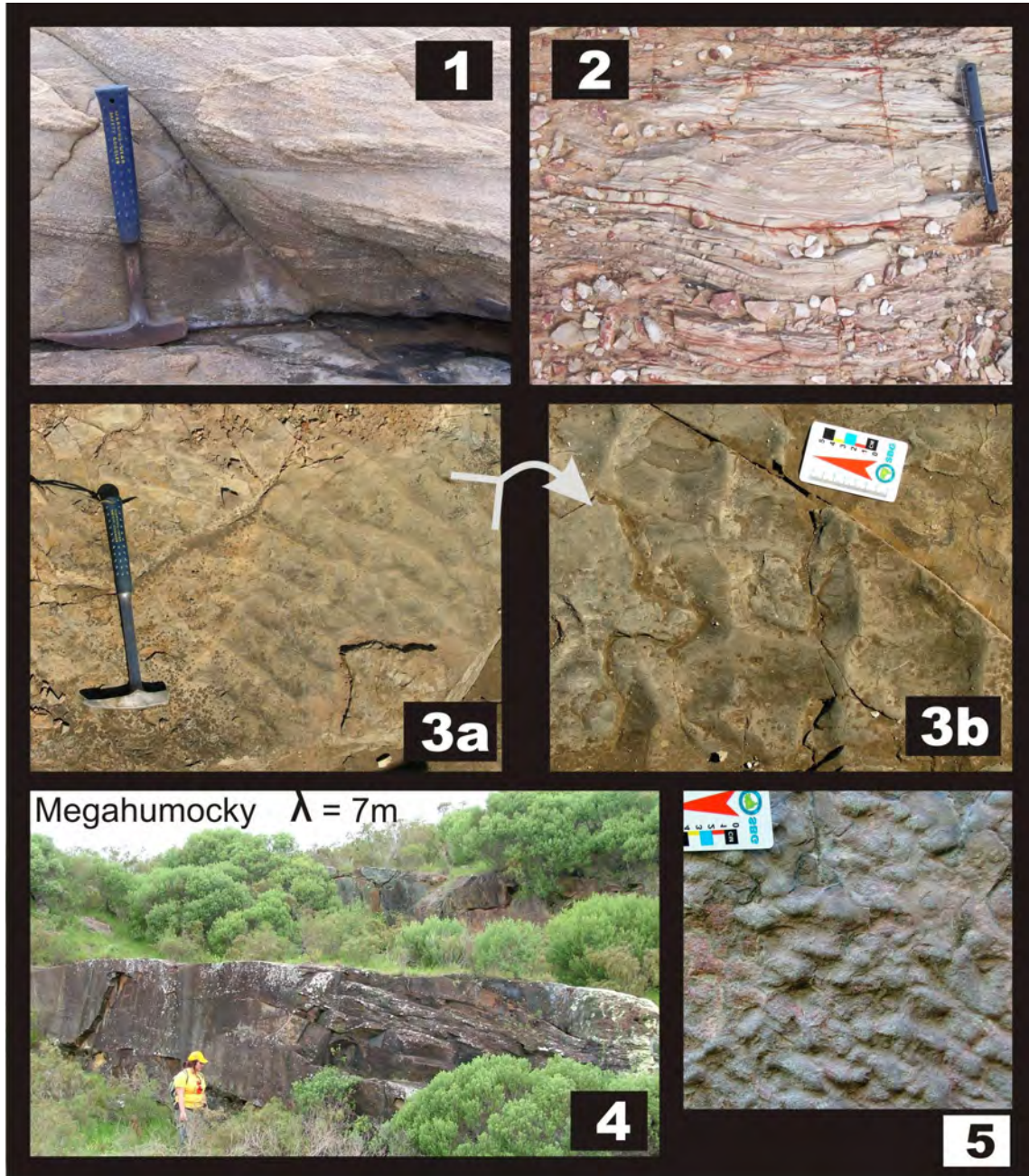


LÁMINA 4.1: Estructuras Sedimentarias en las areniscas del *Miembro Cuchilla Alta* (MCA): (1) Estratificación cruzada en artesas, en las cuarzoarenitas de la localidad del Club de Pesca Cuchilla Alta (PAF40); (2) Estratificación convoluta en las pelitas de la base del perfil tipo del MCA (PAF2); (3) Óndulas de Interferencia (PAF14) y (3b) detalle de los trenes de ondas de (3a); (4) Megahumocky o megaestratificación monticular (se indican longitudes de onda de 7m aproximadamente) en las areniscas de la Cantera Imhoff; (5) Calcos de flujo en cuarzoarenitas (PAF1).

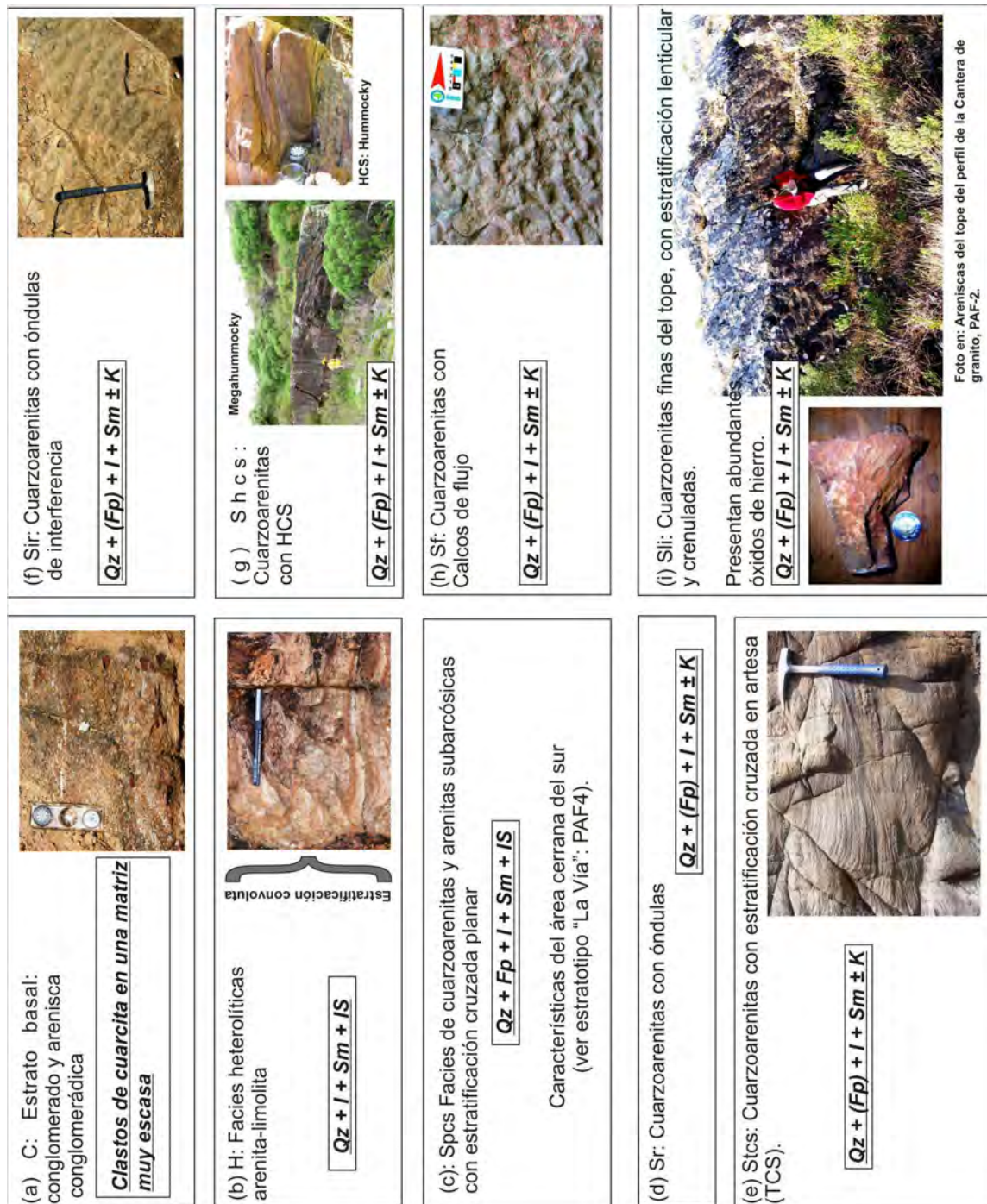


Figura 4.6: Cuadro ilustrativo de las facies típicas del **Miembro Cuchilla Alta**: (a), (b), (c), (d), (e), (f), (g), (h), (i); nombradas en el texto. Se exponen las paragénesis asociadas y fotografías de las estructuras sedimentarias principales, en los afloramientos de sus áreas tipo. Nótese que las facies de cuarzoarenitas (e, f, g, h, i) presentan la misma paragénesis y se diferencian por las estructuras sedimentarias que presentan. Localización de afloramientos: (a) PAF2; (b) PAF2; (e) PAF40; (f) PAF14; (g) PAF 32; (h) PAF1; (i) PAF2.

4.3.3- Psamitas

Spcs: Facies de cuarzoarenitas con estratificación cruzada planar:

La facies de arenitas con estratificación entrecruzada planar (**pcs**) se describió en la zona de la Estación Piedras de Afilar (perfil de la vía férrea: PAF4) (Fig. 4.6.c). La misma está presente en todo el Mb. Cuchilla Alta y se intercala con las demás facies arenosas de esta unidad. Se ha definido esta facies para caracterizar a los niveles de cuarzoarenitas y arenitas de esta unidad, los cuales presentan como única estructura sedimentaria, la estratificación cruzada tabular planar (Def.: Allen, 1982; Collinson *et al.*, 2006).

Sr: Facies de psamitas con óndulas:

La facies de arenitas con óndulas o *ripples* (**Sr**) está presente en todo el Mb. Cuchilla Alta y se intercala con las demás facies arenosas de esta unidad, siendo más dominantes en las partes más someras (véase síntesis de facies arenosas: Fig. 4.6.d). Aquí se observan óndulas asimétricas (olas). Las longitudes de onda medidas son de 7-9 cm y el índice de onda promedio es menor a 10. De acuerdo con las definiciones y clasificación (Tucker, 2009; Fig. 4.7) los **índices de onda** hallados corresponden a óndulas de ola o de corriente.

ÍNDICE DE ÓNDULA		
	L - H	INDICE DE RIPPLE L/H
Óndulas eólicas	L = 2,5-25 cm H = 0,5 - 1,0 cm	10 - 70
Óndulas de olas	L = 0,9 - 200cm H = 0,3 - 25 cm	4 -13 (usualmente entre 6 - 7)
Óndulas de corriente	L < 60 cm H < 6cm	> 5 (usualmente entre 8 - 15)
Rangos de los índices de óndula eólicos, formados por olas y de corriente. Síntesis De: "Sedimentary Rocks in the Field" (Tucker. Ed. 2009)		

Figura 4.7: Índices de óndula y su relación con el medio sedimentario donde se formaron Modificado e interpretado de Tucker (2009).

Stcs: Facies de cuarzoarenitas con estratificación en artesas:

Las facies de cuarzoarenitas con estratificación cruzada en artesa son muy frecuentes, y se exponen en significativos afloramientos en la zona de Cuchilla Alta (Lámina 3.1; Fig. 4.6.e), de donde toma su nombre la respectiva unidad geológica. Mineralógicamente estas cuarzoarenitas son las típicas de esta unidad, con porcentajes de cuarzo superiores al 90% (descripción y tablas: capítulo 4). Las características composicionales y texturales son las mismas que para **Sr** (cuarzoarenitas con óndulas).

Se reconocieron estructuras sedimentarias de tipo estratificación entrecruzada en artesa, las cuales se manifiestan con excelente preservación en las exposiciones de la costa en Cuchilla Alta (km 71 de la ruta IB). En los esquemas realizados por Collinson *et al.* (2006) (Fig. 4.8) se puede observar la formación teórica de la estratificación cruzada artesa o *trough cross stratification* (TCS).

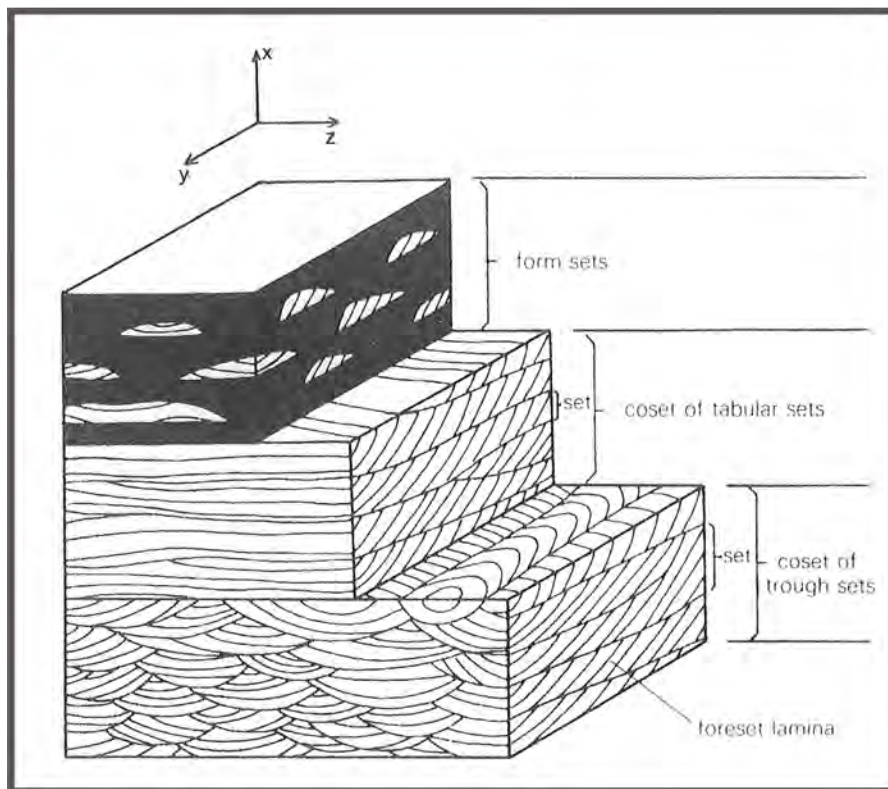


Figura 4.8: Diagramas de los diferentes tipos de laminación cruzada; aplicable para estratificación entrecruzada (tomado de Allen, 1968).



Figura 4.9: Óndulas de interferencia en el Miembro Cuchilla Alta (PAF14). Las flechas indican el sentido de las paleocorrientes (perpendiculares entre sí). Nótese que las direcciones de paleocorrientes se muestran en la fotografía: NE indica la dirección paralela a la costa (N80E) y NW-SE indica la dirección perpendicular a la costa (N20W).

Sir: Facies de cuarzoarenitas con óndulas de interferencia:

Esta facies (Fig. 4.6.f) se encuentra en la base del miembro siliciclástico inferior (Mb. Cuchilla Alta). Al igual que en el caso anterior, son composicionalmente muy similares a **Sr**. Las óndulas de interferencia son muy importantes para la interpretación de las paleocorrientes costeras. Las óndulas de interferencia (*interference ripple marks*) fueron definidas por Picard & High (1970), quienes explican que se forman durante tormentas efímeras asociadas a corrientes litorales. Las óndulas linguoides se forman cuando el agua de los canales es suficientemente profunda como para fluir sobre canales marginales y barras de arena. Cuando el nivel del agua decrece, las corrientes aguas abajo se refractan sobre barras de arena y las óndulas se forman en el tope y flancos de las barras. Las óndulas lineales son orientados perpendicularmente respecto a las óndulas cuspidales y así forman sets de interferencia con éstos. Las óndulas refractadas y los cambios del nivel del mar sobre un fondo irregular

pueden complicar los padrones de óndulas asimétricas y otras estructuras direccionales. Las observaciones de las óndulas de esta facies (Fig. 4.9) y comparación con las descripciones expuestas, permitió determinar que corresponden a óndulas de interferencia de ambiente litoral de playa. Se observaron dos trenes de ondas perpendiculares: un tren de óndulas linguoides (corrientes efímeras) indicando paleocorrientes N80E, interpretado como paralelo a la costa y otro de óndulas asimétricas (olas) indicando paleocorrientes N20W, interpretado como perpendicular a la costa. Se compararon con fotografías y descripciones específicas de estos tipos de estructuras sedimentarias del Devónico de Libia y del Triásico del NW de Inglaterra (Kamal & Surdasy, 2005; Tucker, 2009).

Shcs: Facies de cuarzoarenitas con *hummocky* y *megahummocky*:

Esta facies (Fig. 4.6.g) aparece estratigráficamente por encima de las areniscas con óndulas de interferencia arriba descritas. Son cuarzoarenitas blanquecinas, de granulometría fina, muy bien seleccionadas, a veces con niveles ferrosos intercalados. Presentan además de estratificación hummocky normal y en mega-escala, laminación cruzada, óndulas y laminación ondulítica. Se encuentran en contacto con las facies pelíticas del Mb. Arroyo del Junquito (HI). La estructura sedimentaria diagnóstico de esta facies son como lo dice su nombre, la estratificación cruzada hummocky y megahummocky, términos que se explican a continuación.

El término “*hummocky cross stratification*” fue empleado por primera vez por Harms *et al.* (1975) para definir un tipo de estratificación cruzada diferente. El término en español “estratificación cruzada monticular” fue utilizado por Spalleti *et al.* (2001), quienes identificaron estas estructuras sedimentarias en afloramientos de la Cuenca Neuquina (Fig. 4.10). Ocurren generalmente en secuencias regulares de 0.5m de espesor (Dott & Bourgeois, 1982). Selley (2000) explicó que la base de cada unidad es un contacto neto o gradacional; y que a veces están separadas por una superficie con laminación cruzada y/o con bioturbación. La estratificación cruzada *hummocky* o monticular (fig. 4.10) ocurre en secuencias verticales actuales, sobreyacidas por arenas con estratificación cruzada planar, turbiditas y pelitas pelágicas. Aplicando el

Actualismo se puede concluir que los sedimentos con estratificación cruzada hummocky se depositan en profundidades intermedias. Además, las estructuras *hummocky* actuales observadas a profundidades de 1-40 m en el Océano Atlántico, fueron interpretadas como generadas por tormentas (Swift, 1983). Sin embargo, Aigner (1985) se refiere a tempestitas y las asocia a tormentas donde los estratos con bioturbación y laminación cruzada indican períodos de inter-tormentas. Se interpretan estas facies de cuarzoarenitas con estratificación hummocky como correspondientes a eventos de tormenta, los cuales como explica Aigner (1985), ocurren entre la base de las olas de buen tiempo y la base de las olas de tormenta.



Figura 4.10: Fotografía de “estratificación cruzada monticular” en la Cuenca Neuquina. Modificado de Spalletti *et al.* (2001).

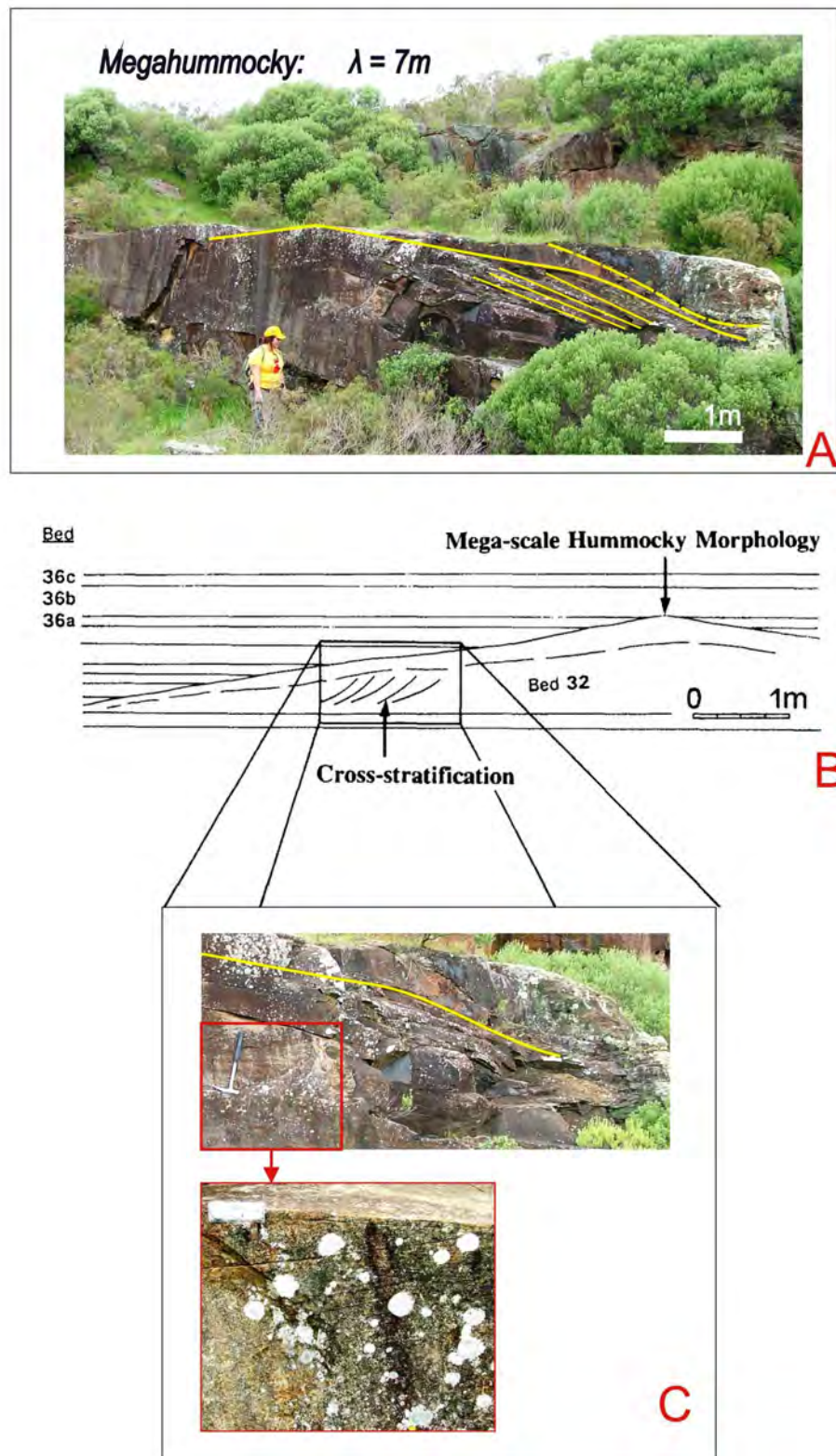


Figura 4.11: Megahummocky de la facies **Shcs** del Miembro Cuchilla Alta. (A) Vista general de la estratificación hummocky de megaescala, señalando los montículos y la longitud de onda λ de 14m. (B) Esquema de la morfología megahummocky según Molina (1996). (C) Detalle de la estratificación cruzada interna.

El término *megahummocky* o “*mega scale hummocky cross stratification*” es utilizado para describir a la estratificación monticular con longitudes de onda λ superiores a 4m, de acuerdo con Molina *et al.* (1996). Las estructuras sedimentarias definidas como *megahummocky* en este trabajo presentan longitudes de onda de **7m** aproximadamente, como se ilustra en la Fig. 4.11. Se interpretan como tormentas de muy alta energía o tempestitas.

Sf: Facies de cuarzoarenitas con calcos de flujo:

Esta facies (Fig. 4.6.h) se observa en los niveles medio y superior del Miembro Cuchilla Alta, y corresponden a cuarzoarenitas de color blanco, de grano muy fino, muy bien seleccionadas. Se observa una exposición con estructuras de calcos de flujo subestratales muy bien preservada en la zona de los cerros al sur de la vía ferroviaria (PAF1: 55° 32' 58.22" W, 34° 46' 23.21" S). Puede observarse la forma de los “*flutes*” en las figuras 4.12 y 4.13, donde se señala el sentido de las paleocorrientes que indican estas estructuras. Los calcos de flujo o *flute casts* fueron comparados por Sengupta (1986) de acuerdo con formación y morfología de los mismos con las marcas de objetos (Fig. 4.12). Collinson *et al.* (2006) muestran fotografías, las cuales han sido utilizadas para comparar la morfología e interpretación de las estructuras sedimentarias. Allen (1968, 1971, 1982) describen experimentos que explican las condiciones hidráulicas para generar calcos de flujo; concluye que el padrón de flujo consiste en dos vórtices que pertenecen a una zona de separación del flujo en el tope del hoyos de flujo. Este autor clasifica los calcos de flujo según diferentes morfologías (con patrones lineales, “*en echelon*”, “*fish-pattern*”). La facies aquí descripta presenta calcos de flujo que se clasifican dentro de los patrones asimétricos, “*en echelon*” (Fig. 4.12). Estas estructuras son interpretadas como asociadas a alto régimen de flujo, originadas por las mismas corrientes que también dejan en su lecho las estructuras de calcos de flujo. Estas corrientes desembocaban en la zona litoral y se estima que se trata de corrientes efímeras, de escasa magnitud, formadas durante las tormentas. En las facies **Sf** aparecen también estructuras de tipo “*panqueque*”, intraclastos de pelita en la cuarzoarenita de grano fino, similares a las que aparecen en las facies **H**. Aquí se observan además estructuras similares a túneles o trazas de habitación o sedimentívoros

(dubiotrazas). Presentan bordes rectos, por lo cual es más probable que sean grietas de desecación (Fig. 4.12).

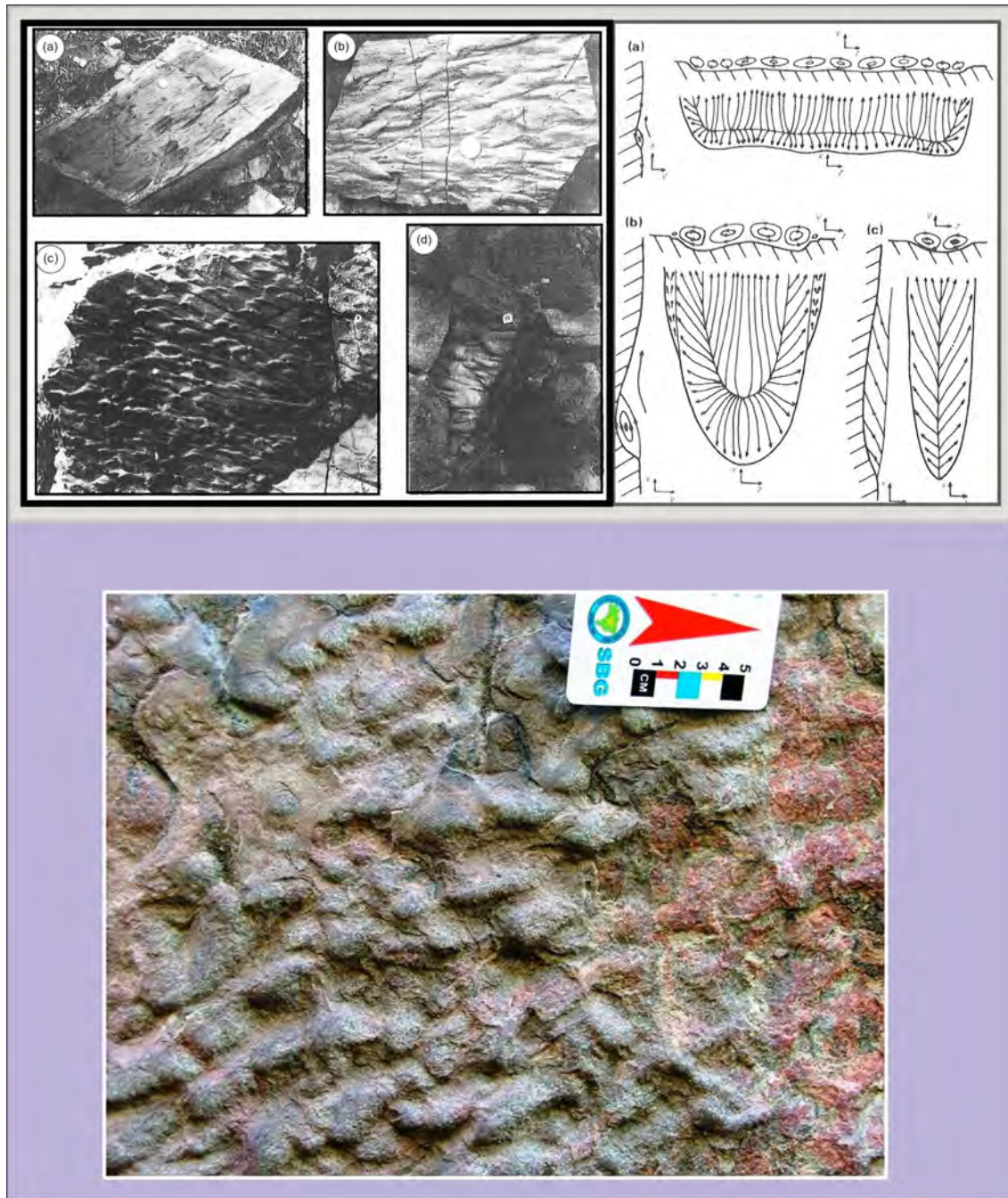


Figura 4.12: Arriba: Forma de los calcos de flujo. Fotografías: a y d - transversales; b- en echelon; c-lineares con marcas de objetos; Esquema: (a) flujo transversal; (b) y (c) flujo parabólico de diferente ancho (según Allen, 1971). Abajo: Calcos de flujo de las facies **Sf** del *Miembro Cuchilla Alta*. La flecha roja de la escala indica el sentido aguas arriba del flujo.

Sli: Facies de cuarzoarenitas muy finas laminadas:

Esta facies (Fig. 4.6.i) está conformada por cuarzoarenitas de color blanquecino, muy maduras, con laminación paralela, laminación ondulítica. Presentan un tamaño de grano arena muy fina con contenido de limo que se incrementa hacia el tope; y contienen lentes de limolita y arcillita. Suelen encontrarse intercaladas con bandas con mayor contenido de hierro e incluso aparecen verdaderos niveles ferrosos de hasta 2m de espesor (tope de perfil PAF2). Representan la zona de transición entre el Mbs Cuchilla Alta y Arroyo del Junquito.

4.3.4.- Pelitas

FI: Facies de pelitas oscuras laminadas: Esta facies está compuesta por pelitas de color gris oscuro, muy finamente laminadas. Se observan frecuentemente micropliegues (Lámina 3.3; Fig. 4.13). Se intercalan con facies de areniscas y limolitas rojas de poco espesor. Curiosamente el color negro no responde necesariamente a la abundancia de materia orgánica, sino al elevado contenido de opacos en aglomeraciones con un tamaño de grano extremadamente fino. Presentan abundantes minerales detríticos, los cuales se observan con granulometrías muy finas de tamaño limo y limo fino. La paragénesis típica de esta facies sedimentaria es: cuarzo + plagioclasa + illita + caolinita + clorita + esmectita. Los análisis semicuantitativos de difracción de rayos X indican valores de de cuarzo abundante, escasas plagioclasa y arcillas (predominio de illita, de clorita, escasa esmectita, y clorita/esmectita y muy escasa caolinita). La disminución de la illita responde un factor climático; mientras que La presencia de interestratificados de clorita/esmectita en las pelitas negras es también un importante indicador paleoclimático y paleoambiental. Para estas pelitas se han preparado maceraciones palinológicas, no encontrándose fósiles.

Se agrupan dentro de esta facies (**FI**), las pelitas negras (arcillitas y limolitas), que se encuentran intercaladas en la Cantera Heide (arcillitas); y en el Arroyo Coronilla (limolitas). Presentan una laminación muy fina milimétrica. En este caso se pudo distinguir en la petrografía que el color negro se debe a la abundancia

de materia orgánica. Tampoco se han encontrado fósiles en las maceraciones palinológicas realizadas aquí. Muy probablemente los mismos hayan sido calcinados y totalmente destruidos por las intrusiones doleríticas sobreyacentes.

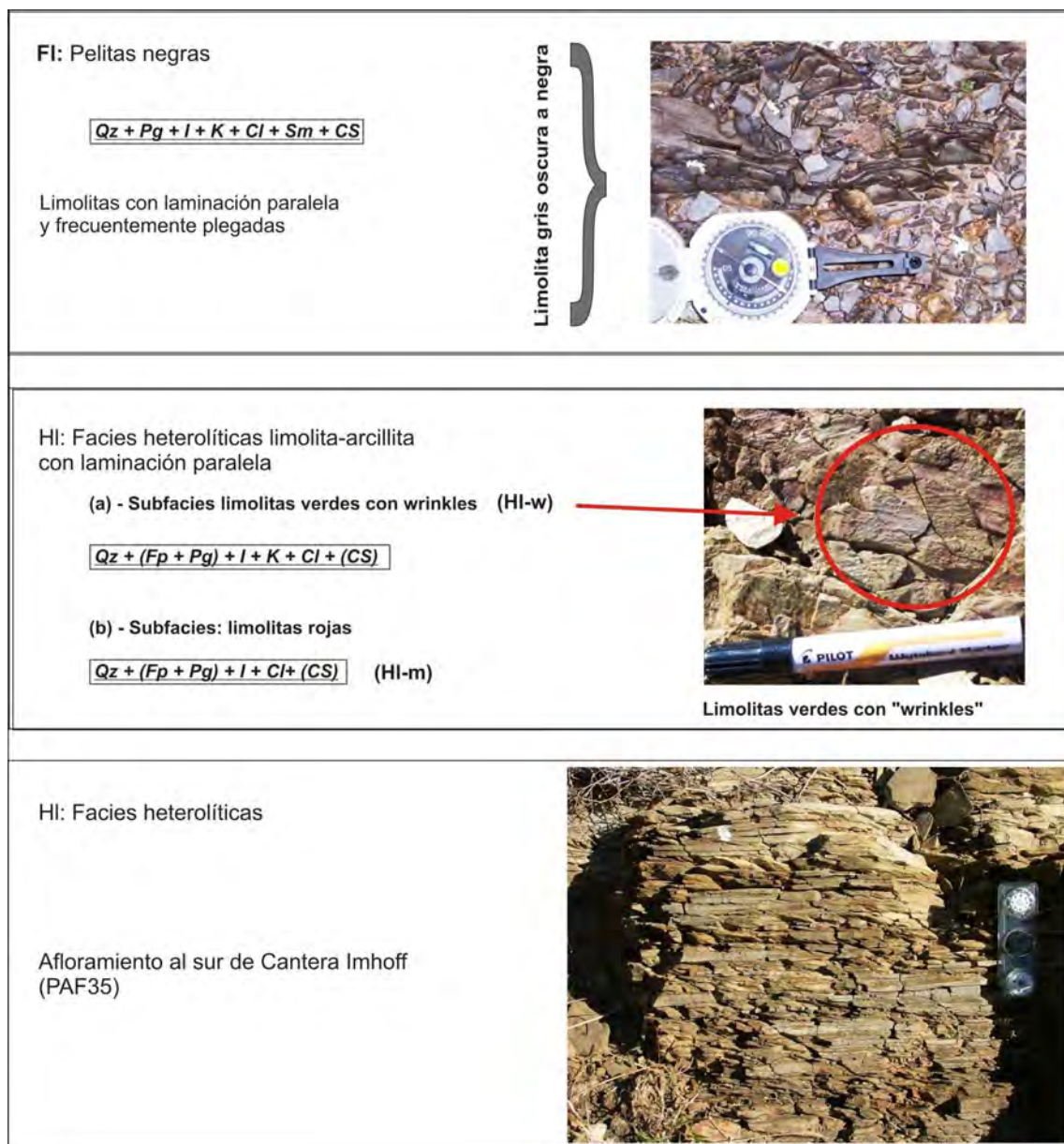


Figura 4.13: Cuadro ilustrativo de las facies sedimentarias del **Miembro Arroyo del Junquito**, nombradas en el texto. Las fotografías del Paraestratotipo (arriba) corresponden a PAF 44 en el mapa de Fig.4.3); la fotografía de la facies **FI** corresponde a PAF 29 en el mapa; y las fotografías de **HI** (abajo) corresponden a PAF 35 en el mapa.



LÁMINA 4.2: FOTO1: Dolomía silicificada (Ds) en PAF17; FOTO2: Facies heterolíticas (HI-r) en PAF29; FOTO 3: Facies de HI en Arroyo Coronilla en PAF44; Facies de pelitas verdes (HI-w) con *wrinkles*; Facies de pelitas oscuras (FI) en PAF28 (Ubicación de afloramientos ref. PAF en mapa de la figura 4.3).

Facies calcáreas del Miembro Arroyo de la Tuna Lr: Ritmitos marga-pelita $Qz + Fp + Ca + I + Cl + Sm + CS$	Ritmitos 
Lm: Margas $Qz + Fp + Calcita + I + Cl + Sm + CS + (K)$	
Fl: Pelitas negras con laminación paralela. Se encuentran en la interface MAJ/MAT $Qz + (Fp) + I + Cl + Sm + (CS)$	
D: Dolomitas silicificadas <u>Reslictos de carbonatos magnesianos</u>	PAF 17 

Figura 4.14: Cuadro ilustrativo de las facies sedimentarias del **Miembro Arroyo de la Tuna**, Las fotos de las facies Lr, Lm, Fl fueron tomadas en Cantera Heide (PAF3), donde se observan los principales afloramientos de esta unidad. La fotografía de la facies **Ds** corresponde a un afloramiento cercano a la cantera de caliza (PAF17). Abreviaciones: MAJ: Miembro Arroyo del Junquito; MAT: Miembro Arroyo de la Tuna.

4.3.5.- Rocas carbonáticas

Lr: Facies de ritmitas marga-pelita: Esta facies está compuesta por margas interlaminadas con pelitas: Se observa una laminación muy fina (milimétrica) intercalando colores verde oscuro (pelita) y gris oscuro (marga); como se muestra en la Lámina 4.3. Su paragénesis típica es: cuarzo + feldespato K + plagioclasa + calcita + illita + clorita + (esmectita) + (clorita/esmectita). Las arcillas presentes son casi exclusivamente illita (MA: muy abundante) y clorita (A: abundante), apareciendo a veces esmectita y clorita/esmectita como traza. El carbonato presente es calcita (se tiñe de fucsia con alizarina).

Lm: Facies de margas y calizas margosas: Esta facies está conformada por margas y calizas margosas con textura micrítica, las cuales usualmente se encuentran plegadas, como se muestra en la Lámina 4.3. La paragénesis típica de esta facies es: calcita + cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + illita + clorita + clorita/esmectita + (caolinita). Están compuestas por calcita abundante, minerales detríticos de abundancia moderada y minerales arcillosos (poco abundantes). Dentro de las arcillas predomina la Illita (MA: muy abundante), con escasas: clorita, clorita/esmectita y caolinita (mineral traza). Los diagramas composicionales reflejan el aumento del contenido de calcita hacia el tope, respecto a la facies Lr (Fig. 4.14). Litológicamente son muy similares a las facies más someras de las calizas de la Formación Polanco (según descripción de Gaucher, 2000). Los resultados de las tinciones de corte delgado confirman la presencia de calcita. Químicamente presentan contenidos de Ca_2O_3 bajos a moderados, menores al 50% (datos de fluorescencia de rayos X no publicados, com. pers. Gabriela Alonso).

D: Facies de dolomía silicificada:

Se trata de rocas carbonáticas silicificadas, con abundantes estilolitos de formas diversas. A nivel de afloramiento (mesoescala) también se observó una laminación muy fina y laminación monticular (Lámina 4.3). No se ha determinado

sin embargo que se trate de rocas estromatolíticas silicificadas. Si bien se observan una laminación que sugiere ser una laminación orgánica microbiana, no es claramente estromatolítica. Composicionalmente contiene sílice y clorita, con algunos cristales de carbonato relíctico de forma romboidal, que han sido determinados como dolomita. Presenta una textura similar a la denominada “*chicken-wire*” (según definición de Tucker *et al.* 2001); pero su composición no corresponde a una evaporita. A nivel de afloramiento (mesoescala) también se observó una laminación muy fina, pero son de difícil determinación y escaso afloramiento. Se concluyó que son dolomías silicificadas, y debería seguir estudiándose ya que podría tratarse de verdaderas dolomías estromatolíticas silicificadas (aparecen en otras zonas del Cratón del Río de la Plata: Fm. Loma Negra y Fm. Cerro Victoria, según Poiré & Gaucher, 2009). Se discute sobre este tema más adelante en el capítulo 9: Correlación.

En la figura 4.15 se hace una síntesis de las facies sedimentarias carbonáticas, las cuales componen estratigráficamente de base a techo al Mb. Arroyo de la Tuna.

4.3.6.- Facies de hornfels epidóticos

Ep: Las pelitas en contacto con las intrusiones doleríticas originan estas facies metamórficas de hornfels epidóticos, por metamorfismo de contacto. Son relativamente abundantes en las zonas bajas y están íntimamente relacionados con las pelitas del Mb. Arroyo del Junquito. El metamorfismo de contacto que imponen las doleritas es tan importante que afecta prácticamente toda el área de afloramiento. Sin embargo en algunas partes se encuentran más preservadas, cuando no están en contacto con las rocas básicas. Allí aparecen las facies **FI** y **HI** arriba descriptas, donde se alcanzan temperaturas más altas, si bien no de metamorfismo térmico, siempre con temperaturas correspondientes a condiciones de fuerte diagénesis y anquimetamorfismo (ver capítulo 5).

La facies de hornfels epidótico correspondería a la asociación de facies pelíticas: **AF3**, con la salvedad de que son facies metamórficas que tienen como protolito a estas pelitas.

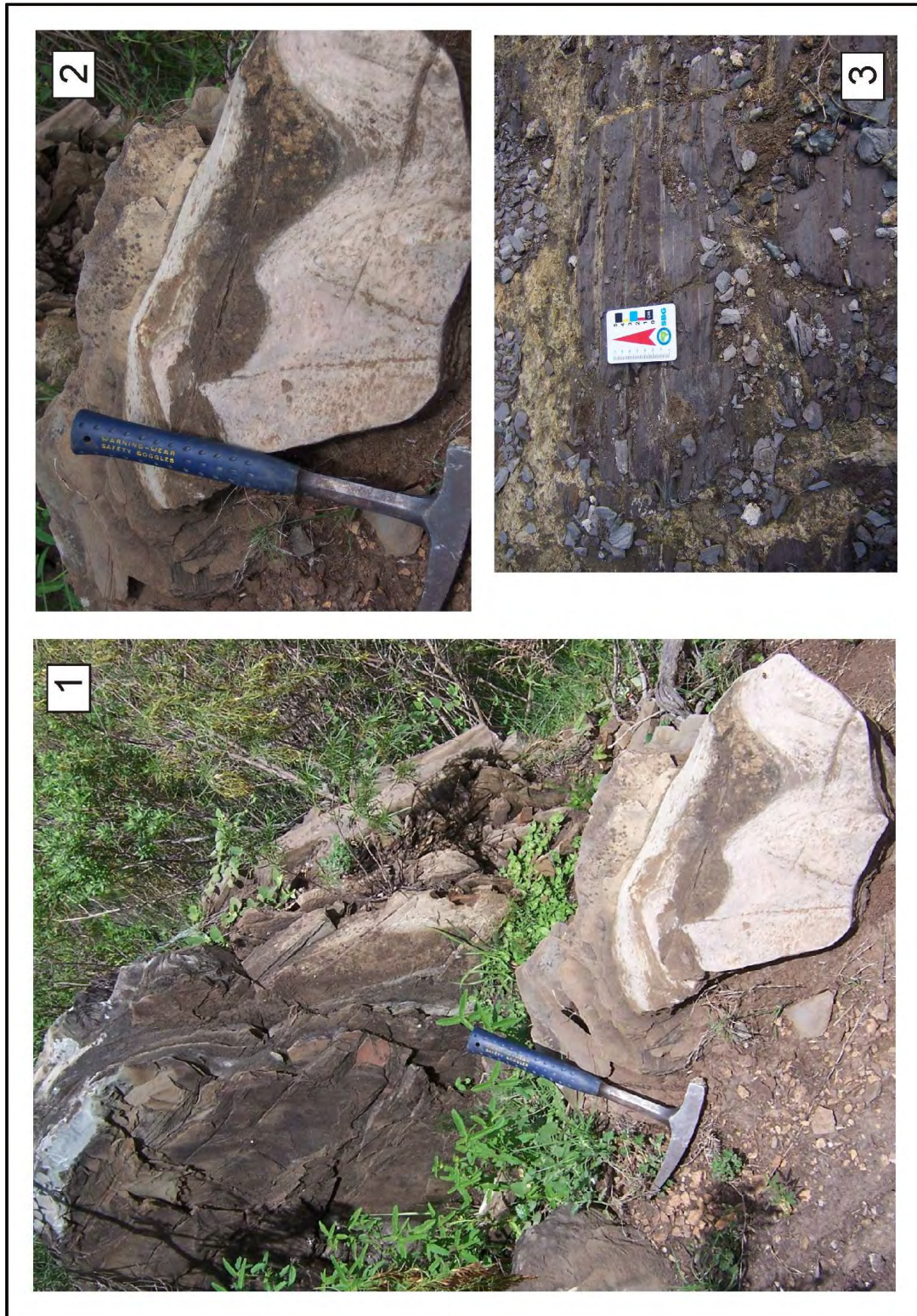


LÁMINA 4.3: FOTO 1: Calizas plegadas del *Miembro Arroyo La Tuna* (MAT) en su localidad tipo, la cantera Heide (PAF 3: $55^{\circ} 33' 57.23''$ W, $34^{\circ} 46' 15.22''$ S). FOTO 2: Interlaminaciones de caliza y pelita del *Miembro Arroyo La Tuna*, Formación Piedras de Afilas, en la cantera Heide (PAF 3). FOTO 3: Pelitas negras que se intercalan con las calizas en el MAT (PAF 3).

4.4.- INTERPRETACIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FACIES

Basado en el análisis de facies, se definen a continuación cuatro asociaciones de facies. Se hace una descripción general de las mismas y una interpretación sucinta del paleoambiente, lo cual se explica más extensamente en los capítulos siguientes. Se ha optado por definir las cuatro asociaciones de facies subsiguientes, nombradas de acuerdo con un criterio textural (arenosas, pelíticas, carbonáticas) y asignándoles un código numérico (AF significa asociación de facies y son numeradas de 1 a 4: AF1, AF2, AF3, AF4).

4.4.1.- Asociación de facies arenosas de *foreshore* – AF1

Se agrupan en esta asociación de facies a las facies conglomerádicas y heterolíticas del ciclo basal (**C** y **H**); cuarzoarenitas con óndulas de interferencia (**Sir**) y las areniscas con estratificación cruzada paralela (**Spcs**). Corresponde a la base de la secuencia sedimentaria, estrictamente conforma el miembro siliciclástico inferior: Mb. Cuchilla Alta, donde los mayores espesores medidos para esta unidad son de 200m. Se observan ciclos grano y estratodecrecientes desde los estratos más basales que están en contacto erosivo con el basamento.

Las estructuras sedimentarias presentes (óndulas asimétricas, simétricas y óndulas de interferencia) evidencian que esta asociación de facies pertenece a la parte más somera de la cuenca, base de la secuencia sedimentaria. La facies con óndulas de interferencia (**Sir**) es diagnóstico de subambiente de *foreshore* (playa o *beachface*). Se observan muy buenos afloramientos con óndulas de interferencia (PAF14: mapa Fig. 2.1; Lámina 3.3), típicas de ambiente de playa, donde se miden paleocorrientes, paralelas y perpendiculares a la costa (N80 y N20W). Aquí se observan óndulas con escasa amplitud ($\lambda=8\text{cm}$), levemente simétricos, con interferencia de dos trenes de onda a 90°. Las orientaciones de las paleocorrientes hacia el NE (predominante) y NW (subordinada), sugieren que la paleocosta se encontraba orientada aproximadamente E-W, con olas que atacaban en sentido S-N.

Otra evidencia, de tipo textural, es el hecho que los estratos inferiores presentan facies menos maduras que los sucesivos estratos superiores, donde

aumenta el contenido de cuarzo, la redondez y selección además de otros parámetros texturales, como resultado de varios ciclos de sedimentación (facies **Sli**). Por lo tanto la asociación de facies **AF1** representa los estadios iniciales de la sedimentación correspondiente a **subambiente** de *foreshore*.

4.4.2.- Asociación de facies arenosas de *shoreface* – AF2

En **AF2** se agrupan las facies **Sr**, **Spcs**, **Stcs**, **Shcs**, **Sf** y **Sli**; las cuales corresponden a psamitas de composición cuarzosa y subarcósica, con una gran diversidad de estructuras sedimentarias arriba descripta.

Las cuarzoarenitas conforman aproximadamente al 80% de las facies arenosas de la cuenca de Piedras de Afilas. Las tablas de composición mineralógicas y los diagramas triangulares QFL (Pettijohn, 1975, *vide* Pettijohn *et al.* 1987; varias Figs., Cap. 5) representan claramente este hecho. Los principales afloramientos de cuarzoarenitas se observan en los Cerros Piedras de Afilas y en la zona costera, alcanzando espesores de hasta 200m en Cuchilla Alta y Santa Lucía del Este (PAF40 Y PAF47).

Se interpreta esta asociación de facies como **subambiente de *shoreface***, donde se identifica *shoreface inferior*, *medio* y *superior*. Son comparados con asociaciones de facies y modelos de facies de secuencias ideales (Spalletti, 1980; Posamentier & Walker, 2006) y con ejemplos específicos de paleoambientes litorales del Precámbrico (Altermann & Corcoran, 2002).

Las facies de ***shoreface inferior*** corresponden a las facies de areniscas con estratificación hummocky y megahummocky (de tormenta) que sugieren profundidades de 20-40m (según Molina *et al.*, 1996) También presentan facies de arenitas con estratificación entrecruzada planar (**Spcs**); y facies con flutes (**Sf**) que se generan por corrientes de tormentas. Se observan en las cuarzoarenitas calcos de flujo (Lámina 4.2), los cuales indican la presencia de corrientes de moderada a alta energía, con paleocorrientes dominantes hacia el norte (NNE y NNW).

Las facies de ***shoreface medio*** comprenden las facies psamíticas con óndulas (**Sr**) y facies con estratificación cruzada tabular planar (**Spcs**), asociados a procesos de transporte de corrientes débiles. Las facies de

shoreface superior (5-20m de espesor) están asociadas a “**tidal flat**” o **planicie submareal**. Incluyen también psamitas con estratificación cruzada en artesa (**Sths**) y facies de areniscas muy finas hasta limolitas, con lentes pelíticos (**Sli**), los cuales corresponde a pulsos progradantes.

La disposición granodecreciente y estratodecreciente es una constante no sólo en las facies arenosas, sino en toda la sucesión sedimentaria. Esto sugiere una secuencia ingresiva, donde la secuencia se hace cada vez más profunda (*deepening-upward sequence*). Las asociaciones de facies arenosas (**AF1**) y (**AF2**) caracterizan al Mb. Cuchilla Alta inferior y superior respectivamente.

4.4.3.- Asociación de facies de pelitas – AF3

Se agrupan como una asociación de facies (**AF3**), las facies de pelitas negras (**FI**); las facies de pelitas verdes y rojas (**Fh**) que incluyen subfacies de arcillitas verdes, limolitas rojas y también facies heterolíticas arcillita/limolita; Esta asociación de facies va a definir y caracterizar el Mb. Arroyo del Junquito, y su paleoambiente. Las facies pelíticas representan menos del 30% de la cuenca y los espesores no superan los 150m, incluyendo las intercalaciones de rocas básicas. Si bien la facies **FI** no presenta contenido importante de materia orgánica, se reconocieron facies pelíticas oscuras con abundante materia orgánica, especialmente las que se intercalan y subyacen las facies carbonáticas (**FIp**). Esto sugiere el pasaje a un ambiente más reductor, hecho verificado con la presencia de clorita/esmectita (CS) en las facies **FI** y **HI** (subfacies **HI-w**); ya que de acuerdo con Deer *et al.* (1967, 1992) los interestratificados de CS indican $E_h=0$ en un ambiente levemente reductor. Además si bien difícilmente se han preservado las estructuras orgánicas en estas rocas neoproterozoicas, se observaron biomasas en las subfacies **HI-w**, siendo la bioturbación es un factor característico de ambiente de *offshore*. Se interpretan como facies progradantes, con profundidades máximas de 200m (zona fótica), determinadas por la presencia de biomasas, pero probablemente alcanzando profundidades mayores en las facies de pelitas negras. Estas facies corresponden a **pulsos transgresivos** debido al ascenso del nivel del

mar (transgresión marina). La interpretación paleoambiental es desarrollada más ampliamente en el capítulo 7. Esta asociación de facies **A3** conforma el Mb. Arroyo del Junquito (mapa Fig. 4.3).

4.4.4.- Asociación de facies de rampa carbonática – **AF4**

Se pueden agrupar como una asociación de facies de ambiente de rampa carbonática (**AF4**), a las facies **Lr** y **Lm** para definir y caracterizar al Mb. Arroyo de la Tuna (Fig. 4.15). También se incluyen aquí las facies de dolomías silicificadas **D**.

La **rampa carbonática** se habría generado debido a que las condiciones climáticas y una leve profundización de la cuenca diera lugar al cese de aporte de material silicoclástico y a la formación de carbonatos, como se explica en el apartado Paleoambiente (capítulo 7). Las facies dolomíticas más someras podrían explicarse como una dolomitización de las calizas. El no registro de facies de calizas puras es una evidencia más de que las condiciones de temperatura y profundidad no eran óptimas para su formación. Las exposiciones de rocas carbonáticas no superan los 5 m de espesor (PAF3: Cantera Heide). Finalmente, la asociación de facies **AF4** conforma el Mb. Arroyo de la Tuna (mapa Fig. 4.3).

Código	Asociación de facies	Facies	Paleoambiente
AF1	<i>Asociación de facies de Foreshore</i>	C, H Spcs, Sir	<i>Foreshore</i> <i>(Playa)</i>
AF2	<i>Asociación de facies de Shoreface</i>	Stcs, Sr ----- Sr, Spsc ----- Stcs, Sr	<i>Shoreface superior</i> ----- <i>Shoreface medio</i> ----- <i>Shoreface superior</i>
AF3	<i>Asociación de facies pelíticas</i>	Fl, Hl Lr	<i>Profundización de la cuenca</i> <i>(Offshore inicial)</i>
AF4	<i>Asociación de facies de rampa carbonática</i>	Lr, Lm, ----- D	<i>Rampa carbonática</i> ----- ?

Tabla 4.2: Cuadro de síntesis de las Asociaciones de facies reconocidas, su composición y correspondiente paleoambiente.

5 PETROLOGÍA Y DIAGÉNESIS

CONTENIDO:

5.1.- INTRODUCCIÓN

5.2.- PETROGRAFÍA DE LAS FACIES PSAMÍTICAS Y CONGLOMERÁDICAS

5.2.1.- Minerales detríticos

5.2.2.- Arcillas

5.3.- PETROGRAFÍA DE LAS FACIES PELÍTICAS

5.2.1.- Minerales detríticos

5.2.2.- Arcillas

5.4.- PETROGRAFÍA DE LAS FACIES CARBONÁTICAS

5.5.- DOLERITAS

5.6.- DIAGÉNESIS EN LAS PELITAS

5.7.- DIAGÉNESIS EN LAS PSAMITAS

5.1.- INTRODUCCIÓN

Aquí se presentan las características petrológicas de las facies psamíticas, pelíticas y carbonáticas definidas en el capítulo anterior. Para ello se recurrió al análisis de difracción de rayos X y a la descripción de cortes petrográficos. En algunos casos específicos (p.ej. granulometría tamaño arcilla) se utiliza el método de microscopio electrónico de barrido (SEM). Cabe destacar que los resultados (%) mineralógicos y de granulometría de las areniscas corresponden a análisis cuantitativos (conteo en lámina delgada) y análisis semicuantitativos (rayos X), explicados en el apartado Metodología. Los resultados correspondientes a las facies pelíticas y calcáreas, corresponden esencialmente a análisis semicuantitativos (rayos X). El grado de diagénesis, determinado mediante la obtención del índice de cristalinidad de la illita (Kübler, 1968; Lee & Ko, 1997) e índice de Esquevin (Esquevin, 1979), es esencial para la interpretación de la génesis de los minerales. Los datos de petrología y diagénesis son indispensables para completar la caracterización de las facies sedimentarias y así contribuir al análisis paleoambiental, paleoclimático y de proveniencia.

5.2.- PETROGRAFÍA DE LAS FACIES PSAMÍTICAS Y CONGLOMERÁDICAS

Las areniscas más típicas de la **Formación Piedras de Afilar** son las cuarzoarenitas (según clasificaciones de Folk *et al.*, 1970; Pettijohn *et al.*, 1987). Se tomaron muestras representativas de los distintos niveles estratigráficos del Mb. Cuchilla Alta; y se realizó el conteo de minerales en los cortes petrográficos, obteniendo el siguiente diagrama QFL (Fig. 5.1a, ref. Fig. 5.1b):

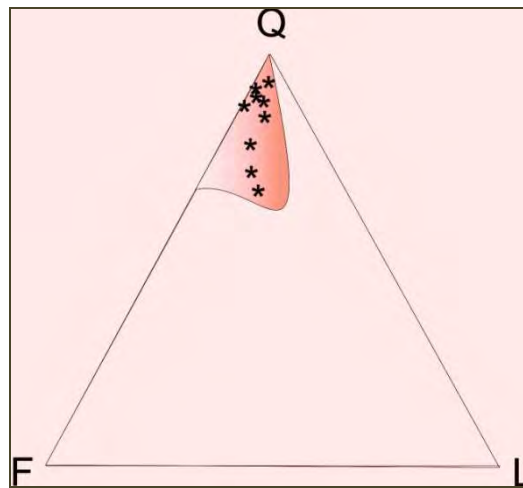


Figura 5.1.a: Diagrama QFL. Areniscas del *Miembro Cuchilla Alta*.

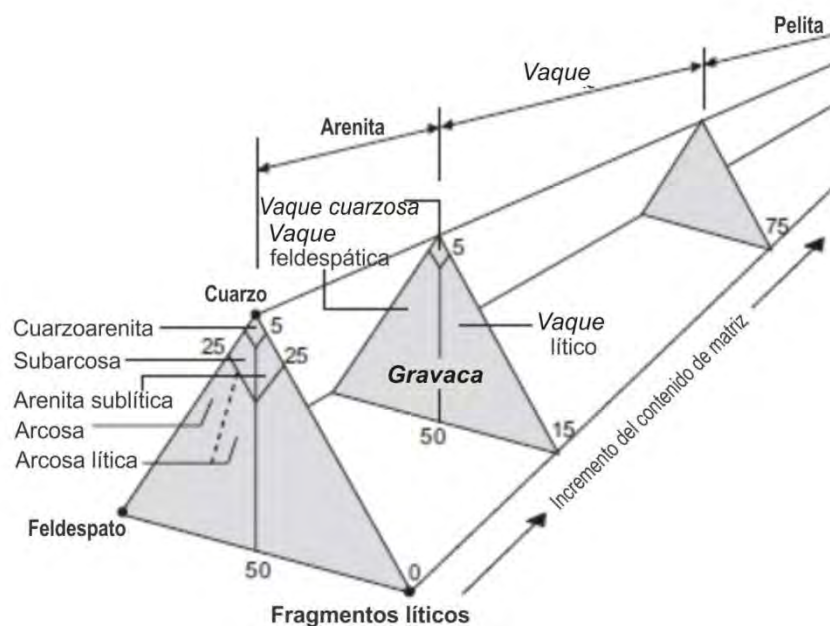


Figura 5.1.b: Diagramas de clasificación de areniscas modificado de Pettijohn (1975).

Las facies psamíticas se agrupan en dos asociaciones de facies, como se ha visto en el capítulo anterior: **AF1** (asociación de facies arenosas de *foreshore*): y **AF2** (asociación de facies arenosas de *shoreface*).

Petrográficamente las facies psamíticas y conglomerádicas se clasifican en:

(a) Conglomerados y Areniscas conglomerádicas (litofacies C):

Los conglomerados y areniscas conglomerádicas aparecen en la base de la secuencia. Se puede apreciar la gradación desde conglomerados con clastos de 1-2cm, conglomerados arenosos hasta areniscas conglomerádicas (Fig. 5.2). Se trata de conglomerados oligomícticos de composición cuarcítica, clasificados como ortoconglomerados (clasto-soportados). Las areniscas conglomerádicas son también clasto-soportadas y de composición cuarzosa (cuarzoarenitas a subarcosas) con contenidos de cuarzo siempre mayores a 80% (tabla 5.1, fotografías de Lámina 5.1).

Los **conglomerados** (fotos 1 y 2, Lámina 5.1) están conformados por un esqueleto de composición oligomíctica, compuesto principalmente por clastos cuarzosos. Se determinó por conteo petrográfico (tabla 4.1) la presencia de abundante cuarzo (45% Q monocristalino y 34% Q policristalino); 5% K-felds, 9% de opacos; 3% de fragmentos líticos graníticos; y 2% de líticos metamórficos (cuarcita). Porcentajes normalizados: **Q: 85% F: 10% L: 5%**. La matriz es sericítica de tamaño arena fina y cemento sericítico con abundante óxido de hierro cementando los granos también. Presentan óxidos de hierro y circones como accesorios. Se clasifica texturalmente como clasto-soportado (relación matriz/esqueleto $\leq 15\%$); con clastos de tamaño de 2-4cm; redondez buena y mala selección. Los contactos cóncavo-convexos, clastos redondeados, y bordes de cuarzo corroídos sugieren crecimiento de cuarzo secundario (Scasso & Limarino, 1997).

Para las **areniscas conglomerádicas**, los parámetros composicionales y texturales son muy similares. El esqueleto presenta una composición bimodal: una moda de granos gruesos y otra moda de granos finos; está compuesto por: **Qp 50%; Qm 35%; F 10%; opacos 2%; líticos 3%** (tabla 5.1). La matriz es sericítica y el cemento de chert y sericita. La textura es clasto-soportada, con buena selección, clastos bien redondeados, tamaño de los granos $> 2\text{mm}$. Los

difractogramas de una muestra tipo (Fig. 5.3) muestran la neta predominancia de cuarzo (difractograma de roca total) y la abundancia de illita con escasas caolinita y esmectita (difractograma de fracción arcillas). La composición de los clastos que conforman el esqueleto así como la composición de la matriz, son importantes evidencias para los posteriores análisis de proveniencia, paleoambiente y paleoclima. Así por ejemplo, la sericita puede ser producto de la alteración de Illita, que podía provenir a su vez de los feldespatos de las áreas granito-gneissicas circundantes (Deer *et al.*, 1992). A su vez se interpreta que el cuarzo se concentraría como resístato en áreas con paleoclima húmedo y paleopendientes débiles.

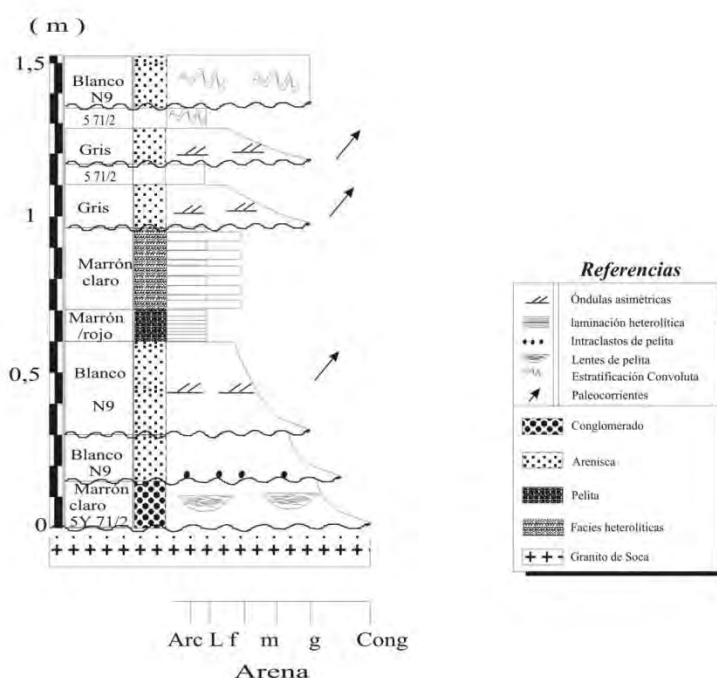


Figura 5.2: Perfil de detalle del estrato basal del Mb. Cuchilla Alta en la localidad de la Cantera González (PAF2), correspondiente a los primeros 1,5 metros. Nótese la gradación desde conglomerados a areniscas conglomerádicas (C) y areniscas de grano fino; y la intercalación de facies heterolíticas limolita/arenita (H). Ref. Granulometría: Arc.: arcilla, L: limo; f: arena fina, m: arena media, Cong: conglomerado.

Se debe tener en cuenta que los atributos de abundancia relativa interpretada a partir de rayos X (análisis semicuantitativos), se adjudican de aquí en adelante según los siguientes parámetros:

EA (Extremadamente abundante):	100-80%	E (Escaso):	15-5%
MA (Muy abundante):	80-50%	ME (Muy escaso):	5-1%
A (Abundante):	50-30%	T (traza):	< 1%
M (Moderado):	30-15%		

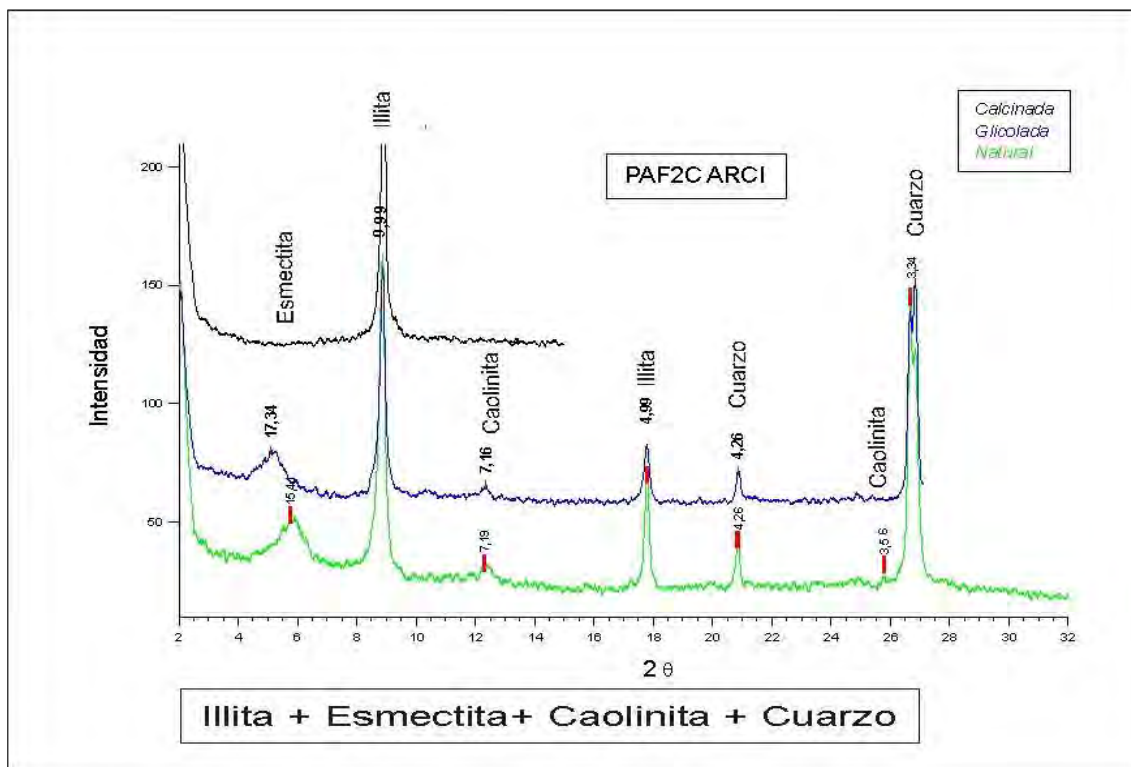
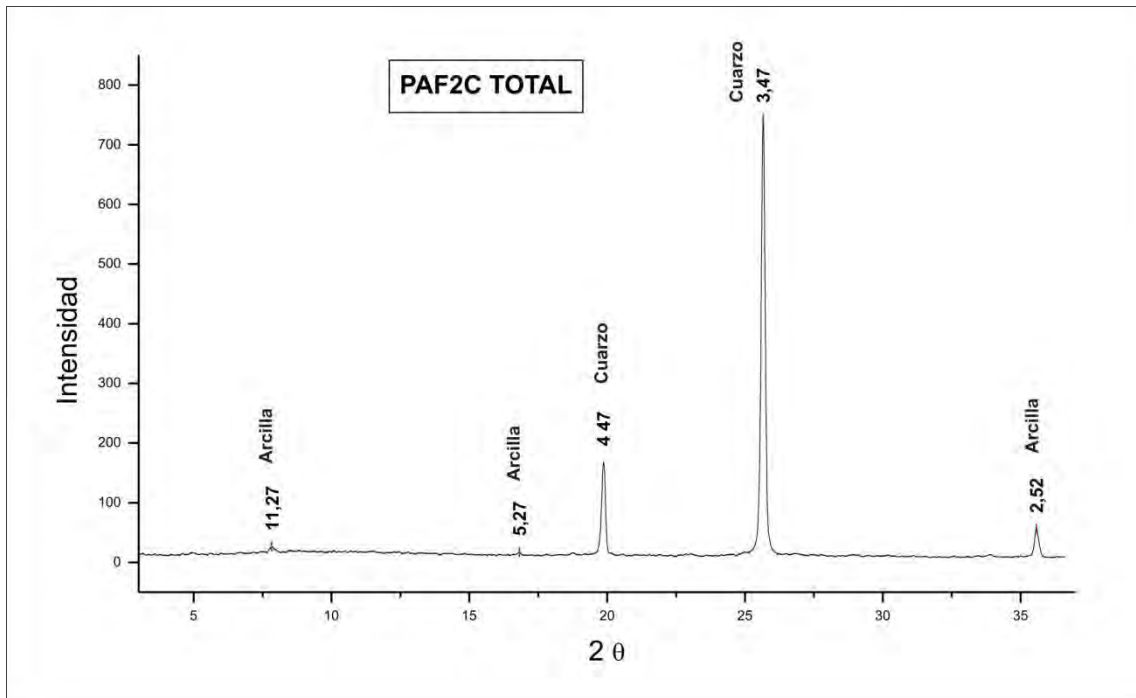


Figura 5.3: Difractograma correspondiente a análisis de muestra total (arriba) y fracción arcillas (abajo) del conglomerado basal: facies **C** (*Miembro Cuchilla Alta*).

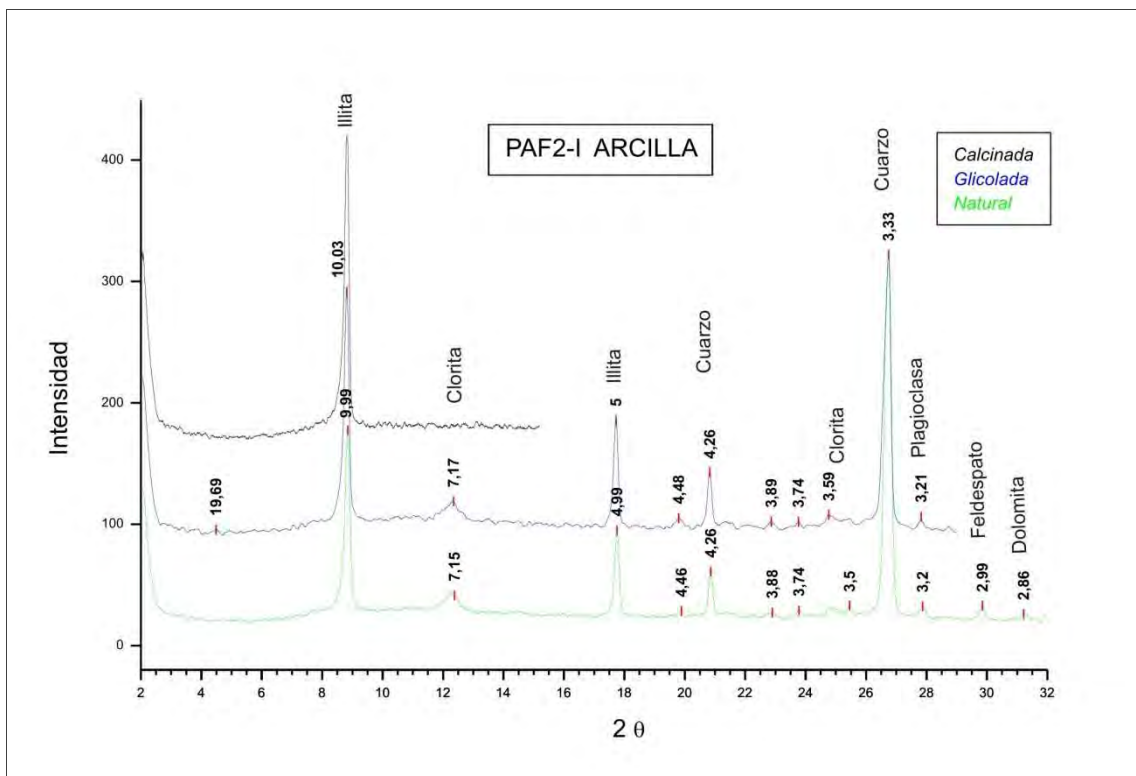
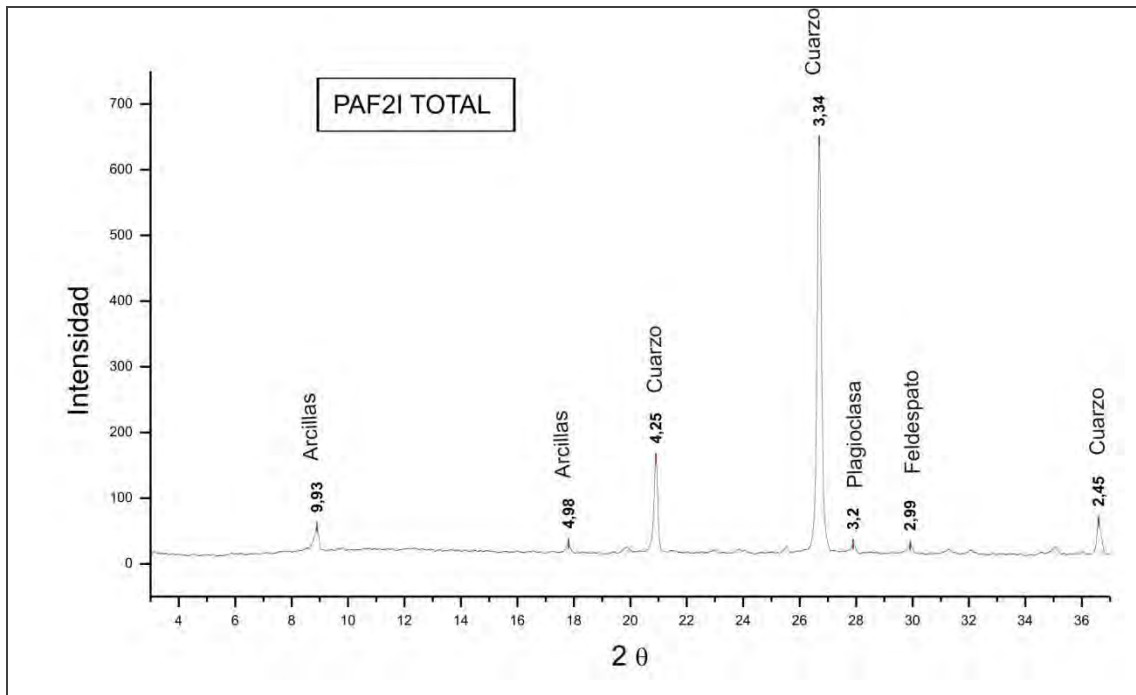


Figura 5.4: Difractogramas de roca total (arriba) y fracción arcillas (abajo) de una Cuarzoarenita típica del miembro silicoclástico inferior, utilizada para datar zircones detríticos.

(b) Cuarzoarenitas (litofacies: Si, Stcs, Sr, Shcs, Sf):

Se describen como cuarzoarenitas (Pettijohn *et al.*, 1975) ya que contienen porcentajes de cuarzo superiores al 90-95% (varias muestras del estratotipo PAF2, tabla 5.1). Se caracterizan por una composición del esqueleto oligomítica, conformada por clastos de cuarzo monocristalino y policristalino, frecuentemente con extinción ondulante, escasos feldespatos, muy escasos líticos (cuarcita).

La matriz es sericítica y el cemento cuarzoso, muchas veces formando pátinas alrededor de los clastos de cuarzo policristalino.

Como minerales accesorios se observan: óxidos de hierro (hematita), ilmenita, circones y opacos (sulfuros de hierro). Texturalmente, presentan muy buena selección; con clastos bien redondeados - vale aclarar que la selección varía en la vertical en los ya mencionados ciclos granodecrecientes. Presentan contactos cóncavo-convexos entre los clastos. La proporción de matriz es muy baja (menor a 5%). En la Lámina 5.2 (foto 1) se muestra un ejemplo de facies de cuarzoarenita, señalando las características texturales.

La paragénesis típica de las facies de cuarzoarenitas es: *cuarzo* + feldespato + illita + esmectita. Contienen en el entorno del 95% de cuarzo, 4-8% de feldespatos, 1-2% de líticos; y las arcillas presentes son illita (muy abundante. En algunos perfiles se detectó la presencia cíclica y en pequeñas cantidades de caolinita. Se pueden observar los difractogramas correspondiente a análisis de muestra total (identificación de minerales detríticos principales); y muestra de fracción arcilla (identificación de minerales de arcilla) de un ejemplar tipo en la Fig. 5.4.

Es común encontrar estas areniscas, además de en el área tipo, cuarzosas deformadas en la faja costera hacia la zona este, donde son afectadas por la tectónica transcurrente regional (Zona de Cizalla Sarandí del Yí). En la Lámina 5.2 (foto 2) se observa una cuarzoarenita de las cuales han sido afectadas por esta deformación.

(c) Arenitas subarcósicas (litofacies: Spcs y Stcs):

Se describen como areniscas subarcósicas (según clasificaciones de Folk *et al.*, 1970; Pettijohn *et al.*, 1987) ya que contienen porcentajes de cuarzo

(monocristalino y policristalino) en el entorno de 75 - 85% (tablas 5.1 y 5.2). Presentan una distribución granulométrica bimodal: clastos de tamaño arena media (400μ) y clastos de tamaño arena muy fina a limo ($63-125\mu$). Se diferencian de las cuarzoarenitas por presentar las siguientes características composicionales y texturales (Lámina 5.1: foto 4): (i) el esqueleto está conformado por cuarzo (monocristalino y policristalino); feldespatos y plagioclasa escasos; biotita detrítica (frecuentemente biotita ferrífera con forma arbórea) y porcentajes sensiblemente mayores de fragmentos líticos, generalmente de origen metamórfico; (ii) la matriz es sericítica; y (iii) el cemento es de cuarzo microgranular o chert.

Como principales minerales accesorios se observan óxidos de hierro (hematita y magnetita), en ocasiones sulfuros de hierro (pirita) y rutilo. Texturalmente presentan buena selección; redondez regular. Presentan contactos entre granos rectos a suturados. Presentan mayor contenido de matriz: entre 5-10%. Se identificó la paragénesis típica de las facies de areniscas subarcósica como: cuarzo + feldespato + illita + esmectita + (illita/esmectita). Contienen 75-80% de cuarzo, 5-8% de feldespato, 2-4% de biotita detrítica, 1-2% de líticos y 5-10% de matriz (conteo petrográfico en tabla 5.1). Se presentan los análisis de rayos X de una muestra tipo en la Fig. 5.5 (c).

(d) Arenitas limosas y limolitas (litofacies: Sli):

Son limolitas, arenitas limosas y limolitas arenosas (según clasificación granulométrica según Nichols (2009)). Se manifiestan escasamente en el Mb. Cuchilla Alta; en estratos de poco espesor (1-2m) rematando los ciclos arenosos granodecrecientes. Se observaron rocas interestratificadas de arenisca/limolita, presentando clastos de cuarzo, feldespatos y matriz sericítica. Es decir que son similares composicionalmente a las cuarzoareniscas y subarcosas pero de menor tamaño de grano. Estos interestratificados presentan espesores no mayores de 1m. Se exponen a continuación las observaciones petrográficas de esta facies limosa (foto 5, Lámina 5.1). El esqueleto está compuesto por cristales de cuarzo redondeado a bien redondeado de tamaño arena muy fina. Presentan alto contenido de cuarzo (60-90%); muchas veces con coatings de Hematita, y con extinción ondulante; feldespato muy escaso; y líticos ausentes. Se presentan los valores de conteo

promedio: Q 77% (Qm 23%, Qp 54%), Fp 8%, líticos 8%, opacos 5%, biotita detrítica 1% y otros minerales accesorios 1% (tablas 5.1 y 5.2).

Texturalmente presentan selección muy buena, lo cual comprueba las observaciones de campo donde se apreciaba que la selección aumentaba hacia el tope; a la vez que el tamaño de grano es más fino. La relación matriz/esqueleto es clasto soportada (<15% de matriz). En el corte delgado se observó: (i) venillas de óxido de hierro (hematita) recortando la laminación So; (ii) granodecrecencia a nivel de lámina delgada, aparecen zonas estratificadas grano-decrecientes. Son facies que representan varios ciclos de retrabajamiento para tener el redondeamiento, la selección y composición mineralógica que implican una madurez textural y composicional alta. Los análisis de rayos X de arcillas (Fig. 5.6) indican preponderancia de illita. Continúa siendo importante el contenido de cuarzo, pero predominan las limolitas y arenitas limosas de composición sub-feldespáticas (DRX roca total: Fig. 5.6) y ocasionalmente con sulfuros de hierro (pirita). Vale decir que esta facies se encuentra en los umbrales entre las facies psamíticas y las facies pelíticas. Corresponden a la transición entre las asociaciones de facies **AF2** y **AF3**.

5.2.1.- Minerales detríticos

En resumen, las facies arenosas tanto de **AF1** como **AF2** son siempre predominantemente cuarzosas, con litotipos de cuarzoarenita y arenita subarcósica. Los feldespatos alcalinos y plagioclasa son escasos, sólo apareciendo en cantidades algo más representativas en algunas arenitas subarcósicas (10%). Se determinaron los valores promedio de los minerales detríticos por conteo petrográfico, verificados en rayos X:

Cuarzo: Siempre muy abundante (90-95% en las cuarzoarenitas y 75-85% en las subarcósicas). Se comparan DRX de roca total de las cuarzoarenitas y las arenitas subarcósicas (Fig. 5.5), siendo muy similares salvo por una diferencia sutil en los % de cuarzo.

Feldespato: Escaso, aumentando levemente en las subarcósicas.

Biotita: La biotita detrítica se observa en las areniscas subarcósicas.

Óxidos y sulfuros de hierro (minerales accesorios): Hematita e Ilmenita en todas las areniscas y limolitas. En la facies **Sli** aparece pirita.

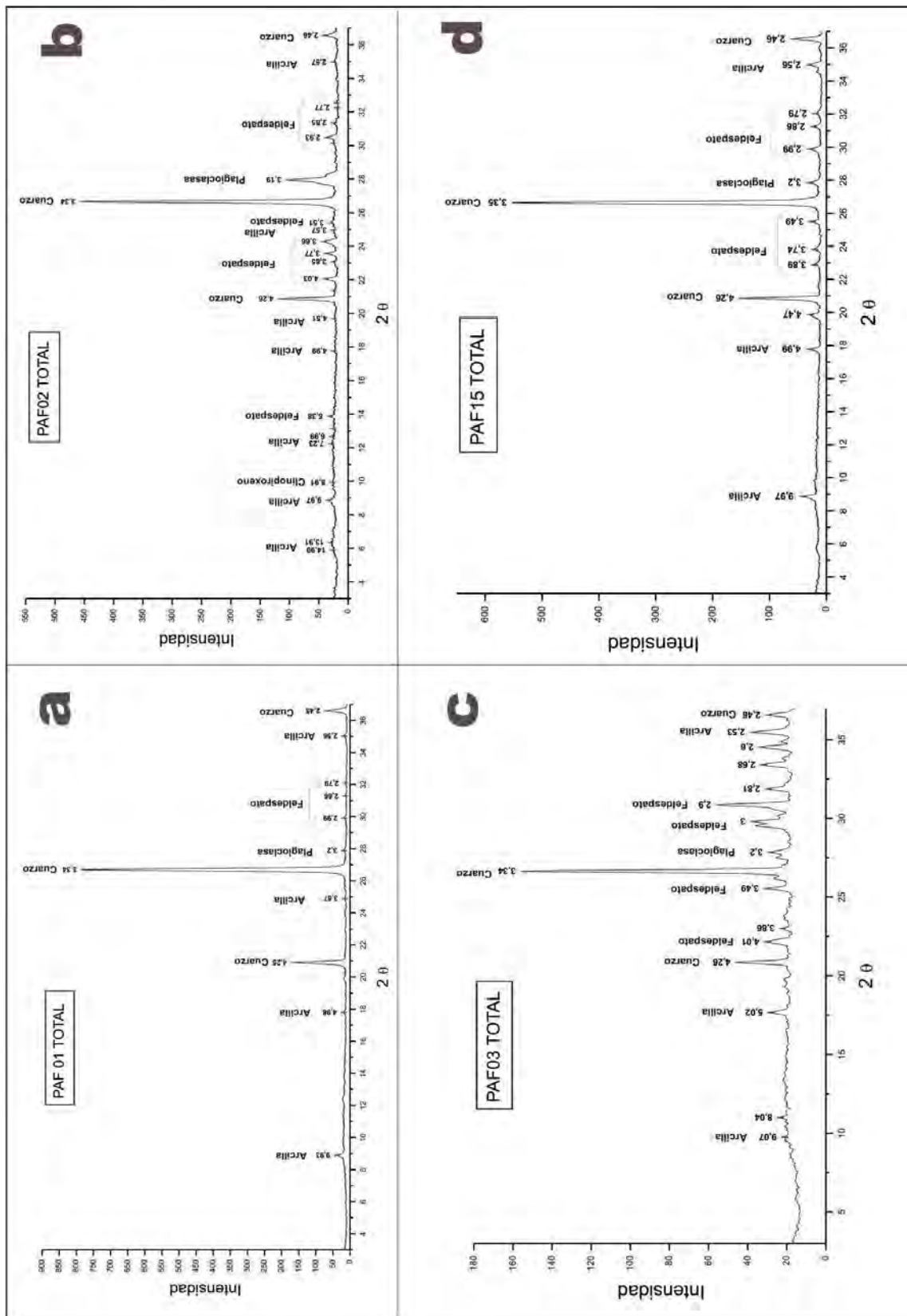


Figura 5.5: Difractogramas correspondientes a análisis de muestra de roca total para las facies psamíticas: (a, b) cuarzoarenita (facies **Sr**); (c) arenita subarcósica (**Sp**) y (d) facies de arenita limosa (**Sli**).

Los análisis de rayos X de muestra total comprueban los valores de abundancia relativa de los minerales principales (cuarzo, feldespato, plagioclasa, arcillas, carbonatos). En la Fig. 5.7 se muestran los difractogramas para las facies psamíticas del miembro silicoclástico inferior; pudiéndose apreciar la constante abundancia de cuarzo con abundancia apreciablemente variable de feldespato alcalino y plagioclasa en litotipos de arenitas subarcosas. Se evidencia además la predominancia de minerales detríticos frente al bajo contenido de arcillas (illita y caolinita) (tablas 5.1 y 5.2).

5.2.2.- Arcillas

Las arcillas forman parte de la matriz en las areniscas, y son muy poco abundantes respecto a los minerales detríticos. Las arcillas detectadas en los análisis de rayos X son las siguientes:

Illita: muy abundante, va de 90% en las cuarzoarenitas y limolitas cuarzosas a 75% en las subarcosas.

Caolinita: en las cuarzoarenitas, se presenta cíclicamente y en pequeñas cantidades. Se intercalan valores porcentuales de arcillas de 0 - 1% (traza) y valores de 8 – 18% (escaso a moderado).

Clorita: Ausente, o eventualmente como mineral traza.

Esmectita: es común aunque escasas

Illita/esmectita (IS): sólo como mineral traza.

Clorita/esmectita (CS): ausente en todo el perfil de facies psamíticas.

Parte de la Illita es probablemente producto de la alteración de los feldespatos, y posiblemente también de la alteración de otras arcillas, como por ejemplo la esmectita, por mecanismos de diagénesis (Merriman, 2002) Esto implica que los valores originales de illita habrían sido menores. Además, se miden los índices de cristalinidad de la illita, que como se verá más adelante, evidencian un fuerte grado diagénesis incluso condiciones de anquimetamorfismo.

Se muestra la columna estratigráfica del estratotipo del Mb. Cuchilla Alta con la mineralogía interpretada (Fig. 5.8) y las columnas estratigráficas representativas de esta unidad en el perfil de la vía férrea (Estación Piedras de Afilas: PAF4, Fig. 5.9) y en el Arroyo Coronilla (Fig. 5.10).

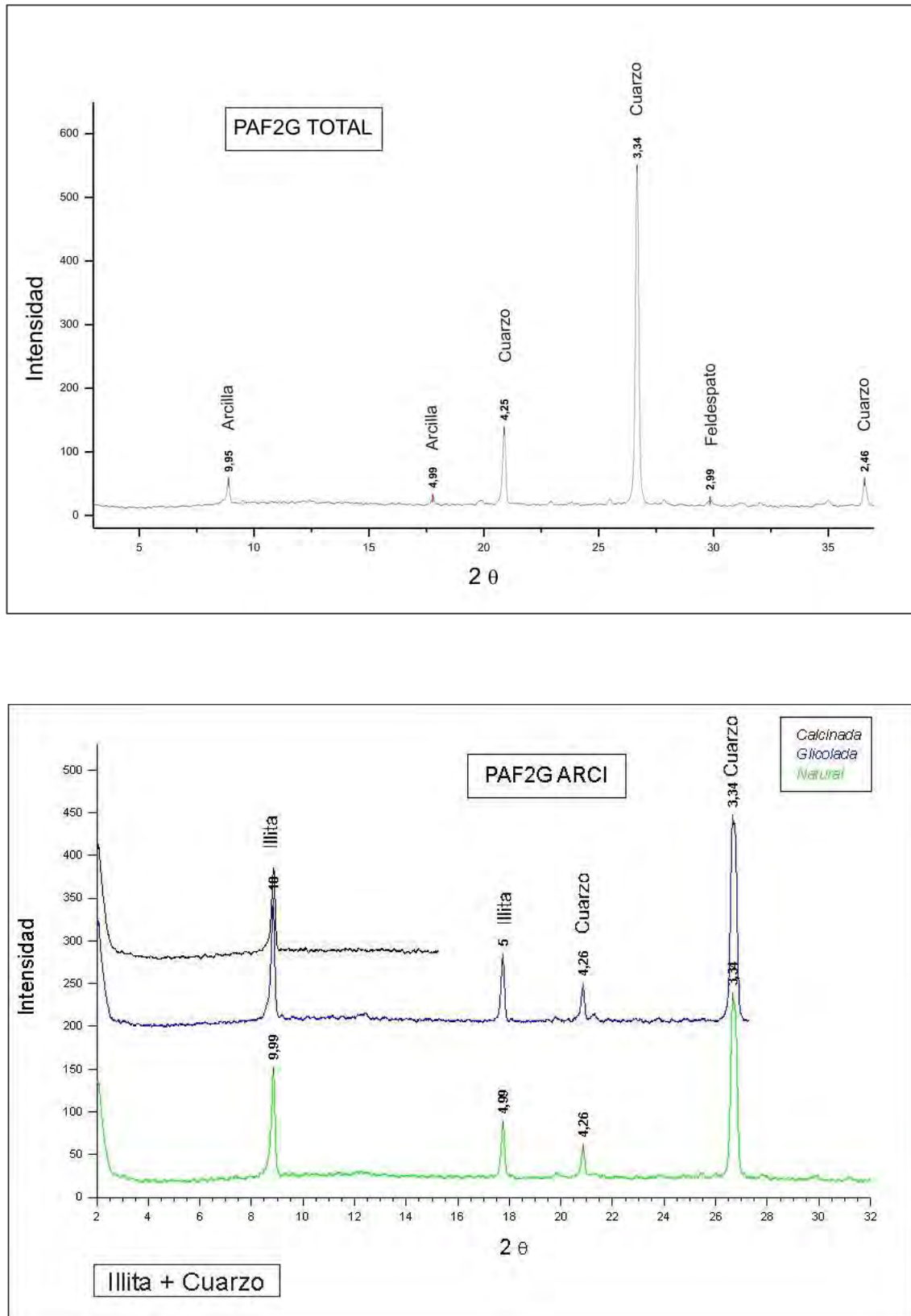


Figura 5.6: Difractograma de muestra de roca total (arriba) y fracción arcillas (abajo) correspondiente a cuarzoarenita fina limosa del tope del miembro psamítico (*Miembro Cuchilla Alta*).

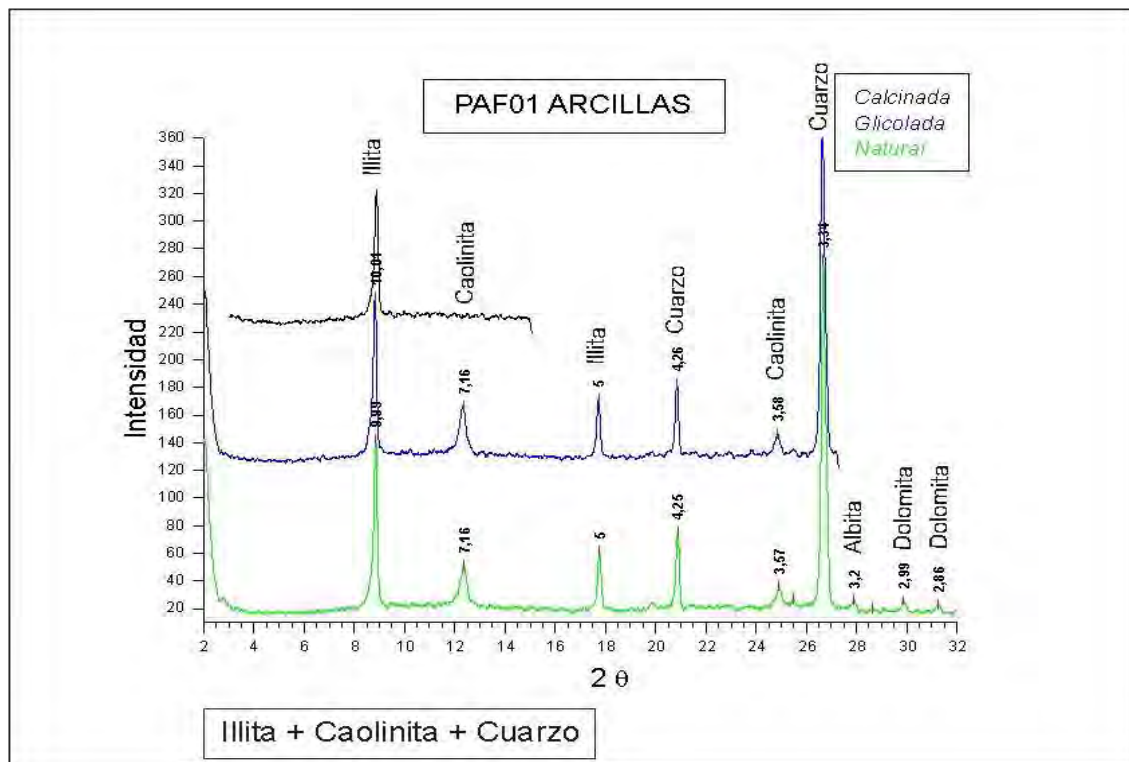
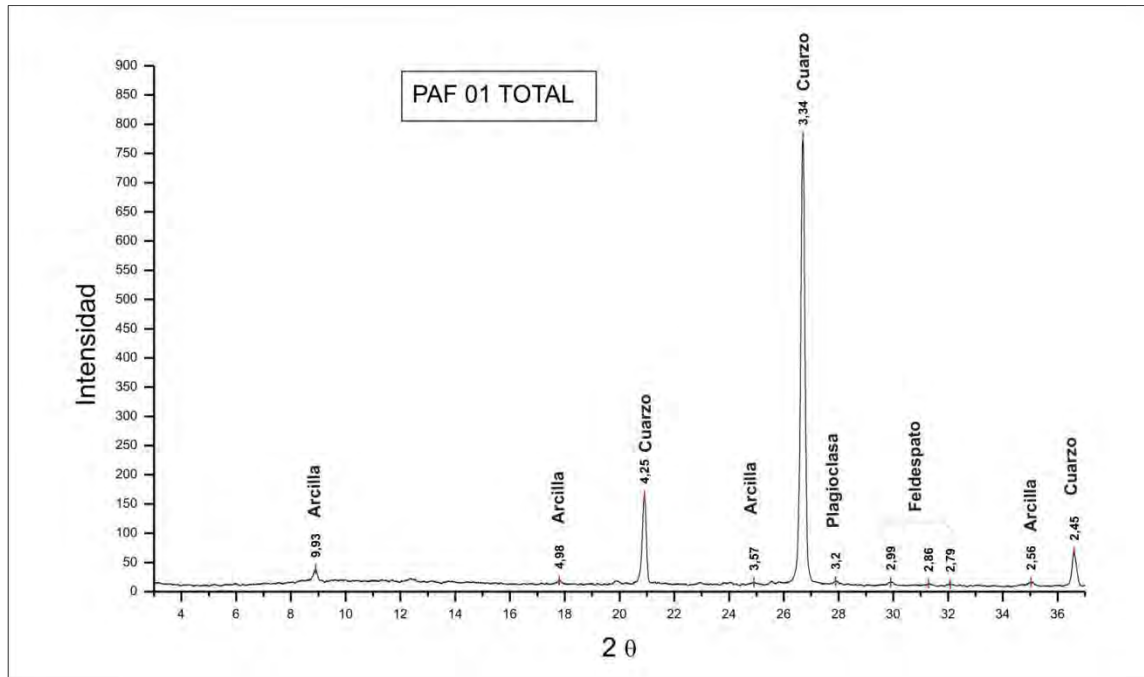


Figura 5.7: Difractograma de muestra de roca total (arriba) y fracción arcillas (abajo) correspondiente a cuarzoarenita del estratotipo del *Miembro Cuchilla Alta*.

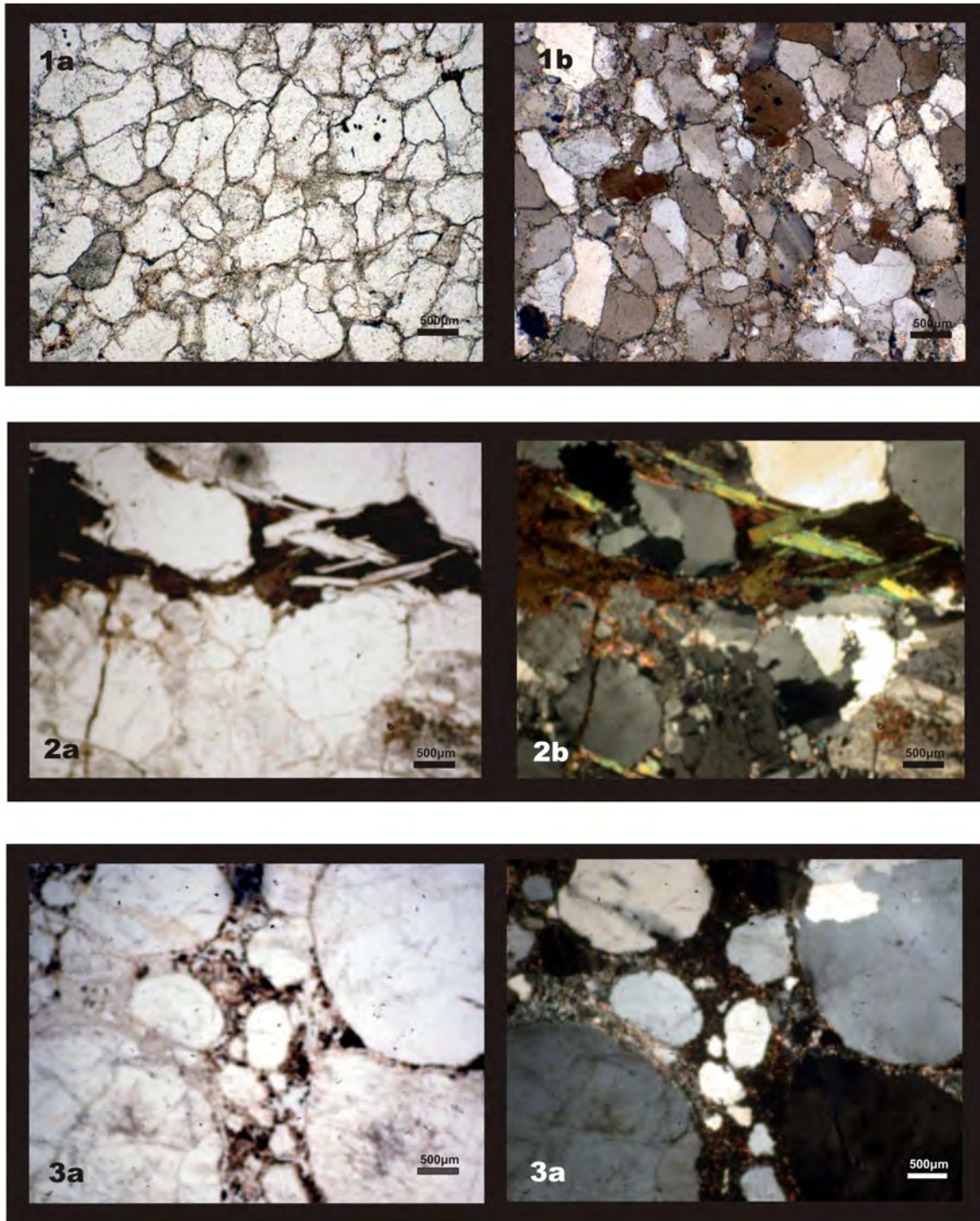


LÁMINA 5.1:
Cortes petrográficos de psamitas y conglomerados

Fotografías de los cortes petrográficos de facies de psamitas: **1a**: Cuarzoarenita típica del Miembro Cuchilla Alta, con empaquetamiento denso y cemento cuarzoso; **1b**: Muestra (**1a**) vista con luz polarizada. **2a**: Metarenisca conglomerádica de Cuchilla Alta, donde la deformación circundante le infiere metamorfismo. **2b**: Muestra (**2b**) vista con luz polarizada. **3a**: Conglomerado con clastos de cuarcita (Ozi). **3b**: Muestra (3a) vista con luz polarizada.

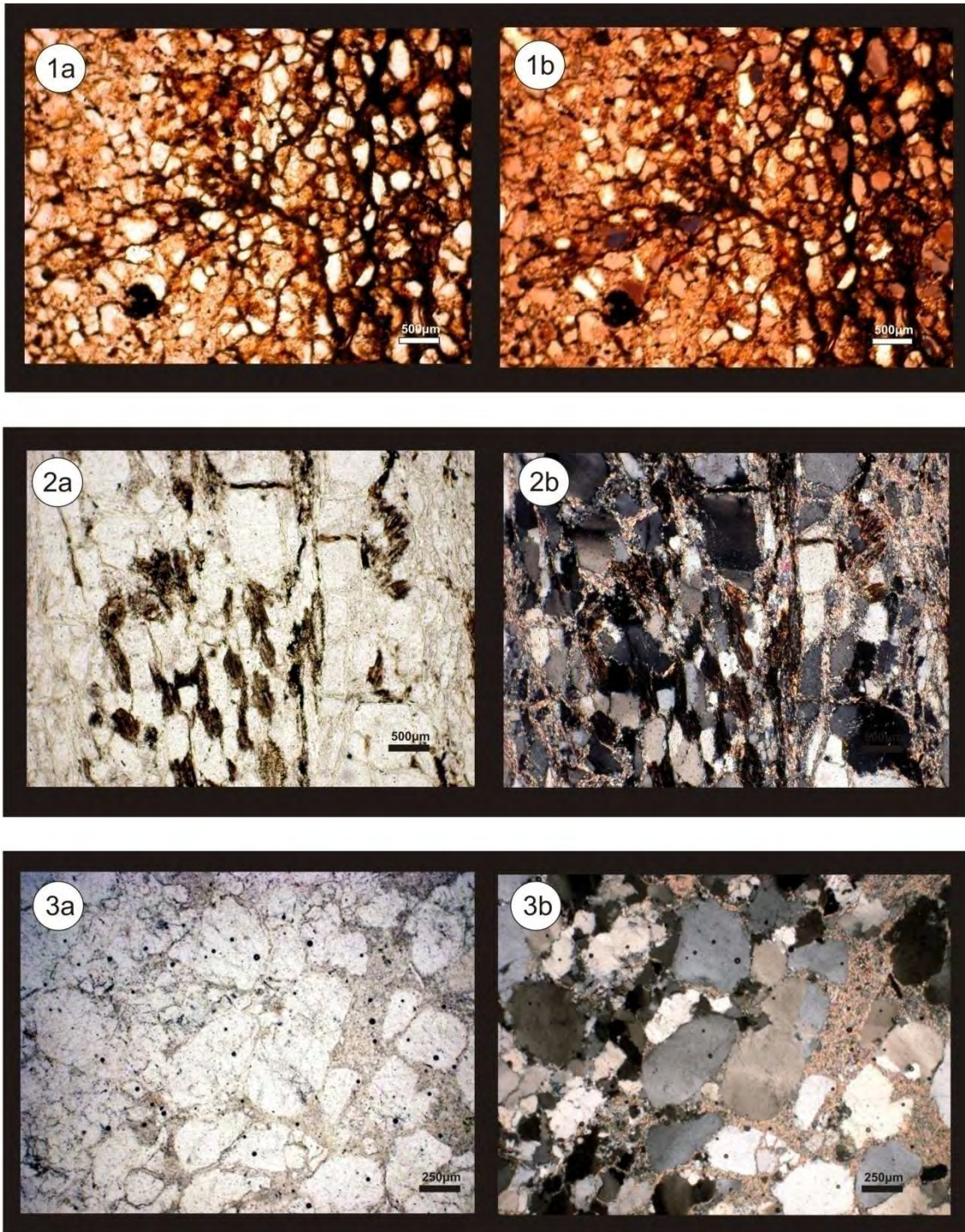


LÁMINA 5.2:

Cortes petrográficos de psamitas

Fotografías de cortes petrográficos de facies de psamitas: **1a**: Arenita limosa rojiza con abundante óxido de hierro, de Cantera Imhoff (PAF32). **1b**: Muestra 1b vista con luz polarizada. **2a**: Arenisca cuarzosa deformada, correspondiente a los afloramientos de la faja costera de Cuchilla Alta (PAF40). **2b**: Muestra (2a) vista con luz polarizada. **3a**: Muestra de cuarzoarenita de Cantera PAF2, utilizada para datar zircones detríticos. **3b**: Muestra (3a) vista con luz polarizada.

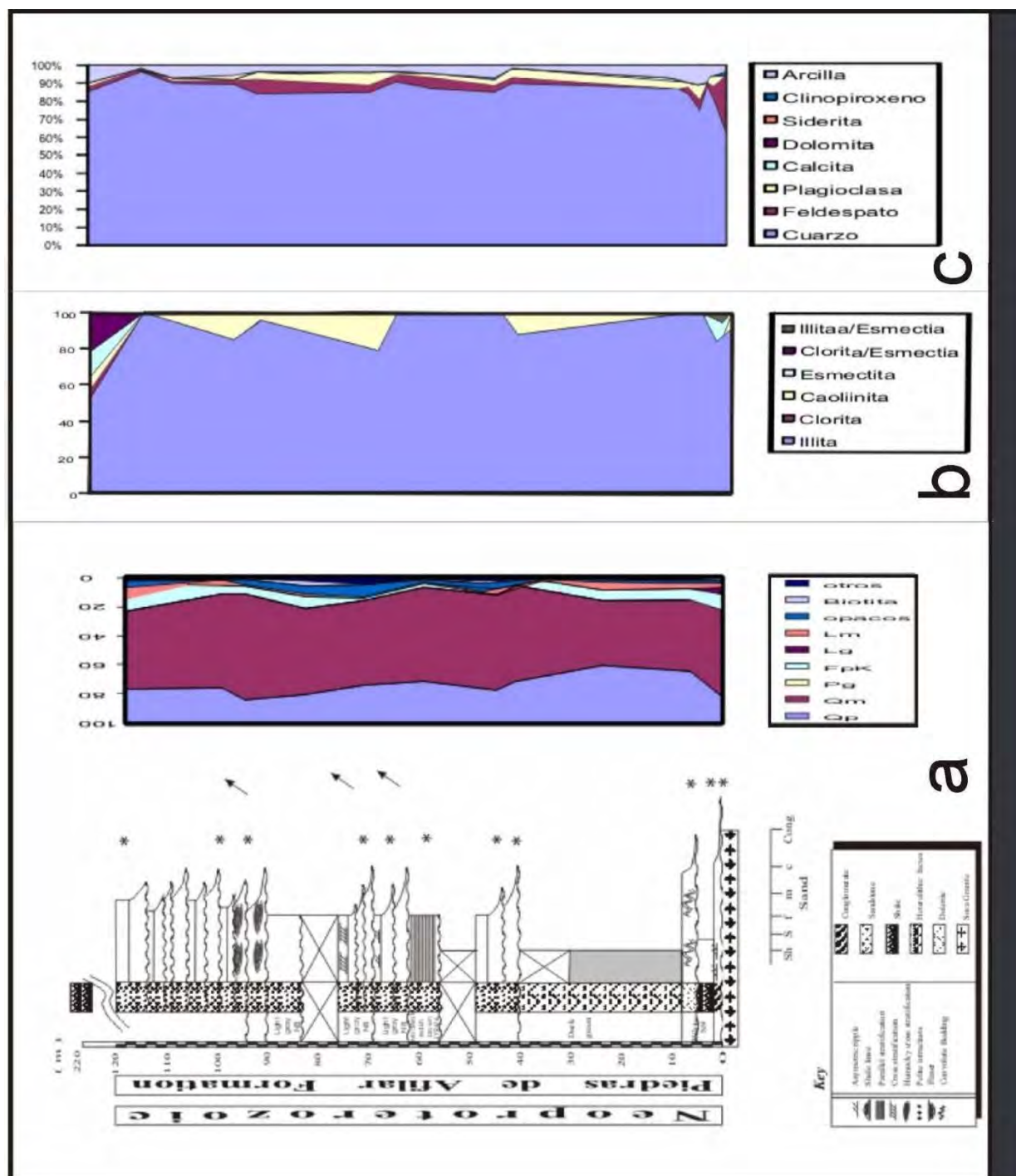


Figura 5.8: Columna estratigráfica del **Miembro Cuchilla Alta** en su localidad tipo con detalle de la mineralogía (a) composición observada en corte petrográfica por conteo; (b) mineralogía de arcillas (DRX); (c) mineralogía en muestra de roca total (DRX). Los asteriscos señalan los puntos de muestreo.

Referencia de abreviaciones: Qm: cuarzo monocrsitalino, Qp: cuarzo policristalino, Pg: Plagioclasa, Lm: líticos metamórficos, Lg: líticos graníticos.

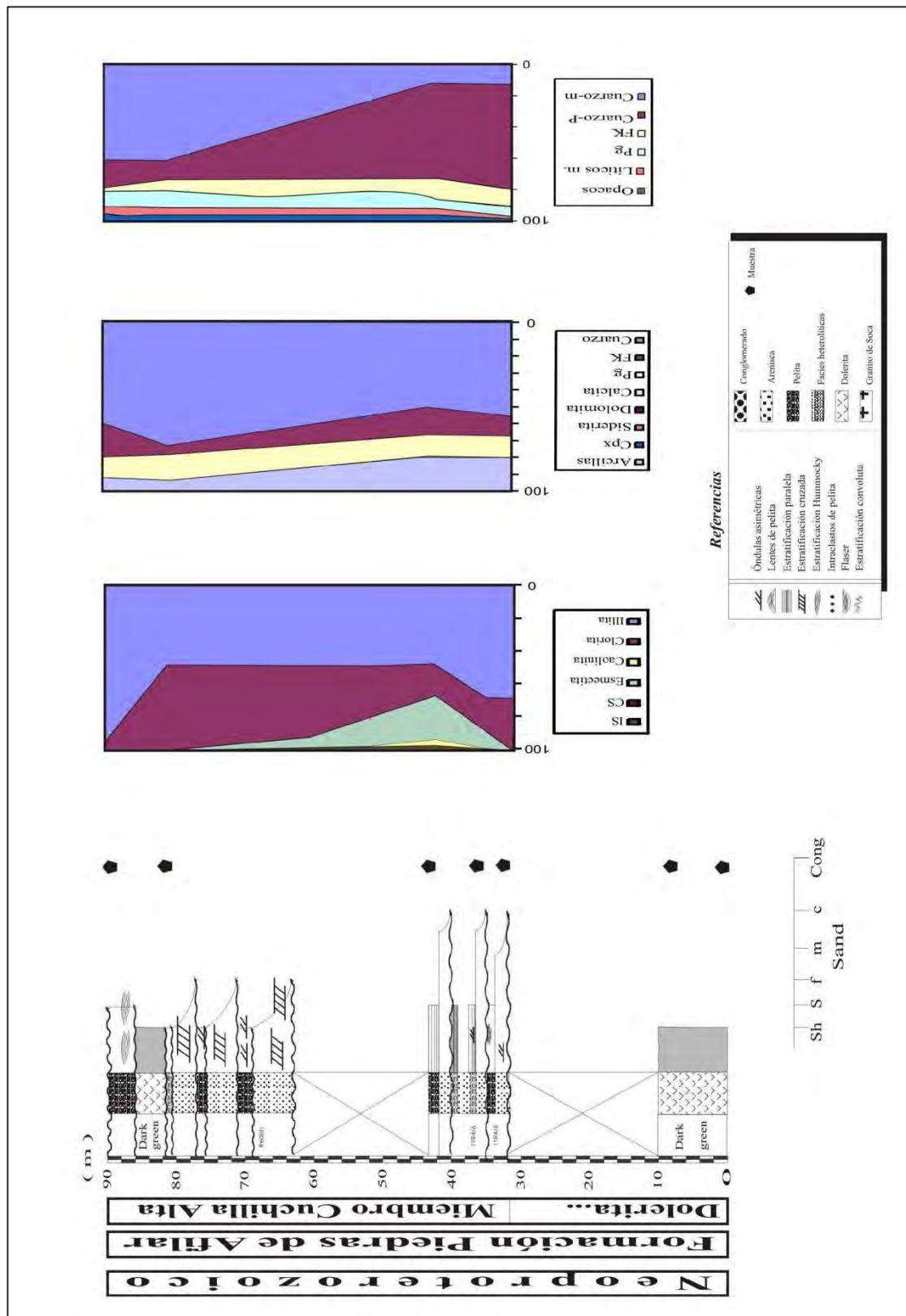


Figura 5.9: Columna estratigráfica del **Miembro Cuchilla Alta**, en la localidad Estación Piedras de Afilar (PAF 4, Fig.1). Se muestran los ciclos progradantes y las intercalaciones de pelitas. Los poliedros señalan los puntos de muestreo.

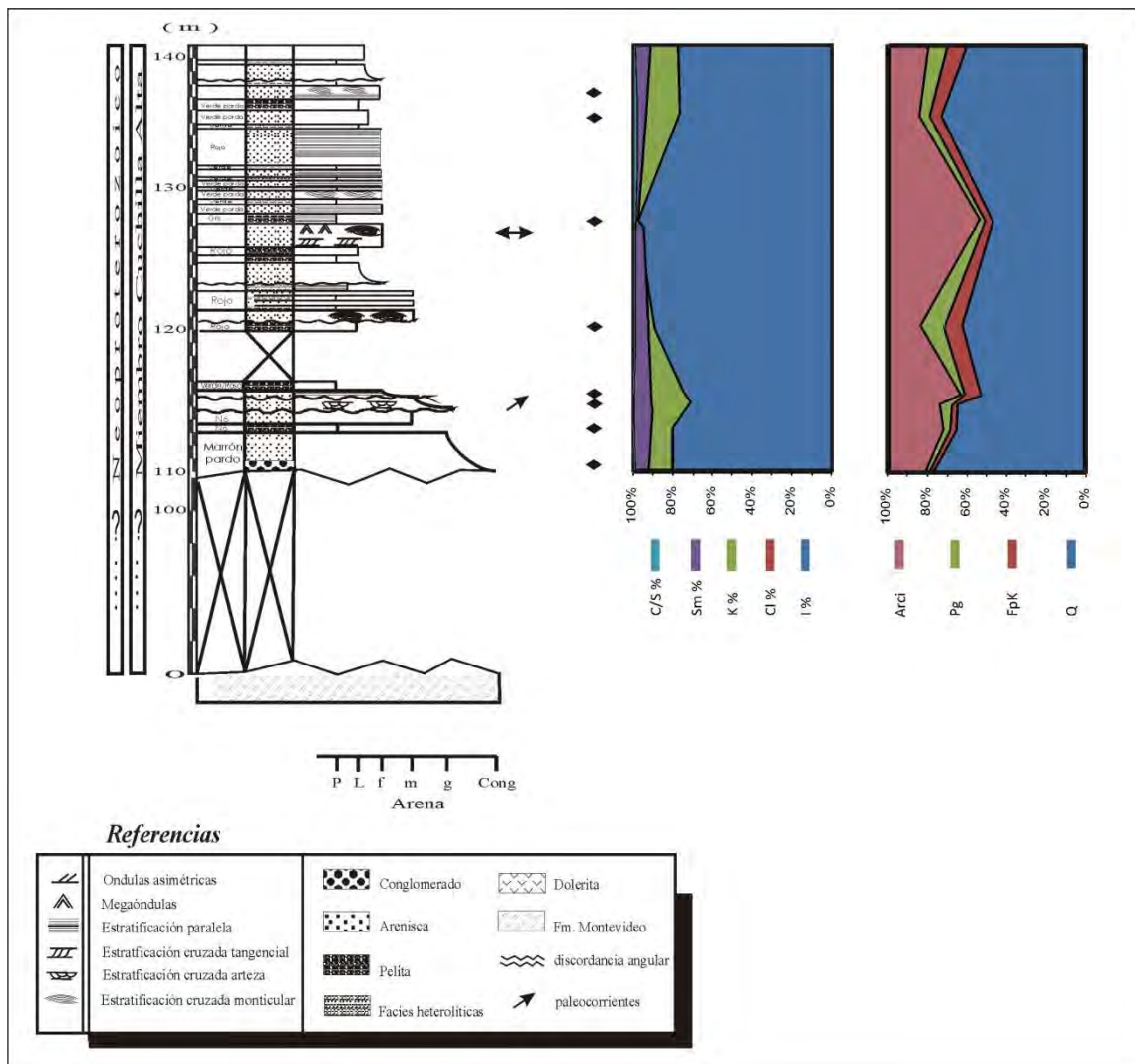


Figura 5.10: Columna estratigráfica en el margen este del Arroyo Coronilla, donde se observan facies arenosas del Mb. Cuchilla Alta y la transición hacia facies pelíticas del Mb. Arroyo del Junquito. Se infiere el contacto con la Fm. Montevideo. Referencia: Arcillas: C/S: clorita/esmectita, Sm: esmectita, K: caolinita, Cl: clorita, I: illita. Mineralogía reconocida en muestra DRX Roca total: Q: cuarzo, FpK: feldespato potásico, Pg: plagioclasa, Arci: contenido de arcilla.

Perfil: Cantera González (PAF2)		DIFRACTOMETRIA DE RAYOS X																								
		LAMINA DELGADA																								
Numero	Litología	Composición del esqueleto										Matriz	Roca Total													
		Composición											Composición													
		Qt	Qp	Qm	Pg	FpK	Lg	Lm	op	Bt	otros		M	Q	Feldesptos	Carbonatos		Px	Arci	I	Cl	K	Sm	C/S	I/S	
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%		FpK	Pg	Ca	Dol	Sid	Cpx	%	%	%	%	%	%	
060811/5	pelita													EA	ME	ME	-	-	-	E	51	4	8	16	22	-
050204/6	arenisca	77	23	54	0	8	0	8	5	1	1	14	EA	ME	-	-	-	-	ME	100	-	-	-	-	-	-
170607/7	arenisca	89	24	65	0	6	0	2	1	1	1	5	EA	ME	ME	-	-	-	E	100	-	-	-	-	-	-
050204/4	arenisca	89	16	73	0	5	0	1	4	1	0	5	EA	ME	ME	-	-	T	E	96	-	4	-	-	-	-
170607/8	arenisca	79	19	60	0	8	0	2	5	4	2	12	EA	ME	ME	-	-	-	ME	79	-	21	-	-	-	-
170607/9	arenisca	84	26	58	0	2	0	1	8	1	4	8	EA	ME	E	-	-	-	E	100	-	-	-	-	-	-
050204/3	arenisca	93	28	65	0	3	0	1	2	1	0	6	EA	ME	T	-	-	-	ME	100	-	-	-	-	-	-
170607/9a	arenisca	88	22	66	0	1	0	2	5	2	2	10	MA	E	E	-	-	T	E	100	-	-	-	-	-	-
pa2/6	arenisca	95	32	63	0	3	0	1	1	0	0	6	EA	ME	ME	-	-	-	T	E	88	-	12	-	-	-
170607/1	diabasa												M	ME	-	-	-	-	MA	79	-	7	14	-	-	-
050204/2	arenisca	84	39	45	0	8	0	5	2	1	0	11	EA	ME	E	-	-	-	ME	99	-	-	-	T	-	T
051202/4	pelita												EA	-	ME	ME	-	ME	E	82	-	T	14	-	3	3
051202/3	pelita												EA	ME	ME	-	-	E	E	82	T	-	14	-	3	3
051202/2	pelita												MA	E	E	-	-	E	E	88	T	-	12	-	T	T
170607/5	arenisca g.	85	35	50	0	7	0	4	2	1	1	13	EA	ME	-	-	-	-	E	95	-	-	4	-	T	T
170607/3	conglomerado	78	18	60	0	11	4	3	2	2	0	15	EA	E	E	-	-	-	E	94	-	8	-	-	-	-
170607/2	granito												MA	M	-	-	-	ME	ME	92	-	6	-	-	-	-

EA (Extremadamente Abundante): 80 - 100 %

MA (Muy Abundante): 80 - 50 %

A (Abundante): 50 - 30 %

M (Moderado): 30 - 15%

E (Escaso): 15 - 5 %

ME (5 - 1%)

T (Traza): < 1%

EA (Extremadamente Abundante): 80 - 100 % MA (Muy Abundante): 80 - 50 % A (Abundante): 50 - 30 % M (Moderado): 30 - 15 %
 E (Escaso): 15 - 5 % ME (5 - 1%) T (Traza): < 1%

Perfil PAF4: ESTACIÓN PIEDRAS DE AFILAR																				
LÁMINA DELGADA										DIFRACTOMETRIA DE RAYOS X										
Composición (%)										Roca Total					Arcilla					
Numero	Litología	Esqueleto					Mat.	Composición (%)						Composición (%)						
		Qm	Qp	FpK	L	Ox.		Q	Feldesptos		Carbonatos		Arci	I	Cl	K	Sm	C/S	I/S	
									FpK	Pg	Ca	Dol								Sid
050203/2	Areniscas	70	10	18	1	2	8	MA	E	E					90			10		
050203/3	Areniscas	70	10	18	1	2	10	MA	E	E					90			10		
050203/4	Pelitas rojas	63	18	14	12	1,8		A	E	E					70	30				
050203/5	Limolitas	63	18	14	12	1,8		MA	ME	E					50	20	2	16		2
050203/6	Limolitas	63	18	14	12	1,8		MA	ME	E					90			10		
EA (Extremadamente Abundante): 80 - 100 % MA (Muy Abundante): 80 - 50 % A (Abundante): 50 - 30 %																				
M (Moderado): 30 - 15% E (Escaso): 15 - 5 % ME (5 - 1%) T (Trazas): < 1%																				

Tabla 5.2: Abundancia relativa de minerales principales y arcillas para las facies psamíticas del miembro silicoclástico inferior y facies transicionales de pelita, en el Perfil: PAF4: Estación Piedras de Afilar. Referencia de las abreviaciones: Q cuarzo, FpK feldespato potásico, Pg plagioclasa, Ca calcita, Dol dolomita, Sid siderita, Cpx clinopiroxeno, Arci arcilla. I illita, Cl clorita, K caolinita, Sm esmectita, C/S clorita-esmectita, I/S illita-esmectita.

5.3.- PETROGRAFÍA DE LAS FACIES PELÍTICAS

Se realizaron varios análisis de difracción de rayos X y se describieron los cortes petrográficos para las pelitas de la Fm. Piedras de Afilas. De esta forma, se reconocieron las siguientes facies pelíticas en la parte inferior, media y superior, correspondientes a los tres miembros estratigráficos aquí definidos:

(a) Facies heterolíticas del ciclo basal:

H: Facies heterolíticas que se intercalan en la base del Mb. Cuchilla Alta: son facies heterolíticas arenita/pelita, las cuales están compuestas por láminas de arcillita roja; y láminas de limolita de color claro, intercalados cada 1 a 3cm (Lámina 5.2). La paragénesis típica es: cuarzo + illita + illita/esmectita. El contenido total de minerales detríticos (casi exclusivamente cuarzo) es muy elevado (80%) respecto al contenido de arcillas (5-10%); es decir que aunque la granulometría es muy fina, predominan los terrígenos. Composicionalmente, las capas de limolita presentan minerales detríticos abundantes (cuarzo, feldespato, líticos); y las capas arcillíticas también contienen minerales detríticos, y mayor cantidad de óxidos de hierro (hematita) lo cual les da el color rojizo. Presentan microlaminación granulométrica limo/arena muy fina. Se muestran los difractogramas de rayos X para una muestra tipo de facies H en la figura 5.13; los cuales se visualizan en el perfil tipo del miembro silicoclástico inferior (Mb. Cuchilla Alta) en su estrato basal arriba descrito (Fig. 5.2).

Se incluyen en esta facies a las interestratificaciones arenita/limolita de la base, las cuales son de color marrón/rojizo y donde la estratificación es centimétrica (5-10cm). Composicionalmente las capas de tamaño limo son equivalentes a las facies heterolíticas arcillita/limolita, mientras que las capas de tamaño arena son equivalentes a las cuarzoarenitas.

Las facies heterolíticas arenita/limolita y arcillita/limolita aparecen además en la interface entre las facies psamíticas y pelíticas; es decir que son facies de transición entre ambas (se describen abajo: **HI**). También se procesaron muestras en microscopio electrónico de barrido con EDS (Figs. Anexos IV-v a IV-ix), comprobando la presencia de corrensita (interestratificados CS), clorita férrica (chamosita) e illita detrítica, de acuerdo con la bibliografía específica

(Reed, 2005). Esto coincide con las composiciones observadas en DRX. Se observan además agregados de dominios cara-cara y cara-borde (Olphen, 1977) que sugieren un grado de compactación elevado (fuerte diagénesis); lo cual se verifica con la medición de los índices de Kübler (Lee & Ko, 1997) en todas las muestras de esta facies (IC: entre 0.4 y 0.5).

(b) Asociación de facies pelíticas progradantes (AF3):

FI: Facies de pelitas negras del Miembro Arroyo del Junquito: estas pelitas oscuras se encuentran al sur de los Cerros Piedras de Afilar. La paragénesis asociada es: cuarzo + plagioclasa + illita + caolinita + clorita + esmectita + clorita/esmectita (diagramas de la Fig. 5.14). Presentan cuarzo abundante, plagioclasa escasa; y las arcillas son escasas a muy escasa. Si bien aquí aumenta relativamente el contenido de arcillas, continúan predominando los terrígenos. A continuación se expresan las características petrográficas observadas (fotos 2a y 2b de Lámina 5.3). Se observan variaciones en el tamaño de grano: (a) láminas de tamaño limo conformadas por granos de cuarzo, feldespatos y biotita detrítica, de composición similar a las arenas finas; y (b) láminas arcillíticas. El tamaño de grano es de 0.02mm (limo) con gradación hacia un estrato compuesto por granos más finos. Se realizaron análisis en microscopio electrónico de barrido (MEB) en muestras de la facies de **FI**, observándose en las imágenes MEB (Fig. 5.16) agregados en dominios dispersos (Olphen, 1977), lo cual sugiere bajo acomodamiento y bajo grado de compactación (Figs. 5.15 y 5.16). Esto a su vez indicaría condiciones de diagénesis moderada, pero los índices de cristalinidad de la illita (0,37) se ubican más precisamente en la anquizona (ver apartado 5.6).

HI: Facies heterolíticas con laminación paralela: Se exponen aquí, entre las pelitas, siguiendo el orden estratigráfico. Son facies de pelitas verdes y rojizas del Mb. Arroyo del Junquito: estas pelitas se encuentran en el estratotipo y en los alrededores de los arroyos Coronilla y Junquito. En los cortes petrográficos (fotografías de Lámina 5.3) se pueden apreciar las limolitas rojas finamente laminadas con abundantes venillas rellenas por óxidos de hierro (principalmente hematita); y las pelitas verdes, las cuales muchas veces presentan microlaminación granulométrica (limo/arena fina). La paragénesis tipo es cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + illita + caolinita + clorita + clorita/esmectita (difractogramas de Fig. 5.14).

(d) Hornfels epidóticos (Ep)

Los hornfels epidóticos son el resultado del metamorfismo térmico que infieren los sills de diabasa en las pelitas. Es en realidad una facies metamórfica, que se estudia aquí porque su génesis implica que estas metapelitas habrían formado parte de la cuenca sedimentaria de la Fm. Piedras de Afilar. Se observaron afloramientos de 1m de espesor, donde se determinó que la orientación de las capas es idéntica a la de la Fm. Piedras de Afilar (Fig. 5.11). Están compuestas por cuarzo (chert), cuarzo deformado, cintas ribons de cuarzo estirado; epidoto; clorita; serpentina, sulfuros (pirita) y óxidos de hierro estirados. Presentan textura heredada de las pelitas, caracterizada como granoclástica, conforme con las observaciones realizadas por Coronel & Oyhançabal (1991). Asimismo se determinó que es una pelita rítmica con bajo grado de metamorfismo, con deformación del cuarzo y aparición de minerales metamórficos como serpentina, biotita y epidoto, comprobando las descripciones realizadas por Coronel & Oyhançabal (1991). Los índices de cristalinidad de la illita confirman la interpretación de temperaturas correspondientes al metamorfismo de contacto (véase apartado 5.6: Diagénesis en las pelitas: tablas 5.6.a y 5.6.b).



Figura 5.11: Afloramientos de los hornfels epidóticos afectados por el contacto con las doleritas, mostrando estratificación y esquistosidad. La brújula proporciona la escala y la pínula de la brújula señala la orientación del buzamiento hacia el SW, idéntico al de las facies sedimentarias de la Fm. Piedras de Afilar.

5.3.1.- Minerales detríticos

Como se ha visto el cuarzo es persistentemente abundante en todas las facies pelíticas; mientras el feldespato y la plagioclasa se presentan subordinados. También es común encontrar biotita detrítica y minerales ferruginosos tales como hematita; los cuales se reconocen en los cortes delgados (Lámina 5.3). En los perfiles mineralógicos del estratotipo del miembro pelítico (Mb. Arroyo del Junquito), se puede apreciar la abundancia relativa del cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, calcita y contenido de arcillas (Fig. 5.22, valoración porcentual en tabla 5.4). Se interpreta que la abundancia de minerales detríticos y las granulometrías frecuentemente bimodales con tamaño arcilla y tamaño limo, se debe a que las facies pelíticas pertenecen a un sector más somero de la cuenca.

5.3.2.- Análisis de Arcillas

El análisis de arcillas está basado en la difracción de rayos X (DRX) y las observaciones en microscopio electrónico (MEB) con análisis de espectroscopía de rayos X dispersa (EDAX). Aquí se interpretan los resultados DRX de los difractogramas de análisis de muestra de arcilla, y se cuantifican de acuerdo con los métodos explicados en el capítulo 2: Metodología.

El índice de Kübler (Kübler, 1968; Lee & Ko, 1997) se midió en todos los casos con el fin de determinar el grado de diagénesis. Se utilizaron también otros parámetros, como las asociaciones de minerales arcillíticos (Marriman, 2002) (Fig. 5.12).

De esta forma, el análisis de arcillas detectó la presencia de illita, clorita, esmectita y caolinita para las pelitas y facies heterolíticas de la base del Mb. Cuchilla Alta (**H**), predominando la illita (muy abundante), con esmectita poco abundante, y con pequeñas cantidades de clorita/esmectita.

En las facies de pelitas negras (**FI**), aumenta la cantidad de esmectita (poco abundante), la caolinita es escasa, clorita (muy escasa); se detectaron interestratificados clorita/esmectita y continúa predominando la illita.

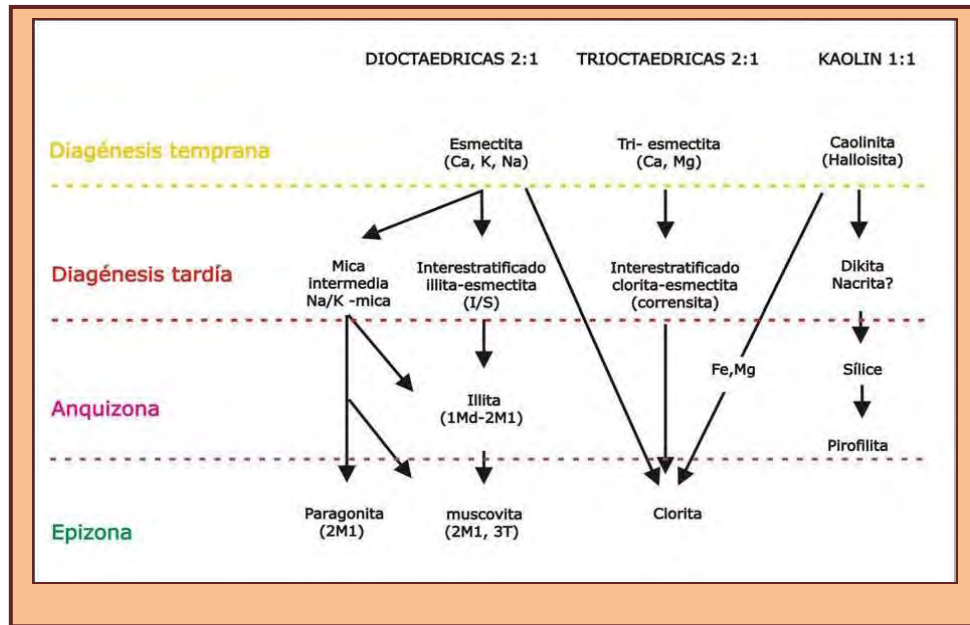


Figura 5.12: Reacciones de los minerales de arcilla observados en las series de los Cinturones de esquistos del Paleozoico Inferior de Gran Bretaña. Modificado de Merriman (2002).

Las pelitas verdes y rojizas (**HI**) de la misma unidad, presentan contenidos similares de argilominerales: illita abundante (A), caolinita poco abundante (PA), clorita (poco abundante) y clorita/esmeclita (escasa); según análisis semicuantitativos a partir de los análisis DRX (Fig. 5.13). Las pelitas (**FI**), que aparecen intercaladas con las calizas en el Mb. Arroyo de la Tuna contienen: illita (abundante), clorita (escasa), clorita/esmeclita (escasa) y esmeclita (como mineral traza), de acuerdo con los análisis DRX (tabla 5.3). Los interestratificados CS fueron determinados por el método de Moore & Reynolds (1989) con contenidos de 70% de clorita. La paragénesis de arcillas observada puede sintetizarse como illita + caolinita + (clorita), lo cual sugiere una paleotemperatura y condiciones correspondientes a la Anquizona (o límite con la Epizona), de acuerdo con el citado diagrama (Merriman, 2002). En casos singulares como en las pelitas negras (**FI**) la paragénesis de arcillas es: illita + caolinita + clorita + esmeclita + clorita/esmeclita (Fig. 5.14). Aquí la presencia de clorita/esmeclita podría estar indicando condiciones de diagénesis tardía, de acuerdo con Merimann (2002). También se encuentran litotipos de limolitas y arcillitas con illita/esmeclita que igualmente indican condiciones de diagénesis tardía. Esto es frecuente en las facies pelíticas del Mb. Arroyo del Junquito en su estratotipo y paraestrotipo en Arroyo Coronilla (Figs. 5.18 A, B, C y D; tabla 5.3).

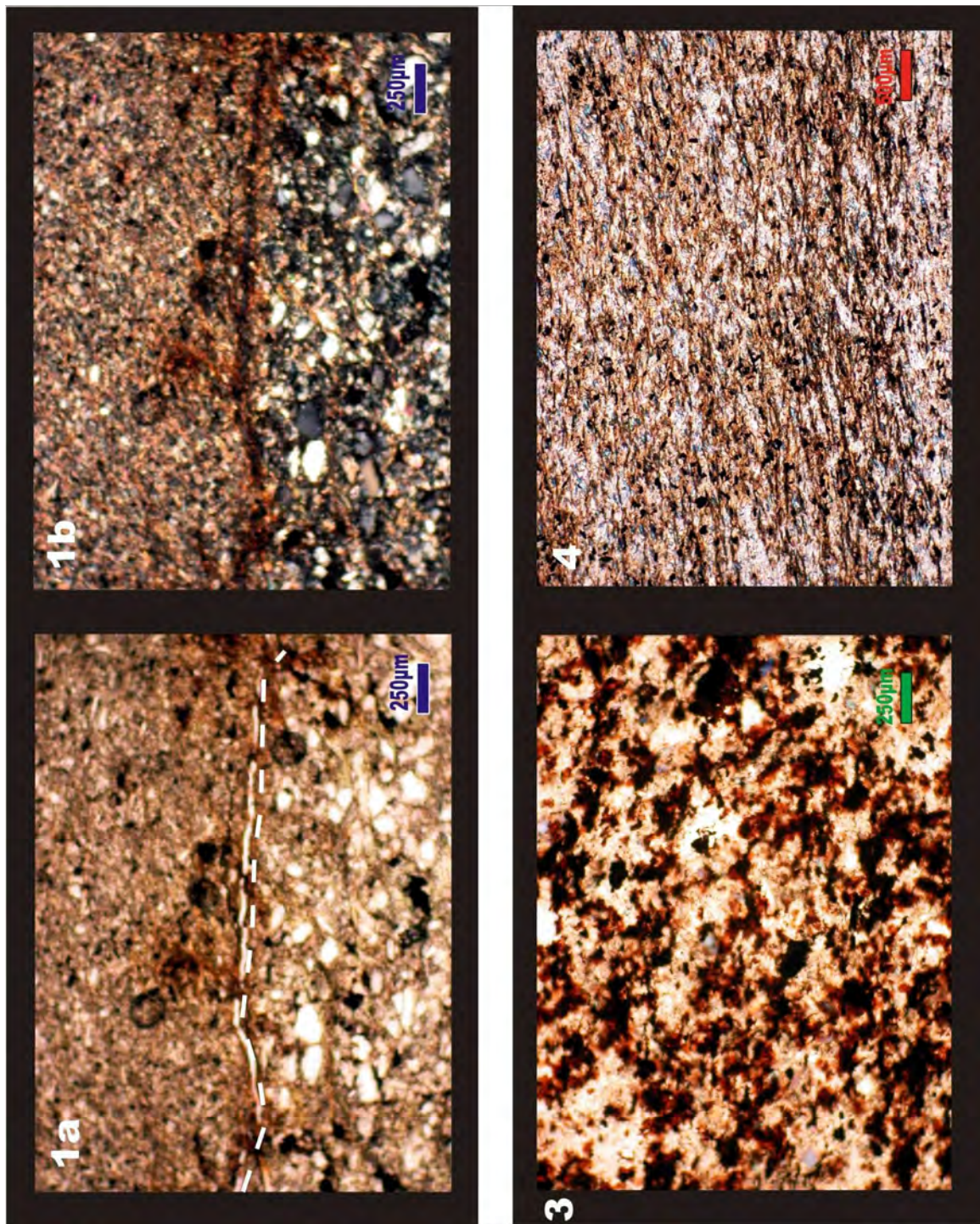


LÁMINA 5.3:

Cortes Petrográficos de Pelitas

Fotografías de los cortes petrográficos de las principales facies pelíticas de la Fm. Piedras de Afilar: **1a:** Pelita de facies **HI-w** con variación granulométrica (arcillita/limolita). Nótese que la parte de tamaño de grano limo presenta importante contenido de minerales detríticos. **1b:** Muestra (1a) vista con luz polarizada. **2:** Pelita roja ferruginosa de Cantera Imhoff (PAF32). **3:** Pelita rojiza finamente laminada con hematita muy abundante (Facies **HI-p**).

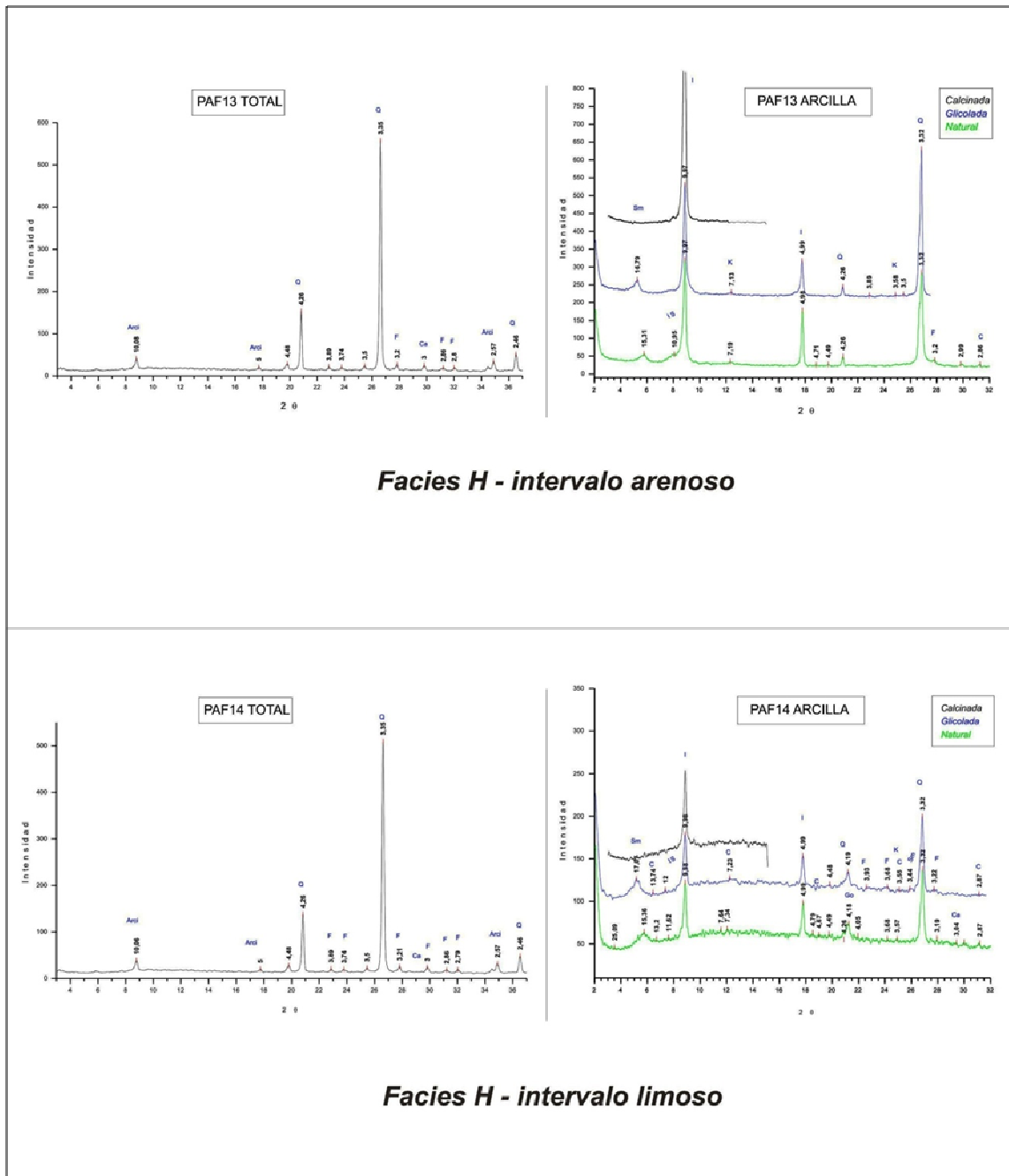


Figura 5.13: Difractogramas de muestra de roca total (izquierda) y arcillas (derecha) para las facies heterolíticas del *Miembro Cuchilla Alta* (H), mostrando las facies del intervalo limoso y arenoso. En la muestra de roca total se identifican los picos principales (Q: cuarzo, F: feldespato, P: plagioclase, Ca: calcita, Arci: arcillas). Nótese la predominancia y mayor abundancia de arcillas y politipos en el intervalo pelítico limoso (Sm: esmectita; C: clorita; K: caolinita; IS: illita/esmectita) y la aparición de Goethita (Go).

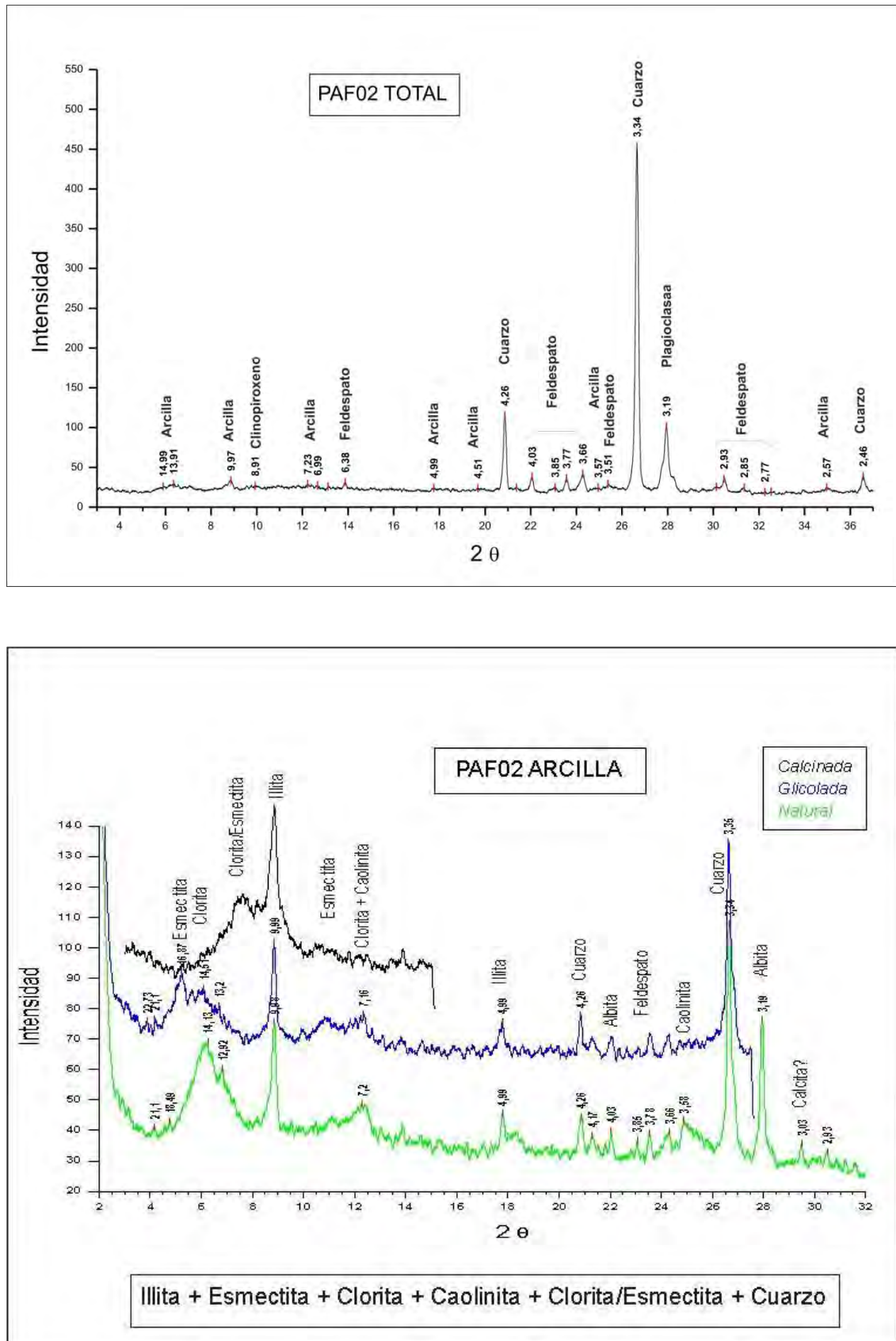


Figura 5.14: Difractogramas de muestra de roca total (arriba) y arcillas (abajo) de pelita negra (facies FI). Nótese la presencia de interestratificados de tipo clorita/esmeclita en el diagrama de arcillas (abajo).

Arcillas en imágenes MEB: Se observan floculados y agregados de arcilla, los cuales se clasifican según las definiciones de diversos autores (Olphen 1977; Scasso & Limarino 1987; Ford, 1991) (Fig. 5.15). De acuerdo con estos autores, se identifican dominios de arcilla floculado y no-floculado; disperso y no-disperso; así como también los contactos cara-cara, borde-borde, borde-cara y sus combinaciones. Los contactos cara-cara están asociados a dominios no-floculados, mientras que los contactos borde-borde y borde-cara están asociados a dominios floculados. Se observan agregados en dominios dispersos de las pelitas negras, lo cual sugiere poca compactación (Figs. 5.16 y 5.17).

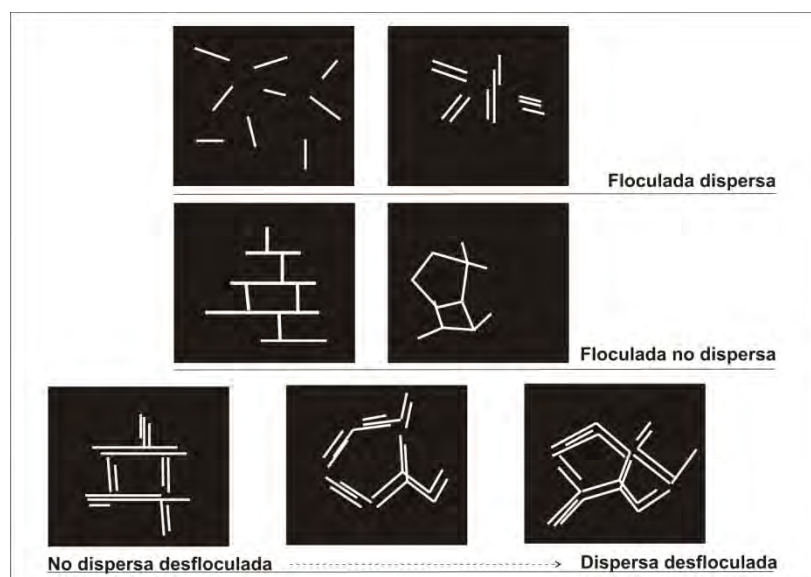


Figura 5.15: Redibujado e interpretado de la clasificación de Olphen (1977)

EDAX: Los análisis EDAX permiten comprobar y afinar la composición de las arcillas (y otros minerales) e identificar argilofacies que se encuentran en muy baja proporción como para ser determinados con precisión en DRX. Así se comprueba la presencia de clorita/esmectita, ya detectada en DRX, para las pelitas oscuras (DRX: Fig. 5.16 y MEB: Fig. 5.17). Se identificó clorita férrica (chamosita) para las limolitas rojas que sobreyacen las facies arenosas **Shcs**; y clorita en las pelitas grises del paraestratotipo del Mb. Arroyo del Junquito. La chamosita fue verificada en DRX por el método de Moore y Reynolds (1989) de comparación de la intensidad de los picos (001), (002) y (003) de la clorita (MEB: Figs. 5.19 y 5.21 y DRX: Figs. 5.18 y 5.20).

Se ilustra la variación tanto de minerales detríticos como de las arcillas, en la columna estratigráfica del estratotipo del Mb. Arroyo de la Tuna (Fig. 5.22).

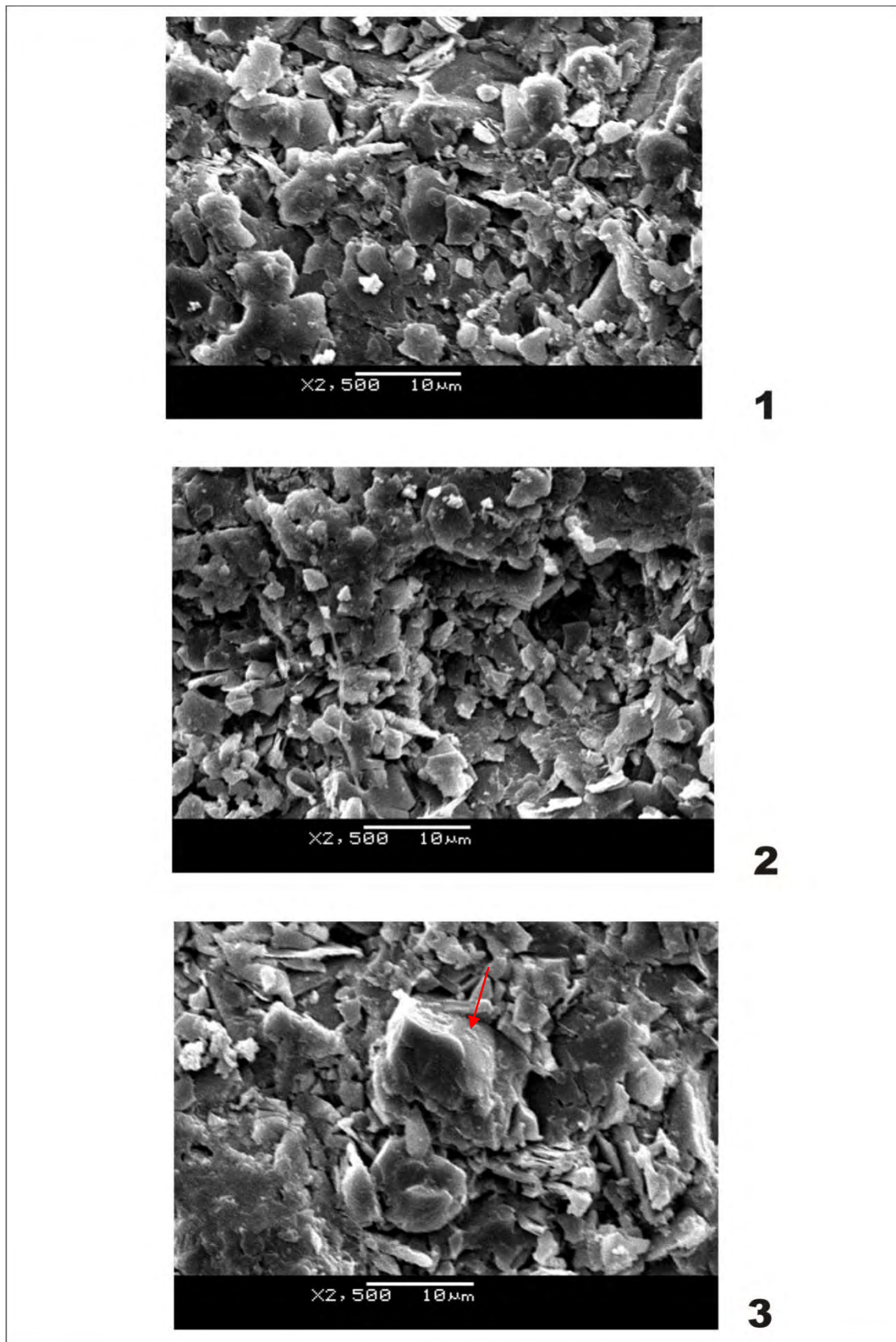
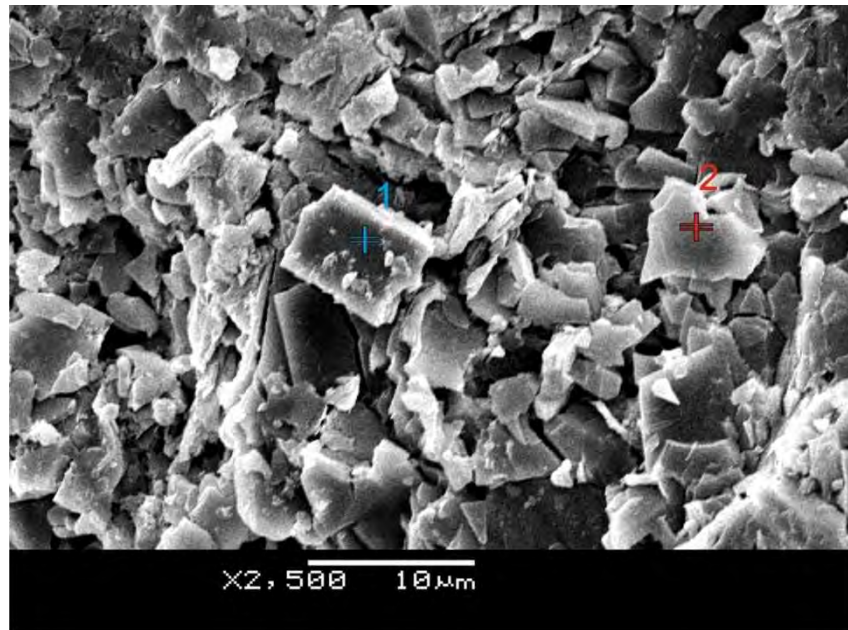
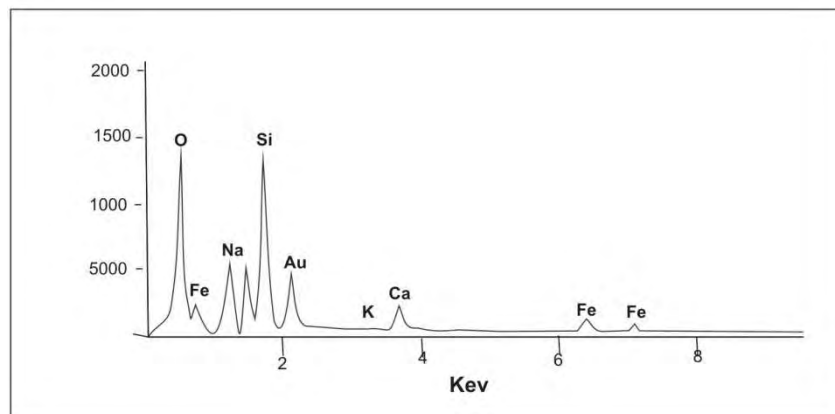


Figura 5.16: Microfotografías de las arcillas en pelitas negras, observando agregados en dominios dispersos (1, 2). Se observa forma en acordeón típica de la caolinita (3), identificada en EDAX. Ver Anexo IV-(iii).



Punto 1:



Punto 2:

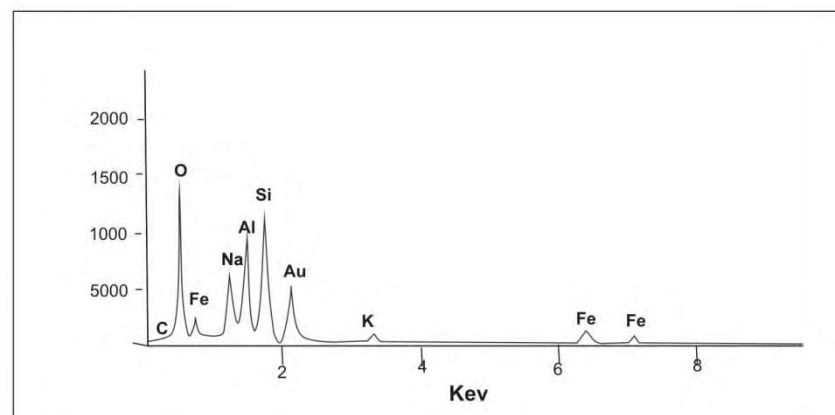


Figura 5.17: Microfotografía de muestra de pelita oscura del Mb. Arroyo del Junquito, donde se observa en EDAX composición (1): Clorita/esmectita y composición (2): Illita.

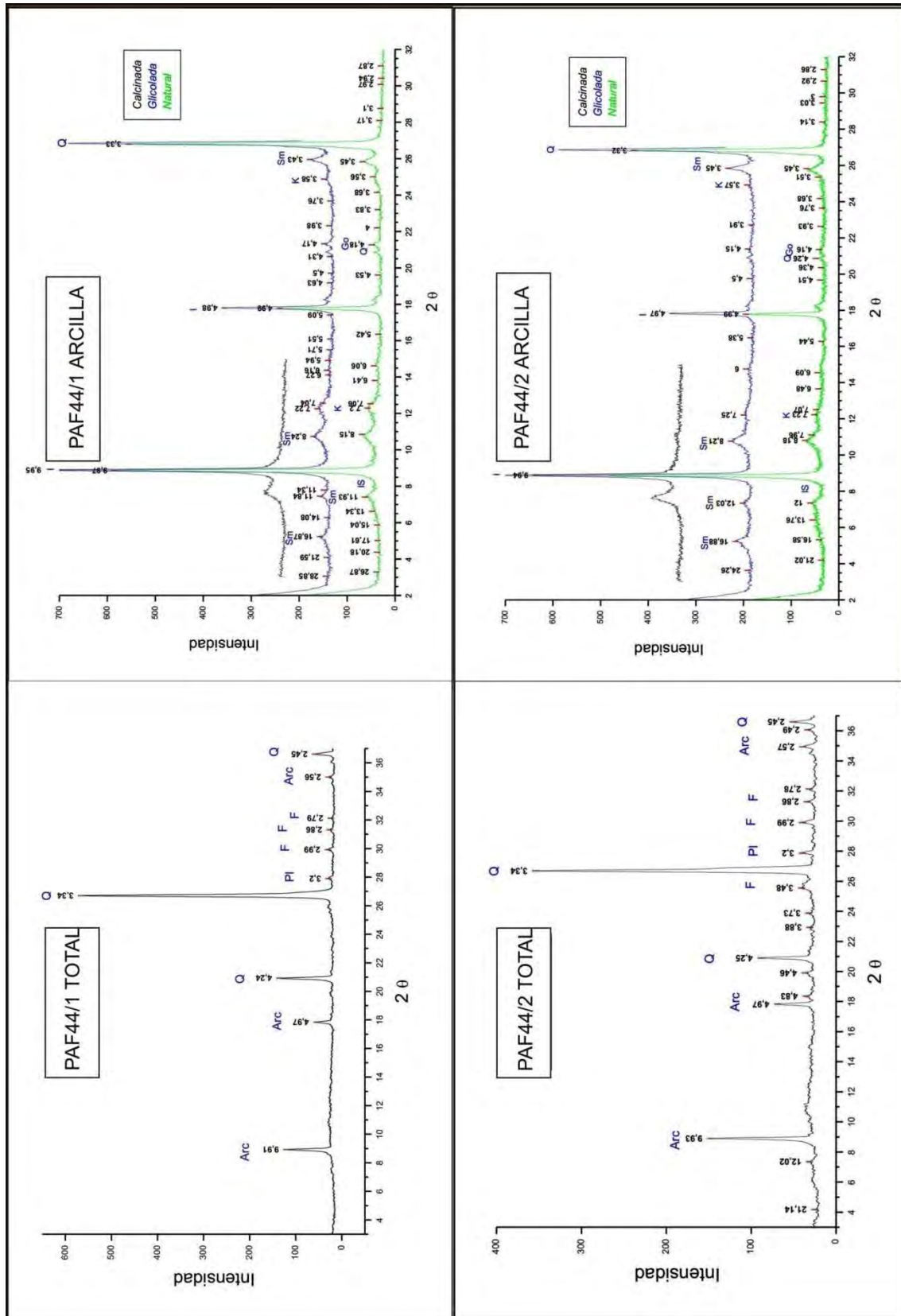


Figura 5.18A: Difractogramas roca total y arcillas de: Muestras PAF44/ 1 y PAF44/2: facies arenosas basales en contacto con el basamento en exposiciones litorales Arroyo Coronilla. Referencias: Q: cuarzo, F: feldespato, Pl: plagioclasa, Arc: arcilla; I: illita, K: caolinita, Sm: esmectita, IS: illita/esmectita.

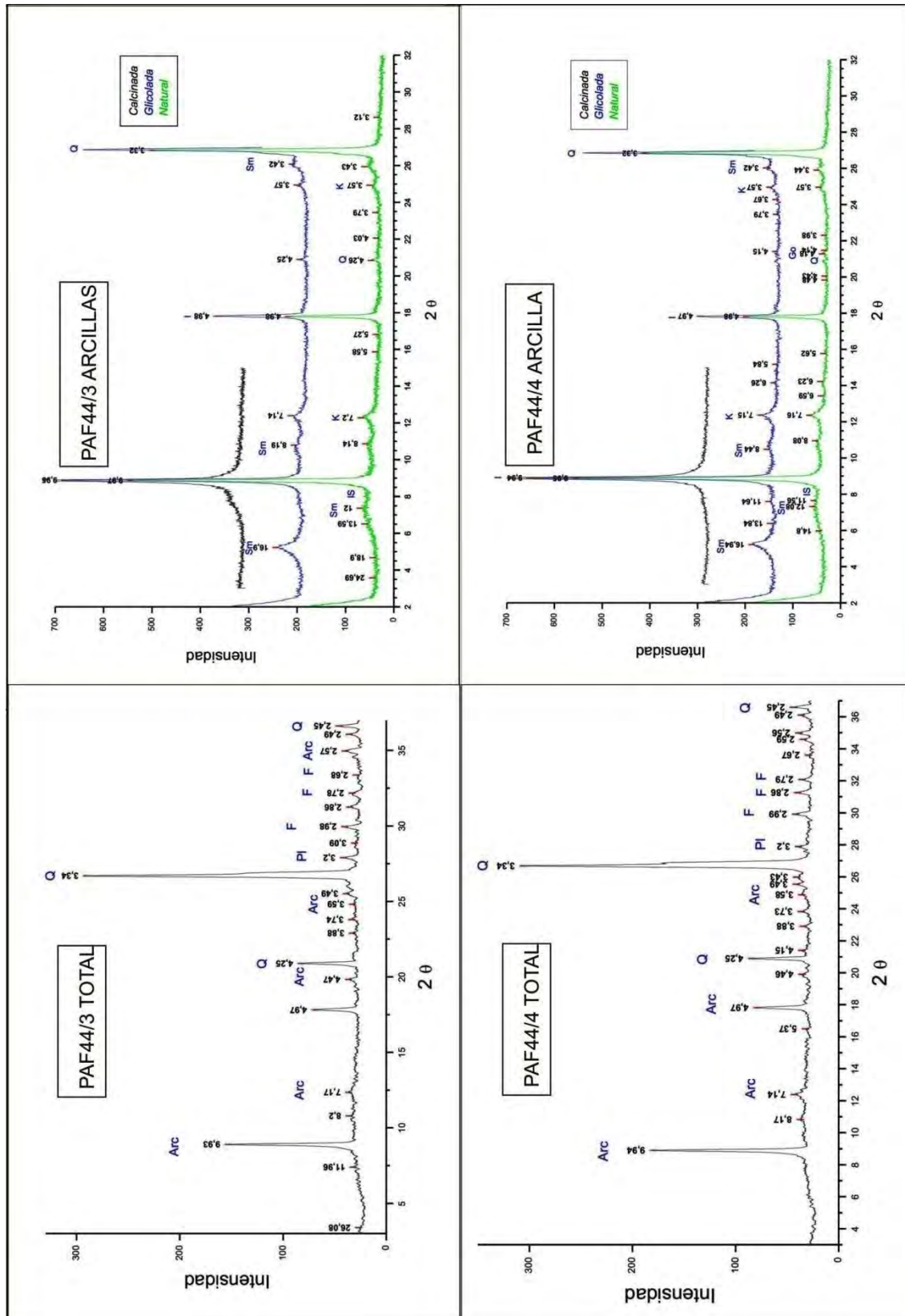


Figura 5.18.B: Difractogramas roca total y arcillas de: Muestras PAF44/3 y PAF44/4: facies arenosas en la base de la columna estratigráfica de las exposiciones litorales del Arroyo Coronilla. Referencias: Q: cuarzo, F: feldespato, Pl: plagioclasa, Arc: arcilla; I: illita, K: caolinita, Sm: esmectita, IS: illita/esmectita.

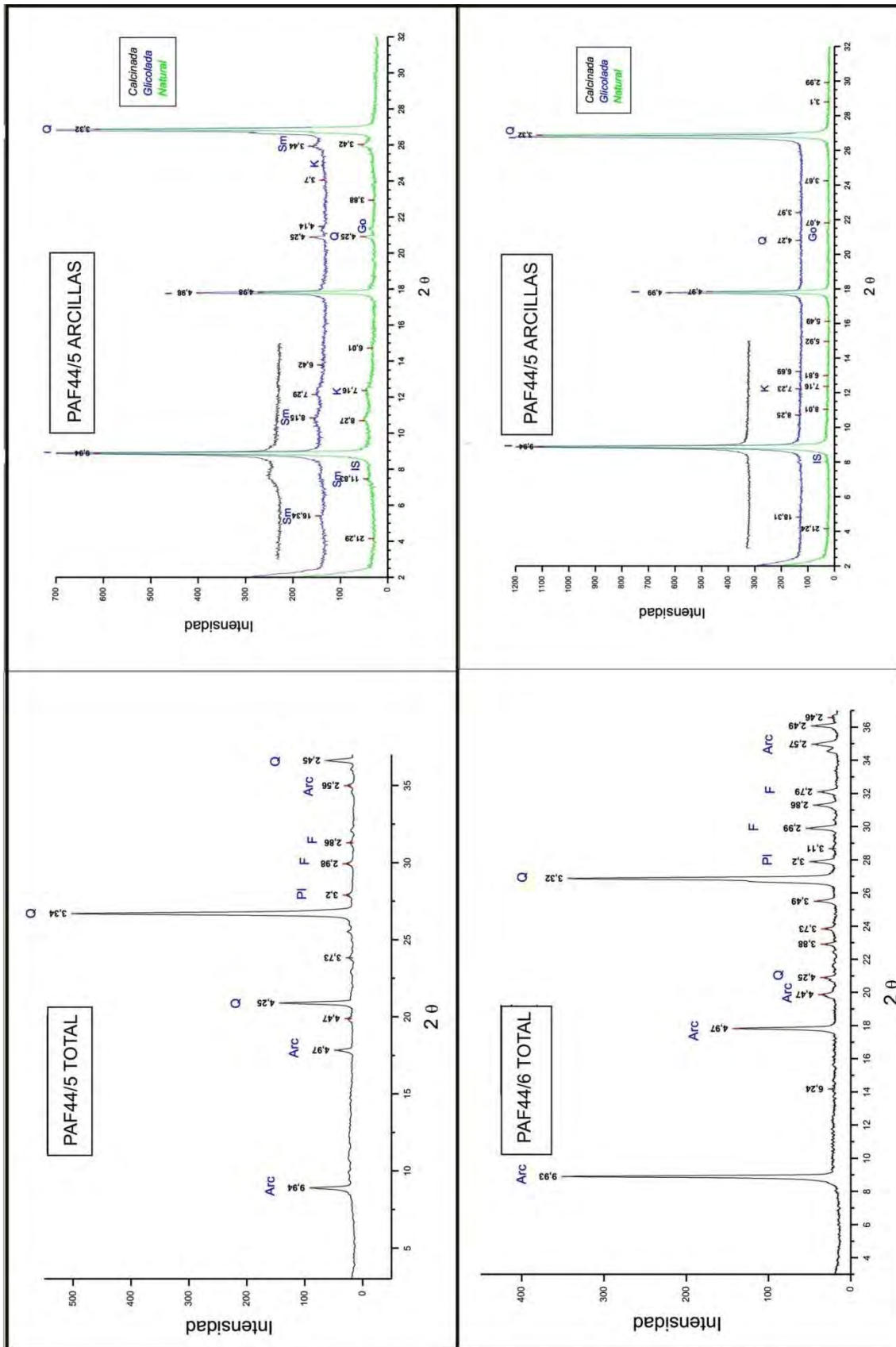


Figura 5.18C: Difractogramas de muestra roca total y arcillas de: Muestras PAF44/5 y PAF44/6: facies pélticas sobreyacentes a las psamitas en el perfil de Arroyo Coronilla. Referencias: Q: cuarzo, F: feldespato, Pl: plagioclasa, Arc: arcilla; I: illita, K: caolinita, Sm: esmectita, IS: illita/esmectita, Go: goethita.

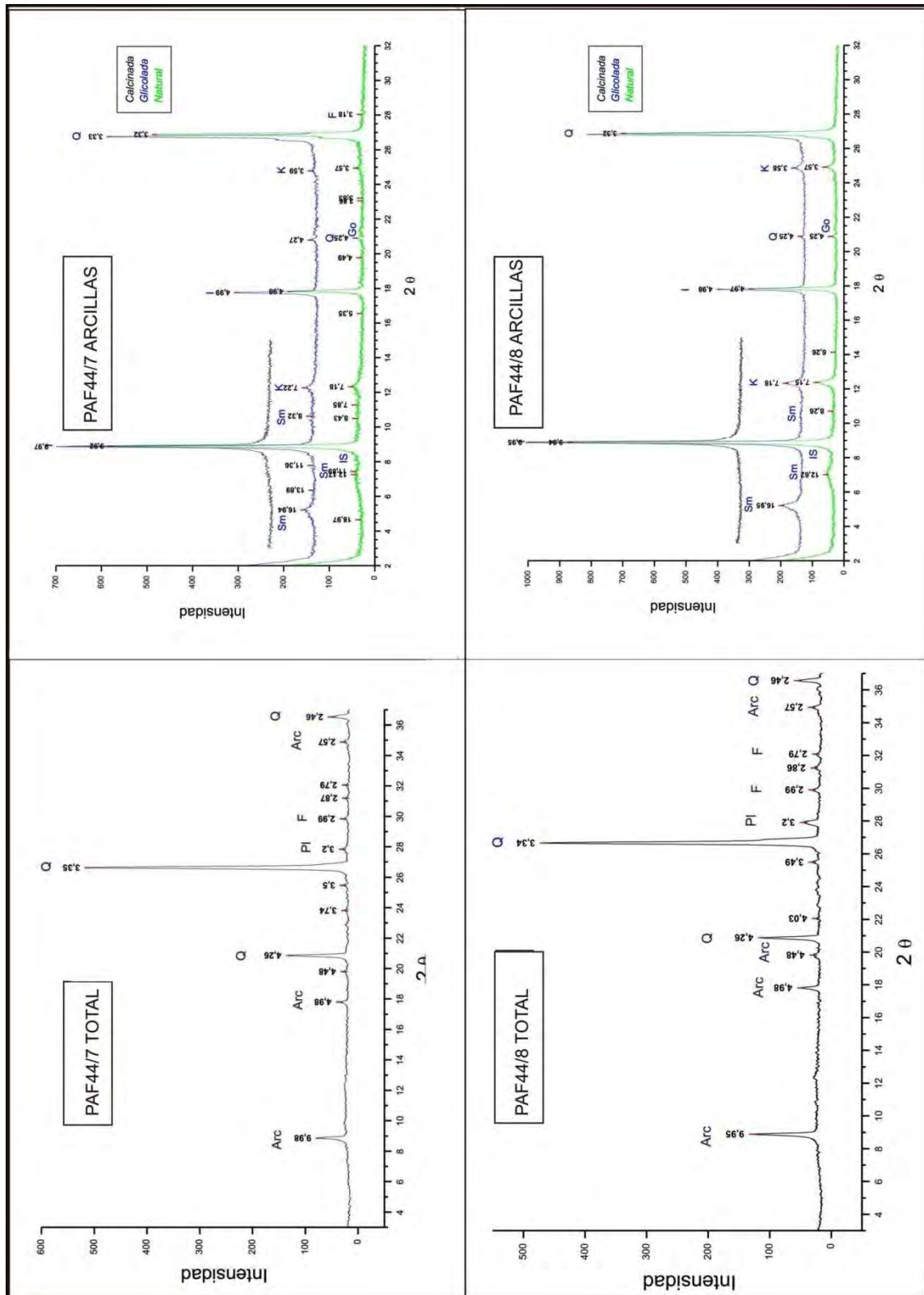


Figura 5.18.D: Difractogramas de muestra roca total y arcillas de: Muestras PAF44/7 y PAF44/8: facies pelíticas sobreyacentes a las psamitas en la columna estratigráfica del Arroyo Coronilla. Referencias: Q: cuarzo, F: feldespato, Pl: plagioclasa, Arc: arcilla; I: illita, K: caolinita, Sm: esmectita, IS: illita/esmectita, Go: goethita.

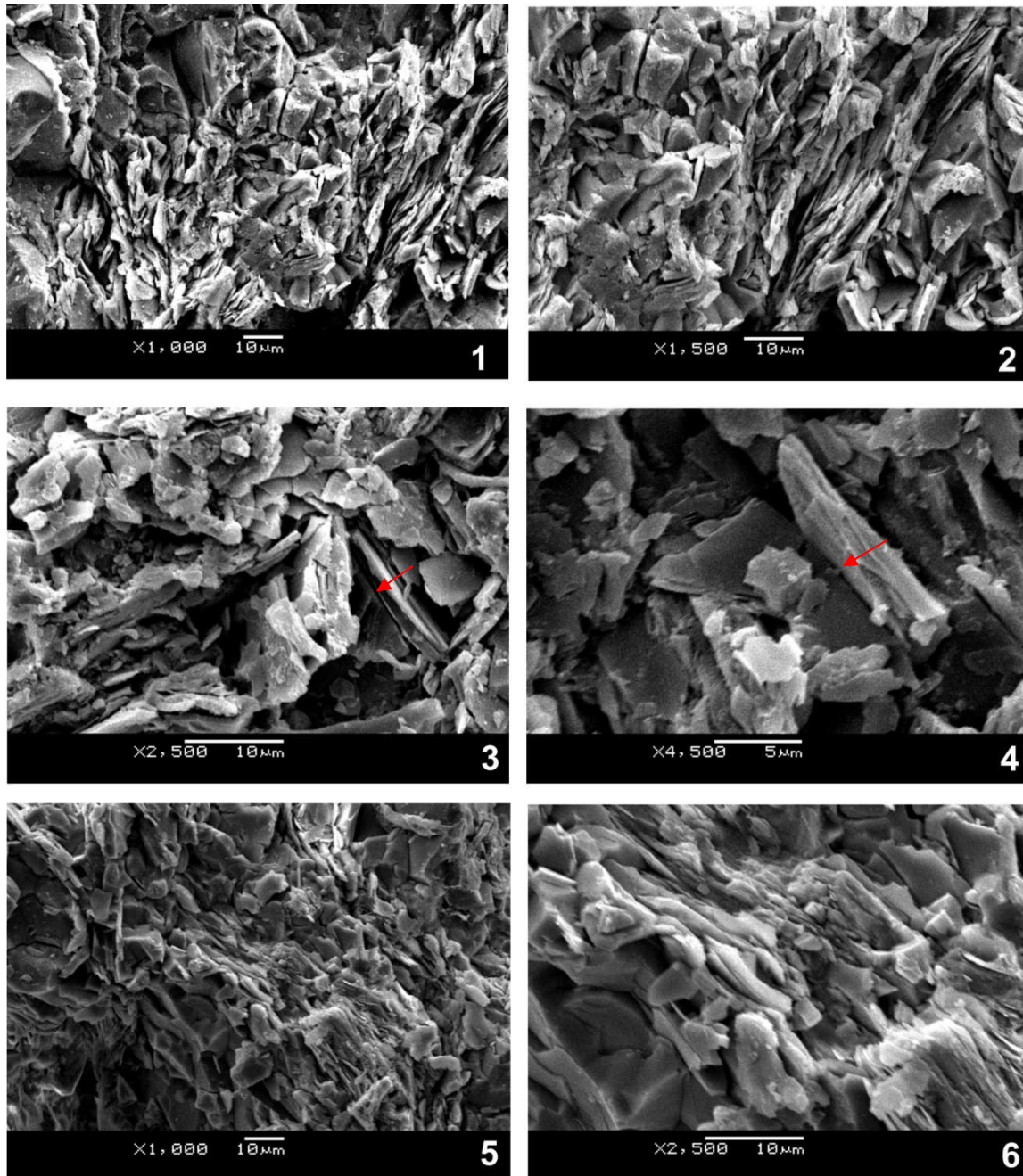


Figura 5.19: Microfotografías de las muestras en microscopio electrónico de barrido: (1) PAF44-7: Pelita verde de Arroyo Coronilla. Se observan dominios C-C y C-B. (2) PAF44-7: Arcillas identificadas en EDAX como illita. Se observan dominios C-C. (3) PAF44-7: Clorita ferrosa: Chamosita. (4) PAF44-6: Corrensita (clorita/esmectita) identificada en EDAX (Anexo IV). (5) PAF44-6: Arcillas identificadas como illita en EDAX (Anexo IV). Se observan arreglos de dominios CC y CB. (6) Ampliación de la microfotografía (5), observando dominios C-C y una alternancia de arcillas (illita) y minerales detríticos (principalmente cuarzo). Nota: CC: cara-cara, CB: cara-borde.

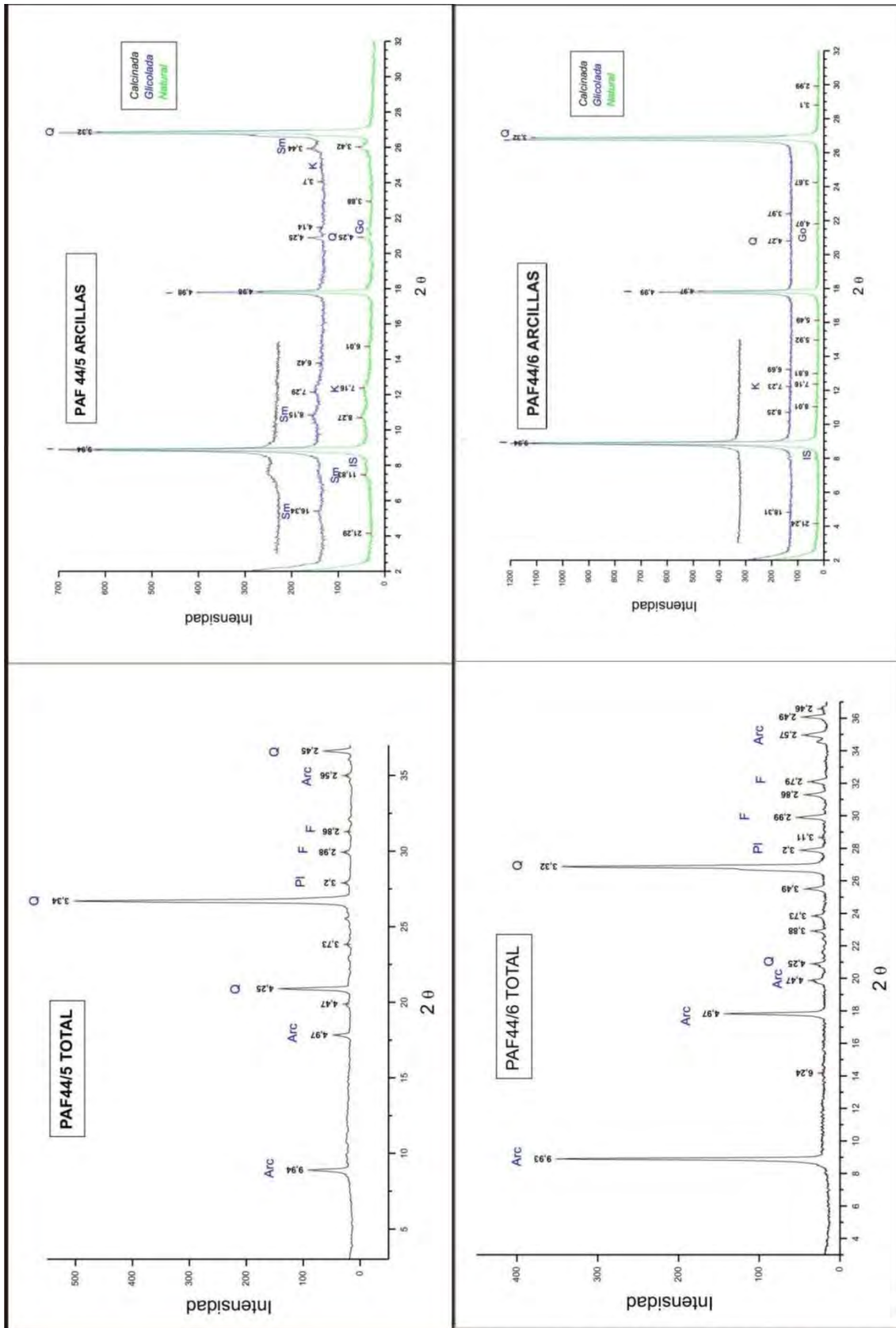


Figura 5.20.A: Difractogramas de roca total y de fracción arcilla de las facies pelíticas del Mb. Arroyo del Junquito: Muestra 293: pelitas rojizas (facies-FI); Muestra 261: pelitas verdes (HI-w). Corresponden a los afloramientos PAF32 y PAF35, respectivamente. Referencia: Q: cuarzo, F: feldespato, Pl: plagioclasa, Arc: arcilla; I: illita, K: caolinita, C: clorita Sm: esmectita, IS: illita/esmectita, Go: goethita.

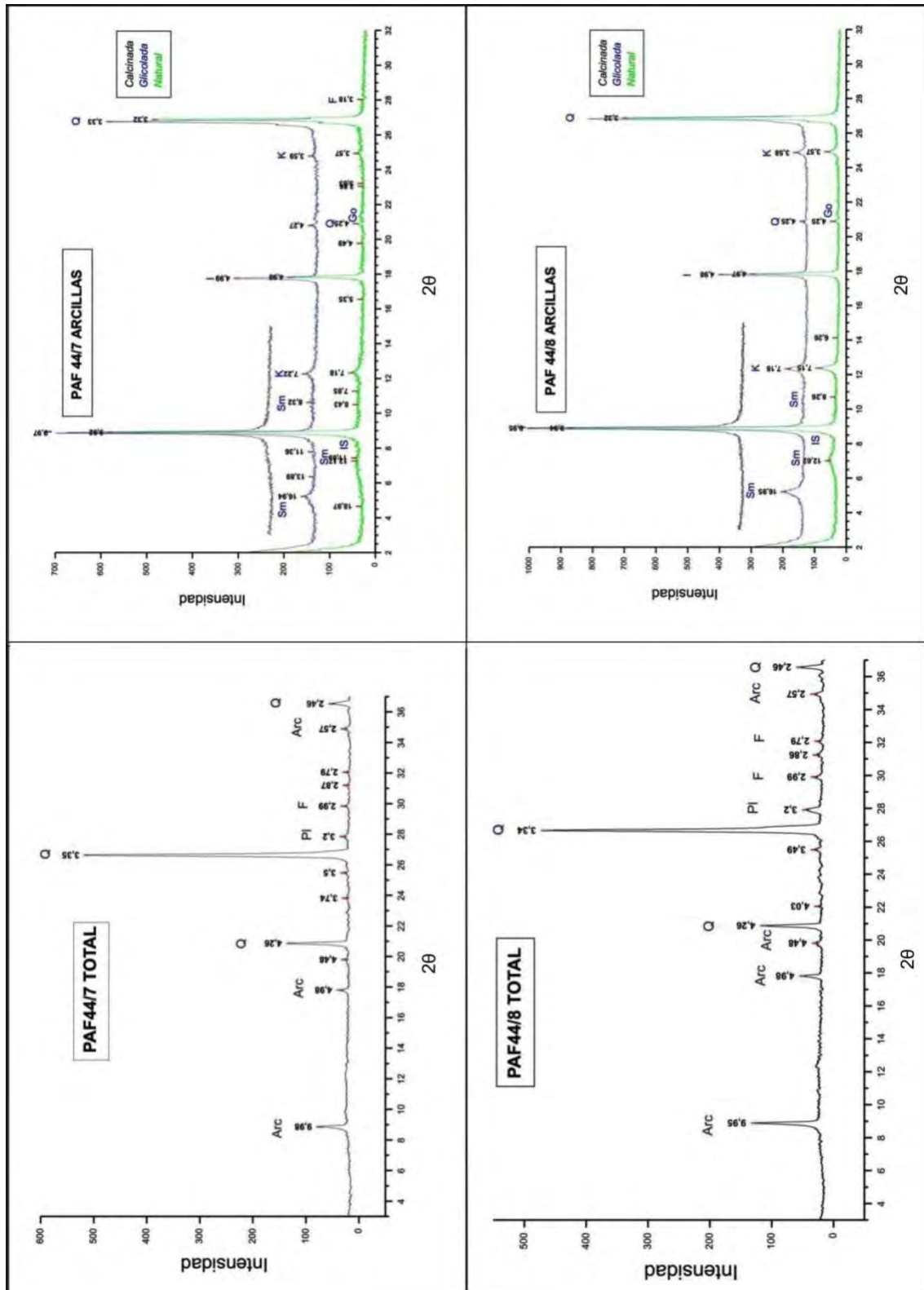


Figura 5.20.B: Difractogramas de roca total y arcillas de las facies pelíticas: Muestra 262: pelitas verdes (HI-w); Muestra 263: facies heterolíticas (H). Referencia: Q: cuarzo, F: feldespato, Pl: plagioclase, Arc: arcilla; I: illita, K: caolinita, C: clorita Sm: esmectita, IS: illita/esmectita, CS: clorita/esmectita.

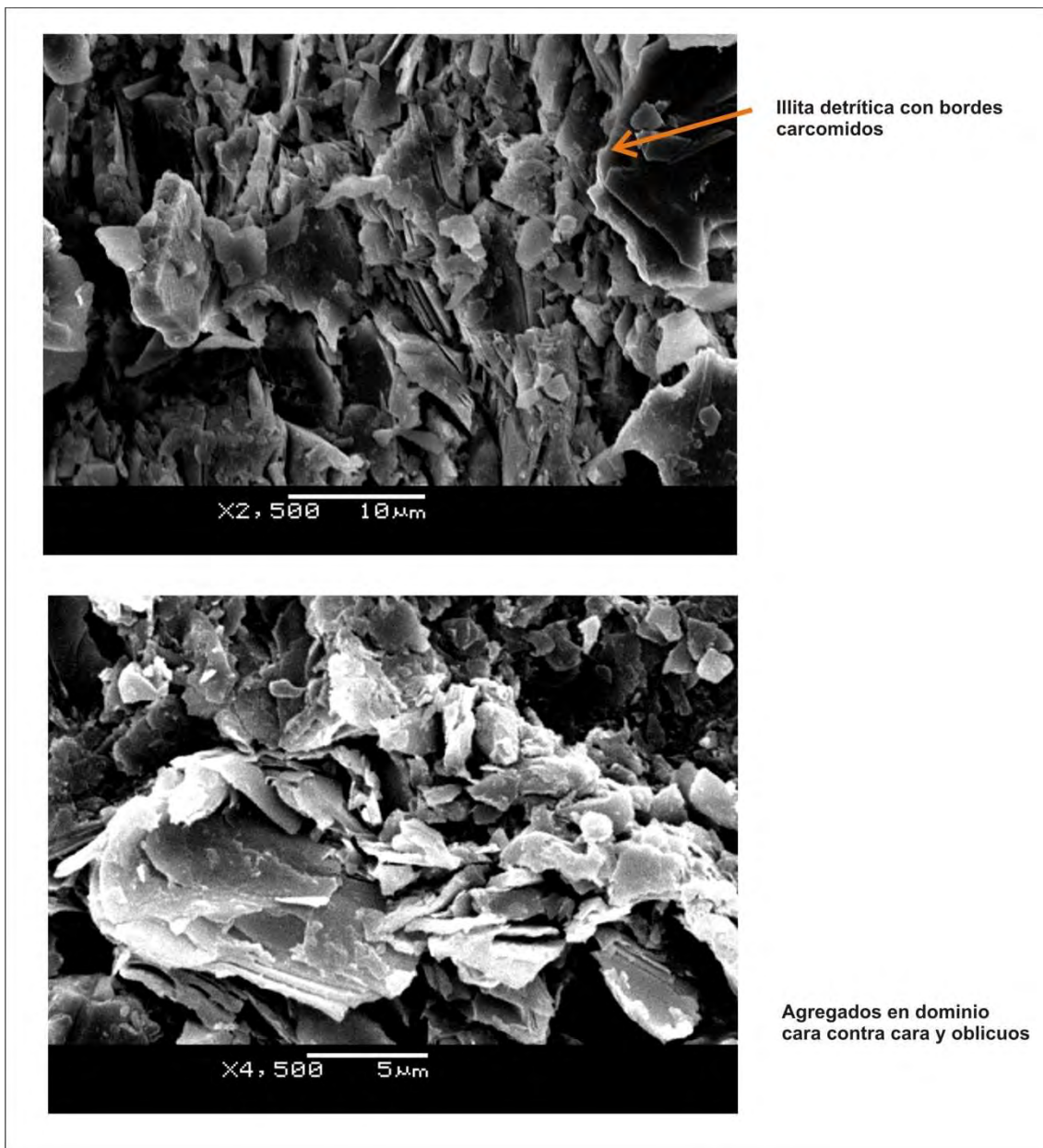


Figura 5.21: Microfotografía de las muestras (1) PAF44-6: pelitas del Ao. Coronilla, observando illita detrítica con bordes carcomidos como se señala con la flecha; (2) PAF291: limolita ferruginosa de Cantera Imhoff, observando agregados en dominio cara contra cara y oblicuos típicos de la Clorita; indicando condiciones de diagénesis moderada. Análisis EDAX en Anexo IV.

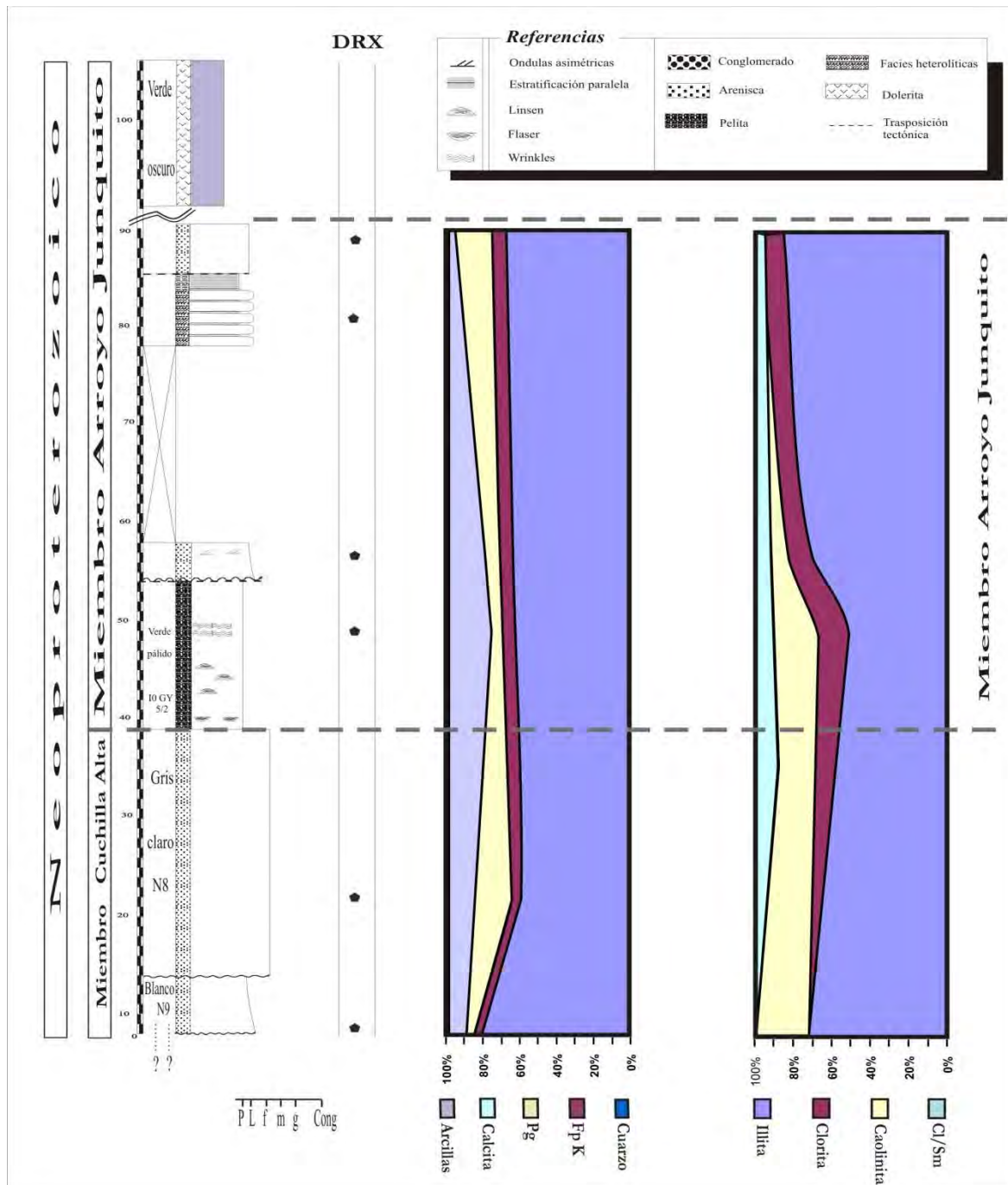


Figura 5.22: Estratotipo de miembro pelítico: *Miembro Arroyo del Junquito* (MAJ) sobreyacente al *Miembro Cuchilla Alta* (MCA), donde se observa la transición gradacional. Se observa la variación mineralógica desde las facies psamíticas (MCA) a las facies pelíticas (MAJ), aumentando el contenido de arcillas en la base del miembro pelítico, donde se observa un pico de Clorita + Caolinita.

Ref. Granulometría: P: arcilla, L: limo, f: arena fina, m: arena media, g: arena gruesa, Cong: conglomerado.

Ref. Abreviaciones: Pg: plagioclasa, FpK: feldespato potásico; Cl/Sm: clorita-esmectita

PAF44: Perfil de Arroyo Coronilla															
Roca Total										Arcilla					
Numero	Litología	Composición								Composicón					
		Q	Feldesptos		Carbonatos			Px	Arci	I	Cl	K	Sm	C/S	I/S
			FpK	Pg	Ca	Dol	Sid	Cpx							
PAF44-1	wake	MA	ME	ME	—	—	—	—	M	80	—	12	7	—	T
PAF44-2	pelita micácea	MA	ME	ME	—	—	—	—	M	80	—	10	10	—	T
PAF44-3	arenisca fina	MA	ME	E	—	—	—	—	M	71	—	18	19	—	T
PAF44-4	arenisca	MA	E	E	—	—	—	—	M	76	—	17	6	T	T
PAF44-5	pelita verde	MA	E	E	—	—	—	—	E	82	—	3	4	—	T
PAF44-6	pelita gris	MA	ME	ME	—	—	—	—	M	98	—	—	T	T	T
PAF44-7	arenisca	MA	ME	E	—	—	—	—	E	77	—	16	5	T	T
PAF44-8	arenisca	MA	ME	E	—	—	—	—	M	78	—	14	8	—	T

EA (Extremadamente Abundante): 80 - 100 %

MA (Muy Abundante): 80 - 50 %

A (Abundante): 50 - 30 %

M (Moderado): 30 - 15%

E (Escaso): 15 - 5 %

ME (5 - 1%)

T (Traza): < 1%

Tabla 5.3: Abundancia relativa de minerales principales y arcillas para las facies psamíticas y pelíticas en el paraestratotipo de Arroyo Coronilla (% relativo, método semicuantitativo). Referencia de las abreviaciones: Q cuarzo, FpK feldespato potásico, Pg plagioclasa, Ca calcita, Dol dolomita, Sid siderita, Cpx clinopiroxeno, Arci arcilla. I illita, Cl clorita, K caolinita, Sm esmectita, C/S clorita-esmectita, I/S illita-esmectita.

Perfil: Cantera Imhoff y Afloramientos suprayacentes															
DIFRACTOMETRIA DE RAYOS X															
Roca Total										Arcilla					
Numero	Litología	Composición								Composición (%)					
		Q	Feldesptos		Carbonatos			Px	Arci	I	Cl	K	Sm	C/S	I/S
			FpK	Pg	Ca	Dol	Sid	Cpx		%	%	%	%	%	%
PAF293	Conglomerado	MA	E	E	_	_	_	_	M	87	_	13	_	_	_
PAF292	Arenisca	MA	E	E	_	_	_	_	M	93	_	T	6	_	_
PAF291	Pelita	MA	E	E	_	_	_	_	M	77	_	28	_	_	_
PAF271	Limolita	MA	_	_	_	_	_	_	E	92	_	T	T	_	T
PAF272	Arenisca lim.	MA	E	E	_	_	_	_	E	88	_	12	_	_	_
PAF273	Arenisca fina	MA	E	E	_	_	_	_	M	97	T	3	T	T	T
PAF274	Arenisca lim.	MA	E	E	_	_	_	_	M	75	_	22	3	_	_
PAF275	Arenisca	MA	E	E	_	_	_	_	M	87	_	13	T	_	_
PAF35-1	Arenisca m.	MA	ME	ME	_	_	_	_	E	72	_	28	_	_	_
PAF261	Pelita	MA	ME	E	_	_	_	_	A	50	21	17	12	_	_
PAF262	Pelita verde	MA	E	E	_	_	_	_	M	68	15	10	7	_	_
PAF263	F heteroliticas	MA	E	M	_	_	_	_	ME	85	10	_	5	_	T

EA (Extremadamente Abundante): 80 - 100 %	MA (Muy Abundante): 80 - 50 %	A (Abundante): 50 - 30 %	M (Moderado): 30 - 15%
E (Escaso): 15 - 5 %	ME (5 - 1%)	T (Traza): < 1%	

Tabla 5.4: Abundancia relativa de minerales principales y arcillas para las facies psamíticas y pelíticas en Cantera Imhoff y las facies pelíticas suprayacentes (% relativo, método semicuantitativo). Ver referencias de las abreviaciones en Tabla 5.2, arriba.

5.4.- PETROGRAFÍA DE LAS FACIES CARBONÁTICAS

Aquí se describen la petrografía de la asociación de facies de rampa carbonática (AF4), la cual está conformada por:

(a) Lr: Ritmitas marga/pelita:

En los ritmitos se observa una fina laminación arcillita/limolita, donde las bandas de tamaño de grano limo presentan granos de cuarzo con alteración de los bordes a óxido de hierro. Se observan clastos de carbonato (calcita). Son frecuentes los óxidos de hierro de tipo hematítico y presentan cantidades importantes de materia orgánica y estilolitos argilíticos (Lámina 5.4.A).

(c) Lm: Margas y Calizas margosas:

Predominan las margas (35-65% de caliza) y calizas margosas (65-90% de caliza); y no se observan calizas *sensu stricto* (90% de caliza); de acuerdo con la clasificación de Vatan (1967) y basado en análisis petrográficos con comparadores visuales. Texturalmente se pueden clasificar como Grainstones (clasto-soportadas) según la clasificación de Dunham (1962) para rocas carbonáticas de origen no biogénico (Fig. 23). Se reconoce una textura intercrystalina según la definición de Choquette & Pray (1970) (Figs. 24). Están compuestas por calcita automorfa, material calcáreo de grano fino, terrígenos bastante abundantes y con importante contenido de materia orgánica; con óxido de hierro (hematita) y sulfuro de hierro (pirita).

En la fotografía del corte petrográfico de la Lámina 5.4.B (fotos 3.a y 3.b), se observan vestigios de materia orgánica. En algunas muestras (p.ej. fotografía 2 de Lámina 5.4.B) se reconoce una alternancia de niveles con mayor y menor contenido de materia orgánica; donde los niveles con mayor cantidad de materia orgánica están asociados a la presencia de pirita.

Perfil: Cantera Heide															
DIFRACTOMETRIA DE RAYOS X															
Roca Total										Arcilla					
Numero	Litología	Composición (%)								Composición (%)					
		Q	Feldesptos	Carbonatos			Px	Arci		I	Cl	K	Sm	C/S	I/S
		FpK	Pg	Ca	Dol	Sid	Cpx			%	%	%	%	%	%
PAF3-0	Arenisca	MA	E	E	—	—	—	—	M	50	21	17	12	0	0
PAF3-1	pelita negra	MA	ME	E	—	—	—	—	M	82	0	12	6	0	0
PAF3-2	pelita gris	A	E	E	—	—	—	—	M	68	26	0	6	0	T
PAF3-3	ritmito	MA	ME	E	A	—	T	—	E	45	55	0	0	0	0
PAF3-4	ritmito	MA	E	E	ME	—	T	—	M	60	26	0	14	T	T
PAF3-5	caliza gris	E	ME	E	MA	—	T	—	E	57	19	0	5	19	0

EA (Extremadamente Abundante): 80 - 100 % MA (Muy Abundante): 80 - 50 % A (Abundante): 50 - 30 % M (Moderado): 30 - 15%
E (Escaso): 15 - 5 % ME (5 - 1%) T (Traza): < 1%

Tabla 5.5: Abundancia relativa de minerales principales y arcillas (% relativo) para las facies carbonáticas en Cantera Heide y facies silicoclásticas infrayacentes (muestras PAF3-0, PAF3-1). Referencia de las abreviaciones: Q cuarzo, FpK feldespato potásico, Pg plagioclasa, Ca calcita, Dol dolomita, Sid siderita, Cpx clinopiroxeno, Arci arcilla. I illita, Cl clorita, K caolinita, Sm esmectita, C/S clorita-esmectita, I/S illita-esmectita.

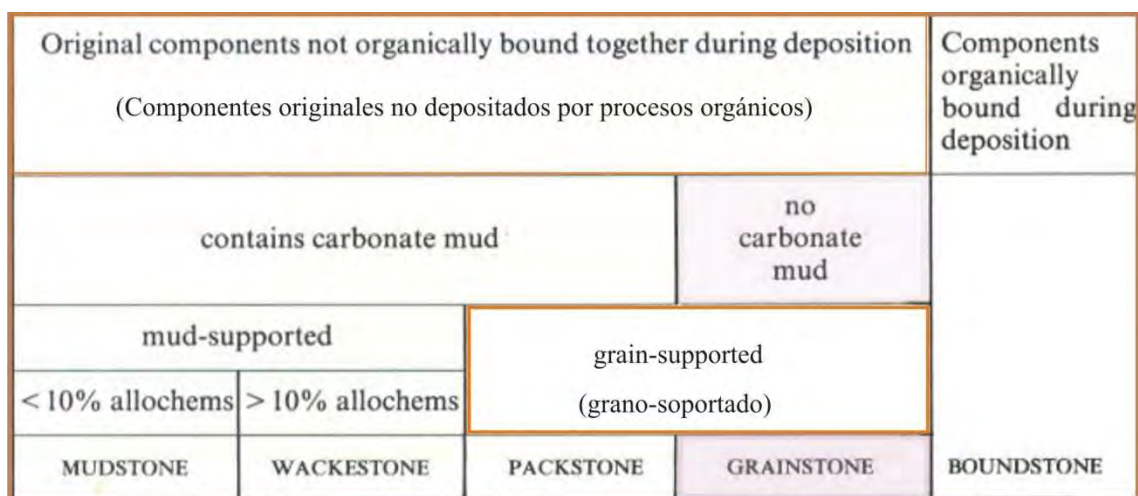


Figura 5.23: Clasificación de calizas de acuerdo con Dunham (1962). Se señala en este cuadro los campos de clasificación para la facies **Cm**: (Grainstone).

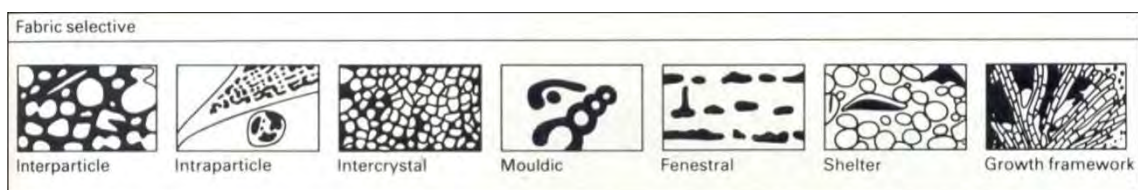


Figura 5.24: Tipos de porosidad de fábrica selectiva, de acuerdo con Choquette & Pray (1970).

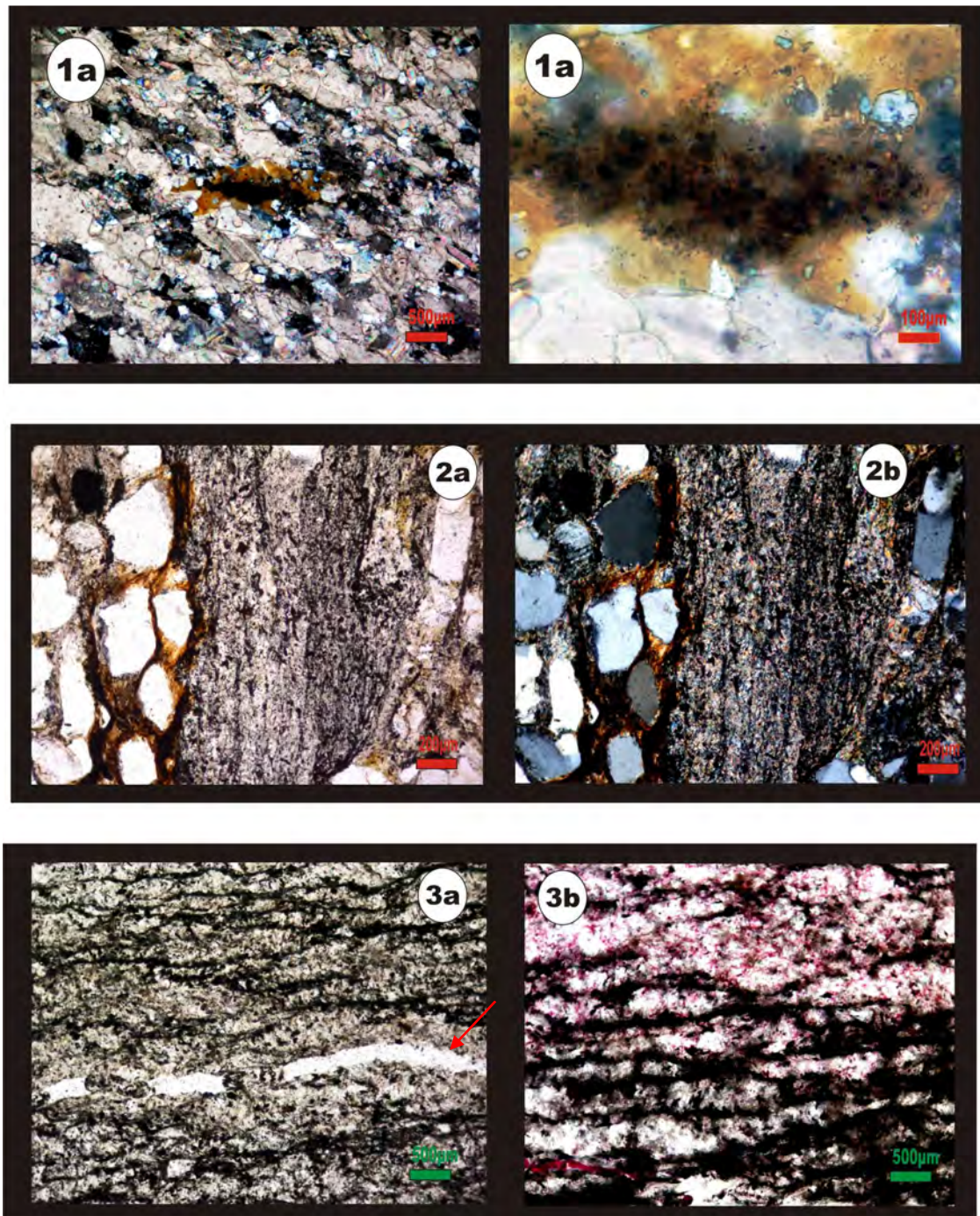


LÁMINA 5.4.A:

Petrografía de Facies Carbonáticas

Cortes petrográficos correspondientes a las facies carbonáticas: 1a: Roca carbonática de Cantera Heide (PAF3): marga de facies **Lm**. 1b: Detalle de un agregado de hematita que presenta formas similares y confundibles con estructuras orgánicas. 2a: Ritmito marga-pelita (facies **Lr**) de Cantera Heide. 2b: Muestra (2a) vista con luz polarizada. 3a: Pelita que se intercala con los carbonatos (facies **FI**); se señala estilolito de calcita. 3b: Muestra (3a) vista con luz polarizada.

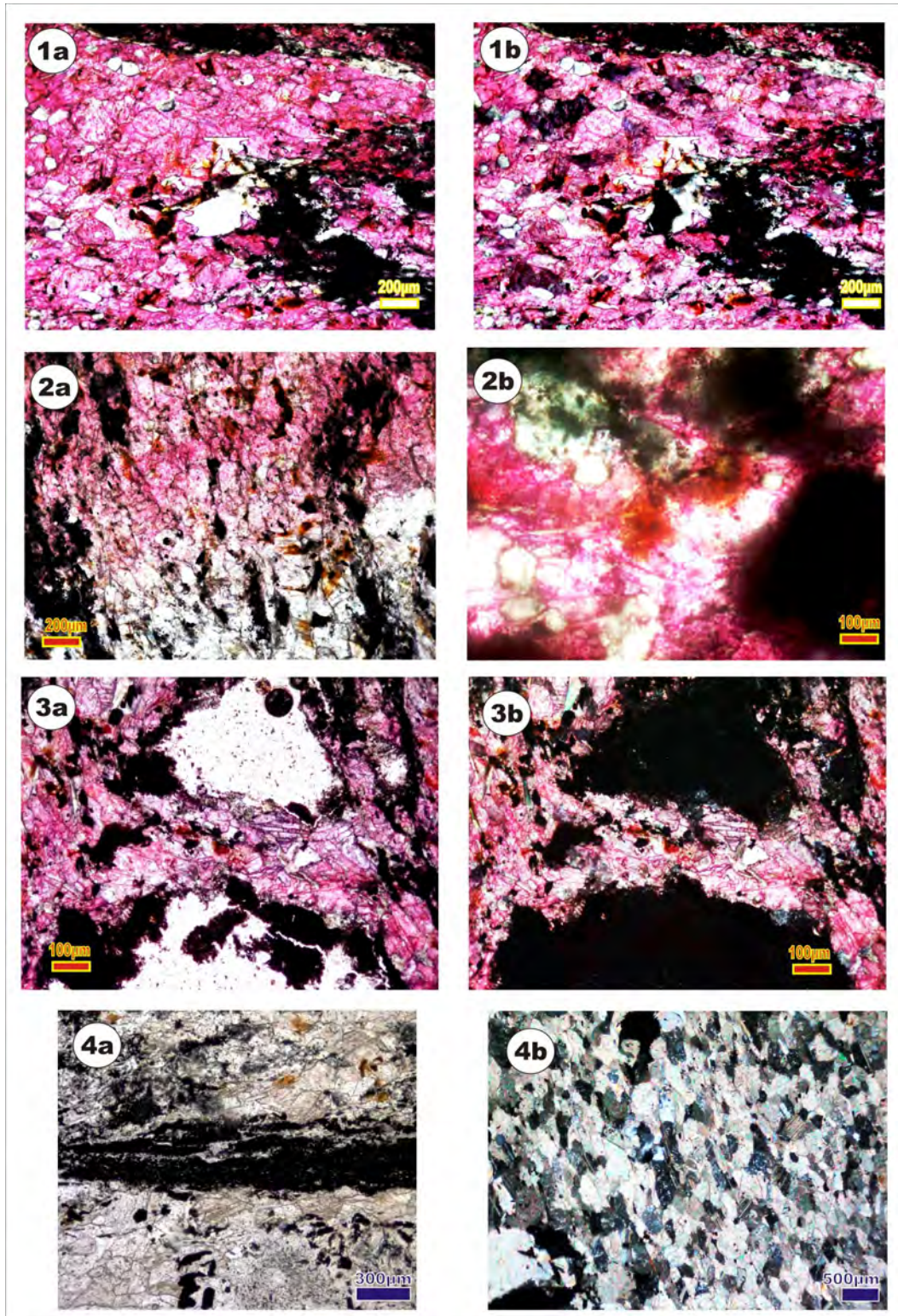


LÁMINA 5.4.B: Petrografía de Facies Carbonáticas

Cortes petrográficos de las facies carbonáticas: 1a: Lámina teñida de Caliza (Lm) donde se observa calcita, abundante materia orgánica y cristales de pirita; 1b: Muestra (1a) vista con luz polarizada. 2a: Se muestra el carbonato en un borde donde se observa la calcita teñida y sin teñir (Lm); 2b: Ampliación con aumento 40x de materia orgánica piritizada. 3a: Caliza margosa con tinción de la calcita (Lm), 3b: Muestra (3a) vista en luz polarizada. 4a: Láminas con mayor y menor contenido de materia orgánica. 4b: Caliza donde se puede observar la textura grano-soportada (Grainstone).

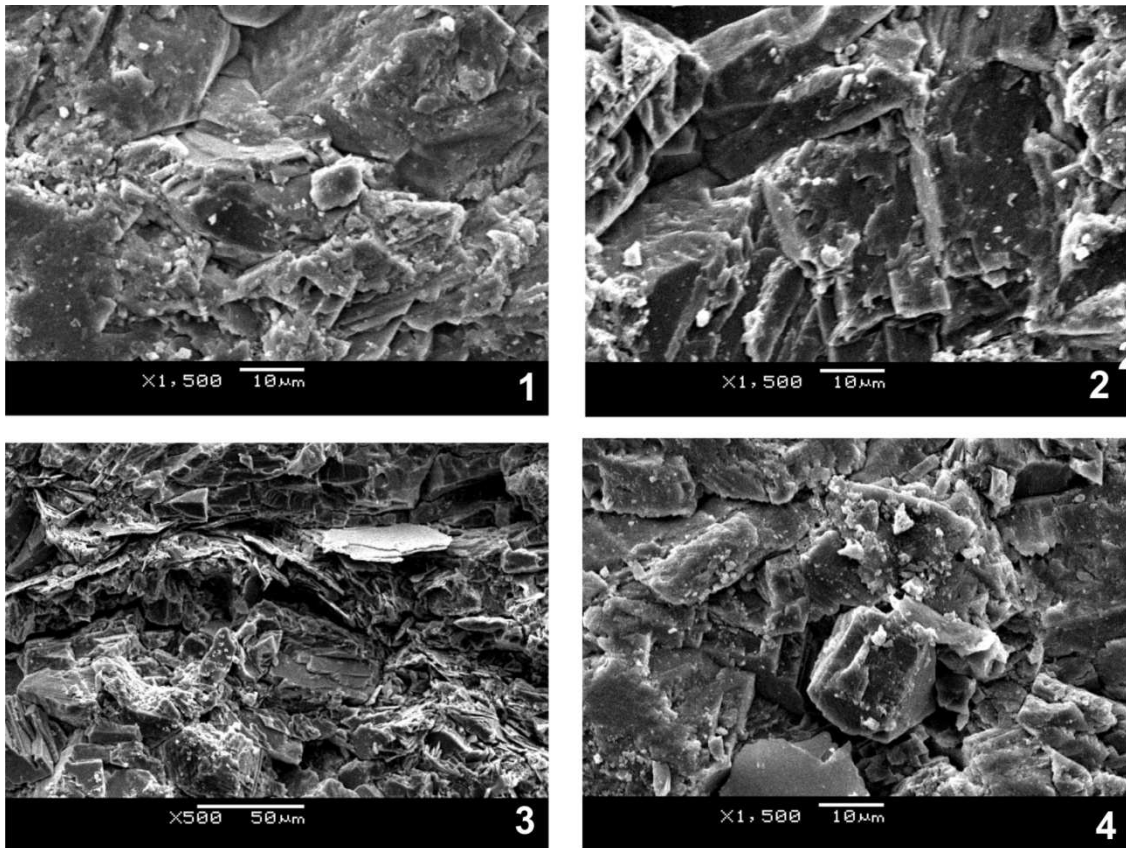


Figura 5.25: Microfotografías de las calizas margosas típicas del Mb Arroyo de la Tuna (PAF3-4 y PAF3-5). Se observa el típico hábito de la Calcita (microfotografías 1, 2, 4). En la fotografía 3 se aprecia la alternancia de calcita y minerales de arcilla. Análisis EDAX en Anexo IV-(ii).

Se realizaron estudios en microscopio electrónico de barrido (MEB) y análisis EDAX de las rocas calcáreas, donde se observa la calcita automorfa con su clivaje en cruz y hábito característico. Es fundamental la comprobación de la composición de este carbonato para la determinación de esta facies sedimentaria, ya que su pequeño tamaño no permitía observaciones petrográficas precisas. La calcita se presenta casi siempre pura, y pocas veces con algo de hierro (MEB: Fig. 25 y EDAX: Anexo IV. ii). La microfotografía de la calcita observada comprueba su origen sedimentario ya que se preservan los clivajes originales. También se detectó la presencia de illita en EDAX, probablemente de origen diagenético. Las observaciones petrográficas y la valoración de abundancia relativa a partir de los análisis semicuantitativos de rayos X (Figs. 5.26, 5.27, 5.28 y 5.29; tabla 5.4) confirman la composición mineralógica de margas y calizas margosas. Estos resultados son ilustrados en el perfil de la Fig. 5.30 (% mineralógico en tabla 5.5), donde se observa un máximo en la abundancia relativa de la calcita, correspondiente a las facies **Lm** y se expresa la ritmicidad (facies **Lr**: ritmitos marga-pelita).

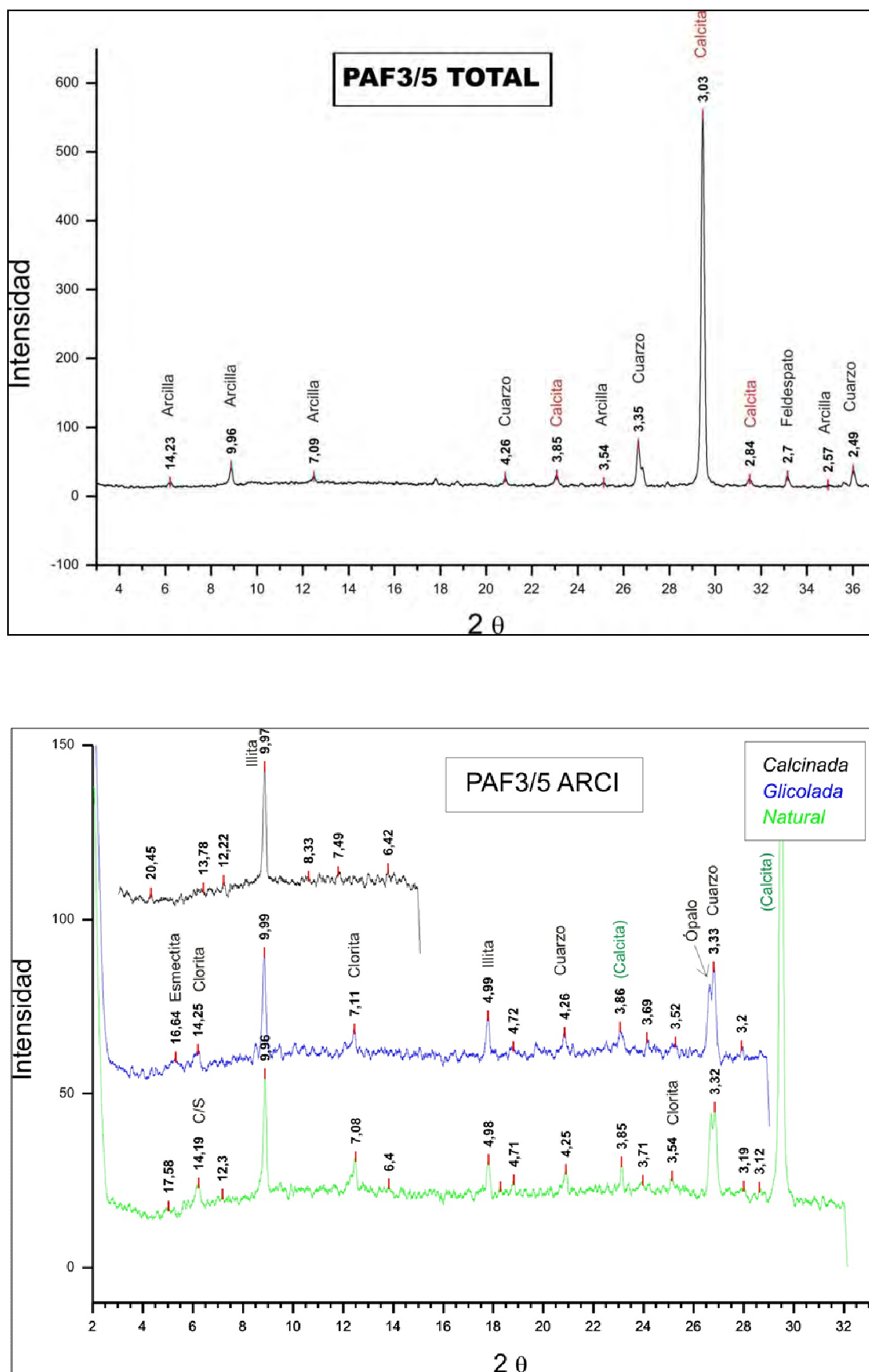


Figura 5.26: Difractograma de roca total (arriba) y arcillas (abajo) para una muestra de caliza del Mb. Arroyo de la Tuna. Nótese que en el diagrama inferior se exagera el eje vertical prescindiendo del pico de mayor intensidad de la calcita para la mejor identificación de las arcillas.

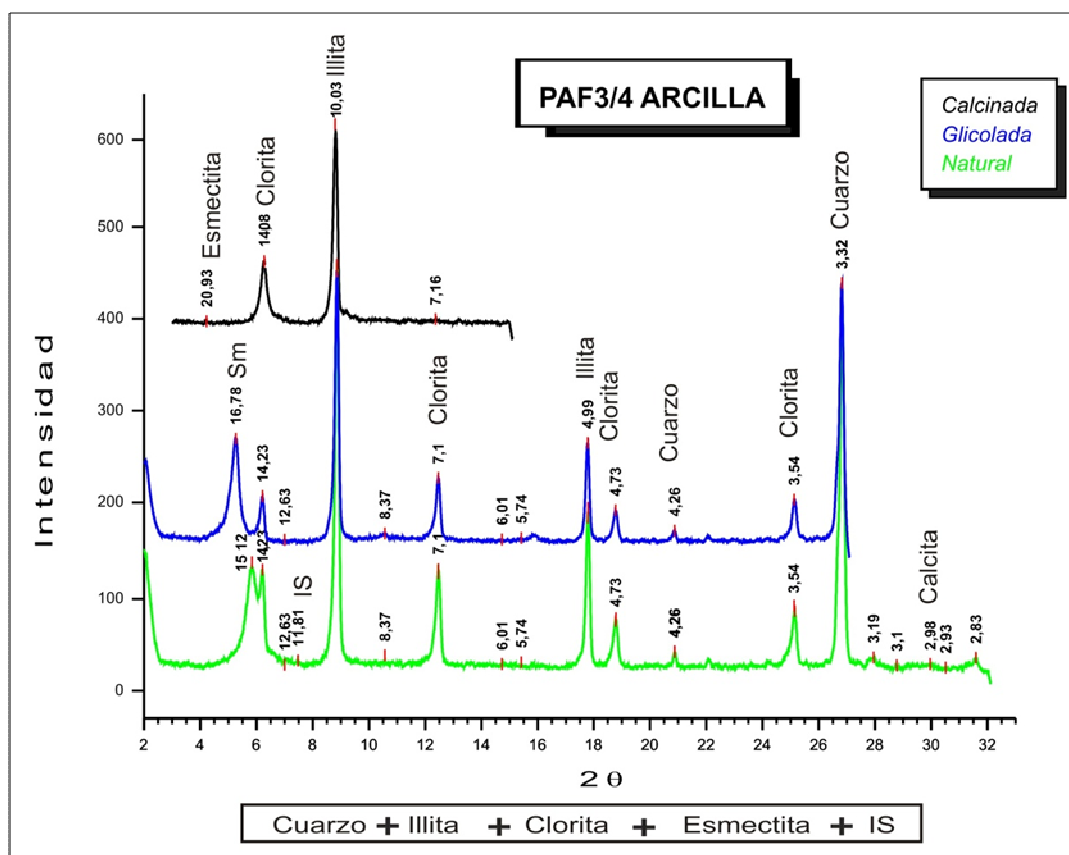
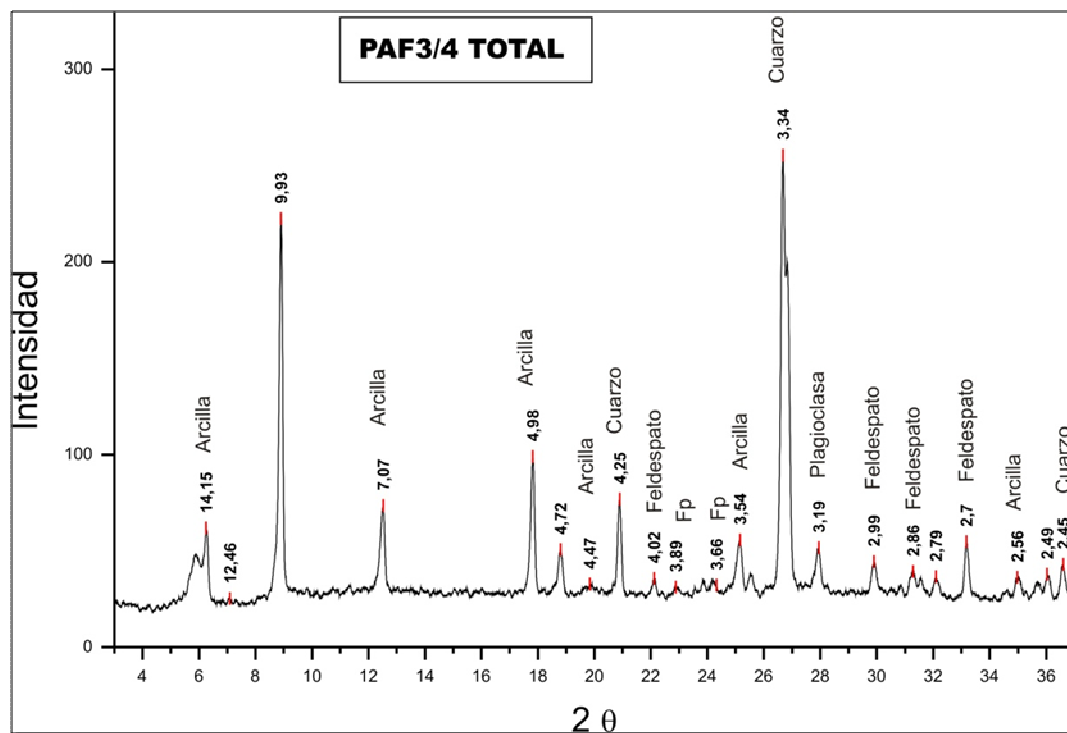


Figura 5.27: Difractograma de muestra de roca total (arriba) y arcilla (abajo) de ritmito pelita/caliza del Mb. Arroyo de la Tuna.

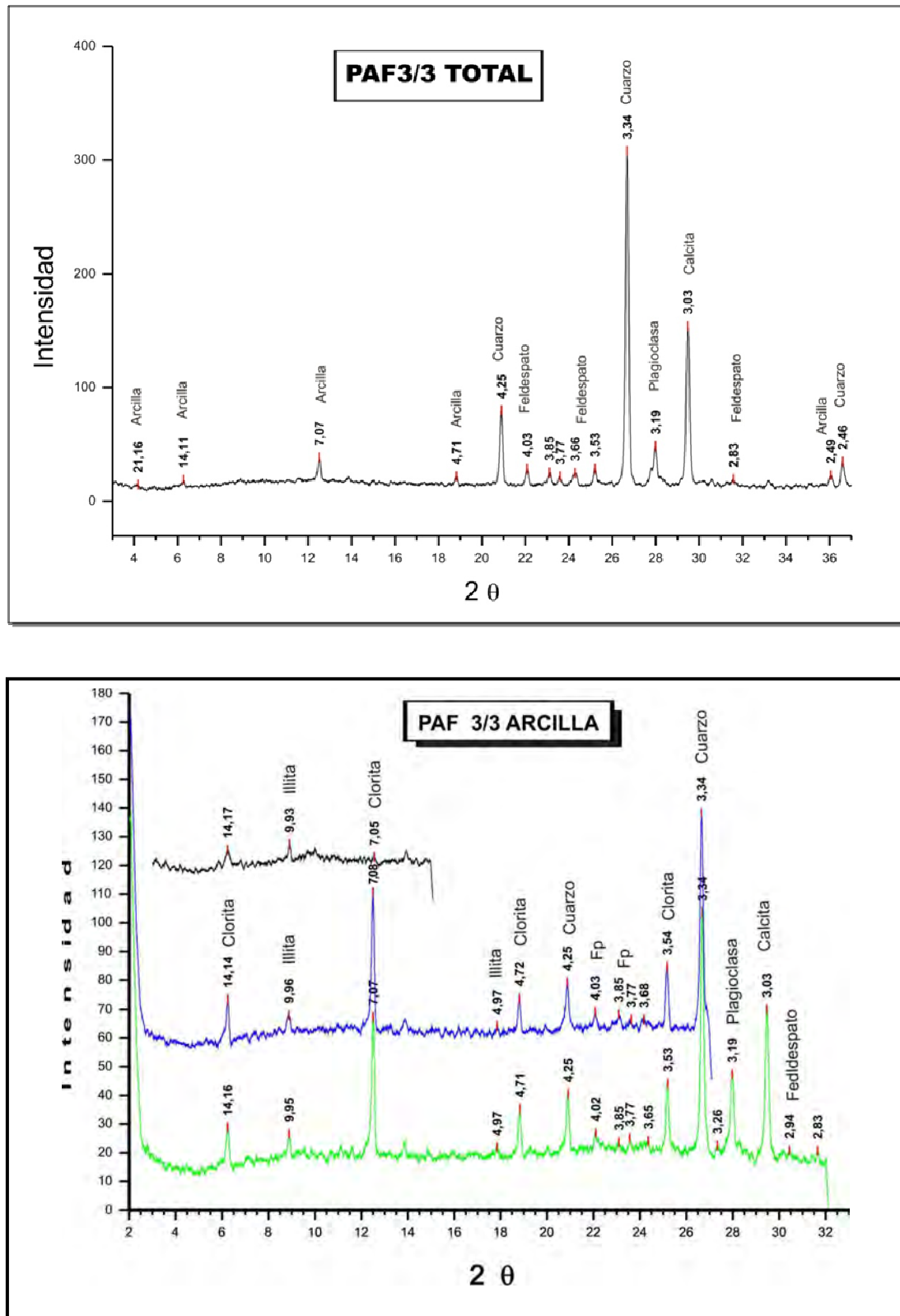


Figura 5.28: Muestra de roca total de ritmito del miembro carbonático, con mayor contenido de calcita. Difractogramas de roca total (arriba) y arcillas (abajo).

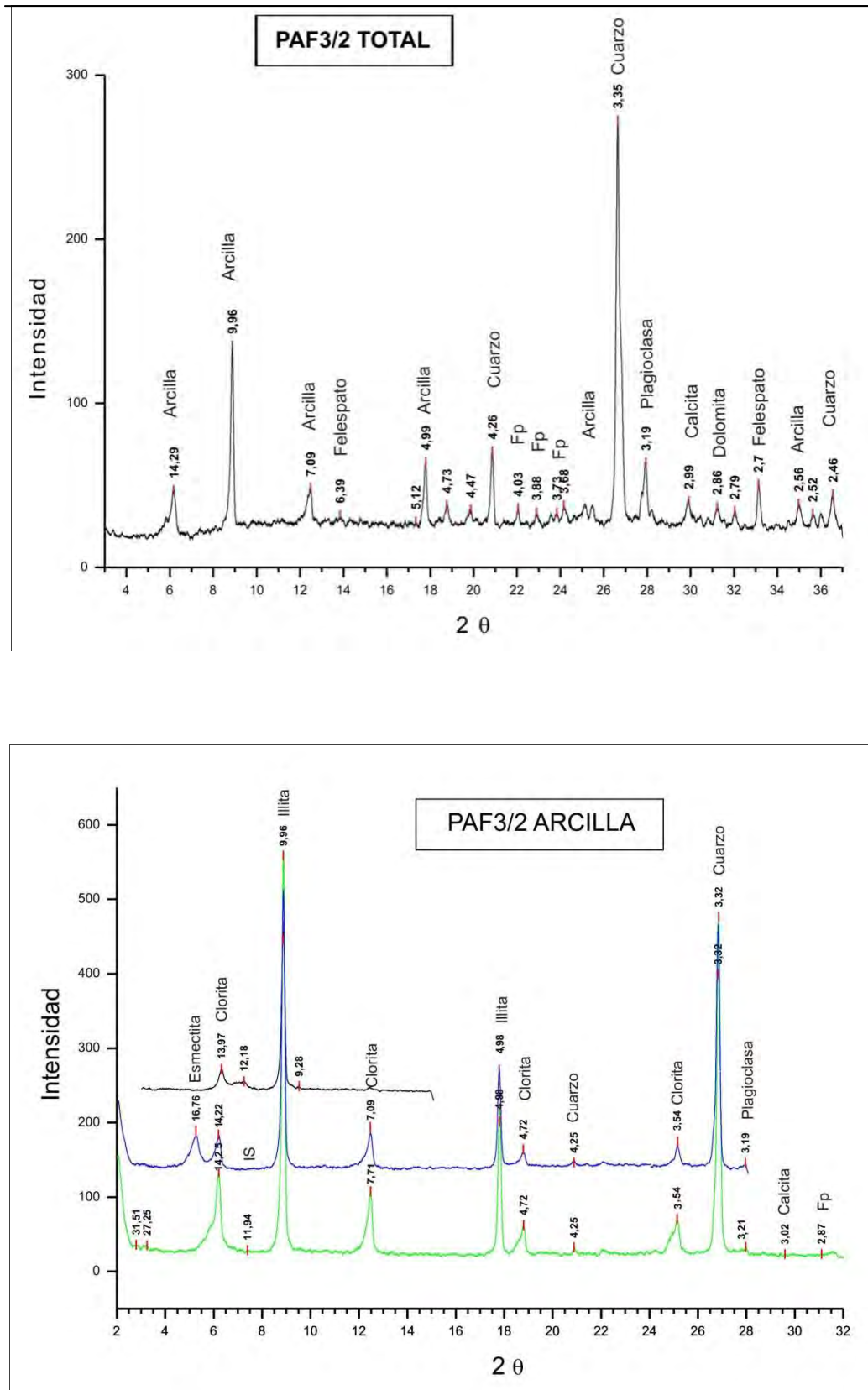


Figura 5.29: Difractograma de roca total (arriba) y arcillas (abajo) de muestra de arcilla pelita gris del Mb. Arroyo La Tuna.

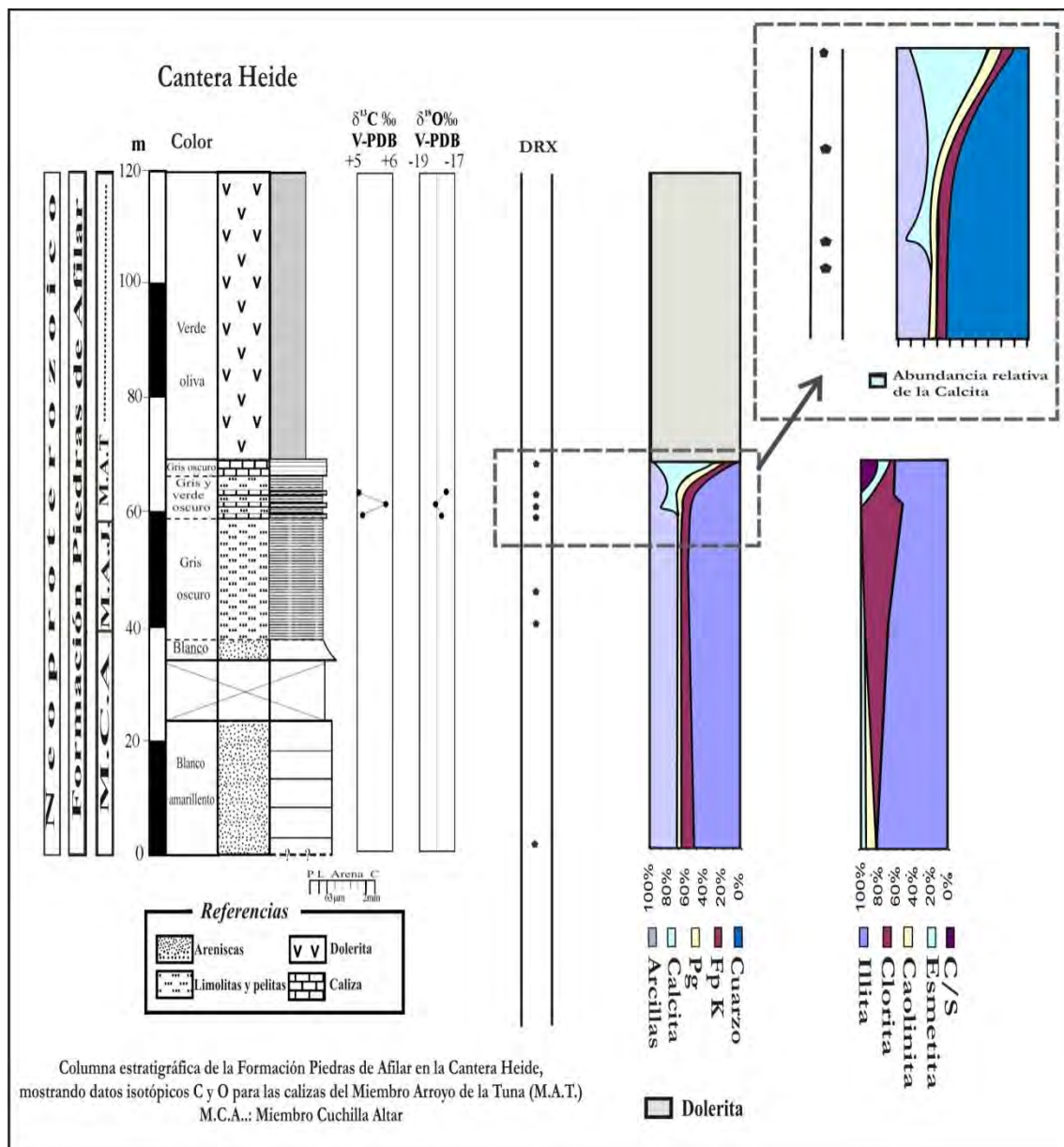


Figura 5.30: Abundancia relativa de la composición mineralógica de las facies del estratotipo del Mb. Arroyo de la Tuna (MAT). Representación de la mineralogía de las arcillas y minerales principales.

D: Esta facies carbonática está compuesta por dolomías silicificadas. Probablemente la silicificación podría haber sido ocasionada por el metamorfismo de contacto impuesto por las rocas doleríticas circundantes. Otra explicación es que la silicificación podría ser producto de una diagénesis tardía (telogénesis), como ocurre en las dolomías silicificadas de Fm. Villa Mónica (Gómez Peral, 2008). La telodiagénesis habría causado dedolomitización y remplazo de dolomita por sílice. Se observa una textura clástica heredada, con relictos de carbonatos que fueron identificados como dolomíticos en los cortes petrográficos teñidos (Miller, 1997) y en las microfotografías (Lámina 5.5); hecho confirmado en difracción de rayos X que evidencian la presencia de dolomita escasa y calcita ausente. Presenta muy escaso contenido de arcillas debido a la fuerte diagénesis, determinado como clorita e illita (difractogramas de Fig. 5.31).

La textura estilolítica con cuarzo microcristalino o chert, a veces produce un aspecto similar a la textura *chicken wire* (Lámina 5.5: foto 3) típica de las evaporitas (descrita por Tucker *et al.*, 2003), pero composicionalmente son muy diferentes. Se observó además una laminación de tipo microbiana que sugiere una laminación estromatolítica, aunque esto no se ha comprobado.

En la muestra analizada en MEB-EDAX se detectó un importante contenido de Mg; y se constató la presencia de dolomita, ya identificada en DRX y evidenciada en los cortes petrográficos teñidos. Se recurrió a la toma de una imagen *backscattered* (Fig. 5.32), donde se identificó una zona de mayor densidad asociada a **dolomita + sílice**.

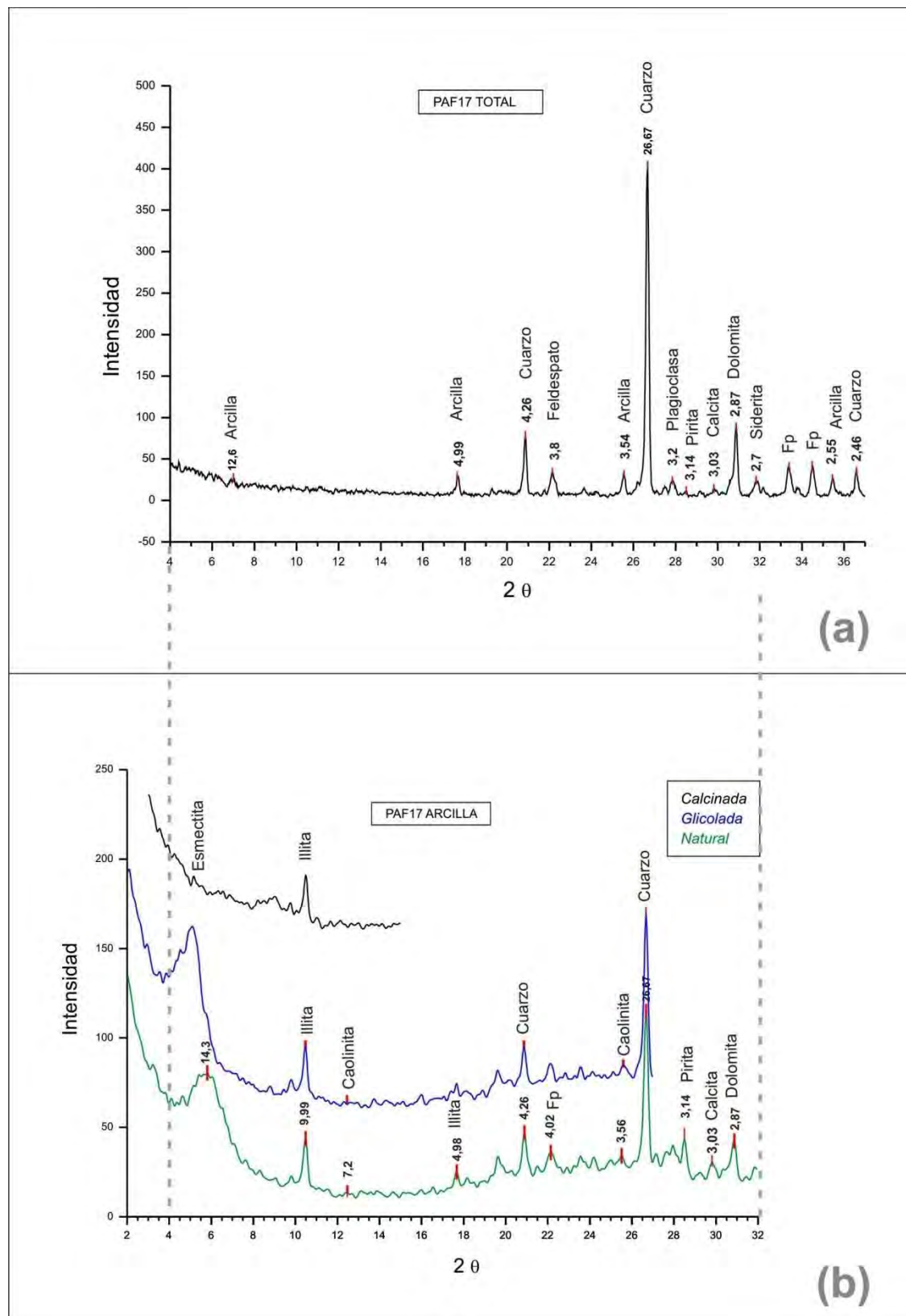


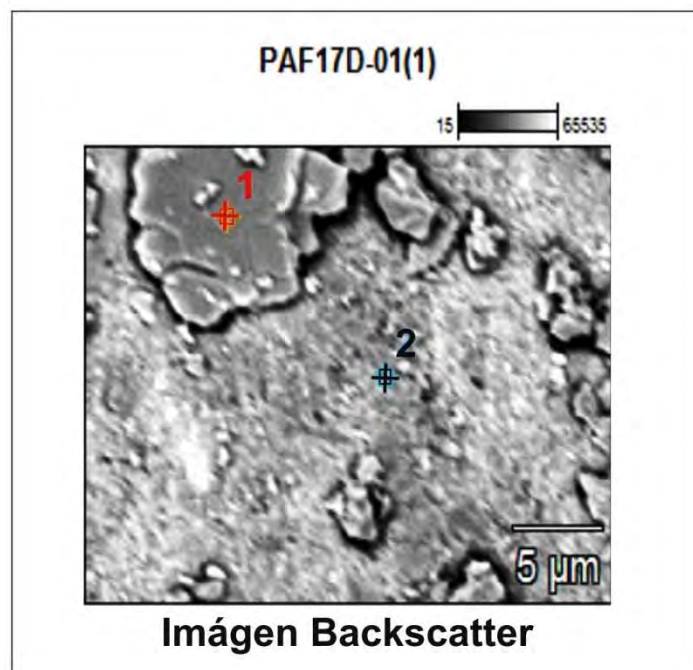
Figura 5.31: Difractogramas de roca total y fracción arcilla de dolomía silicificada (litofacies D)



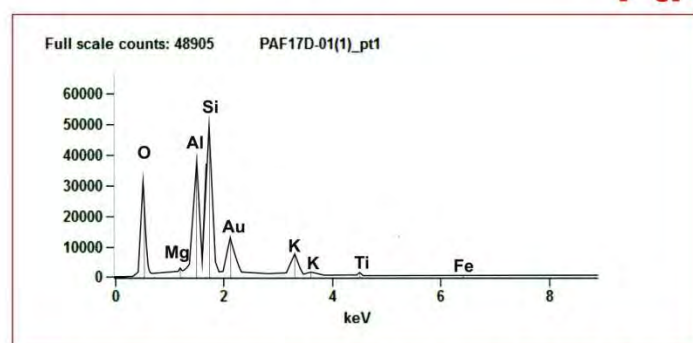
LÁMINA 5.5:

Petrografía de la Facies de Dolomía Silicificada

Facies de dolomía silicificada (**D**): 1a: Laminación estilolítica en muestra de dolomita silicificada. 1b: Muestra (1a) vista con luz polarizada. 2a: Laminación microbiana (¿?) en muestra de dolomita silicificada; 2b: Ampliación de estilolito con bordes de materia orgánica. 3: Silicificación donde los estilolitos de chert y cuarzo conforman una textura en forma de “red”, de aspecto similar a la “chicken wire”. 4: Laminación observada a nivel de afloramiento.

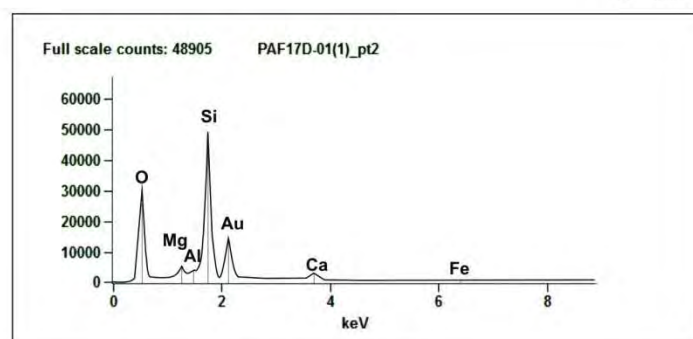


Pt.1



Illita: montmorillonita (sustitución parcial de Al por Mg)

Pt.2



Dolomita + Sílice

Figura 5.32: Muestra de dolomía silicificada: Imágen *backscattered* con 2 análisis EDAX. Nota: Se determinó illita (minerales de menor densidad) y dolomita mezclada con sílice (mayor densidad).

5.5.- DOLERITAS

Si bien no forman parte de la Fm. Piedras de Afilas y son posteriores (edades K-Ar: 382 ± 11 Ma, Cingolani *et al.*, 1990a), las doleritas están muy íntimamente ligadas a la secuencia sedimentaria, interdigitándose entre los tres miembros sedimentarios e imponiendo una intensa diágenesis e incluso un metamorfismo de contacto de muy bajo grado en las pelitas. Por ello, se cartografían junto con las sedimentitas (mapa Fig. 3.3, Cap.3) y se detalla la ubicación del área de afloramiento (mapa Fig. 4.3, Cap.4).

Integrando las observaciones realizadas por Cingolani *et al.* (1990a) y las realizadas aquí, se describe aquí la petrografía de los dos tipos de doleritas presentes: microgranudas y granudas:

(A) Granudas: Presentan textura fanerítica con cristales de plagioclasa, en una matriz de anfíboles y piroxenos). Los anfíboles (Actinolita) en forma de agregados columnares presentan inclusiones de epidoto y plagioclasa. Los piroxenos (Augita) se encuentran muy alterados. Se observan opacos de forma euhédrica, en ocasiones enramados: rutilo y leucoxeno probablemente de alteración. Aparece biotita ferrificada como mineral de alteración. Se observan núcleos de piroxeno, dentro de anfíboles y los piroxenos están uralitizados (alteración a anfíbol: variedad de actinolita). Es común que la augita se altere a tremolita-actinolita por hidrotermalismo (o metamorfismo de contacto).

(B) Microgranudas: Presentan textura subofítica: plagioclasa en una matriz de anfíbol, con núcleos piroxénicos. Se observan además granos de cuarzo y feldespato potásico (aunque escasos). Los opacos (rutilo, leucoxeno) son de mayor tamaño que en (A).

Las rocas (A) y (B) son clasificadas en el triángulo composicional QFP: Cuarzo / Feldespato potásico / Plagioclasa (Streckeisen, 1976) como **doleritas** por su alto contenido de plagioclasa (valores normalizados entre 80-90%).

5.6.- DIAGÉNESIS EN LAS PELITAS

Los principales estudios de diagénesis están basados en los análisis de difracción de rayos X. Se midieron los índices de cristalinidad de la illita en las pelitas y en las areniscas, tomando los índices de Kübler (Kübler, 1968; Lee & Ko, 1997) en las muestras natural y glicolada (Kisch *et al.*, 2004). Se mide el ancho del pico, en la mitad de la reflexión de mayor intensidad de la illita en las muestras de arcilla natural y glicolada ($10\text{\AA}$).

Las muestras medidas para la confección del gráfico de la Fig. 5.34 corresponden tanto a pelitas del Mb. Arroyo del Junquito, como a pelitas de la base del Mb. Cuchilla Alta.

Los valores encontrados varían en el rango desde 0,2 a 0,4. Esto corresponde al campo de la anquizona y el epimetamorfismo. Pocos valores (0,4) corresponden al campo de la diagénesis. La razón por la cual se detecta epimetamorfismo en la mayoría de las pelitas, es que las doleritas que intruyen toda la secuencia, lo hacen especialmente en el intervalo pelítico; imponiéndoles metamorfismo de contacto de bajo grado a las pelitas.

Sin embargo, como es una diagénesis profunda y/o un metamorfismo de muy bajo grado (gráficos: Figs. 5.33 y 5.34), se deben interpretar los minerales de arcilla con cuidado.

Es posible que la abundante illita provenga en parte de la alteración de los feldespatos; o de las esmectitas. Pero al ser las esmectitas tan poco significativas, tanto en las muestras que presentan diagénesis alta hasta epimetamórficas, se puede inferir que no había mucha esmectita disponible.

Los estudios de rayos X se complementan con la interpretación de las asociaciones de arcillas (Merriman, 2002), junto con las observaciones en las microfotografías de barrido de los dominios floculados o dispersos (Olphen, 1977). Como ya se ha descrito, esto concuerda con una importante compactación y diagénesis profunda; pero el método que va a precisar mejor el grado de diagénesis es el análisis del índice de cristalinidad de la illita.

5.7.- DIAGÉNESIS EN LAS PSAMITAS

Aquí también se miden los índices de cristalinidad de la illita, obteniendo valores entre 0.2 y 0.4, los cuales se interpretan también dentro la anquizona o epimetamorfismo (Kisch *et al.*, 2004). Menos del 10% superan índices de 0.4, habrían sufrido diagénesis profunda sin llegar al anquimetamorfismo. Los datos de los índices de cristalinidad de la illita obtenidos para las psamitas y pelitas fueron graficados en el diagrama IC (Fig. 5.33). Corresponden a muestras representativas de los miembros Cuchilla Alta y Arroyo del Junquito.

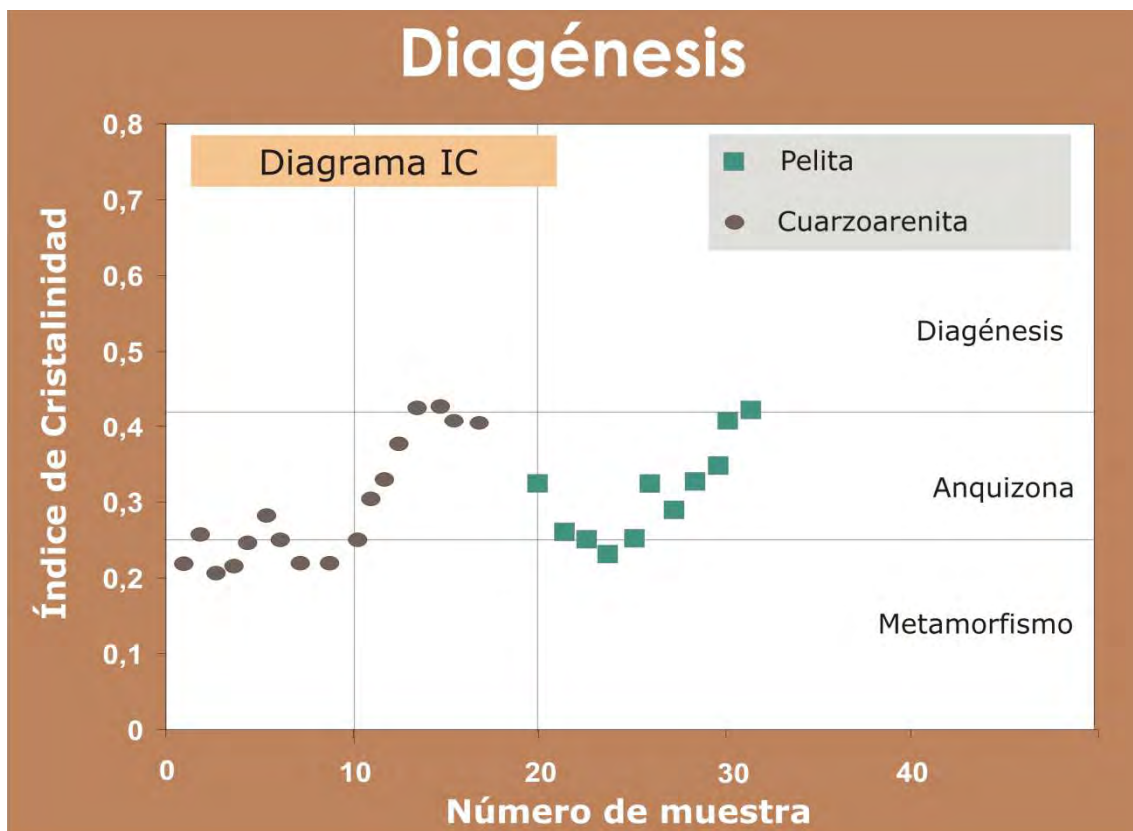


Figura 5.33: Diagrama de Índice de Cristalinidad de la Illita para las facies silicoclásticas de la Formación Piedras de Afilar: Índice de cristalinidad de la Illita Vs. número de muestra. Valores en tablas 6.4-a y b.

Cabe señalar que se tomaron en cuenta datos de ICI de las areniscas que aparecen en la costa, las cuales están afectadas por deformación tectónica y metamorfismo (Santa Lucía del Este y Cuchilla Alta). Las mismas corresponden a las muestras ubicadas de 1 a 10 en el diagrama de la Fig. 5.33 (tablas 5.5.a y b); y deben ser tomados en cuenta como las que presentan mayor metamorfismo en los análisis de la Fm. Piedras de Afilar.

PERFIL	Muestra	ICI	IE	Litología	Miembro/Capa
PAF2	050204-2	0.30	0.49	Cuarzoarenita	MCA
PAF2	050204-4	0.25	0.75	Cuarzoarenita	MCA
PAF2	050204-3	0.30	0.50	Cuarzoarenita	MCA
PAF2	050204-6	0.30	0.33	Cuarzoarenita	MCA
PAF2	051203-3	0.30	0.80	F.heterolítica	MCA
PAF2	051203-2	0.40	0.40	F.heterolítica	MCA
PAF2	051203-1	0.25	0.25	F.heterolítica	MCA
PAF2	170607-1	N.C.	N.C.	Dolerita	<i>post-sedimentario</i>
PAF2	170607-2	N.C.	N.C.	Granito de Soca	<i>Basamento</i>
PAF2	170607-3	0.30	0.50	Conglomerado	MCA
PAF2	170607-5	0.30	0.77	Areniscas congl.	MCA
PAF2	170607-7	0.30	0.50	Arenisca fina	MCA
PAF2	170607-8	0.30	0.50	Arenisca fina	MCA
PAF2	170607-9	0.25	0.50	Arenisca roja (Fe)	MCA
PAF2	170607-9A	0.25	0.40	Arenisca roja (Fe)	MCA
PAF2	PAF2_6	0.15	0.50	Arenisca media	MCA
PAF4	050203-1	N.C.	N.C.	Dolerita	<i>post-sedimentario</i>
PAF4	050203-2	N.C.	N.C.	Dolerita	<i>post-sedimentario</i>
PAF4	050203-3	0.30	0.33	arenisca	MCA
PAF4	050203-4	0.25	0.50	limolita	MAJ
PAF4	050203-5	0.30	0.50	arcillita roja	MAJ
PAF28	050811-5	0.40	0.66	Pelita negra	MAJ
PAF17	PAF17-2	0.25	0.50	Dolomía silicificada	MAT (..?)
PAF21	PAF21-G	N.C.	N.C.	Granito La Tuna	<i>Basamento</i>
PAF3	PAF3-1	0.30	0.36	Arenita	MAT
PAF3	PAF3-2	0.30	0.44	Pelita gris oscura	MAT
PAF3	PAF3-3	0.30	0.83	Ritmito marga-pelita	MAT
PAF3	PAF3-4	0.25	0.83	Marga	MAT
PAF3	PAF3-5	0.20	0.50	Caliza margosa gris	MAT
PAF35	PAF35-1	0.30	0.25	Pelita	MAJ
PAF35	PAF261	0.32	0.50	Pelita verde	MAJ
PAF35	PAF262	0.30	0.25	Pelita	MAJ
PAF35	PAF263	0.35	0.50	Pelita	MAJ
PAF32	PAF271	0.30	0.80	Arenisca	MCA
PAF32	PAF272	0.30	0.50	Arenisca	MCA
PAF32	PAF273	0.30	0.40	Arenisca	MCA
PAF32	PAF274	0.30	0.40	Arenisca	MCA
PAF32	PAF275	0.25	0.50	Arenisca	MCA
PAF32	PAF291	0.30	0.40	Pelita roja	MAJ
PAF32	PAF292	0.30	0.46	Arenisca con HCS	MCA
PAF32	PAF293	0.25	0.40	Conglomerado	MCA

Tabla de datos 5.6 (a):

Índices de cristalinidad de la illita (ICI) e índices de Esquevin (IE)

PERFIL	Muestra	ICI	IE	Litología	Miembro/Capa
PAF40	PAF40-1	0.40	0.70	Arenisca	MCA
PAF40	PAF40-2	0.25	0.40	Arenisca	MCA
PAF41	PAF41-1	0.30	0.40	Arenisca	MCA
PAF41	PAF41-2	0.30	0.40	Arenisca	MCA
PAF41	PAF41-3	0.25	0.40	Arenisca	MCA
PAF44	PAF44-1	0.30	0.40	Arenisca	MCA
PAF44	PAF44-2	0.30	0.75	Arenisca	MCA
PAF44	PAF44-3	0.30	0.72	Arenisca	MCA
PAF44	PAF44-4	0.30	0.40	Arenisca muy fina	MCA
PAF44	PAF44-5	0.25	0.40	Arenisca limosa	MCA-MAJ
PAF44	PAF44-6	0.25	0.50	Limolita	MAJ
PAF44	PAF44-7	0.25	0.33	Limolita ferrífera	MAJ
PAF44	PAF44-8	0.25	0.33	Arcillita gris	MAJ
PAF46	PAF46-1	0.30	0.50	Arenisca fina	MCA
PAF46	PAF46-2	0.30	0.50	arenisca	MCA
PAF46	PAF46-3	0.25	0.40	arenisca	MCA
PAF46	PAF46-4	0.25	0.40	arenisca	MCA
PAF46	PAF46-5	0.25	0.50	arenisca	MCA
PAF46	PAF46-6	0.25	0.40	arenisca	MCA
PAF46	PAF46-7	0.20	0.40	arenisca cong.	MCA
PAF46	PAF46-8	0.20	0.50	arenisca cong.	MCA
PAF21	090808/1	0.2	-	meta-f.heterolíticas	Basmento
PAF21	090808/2	0.15	-	heterolíticas	Basmento
PAF21	090808/3	0.15	-	Cuarcita	Basmento
PAF21	090808/6	0.15	-	Cuarcita	Basmento
PAF21	090808/2	0.2	-	meta-f.heterolíticas	Basmento
PAF21	090808/6	0.15	-	Cuarcita	Basmento
PAF21	090808/9	0.15	-	Cuarcita	Basmento
PAF21	090808/4	N.C.	N.C.	recortes Q	Basmento
PAF21	090808/5	0.15	-	Cuarcita	Basmento
PAF21	090808/8	0.15	-	Cuarcita	Basmento
PAF21	071016/1	0.15	-	Cuarcita	Basmento
PAF21	071016/2	0.15	-	Cuarcita	Basmento
PAF21	071016/3	0.18	-	meta-f.heterolíticas	Basmento

Tabla de datos 5.6 (b):

Índices de cristalinidad de la illita (ICI) e índices de Esquevin (IE)

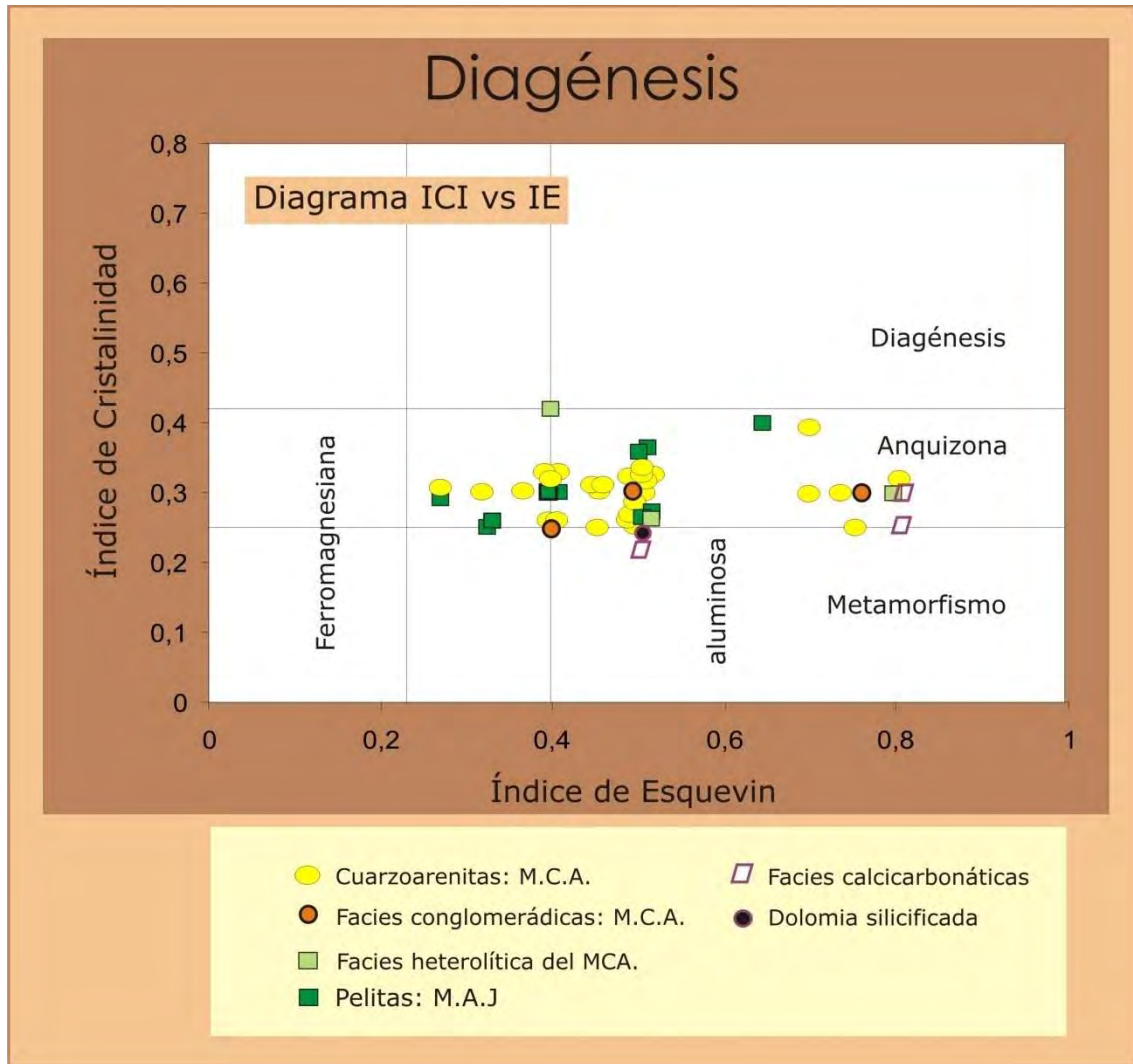


Figura 5.34: Índice de Cristalinidad de la Illita Vs. Índice de Esquevin para las facies sedimentarias de la Formación Piedras de Afilar. Datos presentados en las tablas 5.5.a y b.

Observando los índices de cristalinidad ICI graficados en función de los índices de Esquevin (IE) (Esquevin, 1979) se puede observar que no existe un arreglo según la variación composicional (ferromagnesiana o aluminosa) sino que responde a otros factores (Fig. 5.34). Sin embargo se puede apreciar que las pelitas de facies ferromagnesianas (Esquevin, 1979) están asociadas a índices más bajos cercanos al metamorfismo. La explicación más satisfactoria es que los valores de ICI más bajos responden a una fuerte diagénesis e incluso anquimetamorfismo, asociado al contacto con las doleritas: facies de hornfels epidóticos (PAF18 en mapa Fig. 4.3, Cap.4) derivados de las pelitas; facies de cuarzoarenitas y arenitas subarcosas en contacto con las doleritas (p.ej. PAF2, PAF4, PAF32, PAF12 en mapa Fig.

4.3, Cap.4). Las facies calcáreas sufrieron un fuerte efecto térmico por el potente filón capa de dolerita que las recubre, reflejándose este hecho en los índices de cristalinidad (ICI entre 0,2 y 0,3). Se observa claramente predominan las facies de la anquizona y diagénesis profunda. Asimismo se debe tener en cuenta que algunas medidas pueden corresponder a reflexiones de mica detrítica, la cual es frecuentemente encontrada en las arenitas conglomerádicas y arenitas subarcóicas.

Es importante señalar que los datos de índice de cristalinidad de la illita son concordantes con los obtenidos por Cingolani *et al.* (1990a); y además agregan datos de la zona costera. Se obtienen valores entre 0,2 y 0,4, los cuales corresponden a la anquizona. Algunos valores caen en el límite con la diagénesis; y algunos valores caen en el límite con el metamorfismo; ya que los mismos provienen de los litotipos de la costa, los cuales están afectados por la tectónica transcurrente regional de la Falla Sarandí del Yi reactivada a 535Ma (Bossi *et al.*, 1998). También se deben interpretar con cuidado los valores de ICI obtenidos para las pelitas; las cuales son las que se ven más afectadas por la intrusión de las doleritas y por tanto presentan valores en el límite del anquimetamorfismo y el metamorfismo. En conclusión la Fm. Piedras de Afilas, si bien presenta litofacies sedimentarias, es difícil no encontrarlas afectadas por una fuerte diagénesis e inclusive por metamorfismo térmico de bajo grado, debido a las intrusiones básicas ocurridas en el Paleozoico (edad mínima de 382Ma, Cingolani *et al.*, 1990b) y por efecto de la tectónica regional ocurrida en el Cámbrico. Sobre esto se discute más adelante en los capítulos correspondientes a los temas de paleogeografía y edad.

6 PALEOCORRIENTES

CONTENIDO:

6.1.- SIGNIFICADO GEOLÓGICO

6.2.- SELECCIÓN DE LA METODOLOGÍA

6.3.- PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS

6.3.1.- Paleocorrientes de facies psamíticas

6.3.2.- Paleocorrientes en facies pelíticas

6.3.3.- Síntesis de los resultados obtenidos

6.4.- DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

6.1.- SIGNIFICADO GEOLÓGICO

El presente capítulo se refiere al estudio de las paleocorrientes y su implicancia en el análisis de cuencas. Con esta finalidad, la observación se realiza principalmente a nivel de meso-escala (afloramiento); la experimentación consiste en la elaboración de gráficos y modelos estadísticos; y la discusión de los resultados implica la comparación y evaluación de estos modelos aplicados a la realidad. Aquí se hace énfasis en las medidas de paleocorrientes a partir de estructuras sedimentarias correspondientes a paleoambiente litoral de playa. De esta manera, los resultados son aplicados en estudios paleoambientales y de proveniencia. Las paleocorrientes medidas en óndulas de interferencia se estudian como un caso particular y específico, por ser de especial interés para el análisis paleoambiental. También se hace hincapié en las paleocorrientes medidas calcos de flujo, las cuales aportan datos precisos de dirección y sentido; y son muy significativas en cuanto a la proveniencia de los sedimentos y la paleopendiente regional.

Asimismo se verifica que la dirección en el espacio de las paleocorrientes cambia en respuesta a efectos tectónicos posteriores. De acuerdo con esto se interpreta un plegamiento regional, el cual es verificado por las medidas de las

paleocorrientes, además de los indicadores cinemáticos, tales como rumbo y buzamiento de las capas.

6.2.- SELECCIÓN DE LA METODOLOGÍA

De acuerdo con el tipo y disposición de las estructuras sedimentarias, se aplica la siguiente metodología:

➤ En el campo, se miden paleocorrientes en estructuras unidireccionales, tales como óndulas asimétricas y estratificación entrecruzada. También se miden paleocorrientes a partir de estructuras bidireccionales, tales como óndulas simétricas y megaóndulas (en área tipo: 30 medidas). En cuanto a la estratificación cruzada en artesa, se toma una muestra grande de medidas en localidades donde presentan una amplia exposición, donde aparecen estas estructuras de manera tridimensional (76 medidas). Cuando no se observa la exposición tridimensional, se determina la dirección en función de la orientación de capa (**Rbz**: rumbo y buzamiento) y la observación en dos dimensiones.

➤ En gabinete, se confeccionan tablas y modelos de diagramas circulares de tipo “rosa de los vientos”; y se elaboran los métodos estadísticos para obtener un vector resultante, que corresponde a la dirección principal de paleocorrientes. También se obtienen direcciones subordinadas.

➤ El análisis estadístico consiste en lo siguiente: se toma el arco de azimut de 0 a 180° y se agrupan los datos en intervalos de 20°. Se vuelcan en una planilla de cálculos (Excel) como se ha explicado en la introducción. El método seleccionado es el de la red estereográfica de SCHMIDT (Steinmetz, 1962), junto con el método estadístico como verificación de los resultados (Phillips, 1977) y los software Stereo.win y Stereo.rar a modo de simplificación. Estos programas utilizan los mismos parámetros de cálculo y gráficos que el método tradicional. Al comparar ambos, se observa una coincidencia de los resultados. Un parámetro adicional a tener en cuenta es la corrección por deformación tectónica, a partir de las observaciones realizadas en el campo (p.ej. en cantera de cuarcita, Fig. 6.1). Se debieron corregir todas las medidas, rotando la

orientación de capa a la posición original (N30W). Así, se analiza cada medida en particular y por separado. Se observó que las paleocorrientes corregidas (91 datos) permitían una interpretación geológica más confiable (Fig. 6.2).

➤ Luego se procede a la discusión del ajuste a la realidad de los modelos estudiados: (a) confiabilidad de los modelos estadísticos; (b) análisis de las posibles fuentes de error. La confiabilidad se estudia especialmente para el caso de la estratificación cruzada en artesa, separando ocho estaciones en la zona de Cuchilla Alta. Una de las fuentes de error es la corrección (no-exacta), de acuerdo con las variaciones del rumbo y buzamiento por los efectos del pliegue de arrastre regional.

➤ Finalmente se procede a la interpretación de paleoambiente y proveniencia. Se interpreta un paleoambiente marino somero, donde es esperable que el análisis de paleocorrientes de óndulas asimétricas de olas vuelque padrones aleatorios. Las paleocorrientes medidas a partir de las estructuras cruzadas en artesa también podrían ser variables. Sin embargo, la muestra es suficientemente grande, mayor a 70 medidas, como para tomarlas en cuenta en estudios direccionales, según la metodología planteada por Tucker (2009). Además se analizan conjuntamente las medidas de estratificación cruzada en artesa y estratificación cruzada planar (91 medidas).



Figura 6.1: Cantera de cuarcita en Cuchilla Alta (PAF41, mapa Fig. 7.6), donde se toman medidas de estratificación cruzada planar y artesa, que necesitaron ser corregidas debido a la intensa deformación.

6.3.- PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS

Se analizan las paleocorrientes para las distintas facies sedimentarias, estudiando particularmente las facies de areniscas, donde se miden la mayor cantidad de paleocorrientes. Es necesario analizar separadamente las paleocorrientes medidas en las diferentes estructuras sedimentarias. De esta manera se confeccionan las tablas donde figura para cada medida: localización, litología, estructura sedimentaria, dirección de paleocorriente y dirección corregida.

6.3.1.- Paleocorrientes de facies psamíticas

Las direcciones predominantes en el perfil tipo son hacia el NE. Los calcos de flujo (PAF1), indican direcciones NNE. Este sentido de paleocorriente corresponde a la dirección contraria al aporte principal. Se realizó además un estudio detallado de las direcciones de paleocorrientes en la zona de Cuchilla Alta (PAF40 a 43), a partir de medidas en estratificación cruzada planar y en artesa, observándose una dirección predominante NNE, y otra subsidiaria SE. Las óndulas de interferencia (PAF14), indican también dos direcciones perpendiculares de paleocorrientes NE y SE. La primera sería una dirección

paralela a la costa (óndulas linguoides originadas por corrientes efímeras paralelas a la costa), y la segunda estaría indicando una dirección perpendicular a la costa (óndulas asimétricas originadas por olas), lo cual es típico de ambiente de playa.

Como se ha mencionado, es de especial interés el estudio de los “ripples de interferencia” u “óndulas de interferencia”, puesto que en ambientes litorales donde se encuentran estas estructuras, podemos apreciar las evidencias de corrientes perpendiculares. Esto es muy interesante porque se puede inferir la dirección de la línea de costa y las paleocorrientes de aporte. En este caso se observa una paleocorriente paralela a la línea de costa y otra perpendicular a la misma. Generalmente, dichas estructuras están asociadas a otras que apoyan esta interpretación. Por ejemplo, *parting lineation* o lineación de partición (Fig. 6.3), calcos de flujo y estratificación cruzada de diversos tipos (Ej. Fig. 6.4). La lineación de partición da evidencias de la dirección en la que se encontraba el área de aporte, aunque no exactamente el sentido. Más específicamente permite inferir el sentido de la paleopendiente, es decir una característica paleogeográfica (Selley, 2000). Los calcos de flujo en cambio, pueden dar el sentido de la paleocorrientes y con mucha precisión (Selley, 2000; Nichols, 2009). Integrando todos los datos, se puede llegar a dilucidar la dirección y sentido de las paleocorrientes submarinas y la dirección de la línea de costa. Para ello se estudian los diferentes tipos de paleocorrientes por separado (Tucker, 1997). Los análisis más significativos y confiables son los siguientes¹:

- (a) **Paleocorrientes medidas a partir de estratificación cruzada en artesa:** Excelentes exposiciones de estas estructuras sedimentarias se aprecian en los afloramientos costeros al este del área (Fig. 6.4). Se necesita una muestra grande de datos de campo, para poder proceder al estudio de las paleocorrientes a partir de estas estructuras sedimentarias. Tucker (1997, 2009) ejemplifica el caso de medidas en secciones verticales, las cuales si bien no es la manera ideal para obtener datos de paleocorrientes, puede ser muy útil si no se tienen

¹ Las estructuras sedimentarias referidas en a, b, y c fueron descritas en detalle en el capítulo tercero : Análisis de facies.

medidas de las secciones horizontales. El mismo autor explica cómo se puede obtener datos de paleocorrientes a partir de una medición indirecta. Es decir, se aplica una corrección a la medida, cuando la misma ha sido tomada en una sección perpendicular a la dirección del flujo (Collinson & Thompson, 2006; Tucker, 2009).

- (b) **Medidas a partir de calcos de flujo:** Los “*calcos de flujo*” o “*flute casts*”, son los indicadores de paleocorrientes más importantes, porque indican el sentido del flujo y por lo tanto la paleopendiente (Nichols, 2009). En este sentido, una sola medida a partir de estas estructuras será más significativa que varias medidas en estructuras cruzadas por ejemplo. Por supuesto que cuanto mayor cantidad de datos haya disponibles, mayor precisión tendrá el análisis que se realice; pero varios datos del mismo estrato más otro dato de un estrato distinto en la misma exposición, serán estadísticamente suficientes en este caso (Tucker, 1997, 2009). Sin embargo, los calcos de flujo no son buenos indicadores paleoambientales; y es necesario complementarlos con otras estructuras sedimentarias para conocer el ambiente donde fueron formados.

N = 65

N = 91

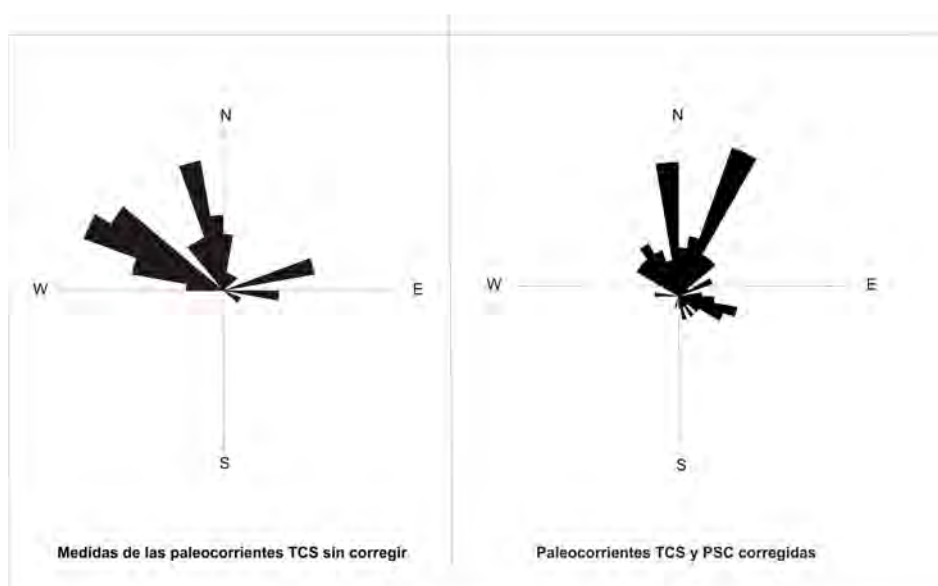


Figura 6.2: Paleocorrientes medidas en Estratificación entrecruzada en Artesa sin corrección tectónica (a) y con corrección tectónica (b). Nótese que el diagrama (b) incluye algunas medidas en Estratificación Cruzada Planar (menor al 10% del total).

(c) **Lineación de partición:** La “*lineación de partición*” o ***parting lineation*** es una estructura sedimentaria que indica fundamentalmente paleorrelieve y es un muy buen indicador de la dirección de las paleocorrientes, pero no así del sentido de las mismas (Selley, 2000). Es decir, que estas estructuras serán muy útiles para comprobar la dirección, y deberá confirmarse el sentido de las paleocorrientes a partir de otras estructuras sedimentarias, como por ejemplo los calcos de flujo, arriba explicados.

Se muestra una fotografía de las cuarzoarenitas con lineación de partición analizadas aquí (Fig. 6.3).



Figura 6.3: Lineación de partición vista en planta, en afloramientos de areniscas del Miembro Cuchilla Alta. La brújula da la escala de la foto e indica la dirección.



Figura 6.4.- Estratificación entrecruzada en artesas en afloramientos de Cuchilla Alta, donde se midió la orientación de las paleocorrientes.

6.3.2.- Paleocorrientes de facies pelíticas

En las facies pelíticas del Mb. Arroyo del Junquito, se observan óndulas asimétricas, como únicas estructuras sedimentarias donde es posible medir paleocorrientes. Las direcciones principales son NNE y NE. Sin embargo estas estructuras sedimentarias no pueden ser tomadas en cuenta en los análisis de proveniencia, debido a que el sentido de los vientos y las olas es muy cambiante y da una distribución anisótropa, difícil de interpretar. Serán útiles para la interpretación paleoambiental estas estructuras, pero no sus paleocorrientes asociadas. Cabe señalar que en las facies calcáreas no se observan estructuras sedimentarias adecuadas para medir paleocorrientes.

6.3.3. Síntesis de los resultados obtenidos

A continuación se muestran las tablas con las medidas de las paleocorrientes provenientes de las diferentes estructuras sedimentarias. Cabe destacar que el cálculo estadístico enunciado más arriba, se debió corregir cada dirección medida para el caso de Cuchilla Alta (74 datos) así como en otros sectores de la zona costera (método de Steimetz, 1962 y corrección de Phillips, 1977). En la tabla 6.1 se presentan los resultados para este sitio (mapa Fig. 6.5), señalando qué estructura sedimentaria medida en cada caso. Dadas las observaciones de campo y constatado por los resultados de las paleocorrientes, se evidencia la existencia de un pliegue de arrastre en la zona de Piedras de Afilas. De esta forma, las direcciones principales - una vez corregidas a partir de la rotación estereométrica de acuerdo con el movimiento observado de la capa So – son predominantemente hacia el N y NE, concordantes con las medidas en el área tipo. Asimismo los calcos de flujo y la lineación de partición confirman la dirección principal NE (tablas 6.3 y 6.4).

En cuanto a las evidencias paleoambientales, las más notables son las paleocorrientes medidas a partir de las óndulas de interferencia. Las mismas son diagnóstico de paleoambiente de playa, como se explica más adelante (capítulo 7: Paleoambiente).

Litología	Actitud de capa	Estructura sedimentaria	Medida de paleocorriente	Paleocorriente corregida
Cuarzoarenita	NS 20E	PCS	N20	350
Cuarzoarenita	NS20E	PCS	N20	350
cuarzoarenita	EW, vertical	TCS	N20	80
cuarzoarenita	EW, 55NW	TCS	N20	80
cuarzoarenita	EW, vertical	TCS	N25	85
cuarzoarenita	EW, vertical	TCS	N25	85
cuarzoarenita	EW, vertical	PCS	N10W	50
cuarzoarenita	EW, vertical	PCS	N75W	345
cuarzoarenita	EW, vertical	PCS	N20W	40
limolita	EW, vertical	PCS	N90	150
limolita	EW, vertical	PCS	N90	150
limolita	EW, vertical	PCS	S	240
limolita	EW, vertical	PCS	N10	300
limolita	EW, vertical	PCS	N90	20
limolita	N25W, vertical	PCS	N25W	20
limolita	N25W, vertical	PCS	N	20
limolita	N25W, vertical	PCS	N	20
cuarzoarenita	EW, vertical	PCS	N265	335
cuarzoarenita	EW, vertical	HCS	N70	320
cuarzoarenita	EW, vertical	Laminación cruzada	N270	340
cuarzoarenita	EW, vertical	Lam. cruzada	N250	320
cuarzoarenita	EW, vertical	PCS	N230	300
cuarzoarenita	EW, vertical	PCS	N250	320
cuarzoarenita	EW, vertical	PCS	N260	330
cuarzoarenita	EW, vertical	TCS	N250	320
arenisca g.	N65W, 45SW	TCS	N70	105
arenisca g.	N65W, 45SW	TCS	N70	105
arenisca g.	N65W, 45SW	TCS	N50	155
arenisca g.	N65W, 45SW	TCS	N18W	17
arenisca g.	N65W, 45SW	TCS	N70	105
Aenisca m.	N50W, vertical	TCS	N	20
Arenisca m.	N50W, vertical	TCS	N10W	10
cuarzoarenita	N65,45SW	TCS	N15W	5
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N20W	360
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N60W	320
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N	20
cuarzoarenita	N65W, 45SW	PCS	N10W	85

Tabla 6.1.a: Datos de paleocorrientes de la zona de Cuchilla Alta (PAF 40-43). Estructuras sedimentarias PCS (planar cross stratification: estratificación cruzada planar) y TCS (trough cross stratification: estratificación cruzada artesana). La laminación cruzada se toma aparte (ver tabla 6.2).

Litología	Actitud de capa	Estructura sedimentaria	Medida de paleocorriente	Dirección corregida
cuarzoarenita	N65W, 45SW	PCS	N15W	50
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N20W	60
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N60W	95
cuarzoarenita	N65W, 45SW	PCS	N70	35
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N	125
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N90	350
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N15W	20
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N15W	25
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N10W	115
cuarzoarenita	N65W, 45SW	óndulas asimétricas	N80	15
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N20W	85
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N50	120
cuarzoarenita	N65W, 45SW	TCS	N25W	5
cuarcita	N50W, 90	TCS	N85	90
cuarcita	N50W, 90	TCS	N70	30
cuarcita	N50W, 90	TCS	N10	330
cuarcita	N50W, 90	TCS	N50W	350
cuarcita	N50W, 90	TCS	N30W	320
cuarcita	N50W, 90	TCS	N60W	305
Arenisca limosa	N80W, 90	TCS	N75W	30
Arenisca limosa	N80W, 90	TCS	N70W	100
Arenisca limosa	N80W, 90	óndulas asimétricas	N75W	95
Arenisca limosa	N80W, 90	óndulas asimétricas	N80	100
cuarcita	N50W, 90	TCS	N90	110
cuarcita	N50W, 90	TCS	N	20
cuarcita	N50W, 90	TCS	N	20
cuarcita	N50W, 90	TCS	N10	40
cuarcita	N50W, 90	TCS	N30W	350
cuarcita	N50W, 90	TCS	N85	105
cuarcita	N50W, 90	TCS	N90	110
cuarcita	N50W, 90	TCS	N60W	320
cuarcita	N50W, 90	TCS	N65W	315
Arenita limosa	N90, 72N	TCS	N65W	345
Arenita limosa	N90, 72N	TCS	N65W	345
Arenita limosa	N90, 72N	TCS	N60W	350
Arenita limosa	N90, 72N	TCS	N65W	345
Arenita limosa	N90, 72N	TCS	N65W	5
Subarcosa	N65W, 70N	TCS	N85	175
Subarcosa	N65W, 70N	PCS	N90	160
Subarcosa	N65W, 70N	PCS	N75W	355
Subarcosa	N65W, 70N	PCS	N120	190

Tabla 6.1.b

Tabla 6.1.b: Datos de paleocorrientes de la zona de Cuchilla Alta (PAF 40-43). Las óndulas asimétricas son tomadas a parte (ver tabla 6.2).

Litología	Actitud de capa	Estructura sedimentaria	Dirección de paleocorriente	Corrección
Subarcosa	N90,72NE	PCS	N90	160
Subarcosa	N90,72NE	PCS	N80W	355
Subarcosa	N90,72NE	TCS	N65	135
Subarcosa	N90,72NE	TCS	N70	140
Subarcosa	N90,72NE	TCS	N50W	20
Subarcosa	N90,72NE	TCS	N80W	350
cuarzoarenita	N65W,70NE	TCS	N80W	310
cuarzoarenita	N65W,70NE	TCS	N70	140
cuarzoarenita	N65W,70NE	TCS	N50W	60
cuarzoarenita	N65W,70NE	TCS	N50W	15
cuarzoarenita	N65W,70NE	PCS	N80W	315
cuarzoarenita	N65W,70NE	PCS	N5W	30
cuarzoarenita	N65W,70NE	HCS	N10W	25
cuarzoarenita	N65W,70NE	HCS	N90	60
cuarzoarenita	N65W,70NE	PCS	N60W	335
cuarzoarenita	N65W,70NE	PCS	N45W	350

Tabla 6.1.c.- Datos de paleocorrientes medidas en estratificación cruzada planar (PCS) y en artesa (TCS) de la zona de Cuchilla Alta (PAF 40, 41, 42 y 43). La estratificación cruzada hummocky (HCS) no es tomada en cuenta para la confección de los gráficos.

Para el área tipo del Mb. Cuchilla Alta, se separan las paleocorrientes tomadas a partir de óndulas, estratificación cruzada en artesa y estratificación cruzada planar. Las paleocorrientes provenientes de mediciones en estructura cruzada hummocky son descartadas debido a que éstas sólo deberían tomarse como último recurso si se tienen datos insuficientes, como explica Tucker (1997). Se exponen los gráficos en la Fig. 6.6 (tablas 6.1.a, b y c).

Los calcos de flujo son analizados por separado (20 paleocorrientes medidas en un mismo afloramiento de cuarzoarenitas: PAF1). También las óndulas de interferencia son estudiadas separadamente (afloramiento de cuarzoarenitas: PAF14). Ambos afloramientos se encuentran al sur del área tipo de la Fm. Piedras de Afilar, al igual que las cuarzoarenitas con lineación de partición (gráficos Figs. 6.7 y 6.8; tablas 6.2 y 6.4).

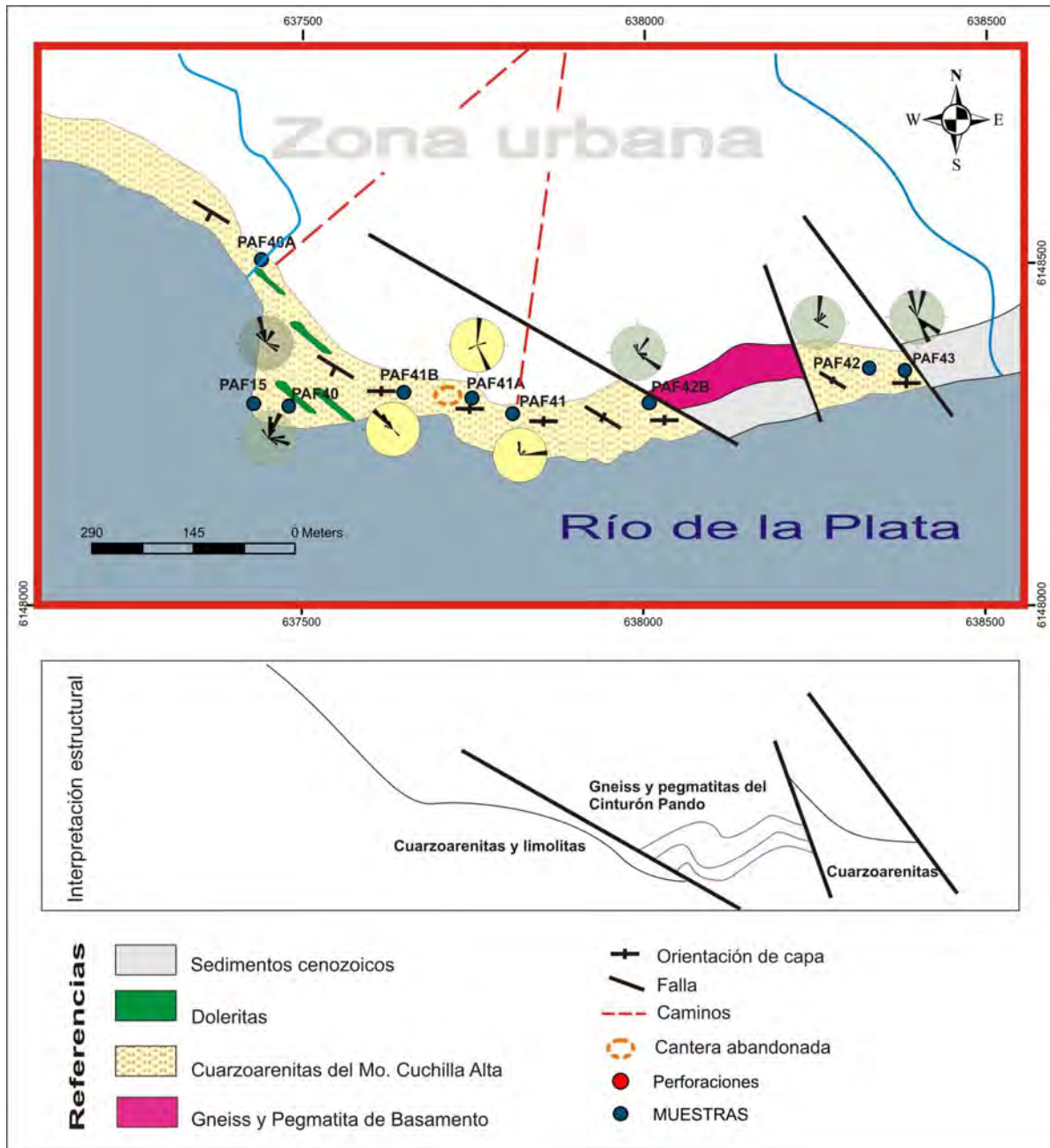


Figura 6.5: Mapa geológico de la zona Cuchilla Alta con localización de diagramas de paleocorrientes e interpretación estructural, detectando un pliegue de arrastre. Nótese que las paleocorrientes fueron corregidas rotando la orientación de capa a la posición original de la So (verificada en los afloramientos del área tipo y demás zonas de afloramiento). Los diagramas en amarillo corresponden a la cantera abandonada; los diagramas en verde corresponden a los afloramientos costeros de cuarzoarenitas y limolitas.

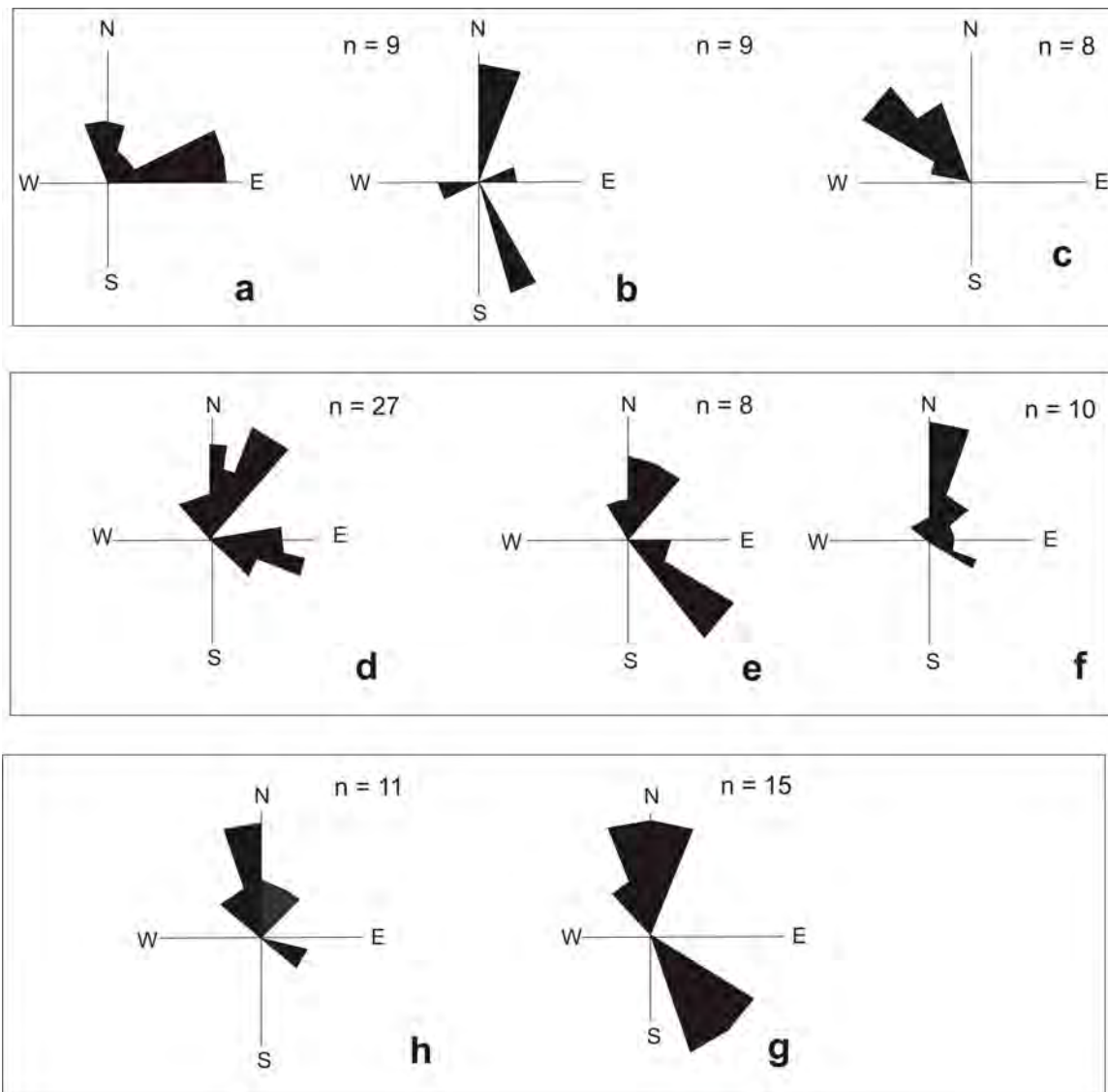


Figura 6.6: Paleocorrientes en la zona de Cuchilla Alta: (a, b, c): paleocorrientes medidas en la cantera de arenisca de Cuchilla Alta; (d – h) en orden correspondientes a la ubicación de W a E en el mapa de la figura 7.5. Nótese que (a) tiene un patrón bimodal oblicuo. Los gráficos (b y c) presentan patrones bimodales y unimodales variables; mientras que (d, e, f) presentan padrones oblicuos con paleocorriente principal hacia el N y NE y subsidiaria al SE; corresponden al área con menor deformación. Los diagramas (h, g) corresponden a la zona de mayor deformación y presentan también patrones bimodales a oblicuos con dirección principal hacia el N y subsidiaria al SE.

Óndulas asimétricas

No. de observación/ Facies	Actitud de capa	Estructura sedimentaria	Dirección de paleocorriente
PAF2- Facies psamíticas	N30W, 45SW	Óndulas asimétricas	N10
PAF2- Facies psamíticas			N20
PAF2- Facies psamíticas			N20
PAF2- Facies psamíticas			N10
PAF2- Facies psamíticas			N10W
PAF2- Facies psamíticas			N340
PAF14- Facies psamíticas	N30EW,43SW	Óndulas simétricas	N350
PAF14- Facies psamíticas		Óndulas de interferencia	N40
PAF14- Facies psamíticas		Óndulas de interferencia	N320
PAF29-Facies pelíticas	N25W, 20-30SW	Óndulas asimétricas	N10,
PAF29-Facies pelíticas			N20W
PAF29-Facies pelíticas			N70W
PAF29-Facies pelíticas			N290
PAF29-Facies pelíticas			N270
PAF40-Facies psamíticas	N80,vertical		N135
PAF40-Facies psamíticas			N135
PAF40-Facies psamíticas			N75

Tabla 6.2: Óndulas del área tipo (PAF2, PAF14, PAF29) y de la zona costera (PAF40)

Estratificación cruzada planar (PCS)

Actitud de capa	Estructura sedimentaria	Dirección de paleocorriente	Corrección
N30W, 45SW	PCS	N10	-
N30W, 45SW	PCS	N10	-
N30W, 45SW	PCS	N20	-
N30W, 45SW	PCS	N30	-
N30W, 45SW	PCS	N45	-
NS, 40W	PCS	N100	-
N30W, 45W	PCS	N30W	-
N30W, 45W	PCS	N60W	-
N30W, 45W	PCS	N80W	-

Tabla 6.3: Estratificación cruzada planar del área tipo
(5 datos en PAF2, 1 dato en PAF29 y 3 datos en PAF32)

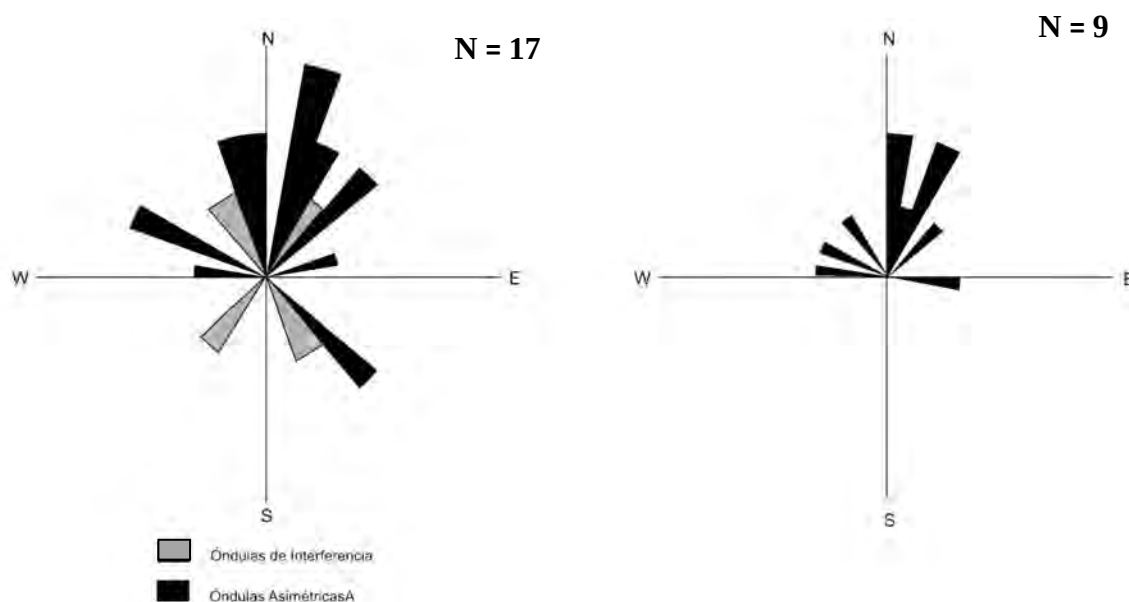


Figura 6.7: Tendencia de las paleocorrientes en el área tipo de Fm. Piedras de Afilar. **Izquierda:** Paleocorrientes de óndulas asimétricas (y óndulas de interferencia) en diagramas de rosa de vientos. **Derecha:** Paleocorrientes de estratificación cruzada planar.

Los calcos de flujo o *flute casts*, como se ha explicado, son muy buenos indicadores de paleocorrientes. A partir de los mismos se obtienen medidas consistentemente hacia el norte y noreste (tabla 6.4, Fig. 6.8), lo cual sugiere que el aporte de la cuenca proviene desde el suroeste, hecho concordante con los datos de las unidades Neoproterozoicas de correlación. Las paleocorrientes del Gr. Arroyo del Soldado son predominantemente hacia el este, incluyendo paleocorrientes hacia el noreste (Gaucher, 2000); y el Gr. Sierras Bayas también hay evidencias de paleocorrientes hacia el NE (medidas en artesas por Poiré, 1987). Las óndulas de interferencia presentan dos medidas bidireccionales, las cuales son perpendiculares entre sí. Esta estructura sedimentaria es muy importante para interpretar el paleoambiente y las mismas paleocorrientes, a su vez, corroboran la identificación de las óndulas de interferencia (Picard & High, 1970). La lineación de partición indica una paleopendiente de dirección SW – NE y verifica lo anterior. Una vez corregidas las medidas de paleocorrientes, como la lineación So se encuentra afectada por un plegamiento regional de arrastre, se verifican estas direcciones.

Calcos de Flujo

No. de observ.	Actitud de capa	Litología	Dirección de paleocorriente	Corrección
PAF1-a	N25W, 40 SW	Cuarzoarenitas	N20	No necesaria
	N25W, 40 SW	Cuarzoarenitas	N20	
	N25W, 40 SW	Cuarzoarenitas	N30	
	N25W, 40 SW	Cuarzoarenitas	N70	
	N25W, 40 SW	Cuarzoarenitas	N20	
	N25W, 40 SW	Cuarzoarenitas	N60	
PAF1-b	N30W, 55 SW	Cuarzoarenitas	N30	
PAF1-c	N15W, 58 SW	Cuarzoarenitas	N32	
	N15W, 58 SW	Cuarzoarenitas	N40	

Tabla 6.4: Medidas de paleocorrientes en calcos de flujo del Miembro Cuchilla Alta, facies Sf (PAF1 en mapa de localización de muestras: Fig. 2.1 del Capítulo 2).

Lineación de partición

Actitud de capa	Ubicación geográfica		Litología	Dirección de paleocorriente	Corrección
	X	Y			
N30W, 30SW	6.154.000	522.500		N10E	—

Tabla 6.5: Dato de una medición de lineación de partición en PAF15 (mapa en Anexo II). Se proporcionan las coordenadas geográficas Gaus Kruger, datum Yacaré.

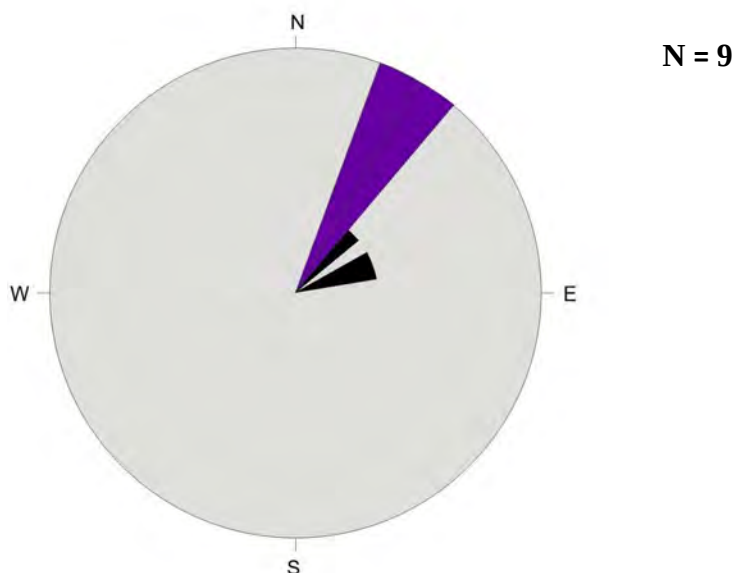


Figura 6.8: Diagrama circular (rosa de vientos) de paleocorrientes medidas en calcos de flujo.

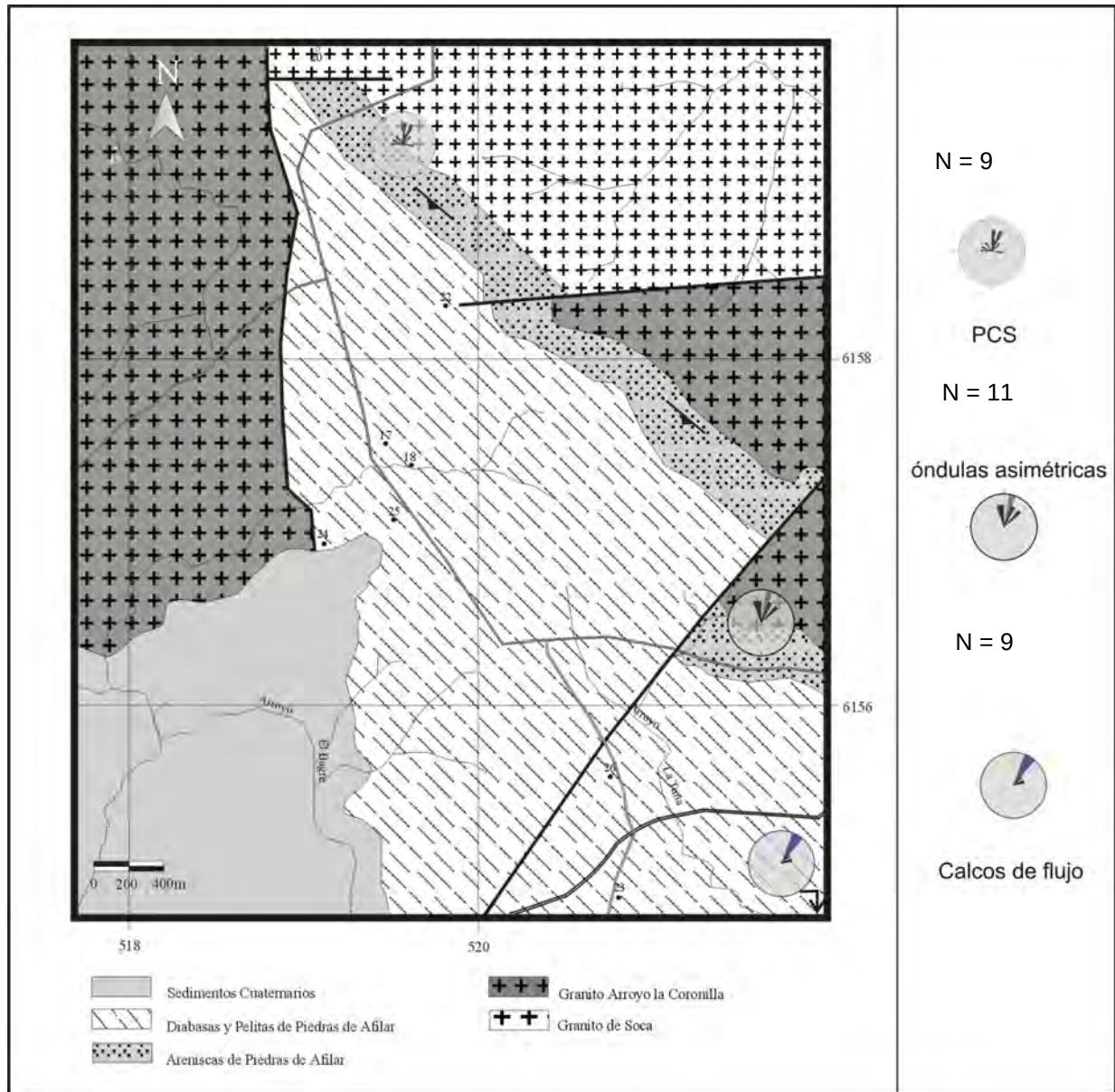


Figura 6.9: Mapa del área tipo con diagramas de paleocorrientes. Los diagramas de las paleocorrientes medidas en estratificación cruzada planar (PCS) corresponden a la zona al norte de la “falla de la vía” pero se incluyen algunas medidas tomadas al sur del área tipo. Las paleocorrientes medidas en óndulas asimétricas corresponden a la zona al sur de la misma falla. Las paleocorrientes medidas en calcos de flujo están 2km al sur del área mapeada (se señala con la flecha).

6.4.- ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Los resultados obtenidos contribuyen a los análisis de paleoambiente y proveniencia de las facies sedimentarias. En particular se hacen reconstrucciones paleoambientales, de paleocosta y paleopendiente. Básicamente se realiza aquí una reconstrucción de cómo eran las paleocorrientes reinantes en la **Cuenca Piedras de Afilar**. Luego, los parámetros paleoambientales y de proveniencia deberán analizarse con cuidado, de acuerdo con el grado de confiabilidad de las medidas utilizadas. Cada interpretación requiere de una selección específica del método y el tipo de paleocorriente. Así por ejemplo, para la interpretación de la dirección de la paleocosta, se elijen las estructuras de óndulas de interferencia y el método de medición específico que requiere su estudio (Picard & High, 1970). De acuerdo con esto, las conclusiones principales del análisis de paleocorrientes son las siguientes:

a.- La dirección y sentido predominante es **NE** y **E**, de acuerdo con las paleocorrientes medidas en estratificación cruzada planar y en artesa; y está comprobada por la dirección y sentido que indican los calcos de flujo (**NNE**).

b.- Se interpreta una **proveniencia** desde el SW.

c.- Las corrientes bidireccionales medidas en las óndulas de interferencia (SW-NE y NW-SE), verificadas por las medidas en calcos de flujo y lineación de partición, sugieren una **paleocosta** de dirección NW-SE y una dirección de aporte desde el SW.

d.- Los patrones de paleocorrientes generadas por la estratificación cruzada en artesa medidas de Cuchilla Alta y en el área tipo (mapas Figs. 6.5 y 6.9; foto Fig. 6.10), comprueban la misma interpretación de una paleocosta NNE (deriva longitudinal o "*longshore currents*") y un aporte principal desde el W. Se tiene sólo un dato aislado de paleocorrientes hacia el oeste, siendo la dirección predominante hacia el NNE y una subsidiaria hacia el SE. Se observan distribuidas entre 30° y 150° en los diagramas circulares.

e.- Las paleocorrientes perpendiculares medidas en las óndulas de interferencia (Mb. Cuchilla Alta) verifican además el diagnóstico de esta estructura sedimentaria, por lo cual se puede aseverar que se trata de una planicie tidal arenosa dentro del **paleoambiente** de playa.

f.- La lineación de partición sugiere una **paleopendiente** topográficamente descendiente hacia el NNE (N10), lo cual sugiere que las paleocorrientes son en este sentido. Este dato concuerda perfectamente con las medidas en los calcos de flujo (N15W a N30), ya que la mayoría de las medidas son hacia el norte (10° a 15° hacia el E o hacia el W) y predominan las direcciones hacia el este (0° a 15° hacia el E). Ambas medidas son muy confiables, de acuerdo con las estructuras sedimentarias de donde provienen.

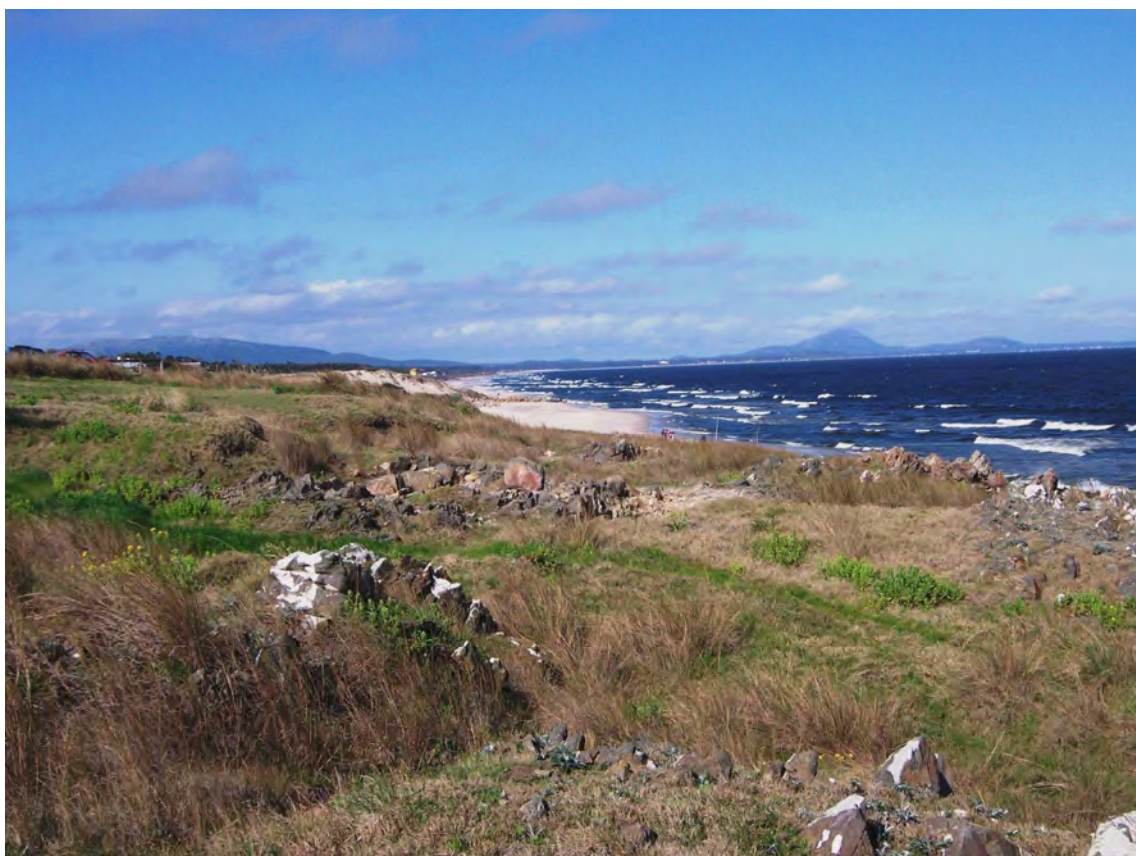


Figura 6.10: Foto panorámica de la zona de Cuchilla Alta, donde afloran las areniscas de la Fm. Piedras de Afilar al oeste de la Zona de Cizalla Sarandí del Yi. Aquí se observó el contacto con los gneiss del basamento y pegmatitas asociadas a la cizalla.

7 PALEOAMBIENTE Y PALEOGEOGRAFÍA

CONTENIDO:

- 7.1. INTRODUCCIÓN
- 7.2. ASOCIACIONES DE FACIES
 - 7.2.1. ASOCIACIONES DE FACIES SILICOCLÁSTICAS
 - 7.2.1.1. Asociación de facies arenosas de *foreshore*
 - 7.2.1.2. Asociación de facies arenosas de *shoreface*
 - 7.2.1.3. Asociación de facies de pelitas progradantes.
 - 7.2.2. ASOCIACIÓN DE FACIES DE RAMPA CARBONÁTICA
- 7.3. PALEOCLIMA
- 7.4. PALEOGEOGRAFÍA Y MODELO DE SEDIMENTACIÓN
- 7.5. PALEOGEOGRAFÍA REGIONAL

7.1.- INTRODUCCIÓN

El análisis paleoambiental se basa en las observaciones de campo, tareas de laboratorio y gabinete, para la determinación de las características sedimentológicas, texturales, mineralógicas, geoquímicas, de paleocorrientes, y contenido fósil. En el análisis de facies, presentado en el capítulo 4, se ha procurado tener en cuenta el mayor número de elementos diagnóstico posibles, desde la mega y mesoescala de campo, hasta la microescala petrográfica de microscopia electrónica y difracción de rayos X. El estudio de facies y la interpretación paleoambiental se presenta siguiendo una línea que va de lo particular a lo general, de modo tal de partir de la definición de las facies, para luego definir las asociaciones de facies, secuencias y ciclos sedimentarios si los hubiera.

Se interpretó un paleoambiente marino somero litoral de playa, asociado a un ambiente geotectónico de plataforma de margen pasivo. Los argumentos se desarrollan a continuación, tanto los de tipo sedimentológicos como los de tipo tectónico, los cuales controlan la deposición en la cuenca sedimentaria.

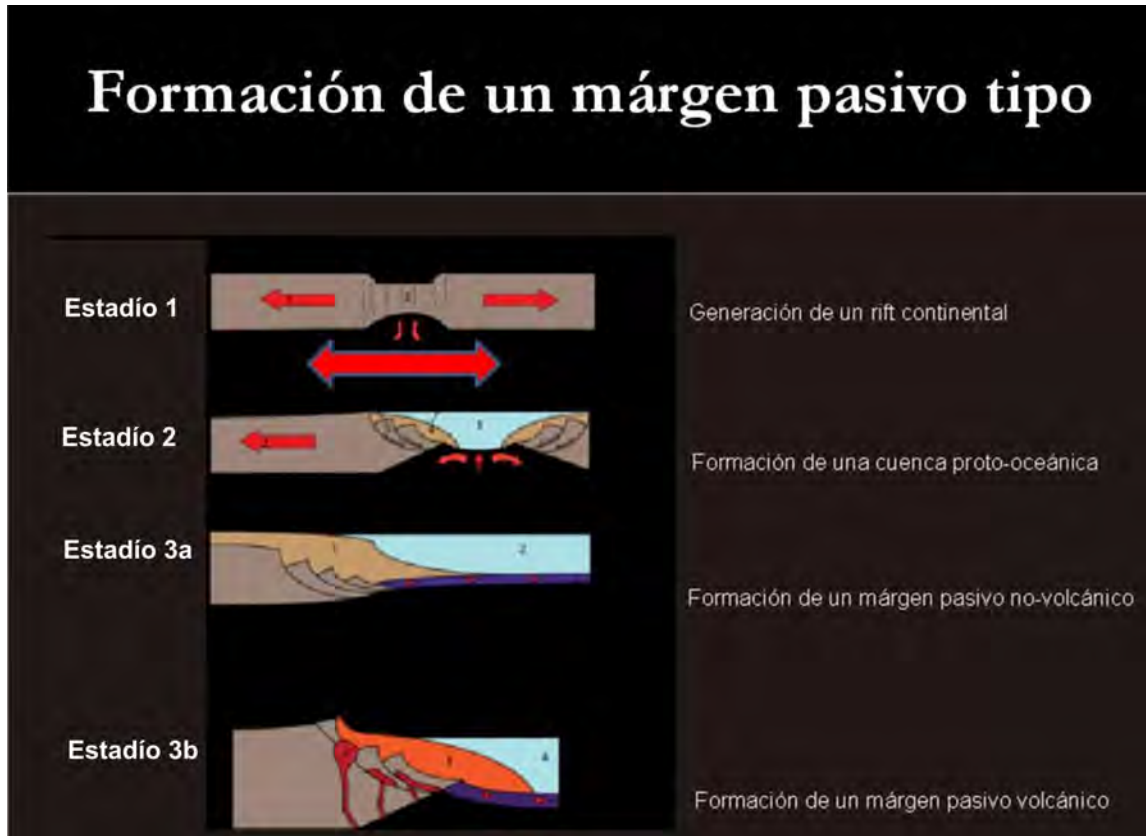


Figura 7.1: Esquema de formación de un margen pasivo tipo no-volcánico y volcánico. Modificado de Jalaboy *et al.* (2003).

La cuenca sedimentaria aquí estudiada está asociada a una plataforma estable de margen pasivo. En el esquema de la Fig. 7.1 se muestra cómo se forma este tipo de ambiente geotectónico, donde se diferencia entre un margen pasivo volcánico y no-volcánico, de acuerdo con Jalaboy *et al.* (2003). El caso de estudio corresponde a un margen pasivo no-volcánico (**estadio 3a** de la Fig. 7.1), ya que no se reconocieron rocas volcánicas coetáneas.

Como premisa básica, para que se genere una cuenca sedimentaria silicoclástica es necesario que exista subsidencia y aporte de sedimentos. En una cuenca de margen pasivo, las principales causas de subsidencia serán las variaciones eustáticas del nivel de mar y luego el aporte de sedimentos continuará causando subsidencia. Otro factor a tener en cuenta es la subsidencia térmica post-rift.

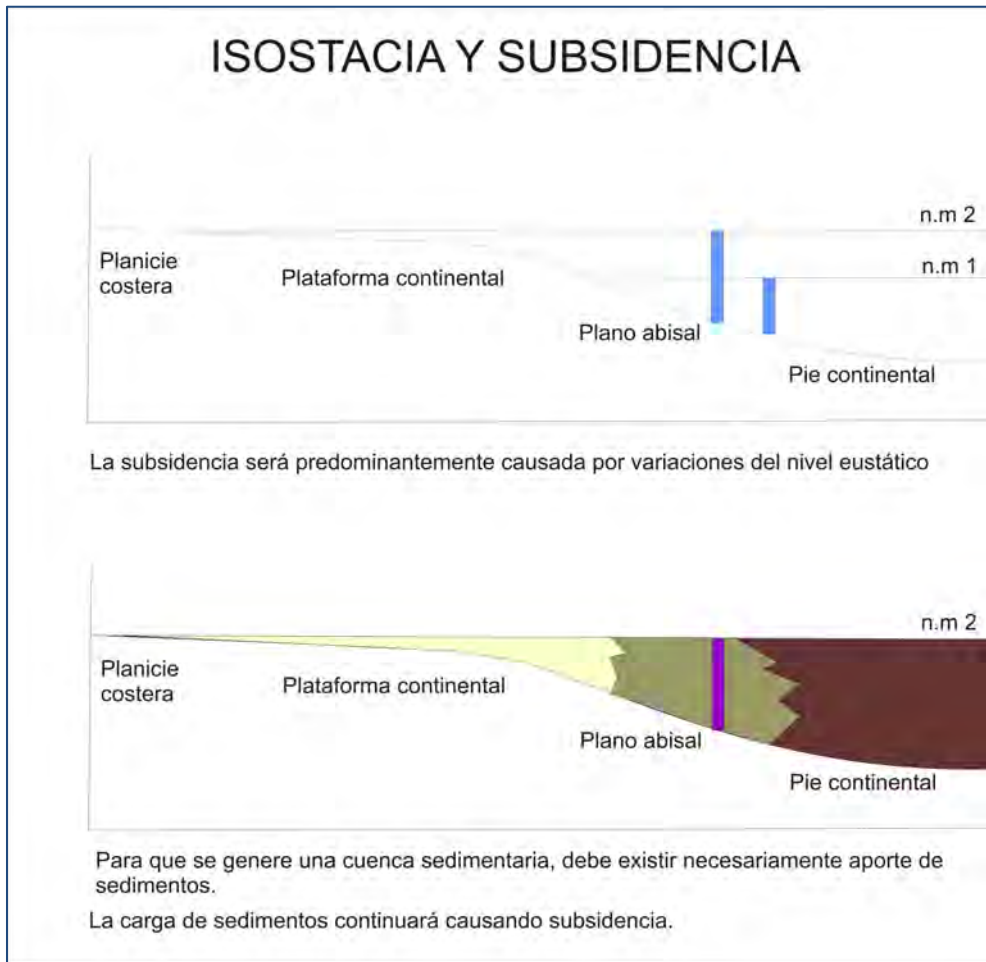


Figura 7.2: Ilustración esquemática de la subsidencia e isostasia en un margen pasivo. La cuenca Piedras de Afilar corresponde a la Plataforma continental.

Se representan las dos causas principales de subsidencia (Fig. 7.2): los cambios de nivel eustático y la carga de sedimentos; aunque cabe agregar que también juega un papel la subsidencia térmica post-rift, como se señala arriba. Se puede cuantificar la subsidencia por métodos de modelos matemáticos; en este caso es aplicable el modelo de “Isostacia Airy”. Este modelado no se ha realizado metódica y cuantitativamente, debido a las dificultades para calcular los espesores de los sedimento originales. Sin embargo, se presenta un análisis cualitativo.

La subsidencia se habría generado en primer lugar por efecto de variaciones eustáticas. El ascenso del nivel del mar habría aumentado la carga de la columna de agua y ocasionado subsidencia. Las facies de *foreshore* y *shoreface* de ambiente litoral presentan los mayores espesores de la cuenca sedimentaria estudiada aquí (hasta 200m). Las facies de offshore presentan

espesores inferiores a 15-20m. Aunque el factor de compactación de las psamitas es diferente al de las pelitas, la diferencia de los espesores originales es muy significativa. Por lo tanto se infiere que dominaban las facies arenosas de *shoreface* y *foreshore* en la cuenca sedimentaria de la Fm. Piedras de Afilas.

7.2.- ASOCIACIONES DE FACIES

Las asociaciones de facies son “grupos de facies genéticamente relacionados y que tienen algún significado ambiental” (Collinson *et al.*, 2006). También son llamadas “elementos arquitecturales” cuando son tomados a macroescala (Allen, 1983). Aquí se prescinde de esta definición ya que no se reconocen grandes límites de secuencia. Se realiza el análisis de facies a una escala menor, separando facies y agrupando en asociaciones de facies para lograr un mayor detalle sedimentológico. Los contactos entre asociaciones de facies son límites de secuencia de carácter neto o gradacional. Según Posamentier & Walker (2006) los contactos netos (“*Sharp contacts*”) pueden separar secuencias e incluso unidades aloestratigráficas. De acuerdo con la separación de facies y asociaciones de facies realizada en el Capítulo 4, se procede aquí a la interpretación paleoambiental.

7.2.1.- Asociaciones de facies silicoclásticas

7.2.1.1.- Asociación de Facies Arenosas de *Foreshore*

Se interpretó como una asociación de facies arenosas de *foreshore* a la definida aquí como **AF1**.

Como se ha visto en el capítulo 4, se agrupan en esta asociación de facies a las facies del ciclo basal (**C** y **H**); las cuarzoarenitas con óndulas de interferencia (**Sir**) y las areniscas subarcóicas (**Spcs**). Las estructuras sedimentarias presentes (óndulas asimétricas y óndulas de interferencia) evidencian que esta asociación de facies pertenece a la parte más somera de la cuenca, base de la secuencia sedimentaria. **Sir** es una facies diagnóstico de subambiente de ***foreshore*** (playa o *beachface*), como lo explican varios autores (Picard & High

1970; Kamal & Surdasy, 2005; Tucker, 2003). Aquí se midieron dos direcciones de paleocorrientes, paralelas a la paleocosta (NE-SW) y perpendiculares a la paleocosta (SE-NW).

Asociaciones de facies conformadas por conglomerados, facies heterolíticas y arenitas con estratificación planar y especialmente con óndulas de interferencia, han sido descritas e identificadas como asociaciones de *foreshore*, en varias cuencas paleoproterozoicas; p.ej. Fm. Paterson, Grupo Hurtito Superior, Canadá (Aspler & Chianenzelli, 2002) y facies litorales del Grupo Pretoria, Supergroup Transaaval, Sudáfrica (Altermann & Concoran, 2002).

7.2.1.2.- Asociaciones de Facies Arenosas de *Shoreface*

Se reconoció una “asociación de facies arenosas de *shoreface*”, definida aquí como **AF2**. En la figura 7.3 se muestra una sucesión sedimentaria de *shoreface* ideal (Posamentier & Walker, 2006) donde se reflejan las facies sedimentarias con sus estructuras sedimentarias características.

AF2 agrupa las facies de cuarzoarenitas con óndulas, estratificación cruzada en artesa, hummocky, con flutes, cuarzoarenitas finas y limolitas (**Sr**, **Stcs**, **Shcs**, **Sf** y **Sli**) y facies de arenitas subarcóicas con estratificación planar (**Spcs**).

Se interpreta como **subambiente** de *shoreface*, donde se identifica *shoreface* inferior, medio y superior:

(i) Las facies de ***shoreface inferior*** corresponden a las facies de areniscas con estratificación hummocky y megahummocky **Shcs** (de tormenta) que sugieren profundidades de 20-40m (Swift, 1983); las cuales también presentan estratificación cruzada tangencial y planar. Incluyen además facies de arenitas con flutes (**Sf**) que se generan probablemente por flujos producto de tormentas, presentando paleocorrientes dominantes hacia el norte (NNE y NNW).

(ii) Las facies de ***shoreface medio*** corresponden a cuarzoarenitas (**Sr**) y arenitas subarcóicas (**Spcs**) con estratificación entrecruzada planar y óndulas, asociados a procesos de transporte de corrientes débiles.

(iii) Las facies de ***shoreface superior*** (5-20m de espesor) están asociadas a subambiente de ***planicie submareal arenosa***, con desarrollo de dunas subácuas. Estas facies de dunas presentan sets de 50-60cm de estratificación

entrecruzada en artesa (**Stcs**); y con ángulos de buzamientos del forset de 40-45°. Incluyen además la facies **Sli** de areniscas muy finas hasta limolitas, la cual corresponde a una facies transicional hacia las facies pelíticas progradantes.

Siempre se observa la misma disposición granodecreciente y estratodecreciente, lo cual es una constante no sólo en las facies arenosas sino en toda la sucesión sedimentaria de la **Fm. Piedras de Afilas**. Esto sugiere una secuencia de transgresión de los sedimentos más finos en sucesivos ascensos y descensos del nivel del mar. Es decir que las facies de *foreshore*, *shoreface* superior, medio e inferior, se repiten cíclicamente, pero siempre con una tendencia general hacia la profundización.

Las asociaciones de facies (**AF1**) y (**AF2**) caracterizan al Mb. Cuchilla Alta (definido en el Cap. 3) inferior y superior respectivamente, siendo las facies más someras las pertenecientes a (**AF1**) y las menos someras (**AF2**).

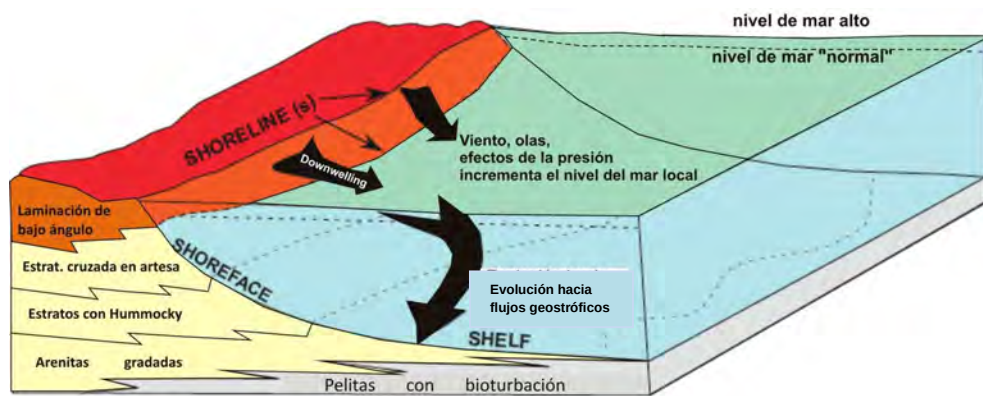


Figura 7.3: Sucesión sedimentaria de *Shelf* (plataforma)-*Shoreface* formada por impacto de tormenta, con generación de corrientes de *downwelling* que llevan los sedimentos de *offshore* hacia la plataforma. Los "flujos geostróficos" están asociados a corrientes desde mayor a menor presión. Modificado de Posamentier & Walker, 2006.

7.2.1.3.- Asociación de Facies de Pelitas

Se reconocen como de offshore a la asociación de facies silicoclástica **AF3: Asociación de facies de pelitas**. Las mismas corresponden al inicio del *offshore*, ya que no se verifica una profundización de la cuenca tal como para caracterizarlas como de *offshore* marino, sino que son transicionales (Ej. actual: Mar del Norte, Aigner & Reinek, 1982). Corresponden a pulsos progradantes y el comienzo de la generación de un ambiente anóxico, con aporte de materia orgánica y bioturbación.

AF3 agrupa las facies de pelitas negras (**FI**); las facies de pelitas verdes y rojas (**HI**) que incluyen subfacies de arcillitas verdes, limolitas rojas y también facies heterolíticas arcillita/limolita.

Si bien la facies **FI** (pelitas negras laminadas) no presenta contenido importante de materia orgánica, se reconocieron facies pelíticas oscuras con abundante materia orgánica, especialmente las que se intercalan y subyacen las facies carbonáticas. Esto sugiere el pasaje a un ambiente anóxico, hecho verificado con la presencia de clorita/esmectita (indica $Eh=0$ en ambiente levemente reductor, según Deer *et al.*, 1967).

Además si bien difícilmente se han preservado las estructuras orgánicas en estas rocas neoproterozoicas, se observan marcas de biomatas en la subfacies heterolítica limolita-arcillita **HI-w**. La bioturbación es un factor característico de ambiente de *offshore* (Aigner & Reinek, 1972) aunque las biomatas no necesariamente ocurren en paleoambiente de *offshore*, sino que pueden vivir incluso en ambiente de playa (Porada *et al.*, 2002). Se interpreta la paleobatimetría mayor a 30m, porque se depositan por debajo del nivel de las olas del mal tiempo. Es difícil inferir el límite superior, salvo por la presencia de biomatas (*wrinkle structures* según Porada *et al.*, 2002), las cuales implican profundidades máximas de 200m, ya que vivían en la zona fótica.

En conclusión, estas facies pelíticas, las cuales sobreyacen las facies arenosas mostrando un contacto gradacional y corresponden a **pulsos progradantes**, debido al ascenso del nivel del mar.

7.2.2.- Asociación de facies de rampa carbonática

La asociación de facies de rampa carbonática es nombrada como **AF4**. Agrupa a las facies de margas y calizas margosas (**Lm**), ritmitos marga-pelita (**Lr**) y dolomías silicificadas (**D**). Se intercalan en esta asociación de facies las pelitas oscuras (**FI**).

El **ambiente de rampa carbonática** se habría generado debido a una subsidencia diferencial con una subsecuente transgresión paulatina y de muy poca energía (Meissner, 1972).

A su vez, la formación de carbonatos requiere de condiciones ambientales

especiales: (i) clima tropical o subtropical; (ii) aguas someras con buena iluminación solar; (iii) barrera tectónica o ambiental que condiciona el cese del aporte de material terrígeno; como explica Poiré (1987).

En el caso de estudio, no se habría formado la barrera ambiental, la cual delimitaría subambientes de albúfera y de plataforma carbonática, como se identificó en el Precámbrico de los Grupos Sierras Bayas (Poiré, 1987) y Arroyo del Soldado (Gaucher, 2000).

Las calizas de la Mb. Arroyo de la Tuna corresponden a la primera etapa de formación de la **rampa**, antes de formarse la barrera, como se identificó por ejemplo en la Formación Tavani, Paleoproterozoico de Canadá (Aspler & Chianenzelli, 2002). En la zona de estudio solamente se reconocen facies de margas, ritmitos y calizas margosas, donde existen evidencias de que continúa habiendo aporte de materiales arcillosos en suspensión: (i) ritmitos marga-pelita finamente laminados muy frecuentes; (ii) se intercalan facies de pelitas oscuras. Por lo tanto el paleoambiente asignado es de rampa carbonática *sensu stricto*, sin mayor profundización. Cabe señalar que las facies dolomíticas se encuentran estratigráficamente por debajo de las facies más cálcicas; hecho que se podría atribuir a la disminución del nivel eustático, con progradación de las facies de margas y calizas sobre las facies dolomíticas. Sin embargo podrían ser producto de la dolomitización de las mismas calizas y calizas margosas, debido al metamorfismo de contacto impuesto por las doleritas. También podría explicarse como la formación de partes silíceas durante la telodiagénesis, como ocurre en Fm. Villa Mónica (Gómez Peral, 2008).

La relativa escasez de facies de calizas puras es una evidencia más de que las condiciones de temperatura y profundidad no eran óptimas para su formación. Difícilmente se puede acotar la paleobatimetría; sólo es posible estimar una profundidad > 100 m (mínimo para la formación de calizas, según Nichols, 2009). Asimismo las exposiciones de rocas carbonáticas no superan los 5-10 m de espesor, lo cual no significa que las facies carbonáticas sean tan escasas, sino que son de difícil afloramiento. De hecho, se hallaron indicios de espesores más importantes en perforaciones (tablas: Anexo V).

En la Fig. 7.5 se muestra un esquema de las cuatro asociaciones de facies reconocidas.

1-Miembro Cuchilla Alta	(a)- Areniscas, limolitas y facies heterolíticas (b)- Cuarzoarenitas	(a)- Marino submareal (b)- Marino somero
2-Miembro Arroyo del Junquito	Pelitas y limolitas	Transgresión
3-Miembro Arroyo de la Tuna	Calizas, margas y ritmitas	Rampa carbonática de poca expresión

Tabla 7.1: Interpretación paleoambiental general (Pamoukaghlián *et al.*, 2010).

7.3.- PALEOCLIMA

Se plantea la siguiente evolución paleoclimática para la Fm. Piedras de Afilar y se caracterizan los miembros que la componen de base a techo (tabla 7.1):

(a) Mb. Cuchilla Alta: Durante la depositación del miembro inferior, el clima era templado a frío con cambios de temperatura intermitentes. Esto se basa en las siguientes observaciones: (a) los conglomerados y areniscas conglomerádicas derivados del granito subyacente muestran una meteorización típica de los granitos en clima frío; (b) la illita es muy abundante; (c) la clorita es poco abundante; (d) la caolinita muestra pulsos de mayor y menor abundancia; (e) la esmectita es muy escasa y sólo aparece en los estratos basales. El clima frío a templado favorecería la paragénesis cuarzo + albita + illita + clorita, como producto de la meteorización del granito. Deer *et al.* (1992) muestran que la clorita y la illita son típicos productos de la alteración del granito en clima templado o frío. Sin embargo, parte de la illita sería producto de la alteración de otros minerales como el feldespato y de las micas (Deer *et al.*, 1992). La esmectita es muy escasa, aunque parte de la misma podría haberse alterado a illita, por ejemplo. Reconsiderando este factor, se pueden estimar menores porcentajes de Illita, pero siempre será muy elevado el contenido de illita autigénica. La escasez de caolinita típica de la meteorización de los feldespatos en condiciones de clima tropical

(Deer *et al.*, 1992), también sugieren un paleoclima frío y/o templado para el Mb. Cuchilla Alta. Las esmectitas sólo ocurren en las pelitas y facies heterolíticas de la base de este miembro, ya que las condiciones climáticas y la roca madre generalmente no fueron propicias para su formación. La caolinita representa ciclos de mayor a menor abundancia (0% a 15%), directamente asociados a los ciclos granodecrecientes. Esto podría deberse a que la selección granulométrica de los minerales de las arcillas que causa una disminución cíclica de la caolinita (Tucker, 2001). Las areniscas y limolitas de esta unidad son muy maduras, monomícticas, con 90 a 95% de cuarzo. Probablemente las limolitas muy finas del tope responden a varios ciclos de sedimentación. La ausencia de facies pelíticas con materia orgánica y los niveles ferrosos del tope indican condiciones oxidantes.

(b) Mb. Arroyo del Junquito: La illita continua siendo abundante, aunque baja sensiblemente la proporción y también se encuentra clorita. Las mismas son típicas de clima frío a templado (Ford, 1991; Deer *et al.*, 1992). La caolinita y la esmectita son muy escasas. Otro importante indicador es la aparición de clorita-esmectita, la cual evidencia un pasaje a condiciones levemente más reductoras (Deer *et al.*, 1992).

(c) Mb. Arroyo de la Tuna: Se evidencia un pasaje a clima más cálido (tropical o subtropical) durante la depositación de las calizas (Tucker, 1982; Tucker & Wright, 1990). También podrían generarse sucesivas microfases de calentamiento/enfriamiento, las cuales quedarían representadas en las interlaminaciones marga-pelita en este caso (Tucker, 2009).

Código	Asociación de facies	Facies	Subambiente	Ambiente marino somero
AF4	Asociación de facies de rampa carbonática	Lr, Lm, FI D	Rampa carbonática Producción de carbonatos en parte más somera	
AF3	Asociación de facies pelíticas progradantes	FI, HI (HI-w, HI-p)	Pelitas de Offshore inicial	
AF2	Asociación de facies arenosas de Shoreface	Stcs, Sli ----- Sr, Spcs ----- Sf, Shcs	Shoreface superior ----- Shoreface medio ----- Shoreface inferior	
AF1	Asociación de facies de Foreshore	C, H Spcs, Sir	Foreshore (Playa)	

Figura 7.4: Representación del sistema deposicional ideal de la cuenca de Piedras de Afilar, de acuerdo con el análisis de facies.

7.4- PALEOGEOGRAFÍA Y MODELO DE SEDIMENTACIÓN

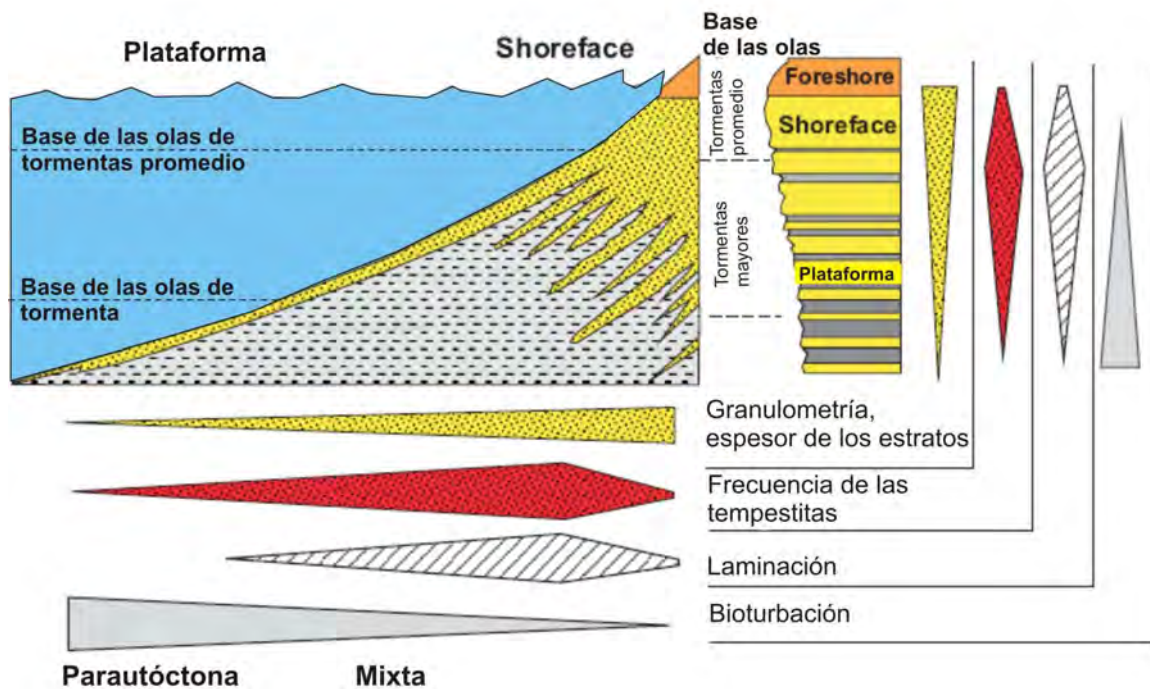


Figura 7.5: Sucesión vertical tipo de *onshore-offshore*. Ejemplo de Mar del Norte (Aigner & Reineck, 1982).

El **modelo de sedimentación** o modelo de facies corresponde a una secuencia vertical tipo offshore-onshore, como se muestra en el ejemplo propuesto por Aigner & Reineck (1982) en la Fig. 7.5. En el caso aquí estudiado la sucesión es granodecreciente, a diferencia de la ilustración mostrada. La secuencia sedimentaria estaría exactamente invertida a la ilustrada en el modelo de la cuenca del Mar del Norte. Se propone el modelo de sedimentación para la Cuenca Piedras de Afilar en la figura 7.8, donde se ilustra la evolución de la cuenca:

- A.** Generación de la cuenca por subsidencia debido a un ascenso del nivel eustático.
- B.** Depositación de los sedimentos arenosos de *foreshore* y *shoreface* (facies someras y facies algo más profundas).
- C.** Transgresión y depositación de pelitas de *offshore*.
- D.** Generación de una rampa carbonática, con formación de margas y calizas, estromatolitos (no confirmados) y producción de materia orgánica.

Los procesos sedimentarios reconocidos para la Fm. Piedras de Afilar, típicos de plataforma marina somera son principalmente de tormentas, combinado con procesos de corrientes efímeras, sin evidencias de procesos de marea; tal como se representa en la Fig. 7.6 (clasificación cualitativa de Posamentier & Walker, 2006).

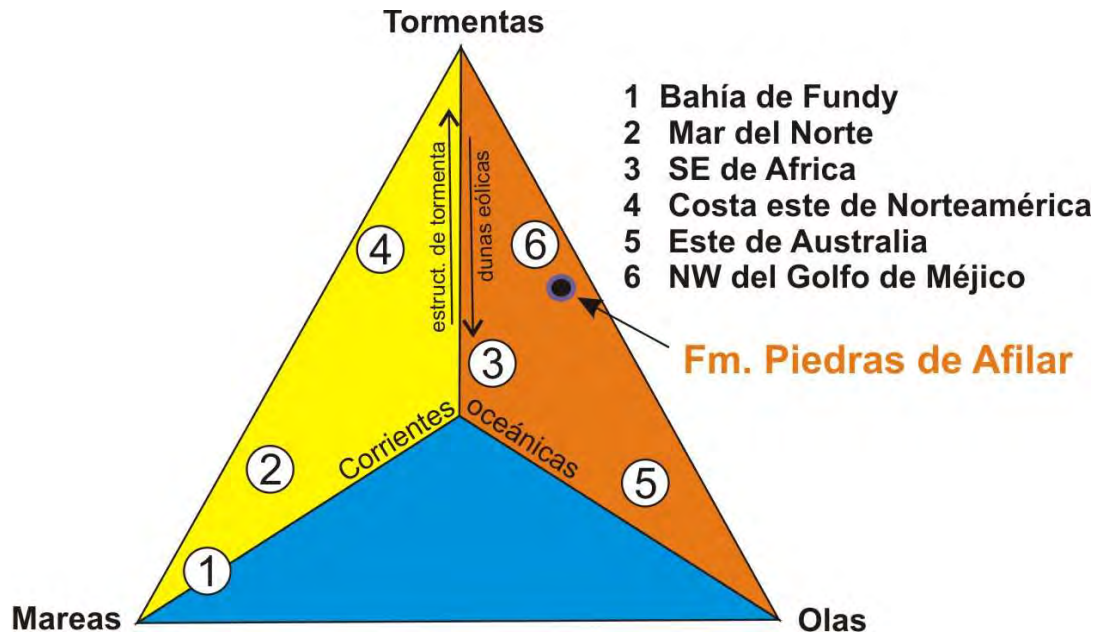


Figura 7.6: Clasificación cualitativa de las plataformas marinas someras dominadas por procesos de tormentas, dominadas por mareas, dominadas por olas; se muestran ejemplos actuales (modificado de Posamentier & Walker, 2006). La Plataforma de Piedras de Afilar corresponde aproximadamente a la ubicación indicada con el número 6 (Ej. equivalente: NW del Golfo de Méjico).

Los estudios de **paleogeografía** de megascale involucran la posición, superficie y topografía de los océanos y continentes. A menor escala, estudia el contexto paleogeográfico de las cuencas sedimentarias (Hancock & Brian, 2000). En este trabajo se comienza por la paleogeografía de la cuenca sedimentaria y luego se intenta una reconstrucción paleogeográfica más regional, basado en la información geológica disponible (Bossi *et al.*, 2003, 2005; Gaucher *et al.*, 2000, 2006; 2008; Poiré, 1987; Andreis *et al.*, 2001, Gaucher & Poiré, 2009).

El estudio paleogeográfico de la cuenca sedimentaria se basa en el análisis de facies, teniendo en cuenta principalmente las estructuras sedimentarias, sus paleocorrientes asociadas y atributos composicionales, texturales y de geometría. Se realiza una reconstrucción de la paleocuenca en tres dimensiones, y se incorpora la cuarta dimensión (el tiempo) proponiendo un modelo evolutivo de la cuenca sedimentaria.

Así, se infiere que la **paleocosta** estaría orientada en dirección SE-NW, esto de acuerdo con las paleocorrientes medidas en las óndulas de interferencia (óndulas SW-NNE paralelas a la costa; óndulas NW-SEE perpendiculares a la costa). Es sustentado asimismo por las paleocorrientes medidas en lineación de partición, las cuales indican una paleopendiente descendente hacia el noreste; y las medidas en los calcos de flujo en la misma dirección. Esto sugiere que el continente se encontraba aproximadamente hacia el SW.

De acuerdo con el análisis de facies y la interpretación paleoambiental previamente expuesta, se realiza la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca, definiendo así la **Cuenca Piedras de Afilar** como la porción ubicada sobre el Terreno Tandilia, la cual formaba parte de un margen pasivo y estaba íntimamente relacionada con la Cuenca Arroyo del Soldado. En la Fig. 7.7 se ilustra esquemáticamente la evolución paleogeográfica de la cuenca: (a) en el **estadio 1** se produce la subsidencia y depositación de sedimentos arenosos de ambiente litoral de playa; y subsecuentemente una transgresión con sedimentación de pelitas; (b) el **estadio 2** consiste en la generación de una rampa carbonática, donde se producen carbonatos cálcicos y ritmitos (rampa inicial).

Los estadios 1 y 2 corresponden muy probablemente al Ediacareense, aunque las únicas evidencias son a partir de los isótopos estables para la etapa de sedimentación carbonática (ver dataciones en: Capítulo 9). El clima y variaciones de nivel eustático controlan la depositación. Los estadios evolutivos 1 y 1A están controlados básicamente por las variaciones de nivel del mar, las cuales dan lugar a ciclos granodecrecientes y estratodecrecientes; y un pulso progradante mayor, con aumento de las condiciones reductoras, que dio lugar a la sedimentación de pelitas oscuras, con materia orgánica y pelitas ferríferas. El clima evoluciona desde condiciones templadas a frías en la base

(sedimentación silicoclástica donde las arcillas – illita y clorita – indican paleoclima frío a templado, Deer *et al.*, 1967, 1992), hacia condiciones de clima cálido, tropical o subtropical en el tope (sedimentación carbonática).

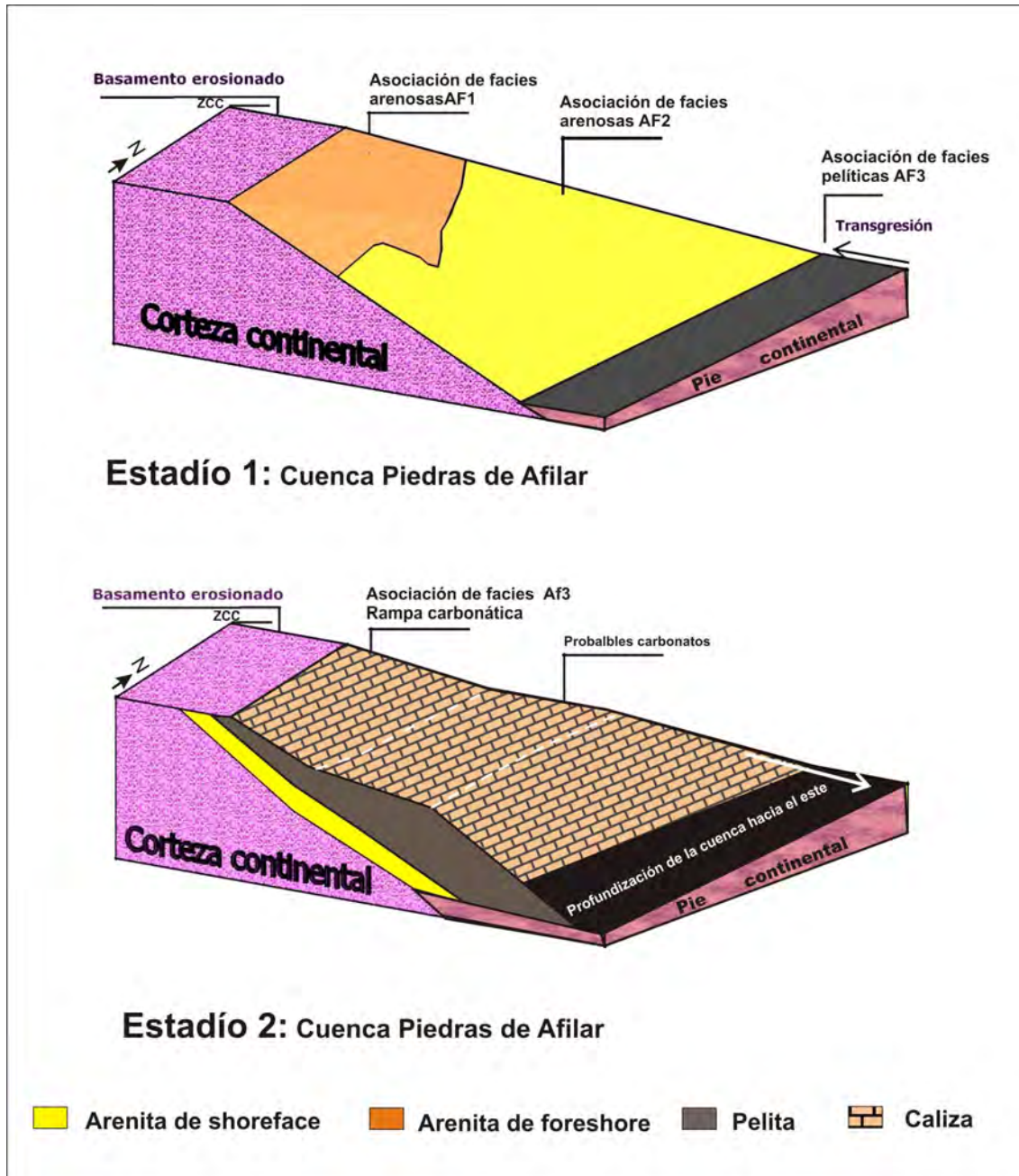


Figura 7.7: Evolución de la cuenca sedimentaria: **Estadío 1:** Subsistencia y depositación de las areniscas; **1A:** Transgresión marina y depositación de pelitas; **Estadío 2:** Formación de una rampa carbonática.

7.5.- Paleogeografía regional

También se realiza una reconstrucción paleogeográfica y paleotectónica regional (Fig. 7.9), observándose cómo se divide la “megacuenca” en el Cámbrico, quedando acotada la cuenca de Piedras de Afilas a la porción al oeste de la cizalla Sarandí del Yí, sobre el Terreno Tandilia. En el Cámbrico habría continuado la depositación sobre la Cuenca Arroyo del Soldado al este; pero no sobre Piedras de Afilas; a menos que se hubiesen erosionado los depósitos. Sin embargo, existen diferentes hipótesis acerca de la paleogeografía del **Cratón del Río de la Plata**. Se presentan las principales acepciones (Rapela *et al.*, 2011; Cingolani *et al.*, 2011; Gaucher *et al.*, 2008; Oyhançabal *et al.*, 2010, 2012) en un cuadro comparativo (tabla 7.2). Aquí se está de acuerdo con Almeida *et al.* (2000), Cordani *et al.* (2003); respecto a que el Cratón del Río de la Plata está conformado por los Terrenos Piedra Alta (Terreno Piedra Alta + Terreno Tandilia, según Bossi *et al.*, 2005) y Nico Pérez, ya que efectivamente donde se encuentran evidencias de aloctonía es en el Cinturón Cuchilla Dionisio (orogenia Brasiliana, correlación de Grupo Rocha con Grupo Nama). Esto permite explicar que la Cuenca Piedras de Afilas (Terreno Tandilia) era una parte más somera de la Cuenca Arroyo del Soldado (Terreno Nico Pérez); ya que de otra forma contradeciría la correlación claramente establecida entre Gr. Arroyo del Soldado y Gr. Sierras Bayas (Gaucher *et al.*, 2005).

Aquí se acepta la propuesta de Cingolani *et al.* (2010) acerca de una proveniencia de las cuencas neoproterozoicas desde el mismo Cratón del Río de la Plata, aunque no se descarta la posibilidad de aporte desde un cinturón orogénico Grenvilliano ubicado al oeste (Gaucher *et al.*, 2008). La hipótesis de Rapela *et al.* (2011) acerca de proveniencia desde el Bloque Angola, oeste del Kalahari para las cuencas sedimentarias del Gr. Sierras Bayas (Terreno Tandilia) se contradice con los otros autores.

BOSSI <i>et al.</i> (2003)	GAUCHER <i>et al.</i> (2008, 2009)	CINGOLANI <i>et al.</i> (2011)	RAPELA <i>et al.</i> (2011)	OYHANTÇABAL <i>et al.</i> (2011)
Definió por primera vez los Terrenos “Piedra Alta” y “Nico Pérez”, como parte del Cratón del Río de la Plata.	Sostiene que el CRP está conformado por TNP y TPA, separado del TCD (Brasiliano).	Acepta la propuesta de Almeida et al. (2000) y Cordani et al. 2003. El CRP está conformado por TNP y TPA, separado del TCD (Brasiliano).	Propone que estaba conformado por el TPA, considerando el TNP como alóctono.	Plantea que el TNP no forma parte del CRP, resaltando la diferencia del magmatismo Brasiliano (*).
Está de acuerdo con una proveniencia desde el CRP para las unidades del Neoproterozoico	Plantea la hipótesis de aporte de circones Mesoproterozoicos de un cinturón protoandino; y aporte de circones Paleoproterozoicos desde el CRP.	Plantea proveniencia del CRP, ya que las edades de los circones son más viejas que orogenia Brasiliana.	Plantea que los circones detríticos Mesoproterozoicos de Fm. Cerro Largo provienen del Bloque Angola, al W del Kalahari.	De acuerdo con datos Sm-Nd interpreta que la proveniencia de la Cuenca Piedras de Afilar es del TNP, donde encuentra edades semejantes.

(*) La orogenia Brasiliana (600Ma) se reconoce principalmente en el Terreno Cuchilla Dionisio; pero también en los Terrenos Piedra Alta y Nico Pérez.

TPA: Terreno Piedra Alta; TNP: Terreno Nico Pérez; TCD: Terreno Cuchilla Dionisio; CRP: Cratón del Río de la Plata.

Tabla 7.2: Cuadro comparativo de las diferentes hipótesis sobre la evolución paleogeográfica del Cratón del Río de la Plata. Debajo se presenta el sketch correspondiente para cada autor.

Analizando las definiciones arriba presentadas y teniendo en cuenta la definición de “Cratón” (Park & Jaroszewski, 1994) como la “parte del interior de la litósfera continental, relativamente estable, por más de 100Ma, isostáticamente positiva, no sometida a deformación ni eventos térmicos importantes, no afectada por la actividad contemporánea de los bordes de placa, o muy poco afectadas”, se puede observar que la evolución del Cratón del Río de la Plata desde el Neoproterozoico, considerando la definición de Almeida *et al.* (2000) presenta las características señaladas. La evolución antes y durante el Mesoproterozoico es discutible ya que hay deformación importante (diques básicos con arqueamiento datado en 1,8 Ga por Bossi *et al.*, 2003), interpretando la colisión de los Terrenos Piedra Alta y Nico Pérez hacia los 2,1Ga. (Texeira *et al.*, 1999). El cabalgamiento de la zona de cizalla Sarandí

del Yi fue datado por Cingolani *et al.* (1999), quien corroboró esta misma edad para la colisión de los Terrenos Nico Pérez y Piedra Alta.

La cuenca sedimentaria se depositó sobre el Terreno Tandilia, al sur de la zona de cizalla de Colonia (ZCC) que se estima de edad entre 1.6 y 1.8 Ga, de acuerdo con Bossi *et al.* (2005); y al oeste de la zona de cizalla Sarandí del Yi (ca 1.8 Ga). Luego, la reactivación de la zona de cizalla de Sarandí del Yi a los 540Ma, separaría los depósitos sedimentarios al oeste de la cizalla (Cuenca Piedras de Afilar) y al este de la cizalla (Cuenca Arroyo del Soldado). Estas últimas habrían formado parte de la misma cuenca en el Ediacareense; y se habrían separado en el Cámbrico hacia los 540Ma según el movimiento sinistral de la referida zona de cizalla Sarandí del Yi. En este contexto, la cuenca de Piedras de Afilar representaría una parte más somera de la megacuenca de Arroyo del Soldado - Piedras de Afilar - Sierras Bayas.

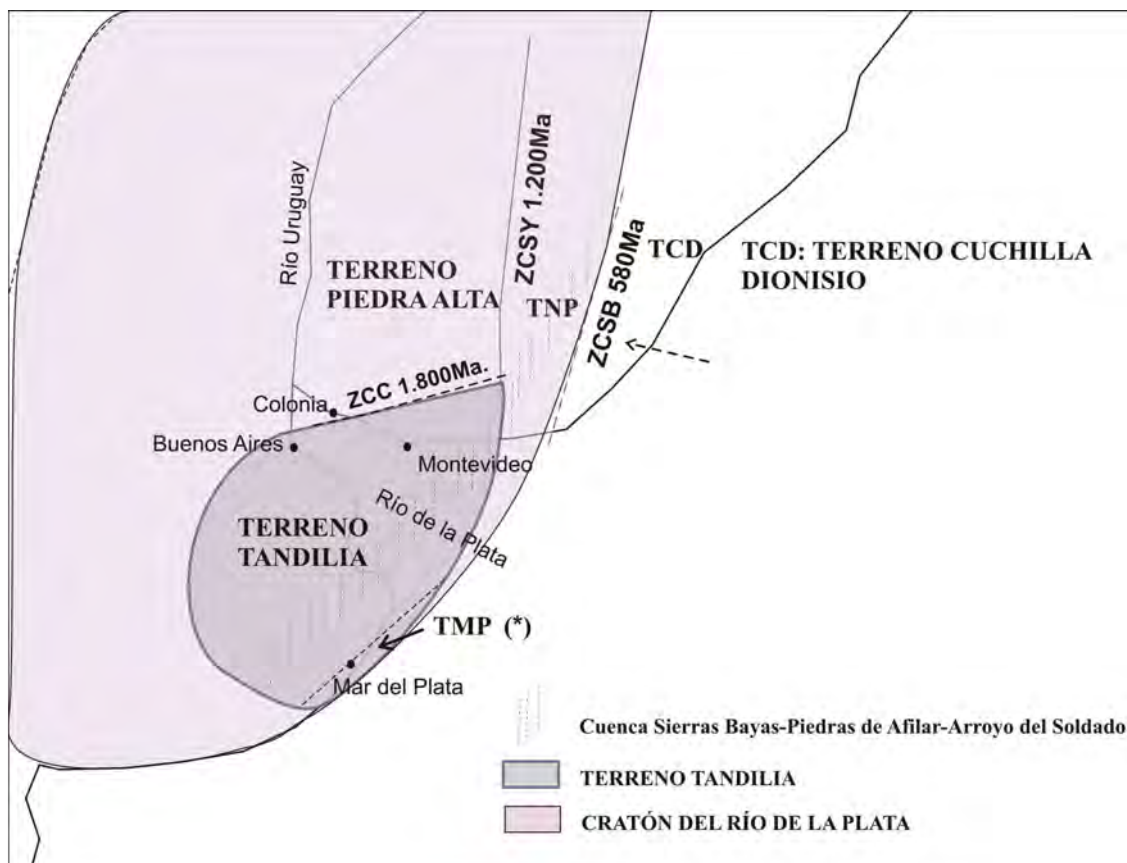


Figura 7.8: Reconstrucción paleogeográfica y disposición de los terrenos estratigráficos en el Neoproterozoico. Se infiere que las Cuencas Sierras Bayas, Piedras de Afilar y Arroyo del Soldado, dispuestas SW-NE formaban parte de la misma cuenca sedimentaria, antes de la reactivación de la cizalla Sarandí del Yi. Referencia: TNP: Terreno Nico Pérez; TMP: Terreno Mar del Plata (*) definido recientemente por Rapela *et al.* (2011).

8 PROVENIENCIA

CONTENIDO:

- 8.1.- DATOS DE PALEOCORRIENTES
- 8.2.- EVIDENCIAS DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA
- 8.3.- ISÓTOPOS Sm-Nd
- 8.4.- CIRCONES DETRÍTICOS
 - 8.4.1.- Areniscas de la Fm. Piedras de Afilas
 - 8.4.2.- Metareniscas de Araminda
- 8.5.- DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Se han realizado estudios de proveniencia, utilizando la combinación de las medidas de paleocorrientes, descripciones petrográficas, análisis de rayos X, geoquímica, isótopos Sm-Nd y U-Pb LA-ICP MS (*Laser Ablation Inductively Spectrometry – Cuspidal Plasma Mass Spectrometry*) en circones detríticos. Los diagramas de composición mineral de las areniscas sugieren una proveniencia de cratón estable. Las paleocorrientes principales hacia el NE, indican también una proveniencia desde las áreas cratónicas occidentales. Confirman este hecho los análisis Sm-Nd (TDM entre 1,5 y 2,6 Ga) y las edades de los circones detríticos (1,053 Ma para el circón más joven) mostrando edades de aporte Paleoproterozoico y Mesoproterozoico típicas del basamento del Cratón del Río de la Plata, y posiblemente con aporte desde otras áreas cratónicas del oeste.

8.1.- DATOS DE PALEOCORRIENTES

Como se ha visto en el capítulo anterior las paleocorrientes evidencian, en sentido amplio, una proveniencia desde el SW. Todas las paleocorrientes se dirigen hacia el hemisferio este; registrándose sólo un dato aislado de paleocorrientes hacia el oeste (PAF41, Figs. y tablas en Cap. 6). Las direcciones predominantes son NE y SE, siendo la principal **NE**, verificada por las direcciones medidas en calcos de flujo. Los datos y diagramas de rosa de vientos expuestos

en el capítulo 6, sugieren paleocorrientes principales concordantemente hacia el este y noreste. Esto implicaría una proveniencia desde el oeste; como se ilustra mediante el diagrama 3D sobre una imagen LANDSAT actual reinterpretada (Fig. 8.1). Asimismo, las columnas estratigráficas que abarcan los miembros Cuchilla Alta y Arroyo del Junquito (descritas en el capítulo 3) muestran paleocorrientes hacia el **NE**. En los afloramientos de Cuchilla Alta, se realizó un estudio muy detallado, contando con 91 medidas tomadas en estratificación cruzada planar y artesa. Se separaron los 10 afloramientos y se logró interpretar la causa de la deformación tectónica de este sitio (varias tablas y figuras, Capítulo 6).

En los afloramientos del Club de Pesca Cuchilla Alta, se observa un cambio en la orientación de los estratos muy significativo, ya que en pocos metros de distancia varía el rumbo y buzamiento desde N65W/45SW a E-W con buzamiento subvertical. Por ello, se separan las medidas tomadas en estratos con diferente orientación y se corrigen según la posición original (N30W/45SW). En el mapa local (Fig. 6.5, capítulo 6) se representan las paleocorrientes en diagramas de tipo “*rosa de vientos*”, para las diferentes exposiciones de la Fm. Piedras de Afilar en la playa de Cuchilla Alta; las cuales abarcan aproximadamente un kilómetro a lo largo de la costa. Los afloramientos del Club de Pesca Cuchilla Alta (exposiciones PAF40 a PAF43) presentan poca deformación. Luego, los afloramientos ubicados hacia el este de esta faja costera, donde se verticalizan los estratos en contacto con rocas pegmatíticas y gneiss del basamento, son de difícil corrección. En la cantera de cuarcita se observa una estratificación afectada por esfuerzos tectónicos, con verticalización de los estratos; por lo cual es difícil tomar estos datos como paleocorrientes a corregir. Al realizar la corrección en todos los casos, se obtienen resultados más confiables para las medidas de los afloramientos con menor deformación. De acuerdo con las reconstrucciones paleogeográficas planteadas en este trabajo por otros autores (Santos *et al.*, 2003; Bossi *et al.*, 2005; Gaucher *et al.*, 2009) el continente se encontraba hacia el SW. Esto coincide con las direcciones de aporte, interpretadas como de proveniencia cratónica, es decir desde el continente.

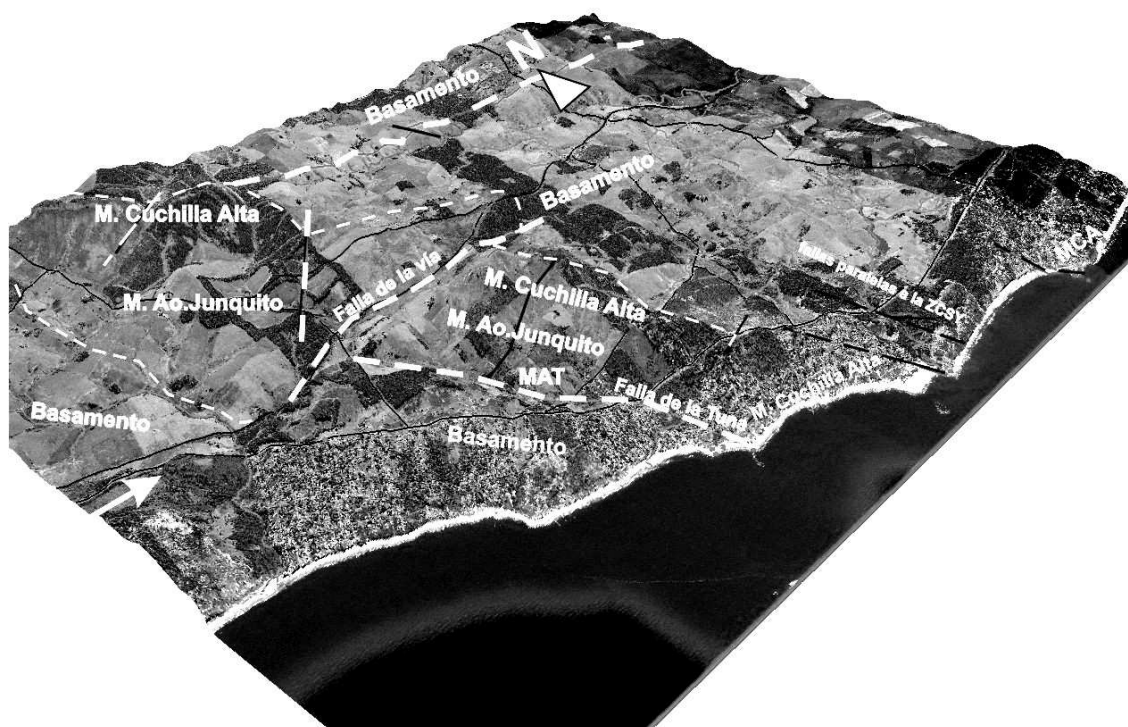


Figura 8.1: Se muestran los principales lineamientos, contactos con el basamento y se ubican las unidades que conforman la Fm. Piedras de Afilar (Neoproterozoico) sobre una imagen LANDSAT actual. Nótese que se refiere al basamento cristalino y a las rocas Neoproterozoicas, abstrayendo la cobertura de sedimentos cuaternarios. La flecha indica la dirección principal de procedencia desde las áreas de aporte de la paleocuenca.

8.2.- EVIDENCIAS DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Las evidencias de petrología y geoquímica también sugieren una proveniencia de cratón estable. De acuerdo con los diagramas triangulares de caracterización de áreas cratónicas de Dickinson & Suczek (1979), las areniscas de la Fm. Piedras de Afilar son las típicas cuarzoarenitas de cratón estable. Si bien también se encuentran algunas subarcosas con muy bajos contenidos de feldespato, ploteadas en los diagramas de proveniencia se observa la clara coincidencia con las áreas tectónicas de **bloques continentales** (Figs. 8.2 y 8.3). Estos diagramas dan una aproximación bastante confiable respecto al área de aporte. Sin embargo para precisar y verificar estos resultados, se recurre además a la comparación de los datos con los triángulos secundarios de caracterización del aporte. Así se rectifica el mismo comportamiento, ya que dado el neto predominio de cuarzo

monocristalino con una leve tendencia hacia el vértice de los feldespatos, implica también aquí una tendencia hacia un aumento de madurez dentro de los **bloques continentales**.

Si bien la evidencia de petrografía más clara es la interpretada a partir de la composición de las areniscas. También son evidencias a tener en cuenta la composición de las arcillas y la geoquímica (elementos mayoritarios, elementos minoritarios, esp. trazas y tierras raras) de las pelitas.

Los análisis DRX en las pelitas dan valores promedio de: illita (80 - 90%), caolinita (5 - 10%), clorita (5 - 10%) y esmectita (5 - 10%). La persistente abundancia de illita en toda la secuencia sugiere también un origen cratónico, de típica proveniencia de rocas cuarzo-feldespáticas. Se representan las *argilofacies* presentes en las pelitas en un diagrama triangular de vértices: illita/clorita $\pm$ esmectita/caolinita (Fig. 8.4, tabla 8.1). Todas las pelitas muestran composiciones con illita muy abundante (60-80%) y extremadamente abundantes (80-100%). Las facies heterolíticas arenita-limolita presentan persistentemente elevado contenido de illita (> 80%). Los ritmitos marga-pelita muestran composiciones con más clorita y esmectita, manteniendo importantes porcentajes de illita abundante (>50%); presentando además interestratificados clorita-esmectita e illita-esmectita en baja proporción.

Los datos de la geoquímica deben ser tomados con cuidado porque las doleritas afectan la secuencia sedimentaria, de modo que ocurre movilización y variaciones en la concentración de tierras raras; ocurre aporte de minerales densos y también ocurre silicificación y ferrificación post-sedimentaria. Como se verá más adelante las muestras más afectadas son las que se encuentran más próximas a las doleritas que se intercalan consistentemente en toda la secuencia, pudiendo preservarse en los afloramientos alejados la composición química original.

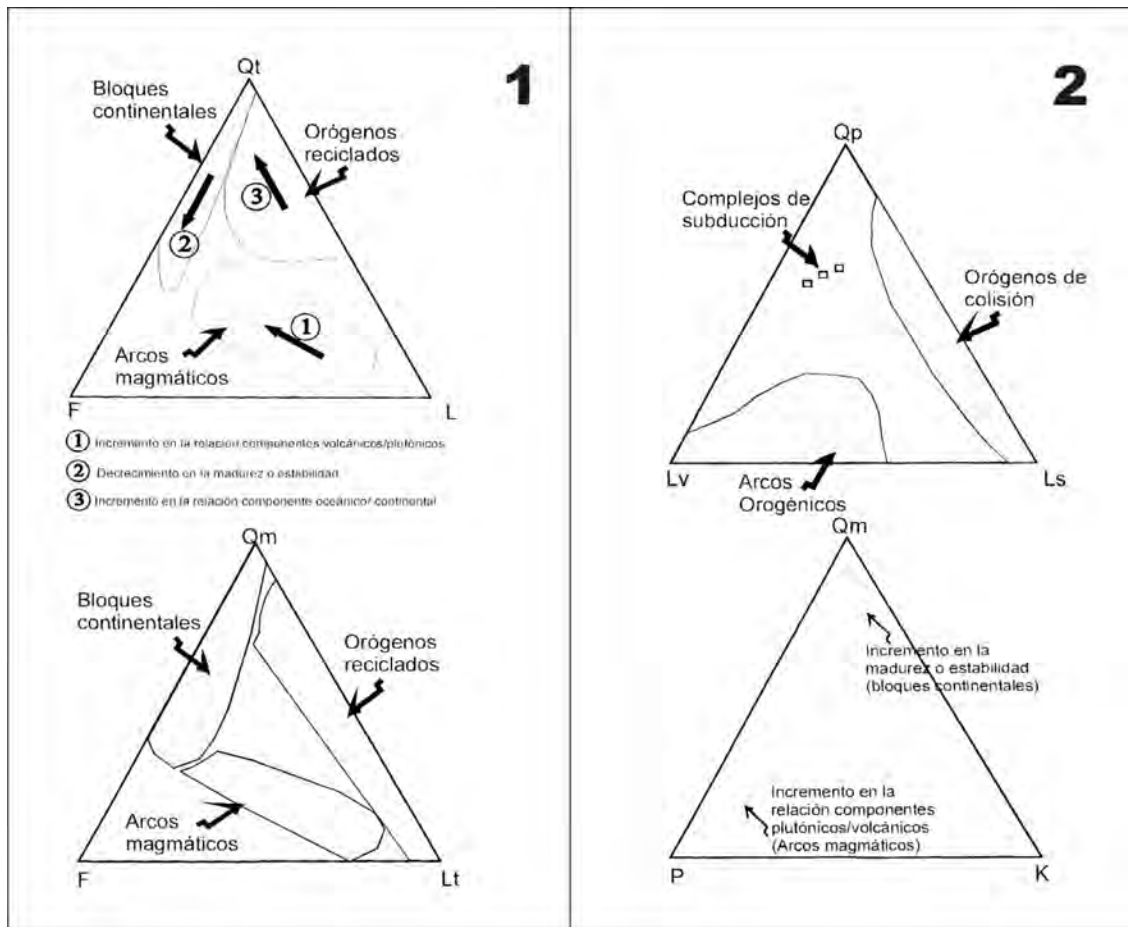


Figura 8.2: Diagramas triangulares propuestos por Dickinson y Suczek (1979). **(1)** Triángulos de caracterización de áreas cratónicas de aporte. Ref: Qt: cuarzo total; Qm: cuarzo monocristalino; F: feldespatos, L: fragmentos líticos inestables, Lt: líticos totales. Tomado de Scasso y Limarino (1997). **(2)** Triángulos secundarios de caracterización de áreas tectónicas. Las áreas sombreadas representan las modas detríticas de Dickinson y Suczek (1979). Tomado de Scasso y Limarino (1997).

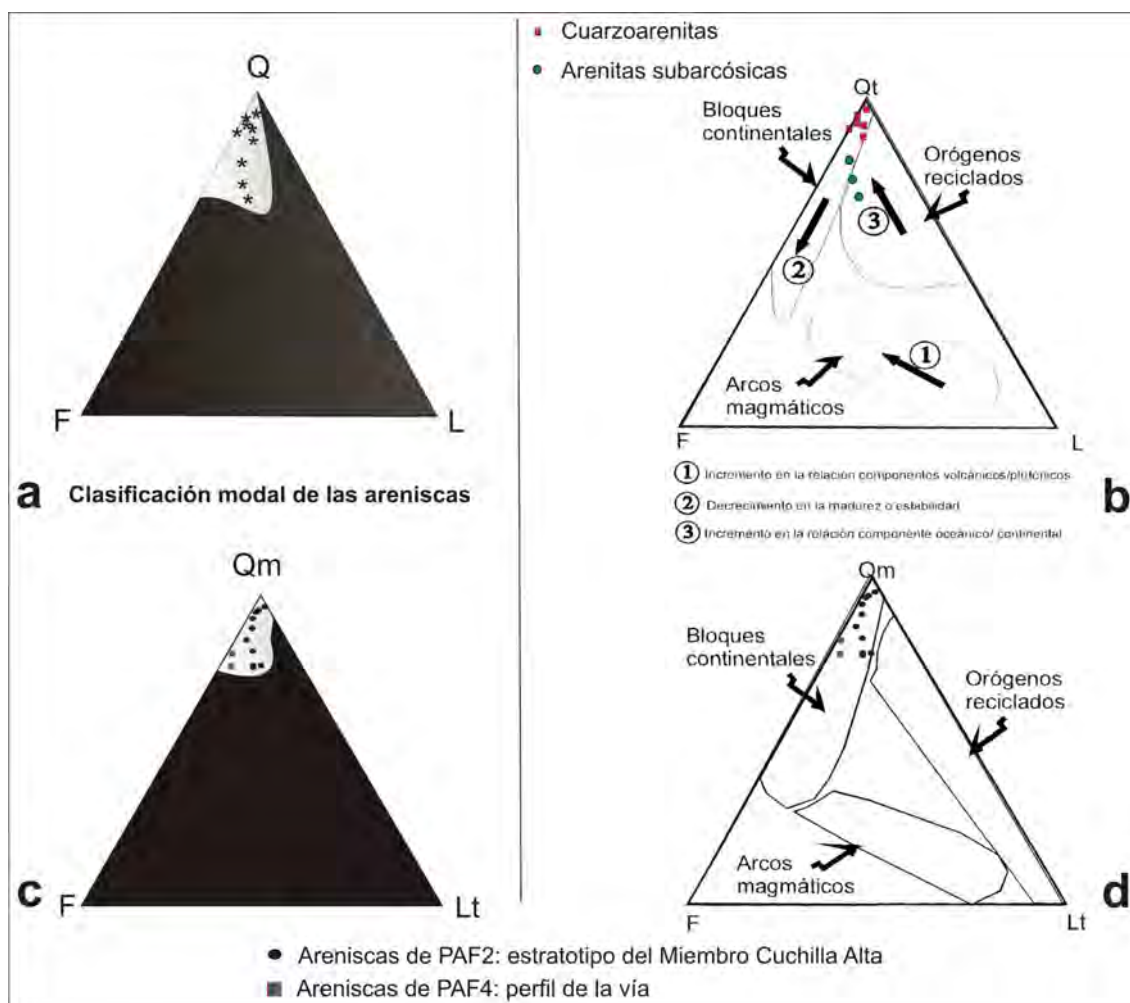


Figura 8.3: (a) Triángulo QFL de clasificación modal de las areniscas del estratotipo del Mb. Cuchilla Alta (PAF2); (b) datos del diagrama (a) volcados en triángulo de áreas tectónicas (Dickinson & Suczek, 1979); (c) Clasificación modal Qm-F-Lt, incluye areniscas de PAF2 y PAF4; y (d) Diagrama interpretativo del área tectónica (Dickinson & Suczek, 1979). Nótese que en ambos diagramas (b y d) se puede observar el aporte de bloques continentales. Referencia: Qm: cuarzo monocrystalino, Qp: cuarzo policristalino; F: feldspatos; L: líticos; Lt: líticos totales, incluyendo clastos de cuarcita (Qp).

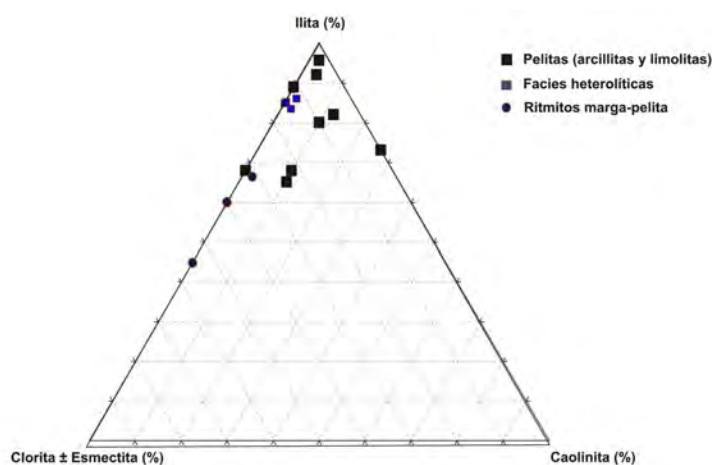


Figura 8.4: Triángulos de clasificación de vértices Illita, clorita ± esmeclita, caolinita. Para facies de pelitas FI (limolitas y arcillitas) y facies heterolíticas (H y HI) y facies de ritmitos marga-pelita (Lr).

MUESTRA	LITOLOGÍA	Illita (%)	Clorita + Esmectita (%)	Caolinita (%)
PAF2A	Fa. heterolíticas	82	14	0
PAF2B	Fa. heterolíticas	82	14	traza
PAF2C	Fa. heterolíticas	88	12	0
PAF29	Pelita negra	51	19	8
PAF44A	Pelita	80	10	10
PAF44B	Pelita	82	4	3
PAF44C	Pelita	98	1	0
PAF3-1	Pelita negra	82	6	12
PAF3-2	Pelita gris	68	32	0
PAF3-3	Ritmito marga-pelita	45	55	0
PAF3-4	Ritmito marga-pelita	60	40	0
PAF32A	Pelita ferruginosa	77	0	28
PAF32B	Pelita ferruginosa	92	traza	traza
PAF35A	Pelita verde	68	22	10
PAF35B	Fa. heterolíticas	85	15	0

Tabla 8.1: Muestras de pelita analizadas en DRX y graficadas en diagramas triangulares de arcillas (Triángulo de Fig. 8.3).

Se realizaron análisis geoquímicos en las pelitas del Mb. Arroyo Junquito y pelitas de la base del Mb. Arroyo de la Tuna, en el Laboratorio ALS por métodos de ignición a 1000^oc, fusión ICP-NS y ensayos de roca total ICP-A ES (tablas 8.2, 8.3 y 8.4). Los mismos sirven para complementar los estudios isotópicos **Sm-Nd** (5 dataciones) de las pelitas de esta unidad, realizadas en la Universidad de Copenhague. Los datos geoquímicos obtenidos se grafican en diagramas de distribución de los elementos mayoritarios y minoritarios, traza y tierras raras, los cuales se exponen a continuación:

(a) Elementos mayoritarios: La distribución de los óxidos mayoritarios, se observan altos porcentajes de Fe_2O_3 en todas las pelitas alcanzando valores de hasta 9%, algo más bajos y variables en las facies heterolíticas arenita-limolita (**H**) (PAF02-2 Y PAF02-3) (Fig. 8.5). Los % de SiO_2 son altos, varían entre 57 y 75%, lo cual indica la importancia del aporte de terrígenos en las pelitas. No obstante, parte del SiO_2 puede ser diagenético e inclusive por condiciones de anquimetamorfismo en zonas de contacto con las rocas básicas circundantes. El Al_2O_3 es constante en todas las muestras, menor al 20% y se interpreta como parte de las arcillas y parte de algunos minerales terrígenos finos (feldespatos: 10-20%; arcillas: 20-30%, según análisis semicuantitativos DRX). El índice de alteración (CIA: *chemical index of alteration*) (Nesbit & Young, 1982) presenta valores relativamente altos (entre 3,5 y 4,5) (Fig. 8.6). Esto implica que las pelitas sufrieron fuerte alteración, por lo cual los índices geoquímicos habrían sufrido modificaciones, sobre todo en las muestras con mayor CIA. La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ varía entre 0,15 y 0,35, como se muestra en el gráfico $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. Al_2O_3 (Fig. 8.7), aunque de acuerdo con el índice de alteración encontrado, dicha relación podría haber sido modificada.

Se realizaron además diagramas de elementos mayoritarios: SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Roser & Krosh, 1986) y diagrama ternario $\text{CaO}+\text{MgO}$ / $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ / $\text{SiO}_2:10$ (Taylor & Mc.Lenan, 1985), los cuales son mostrados y comparados con otros gráficos de elementos traza, más adelante.

Renamed	Total	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	Cr2O3	TiO2	MnO	P2O5	SrO	BaO
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
PAF11-5	97,5	57,4	17,3	8,84	0,87	1,52	0,88	4,46	0,01	1,01	0,09	0,08	0,01	0,12
PAF02-2	98,7	73,3	14,4	1,37	0,14	0,56	0,1	4,37	0,01	0,58	<0,01	0,03	<0,01	0,08
PAF02-3	100	77,8	11,6	2,64	0,15	0,6	0,05	3,66	0,01	0,34	0,02	0,03	<0,01	0,08
PAF3-1	98,1	63,2	15,05	8,61	0,18	1,14	0,87	3,89	0,01	0,83	0,06	0,07	<0,01	0,07
PAF26-1	96,5	60,7	14,45	9,23	0,18	1,86	1,62	2,65	0,01	0,82	0,09	0,14	<0,01	0,07
PAF29-1	94	62,2	15,9	6,1	0,08	0,68	0,11	4,28	0,01	0,86	0,02	0,06	0,01	0,08
PAF44-2	93,9	60,8	14,2	7,59	0,12	1,36	0,09	4,07	0,01	0,58	0,04	0,12	<0,01	0,1
PAF44-5	98,7	75,5	10,75	4,34	0,05	0,74	0,07	3,2	0,01	0,53	0,03	0,03	<0,01	0,07

Tabla 8.2: Elementos mayoritarios y minoritarios de las facies pelíticas

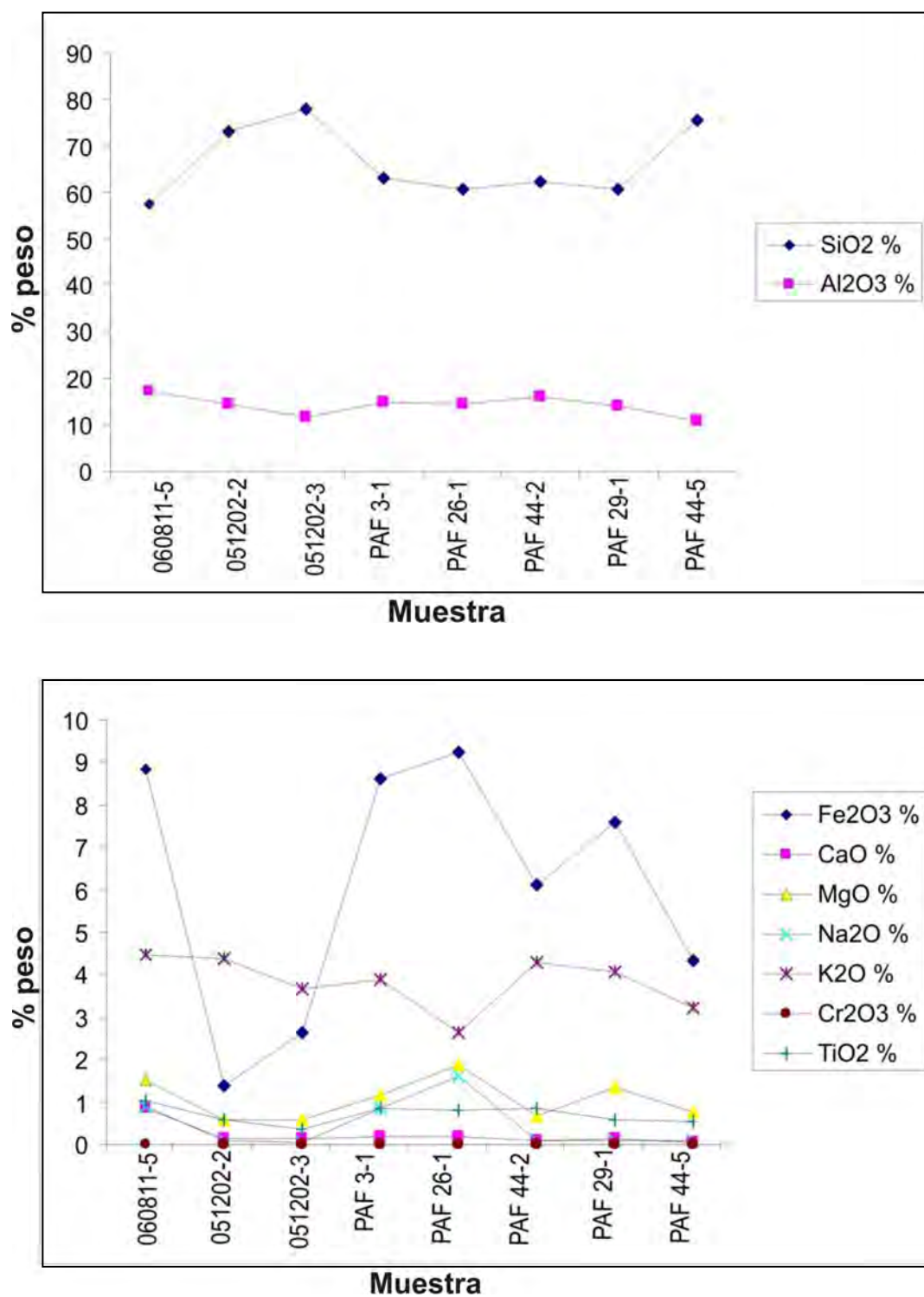


Figura 8.5: Distribución de los elementos mayoritarios (% peso) para cada muestra.

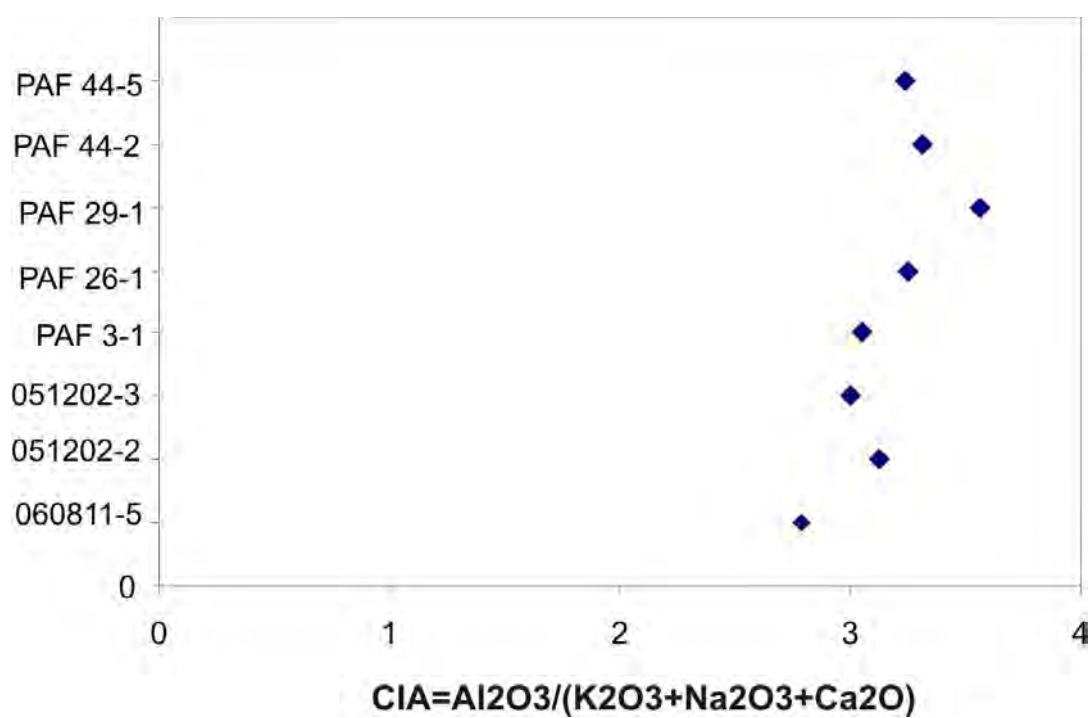


Figura 8.6: Índice de Alteración CIA (Nesbit & Young, 1982), discriminado por muestra.

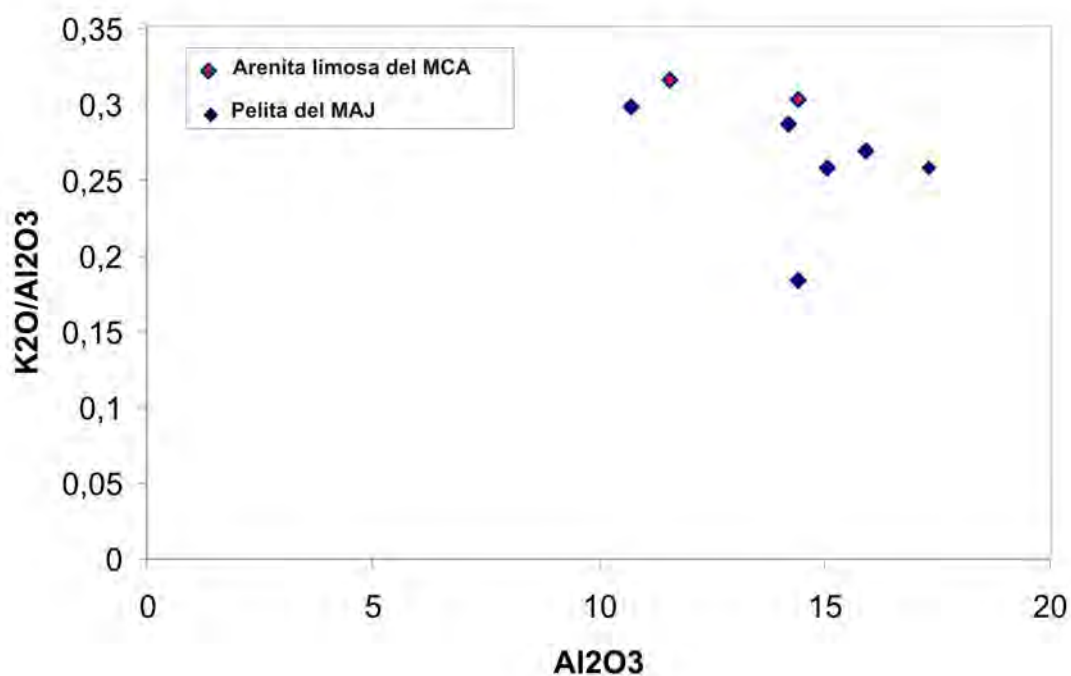


Figura 8.7: Gráfico Al₂O₃ vs. K₂O/Al₂O₃

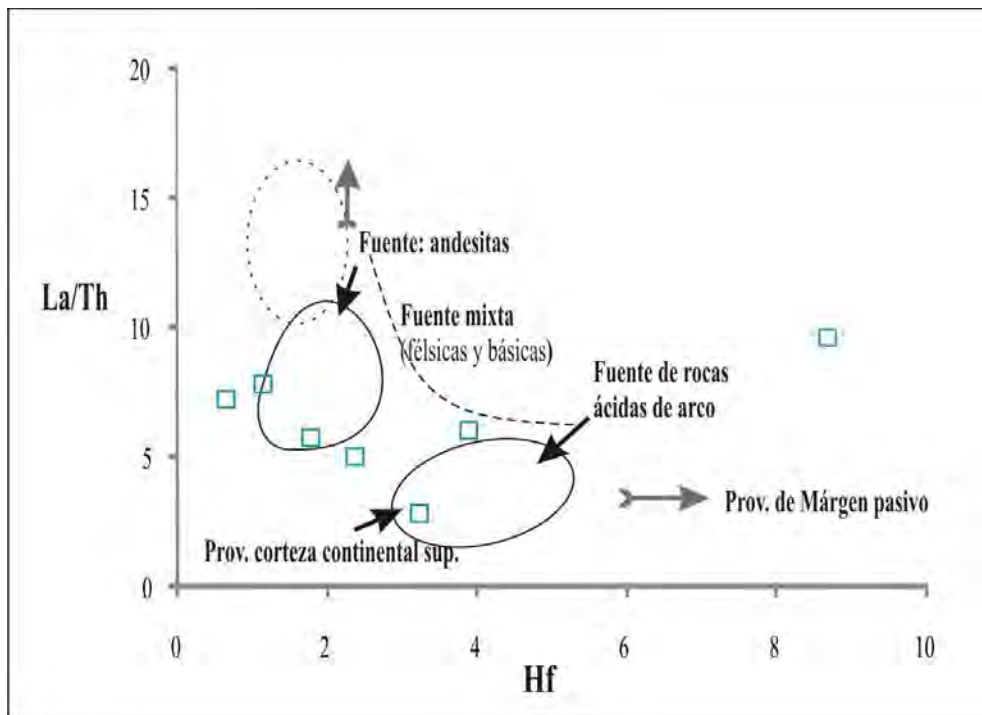


Figura 8.8: Diagrama La/Th vs. Hf diagrama (Floyd & Leveridge, 1987) ilustrando una proveniencia predominantemente cratónica (UCC).

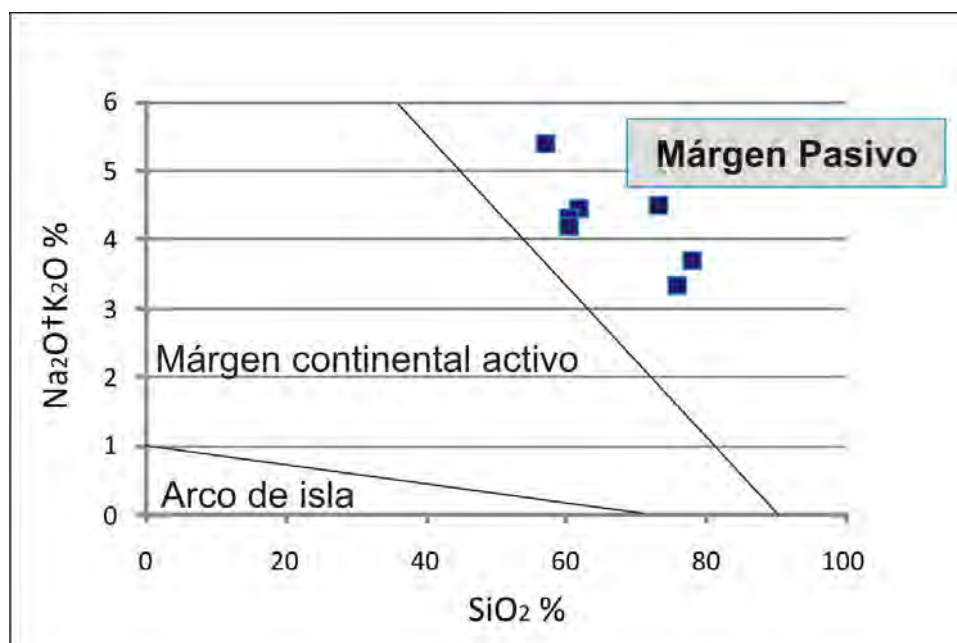


Figura 8.9: Discriminantes para el ambiente tectónico, según Roser y Krosh (1986).

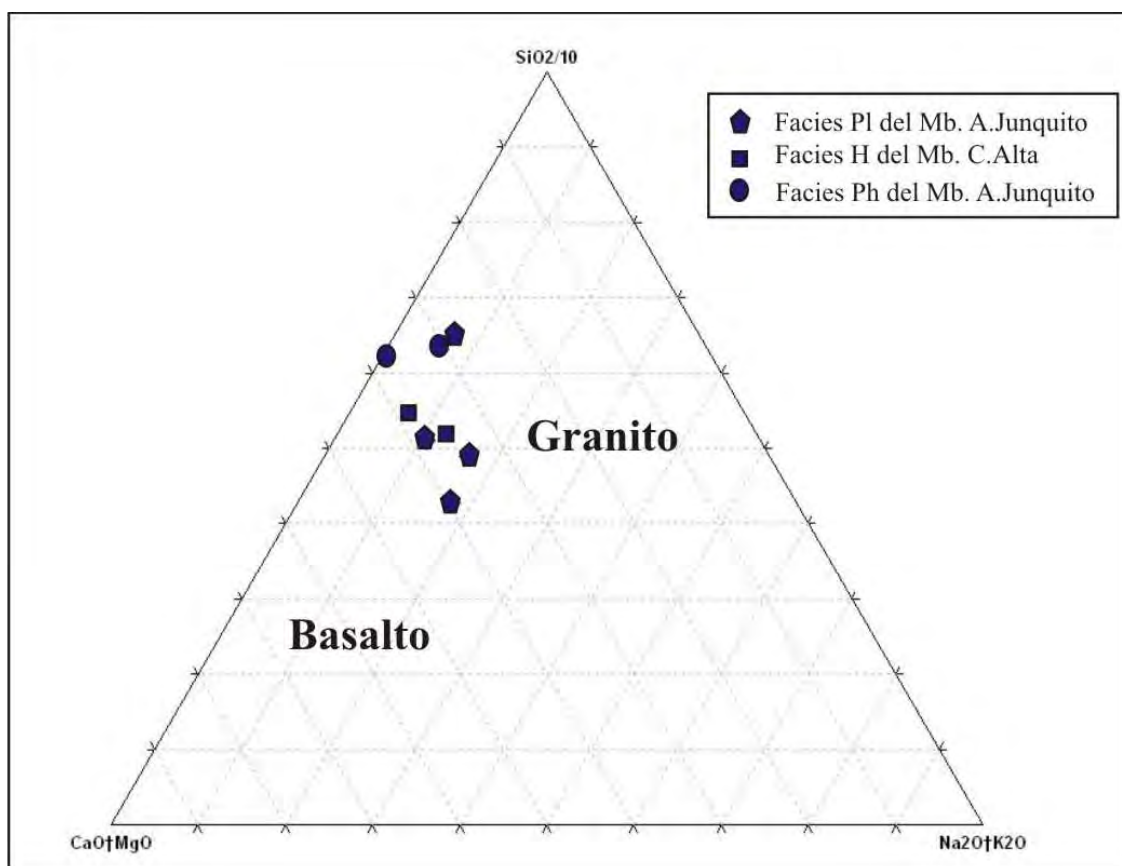


Figura 8.10: Diagrama ternario de geoquímica para identificar la roca fuente (según Taylor & Mc.Lenan, 1985). Las muestras ploteadas corresponden a una zona próxima a los **Granitos**

(b) Elementos traza: Las cantidades de **Rb** (119 - 237 ppm) está vinculada a la abundante illita con alto contenido de K en todas las pelitas. El **Sr** aparece restringido, incluso en las pelitas de la base del miembro carbonático, donde los análisis de Sr en las calizas sobreyacentes confirman que el mismo fue reseteado por la presencia del filón capa de dolerita sobreyacente. A continuación se exponen los valores obtenidos para los principales elementos traza LFSE (*low field strength elements*) y HFSE (*high field strength elements*) (tabla 8.3).

Cabe destacar que los diagramas binarios y ternarios sugieren una proveniencia de cratón estable. El gráfico de elementos traza La/Th vs Hf (Floyd & Leveridge, 1987) muestran las áreas cratónicas como fuentes más probables (Fig. 8.8). Se comparan con diagramas de **elementos mayoritarios**: SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Roser & Krosh, 1986) y diagrama ternario

$\text{CaO} + \text{MgO} / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2:10$ (Taylor & McLennan, 1985), los cuales avalan la interpretación de las áreas cratónicas como fuentes de aporte más probables (Figs. 8.9 y 8.10).

Por otra parte el diagrama Th/U vs Th (McLennan *et al.* 1993) permite estimar la meteorización y reciclaje de las rocas sedimentarias. La razón UCC Th/U para las rocas sedimentarias derivadas de la corteza, está entre 3,5-4.0 (McLennan *et al.*, 1993). Como los sedimentos sufren fuertes condiciones de meteorización, oxidación la relación Th/U aumenta ya que el U^{4+} se oxida a U^{6+} más soluble y es removido de los sedimentos (McLennan *et al.*, 1993).

Las pelitas de la Fm. Piedras de Afilas dan valores promedio de Th/U entre 2 y 5 (Fig. 8.11), lo cual sugiere que podría haber también fuentes mantélicas, aunque los elementos traza como las tierras raras de algunas muestras pueden estar afectados por las intrusiones básicas circundantes, como se ve más adelante.

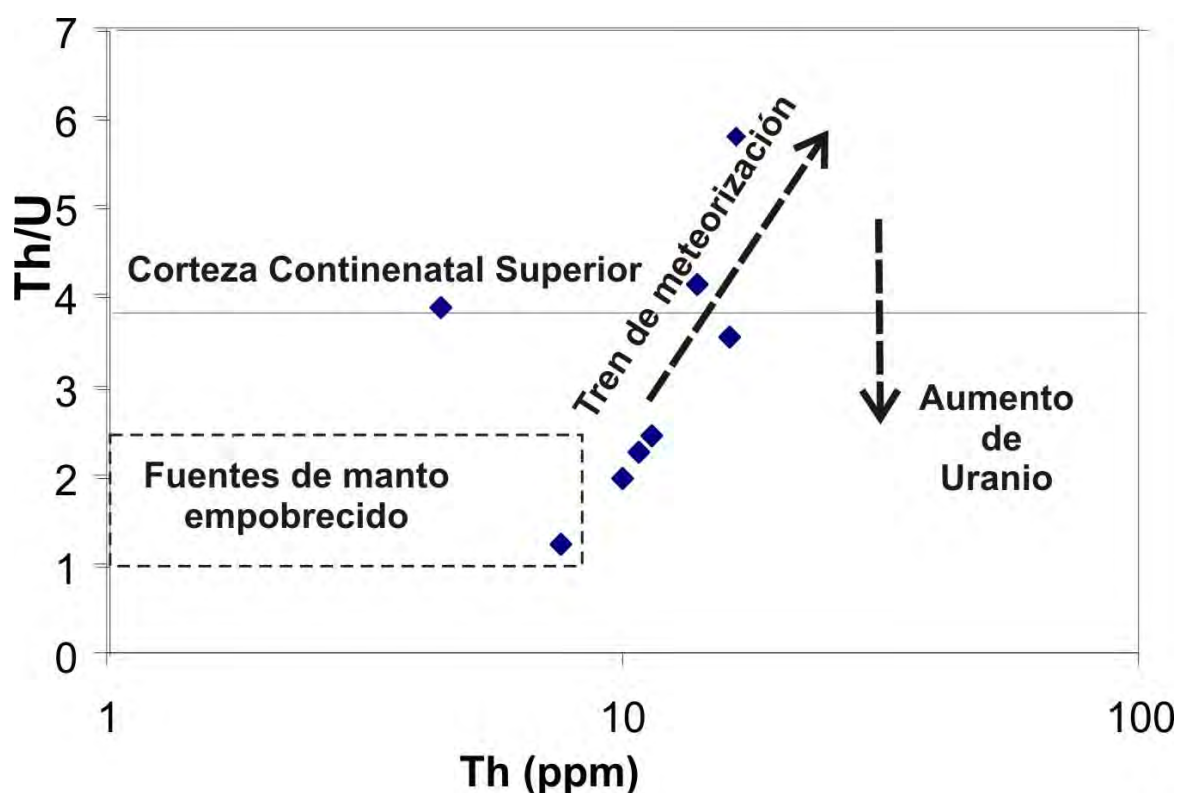


Figura 8.11: Diagrama Th/U vs. Th de McLennan *et al.* (1993), mostrando el tren de meteorización o reciclaje de los sedimentos

Elementos Trazas: LFSE								Elementos Trazas: HFSE				
	Ag	Rb	Sr	Ba	Pb	U	Th	Zr	Hf	Nb	Ta	Y
SAMPLE	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
060811-5	<1	237	72	1125	18	1,44	16,7	187	5	21,4	1,5	26,7
051202-2	<1	119,5	32,1	688	<5	3,14	7,58	234	5,9	11,3	0,8	18,2
051202-3	<1	95,7	16,3	680	<5	0,57	4,43	153	3,7	7,1	0,5	13,4
PAF 3-1	<1	172,5	43,9	581	9	1,7	14	223	5,8	15,4	1,5	12,7
PAF 26-1	<1	120,5	46,9	585	14	2,29	16,2	283	7,3	16,1	1,1	20,8
PAF 29-1	<1	143,5	23,8	638	14	2,35	11,45	291	7,7	13,8	1,1	27,6
PAF 44-2	<1	143	22,7	938	9	2,4	10,7	409	10,2	11,9	1,3	29,4
PAF 44-5	<1	115,5	13,1	694	15	2,56	9,94	813	19,8	9	1,5	28,7
Elementos de transición												
V	Co	Cr	Cu	W	Ni	Zn	Ga					
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm					
152	22,9	100	71	1	49	112	25,7					
70	3,7	50	10	1	12	23	18,6					
49	6,4	40	6	1	12	35	13,6					
99	33,1	60	11	99	47	77	20,2					
100	20,4	70	41	1	22	105	19,8					
92	7,4	70	13	2	11	37	20					
87	29,5	60	17	122	33	69	20,7					
71	20,8	40	6	200	19	38	12,7					

Tabla 8.3: Elementos traza, discriminando HFSE, LFSE y elementos de transición

(c) Tierras raras: Se normalizaron los valores de las tierras raras con los standards UCC, “*uniform continental crust*” (Taylor & McLennan, 1985) y PAAS, “*post archean australian shales*” (Nance & Taylor, 1976) (tabla 8.4). Los gráficos de la Fig. 8.12 (a y b) muestran la distribución de RRE por muestra y RRE+Y. Se interpreta que todas las muestras de pelita tienen un comportamiento muy similar, con valores próximos a 1 respecto a las normalizaciones de la curva (PAAS Y UCC). Se observa que la muestra de arenisca limosa de la base del Miembro pelítico tiene un comportamiento diferente. Esto se interpreta a partir de que se

trata de una facies sedimentaria distinta (arenita limosa) en contraste con las pelitas. Además está en contacto directo con el filón capa de dolerita post-sedimentario, que efectivamente afecta la composición de las tierras raras (Fig. 8.13). Se observó que las muestras que se encuentran más próximas a las doleritas (10-15m) muestran una tendencia de la curva horizontalizada, mientras las que se encuentran en contacto directo a con una proximidad $\leq 5\text{m}$ muestran una inversión de la curva con enriquecimiento en las tierras raras livianas.

Las únicas muestras que podrían ser consideradas no afectadas por los fluidos hidrotermales de la intrusión dolerítica, son las que se encuentran a una distancia $\geq 20\text{m}$. Este hecho resulta importante para confirmar el efecto térmico de los filones básicos que afecta la geoquímica de las REE. Véase el cuadro comparativo de la tabla 8.6. Por lo tanto, los datos de REE que se tendrán en cuenta serán solamente los correspondientes a las muestras alejadas de las doleritas a una distancia mayor a 20m; y excepcionalmente los datos de las muestras entre 10 y 15 m, las cuales son poco afectadas.

Se calculó la *anomalía del Cerio* de acuerdo con la ecuación de Rollison (1991) $\text{Ce/Ce}^* = 2[\text{Ce}] / \{[\text{La}] + [\text{Pr}]\}$ detectando anomalías positiva $\text{Ce/Ce}^* > 1$ positiva en las muestras de pelitas oscuras (PAF3-1 y PAF26-1), ubicadas estratigráficamente en la transición entre el miembro pelítico (Mb. Arroyo del Junquío) y el miembro calcáreo (Mb. Arroyo de la Tuna). En el caso de PAF3-1 (pelita de la base del miembro carbonático en Cantera Heide) se debe tomar este valor con cuidado, ya que el mismo está muy próximo al sill de dolerita que sobreyace las facies carbonáticas (5 a 10m estratigráficos). La anomalía negativa Ce^+ sugiere condiciones anóxicas en estas pelitas oscuras. Cabe señalar que la muestra 060811-5 (pelita negra) no presenta anomalía negativa de Ce (tabla 8.5), probablemente debido a la distorsión ocasionada por la roca básica próxima o bien el ambiente era oxigenado. Las demás muestras presentan valores muy próximos o levemente inferiores a 1, es decir con leves anomalías negativas Ce^- .

También se calculó la *anomalía del Europio*, de acuerdo con la ecuación $\text{Eu/Eu}^* = [\text{Eu}] / \sqrt{[\text{Sm}][\text{Gd}]}$ (Rollison, 1991), donde [] corresponde a valores normalizados con UCC. Se obtienen valores normales sin anomalías, próximos a 1 en todos los casos.

MUESTRA	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
060811-5	39,7	68,6	10,3	38,3	7,46	1,53	6,18	0,89	5,2	1,02	2,81	0,42	2,71	0,42	26,7
051202-2	29,8	57,7	7,02	25,7	4,55	0,98	3,62	0,52	3,13	0,64	1,91	0,3	1,93	0,31	18,2
051202-3	14,4	29,3	3,54	13,7	2,62	0,66	2,4	0,36	2,22	0,45	1,34	0,21	1,35	0,22	13,4
PAF 3-1	25,8	83,8	6,84	23,3	4,05	0,79	2,74	0,42	2,61	0,53	1,67	0,28	1,99	0,33	12,7
PAF 26-1	10,4	29,8	2,92	11,4	3	0,67	3,33	0,59	3,94	0,84	2,59	0,44	2,96	0,49	20,8
PAF 29-1	13,1	24,9	3,79	15	3,69	0,85	4,09	0,74	4,86	1,08	3,32	0,54	3,7	0,61	27,6
PAF 44-2	92,8	164	23,5	88,2	14,05	2,64	9,39	1,09	5,81	1,1	3,12	0,48	3,14	0,52	29,4
PAF 44-5	22,5	46,6	5,88	21,9	4,64	0,96	4,52	0,78	4,82	1,02	3,07	0,5	3,41	0,56	28,7
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
Norm UCC	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc	ppm/ucc
060811-5	1,323	1,079	1,46	1,473	1,492	1,739	1,545	1,391	1,7	1,275	1,405	1,273	1,355	1,3125	1,214
051202-2	0,99	0,902	0,41	0,99	0,91	1,114	0,905	0,813	3,13	0,8	0,955	0,909	0,965	0,969	0,827
051202-3	0,48	0,458	0,21	0,527	0,524	0,75	0,6	0,563	2,22	0,563	0,67	0,636	0,675	0,688	0,609
PAF 3-1	0,86	1,309	0,4	0,896	0,81	0,898	0,685	0,656	2,61	0,663	0,835	0,848	0,995	1,031	0,577
PAF 26-1	0,34	0,466	0,42	0,438	0,6	0,761	0,833	0,922	0,44	1,05	1,295	1,333	1,48	1,531	0,945
PAF 29-1	0,44	0,389	0,54	0,577	0,738	0,966	1,023	1,156	1,36	1,35	1,66	1,636	1,85	1,906	1,255
PAF 44-2	3,09	2,563	3,36	3,392	2,81	3	2,348	1,703	2,31	1,375	1,56	1,455	1,57	1,625	1,336
PAF 44-5	0,75	0,73	0,84	0,842	0,928	1,091	1,13	1,219	1,32	1,275	1,535	1,515	1,705	1,75	1,305
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
Norm PAAS	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas	ppm/paas
060811-5	1,05	0,86	1,14	1,126	1,243	1,53	1,236	2,173	1,04	1,029	0,9367	1,037	0,903	0,24	0,989
051202-2	0,78	0,72	0,78	0,756	0,758	0,98	0,724	1,27	0,626	0,646	0,6367	0,741	0,643	0,177	0,674
051202-3	0,38	0,37	0,39	0,403	0,436	0,66	0,48	0,879	0,444	0,454	0,4467	0,519	0,45	0,126	0,496
PAF 3-1	0,68	1,05	0,76	0,685	0,675	0,79	0,548	1,025	0,522	0,535	0,5567	0,691	0,663	0,189	0,47
PAF 26-1	0,27	0,37	0,32	0,335	0,5	0,67	0,666	1,44	0,788	0,848	0,8633	1,086	0,987	0,28	0,77
PAF 29-1	0,35	0,31	0,42	0,441	0,615	0,85	0,818	1,807	0,972	1,09	1,1067	1,333	1,233	0,349	1,022
PAF 44-2	2,44	2,05	2,61	2,594	2,342	2,64	1,878	2,661	1,162	1,11	1,04	1,185	1,047	0,297	1,089
PAF 44-5	0,59	0,58	0,65	0,644	0,773	0,96	0,904	1,904	0,964	1,029	1,0233	1,235	1,137	0,32	1,063

Tabla 8.4: Tierras raras de las pelitas del Mb. Arroyo del Junquito (facies Pl, Ph) y facies heterolíticas de la base del Mb. Cuchilla Alta (facies H). Se muestran los valores obtenidos en ppm, los valores normalizados con factor U.C.C. y con factor P.A.A.S para cada caso.

MUESTRA	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Observaciones
060811-5	0,7748	1,0241	Anomalía negativa Ce/Ce* < 1 / Eu/Eu* ~ 1
051202-2	0,9097	1,0495	Anomalía negativa Ce/Ce* < 1 / Eu/Eu* ~ 1
051202-3	0,9357	1,1350	Anomalía negativa Ce/Ce* < 1 / Eu/Eu* ~ 1
PAF 3-1	1,4362	0,9987	Anomalía positiva Ce/Ce* > 1 / Eu/Eu* ~ 1
PAF 26-1	1,2287	1,0687	Anomalía positiva Ce/Ce* > 1 / Eu/Eu* ~ 1
PAF 29-1	0,8018	1,0853	Anomalía negativa Ce/Ce* < 1 / Eu/Eu* ~ 1
PAF 44-2	0,8004	0,9802	Anomalía negativa Ce/Ce* < 1 / Eu/Eu* ~ 1
PAF 44-5	0,9227	1,0286	Anomalía negativa Ce/Ce* < 1 / Eu/Eu* ~ 1

Tabla 8.5: Anomalías de Cerio y Europio. Las muestras **PAF 3-1** y **PAF 44-2** son las más afectadas por movilización y cambios de concentraciones en tierras raras.

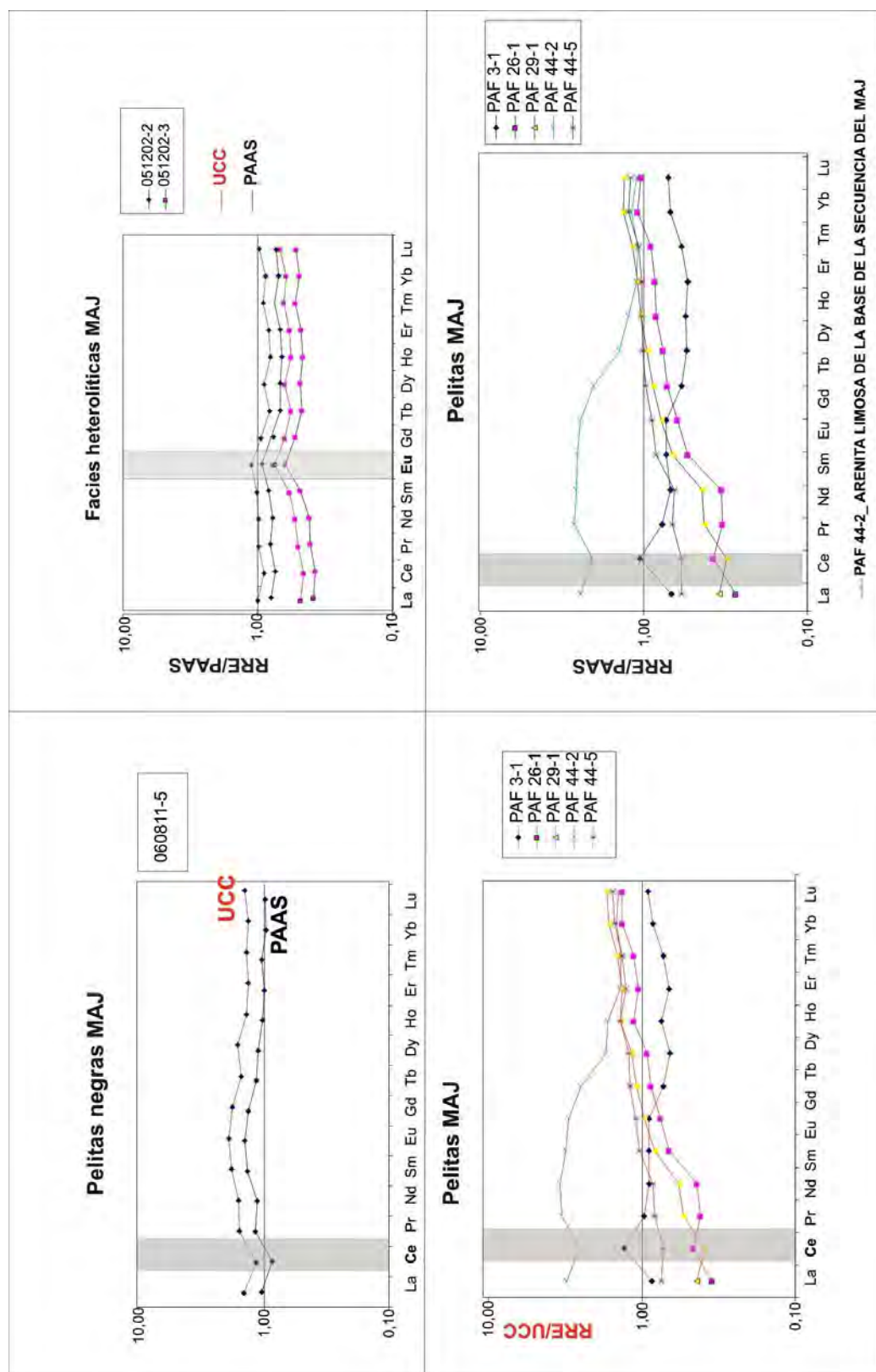


Figura 8.12.a: Diagrama de distribución de las REE, REE + Y, normalizado a UCC y PAAS, discriminando tierras raras para las facies de pelitas negras del Mb. Arroyo Junquito, facies heterolíticas de la base del Mb. Cuchilla Alta y facies de pelitas del Mb Arroyo del Junquito en contraste con las arenitas limosas de la base de esta unidad.

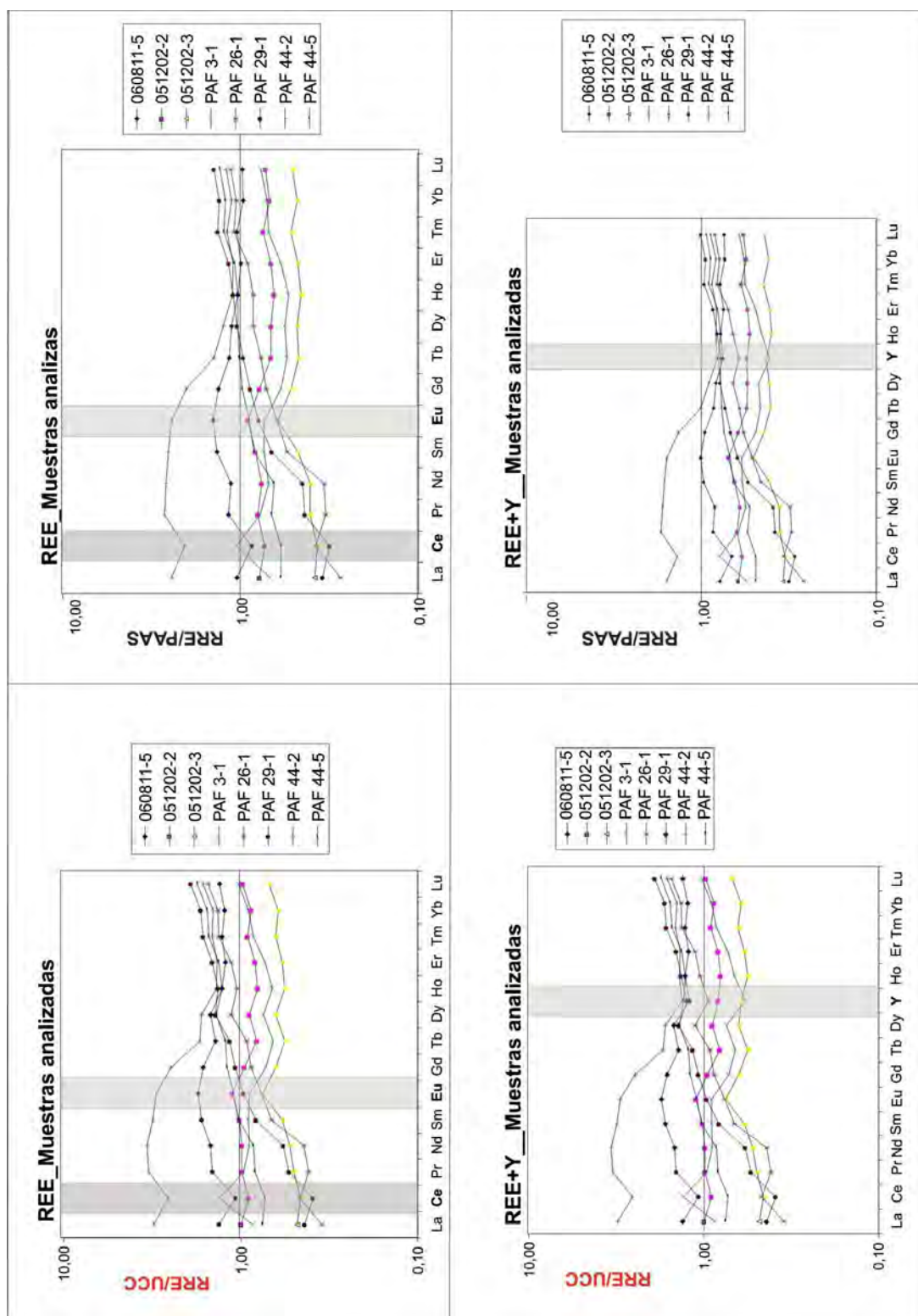


Figura 8.12.b Diagrama de distribución de las REE, REE + Y, normalizado a UCC y PAAS, discriminando tierras raras para las facies de pelitas negras del Mb. Arroyo Junquito, facies heterolíticas de la base del Mb. Cuchilla Alta y facies de pelitas del Mb Arroyo del Junquito en contraste con las arenitas limosas de la base de esta unidad. Abajo se plotean RRE + Y de todas la muestras analizadas. Nótese que los valores PAAS muestran patrones similares a los UCC pero sensiblemente más bajos.

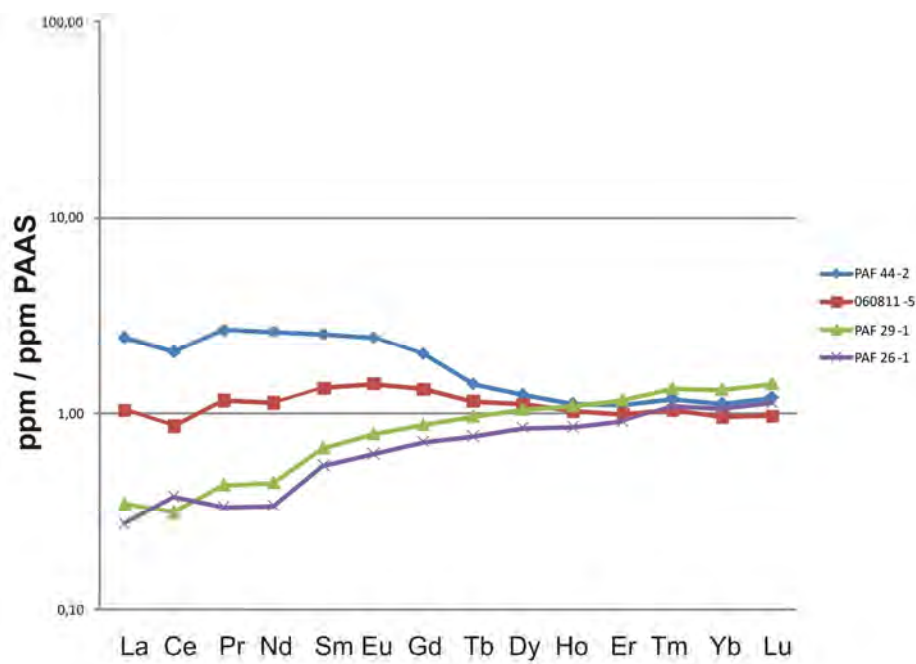


Figura 8.13: Diagrama comparativo de cuatro muestras tipo ubicadas en orden de de mayor a menor proximidad a los filones capa de dolerita.

Muestra	Litología (facies)	Proximidad a las doleritas	Observaciones en la curva RRE
PAF44-2	Limolita (HI)	<5m	Muy afectada; inversión de la curva
PAF3-1	Pelita negra (FI)	5-10m	Horizontalización de la curva
PAF060811-5	Pelita negra (FI)	10-15m	Horizontalización de la curva
PAF051202-2	Facies heterolíticas (H)	10-15m	Horizontalización de la curva
PAF051202-3	Facies heterolíticas (H)	10-15m	Horizontalización de la curva
PAF44-5	Pelita verde (FI)	20m	Tendencia normal
PAF291	Pelita roja (FI)	20m	Tendencia normal
PAF261	Pelita verde (FI)	≥50m	Tendencia normal

Tabla 8.6: Observaciones en la variación de la curva de REE respecto a la proximidad a los filones capa de dolerita de cada muestra, relativo a las Figs. 8.5 y 8.6.

8.3.- ISÓTOPOS Sm-Nd

Los estudios de proveniencia en rocas sedimentarias contribuyen a descifrar: (i) composición y evolución geológica del área fuente; (ii) ambiente tectónico de la cuenca sedimentaria (McLennan *et al.* 1990, 1993). Como se ha mencionado, se necesita un estudio completo: análisis de facies; petrografía; geoquímica; isótopos, especialmente Nd; dataciones de zircones. Estos datos pueden ser usados para: (i) evaluar la evolución del área fuente y ambiente tectónico de la Cuenca; (ii) para evaluar el comportamiento de los terrenos tectono-estratigráficos.

Las dataciones de circones combinadas con isótopos Sm-Nd son una herramienta importante para interpretar la cuenca. La depositación de materiales detríticos en la Cuenca desde diferentes terrenos con composición crustal e historia diferente puede ser analizada por estos sistemas isotópicos. (De Paolo *et al.*, 1991; Bock *et al.*, 2000). El sistema isotópico Sm-Nd es raramente perturbado por procesos secundarios; pero sin embargo, probables alteraciones sistema Sm-Nd pueden ocurrir durante los procesos depositacionales, especialmente en secuencias metasedimentarias de bajo grado; pudiendo ser identificadas en combinación con análisis geoquímicos de tierras raras detallados (ej. McDaniel *et al.*, 1994).

La combinación de circones detríticos con dataciones Sm-Nd es una de las más avanzadas técnicas en sedimentología, para descifrar paleotectónica y evolución paleogeográfica. Se midieron 9 muestras para isótopos Nd, teniendo 2 análisis previos disponibles (Oyhantçabal *et al.*, 2010; Fig. 8.14); de afloramientos donde se ha determinado la petrografía, la geoquímica y edades de los circones detríticos.

Son relevantes aquí los datos de isótopos Sm-Nd. Se han realizado cinco análisis para las pelitas del Mb. Arroyo del Junquito y pelitas de fase transicional con el miembro calcáreo: Mb. Arroyo de la Tuna. Se obtuvo además un dato significativo para el granito de basamento (Granito La Tuna: muestra **PAFGA**). Los isótopos de Sm y Nd (tierras raras livianas) se encuentran concentrados en feldespato, biotita y apatito (Gunter & Teresa, 2005). Los análisis químicos de las

pelitas permiten establecer porcentajes de tierras raras livianas en el entorno de 3 a 5 ppm. Los análisis químicos con determinación de minerales mayoritarios, minoritarios y especialmente de tierras raras, permiten evaluar la confiabilidad del método. Como se ha visto, la concentración de tierras raras fue afectada principalmente en las muestras PAF3-1 y PAF44-2, siendo avalada la confiabilidad para las muestras PAF44-5 y PAF 291. Sin embargo los valores obtenidos se toman como confiables ya que son corroborados con datos previos (Oyhantcabal *et al.* 2010) y los seis datos obtenidos para la unidad de estudio son consistentes. En la tabla 8.7 se presentan los datos de la composición geoquímica de las pelitas, los valores isotópicos de ϵNd , relación isotópica Sm-Nd, TDM; y su correspondiente edad interpretada por el método Sm-Nd (TDM De Paolo & Wasserburg, 1976). Se grafican los datos en histogramas para visualizar la tendencia de las edades interpretadas (Fig. 8.15). Los valores de ϵNd consistentemente negativos: entre -6 y -15 (empobrecidas en Nd^{143}) sugieren una proveniencia de la corteza continental. Estos datos se han comparado con los obtenidos para otras unidades del Neoproterozoico de Uruguay y Argentina. Ver capítulo 9.2: Correlación.

Muestra	Litología	(Sple147)	Sm	(Sple144)	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T _{DM}	T _{DM}	T _{CHUR}	Eps(0)	Edad	Eps
		nmol total	(ppm)	nmol tot	(ppm)			Goldst	dePaolo			Ma	(Ga)
PAF 3/1	Arcillita gris	0,63	4,24	5,99	24,33	0,10543	0,511692	2,04	2,06	1,58	-18,44	570	11,81
PAF 44/2	Limolita	1,79	11,90	18,52	74,60	0,09654	0,511964	1,54	1,55	1,03	-13,15	570	-5,87
PAF 44/5	Arcillita verde	0,56	3,72	4,64	18,66	0,12077	0,511929	1,99	2,01	1,42	-13,83	570	-8,31
PAF 261	Limolita	0,43	2,87	2,54	10,29	0,16877	0,511755	4,65	4,75	4,76	-17,23	570	15,22
PAF 291	Limolita	0,58	3,88	3,93	15,83	0,14844	0,512035	2,58	2,61	1,90	-11,75	570	-8,25
dato_1	Pelita	No data	No data	No data	No data	No data	No data	1,75	—	—	—	—	—
dato_2	Pelita	—	—	—	—	—	—	1,95	—	—	—	—	—
PAF-GA	"Gr. La Tuna"	6,6752E-09	6,66	6,6642E-08	0,10017	0,511404	12	2,33	2,35	1,94	-24,08	2150	2,60

Tabla 8.7: Datos isotópicos Sm-Nd para las pelitas: PAF44-2, PAF44-5 (Facies **PI**); PAF261, PAF291 (facies **Ph**) y ritmitos marga-pelita: PAF3-1 (facies **Cr**) de la Fm. Piedras de Afilar. Los datos_1 y 2 (TDM) son tomados de Oyhantcabal *et al.* (2011).

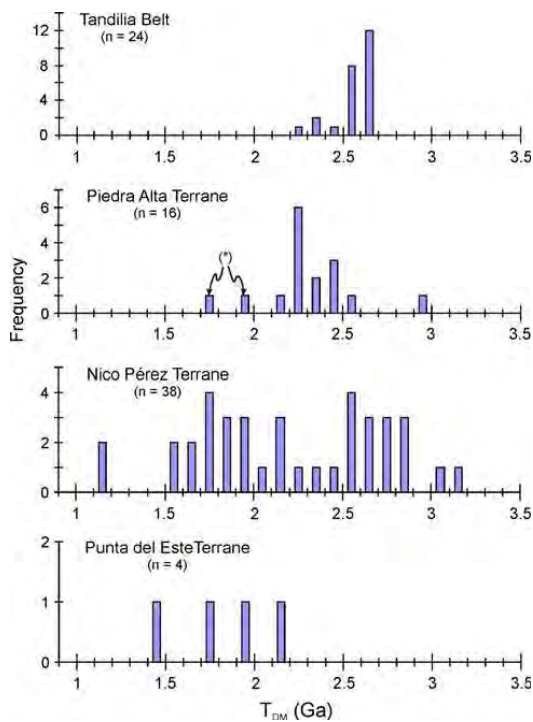


Figura 8.14: Histograma Sm-Nd de edades modelo TDM para los diferentes terrenos del Cratón del Río de la Plata. Véase que los asteriscos indican los análisis para la Fm. Piedras de Afilas (Histograma Terreno Piedra Alta, ver texto). Tomado de Oyhançabal et al (2010).

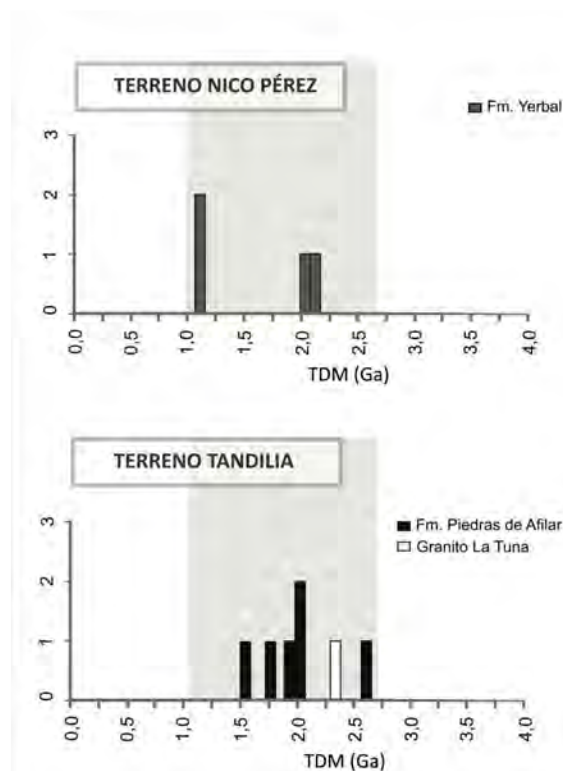


Figura 8.15: Histograma Sm-Nd de edades modelo TDM para la Fm. Piedras de Afilas, incluyendo los 2 datos de Oyhançabal et al. (2010) y correlación con TDM de Fm. Yermal (histograma confeccionado con datos tomados de Blanco et al., 2009).

8.4.- CIRCONES DETRÍTICOS

8.4.1.- Areniscas de la Formación Piedras de Afilas

La **Formación Piedras de Afilas** fue muestreada en una cantera (PAF2) donde se aprecia la parte inferior de esta unidad (Mb. Cuchilla Alta), y el contacto con las rocas del basamento, reconocido aquí como el Granito de Soca contando con las dataciones U-Pb ICP LA-MS de 2054 ± 11 Ma (Hartmann *et al.*, 2002a) y U-Pb SHRIMP de 2056 ± 6 Ma (Santos *et al.*, 2003).

La **Muestra PAF2** corresponde a un intervalo de grano grueso a fino de las cuarzoarenitas normalmente gradadas, con óndulas y estratificación cruzada; localizada 45m estratigráficamente por encima del contacto con el basamento (Fig. 8.16). La arenisca muestreada corresponde a la facies aquí definidas como **Sr** (cuarzoarenitas con óndulas); es de grano grueso, texturalmente y mineralógicamente madura; compuesta por 92% cuarzo (75% monocristalino, 17% policristalino), 5% feldespatos alcalinos, 2% fragmentos líticos y 1% minerales opacos)¹.

Se dataron 100 granos de los cuales 91 circones son concordantes, dando un histograma de distribución polimodal, con edades principalmente Mesoproterozoico y Paleoproterozoico. La curva de concordia de edades se muestra en el gráfico de la Fig. 8.18 (Gaucher *et al.*, 2008), evidenciando una buena precisión de los datos para **PAF2**. Se reconocen en el histograma los siguientes picos (Fig. 8.17; tabla Anexo VII-B):

- (a) una población dominante datada en el Mesoproterozoico (62% de la población total), con cuatro picos en: **1487Ma, 1347, 1242 y 1009 Ma**;
- (b) una población datada en el Paleoproterozoico, correspondiente al 37% de los circones estudiados, con picos en: **2005–2068Ma y 1779–1876 Ma**;
- (c) un solo circón (1%) datado en el Arqueano: **2890 Ma**.

El pico paleoproterozoico más antiguo puede ser atribuido a la Orogenia Transamazónica (Evento Camboriú, según Hartmann *et al.*, 2002b), incluyendo circones de edades entre 2163 y 1954 Ma. Éstas son las edades más

¹ Los datos obtenidos se volcaron en el trabajo de Gaucher *et al.* 2008.

diseminadas en el basamento del vecino Terreno Piedra Alta y también en el Terreno Tandilia (Bossi *et al.*, 1998, 2005; Hartmann *et al.*, 2002b; Santos *et al.*, 2003; Peel & Preciozzi, 2006). El pico paleoproterozoico correspondiente al circón más joven comprende circones entre 1.911 y 1.620Ma. Esta edad se corresponde con la edad del haz de diques máficos del Terreno Piedra Alta: 1790 ± 5 Ma (U–Pb en baddeleyita, Halls *et al.*, 2001) y 1.725 ± 10 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Teixeira *et al.*, 1999) y con los metatufos ácidos del Terreno Piedra Alta datados por U–Pb ICP LA-MS en 1.753 ± 4 Ma (Peel & Preciozzi, 2006). El magmatismo anorogénico ocurre en el Terreno Nico Pérez a la misma edad, siendo el Granito Rapakivi Illescas la unidad más importante, datado por el método U–Pb ICP LA-MS en 1.784 ± 5 Ma (Campal & Schipilov, 1995). La inesperada abundancia de circones detríticos de edad Mesoproterozoico es explicada por Gaucher *et al.* (2008), publicación en donde se hace una contribución sobre la Fm. Piedras de Afilar, la cual forma parte de esta tesis:

- (a) Los circones detríticos que ocurren en las formaciones Piedras de Afilar y Cerro Largo (Gaucher *et al.*, 2008) presentan poblaciones de circones dominantes en el Mesoproterozoico (picos principales en 1.5, 1.35, 1.24 y 1.0 Ga). Este hecho es un importante elemento de correlación, que se discute más adelante junto con otros argumentos.
- (b) Para explicar la abundancia de circones detríticos de edad mesoproterozoica, Gaucher *et al.* (2008) proponen que un Cinturón Mesoproterozoico se localizaba hacia el oeste en el margen protoandino del Cratón del Río de la Plata. Este cinturón sería posiblemente la extensión sudeste del Cinturón Rodonia-San Ignacio y Sunsás del Cratón Amazónico.

Existen autores que proponen diferente proveniencia y diferente interpretación paleogeográfica del Cratón del Río de la Plata, como se discute más adelante en este capítulo.

El **circón detrítico más joven** presenta edades entre 1008 ± 13 y 1006 ± 31 Ma, confirmando una edad de depositación Neoproterozoico para la Fm. Piedras de Afilar, como lo sugiere la quimioestratigrafía (Pamoukaghlián *et al.*, 2006).

Los datos quimioestratigráficos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en calizas) y los análisis isotópicos Sm-Nd en pelitas, los cuales sugieren una edad de deposición Neoproterozoico, serán analizados y comparados con los datos de circones detríticos en areniscas en la próxima sección (9.2).

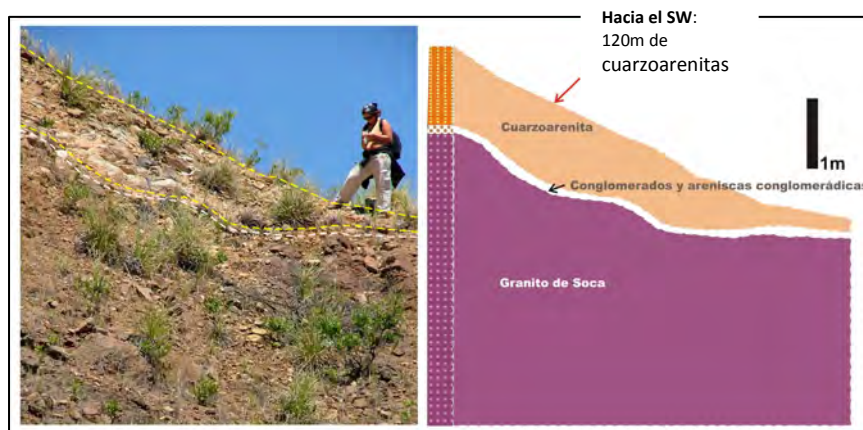
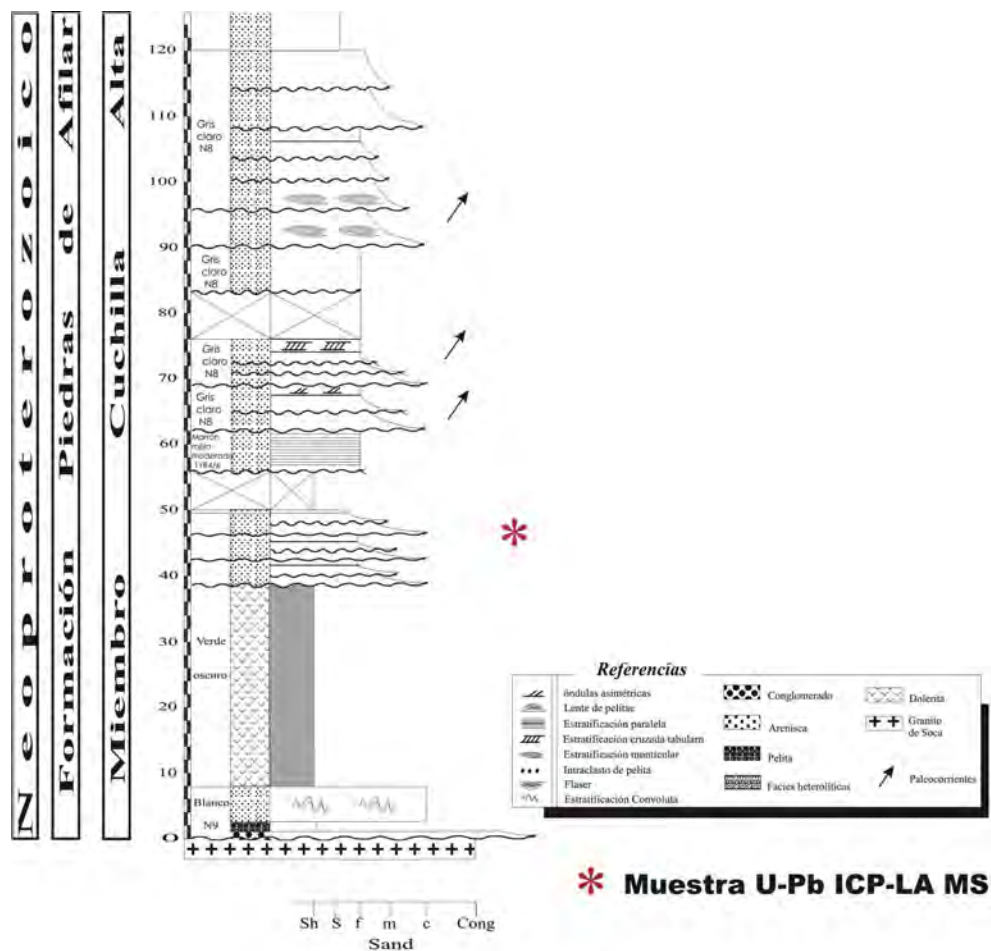


Figura 8.16

Figura 8.14: Base de la sucesión del Miembro Cuchilla Alta, en la cantera de granito: Cantera González. La muestra datada está estratigráficamente 45m por encima del contacto, como se muestra en la columna estratigráfica (arriba). La fotografía interpretada (abajo) muestra el contacto con el basamento. Se indica con la flecha la base del nivel de 120m de cuarzoarenitas.

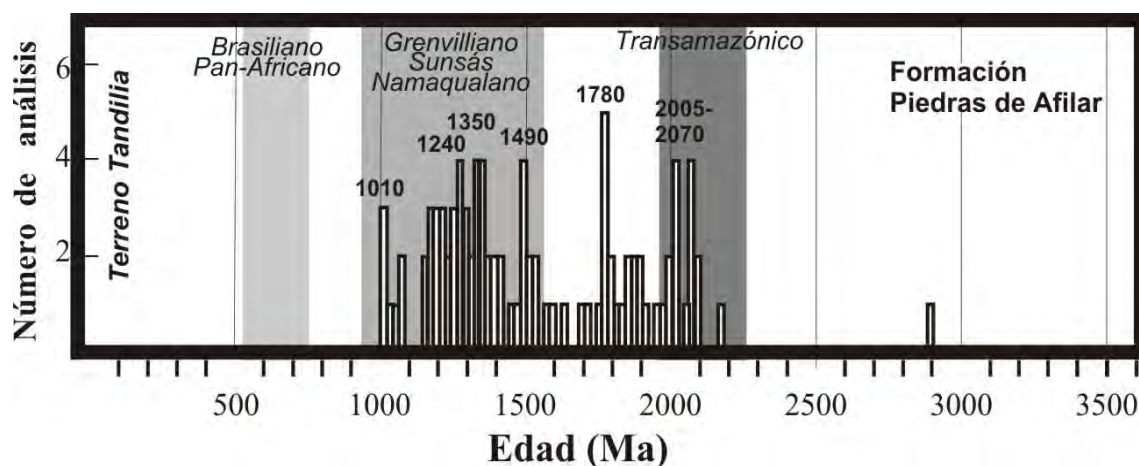


Figura 8.17: Histograma de frecuencia acumulada: Edades de los circones detríticos del Miembro Cuchilla Alta, Formación Piedras de Afilar (muestra PAF2: areniscas gruesas de la base).

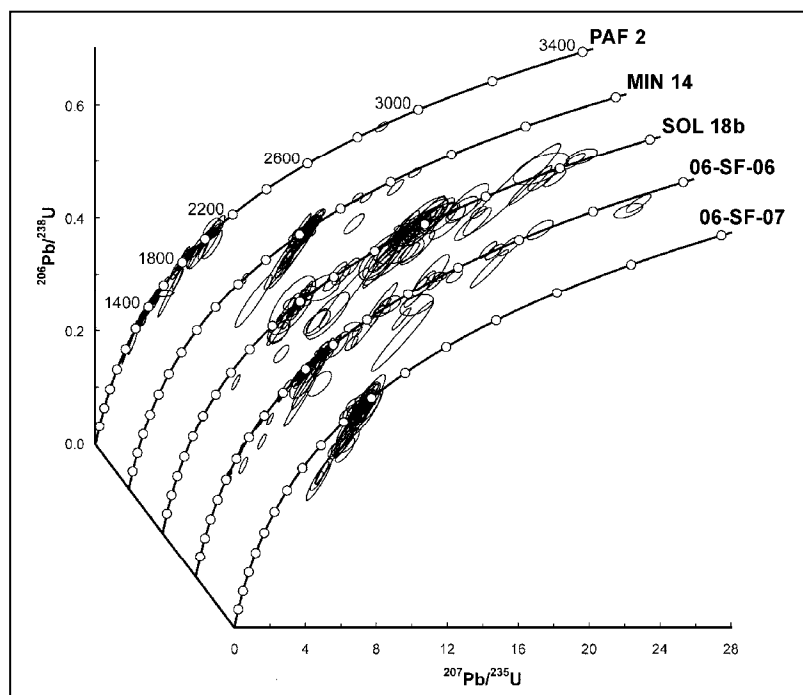


Figura 8.18: Concordia de los granos de circones detríticos analizados para varias muestras del Cratón del Río de la Plata. **PAF-2** es la muestra de la Fm. Piedras de Afilar.

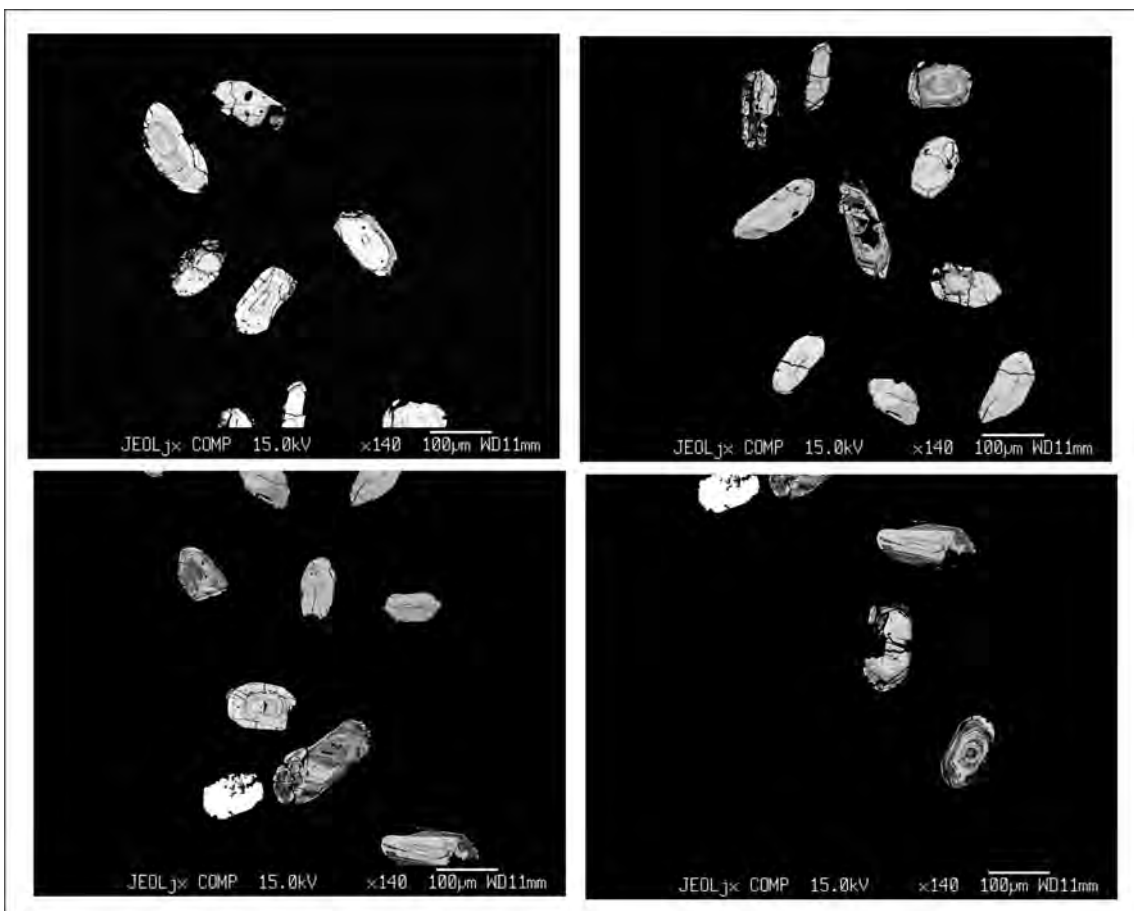


Figura 8.19: Fotografía de los circones detríticos datados para las metareniscas de Araminda de edad Paleoproterozoico

8.4.2.- Metareniscas de Araminda

Se muestreó además la meta-cuarzoarenita de la faja costera en Araminda (**PAF21B**, foto Fig. 8.19), cerca del contacto con el Granito La Tuna (foto Fig. 8.20). Sorpresivamente, los circones presentan edades U-Pb ICP LA-MS discordantes y difícilmente podían ser analizados como circones detríticos, ya que al haber hecho intrusión el Granito La Tuna, se abrió el sistema U-Pb y Pb-Pb, quedando alteradas las concentraciones de U y Pb radiogénicos (Finsh & Hanchar, 2003).

Se detectaron sólo dos edades concordantes (2.056 y 2.465 Ma) siendo la más joven probablemente asociada a un evento térmico (tabla 8.9 y Anexo VI-A). Sin embargo, la discordia de estos circones es muy útil para interpretar la edad de la intrusión con buena precisión (ver capítulo 9).

La edad de 2.465 ± 40 Ma acota la edad máxima de la sedimentación para estas metareniscas. Si bien las cuarcitas de Araminda no aportan datos acerca de la proveniencia de los circones detríticos de la Formación Piedras de Afilar, aportan información acerca de las áreas de proveniencia, ya que seguramente forman parte de las mismas.

Cabe señalar que se interpretó una falla importante: “Falla La Tuna”, donde se alinea el curso del Arroyo La Tuna; la cual estaría separando las rocas del basamento (Granito La Tuna, Cuarcitas de Araminda y Gneiss de Formación Montevideo) de las rocas neoproterozoicas de la Fm. Piedras de Afilar.

Muestra	Análisis	U [ppm] _a	Pb ppm] _a	Th/U ^a	AGES [Ma]						Conc.
					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
PAF21B	Zr_010	231	75	0,78	1976	29	1822	30	2141	47	85
PAF21B	Zr_011	60	25	0,79	2361	61	2242	11	2465	40	91
PAF21B	Zr_013	1130	125	0,98	1004	26	678	12	1806	65	38
PAF21B	Zr_015	413	114	0,43	1764	22	1569	29	2003	29	78
PAF21B	Zr_016	208	50	0,87	1694	46	1396	65	2085	37	67
PAF21B	Zr_020	621	119	1,24	1441	29	1129	26	1937	50	58
PAF21B	Zr_021	793	152	0,78	1388	33	1134	28	1804	62	63
PAF21B	Zr_022	875	128	0,96	1228	45	883	7	1898	111	47
PAF21B	Zr_023	298	99	0,37	1977	51	1843	81	2121	53	87
PAF21B	Zr_024	266	73	1,01	1914	55	1573	63	2306	76	68
PAF21B	Zr_025	326	113	0,45	1982	24	1916	29	2052	38	93
PAF21B	Zr_026	722	173	0,57	1580	67	1388	83	1848	92	75
PAF21B	Zr_027	226	73	0,63	1995	30	1800	45	2203	31	82
PAF21B	Zr_029	302	77	0,85	1737	56	1458	52	2091	95	70
PAF21B	Zr_033	1171	124	0,56	999	82	650	78	1873	41	35
PAF21B	Zr_034	1326	88	0,73	633	28	416	12	1512	98	28
PAF21B	Zr_036	301	81	0,63	1871	23	1538	29	2265	28	68

Tabla 8.8: Síntesis de datos U-Pb de los circones de las Cuarcitas de Araminda (PAF21B) en mapa de la fig. 8.20). *Análisis realizados en Copenhague por Robert Frei y Dirk Frei.* Ampliado en Anexo VII-A.



Cuarcitas plegadas de Santa Lucía del Este



Cuarcitas de Araminda intruidas por el Granito LT.

Figura 8.20: Metareniscas de la zona costera. Arriba: Metareniscas de Santa Lucía del Este con deformación dúctil. Abajo: Metareniscas de Araminda instruidas por el Granito La Tuna (LT); de rumbo E-W y con estratos sub-verticales. La flecha señala la intrusión de granito y se observan enclaves de granito (Gr) y enclaves de cuarzo (Q).

8.5.- DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

La base de geología de campo y análisis de laboratorio (principalmente estudios de petrografía y DRX) dan resultados convincentes acerca de la proveniencia de los sedimentos de la Fm. Piedras de Afilar. Se establece un origen de cratón estable. Luego, los análisis de paleocorrientes confirman este hecho de acuerdo con las direcciones principales de áreas de aporte desde el oeste. Finalmente se confirman los resultados con datos de geoquímica, análisis isotópicos y dataciones U-Pb ICP LA-MS en circones detríticos (ubicación de las muestras en mapa Anexo II).

Los análisis isotópicos y dataciones fueron realizados para definir e interpretar la proveniencia, así como la edad de la unidad sedimentaria. Así por ejemplo, los análisis Sm-Nd son buenos indicadores de las áreas de aporte y también acotan edades máximas. Estos datos sugieren claramente áreas de aporte de corteza continental antigua (valores de ϵNd negativos). Los resultados aquí obtenidos concuerdan y se interpretan junto con los obtenidos recientemente por Oyhançabal *et al.* (2010).

Se abordó la datación de circones detríticos por el método U-Pb ICP LA-MS, obteniendo buenos resultados una muestra del área tipo (91 circones de la Muestra **PAF2**). Estos datos se comparan más adelante con otras unidades Neoproterozoicas del Cratón del Río de la Plata (apartado 9.2: Correlación), mostrando una similitud con algunas unidades del Gr. Sierras Bayas. Otro intento fue hecho para las metareniscas de la costa (**Muestra PAF21B**), demostrando que no se trata de las mismas rocas, sino de cuarcitas más antiguas, afectadas por una intrusión de edad paleoproterozoica (edad mínima dada por la edad de la intrusión: 2,2 Ga).

9 EDAD Y CORRELACIONES

CONTENIDO:

9.1.- EDAD

9.1.1.- CIRCONES DETRÍTICOS

9.1.2.- RESULTADOS ISOTÓPICOS DE C Y O EN CALIZAS

9.1.3.- DATOS GEOCRONOLÓGICOS DE LAS DOLERITAS

9.1.4.- GRANITO LA TUNA: Primeros datos Geocronológicos U-Pb ICP- LA MS

9.1.5.- BIOESTRATIGRAFÍA

9.2.- CORRELACIONES

9.2.1.- ARGUMENTOS GENERALES

9.2.2.- GRUPO ARROYO DEL SOLDADO: Neoproterozoico de Uruguay

9.2.2.1.- Grupo Arroyo del Soldado inferior

9.2.2.2.- Grupo Arroyo del Soldado superior

9.2.3.- GRUPO SIERRAS BAYAS: Neoproterozoico de Argentina

9.2.3.1.- Formación Cerro Largo

9.2.3.2.- Formación Olavarría

9.2.3.3.- Formación Loma Negra

9.1 EDAD

Acerca de la edad de la **Formación Piedras de Afilas** primeramente se deben considerar algunos importantes parámetros de edad absoluta y edades relativas, con las que se cuenta entre los recientes antecedentes. Las edades absolutas provienen de dataciones U-Pb ICP LA-MS en circones, Pb-Pb TIMS en monacita y dataciones previas K-Ar. Las edades relativas provienen de isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, isótopos Sm-Nd e isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

El basamento cristalino está conformado por: (i) el granito de Soca (2056 $\pm$ 11 Ma, U-Pb SHRIMP, Hartmann *et al.*, 2001); (ii) la Fm. Montevideo (ca. 2.200 Ma, Preciozzi, 1993); (iii) el Granito La Tuna (2,1 Ga), el cual se determinó

recientemente que intruye las metareniscas de Araminda (2,06 a 2,45 Ga) y que ambas unidades forman parte del basamento paleoproterozoico.

Las doleritas que intruyen toda la secuencia sedimentaria no presentan minerales datables por el método U-Pb; por lo cual no se ha determinado su edad. El único dato disponible es la datación K-Ar (382 ± 11 Ma), interpretada como la edad del evento magmático (Cingolani *et al.*, 1990b).

El estudio de isótopos Sm-Nd en las pelitas del Mb. Arroyo del Junquito ya descrito, contribuye principalmente a los estudios de proveniencia y es útil para confirmar el origen de los sedimentos. Este método isotópico, sumado a los análisis quimioestratigráficos (Pamoukaghlián *et al.*, 2006a) y al estudio de los circones detríticos (Gaucher *et al.*, 2006, 2008) será fundamental para determinar la edad de la cuenca sedimentaria.

Se reportaron además edades relativas, procedentes de estudios bioestratigráficos (Pecoits *et al.*, 2008), donde se hallaron microfósiles de pared orgánica, aunque con mala preservación, identificados como típicos del Ediacareense. Sin embargo son considerados dubiofósiles (Poiré & Gaucher, 2009). A modo de síntesis preliminar, se tienen los siguientes datos cronoestratigráficos:

1- Edades Máximas:

(a) Basamento de Granito de Soca (edad U-Pb ICP LA-MS en circones): **2056±11Ma** (Hartmann *et al.*, 2002); Fm. Montevideo (**ca. 2.200 Ga** según Preciozzi, 1993) y nuevas edades del Granito La Tuna (**2.117 ± 29 Ma**; ver sección 9.4)

(b) Edad del circón detrítico más joven (PAF2), considerando la datación de 91 circones concordantes: **1.000Ma**. (Gaucher *et al.*, 2008).

(c) Edades TDM Sm-Nd de proveniencia de las pelitas, de una roca fuente granítica: **1,55 a 2,61** (sección 8.3).

2- Edades Mínimas:

(a) Evento magmático asociado a la intrusión de los sills de doleritas: **382 ± 11 Ma** (Cingolani *et al.*, 1990b).

(b) Edad de la reactivación de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, asociada al pliegue de arrastre de la Fm. Piedras de Afilas (posterior a la depositación): **535 ± 25 Ma** (Bossi & Campal, 1992).

3- Edades relativas:

(a) Isótopos **C** y **O** en calizas, interpretados aquí como de edad Criógeno-Ediacareense (datos analizados en la sección 9.1.2).

(b) Los análisis isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dieron valores de 0.7146, lo cual es un valor muy radiogénico y no adecuado para su interpretación. El motivo por el cual se altera este resultado es debido probablemente a la intrusión de las doleritas, que habría afectado el sistema Sr-Sr con los fluidos hidrotermales en el evento magmático (Pamoukaghlián *et al.*, 2010).

9.1.1.- CIRCONES DETRÍTICOS

Es importante establecer una edad máxima más precisa. Hasta ahora se tenían únicamente como edad máxima la edad del basamento, dado que se ha reconocido el contacto erosivo de la unidad sedimentaria con el mismo, sobreyacente el Granito de Soca (Cantera localizada en PAF2, mapa Anexo II); y sobre la Fm. Montevideo (PAF44, mapa Anexo II). Las edades de los circones detríticos en las areniscas de la base acota esta edad con mejor precisión; siendo la edad del circón más joven medido entre 1.008 ± 13 y $1.006 \pm 31\text{Ma}$. Por lo tanto, la depositación de la Fm. Piedra de Afilas debe ser posterior a **1.000 Ma** (Gaucher *et al.*, 2008), colocándose en el Neoproterozoico (1.000-542 Ma). En el capítulo anterior (8: Proveniencia) se muestran los diagramas de concordia, histogramas de frecuencia y tablas de edades U-Pb LA ICP-MS.

Los **análisis Sm-Nd** en las pelitas, explicados en el capítulo anterior, presentan TDM entre 1,55 y 2,61Ga (Pamoukaghlián *et al.*, en prensa). Estos datos son suficientes para comprobar la concordancia con las edades U-Pb LA ICP-MS ($1.006 \pm 31\text{Ma}$ mínima); y que los resultados de los circones detríticos son los que acotan la edad máxima con mejor precisión. Es importante señalar que ambos resultados son coherentes con una edad Neoproterozoico.

9.1.2.- RESULTADOS ISOTÓPICOS DE C Y O EN CALIZAS

Los isótopos de C y O permiten en este caso acotar aún más la edad de sedimentación. Se muestran los valores hallados para la Fm. Piedras de Afilas, comparándolos con otras unidades Neoproterozoicas del Cratón del Río de la Plata (Tabla 9.1; Pamoukaghlián *et al.*, 2006a, 2006b). Se muestrearon las calizas en las exposiciones de la Cantera Heide (PAF3 en mapa: Anexo II), donde se observa la siguiente sucesión de base a techo: (a) cuarzoarenita de grano fino; (b) pelitas grises oscuras a negras finamente laminadas; (c) interestratificaciones marga-pelita; (d) calizas grises; (e) espeso filón capa de dolerita. Esta sucesión representa claramente la sucesión granodecreciente y estratodecreciente de la Fm. Piedras de Afilas. Se midieron muestras de: (1) calizas rosadas de la base; (2) calizas grises en la parte media; (3) calizas verdosas en el tope. La distancia estratigráfica entre las muestras es de 1 m. Petrográficamente se han clasificado como calizas margosas (facies **Lm**, ver capítulo 5). Las razones isotópicas carbono y oxígeno de las calizas margosas son:

- (1) $\delta^{13}\text{C} = +5,13 \text{ ‰ V-PDB}$ y $\delta^{18}\text{O} = -17,80 \text{ ‰ V-PDB}$;
- (2) $\delta^{13}\text{C} = +5,80 \text{ ‰ V-PDB}$ y $\delta^{18}\text{O} = -18,05 \text{ ‰ V-PDB}$;
- (3) $\delta^{13}\text{C} = +5,05 \text{ ‰ V-PDB}$ y $\delta^{18}\text{O} = -17,50 \text{ ‰ V-PDB}$.

Se observa que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían estrechamente entre +5.05 y +5.80 ‰ V-PDB, lo cual refleja la composición isotópica carbono del agua de mar y la transición entre las pelitas y carbonatos de la Fm. Piedras de Afilas. Los valores de oxígeno obtenidos son muy negativos y probablemente reflejan una modificación a causa de la intrusión dolerítica. Aunque no se cuenta con las evidencias necesarias para determinar el grado de alteración de los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$, se considera prescindible ya que los valores son consistentemente positivos y se aproximan a +5.5 ‰ V-PDB, y la materia orgánica no ha sido alterada por la intrusión (no se observa decoloración).

Se interpreta una edad de sedimentación Criógeno-Ediacareense, comparando los resultados con las curvas globales para el Precámbrico. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +5 y +6 ‰ V-PDB son usualmente encontrados en sucesiones carbonáticas Neoproterozoicas, especialmente del Criógeno y Ediacareense (Harlverson *et*

al., 2005). Los carbonatos del Mesoproterozoico muestran valores entre 0 and +3.5 ‰ V-PDB (Kah *et al.*, 1999). Los carbonatos cámbricos se caracterizan por valores $\delta^{13}\text{C}$ entre -4 y +2.5 ‰ V-PDB (Montañez *et al.*, 2000). Valores en el entorno de +5 ‰ V-PDB ocurren en el límite Cámbrico-Ordovícico (ca. 500-490 Ma), en la excursión isotópica C positiva (SPICE: Saltzman *et al.*, 1998). Sin embargo, una edad cerca de 500 Ma sería inapropiada, ya que la edad de la deformación que afecta la Fm. Piedras de Afilas es Cámbrico Inferior y afecta todo el Cratón del Río de la Plata (Bossi & Gaucher, 2004). Se considera por lo tanto una edad Criógeno-Ediacarensis como la más adecuada. Como se verá más adelante (Apartado 9.2), se evidencia una correlación con las formaciones Yermal-Polanco y se descarta una correlación con las formaciones Cerros San Francisco y Cerro Victoria. El $\delta^{13}\text{C}$ en la transición entre las rocas silicoclásticas y carbonáticas de la Fm. Piedras de Afilas está entre +5.05 and +5.80 ‰ V-PDB, mientras que los carbonatos de la Fm. Cerros San Francisco y las dolomías de la Fm. Cerro Victoria presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos entre -3.5 y -1.0 ‰ V-PDB; y en ningún lugar presentan valores superiores a +0.64 ‰ V-PDB (Gaucher *et al.*, 2002, 2004). Si consideramos el resto del Gr. Arroyo del Soldado, valores tan altos como los de la Fm. Piedras de Afilas sólo ocurren en la base de la Fm. Polanco (Gaucher *et al.*, 2004) (tabla 9.5). Valores entre +5.3 ‰ V-PDB ocurren 150m encima de la transición con la Fm. Yermal infrayacente (Gaucher *et al.*, 2004). La sucesión es una secuencia progradante (Gaucher, 2000) y representa una transición entre una plataforma silicoclástica y una rampa carbonática.

No obstante, las facies sedimentarias son completamente diferentes. Mientras que los carbonatos de la Fm. Yermal son poco espesos y principalmente calcíticos (sólo algunas dolomías silicificadas) los de la Fm. Polanco son muy espesos y se caracterizan por ritmitas caliza-dolomita (Gaucher, 2000). No se hallan BIF ni chert debajo de los carbonatos como en la base de la Fm. Polanco (Gaucher *et al.*, 2004; Poiré & Gaucher, 2009); aunque sí areniscas bandeadas entre las facies silicoclásticas inferiores. A pesar de las diferencias y cambios de facies entre la Fm. Piedras de Afilas y las formaciones Yermal-Polanco, la correlación entre estas unidades es probable.

Por otra parte, Gaucher *et al.* (2005) postulan una correlación entre el Gr. Sierras Bayas (Tandilia, Argentina) y el Gr. Arroyo del Soldado (Uruguay). Estos autores correlacionan las formaciones Cerro Largo, Olavarría, Loma Negra y Cerro Negro (Tandilia) con las formaciones Yermal, Polanco y Cerro Espuelitas, respectivamente.

La Fm. Villa Mónica (base del Grupo Sierras Bayas) no se ha correlacionado con ninguna unidad en Uruguay. Está compuesta por cuarzoarenitas en la base y dolomías estromatolítica en el tope (Poiré, 1987, 2002), siendo la parte inferior litoestratigráficamente equivalente a la Fm. Piedras de Afilas. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en el miembro dolomítico (tabla 9.1) varían entre 0.65 y +2.2 ‰ V-PDB (Gómez Peral *et al.*, 2007), los cuales son inferiores a los de la Fm. Piedras de Afilas. Pero dada la gran similitud entre estas unidades, no se debería descartar una posible correlación.

Unidades Litoestratigráficas								
Posición estratigráfica	Formación Loma Negra		Formación Polanco		Formación Cerro Victoria		Formación Piedras de Afilas	
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Techo	+2,8/+4,5	-14,0	+2,8/-1,9	-6,5/-12,0	0/-1,0	-6,0/-13,0	+5,05/ +5,80	-17,50/ -18,05
Medio	+2,8/+3,5	-7,9/-7,1	0/-3,3	-5,5/-8,0	0/-0,64	-6,1/-10,5	Sin carbonatos	Sin carbonatos
Base	+2,8/+4,5	-13,5/-11,2	+5,3/+2,6	-5,5/-11,0	+3,5/+1,0	-6,6/-9,1	Sin carbonatos	Sin carbonatos

Tabla 9.1: Tabla comparativa de resultados isotópicos de C y O. Comparación con resultados de Gaucher *et al.* (2006) y Gómez Peral *et al.* (2007). Nótese que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ que más se aproximan con la Formación Piedras de Afilas son los de las Formaciones Polanco (Grupo Arroyo del Soldado) y Loma Negra (Grupo Sierras Bayas).

9.1.3.- DATOS GEOCRONOLÓGICOS DE LAS DOLERITAS

No se cuenta con muchos datos geocronológicos de las doleritas. Hasta ahora la única datación que sugiere la edad del último magmatismo asociado a las rocas básicas, es la datación de Cingolani *et al.* (1990b). Se trata de la determinación de edades K-Ar en pelitas que al estar en contacto con las doleritas, permiten inferir la edad del magmatismo sobreimpuesto a 382 ± 11 Ma (Paleozoico: límite Silúrico-Devónico: 340 Ma).

Se intentó separar minerales pesados en las doleritas, pero no fue posible encontrar ni circones, ni tampoco baddeleyita, ni ningún otro mineral datable por el método U-Pb.

Nuevamente la edad mínima de 382 ± 11 Ma (Silúrico), reportada por Cingolani *et al.* (1990b) no descarta, sino que por el contrario avala, la interpretación de la edad como Neoproterozoico Superior.

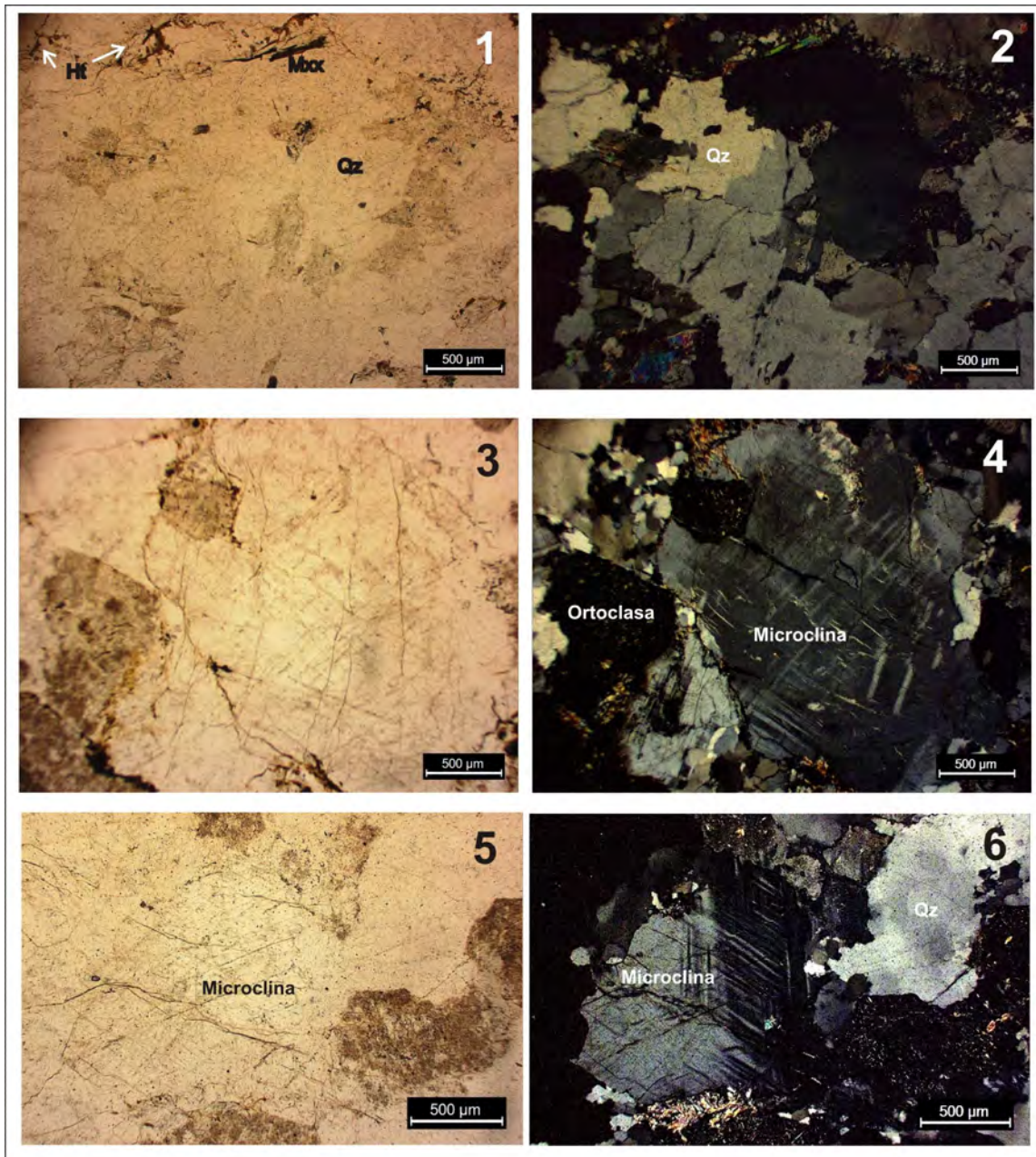


Figura 9.1: Foto 1: Metarenisca de Araminda, (Muestra PAF21-A) mostrando Cuarzo (Qz) muy abundante, muy deformado mostrando fracturación y crecimiento ondulado, intercrecimiento de muscovita (Mxx) con cuarzo y venillas de hematita. Foto 2: Metarenisca de Araminda observada con luz polarizada. Fotos 3 y 4: Granito La Tuna localizado en la Playa de Araminda (Muestra PAF21-G), correspondiente a la datación U-Pb en Zr. Izquierda: luz natural; derecha: luz polarizada. Se observa microclina, ortoclasa, cristales de cuarzo y cuarzo intercrystalino, mica biotita y muscovita. Izquierda: luz polarizada; derecha: luz natural. Aumento: 4x. Las fotografías 5 y 6 muestran otra sección de esta muestra (luz natural y luz polarizada) donde se aprecia la intensa deformación, p.ej. en los cristales de microclina.



Figura 9.2: Fotografías de las Cuarcitas de Araminda en la costa, atravesadas por filones de granito y filones de cuarzo. Arriba: se observa una ampliación de detalle de los filones de cuarzo y enclaves de granito (corresponde a la sección marcada con el círculo rojo abajo). Los enclaves de granito se señalan con las flechas.

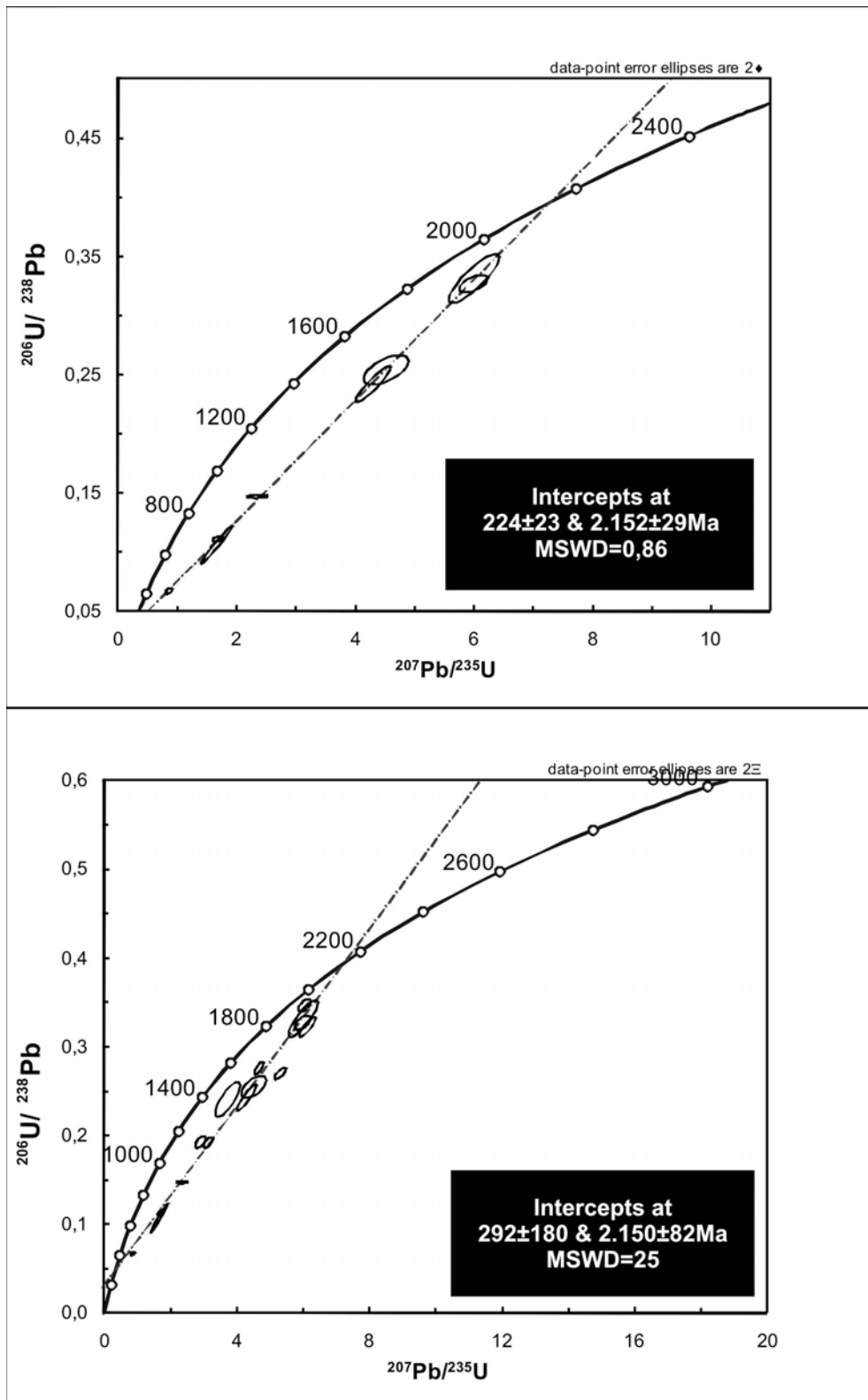


Figura 9.3: Discordia de circones de las cuarcitas de Araminda, con extrapolación de edades de la intrusión granítica. Abajo se observa el diagrama con todos los valores. Arriba se hace la isócrona con los valores de mayor concordancia, obteniendo resultados casi idénticos pero con menor error para el segundo caso. Se interpreta la edad de la intrusión: la edad de 224 ± 23 Ma carece de significado geológico; la edad de 2.152 ± 28 Ma es la edad de la intrusión y por lo tanto la edad de deposición de las cuarcitas es > 2.152 Ma (curvas y extrapolación realizadas con Software Isoplot.3).

9.1.4.- GRANITO LA TUNA: Primeros datos geocronológicos U-Pb LA ICP- MS.

El Granito La Tuna es un granito alcalifeldespático, compuesto principalmente por cuarzo xenomorfo con extinción ondulosa, cuarzo microgranular, ortoclasa, microclina con evidencias de deformación y muscovita (corte petrográfico: Fig. 9.1). Es datado aquí por primera vez, originalmente con el propósito de determinar una edad mínima para la Fm. Piedras de Afilas, ya que se pensaba que este plutón intruía las areniscas de esta unidad (Spoturno *et al.*, 2004).

Sin embargo al datar el granito, se obtuvieron resultados sorprendentes, los cuales sugieren una edad paleoproterozoica. Con el fin de descartar o comprobar esta edad, se dataron las cuarcitas donde hacía intrusión; ya que podrían no ser parte de la Fm. Piedras de Afilas si este dato era correcto. Asimismo se dataron monacitas del granito por el método Pb-Pb TIMS. Efectivamente, al realizar la datación de circones para las areniscas, se comprobó que son mucho más antiguas que la Fm. Piedras de Afilas. Sin embargo no pudo comprobarse la edad con mayor eficacia, ya que la intrusión había afectado térmicamente de tal modo, que modificó los valores de U y Pb radiogénico. Por lo tanto los valores se alinean en una discordia, la cual fue utilizada para datar el evento intrusivo en la intercepta (método utilizado por los Profs. Dirk Frei y Robert Frei, Universidad de Copenhague). En conclusión la edad del plutón es un dato más sobre la edad del basamento y por lo tanto una edad máxima también. Petrográficamente las metareniscas de Araminda (Fig. 9.1) contienen abundante cuarzo, muestran evidencias de deformación y metamorfismo de bajo grado. Resulta interesante respecto a estas dataciones en el granito y en las metareniscas de Araminda, el significado geológico que contienen. Son claras las evidencias de que el granito intruye las metareniscas (Fig. 9.2). Se plantearon dos hipótesis: **(a)** las cuarcitas son metareniscas de la Fm. Piedras de Afilas con metamorfismo sobreimpuesto por la intrusión (Spoturno *et al.*, 2004); **(b)** las cuarcitas son más antiguas y son intruídas por un granitoide del Paleoproterozoico o Arqueano. Dados los resultados U-Pb LA ICP-MS obtenidos la edad del granito es de 2.117 ± 29 Ma (Fig. 9.3), se descarta la hipótesis (a), pues sería imposible que un granitoide tan

antiguo hiciera intrusión en las areniscas que presentan circones de 1Ga. Con el objeto de corroborar la edad antedicha, se dataron en la Univ. Copenhague monacitas del granito por Pb-Pb TIMS. La edad obtenida es de 2.010 ± 9 Ma y corresponde por la naturaleza de la monacita a un evento metamórfico. Adicionalmente la intercepta superior de las edades U-Pb de circones detríticos de las cuarcitas (roca de caja del granito) arroja una edad de 2.152 ± 29 Ma, es decir, estadísticamente idéntica a la edad de 2.117 ± 29 Ma que poseen los circones del granito (fotografías Fig. 9.4; isócrona Fig. 9.5). En consecuencia se interpreta que: **(a)** las cuarcitas de Araminda se depositaron entre 2.465 y 2.150 Ma (Paleoproterozoico), siendo por tanto mucho más antigua que la Fm. Piedras de Afilas. Se les asigna aquí a la Fm. Montevideo; **(b)** el granito La Tuna intruyó entre 2.150 y 2.117 Ma, edad típica de granitos del Complejo Buenos Aires en Tandilia. Cabe acotar que los granitos del Terreno Piedra Alta presentan edades significativamente más jóvenes (Santos *et al.*, 2003); y **(c)** se demuestra finalmente un evento metamórfico en 2.010 ± 9 Ma, el cual corresponde a la “Orogenia Camboriú” del Transamazónico en el sur de Brasil. Por lo tanto, al haber confirmado que las cuarcitas de Araminda eran diferentes de las de la Fm. Piedras de Afilas y que no presentaban circones concordantes de edades inferiores a 2Ga; se comprueba definitivamente la segunda hipótesis.

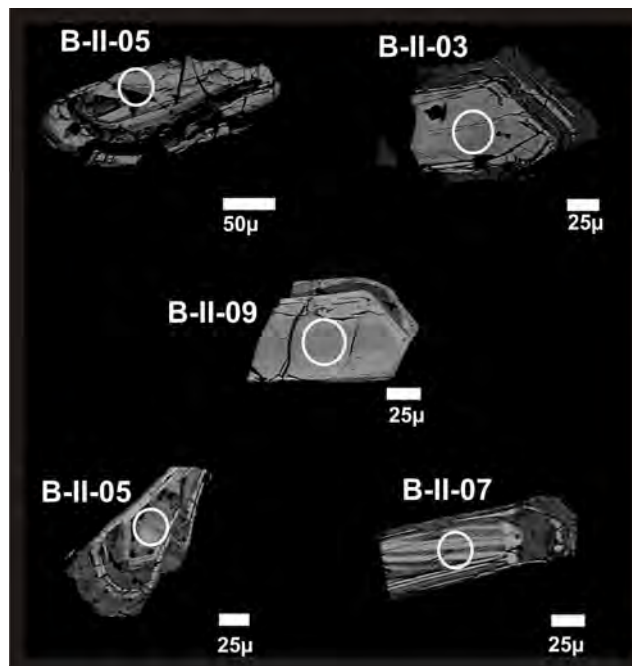


Figura 9.4: Fotografía de los circones datados para el Granito La Tuna. Ver datos en Anexo VI-A.

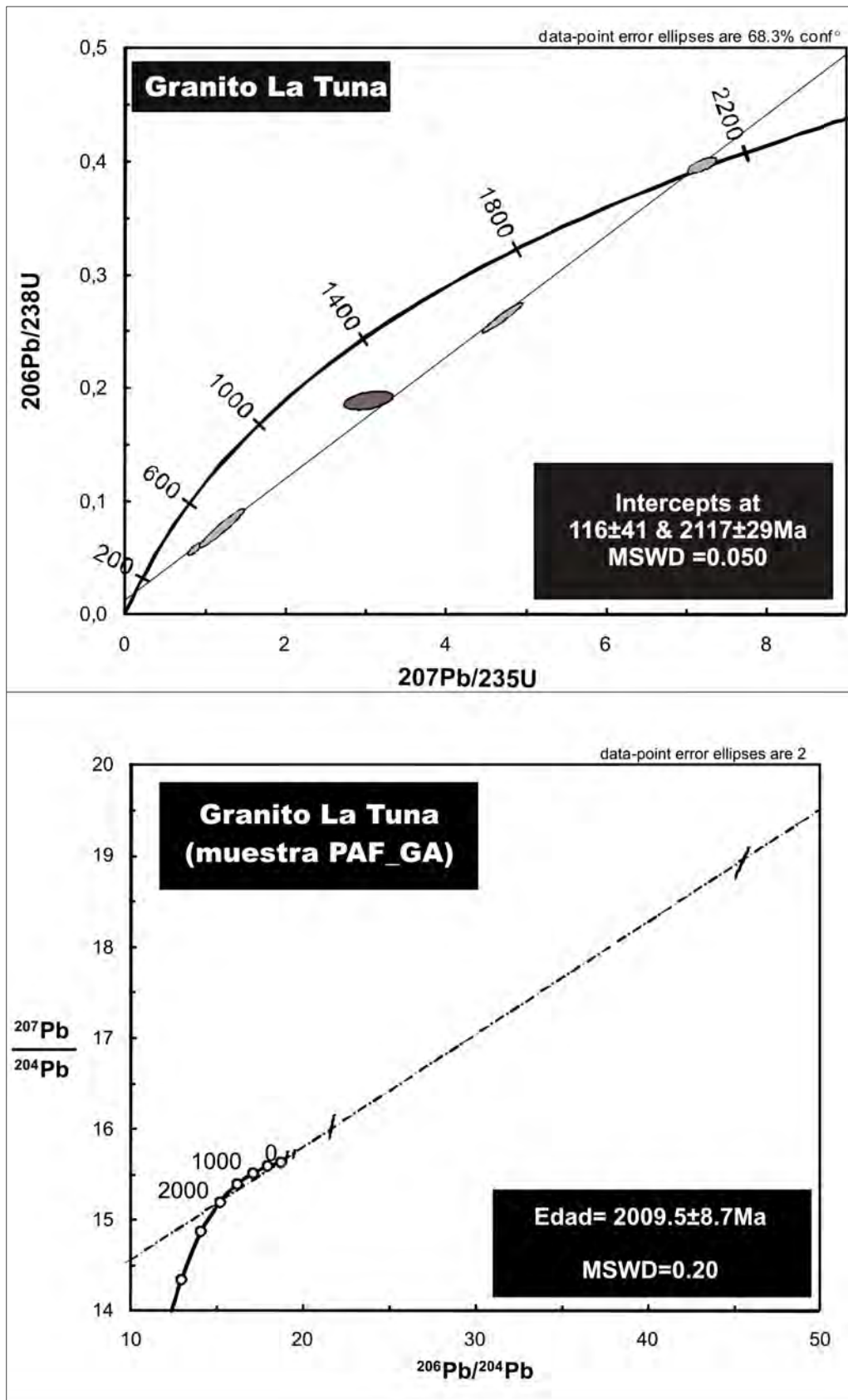


Figura 9.5: Isócrona de edades U-Pb ICP LA en circones para el Granito La Tuna – datación en Universidad de Porto Alegre, Dr. Farid Chemale (arriba); comparada con Isócrona de edades U-Pb ICP LA en monacita para el mismo granitoide (abajo) – Datación en Universidad de Copenhagen (Prof. Robert Frei). Ver tablas correspondientes en Anexo VI.

9.1.5.- BIOESTRATIGRAFÍA

Como se ha explicado sólo se cuenta con restos fósiles dudosos. Gaucher (2000) analizó 10 muestras de la Fm. Piedras de Afilar, no pudiendo encontrar microfósiles. Los únicos fósiles reportados son restos fósiles mal preservados, asignados por Pecoits *et al.* (2008) como *Bavinella faveolata* y *Soldadophycus bossi*. Esto sugeriría una edad Ediacareense y una correlación con las arenitas y pelitas de la **Formación Yermal** (ver apartado 9.2). No obstante las estructuras ilustradas por estos autores no son convincentes, no están bien documentadas ni descritas. Se consideran como dubiofósiles (Poiré & Gaucher, 2009).

En el presente trabajo se realizaron maceraciones palinológicas sin encontrar fósiles. Se observan estructuras orgánicas que son identificadas como recientes (muy bien preservadas, sin carbonización alguna) o contaminantes; o estructuras orgánicas dudosas que no pueden ser consideradas ya que no presentan buena reflectividad. Las únicas evidencias paleontológicas encontradas son las estructuras orgánicas: (a) *wrinkle structures* (según Porada, 2002; Hagardon & Bottjer, 1997); pero si bien son buenos indicadores paleoambientales, no son buenos fósiles guía; se evidencia su presencia frecuentemente en el Precámbrico, pero difícilmente podría determinarse una edad precisa; (b) evidencias de laminación microbiana, estromatolítica en dolomitas silicificadas sin confirmar; tampoco son buenos indicadores estratigráficos.

En síntesis, todos los datos concuerdan en una **edad** de sedimentación **Neoproterozoico Superior** (Criógeno-Ediacareense): (a) las areniscas de la Fm. Piedras de Afilar evidencian edades menores que 1.000 Ma; (b) las pelitas sobreyacentes sólo han sido datados por Sm-Nd (TDM entre 1,55 a 2,61); (c) las calizas presentan valores isotópicos interpretados como Ediacareense.

A continuación se verá como la correlación geológica (Apartado 9.2) utiliza los datos geocronológicos y es a su vez, una herramienta más para determinar la edad.

9.2 CORRELACIONES

9.2.1.- ARGUMENTOS GENERALES

Se aborda el tema de correlación regional, de acuerdo con evidencias de correlación con el Grupo Arroyo del Soldado (Uruguay) y con el Gr. Sierras Bayas (Argentina). Existen publicaciones elocuentes respecto a la correlación entre los grupos Arroyo del Soldado y Sierras Bayas entre sí (Gaucher *et al.*, 2005; Poiré & Gaucher, 2009; Gaucher & Poiré, 2009).. En este caso, si bien se hace evidente la correlación con ambas unidades geológicas, será más correlacionable la Fm. Piedras de Afilas con las unidades del Gr. Sierras Bayas.

Cabe señalar que el rango estratigráfico de la unidad sedimentaria estudiada (Formación) abarca en la correlación dos o más unidades (Formaciones) de los grupos Sierras Bayas y Arroyo del Soldado. La división en tres miembros, realizada aquí, ayuda y simplifica las observaciones de correlación.

En particular se utiliza la distribución modal de los circones detríticos como elemento de correlación regional (Fig. 9.6), conjuntamente con los isótopos Sm-Nd, los datos quimioestratigráficos y las descripciones paleontológicas disponibles.

9.2.2.- GRUPO ARROYO DEL SOLDADO: Neoproterozoico de Uruguay

9.2.2.1.- Grupo Arroyo del Soldado inferior: Tanto la secuencia sedimentaria de la Fm. Arroyo del Soldado (descrita en detalle por Gaucher *et al.*, 2000), como la de Piedras de Afilas son secuencias progradantes que se profundizan hacia el tope. Ambas comienzan con facies silicoclásticas (Fm. Yermal) y rematan en carbonatos (calizas de la Fm. Polanco), como se muestra en la Fig. 9.7. Presentan además similitudes petrográficas, se componen de cuarzoarenitas, escasas arenitas subarcósicas, niveles ferrosos, limolitas, arcillitas; y también similitudes en la mineralogía de las arcillas

(Pamoukaghlián *et al.*, 2004). Además de las evidencias litoestratigráficas, se presentan las siguientes evidencias de correlación de los miembros silicoclásticos (Mbs. Cuchilla Alta y Arroyo del Junquito) con la **Formación Yermal** (unidad inferior del Gr. Arroyo del Soldado): **(a)** los valores de isótopos Sm-Nd medidos en las pelitas muestran comportamiento similar en los histogramas de TDM, por lo que se infiere que podrían proceder de las mismas áreas de aporte (Fig. 8.15, sección 8.4); **(b)** los circones detríticos medidos en la Fm. Yermal muestran poblaciones en el Mesoproterozoico y Paleoproterozoico (Blanco *et al.*, 2009), al igual que la Fm. Piedras de Afilar (Gaucher *et al.*, 2008).

Respecto a la **Formación Polanco** se presentan las siguientes evidencias: **(a)** la correlación de datos isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ (tabla 9.1) son interpretados como típicos de edad *Ediacareense*. La Fm. Piedras de Afilar presenta valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ entre +5.05 y +5.80‰. Se descarta aquí la correlación con la Fm. Cerro Victoria; y se propone la correlación con las calizas de las Fm. Polanco, las cuales presentan valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ entre +2.6 / +5.3 ‰ (Gaucher *et al.*, 2004, 2007, 2009); **(b)** los análisis isótopos Sm-Nd realizados en las pelitas de la Fm. Piedras de Afilar (TDM entre 2.2 y 1.06), se correlacionan con los valores de la Fm. Yermal (TDM entre 2.6 y 1.5) medidos por Blanco *et al.* (2009).

9.2.2.2.- Grupo Arroyo del Soldado superior: No se encuentran evidencias de correlación con las formaciones de los niveles superiores del Grupo Arroyo del Soldado. Algunos autores (Pecoits *et al.*, 2008) han tratado de correlacionar la Fm. Piedras de Afilar con las Formaciones Cerros San Francisco y Cerro Victoria (límite Ediacareense-Cámbrico); pero dicha correlación no tiene en cuenta los importantes argumentos que sugieren una edad Ediacareense para la Cuenca Piedras de Afilar de acuerdo con las siguientes evidencias: (i) resultados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (Pamoukaghlián *et al.*, 2006; este trabajo); (ii) datos isotópicos Sm-Nd aquí presentados y (iii) análisis de circones detríticos (Gaucher *et al.*, 2008). Esto favorece la correlación con las unidades inferiores del Gr. Arroyo del Soldado y contradice la correlación con las facies superiores.

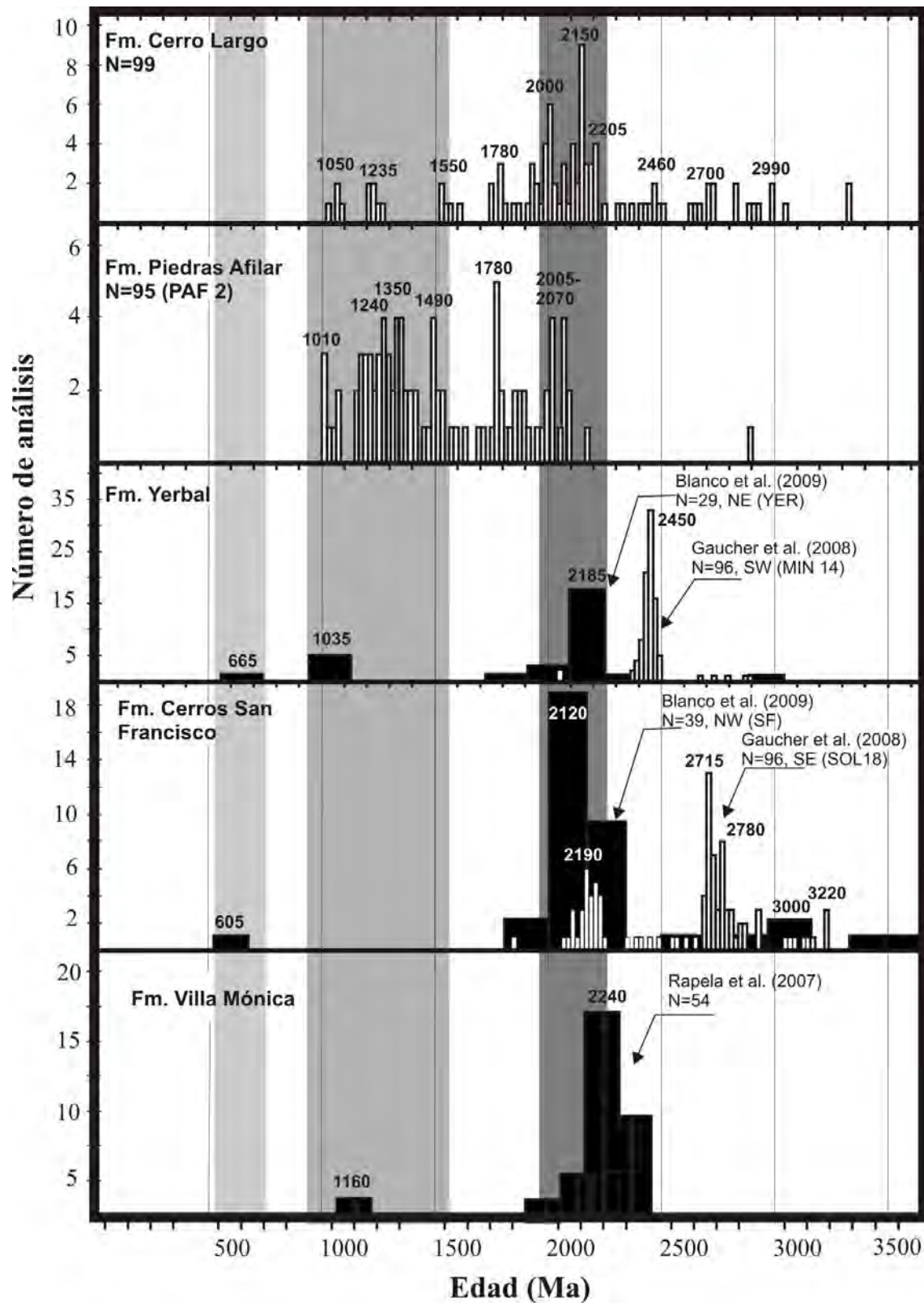


Figura 9.6: Histogramas de los circones detríticos de las diferentes unidades del Cratón del Río de la Plata, con interpretación tectonoestratigráfica y de los eventos orogénicos (modificado de: Gaucher *et al.*, 2008, Blanco *et al.*, 2009 y Rapela *et al.*, 2007).

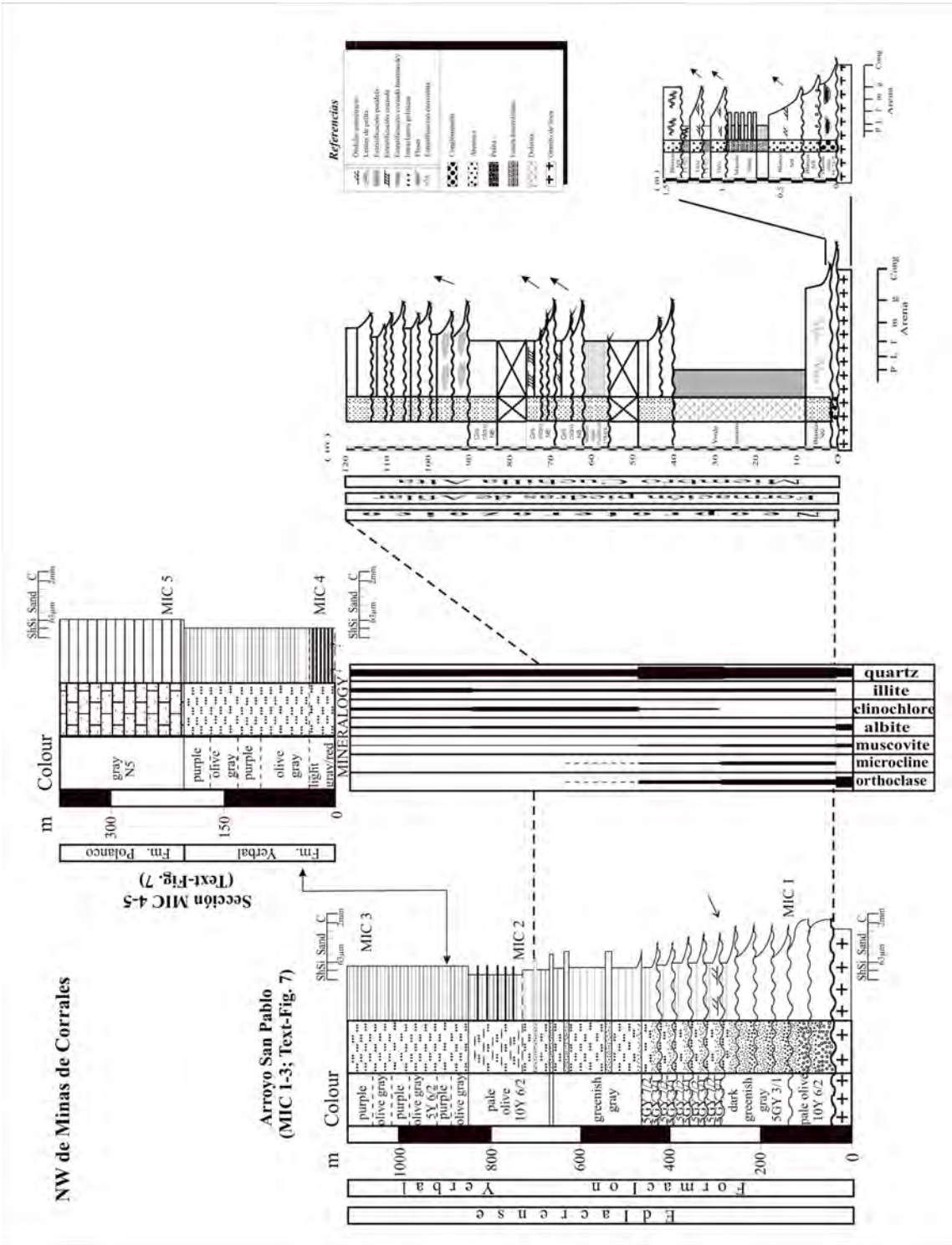


Figura 9.7: Correlación litoestratigráfica, teniendo en cuenta la bioestratigrafía, datos de isótopos y circones detríticos. Correlación de la base de la Formación Yermal con el Miembro Cuchilla Alta (Formación Piedras de Afilas).

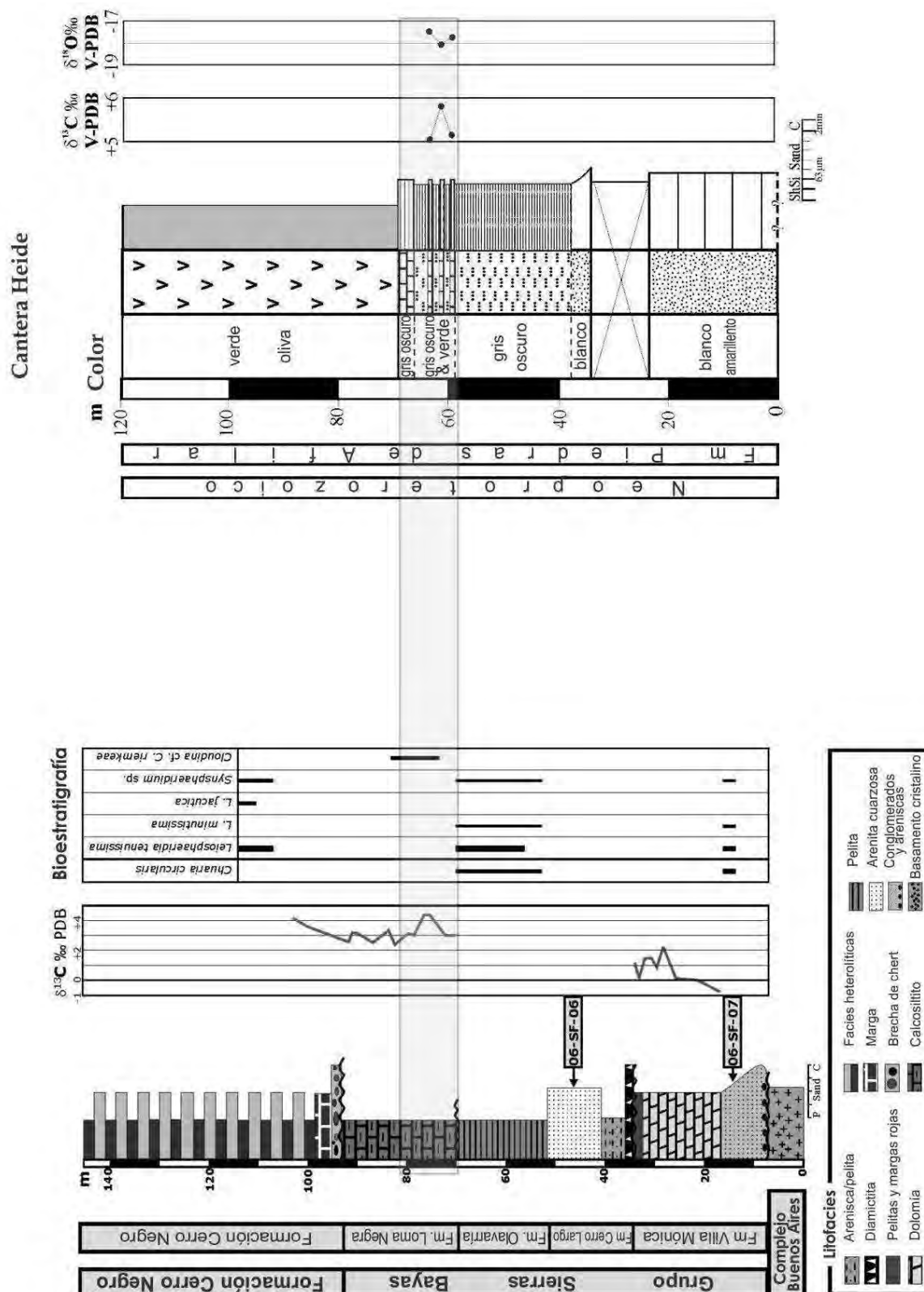


Figura 9.8: Correlación conceptual de la Fm. Piedras de Afilar con el Grupo Sierras Bayas (columna modificada de Gómez Peral, 2008), mostrando isótopos de C y O.

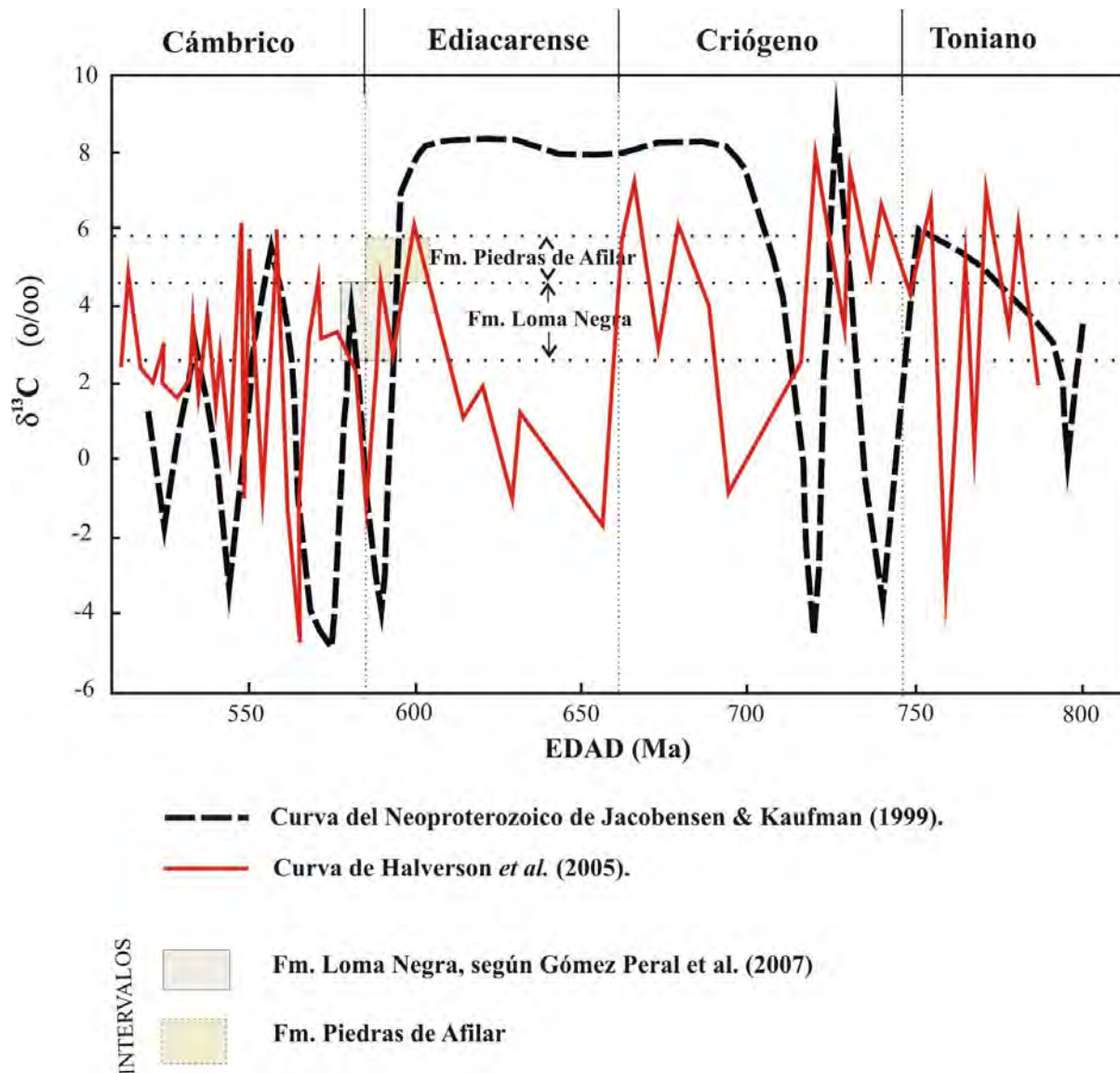


Figura 9.9: Comparación de los datos isotópicos de Carbono de la Fm. Piedras de Afilas (tabla 9.1) y la Fm. Loma Negra (según Gómez Peral *et al.*, 2008), en relación a las curvas globales de Jacobensen & Kaufman (1999) y Halverson (2005). Se observa que las Fms. Piedras de Afilas y Loma Negra muestran intervalos de edades $\delta^{13}\text{C}$ muy similares.

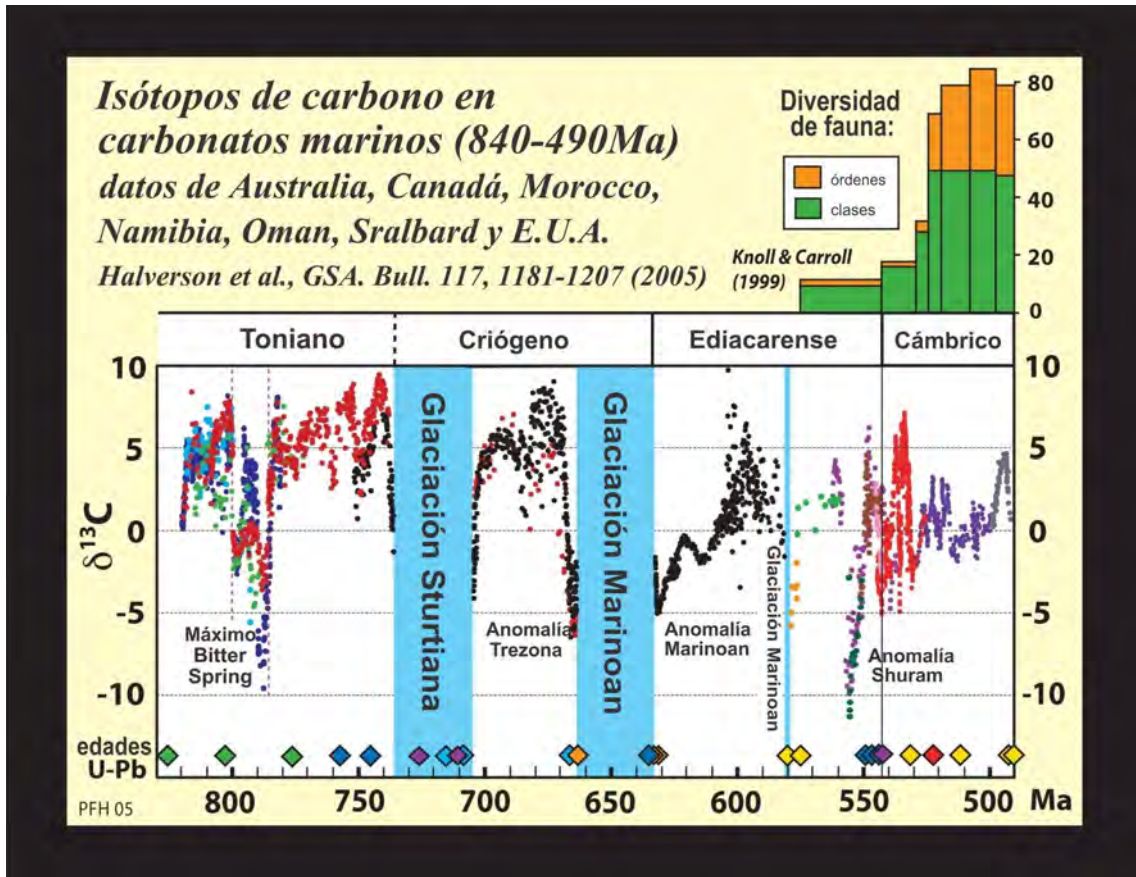


Figura 9.10: Curva global a partir de isótopos de carbono en carbonatos marinos Neoproterozoico. Modificado de Halverson et al. (2005).

9.2.3- GRUPO SIERRAS BAYAS: Neoproterozoico de Argentina

9.2.3.1.- Formación Cerro Largo: Las formaciones Cerro Largo y Olavarría se correlaciona con la Fm. Yermal (Gaucher et al., 2005). A su vez la Fm. Yermal se correlaciona con la Fm. Piedras de Afilas (Fig. 9.7). Asimismo, se presentan evidencias de la correlación entre la Fm. Piedras de Afilas (Mb. Cuchilla Alta) y la Fm. Cerro Largo (Fig. 9.8): **(a)** litoestratigráficamente equivalentes: sucesiones granodecrecientes de facies de cuarzoarenitas con diversas estructuras sedimentarias típicas de ambiente litoral; **(b)** los histogramas de circones detríticos presentan comportamiento muy similares para las formaciones Piedras de Afilas y Cerro Largo. Los circones detríticos más jóvenes son 1.009 y 1.048Ma respectivamente (Fig. 9.6). Ambas unidades presentan los picos principales en el Mesoproterozoico y Paleoproterozoico, aunque la Fm. Cerro Largo presenta algunos picos en el Arqueano y la Fm. Piedras de Afilas tiene un solo circón datado en el Arqueano.

9.2.3.2.- Formación Olavarría: Se propone una correlación entre el Mb. Arroyo del Junquito y la Fm. Olavarría, “conformada por pelitas oscuras con abundante materia orgánica y pelitas varicolores” (Poiré, 1987; Gómez Peral, 2008), ya que: **(a)** son litoestratigráficamente equivalentes, están apoyadas sobre las cuarzoareniscas y compuesto por pelitas oscuras, pelitas ferruginosas y pelitas verdes sobreyacidas por calizas; **(b)** la presencia de microfósiles de pared orgánica (*Bavlinella faveolata*, *Soldadophycus bossi*) y acritarcas (*Leiosphaeridae*) son evidencias de correlación entre la Fm Yermal superior (Gr. Arroyo del Soldado) y la Fm. Olavarría (Gr. Sierras Bayas) (Gaucher *et al.*, 2005; Gaucher & Poiré, 2009). Aún no hay evidencias para la Fm. Piedras de Afilas.

9.2.3.3.- Formación Loma Negra: Corresponde a las calizas estratigráficamente por encima de la Fm. Olavarría. Las mismas se correlacionan con las rocas carbonáticas del Mb. Arroyo de la Tuna. Las principales evidencias son las siguientes: **(a)** resultados isotópicos de la Fm. Loma Negra con valores de $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ positivos: entre +2.7 y +4.5‰ (Gómez Peral *et al.*, 2007), son muy próximos a los reportados para el Mb. Arroyo de la Tuna ($\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ entre +5.05 y +5.80‰). Son comparados con las curvas globales de isótopos de carbono (Jacobensen & Kaufman, 1999; Harlverson *et al.*, 2005) (Figs. 9.9 y 9.10); **(b)** los valores hallados a partir de análisis isotópicos Sm-Nd de la base del Mb. Arroyo de la Tuna, corresponden a TDM en el entorno a 2 Ga (1,6 - 2,5 Ga); **(c)** las rocas carbonáticas de la Fm. Loma Negra son calizas y dolomías (Gómez Peral *et al.*, 2008); mientras que el Mb. Arroyo de la Tuna está compuesto por calizas margosas y escasas dolomías silicificadas.

Cabe señalar que los datos recabados hasta el momento son necesariamente suficientes como para establecer una correlación con las unidades neoproterozoicas del Cratón del Río de la Plata. Ciertamente es más directa la correlación con el Grupo Sierras Bayas, el cual se encontraba en el mismo terreno tectonoestratigráfico: **Terreno Tandilia**. Además las Cuencas de Piedras de Afilas y Sierras Bayas, presentan las mismas características sedimentológicas, asociadas a un paleoambiente más somero que las que sugiere la sedimentación de la Cuenca de Arroyo del Soldado. Finalmente se realiza una síntesis de las edades encontradas en la Fm. Piedras de Afilas y se comparan con sus correlatas (tabla 9.2).

Fm. Piedras de Afilas (<i>este trabajo</i>)	Fm. Cerro Largo (Gómez Peral et al., 2007; Gaucher et al., 2008)	Fm. Yermal (Gaucher et al., 2008)	Cuarcitas de Araminda (<i>este trabajo</i>)	Granito La Tuna (<i>este trabajo</i>)
Circones detríticos con Edad Máxima en 1.008 Ma.	Circones detríticos con Edad Máxima en 1.058 Ma.	Circones detríticos con Edad Máxima en 2.000 Ma.	Circones detríticos con Edad Máxima en 2,1 Ga.	Datación U-Pb LA ICP-MS en Circones: 2,2Ga y Pb-Pb en monacita: 2,1Ga.
Isótopos C y O en las calizas sugieren edad Ediacareense	Isótopos C y O; y fósiles sugieren edad Ediacareense (Poiré & Gaucher, 2009)	Isótopos C y O; y fósiles sugieren edad Ediacareense (Poiré & Gaucher, 2009)	La edad mínima está acotada por la intrusión (2,2Ga).	
Picos más importantes en el Paleoproterozoico y Mesoproterozoico	Picos más importantes en el Paleoproterozoico y Mesoproterozoico	Picos más importantes en el Paleoproterozoico	<i>Se genera un histograma virtual, con edades aparentes debido a que el sistema es afectado por la intrusión.</i>	Es un Granito alcalifeldespático, anorogénico.
Se interpreta una <u>Edad</u> NEOPROTEROZOICO	Se interpreta una <u>Edad</u> NEOPROTEROZOICO	Se interpreta una <u>Edad</u> NEOPROTEROZOICO	Se interpreta una <u>Edad</u> PALEOPROTEROZOICO para las Cuarcitas de Araminda. (<i>Edad similar a Fm. Montevideo</i>)	Se interpreta una <u>Edad</u> PALEOPROTEROZOICO

Tabla 9.2: Cuadro ilustrativo de las edades obtenidas a partir de dataciones U-Pb LA ICP-MS, relacionadas con otros datos geocronológicos, quimioestratigráficos y bioestratigráficos. Se comparan las dataciones en Fm. Piedras de Afilas, con las unidades correlatas de los Grupos Arroyo del Soldado y Sierras Bayas; y con las dataciones realizadas en metareniscas y granito del basamento, que se diferenció de la unidad sedimentaria Neoproterozoica aquí estudiada.

10 CONCLUSIONES

CONTENIDO:

10.1.- EVOLUCIÓN DE LA CUENCA

10.1.1.- Control tectónico

10.1.2.- Cambios climáticos y del nivel eustático

10.1.3.- Diagénesis

10.2.- PALEOGEOGRAFÍA REGIONAL

10.3.- ESTRATIGRAFÍA, EDAD Y CORRELACIONES

En primer lugar, se realizó un estudio sedimentológico detallado con análisis de facies; caracterización mineralógica y grado de diagénesis de las facies y asociaciones de facies reconocidas; y estudios paleoambientales.

Este análisis llevó a la propuesta de una división de la **Formación Piedras de Afilar** en tres miembros: **(1) Miembro Cuchilla Alta** compuesto por ciclos grano y estratodecrecientes de cuarzoarenitas a limolitas de color blanquecino con óndulas asimétricas, óndulas de interferencia, clacos de flujo, estratificación cruzada planar, en artesa y monticular y niveles de limolitas ferrosas en el tope; **(2) Miembro Arroyo del Junquito** compuesto por arcillitas y limolitas oscuras con estratificación y laminación paralela, facies heterolíticas arcillita-limolita finamente laminadas, de colores verde y rojo; y **(3) Miembro Arroyo de la Tuna** compuesto por margas y calizas margosas, ritmitos marga-pelita e intercalaciones de pelitas oscuras (Pamoukaghlián *et al.*, 2010).

Luego se procedió al análisis de paleocorrientes y su implicancia en términos paleoambientales y de proveniencia. Con el fin de hacer un estudio de proveniencia completo se recurrió a la interpretación de la petrografía, análisis DRX, análisis geoquímicos, métodos isotópicos, esp. Nd y determinación de edades de los circones detríticos. (Mc. Lenan *et al.*, 1993).

Finalmente se determinó la edad por medio de varios métodos geocronológicos (U-Pb LA ICP-MS en circones; Pb-Pb TIMS en monacitas; sistema isotópico Sm-Nd; isótopos C y O; isótopos de Sr) y datos bioestratigráficos disponibles.

Los estudios sedimentológicos, litoestratigráficos, de paleocorrientes, proveniencia y determinación de edades permiten interpretar las posibles correlaciones regionales de la cuenca. A continuación se presentan las principales conclusiones obtenidas en cuanto a la evolución de la cuenca, estratigrafía, edad y correlaciones.

10.1.- EVOLUCIÓN DE LA CUENCA

Son fundamentales los estudios de análisis de facies y la caracterización paleoambiental y de proveniencia de las mismas, para comprender la evolución de la cuenca sedimentaria.

Se definen y describen dos etapas de sedimentación en el marco de una cuenca marina somera, formada en el Neoproterozoico superior y los procesos magmáticos y tectónicos posteriores:

Etapas de Sedimentación:

1. Sedimentación silicoclástica de plataforma somera en paleoambiente litoral de playa, con dos fases:

(A) Ciclos arenosos asociados a cambios de los niveles eustáticos, que gradan desde conglomerados, arenas conglomerádicas, pasando por arenas medias a finas hasta limolitas. Están asociados a procesos marinos someros (olas, corrientes paralelas a la costa) y eventos de tormenta. Se asocian a las facies de cuarzoarenitas con óndulas (**Sr**), cuarzoarenitas con óndulas de interferencia (**Sir**), arenitas con estratificación monticular o hummocky (**Shcs**) y arenitas con estratificación en artesa (**Stcs**), respectivamente; como se ha examinado en el apartado: Análisis de facies.

(B) Profundización de la cuenca con depositación de materiales pelíticos más finos: arcillitas (facies **FI**) y facies heterolíticas limolita-arcillita (**H** y **HI**), que continúan intercalándose con limolitas y arenas finas; evidenciando la mayor profundidad y la persistencia de la ciclicidad en los ascensos y descensos del nivel del mar.

2. Formación de una rampa carbonática somera de poco espesor, con la generación principalmente de carbonatos calcíticos (**Lr**, **Lm**) y escasas dolomías silicificadas (**D**).

3. Los ciclos de ascenso y descenso del nivel del mar están muy probablemente vinculados a cambios climáticos. P.ej. el ascenso que causa la progradación de facies más finas y colmata con las rocas carbonáticas, podría estar relacionado con el fin de la Glaciación Gaskiers (Ediacareense medio) (Halvernsn, 2005).

Tanto en el Gr. Arroyo del Soldado como en el Gr. Sierras Bayas afloran diamictitas de origen glacial por debajo de las unidades correlativas a la Fm. Piedras de Afilas (Gaucher & Poiré, 2009).

En la Fig. 10.1 se esquematiza la evolución de la cuenca, considerando los eventos depositacionales arriba descritos y la interpretación de la proveniencia. Todos los estudios petrográficos, DRX, isótopos Sm-Nd, edad de los circones detríticos y paleocorrientes sugieren consistentemente una proveniencia de cratón estable desde el oeste.

Procesos magmáticos y tectónicos posteriores:

1. Intrusión de filones capa doleríticos causando metamorfismo de contacto en las rocas sedimentarias. Si bien las dataciones K-Ar de edad Silúrico (Cingolani *et al.*, 1990b) proporcionan la edad del último evento térmico, el magmatismo original podría ser anterior (p.ej. Cámbrico).

2. Deformación Cámbrica con la generación de la cizalla de Sarandí del Yí e intrusiones de granitos anorogénicos (p.ej. granito La Paz: 545 ± 15 Ma, Umpierre & Harper, 1971); y causando un plegamiento abierto de rumbo de capa N30W a E-W (megaindicador del movimiento sinistral de la cizalla).

El ambiente paleotectónico asociado es de Margen Pasivo, donde es propicia la formación de cuencas marinas someras de este estilo. Cabe destacar que la Cuenca de Piedras de Afilas presenta una sedimentación continua sin eventos volcánicos coetáneos, siendo las doleritas definitivamente post-depositacionales.

Por otra parte, las sedimentitas de Piedras de Afilas (**Terreno Tandilia**, definido por Bossi *et al.*, 2005) estarían representando una parte más somera de la Cuenca Arroyo del Soldado (**Terreno Nico Pérez**, definido por Bossi *et al.*, 1993a, 1996), como lo señalan Poiré & Gaucher (2009) y presumiblemente estarían íntimamente relacionadas con la Cuenca Sierras Bayas (**Terreno Tandilia**).

10.1.1.- Control tectónico

El paleoambiente tectónico es de **margen pasivo**, el cual es propicio para la formación de cuencas marinas someras, donde las variaciones de nivel eustático son las responsables de generar espacio para la sedimentación (Michel & Reading, 1986). Las principales evidencias para que confirman un margen pasivo y descartan un paleoambiente de Rift son las siguientes: (a) no se han encontrado rocas volcánicas ni volcanoclásticas formando parte de esta unidad; las doleritas son definitivamente posteriores a la sedimentación e intruyen los sedimentos como filones capa; (b) la ausencia a muy bajo contenido de esmectita sugiere que no habría habido una fuente volcánica; (c) los conglomerados son bastante finos, con clastos de 1-2cm; y sólo se encuentran en el contacto con el basamento. Estos hechos indican que no habría habido control tectónico; puesto que si la sedimentación hubiese sido controlada por un rifteamiento, las rocas volcánicas y sedimentitas gruesas deberían estar presentes (Michel & Reading, 1986). Por lo tanto las variaciones de nivel eustático son las responsables de generar espacio para la sedimentación.

A su vez, se propone la generación del margen pasivo, a partir de un Rift anterior. Podría estar vinculado al pre-rift de la Cuenca de Arroyo del Soldado, donde se propuso la generación de un rift anterior, asociado al arqueamiento del haz de diques del Terreno Nico Pérez (Gaucher, 1996). Estos diques fueron datados en 1,8 Ga (Mesoproterozoico) (Bossi *et al.*, 1993). Por otra parte, la ausencia de vulcanismo coetáneo a la sedimentación, el paleorrelieve bajo y la continuidad lateral de facies con contactos gradacionales, sugieren que la cuenca de Piedras de Afilar habría estado tectónicamente estable desde el comienzo de la depositación.

El Mb. Cuchilla Alta se apoya en discordancia erosiva sobre una corteza paleoproterozoica estable. Las cuarzoarenitas del Mb. Cuchilla Alta presentan circones de edades mínimas de 1.000 Ma (Gaucher *et al.*, 2008), lo cual sugiere una proveniencia del Cratón del Río de la Plata. Los diagramas de proveniencia de Dickinson observan también una proveniencia de bloque continental. A su vez, los valores de ϵNd encontrados aquí para las pelitas del

Mb. Arroyo del Junquito y los análisis químicos (diagramas **La/Th vs Hf** y **K₂O + Na₂O vs SiO₂**: Cap 8), confirman una proveniencia de cratón estable y paleoambiente de margen pasivo.

10.1.2.- Cambios climáticos y del nivel eustático

El aumento progresivo del nivel del mar en la Cuenca Piedras de Afilas, se atribuye a la glaciación Gaskiers (590-567 Ma), como ocurre en otras cuencas del Ediacareense; p.ej. en la Cuenca Arroyo del Soldado (Gaucher, 2000). Se plantea la siguiente evolución climática para la Fm. Piedras de Afilas:

1.- Durante la depositación del **Mb. Cuchilla Alta**, el clima era templado a frío con cambios de temperatura intermitentes. Esto se basa en las siguientes observaciones: (i) las facies conglomerádicas (**C**) derivados del granito subyacente muestran una meteorización típica de los granitos en clima frío; (ii) la illita es muy abundante y la clorita es escasa; (iii) la caolinita muestra varía cíclicamente (30% - 1%); (e) la esmectita es muy escasa. El clima frío a templado favorece la paragénesis cuarzo + albita + illita + clorita, como producto de la meteorización del granito (Deer *et al.*, 1992). Los ciclos de mayor a menor abundancia de caolinita están directamente asociados a los ciclos granodecrecientes. La ausencia de materia orgánica y los niveles ferrosos del tope indican condiciones oxidantes.

2.- En las pelitas del **Mb. Arroyo del Junquito**, la illita continua siendo abundante aunque baja sensiblemente la proporción; y aumenta la clorita. Las mismas son típicas de clima frío a templado (Deer *et al.*, 1992; Ford, 1991). La caolinita y la esmectita son muy escasas. Otro importante indicador es la aparición de clorita-esmectita, la cual evidencia un pasaje a condiciones levemente más reductoras (Deer *et al.*, 1967, 1992).

3.- En el **Mb. Arroyo de la Tuna** se evidencia un pasaje a clima más cálido (tropical o subtropical) durante la depositación de las calizas (Tucker & Wright, 1990). Podrían generarse sucesivas microfases de calentamiento/enfriamiento, las cuales quedarían representadas en las interlaminaciones caliza-pelita o marga-pelita en este caso (com. pers. Maurice Tucker).

10.1.3.- Diagénesis

Se midieron los índices de cristalinidad de la illita (Kübler, 1968) en muestras representativas del Mb. Cuchilla Alta, pelitas del Mb. Arroyo del Junquito y facies calcáreas del Mb. Arroyo de la Tuna. Los valores obtenidos varían entre 0.2 y 0.4 y se interpretaron mediante gráficos de Índice de Cristalinidad (IC) (Lee & Ko, 1997; Tsigue, 2002) e índice de Esquevin (Esquevin, 1974) (Figs. 4.35 y 4.36, Cap.4). Corresponden a los intervalos de la anquizona o epimetamorfismo. Menos del 10% superan índices de 0.4, los cuales habrían sufrido diagénesis profunda sin llegar al anquimetamorfismo.

Las facies psamíticas presentan índices de cristalinidad correspondientes a la anquizona y diagénesis profunda (0.3 a 0.42); excepto por las areniscas de la faja costera. Los valores encontrados para las facies pelíticas varían entre 0.2 a 0.4 y corresponden al campo de la anquizona y el epimetamorfismo. Los valores más bajos (0.2 a 0.25) responden a los efectos del metamorfismo de contacto impuesto por las doleritas. En las facies calcáreas predominan las condiciones de anquizona. Los índices de cristalinidad (entre 0.2 y 0.3) reflejan también un importante efecto térmico por el potente sill de dolerita que las recubre.

Cabe señalar que se encontraron valores de ICI entre 0.2 y 0.3 en algunas facies psamíticas que aparecen en la costa (Santa Lucía del Este y Cuchilla Alta), los cuales deben ser tratados como los de mayor metamorfismo en los análisis petrológicos de la Fm. Piedras de Afilas.

10.2.- PALEOGEOGRAFÍA REGIONAL

De acuerdo con la reconstrucción paleogeográfica regional del Cratón del Río de la Plata (Santos *et al.*, 2003; Bossi *et al.*, 2005; Gaucher *et al.*, 2005, 2008), el mismo está compuesto por los Terrenos Piedra Alta y Tandilia que se adosan hace ca.1, 8 Ga a través de la Zona de Cizalla Colonia (Bossi *et al.*, 2005 y Ribot *et al.*, 2005). Estos se adosan a su vez al Terreno Nico Pérez en 1.250 Ma (Texeira *et al.*, 1999). Allí se depositan las cuencas de Piedras de Afilas, Sierras Bayas y Arroyo del Soldado en el Neoproterozoico Superior.

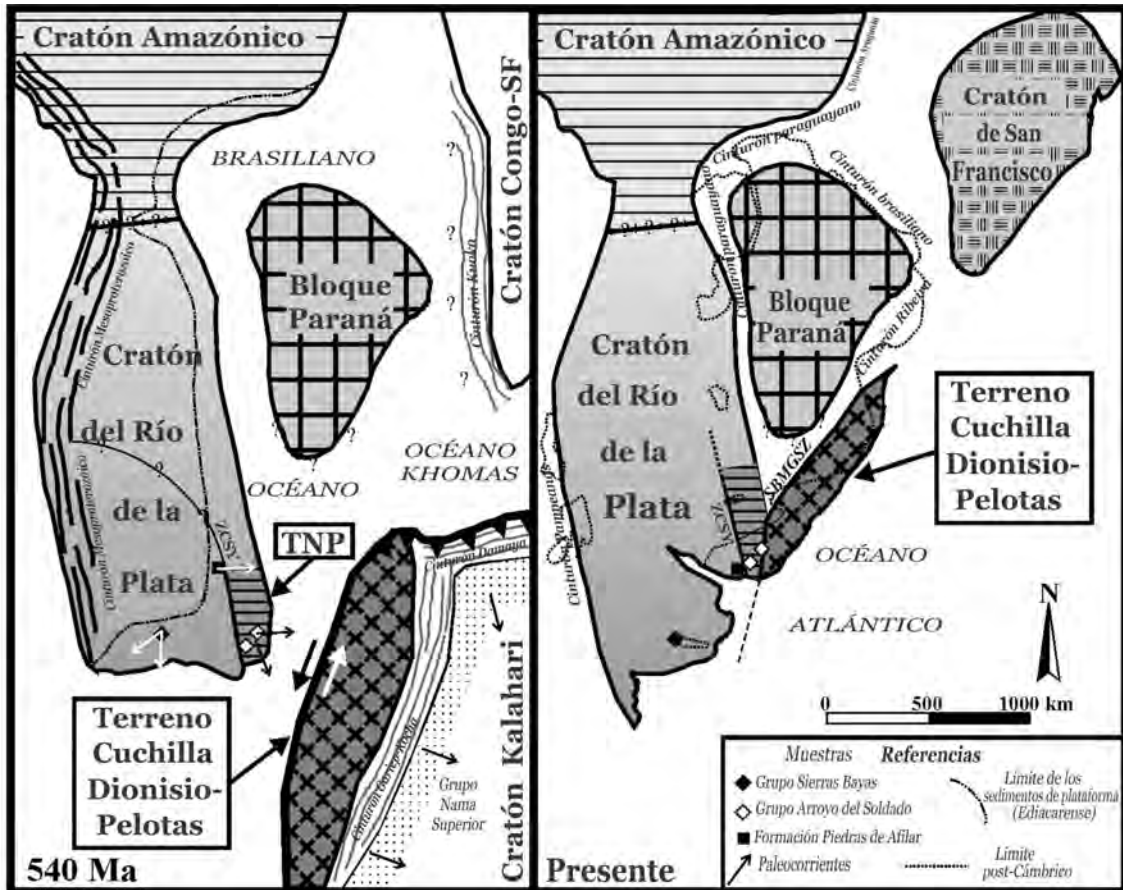


Figura 10.1: Reconstrucción paleogeográfica y tectonoestratigráfica del Cratón del Río de la Plata y el adoso del Bloque Paraná y el Terreno Cuchilla de Dionisio-Pelotas. Modificado de Gaucher *et al.* (2008).

Más adelante, a ca.540Ma la reactivación de la zona de cizalla Sarandí del Yi separa de modo sinistral las sedimentitas del G. Arroyo del Soldado y Fm. Piedras de Afilas. De esta manera la parte más somera de la cuenca queda al oeste de la referida zona de cizalla, es decir las sedimentitas que hoy encontramos en el Terreno Tandilia, las cuales conforman la Fm. Piedras de Afilas y el Gr. Sierras Bayas. La Fig. 10.1 representa la paleogeografía de la región a 540Ma y su evolución hacia la actualidad (Gaucher *et al.*, 2008). Estos autores proponen que si bien la Fm. Piedras de Afilas presenta edades de circones detríticos que sugieren una proveniencia desde del Cratón del Río de la Plata, en el caso de los circones Mesoproterozoicos podrían provenir desde el oeste (un cinturón Mesoproterozoico protoandino?). Este cinturón sería posiblemente la extensión sudeste del Cinturón Rodonia-San Ignacio y Sunsas del Cratón Amazónico. En oposición a esta hipótesis de proveniencia, Rapela

et al. (2011) plantean que los circones mesoproterozoicos de la Fm. Cerro Largo, correlata de las Fms. Yermal y Piedras de Afilas, provienen del Bloque Angola, oeste del Cartón Kalahari.

Sin embargo los valores isotópicos de Sm-Nd hallados para la Fm. Piedras de Afilas, sólo pueden ser explicados como de proveniencia del Cratón del Río de la Plata (edades promedio TDM próximas a 2Ga) (Pamoukaghlián *et al.*, en prensa).

10.3.- ESTRATIGRAFÍA, EDAD Y CORRELACIONES

Estratigráficamente, la Formación Piedras de Afilas está ubicada en el Neoproterozoico superior; y los miembros sedimentarios que la integran se ubican en el Ediacarenses Superior. En la Fig. 10.2 se esquematiza una columna estratigráfica ideal con las edades asignadas para el basamento, la sedimentación y las doleritas posteriores.

No hay evidencias de una edad máxima menor a 1.000 Ma. Los circones detríticos son los que mejor van a acotar esta edad. Al comparar los histogramas de proveniencia de circones detríticos del miembro silicoclástico inferior de la Fm. Piedras de Afilas (Mb. Cuchilla Alta) con la Fm. Cerro Largo se observa una clara concordancia. Dado que la Fm. Cerro Largo presenta una edad Ediacarenses y que la sedimentación de la Cuenca de Piedras de Afilas es continua y sin grandes saltos temporales, se asigna esta edad para la Fm. Piedras de Afilas. Otro elemento muy significativo a tener en cuenta es la correlación de la Fm. Loma Negra (sobreyacente a la Fm. Cerro Largo) y la Fm. Piedras de Afilas (Mb. Arroyo de la Tuna), basada en los análisis isotópicos estables de carbono (Pamoukaghlián *et al.* 2006, 2010, este trabajo). Se sugiere una correlación con las unidades Neoproterozoicas mencionadas, basada en la litoestratigrafía, quimioestratigrafía y geocronología (Fig. 10.3).

La edad de las doleritas es de difícil determinación. Cingolani *et al.* (1990a) realizó dataciones K-Ar en las pelitas, interpretando una edad del evento térmico de las doleritas en 382Ma; lo cual no ayuda a acotar la edad de la unidad estudiada. Aquí se procedió a la separación de circones sin éxito, no encontrando ni circones ni baddeleyita u otro mineral datable por el método U-Pb.

Es importante destacar que se han obtenido evidencias irrefutables para caracterizar a las metareniscas que afloran en la costa desde Araminda hacia el oeste, como parte del Cinturón Paleoproterozoico (Cinturón Pando). Se determinó su edad por el método U-Pb LA ICP-MS en circones, entre 2.465 Ma y 2.150 Ma. La edad del granito que hace intrusión allí se determinó entre 2.117 ± 29 Ma (intercepta superior de los circones del granito) y 2.152 ± 29 Ma (intercepta superior de los circones de la roca caja). Todas estas unidades sufrieron metamorfismo a 2.010 ± 9 Ma, determinado por Pb-Pb en monacita.

También es menester tratar de probar o descartar el hecho que las demás areniscas de la faja costera sean de edad Neoproterozoica y parte de la Fm. Piedras de Afilas. Las observaciones de campo, petrografía, DRX y análisis de paleocorrientes apuntan a que pertenecen a esta unidad. Sin embargo, sin estudios isotópicos precisos será difícil asegurarlo.

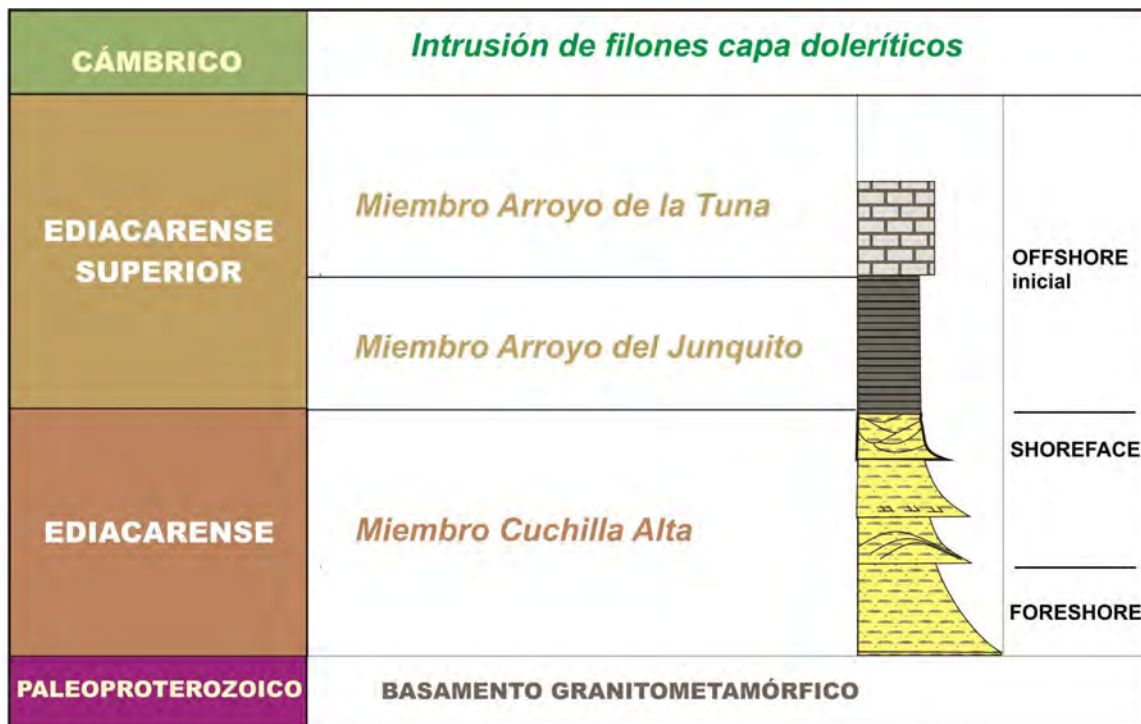


Figura 10.2: Columna estratigráfica de síntesis de la Formación Piedras de Afilas. Nota: Paleoproterozoico (1.600-2.500Ma); Ediacareense (635-542Ma).

En el presente trabajo, no se planteó este objetivo ni tampoco el de datar las rocas paleoproterozoicas, las cuales fueron datadas tratando de acotar la edad de la unidad de estudio. Estos análisis fueron realizados en las últimas etapas

de laboratorio, sin contar con recursos como para datar todas las areniscas de la costa.

Finalmente, se han interpretado los eventos orogénicos y episodios distensivos del Terreno Tandilia durante el Paleoproterozoico, de acuerdo con la propuesta de Santos *et al.* (2003), relacionándolo con los eventos magmáticos y depositacionales identificados aquí:

2010 ± 9Ma: Metamorfismo (facies anfibolita) - Fm. Montevideo	_____	Orogenia Camboriú
2056 ± 6Ma: Granito de Soca	_____	Distensión
2150-2120Ma: Intrusión Granito La Tuna	}	Orogenia Encantada
2.465-2.150Ma: Depositación de areniscas de Araminda		

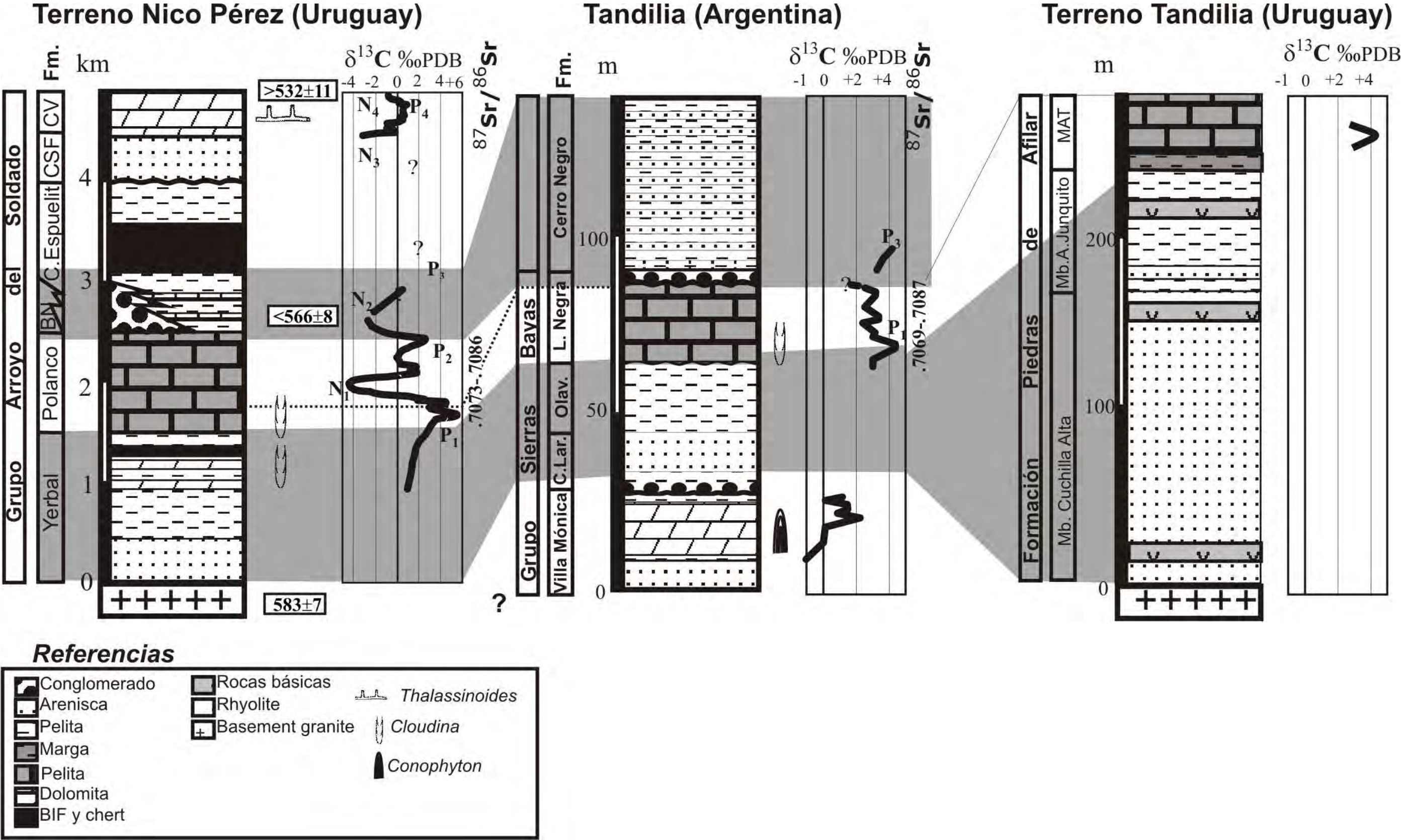


Figura 10.3: Correlación propuesta para las Formaciones Piedras de Afilas, Formaciones Yerbal-Polanco y Formaciones Cerro Largo-Olavarría-Loma Negra. Modificado de Poiré & Gaucher (2009) e incluyendo columna tipo de la Fm. Piedras de Afilas y los datos quimioestratigráficos correspondientes (Pamoukaghlián *et al.*, 2006). NOTA: Abreviaciones utilizadas: BN: Fm. Barriga Negra; CV: Fm. Cerro Victoria; MAT: Mb. Arroyo de la Tuna.

BIBLIOGRAFÍA

- Adams, A. E. Mackenzie, W.S & Guilford, C.** 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. English long Book Society Longman. 107pp.
- Aigner, T.**, 1985. Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences 3, Springer-Verlag, Berlin.
- Aigner, T. & Reineck, H.E.**, 1982, Proximality trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis: Senckenbergiana Maritima, v. 14, p. 183–215.
- Allaby, A. & Allaby, M.**, 1990. Concise Oxford dictionary of Earth Sciences. 410pp. Oxford (Oxford University Press).
- Allen, J.R.L.**, 1968. Current ripples: their relations to patterns of water and sediment motion. Elsevier Ed. Amsterdam: 3-6.
- Allen, J.R.L.**, 1971. Transverse erosional mark of mud and rock: their physical basis and geological significance. Sedimentary geology: 5, 167-384
- Allen, J.R.L.**, 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis. 2 Vols. Elsevier Ed. Amsterdam: 3-7.
- Almeida, F. M., De Amaral, G., Cordani, U.G., Cawashita, K.**, 1971. The Precambrian evolution of South American cratonic margin south of the Amazon River. In: NAIRN, A.E.M & STHALI, F.G. (Eds). The ocean basins and margins. Vol 1: The Sout Atlantic 411-446. New York, London (Premiun Press).
- Almeida, F. M., De Brito Neves, B.B. & Carneiro, C.D.R.**, 2000. The origin and evolution of the South American Platform. Earth Sciences Review, 50: 77-111.
- Altermann, W. & Corcoran, P.**, 2002. Precambrian Sedimentary Enviroments: A modern approach to ancient depositional systems. I.A.S. Special Publication No.33. Ed. Blackwell Science. 436pp.
- Amthor, J. E., Grotzinger, J. P., Schroder, S., Bowring, S. A., Ramezani, J., Martin, M. W., Matter, A.**, 2003. Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. Geology, 31: 4312434.
- Andreis, R. R., Zalba, P. E., Iníguez Rodriguez, A.M. and Morosi, M.**, 1996. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión superior de la Formación Cerro Largo, Sierras Bayas (Buenos Aires, Argentina). 6 Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, pp. 293-298.

- Aspler, L. B. & Chiaranzelli, J. R.**, 2002. Mixed silicoclastic storm dominated ramp in a rejuvenated palaeoproterozoic basin: upper Hurwitz Group, Nanawt, Canda. Sp. Public. Int. Assoc. Sediment. 33: 293-321.
- Aubert, N., Pecoits, E., Gingras, M. K., Konhauser, K. O.**, 2010. Carbon and strontium isotopic variability across the Ediacaran Polanco Limestone Formation (Río de la Plata craton, Uruguay). 18o International Sedimentological Congress. Mendoza. Argentina. pp: 131.
- Barrio, A., Poiré, D. & Iñíguez, A.**, 1991 El contacto entre la Formación Loma Negra (Grupo Sierras Bayas) y la Formación Cerro Negro, un ejemplo de paleokarst, Olavarría, provincia de Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, Rev. 1991, 46 (1-2): 69-76.
- Blanco, G. H.**, 2008. Provenance analysis of the Neoproterozoic-Cambrian Nama Group (Namibia) and the Arroyo del Soldado Group (Uruguay): Implications for the palaeogeographic reconstruction of SW Gondwana. Phd Thesis. Johannesburg University. 288pp.
- Blanco, G., Rajesh, H. M., Gaucher, C., Germs, G. J. B., Chemale Jr., F.**, 2009. Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran to Cambrian, Uruguay): Implications for the paleogeographic evolution of southwestern Gondwana. Precambrian Research 171, 57-73.
- Blanco, G., Germs, G. P. B., Rojesh, H. H., Chemale, F., Dussin, I. A., Justino, D.**, 2011. Provenance and palaeogeography of the Nama Group (Ediacaran to early Palaeozoic, Namibia). Petrography, geochemistry and U-Pb detrital zircon geochronology. Precambrian Research, Elsevier. 187:15-32.
- Bock, B., Bahlburg, H., Wörner, G. and Zimmermann, U.**, 2000. Ordovician arcs and terranes in NW-Argentina and N-Chile?Geochemical and isotope evidence. J. Geol., 108, 513–535.
- Boggiani, P. C.**, 1998. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozoico) – Mato Grosso do Sul. Tesis doctoral. Universidade de São Paulo. Brazil.
- Bonhomme, M. & Cingolani, C.**, 1980. Mineralogi'a y geocronologi'a Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la "Formacio'n La Tinta", provincia de Buenos Aires. Revista Asociacio'n Geolo' gica Argentina, 35: 5192538.
- Bossi, J., Ferrando, L., Fernandez, N., 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. Montevideo (Facultad de Agronomía).

- Bossi, J. & Navarro, R., 1991.** Geología del Uruguay – 970pp; Montevideo. Universidad de la República.
- Bossi, J. & Campal, N., 1991.** Granitos negros filonianos del Uruguay. Resultados de las investigaciones – 72pp., 42 figs.; Montevideo (CIIN – Facultad de Agronomía).
- Bossi, J. & Campal, N., 1992.** Magmatismo y Tectónica Transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay – In: GUTIERREZ – MARCO, J.G., SAAVEDRA, J. & RABANO, I. (eds.). Paleozoico Inferior de Iberoamérica: 343-356, Mérida (Universidad de Extremadura).
- Bossi, J., Preciozzi, F. & Campal, N., 1993a.** Predevoniano en el Uruguay – 50pp, 37figs; Montevideo (Dirección Nacional de Minería y Geología).
- Bossi, J., Campal, N., Civetta, L., Demarchi, G., Girardi, V., Mazzucchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G., Fragoso Cesar, A., Sinigoi, S., Texeira, W., Piccirillo, E., Molesini, M., 1993b.** Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, 106: 263-277.
- Bossi, J., Cingolani, C., Llambias, E., Varela, R., Campal, N., 1993c.** Características del magmatismo post-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: Formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Ánimas – *Revista brasileña de geociencias* No.23. pp: 282-288. Sao Paulo.
- Bossi, J., Ferrando, L., Dalla Salda, L., Campal, N., Navarro, R., Cingolani, C., Piñeyro, D., Varela, R., Shipilov, A., Lopez De Lucci, M., 1996.** Correlación Piedra Alta – Tandilia. *Terreno Piedra Alta*, Montevideo (Facultad de Agronomía). 77pp.
- Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, N., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, P., Sprechman, P., 1998.** Carta geológica del Uruguay 1/500.000, Cátedra de Geología - Facultad de Agronomía, Geoeditores.
- Bossi, J. & Schipilov, A., 1998.** Rocas ígneas básicas del Uruguay (Vol. I). UDELAR, Facultad de Agronomía. Cátedra de Agronomía. 244pp.
- Bossi, J. & Schipilov, A., 2000.** Rocas ígneas básicas del Uruguay (Vol. II). UDELAR, Facultad de Agronomía. Cátedra de Agronomía. 77pp.
- Bossi, J. & Piñeyro, D., 2004.** Hornblenditas porfiroblásticas: Guía litológica de plutonismo de raíz de arco en el Terreno Piedra Alta (Paleoproterozoico, Uruguay). *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*. Tercera Epoca. No.11. pp. 18-27.
- Bossi, J. & Gaucher, C., 2004.** The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW Gondwana. *Gondwana Res* 7(3):661–674.

- Bossi, J., Piñeyro, D. & Cingolani, C.,** 2005. El límite del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinestral de Colonia. Actas XVI, Congreso Geológico Argentino. La Plata.
- Bossi, J. & Cingolani, C. A.,** 2009. Extension and general evolution of the Río de la Plata Craton. In: Gaucher C, Sial AN, Halverson GP, Frimmel HE (eds) Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology* 16:73–85.
- Brito Neves, B. B.,** 2011. Glossário de Geotectónica. Sao Paulo, Oficina de Textos. 256pp.
- Campal, N. & Shipilov, A.,** 1995. The Illescas bluish-quartz rapakivi granite (Uruguay-South América): Some geological features. In: Symposium on Rapakivi Granites and related rocks, Belem, Brazil.
- Campal, N. & Shipilov, A.,** 1998. Ciclo Grenvilliano – Fondo Profesor Clemente Estable. Programa 1040. Evolución paleogeográfica del nudo tectónico de Puntas del Arroyo Mansavillagra durante el proceso de formación del supercontinente Gondwana (1500 a 500 Ma.). Volumen 2: 1-37; Montevideo (CONICYT-Facultad de Agronomía).
- Campal, N., Gaucher, C., Shipilov, A. & Bossi, J.,** 1995. EL Uruçuano en el Uruguay: evidencias geológicas paleontológicas y radiométricas, in: DA SILVA, L.C., A.L. & KIRCHMER, C.A (EDS). Boletín de resúmenes expandidos. 6º Simposio Sul-Brasileiro de Geología.- 1º Encuentro de Geología do Cono Sul. 97-100; Porto Alegre (Sociedad de Geología).
- Cingolani, C.A. & Bonhomme, M.,** 1982. Geochronology of La Tinta Upper Proterozoic sedimentary rocks, Argentina. *Precambrian Research*, 18: 119-132.
- Cingolani, C. A. & Dalla Salda, L.,** 2000. Buenos Aires cratonic region. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A. and Campos, D. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*. 31st. International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 139-146.
- Cingolani, C. A., Spoturno, J. & Bonhomme, M.,** 1990a. Resultados mineralógicos preliminares sobre las unidades Piedras de Afilas. Lavalleja y Barriga Negra R.O. de Uruguay – Actas I. Congreso Uruguayo de Geología. 1:11-17 Montevideo (Sociedad Uruguaya de Geología).
- Cingolani, C. A., Bossi, J., Varela, R., Navarro, R.,** 1990b. Nuevos datos geológicos y geocronológicos del Macizo Granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay. Actas (vol. 1), I Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo, pp. 101-105.

- Cingolani, C. A., Varela, R., Dalla Salda, L. H. Bossi, J., Campal, N., Ferrando, L., Piñeyro, D., Schipilov, A., 1999.** Rb-Sr geochronology from the Río de la Plata craton of Uruguay. I South American Symposium on Isotope Geology, Sao Paulo, pp.73-275.
- Cingolani, C. A. & Dalla Salda, L., 2000.** Buenos Aires cratonic region. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A. and Campos, D. (Eds.), Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 1392146.
- Cingolani, C. A., Santos, J. O. S., McNaughton, N.J., Hartmann, L. A., 2005.** Geocronología U-Pb SHRIMP sobre circones del Granitoide Montecristo, Tandil, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 16º Congreso Geológico Argentino, La Plata.
- Cingolani, C. & Gaucher, C., 2005.** Cuencas del Neoproterozoico-Cámbrico de Argentina y Uruguay – Introducción. *Latinoamerican Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Vol. 12, No.3. pp. 61-64
- Cingolani, C., 2011.** The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch)*. 100: 221-242.
- Coe, A. E., 2003.** The sedimentary record of sea-level change. The Open University, Cambridge University Press. 287pp.
- Collinson, J., Mountnes, L. & Thompson, D., 2006.** Sedimentary structures. 3rd. Ed. Terra. England. (1st. Ed. 1982), 292pp.
- Coronel, N., Oyantçabal, P. & Spoturno, J., 1982.** Consideraciones estructurales de la Formación Piedras de Afilar. Departamento de Canelones. Uruguay. Actas V, Congreso Latinoamericano de Geología. Buenos Aires. Argentina.
- Coronel, N. & Oyantçabal, P., 1990.** La estructura geológica del sur del Departamento de Canelones. Actas I, Congreso Uruguayo de Geología.
- Corfa, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. y Kinny, P., 2003** Atlas of Zircon Textures, In: Reviews in mineralogy & Geochemistry. Ed. HANCHAR, J.M. & PAUL, W.O. Vol 53, pp.1-25.
- Choquette, P. W. & Pray, L. C., 1970** .Geologic nomenclature and classification of porosity. *Bull. AAPG* 54: 207-250.
- Dalla Salda, L., De Barrio, R., Echeveste, H. J. y Fernández, R. R., 2005.** "El basamento de la Sierra de Tandilia". Relatorio del VI Congreso Geológico Argentino.
- Deer, W. A, Howie, R. A. & Zussman, J., 1967.** Rock forming minerals. Colume Three. Longmans, Green and Co Ltd. London.
- Deer, W. A, Howie, R. A. & Zussman, J., 1992.** Rock forming minerals. Colume Three. Longmans, Green and Co Ltd. London. Second edition. 696pp.

- De Paolo D. J. & Waserburg, G. J.**, 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res Lett*, 3:249-252
- Dickinson, W. & Suczeck, A.**, 1979. Plate tectonics and sandstone compositions: *Am. Ass., Petrol. Geol. Bull*, 63, 2164-2184.
- Dott, R. H. & Bourgeois, J.** 1982. Hummocky Cross Stratification: significances of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin* 93: 663-680.
- Dunham, R. J.**, 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, p. 108-121.
- Eriksson, P. G., Altermann, W., Elverhard, S., Around-Heidvirck y Burmby, A. J.**, 2002. Palaeoproterozoic epic sea palaeoenvironments: the Silverston Fm. (Pretoria Group, Transaaval Supergroup, Southwest Africa). *Sp. Public. Int. Assoc. Sediment.* 33: 351-368.
- Esquevin, J.**, 1979. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Recherche, Lau SNPA*, pp. 147-154.
- Fairchild, I., Hendry, G., Quest, M. & Tucker, M. E.**, 1997. Chemical analysis of sedimentary rocks. In: Tucker, M.E., 1997. *Techniques in Sedimentology*. Department of Geological Science. Durham. UK. 9: 274-354.
- Finch, J. F. & Hanchar, J. M.**, 2003. Structure and geochemistry of zircon and zircon group mineral. In: *Reviews in mineralogy & Geochemistry*. Ed. HANCHAR, J.M. & PAUL, W.O. Vol 53, pp. 1-25.
- Floyd, P. A. & Leveridge, B. E.**, 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbidite sandstones. *Journal of Geological Society of London*, 144, 531-542.
- Fry, N.**, 1984. *The Field Description of Metamorphic rocks*. Geological Society of London Handbook, Ed. John Wiley & Sons (Chichester-New York-Brisbane-Toronto-Singapur), 51pp.
- Frimel, H. E.**, 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research*, 182: 239–253.
- Folk, R. L.**, 1968. *Petrography of sedimentary rocks*. Hemphill's Bookstore, Austin, 170 pp.
- Folk, R. L., Andrews, P. B., Lewis, D. W.**, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13:937-968.
- Folk, R. L.**, 1978. *Spectral subdivisions of limestone types*. Ed. Austin. Texas.

- Ford, I.**, 1991. Introducción a la argilología, ciencia de las arcillas. Universidad de la República, Cátedra de Agronomía. 155pp.
- Gaucher, C. & Shipilov, A.**, 1993. La secuencia arenosa-pelítica de Arroyo del Soldado – *Revista Brasileira de Geociencias* 23. 312, San Pablo.
- Gaucher, C. & Shipilov, A.**, 1994. Formaciones de hierro bandeadas del Vendiano del Uruguay – *Paleosecuencias del Uruguay (serie didáctica)* 2: 3-5, Montevideo.
- Gaucher, C., Sprechmann, P. & Shipilov, 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 199:359-367; Stuttgart.
- Gaucher, C. & Sprechmann, P.**, 1998. Grupo Arroyo del Soldado: paleontología, edad y correlaciones Vendiano-Cámbrico Inferior, Uruguay)- *Actas II Congreso Uruguayo de Geología*. 183-187; Montevideo (Sociedad Uruguaya de Geología - Facultad de Ciencias).
- Gaucher, C. & Sprechmann, P.**, 1999. Upper Vendian skeletal fauna of the Arroyo del Soldado Group, Uruguay. – *Beringeria* 23. 55-91: Würzburg.
- Gaucher, C., Sprechmann, P. & Montaña, J.**, 1998a. New advances on the geology and paleontology of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado Group of the Nico Pérez Terrane of Uruguay – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 1998. 106-118; Stuttgart.
- Gaucher, C., Sprechmann, P., Montaña, J., Martínez, S.**, 1998b. Litoestratigrafía, sedimentología y paleontología del Grupo Arroyo del Soldado (Vendiano-Cámbrico, Uruguay)- *Actas II Congreso Uruguayo de Geología* 24-31. Montevideo (Sociedad Uruguaya de Geología – Facultad de Ciencias).
- Gaucher, C., Sprechmann, P. & Montaña, J.**, 1998c. Sedimentology, paleontology and paleogeography of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado Group, Uruguay – *Terra Nostra*. 98/5: 43-44, Bayreuth.
- Gaucher, C. & Sprechmann, P.**, 1999. Upper Vendian skeletal fauna of the Arroyo del Soldado Group, Uruguay. *Beringeria* No. 23: 55-91. Würzburg.
- Gaucher, C.**, 2000. Sedimentology, paleontology, and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group, (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*. Würzburg. 120p.

- Gaucher, C., Sial, A. N., Blanco, G. & Sprechmann, P., 2002.** Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay): a potential reference section for W-Gondwana and its implications. pp21-24. Actas II Coloquio Internacional Vendiano-Cámbrico, Resúmenes Ampliados.
- 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., Poiré, D.G., Gómez Peral, L. y Chigolino, L., 2005.** Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las subsecciones sedimentarias del Neoproterozoico – Cámbrico del Cratón del Río de la Plata (Uruguay y Argentina). Latinoamerican Journal of Sedimentology and Basin Analysis. Vol 12 – No.2. pp: 145-160.
- Gaucher, C. & Blanco, G. 2005.,** Estratigrafía, Paleontología y Edad de la Formación Las Ventanas. Latinoamerican Journal of Sedimentology and Basin Analysis. Vol 12 – No.2. pp. 109-124.
- Gaucher, C. Poiré, D. G., Finney, S. C., Valencia, V. A. Blanco, G., Pamoukaghlian, K. y Gómez Peral, L., 2006.** Detrital zircon ages in Neoproterozoic sedimentary units of the Rio de la Plata cratón: unravelling its complex geological evolution. Geological Society of America. Abstracts with programs. Vol 38 (7), 410.
- Gaucher, C., Poiré, D. G., Finney, S. C., Valencia, V. A., Blanco, G., Pamoukaghlian, K. y Gómez Peral, L., 2008.** Detrital zircon ages in Neoproterozoic sedimentary units Of The Rio De La Plata Craton: unravelling its complex geological evolution. Precambrian Research. Elsevier. 167: 150-170.
- Gaucher, C. & Germs, G. J., 2009.** Skelotonised metazoan and protists. Neoproterozoic Cambrian biota. 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, Elsevier, 9: 327-328
- Gaucher, C. & Poiré, D. G., 2009.** Biostratigraphy. 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, Elsevier. 4: 103-114.
- Germs, G. J., 1972.** New shelly fossils from Nama Group, South West Africa – American journal of Sciences 272: 752-761; Washington D.C.

- Germs, G. J.** 1995. the Neoproterozoic of southwestern Africa, with emphasis on platform stratigraphy and paleontology.- *Precambrian Research* 73: 137-151; Amsterdam.
- Germs, G. J.,** 2001. The Nama Group And The Republic of South Africa and its Relationship to the Neoproterozoic/Early Paleozoic Orogenic Belts in Southern Africa., Facultad de Ciencias-Montevideo. Actas I: Coloquio Internacional Vendiano-Cámbrico
- Gómez Peral, L., Poiré, D. G., Zimmermann U., Strauss H., Canalicchio, J. M.** 2004. Petrología, geoquímica y diagénesis de las unidades carbonáticas neoproterozoicas del Grupo Sierras Bayas. Olavarría. Provincia de Buenos Aires, Argentina. Actas X Reunión Argentina de Sedimentología, 74-75.
- Gómez Peral, L. E.** 2006. Relación entre las estilolitas y la diagénesis en las unidades carbonáticas del Grupo Sierras Bayas, Neoproterozoico, Argentina IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Resúmenes. San Carlos de Bariloche.
- Gómez Peral, L., Poiré, D. G., Strauss H., Zimmermann, U.,** 2007. C-O Isotope data and diagenetic constraints of the Neoproterozoic Sierras Bayas Group, (SW Gondwana), Argentina. *Chemical Geology* 237, 127-146.
- Gómez Peral, L.** (2008). Petrología y diagénesis de las unidades sedimentarias precámbricas de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 616pp.
- Goñi, J. C. & Hoffsteter, R.** 1964. Uruguay. In: HOFSTETER, R. Ed. *Lexique Stratigraphic International*; Fascículo 9aA.: 1-202, Paris (Centre National de la Recherche Scientifique).
- Graham, J.,** 1997. Collection and analysis of field data. In: Tucker, M. E. (Ed), *Techniques in Sedimentology*. Department of Geological Science. Durham. U.K. pp: 5-62.
- Grant, S.W.F.** 1990. Shell structure and distribution of Cloudina, a potential index fossil for the terminal Proterozoic. *American Journal of Science*. New Harlen, Conn. 290: 261-294.
- Gunter Faure & Teresa M.,** 2005. Isotope principles and applications. Third edition. Mensing. Ed. Wiley. 2005. USA. 897pp.
- Hagadorn, J. W. & Bottje, J** 1997. Wrinkle structures: microbially mediated sedimentary structures common in subtidal siliciclastic settings at the proterozoic-phanerozoic transition. *Geological Society of America*. V. 25; no. 11; p. 1047-1050.

- Halverson, G. P., Hoffman, P. F., Schrag, D. P., Maloof, A. C., Rice, A. H. N.** 2005. Toward a Neoproterozoic composite composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, 117, 1181-1207.
- Halls, H. C., Campal, N., Davis, D. W., Bossi, J.** 2001. Magnetic studies and U–Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Rio de la Plata craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 349–361.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Splaring D. R., Walker, R. G.** 1975. Depositional environments interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Short course notes, SEMM Dallas, Texas (2).
- Hancock, P. & Skinner, B.**, 2000. "Palaeogeography." *The Oxford Companion to the Earth. Encyclopedia.com*. 10 Apr. 2012 <<http://www.encyclopedia.com>>.
- Hartmann, L. A., Campal, N., Santos, J.O., Mc. Neughton, N. J., Schipilov, A., Lafon, J. M.** 2001. Archean crust in the Rio de la Plata Craton Uruguay - SHRIMP U - Pb zircón reconnaissance.
- Hartmann, L. A., Santos, J. O., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Mac Naughton, N.J.** 2002a. Zircon and titanite U – Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 229–236.
- Hartmann, L., Santos, J.O.S., Cingolani, C., Mac Naughton, N.**, 2002b. Two Paleoproterozoic orogenies in the evolution of the Tandilia Belt, Buenos Aires, as evidenced by Zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *International Geology Review* 44, 528–543.
- Heling, D.**, 1988. Ton-und Siltsteine. In: FÜCHTBAUER, H. (ed.): *Sedimente und Sedimentgesteine. Sedimentpetrologie, Teil II: 185-231; Stuttgart (Ed. Schweizerbart)*.
- Howel, D. G.**, 1989. *Tectonics of suspect terranes mountain building and continental growth - XII-232pp.* Ed. Chapman & Hall, London.
- Hutchison, C.H.**, 1974. *Laboratory handbook of petrographic techniques.* J. Wiley & Sons, New York, 527 pp.
- Ireland, T. R. & William, I. S.**, 2003. Considerations in zircón geochronology by SIMS. In: *Reviews in mineralogy & Geochemistry.* Ed. Hanchar, J.M. & Paul, W.O. Vol 53, pp: 1-25.
- Jacobsen, S. B., Kaufman, A. J.**, 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.* 161, 37–57.

- Jalaboy, A., Balanyá, J. C., Barnolas, A., Galindo-Zaldivar, J., Hernández, J., Maldonado, A., Martínez, J. M., Rodríguez, J., Sanz, C., Samoza, L., Suriñach, E., Vázquez, J.**, 2003. The transition from an active to a passive margin (SW end of South Shetland Trench, Antarctic Peninsula). *Tectonophysics*. No. 366. Elsevier. pp. 55-81.
- Jones, G.**, 1956. Memoria Explicativa y Mapa Geológico de la Región Oriental del Departamento de Canelones. Instituto Geológico del Uruguay. Boletín No. 34. Montevideo. 193p.
- Kah, L. C., Sherman, A.G., Narbonne, G. M., Knoll, A. H., Kaufman, A. J.**, 1999. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations. *Can. J. Earth Sci.* 36, 313-332.
- Kamal, H. K. & Surdasy, A. M.**, 2005. Paleocurrent analysis of Upper Cretaceous Zagros Foreland Basin: A Case Study for Tanjero Formation in Sulaimaniya Area NE-Iraq. *alysis of Upper Cretaceous. Iraqi Jour. Earth Sci.*, Vol. 5, No.1, pp.30-44.
- Kawashita, K., Gaucher, C., Sprechmann, P., Teixeira, W., Victoria, R.**, 1999a. Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Pérez Terrane (Uruguay). II South American Symposium on Isotope Geology, Actas 399-402, Córdoba.
- Kawashita, K., Varela, R., Cingolani, C., Soliani, E., Linares, Valencio, E., Ramos, A.V., Campo, M.**, 1999b. Geochronology and Chemostratigraphy of La Tinta Neoproterozoic sedimentary rocks, Buenos Aires Province, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas 403 407, Córdoba.
- Kisch, H. E., Árcai, P., Brime, C.**, 2004. On the calibration of the illite Kübler index (illite "crystallinity"). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 84: 323–331,
- Kübler, B.**, 1968. Evaluation quantitative du metamorphisme par le cristallinite de l'illite. Etat des progress realisee ces derniere annes. *Dul Centre Recherche pour S.N.P.A.* 2: 305-397.
- Lee, Y.I. & Ko, H.K.**, 1997. Illite crystalinity and fluid inclusions analysis across a Paleozoic disconformity in Central Korea. *Clays and Clay Minerals* 45: 147-157.
- Marchese, H. G. & Di Paola, D.**, 1975. Reinterpretación estratigráfica de la Formación Punta Mogotes, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 30 (1): 44-52.
- Martin, J. D., Gómez Grass, D. & Sanfeliu, T.**, 2000. Análisis comparative de procedencia de sedimentos lutíticos y arenosos interestratificados: El Permotriásico del Desert de las Palmas (Castillón). *Geogaceta*, 27: 99-112.

- Masquelin, H. & Sánchez Betucci, L.,** 1993. Propuesta de Evolución tectonosedimentaria para la cuenca de Piriápolis, Uruguay- Revista Brasileira de Geociencias.
- McDaniel, D. K., Hemming, S.R., McLennan, S.M., Hanson, G. N.,** 1994. Resetting of neodymium isotopes and redistribution of REEs during sedimentary processes. The Early Proterozoic Chelmsford Formation, Sudbury Basin, Ontario, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 931–941.
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G. N.,** 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* (Eds M.J. Johnsson and A. Basu), Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 284, 21–40.
- Merriman, R. J.,** 2002. Contrasting clay mineral assemblages in British Coger Paleozoic slte belts: the influence of geotectonic setting. *Clay Minerals* 37, 207-219.
- Meissner, F. F.,** 1972. Cyclic sedimentation in Middle Precambrian strata. West Texas and New Mexico. En: J.C. Clam & Chuber Eds. *Cyclic sedimentation in the Permian Basin*. West Texas Geol. Soc. Midland. Texas. 203-232.
- Miall, A. D.,** 1990. *Principles of sedimentary basin analysis* (Second Edition), New York (Springer), 668pp.
- Miall, A. D.,** 1996. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Ed. Springer-Verlag Berlind and Heidelberg Gimb & Cok. 449pp.
- Miller, J.,** 1997. Microscopical techniques in slices, slides, stains and peels. In: Tucker, M. E., *Techniques in Sedimentology*, Ed. Department of Geological Science. Durahm. UK, 4: 86-107.
- Mitchel, A. & Reading, H. G.,** 1986. Sedimentation and tectonics. In: Reading, H.G. (Ed) “*Sedimentary enviroments and facies*” (2nd. Ed) Oxford (Blackwell), pp: 471-524.
- Montaña, J. & Sprechmann, P.,** 1993. Calizas estromatolíticas y oolíticas y definición de la Formación Arroyo de la Pedrera (?Vendiano, Uruguay). *Rev. Bras. Geoc.*, 23, 306-312.
- Montañez, I. P., Osleger, D.A., Banner, J. L., Mack, L. E, Musgrove, M.,** 2000. Evolution of the Sr and C isotope composition of Cambrian oceans. *GSA Today* 10 (5), 1-7.
- Oyhantçabal, P., Muzio, R., Derregibus M., Nardi, L.V.S. 1998. The Soca intrusion: a rapakivi granite of Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 169-178.

- Morton, A. C. & Hallsworth, C. R.**, 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. In: H. Bahlburg, and P. A. Floyd (Eds.). Advanced techniques in provenance analysis of sedimentary rocks. *Sedimentary Geology*, 124: 3-29.
- Molina, J. M., Ruiz-Ortiz, P.A. & Vera, J. A.** 1996. Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic Betic Cordilleras, Southern Spain). *Sedimentary Geology*. Elsevier Ed. 109 (1997) 95-109.
- Moor, D. M. & Reynolds, Jr. R. C.** 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Second Edition. Oxford university Press. 373p.
- Nance W. B. & Taylor S. R.**, 1976. Rare earth element patterns and crustal evolution I: Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 1539-1551.
- Nesbitt, H. W. & Young, G. M.**, 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*. 299. 715-717.
- Nichols, G.**, 2009. Sedimentology and Strigraphy. Second Edition, John Wiley and Sons Ltda. 1st. ed.1999. United Kingdom. 432p.
- Olphen, V.**, 1977. Introduction to Clay colloid Chemistry. Interscience Publishers, New York.
- Oyhantçabal, P., Deregibus, M.T., Muzio, R. and Nardi, L.S.**, 1998. The Soca intrusion: a rapakivi granite of Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 169-217.
- Oyhantçabal, P., Deregibus, M., Muzio, R.**, 1990. Contribución al conocimiento petrográfico, geoquímico y estructural del granito de La Paz. Actas I, Congreso Uruguayo de Geología.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K.**, 2010. The Río de la Plata Craton: A review of units, boundaries, age and isotopic signature. *Int. J. Earth Sci (Geol Rundsch)*. 20p.
- Oyhantçabal, P., Waigner-Eimer, M., Wemmer, K., Shulz, B., Frei, R., Siegesmund, S.**, 2012. Paleo-and Neoproterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Isla Cristalina de Rivera (Nico Pérez Terrane, Uruguay). *Int. J. Earth Sci (Geol Rundsch)*. 17p.
- Pamoukaghlián, K., Gaucher, C. & Poire, D. G.**, 2004. Arcillas de la Formación Yermal, Grupo Arroyo del Soldado: Implicancias paleoambientales y de proveniencia. Actas IV, Congreso Uruguayo de Geología, II Encuentro de Medio Ambiente y Ordenamiento Territorial del MERCOSUR. Montevideo-Uruguay.

- Pamoukaghlián, K., Gaucher, C., Bossi, J., Sial, A. N., Poiré, D. G.**, 2006a. First C and O isotopic data for Piedras de Afilar Formation (Tandilia Terrane, Uruguay): their bearing on its correlation and age. V Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Punta del Este.
- Pamoukaghlián, K., Gaucher, C., Poiré, D. G., Bossi, J., Sial, A. N.** 2006b. Rocas carbonáticas de la Formación Piedras de Afilar (Neoproterozoico de Uruguay): litoestratigrafía e isótopos estables. IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología. XI Reunión Argentina de Sedimentología, San Carlos de Bariloche.
- Pamoukaghlián, K., Poiré, D. G. & Gaucher, C.** 2007. Composición mineralógica del tramo silicoclástico inferior de la Formación Piedras de Afilar (Neoproterozoico) en su área tipo, Terreno Tandilia, Uruguay. V Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo.
- Pamoukaghlián, K., Poiré, D. G. & Gaucher, C.**, 2008. Composición de las facies silicoclásticas de la Formación Piedras de Afilar (Neoproterozoico de Uruguay): implicancias paleoambientales y de proveniencia. XII Reunión Argentina de Sedimentología. Buenos Aires.
- Pamoukaghlián, K., Poiré, D.G., Gaucher, C., Uriz, N., Cingolani, C., Frigerio, P.** 2009. The importance of XRD analysis in provenance and palaeoenvironmental studies of the Piedras de Afilar Formation, Neoproterozoic of Uruguay. EGU General Assambly, Vienna.
- Pamoukaghlián, K., Gaucher, C. & Poiré, D. G.**, 2010. Nueva propuesta litoestratigráfica para la Formación Piedras de Afilar, Neoproterozoico Superior de Uruguay. VI Congreso Uruguayo de Geología, ACTAS (CD). Minas, Uruguay.
- Pamoukaghlián, K., Poiré, D. G., Gaucher, C. y Dos Santos, A.**, 2010. New lithostratigraphic approach and regional correlation significance of the Piedras de Afilar Formation, Neoproterozoic of Uruguay. 18^o International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina.
- Pamoukaghlián, K., Frei, R., Gaucher, C., Poiré, D. G.** Isótopos Sm-Nd en pelitas del Miembro Arroyo del Junquito, Formación Piedras de Afilar (Neoproterozoico de Uruguay) y su rol en los estudios de proveniencia. XIII Reunión Argentina de Sedimentología (en prensa).
- Park Lane, S.**, 1974, Power diffraction File, Search Manual, Fink Methods. Joint Comitee on Power Diffraction Standars. JCPOS. Pennsylvania. U.S.A.
- Park Lane**, 1971. Inorganic Index to the Power diffraction file. Joint Comitee on Power Diffraction Standars. Pennsylvania. USA.

- Pecoits, E.**, 2004. Estratigrafía de sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias Neoproterozoicas del Uruguay. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología. Tercera Época, No. 11. pp. 18-27.
- Pecoits, E. Gingras, M., Aubet, N. y Konhauser, K.**, 2008. Ediacaran in Uruguay: palaeoclimatic and palaeobiological implications. Sedimentology, Vol 55-No. 3. pp. 689-719.
- Pecoits, E. Aubet, N., Gingras, M.K. y Konhauser, K.O.**, 2010. Sedimentology, stratigraphy and geochemistry of Ediacaran banded iron formations (Uruguay). 18th. International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina. pp: 682.
- Peel, E. & Preciozzi, F.**, 2006. Geochronologic synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay. In: Proceedings of the V. South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, Punta del Este, pp. 155–158.
- Pettijohn, F. J.**, 1975. Sedimentary rocks (3rd. edition). Haper. New York.
- Pettijohn, F. J., Potter, P.E. & Siever, R.**, 1987. Sand and sandstone. Second edition. xx +553 pp., 355 figs.; New York (Springer).
- Picard, S., Lécuyer, C., Barrat, J-A, García, J-P., Dromart, G. y Sheppard, S.M.F.**, 2002. Rare earth element contents of Jurassic fish and reptile teeth and their potential relation to seawater composition (Anglo-Paris Basin, France and England). Chemical Geology. 186: 1-16.
- Picard, M. D. & High, L.R.**, 1970. Interference ripple marks formed by ephemeral streams. SEPM. Society of Sedimentary Geology. Journal of Sedimentary Research. V.40, 2: 708-711.
- Phillips, F. C.**, 1977. La aplicación de la proyección estereográfica en geología estructural, Blumme, H. Ed., Madrid, 132pp.
- Poethe de Balbis, E. D., Baldis, B. & Cuono, J.**, 1983. Los fósiles precámbricos de la Formación Sierras Bayas (Olavarría) y su importancia intercontinental. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXXVIII (1): 73-83.
- Poiré, D.G.**, 1987. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavaria, provincia de Buenos Aires. Tesis, Universidad Nacional de La Plata. 233pp.
- Poiré, D.G.**, 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino and II Congreso Exploración de Hidrocarburos Actas II, Mendoza, 1–11.

- Poiré, D. G. & Del Valle, A.**, 1996. Trazas fósiles en barras submareales de la Formación Balcarce (Ordovícico), Cabo Corrientes, Mar del Plata, Argentina. *Rev Asoc Paleontológica Argentina, Publicación Especial* 4:89–102
- Poiré, D.G.**, 2002. The Precambrian sedimentary sequences from Olavarria, Tandilia System, Argentina: their biological evidences. *ACTAS II Coloquio del Vendiano-Cámbrico del Gondwana Occidental*.
- Poiré, D. G.**, 2003. The Precambrian Sedimentary Sucetion from the eastern side of the Vendian Hill, Minas, Uruguay: stratigraphic framework and their stromatolites.
- Poiré, D.G.**, 2004. Sedimentary history of the Neoproterozoic of Olavarría, Tandilia System, Argentina: new evidence from their sedimentary sequences and unconformities—a “snowball Earth” or a “phantom” glacial?. In: *Proceedings of 1st symposium on Neoproterozoic-early Paleozoic events in SW-Gondwana, Extended Abstracts*, pp 46–48
- Poiré, D.G. & Spalletti, L.A.**, 2005. La cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. In: De Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (eds.). *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata, pp. 51–68.
- Poiré, D.G., Spalletti, L.A., Gómez Peral, L.**, 2006. Neoproterozoic/Lower Palaeozoic sedimentary successions of the Tandilia System, Argentina. In: Poiré, D.G., Gaucher, C. (eds.). *Neoproterozoic/Lower Palaeozoic sedimentary successions of the Río de la Plata Craton, Field trip guide*. In: *Proceedings of the V South American Symposium on Isotope Geology*, Punta del Este, pp. 5–21.
- Poiré, D. G. & Gaucher, C.**, 2007. Lithostratigraphy and correlations of two Neoproterozoic basins from the Río de la Plata Craton, SWGondwana. In: *Proceedings of 3rd symposium on Neoproterozoic-early palaeozoic events in southwestern Gondwana, Programme and Short Papers*, Stellenbosch.
- Poiré, D. G.**, 2008. Marcadores geológicos regionales del Neoproterozoico de Olavarria, Sistema de Tandilia. In: *Proc 17º. Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy, Argentina) Acta III*, pp 1041–1042
- Poiré, D.G. & Gaucher, C.**, 2009. Lithostratigraphy. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Rio 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*, Elsevier, 4: 87-101.

- Poiré, D.G.**, 2010. Resúmenes de Curso de actualización: Estructuras sedimentarias orgánicas, trazas fósiles, estromatolitos y rizolitos. Aplicaciones en sedimentología, paleontología y edafología. (A.A.S.), *Inédito*.
- Porada, H.**, 2002. Mat-related structures in Neoproterozoic peritidal siliciclastic deposits In: ACTAS II Coloquio Internacional del Vendiano-Cámbrico del Gondwana Occidental.
- Porada, H & Bourgouri, E.**, 2008. Neoproterozoic trace fossils vs. microbial mat structures: examples from the Tandilia Belt of Argentina. *Gondwana Res* 13: 480-487.
- Posamentier, H.W. & Walker, R.G.**, 2006. Facies models revisited. SEPM. Special Publication, 84. Tulsa. Oklahoma, USA, 521pp.
- Preciozzi, F.**, 1993. Petrography and Geochemistry of five granitic plutons from South - Central Uruguay: contribution to the knowledge of the Piedra Alta Terrane. Thesis. Universidad Quebec, Montreal. Canadá.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., Rossi, P.**, 1985. Carta Geológica del Uruguay (Dirección Nacional de Minería y Geología, Ministerio de Industria y Energía. Montevideo - Uruguay.
- Rapela, C., Dalla Salda, L., Cingolani, C.**, 1974. Un intrusivo básico Ordovícico en la Formación La Tinta, provincia de Buenos Aires, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.*, 29, (3): 319-331.
- Rapela, C. W., Pankurst, R., Casquet, C., Fanning, C., Baldo, E., González Casado, J., Galindo, C., Dahlquist, J.**, 2007. The Rio de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83: 49-82
- Rapela, C.W., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Fanning, C.M., Galindo, C., Dahlquist, J. and González-Casado, J.M.**, 2008. The final assembly of Gondwana: the evidence from the Sierras Pampeanas. 33rd International Geological Congress, Oslo (CD-ROM).
- Rapela, C., Fanning, C. M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D. G., Baldo, E.G.**, 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, doi: 10:1016, j.gr.2011.05.001.
- Reading, H.**, 1992. Sedimentay enviroments and facies. Blackwell. Sc. Publ. Second Edition. Oxford. 615pp.
- Reed, S. J. B.**, 2005. Electron microscope analysis and scanning electron microscopy in Geology University of Cambridge. Cambridge University Press. 232pp.

- Ribot, A., Bossi, J., Cingolani, C., 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. Actas XVI, Congreso Geológico Argentino, La Plata.
- Rollinson, H.**, 1993. Using geochemical data evaluation presentation. Ed. John Wiley & sons (New York). 351pp.
- Roser, B. P. & Krosch, R. J.**, 1986. Determinations of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635-650.
- Salvador, A.**, 1994. International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. 2nd Edition, IUGS-GSA, Boulder, pp. 1-214.
- Saltzman, M. R., Runnegar, B., Lohmann, K. C.**, 1998. Carbon isotope stratigraphy of the Upper Cambrian (Steptoean Stage) sequence of the eastern Greta basin: record of a global oceanographic event. *GSA Bulletin*, 110, 285-297.
- Sánchez Betucci, L.**, 1998, Evolución tectónica del Cinturón Cuchilla de Dionisio en la región Minas-Piríapolis-R.O.U. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias exactas y naturales, 342p.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., McNaughton, N.J.**, 2003. Duration of the Transamazonian and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, 45: 272-48.
- Scasso A. & Limarino, C. O.**, 1997. Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación especial No.1. Buenos Aires. 259p.
- Selley, R.**, 1970. Studies of sequences in sediments using a simple mathematical device. *Journal Soc. London*. 125: 557-551.
- Selley, R.**, 2000. Applied Sedimentology. Ed. Academic Press Inc. 523pp.
- Sengupta, S.** 1986. Studies on orientation and imbrication of pebbles with respect to cross stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*: 36. 362-9.
- Spoturno, L., Oyhantcabal, P., Goso, C., Aubet, N., Cazaux, S.**, 2004. Mapa geológico y de recursos minerales del Departamento de Montevideo a escala 1/50.000 y de San José y Canelones a escala 1/100.000. Facultad de Ciencias (Udelar) – DINAMIGE. Proyecto CONICYT 6019.

- Spalletti, L.**, 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. Asociación Geológica Argentina. Serie "B", Didáctica y complementos No. 8. Buenos Aires. 175pp.
- Spalletti, L., Poiré, D., Pirrie, D., Matheos, S., Doyle, P.**, 2001. Respuesta sedimentológica a cambios de nivel de base en una secuencia mixta clástica-carbonática del Cretácico de la Cuenca neuquina, Argentina. *Rev. Soc. Geol. España*. 14 (1,2): 57-74.
- Spalletti, L. A., Queralt, I., Matheos, S. D., Colombo, F., Maggi, J.**, 2008. Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquen Basin, western Argentina): Implications for provenance and tectonic setting. *Journal of American Earth Sciences*, 25: 440-463.
- Sprechmann, P., Gaucher, C., Blanco, G. and Montaña, J.**, 2004. Stromatolitic and trace fossils community of the Cerro Victoria Formation, Arroyo del Soldado Group (lowermost Cambrian, Uruguay). *Gondwana Research*, 7: 753-766.
- Steinmetz, R.**, 1962. Analysis of vectorial data. *Jour. Sed. Petrology*. 32 (4): 801-812.
- Strekeisen, A.**, 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12: 1-33.
- Swift, D., Figueredo, Jr. A., Freeland, G., Oertel, G.**, 1983. Hummocky cross stratification and megaripples: a geological double standard? *Jour. Sed. Petrol.* 53: 1295-1317.
- Tar buck, E. & Lutgens, F. K.**, 2005. Ciencias de la Tierra, una introducción a la geología física. 686pp. Ed. ESN. España.
- Taylor, S.R., McLennan, S. M.**, 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- Teruggi, M., Kilmurray, J. y Dalla Salda, L.**, 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales Sociedad Científica Argentina*, CCXCV, 1-2:81-94.
- Texeira, W., Renne, P., Bossi, J., Campal, N., D'Agrella, M. S.**, 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Rio de la Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research*. Vol. 99, issues 2-3: 153-180.
- Teixeira, W., Pinese, J.P.P., Iacumin, M., Girardi, V. A. V., Piccirillo, E.M., Echeveste, H., Ribot, A., Fernandez, R., Renne, P., Heaman L. M.**, 2001. Geochronology of calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Río de la Plata craton, and their role in the Paleoproterozoic tectonics. In: *Proceedings of 3rd South American*

symposium of isotope geology, Pucón, Chile October, 257–260. Extended abstract, CD-ROM, SERNAGEOMIN, Santiago

Texeira, W., Pinese, J. P. P., Iacumin, M., Girardi, V. A. V., Piccirillo, E.M., Echeveste, H., Ribot, A., Fernandez, R., Renne, P., Heaman, L.M., 2002. Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina: U–Pb, Sm–Nd and Rb–Sr 40Ar–39Ar data provide new clues for intraplate rifting shortly after transamazonian orogeny. *Precambrian Research* 119, 329–353.

Texeira, A. L. & Gaucher, C., 2001. Litoestratigrafía, paleontología y correlaciones de las cuencas de Eluetérido, Pouso Alegre, Pico de Itapeva y Cajamar (Vendiano-Cámbrico, Brasil). ACTAS III del Congreso Uruguayo De Geología. Montevideo. (Dirección Nacional de Minería y Geología, Sociedad Uruguaya de Geología).

Thorez, J. 1975. *Phyllosilicates and clay minerals. A laboratory handbook for their X-Ray diffraction analysis.* Ed. G. Lelotte. Belgique.

Tófaló, R. Resúmenes de: “Curso de Petrología Sedimentaria”, Facultad de Ciencias, UdelAR. (Inédito).

Tsigue, M., Capote, R., Martín-González, F. 2002. La cristalinidad de la illita y las temperaturas de las últimas etapas de deformación en la zona de cizalla extensional de Santa María de Alameda (Sistema Central, España). *Geogaceta*, 32: 19-22.

Tucker, M.E. 1982. Precambrian dolomites: Petrographic and isotopic evidence that they differ from Phanerozoic dolomites-*Geology* 10: 7-12. Boulder Co.

Tucker, M.E. 1982. Shallow-marine carbonates facies and facies models in sedimentology: recent developments and applied aspects. Special publication 18, Geological Society of London. 8: 147-169.

Tucker M.E. & Wright, 1990. *Carbonate Sedimentology.* Oxford (Blackwell). 482pp.

Tucker, M.E., 1997. *Techniques in Sedimentology.* Department of Geological Science. Durham. UK. 354pp.

Tucker, M. E., 2001. *Sedimentary petrology* (3rd. ed.). Oxford: (Blackwell).

Tucker, M. E., 2009. *Sedimentary Rocks in the Field.* (3rd. ed.). The geological guide series. John Willey & Sons Ltd.England. 234pp.

Umpierre, M. & Halpern, M., 1971. Edades Sr - Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina.* Buenos Aires, Argentina. 26 :133-155pp.

Vatan, A., 1967. “Manuel de sedimentologie”. Technip, Paris, 397 pp.

- Velazquez-Begnard, M.**, 2010. Environmental changes in the aftermath of Neoproterozoic glaciations: a biochemical study of sediments for SW-Gondwana. Thesis de Doctorat. Université de Lausanne. 200pp.
- Vidal, G. & Moczydlowska, M.** 1997. Biodiversity, speciation and extinction trends of Proterozoic and Cambrian fitoplancton – Palaeobiology; Lawrence, Ks, 23: 230-246
- Vidart, D.**, 2006. El Uruguay visto por los viajeros (Tomo III). Montevideo, Ediciones de la Banda Oriental.
- Walker, R. G.** 1979. Facies models. Waterloo. Ontario: Geological Association of Canada.
- Walker, R. G. & James, N. P.** 1992a. Facies models: response to sea level changes (3rd. edn). Saint John's New, Foundland: Geological Association of Canada.
- Walker, R. G., Grotzinger, J. P. & Schopf, J. W.**, 1992b. Proterozoic stromatolites. In: Schopf, J.W & Klein, C. (eds). The Proterozoic biosphere – A multidisciplinary study: 253-260, Cambridge (Cambridge University press).
- Walther, B. J.**, 1927. Contribución al conocimiento de las rocas basálticas de la Formación de Gondwana en la América del Sur. Boletín No.9. Instituto de Geología y Perforaciones. 9:1-43. Montevideo-Uruguay.
- Warren, L. V., Fairchild, Th. R., Gaucher, C., Boggiani, P. C., Poiré, D. G., Anelli, L. E., Inhausti, J. C. G.**, 2011, Corumbella and in situ Cloudina in association with Thombolites in the Ediacaran Itapucumi Group, Paraguay – Terra Nova, Vol. 00, No. 0: 1-8.
- Weber, K.**, 1972. Kristalinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 141 (3): 333-363.
- Zimmermann, U. & Spalletti, L. A.**, 2009. Provenance of the lower Palaeozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina): Implications for palaeogeographic reconstruction of SW Gondwana. Sedimentary Geology. 219: 7-23.
- Zimmermann, U, Poiré, D.G., Gómez Peral, L.**, 2011. Neoproterozoic to lower Palaeozoic sucessions of the Tandilia system in Argentina: implications for the palaeotectonic Framework of southwest Gondwana. Int. J. Earth Sci (Geol. Rundson) 100: 489-510.

2012

Facultad de Ciencias y
Museo-UNLP

KARINA
PAMOUKAGHLIÁN

ANEXOS

ANEXOS DE TESIS DOCTORAL: "Sedimentología y Estratigrafía de la Formación
Piedras de Afilar, Terreno Tandilia, Uruguay"

Director de Tesis: Dr. Daniel G. Poiré

Codirector de Tesis: Dr. Claudio Gaucher

ANEXO I

LOCALIZACIÓN DE PUNTOS DE MUESTREO (I-A) Y ANÁLISIS REALIZADOS (I-B)

Sistemas de Coordenadas:

**Coordenadas Geográficas/UTM/Gauss Kruger –
datum Yacaré**

(Complementos Cartográficos)

No Muestreo	Norte_GK_m	Este_GK_m	East_UTM_m	North_UTM_m	Longitud W	Latitud S
PAF1	6152750	523000	632766,55	6151117,37	55 32 58.22	34 46 23.21
PAF2	6159325	519558	629403,95	6157731,69	55 35 14.13	34 42 50.11
PAF3	6153000	521500	631269,93	6151385,21	55 33 57.23	34 46 15.22
PAF4	6155746	523607	633409,17	6154105,33	55 32 34.65	34 44 45.94
PAF5	6155680	523424	633225,43	6154041,54	55 32 41.84	34 44 48.10
PAF6	6155623	523325	633125,78	6153985,74	55 32 45.72	34 44 49.95
PAF7	6155439	522986	632784,66	6153805,83	55 32 59.03	34 44 55.95
PAF8	6159132	519452	629295,67	6157540,01	55 35 18.28	34 42 56.38
PAF9	6158616	519534	629371,49	6157023,18	55 35 15.01	34 43 13.11
PAF10	6151256	525609	635357,03	6149592,59	55 31 15.45	34 47 11.47
PAF11	6151303	525256	635004,68	6149643,8	55 31 29.34	34 47 9.98
PAF12	6151962	523007	632764,14	6150329,49	55 32 57.87	34 46 48.78
PAF13	6152500	522750	632513,64	6150870,43	55 33 8.03	34 46 31.34
PAF14	6154514	521961	631748,89	6152893,32	55 33 39.24	34 45 26.05
PAF15	6149820	527741	637471,33	6148131,48	55 29 51.42	34 47 57.87
PAF16	6154000	520050	629832,26	6152402,27	55 34 54.34	34 45 42.87
PAF17	6157514	519440	629264,38	6155922,6	55 35 18.62	34 43 48.88
PAF18	6157392	516430	626253,75	6155836,55	55 37 16.92	34 43 53.03
PAF19	6159379	517963	627810,03	6157804,7	55 36 16.81	34 42 48.46
PAF20	6159450	519500	629347,46	6157857,36	55 35 16.42	34 42 46.05
PAF21	6150920	522520	632264,81	6149293,59	55 33 16.92	34 47 22.63
PAF22	6158000	520050	629880	6156401,19	55 34 54.68	34 43 33.07
PAF23	6156100	520400	630207,24	6154497,52	55 34 40.76	34 44 34.70
PAF24	6157100	519150	628969,52	6155512,16	55 35 29.98	34 44 2.34
PAF25	6156900	519400	629217,06	6155309,25	55 35 20.14	34 44 8.81
PAF26	6155450	520600	630399,44	6153845,31	55 34 32.84	34 44 55.78
PAF27	6154750	520450	630241,12	6153147,29	55 34 38.68	34 45 18.50
PAF28	6153700	521900	631678,19	6152080,25	55 33 41.57	34 45 52.47
PAF29	6154050	522850	632632,12	6152418,81	55 33 4.24	34 45 41.04
PAF30	6154300	522300	632085,25	6152675,32	55 33 25.89	34 45 32.97
PAF32	6154804	521972	631763,35	6153183,11	55 33 38.84	34 45 16.64
PAF32'	6154514	521981	631768,89	6152893,08	55 33 38.46	34 45 26.05
PAF33	6154514	521981	631768,89	6152893,08	55 33 38.46	34 45 26.05
PAF34	6154603	520907	630696,24	6152994,88	55 34 20.69	34 45 23.24
PAF35	6152879	522333	632101,26	6151254,3	55 33 24.46	34 46 19.08
PAF36	6153252	522332	632104,73	6151627,22	55 33 24.54	34 46 6.97
PAF37	6153669	522418	632195,69	6152043,08	55 33 21.19	34 45 53.44
PAF38	6150673	524024	633765,47	6149028,67	55 32 17.73	34 47 30.53
PAF39	6150802	523802	633545,07	6149160,3	55 32 26.48	34 47 26.36
PAF40	6149820	527741	637471,33	6148131,48	55 29 51.42	34 47 57.87
PAF41	6149972	528076	637808,06	6148279,43	55 29 38.26	34 47 52.90
PAF42	6150045	528597	638329,8	6148346,18	55 29 17.78	34 47 50.48
PAF43	6150042	528649	638381,76	6148342,56	55 29 15.73	34 47 50.57
PAF44	6151119	525259	635005,48	6149459,81	55 31 29.20	34 47 15.95
PAF45	6157468	519493	629316,81	6155875,98	55 35 16.53	34 43 50.37
PAF46	6150140	524866	634600,88	6148485,75	55 31 44.56	34 47 47.75

ANEXO I-A: Localización de los puntos de observación y muestreo. Nótese que los afloramientos numerados en el mapa desde PAF47 a PAF64 son localidades idénticas o muy próximas a las referencias citadas aquí (pts. remuestreo).

Muestra	Pto.obs.	hand sample	Perfil	Rayos X	L.D.	foto LD	Tinción	U-Pb	C y O	Sm-Nd	GEOQUÍ-MICA
PAF1-050204/1	PAF1			NO	NO						
PAF2-6	PAF2	Arenisca	X	X	X	X		X			
PAF2-170607/1	PAF2	diabasa	X	X	X						
PAF2-170607/2	PAF2	granito	X	X	X	X					
PAF2-170607/3	PAF2	conglom	X	X	X	X					
PAF2-170607/4	PAF2	ar.cong	X	NO	NO						
PAF2-170607/5	PAF2	ar.cong	X	X	X	X					
PAF2-170607/6	PAF2	arenisca	X	NO	NO						
PAF2-170607/7	PAF2	arenisca	X	X	X						
PAF2-170706/8	PAF2	arenisca	X	X	X						
PAF2-170607/9	PAF2	arenisca	X	X	X	X					
PAF2-170607/9a	PAF2	arenisca	X	X	X	X					
PAF2-050204/2	PAF2	arenisca	X	X	X						
PAF2-050204/3	PAF2	arenisca	X	X	X						
PAF2-050204/4	PAF2	arenisca	X	X	X	X					
PAF2-050204/5	PAF2	arenisca	X	X	X						
PAF2-050204/6	PAF2	arenisca	X	X	X	X					
PAF2-050204/7	PAF2	arenisca	X	X	X						
PAF2-051202/2	PAF2	pelitas	X	X	X					X	
PAF2-051202/3	PAF2	pelitas	X	X	X					X	X
PAF2-051202/4	PAF2	pelitas	X	X	X					X	X
PAF3-060226/1	PAF3	ritmito	X	X	X				X		
PAF3-060226/2	PAF3	marga	X	X	X				X		
PAF3-060226/3	PAF3	marga	X	X	X				X		
PAF3/1	PAF3	pelita	X	X	X	X	X			X	X
PAF3/2	PAF3	ritmito	X	X	X	X	X				
PAF3/3	PAF3	marga	X	X	X	X	X				
PAF3/4	PAF3	caliza	X	X	X	X	X				
PAF3/4B	PAF3	caliza	X	X	X	X	X				

ANEXO I-B: Análisis realizados correspondientes a los puntos de muestreo. **Tabla de datos-parte 1**

Muestra	Pto. obs.	hand sample	Perfil	Rayos X	L.D.	foto LD	Tinción	U-Pb	C y O	Sm -Nd	GEOQUÍ MICA
PAF3/5	PAF3	caliza	X	X	X	X	X				
PAF4-050203/1	PAF4		X	X	X						
PAF4-050203/2	PAF4	dolerita	X	X	X						
PAF4-050203/3	PAF4	arenisc a	X	X	X	X					
PAF4-050203/4	PAF4	poelita r.	X	X	X						
PAF4-050203/5	PAF4	limolita	X	X	X						
PAF5	PAF5	arenisc a	X	X	X						
PAF6	PAF6	arenisc a	X	X	X						
PAF7	PAF7	pelita	X	NO	NO						
PAF8	PAF8	pelita		NO	NO						
PAF9	PAF9	cuatern ario		NO	NO						
PAF10	PAF10	dolerita		NO	X	X		X*			
PAF11	PAF11	micaes q.		X	X	X					
PAF11/1	PAF11	micaes q.		NO	X						
PAF11/2	PAF11	micaes q.		NO	X						
PAF11/3	PAF11	micaes q.		NO	X						
PAF11/4	PAF11			NO	X						
PAF12-1	PAF12	arenisc a	X	NO	NO						
PAF12-1	PAF12	arenisc a	X								
PAF12-1	PAF12	limolita	X								
PAF13	PAF13	doletita	X	NO	NO						
PAF14	PAF14	arenisc a	X	NO	NO						
PAF15-051008/8	PAF15	arenisc a		X	X						
PAF15-051008/10	PAF15	arenisc a		X	X						
PAF16	PAF16	arenisc a		NO	NO						
PAF17-1	PAF17	dolerita	X	X	X						

ANEXO I-B: Análisis realizados correspondientes a los puntos de muestreo. **Tabla de datos-parte 2**

Muestra	Pto. obs.	hand sample	Perfil	Rayos X	L.D.	foto LD	Tinción	U-Pb	C y O	Sm- Nd	GEOQUÍ MICA
PAF17/3	PAF17	c.silicific	X	X	X	X					
PAF17A	PAF17	c.silicific	X	X	X						
PAF17B	PAF17	c.silicific	X	NO	X	X	X				
PAF17C	PAF17	c.silicific	X	NO	X						
PAF17D	PAF17	c.silicific	X	NO	X						
PAF17E	PAF17	c.silicific	X	NO	X						
PAF17F	PAF17	c.silicific	X	NO	X						
PAF18	PAF18	doletita		NO	NO						
PAF19	PAF19	granito		NO	NO						
PAF20	PAF20	granito		NO	NO						
PAF21-1	PAF21		X	X	X						
PAF21-2	PAF21	Metarenisca	X	X	X						
PAF21-3	PAF21	Granito	X	X	X			X			
PAF21-B	PAF21	Granito	X	NO	X			X			
PAF21-a/090808 ₁₁	PAF21	heterolíticas	X	X	X						
PAF21-a/090808 ₁₂	PAF21	heterolíticas	X	X	X						
PAF21-a/090808 ₁₃	PAF21	wacke	X	X	X						
PAF21-a/090808 ₁₆	PAF21	areniscas	X	X	X						
PAF21-b/090808 ₁₂	PAF21	heterolíticas	X	X	X						
PAF21-b/090808 ₁₆	PAF21	areniscas	X	X	X						
PAF21-b/090808 ₁₉	PAF21	arenisca	X	X	X						
PAF21-090808/4	PAF21	recortes Q	X	NO	NO						
PAF21-090808/5	PAF21	arenisca	X	X	X						
PAF21-090808/8	PAF21	cuarzoarenita	X	X	X						
PAF21-071016/1	PAF21	metarenisca	X	X	X						
PAF21-071016/2	PAF21	metarenisca	X	X	X	X					
PAF21-071016/3	PAF21	heterolíticas	X	X	X	X					

ANEXO I-B: Análisis realizados correspondientes a los puntos de muestreo. **Tabla - parte 3**

Muestra	Pto. obs.	hand sample	Perfil	Rayos X	L.D.	foto LD	Tinción	U-Pb	C y O	Sm -Nd	GEOQUÍ MICA
PAF22	PAF22	arenisca		NO	NO						
PAF23	PAF23	dolerita		NO	NO						
PAF24	PAF24	granito LT		NO	NO						
PAF25	PAF25	dolerita		NO	NO						
PAF26	PAF26	Cuaternario		NO	NO						
PAF27	PAF27	Cuaternario		NO	NO						
PAF28- 060811/5	PAF28	pelitas negras	X	X	X	X				X	X
PAF29- 060811/1	PAF29	areniscas cuarzosas	X	X	X						
PAF29- 060811/1	PAF29	areniscas m.f	X	X	X						
PAF29- 060811/2	PAF29	areniscas g	X	X	X						
PAF29- 060811/3	PAF29	arenisca g.	X	X	X						
PAF29- 060811/4	PAF29	Ar bandead.	X	X	X						
PAF30	PAF30	arenisca		NO	NO						
PAF31	PAF31	arenisca		NO	NO						
PAF32- 070329/1	PAF32	Pelita	X	X	X	X				X	X
PAF32- 070329/2	PAF32	Arenisca	X	X	X						
PAF32- 070329/3	PAF32	Conglomerado	X	X	X						
PAF32- 070327/1	PAF32	Limolita	X	X	X						
PAF32- 070327/2	PAF32	Arenisca lim.	X	X	X						
PAF32- 070327/3	PAF32	Arenisca fina	X	X	X						
PAF32- 070327/4	PAF32	Arenisca lim.	X	X	X						
PAF32- 070327/5	PAF32	Arenisca	X	NO	NO						
PAF33	PAF33	Conglomerado	X	NO	NO						
PAF34	PAF34	Cuaternario	X	NO	NO						
PAF35- 070726/1	PAF35	Arenisca	X	X	X	X				X	X
PAF35- 070726/2	PAF35	Pelita verde	X	X	X						
PAF35- 070726/3	PAF35	Heterolítica	X	X	X						

ANEXO I-B: Análisis realizados correspondientes a los puntos de muestreo. **Tabla - parte 4**

Muestra	Pto.	hand sample	Perfil	Rayos X	L.D.	foto LD	Tinción	U-Pb	C y O	Sm -Nd	GEOQUÍ- MICA
PAF36	PAF36	dolerita	X	NO	NO						
PAF37	PAF37	dolerita	X	NO	NO						
PAF38-1	PAF38	arenisca		NO	X						
PAF38-2	PAF38	arenisca		NO	X						
PAF38-3	PAF38	arenisca		NO	X						
PAF38-4	PAF38	arenisca		NO	X						
PAF38-5	PAF38	arenisca		NO	X						
PAF38-6	PAF38	arenisca		NO	X						
PAF39	PAF39	arenisca		NO	NO						
PAF40/1	PAF40	arenisca fina	X	X	X						
PAF40/2	PAF40	arenisca	X	X	X						
PAF40/3	PAF40	arenisca	X	X	X						
PAF41/0	PAF41	arenisca	X	X	X						
PAF41/1	PAF41	arenisca	X	X	X						
PAF41/2	PAF41	arenisca	X	X	X	X					
PAF41/3	PAF41	arenisca	X	X	X						
PAF42	PAF42	arenisca cong.	X	NO	X						
PAF43	PAF40	Conglomerado	X	NO	X						
PAF44-1	PAF44	wake	X	X	X						
PAF44-2	PAF44	pelita micácea	X	X	X					X	X
PAF44-3	PAF44	arenisca fina	X	X	X						
PAF44-4	PAF44	arenisca	X	X	X						
PAF44-5	PAF44	pelita verde	X	X	X					X	X
PAF44-6	PAF44	pelita gris	X	X	X	X					
PAF44-7	PAF44	arenisca	X	X	X	X					
PAF44-8	PAF44	arenisca	X	X	X						
PAF45	PAF45	dolerita		NO	NO						

ANEXO I-B: Análisis realizados correspondientes a los puntos de muestreo. **Tabla - parte 5**

Muestra	Pto.obs.	hand sample	Perfil	Rayos X	L.D.	foto LD	Tinción	U-Pb	C y O	Sm-Nd	GEOQUÍ-
PAF46-1	PAF46	Arenisca fina	X	X	X						
PAF46-2	PAF46	arenisca	X	X	X						
PAF46-3	PAF46	arenisca	X	X	X						
PAF46-4	PAF46	arenisca	X	X	X						
PAF46-5	PAF46	arenisca	X	X	X						
PAF46-6	PAF46	arenisca	X	X	X						
PAF46-7	PAF46	arenisca cong.	X	X	X						
PAF46-8	PAF46	arenisca cong.	X	X	X						
PAF47	PAF47	granito		X	X			X			
PAF48	PAF48	NO SAMPLE									
PAF48	PAF48	NO SAMPLE									
PAF49	PAF49	NO SAMPLE									
PAF50	PAF50	NO SAMPLE									
PAF51	PAF51	NO SAMPLE									

ANEXO I-B: Análisis realizados correspondientes a los puntos de muestreo. **Tabla - parte 6**

ANEXO II

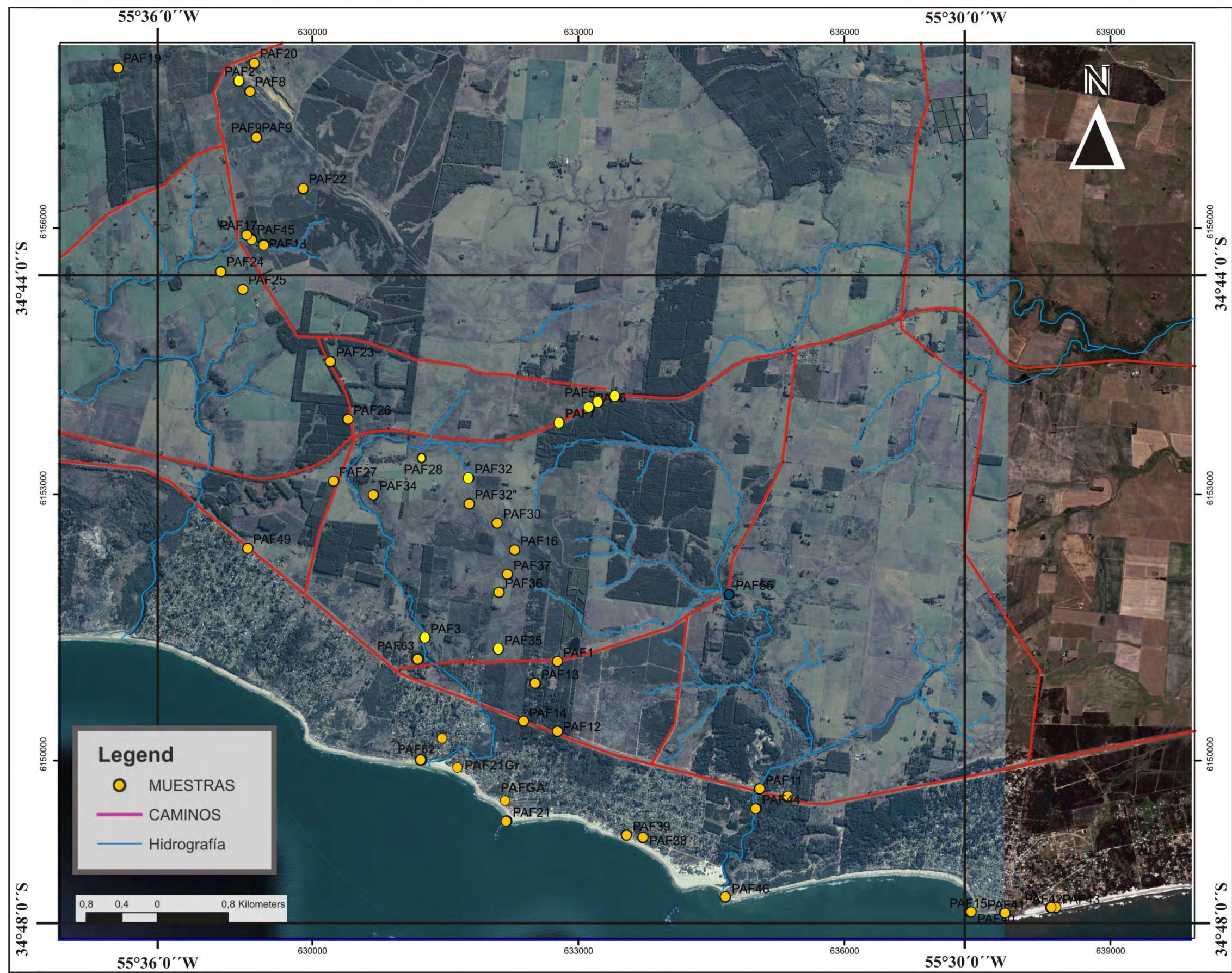
II-A:

MAPAS DE LOCALIZACIÓN DE AFLORAMIENTOS

II-B:

CORTES GEOLÓGICOS

(Complementos Cartográficos)



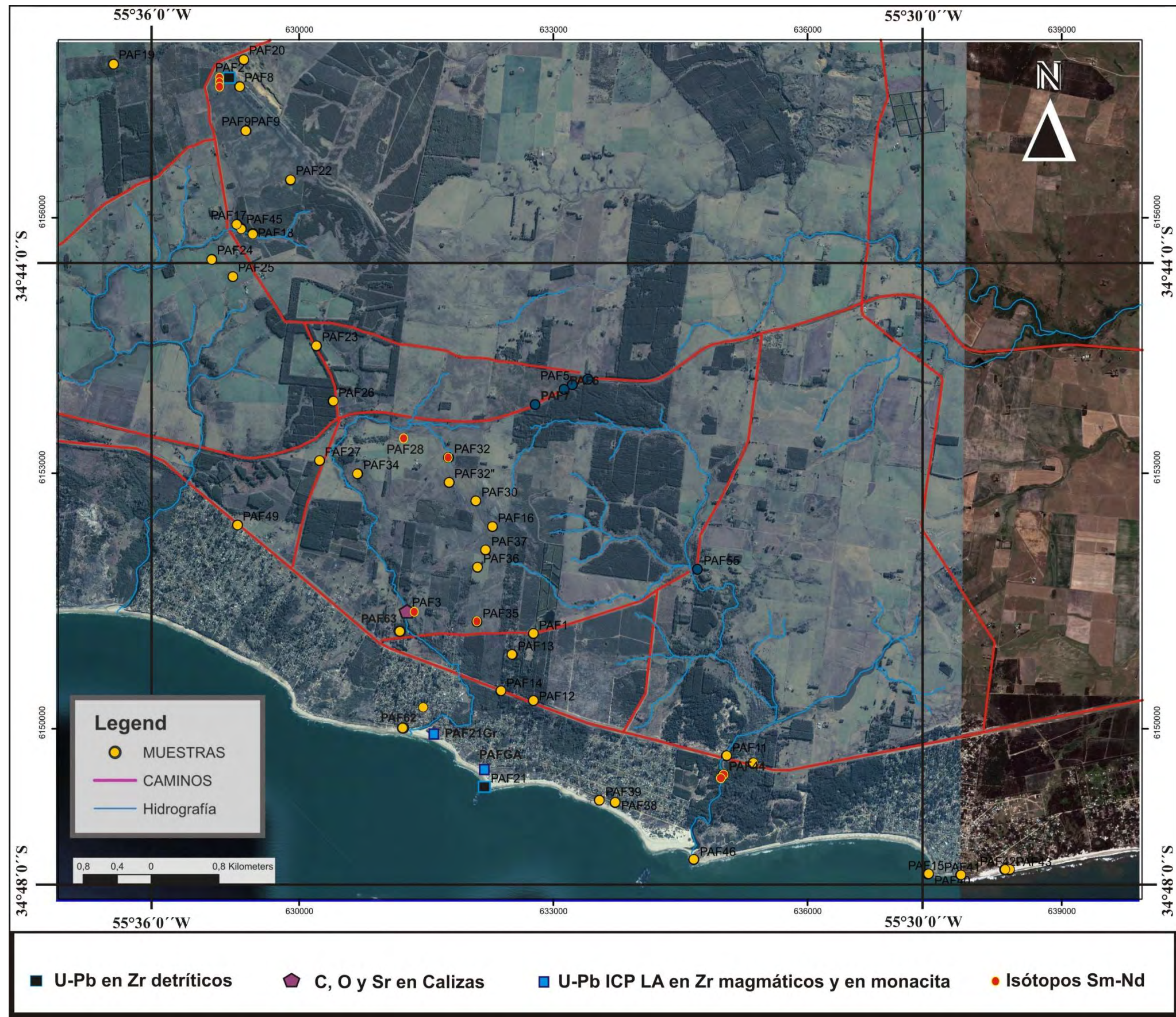
ANEXO II-A:

(i) Mapa de localización de los puntos de observación



ANEXO II-A:

(ii) Imagen con localización
de Muestras y Contactos



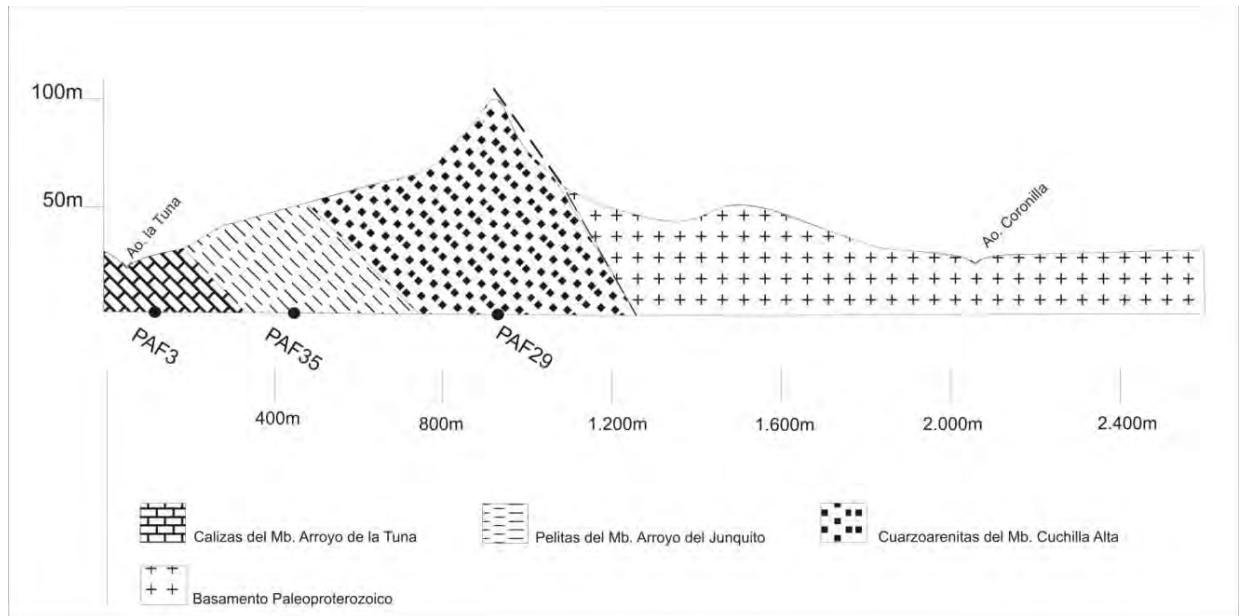
ANEXO II-A:

(iii) Mapa de localización de muestras datadas.

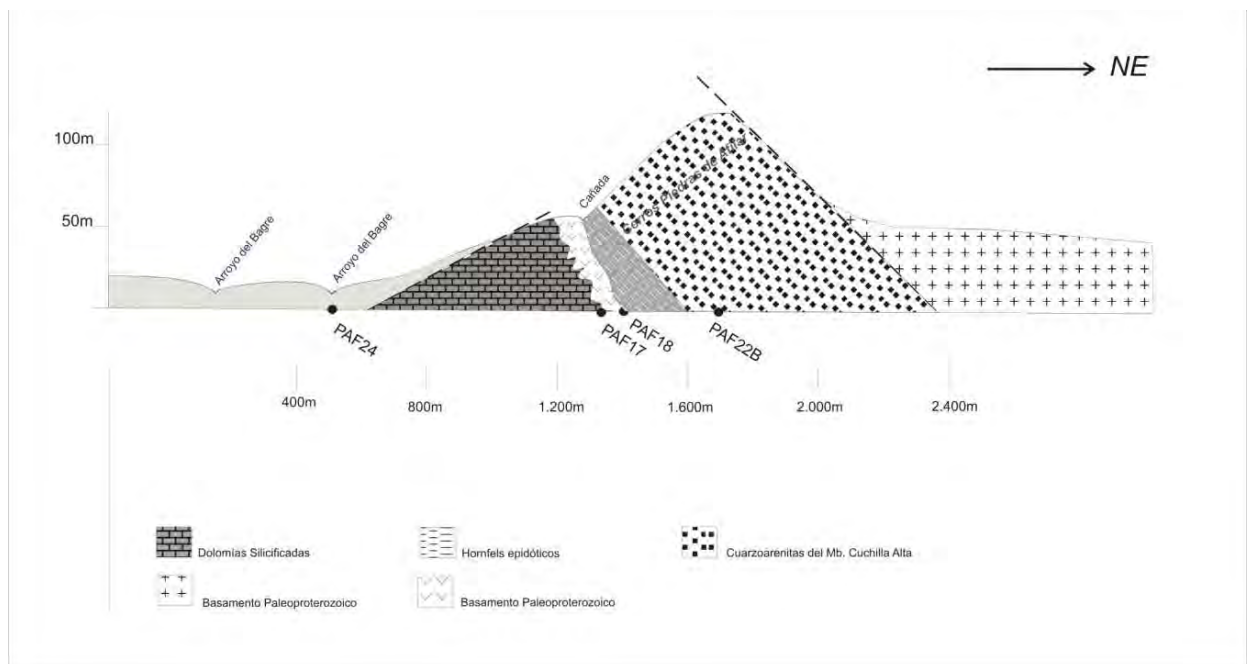
ANEXO II-B

Cortes geológicos de la Formación Piedras de Afilar

(i) Corte geológico en la zona sur del área



(ii) Corte geológico en la zona norte del área



ANEXO III

SÍNTESIS Y CORRELACIÓN DE COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

(Complementos de LITOESTRATIGRAFÍA)

Cerro de Piedras de Afilas (sur)



ANEXO IV

IMÁGENES MEB Y ANÁLISIS EDS

(Realizado En: Servicio de Microscopía electrónica de
barrido y microanálisis – FCIEN, Montevideo)

(Complementos de PETROGRAFÍA)

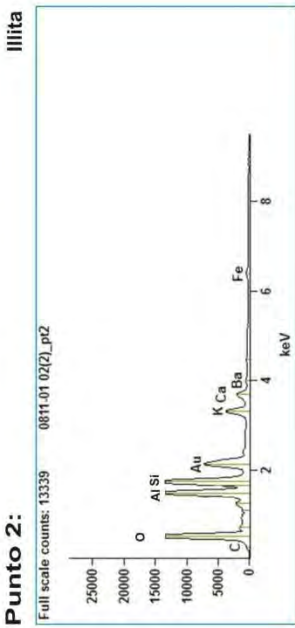
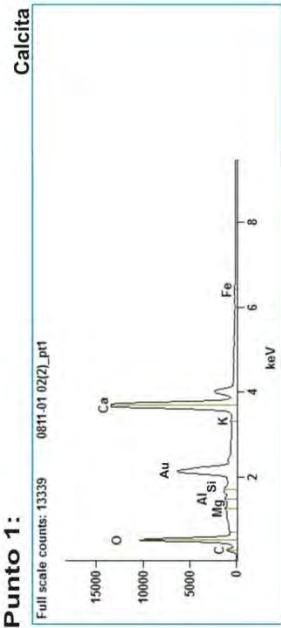
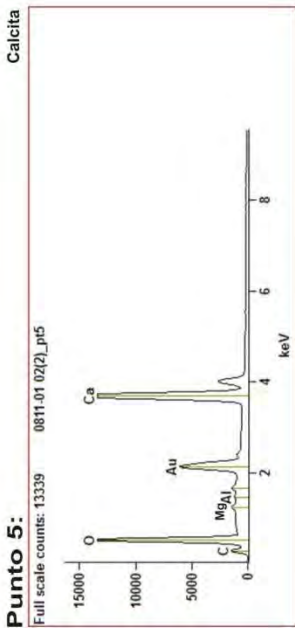
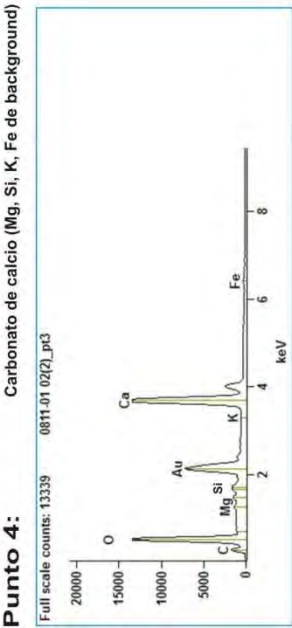
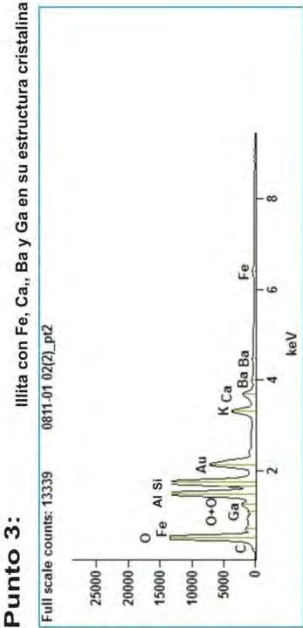
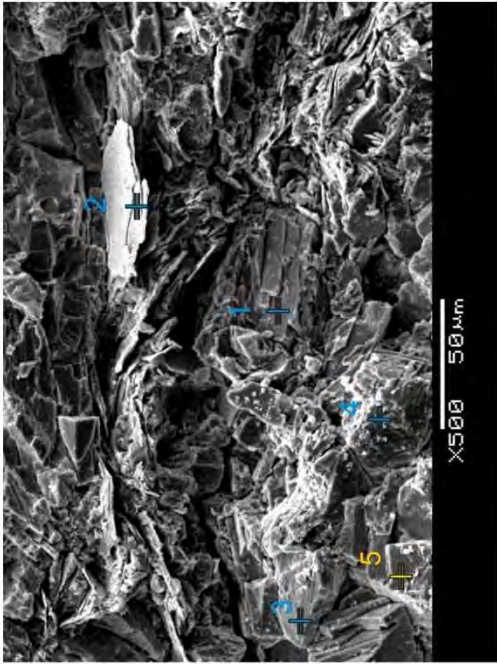
ANEXO IV

(i) Tabla de datos: muestras analizadas

Muestra	LITOLOGÍA	OBSERVACIONES	RAYOS X	PETROGRAFÍA
PAF 17-3	Dolomita silicificada	Incluir vetas de color oscuro en la muestra MEB	El carbonato principal se identificó como Dolomita	Dolomita, estromatolítica? Silicificada. Carbonatos relictuales (dolomita). Estilolitos de chert. Laminación microbiana?
PAF 3-5	Caliza Margossa	Cantera de caliza	60% Calcita; Cuarzo, Fp, Pg. Arcillas: I, C, Sm, CS.	0.01-0.1mm. Se tiñe toda de rosa pálido prácticamente, pero tiene abundantes minerales detríticos (marga o caliza margosa). Mxx deformada. Acc: Pirita y Ht / Intercrecimiento calcita-clorita.
PAF 44-6	Pelita verde	Extraída en Arroyo Coronilla, humedad	60% Cuarzo, Arcillas: I, K, Sm	Tamaño de grano: 2micras. Laminación fina. Mt y otros óx. Fe. Cuarzo abundante.
060811-5	Pelita oscura	Cerros sur, en cárcavas	80% Cuarzo! Arci: I, K, Cl, Sm, CS	Textura "crenulada" (esquistocidad). Matriz arcillosa con abundantes minerales detríticos (Qz ppa). Acc: apatito y rutilo. Óxidos de hierro abundantes: ilmenita y magnetita
PAF 17D	Dolomita silicificada	(similar a PAF17-3)	No det.	(similar 17-3)
070726-1	Pelita verde	Pelita con Wrinkles (biomatas)	60% Cuarzo. Arci: I, Cl, K, Sm	Limolita ferrífera. Ht muy abundante. Laminación arcillita/limolita. Venillas de Q y rellenas con óx-Fe.
PAF44-7	Limolita	PAF35	60% Cuarzo. Arci: Illita (98%)	Cuarzo policrist: 0,8mm. Cuarzo monocrist: 0,5mm. Cavidades rellenas por óx-Fe.
070329-1	Limolita roja	PAF32- Cantera Imhoff	60% Cuarzo. Arci: I, K.	Limolita ferrífera similar a 070726/1

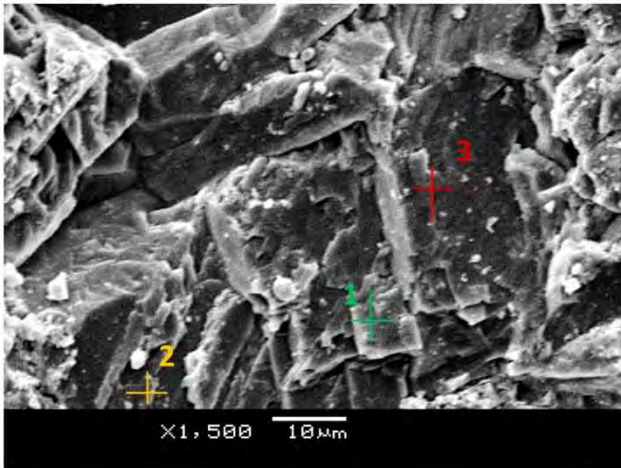
ANEXO IV

(ii) Muestra PAF3-5 Caliza margosa

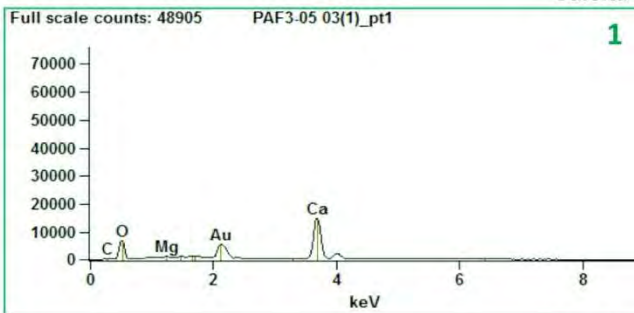


ANEXO IV

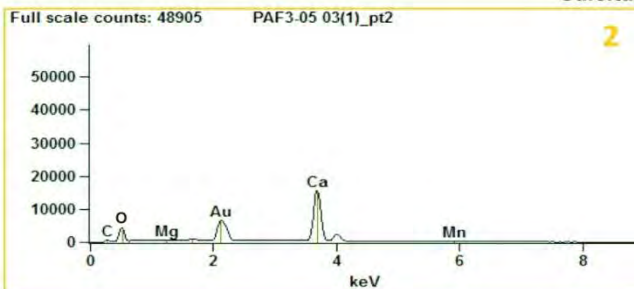
(iii) Muestra PAF3-5 Caliza margosa



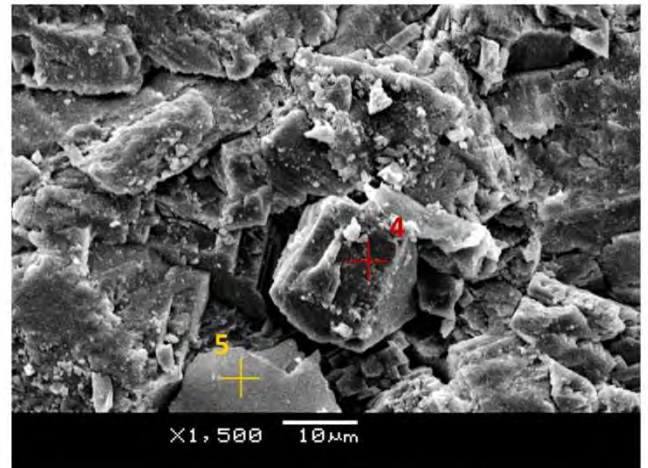
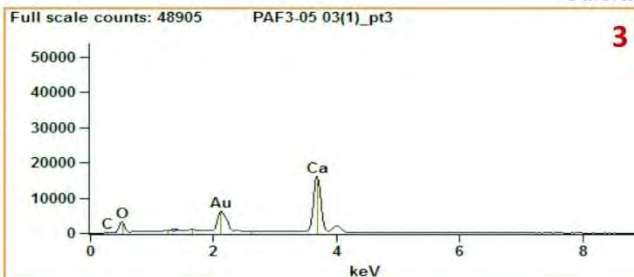
Calcita



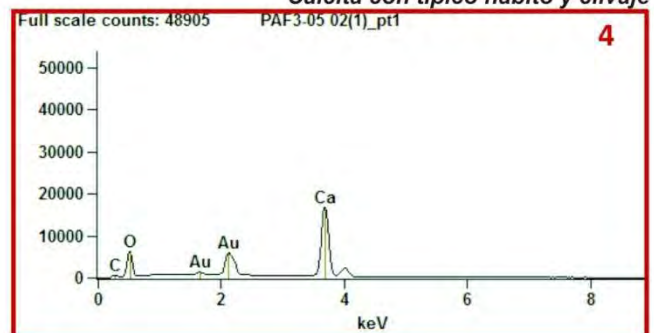
Calcita



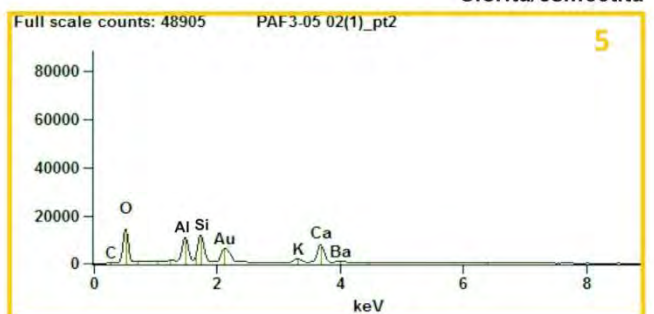
Calcita



Calcita con típico hábito y clivaje



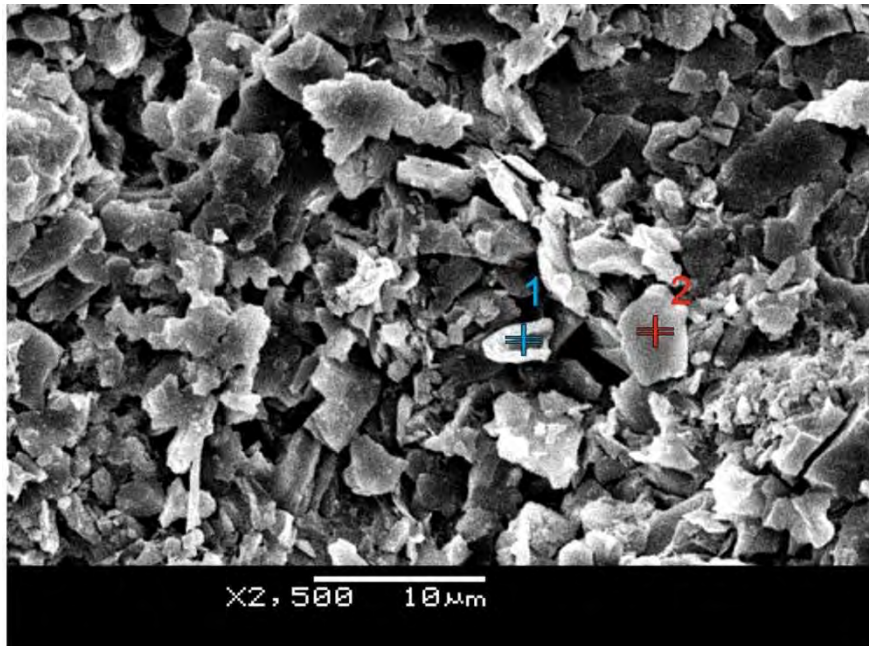
Clorita/esmectita



**Muestra PAF3-5:
Caliza margosa**

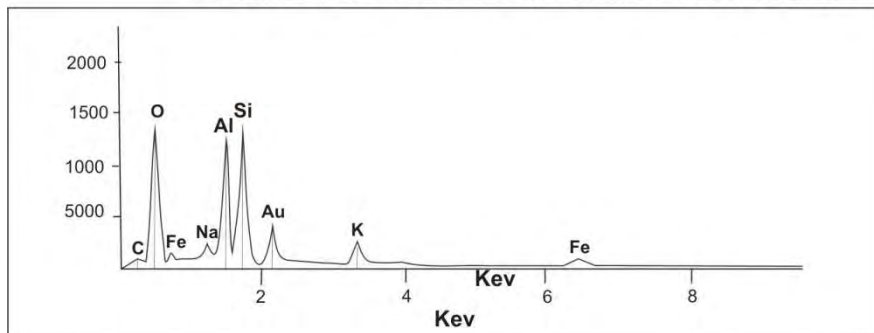
ANEXO IV

(iv) Muestra 060811-5 (a) Pelita negra



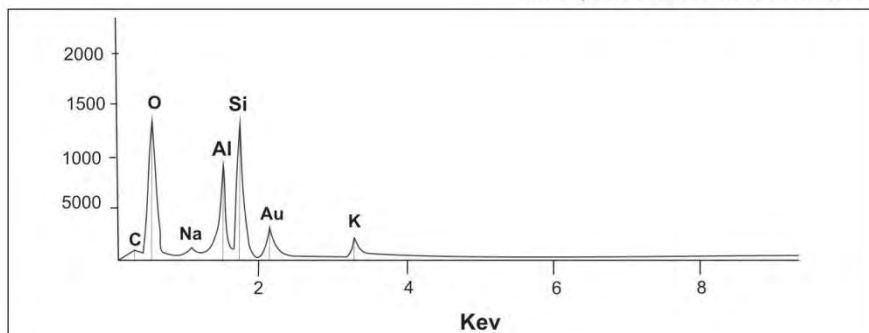
Punto 1:

Illita férrica (con entrada de Na y Fe en su estructura cristalina)



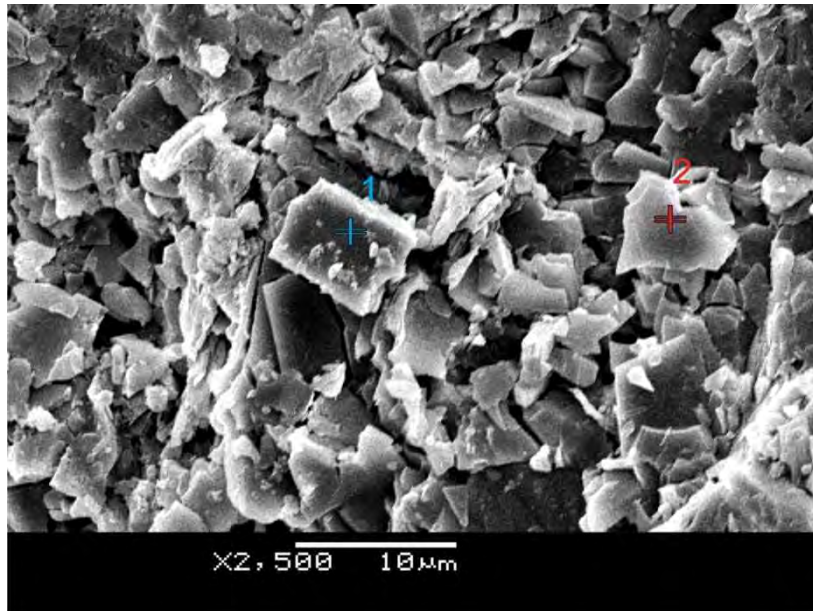
Punto 2:

Illita (con Na en su estructura)

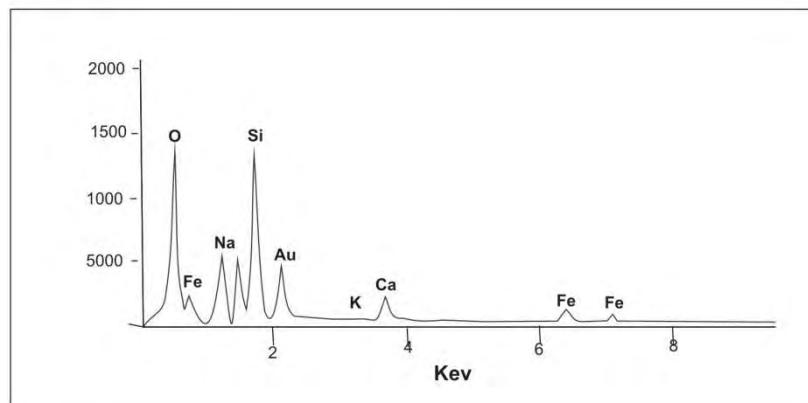


ANEXO IV

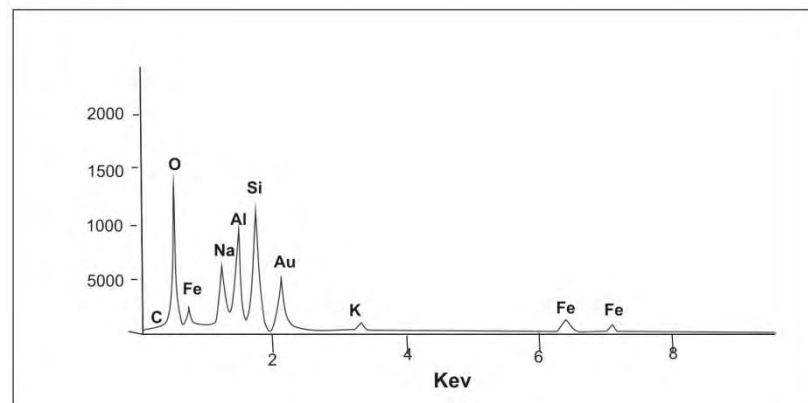
(v) Muestra 060811-5 (b) Pelita negra



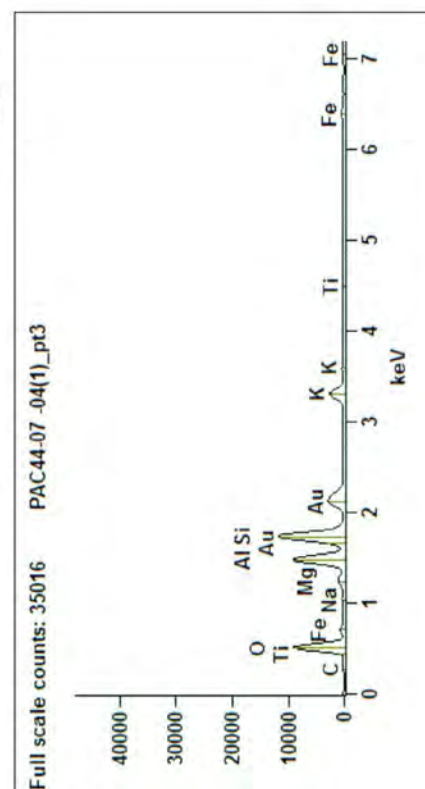
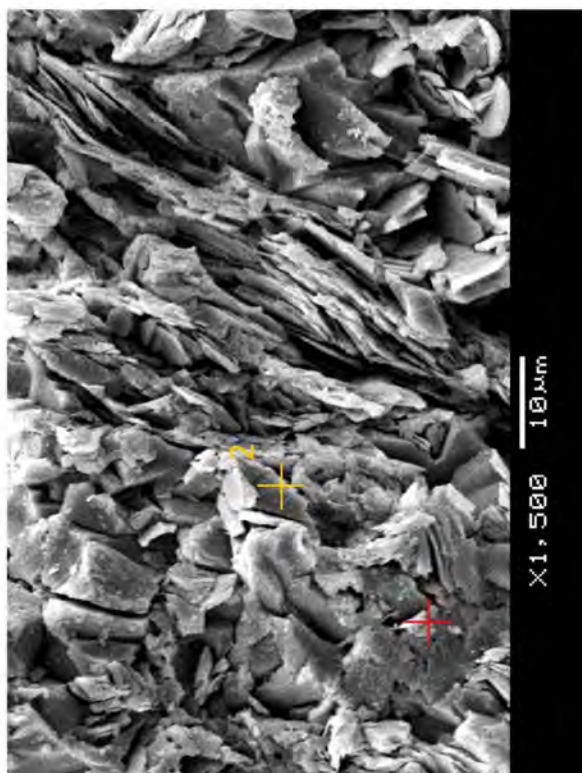
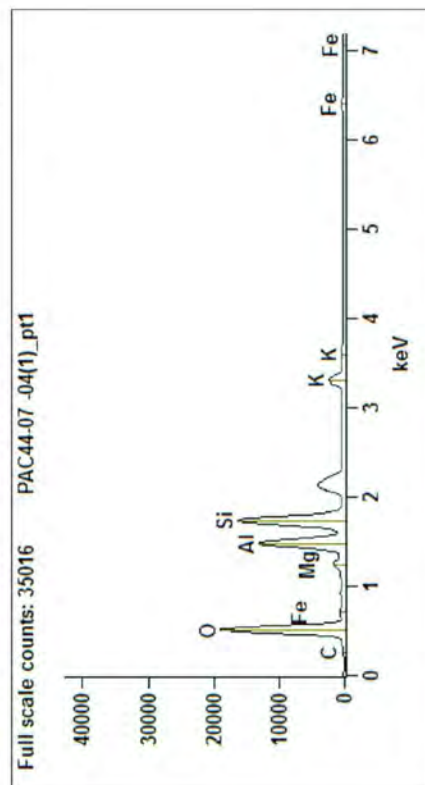
Punto 1:



Punto 2:

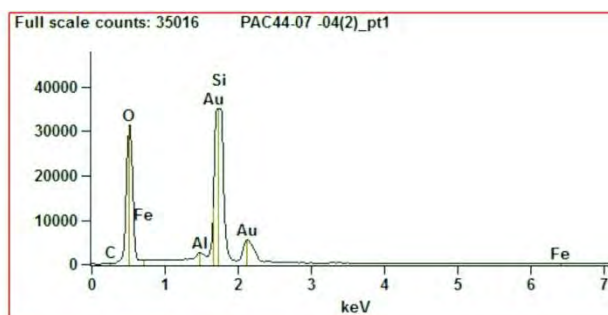
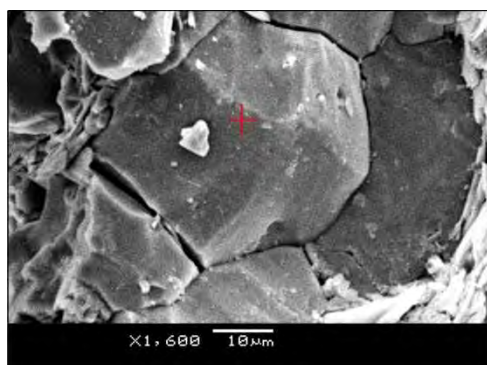


(vi) MEB y EDS en relación con DRX:
Muestra PAF44-7 (a)

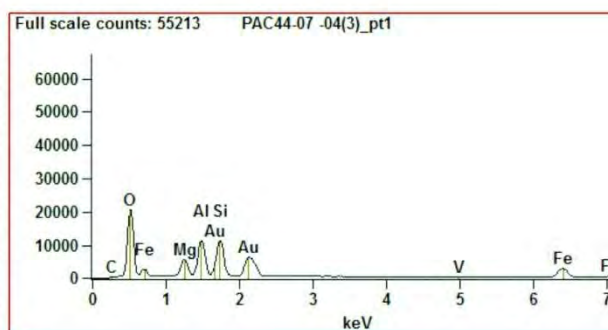
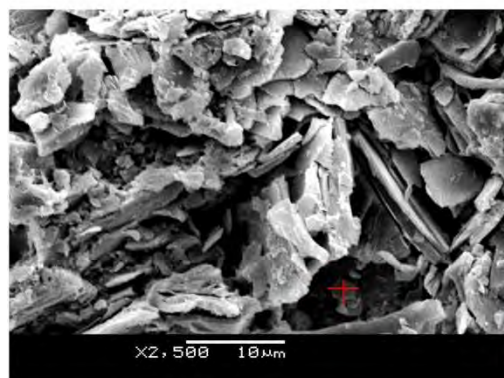


ANEXO IV

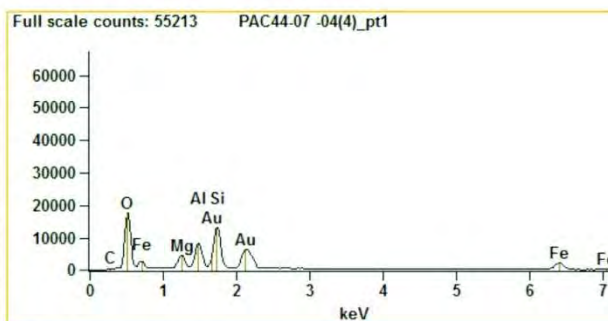
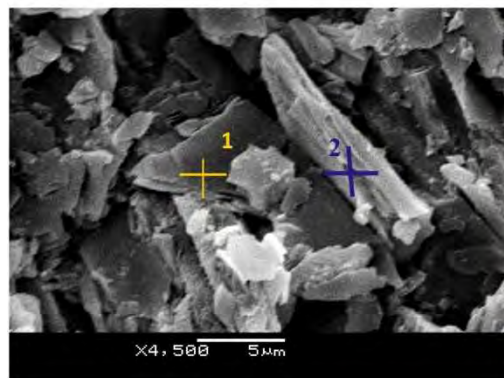
(vii) PAF44-7 (b): MEB y EDS



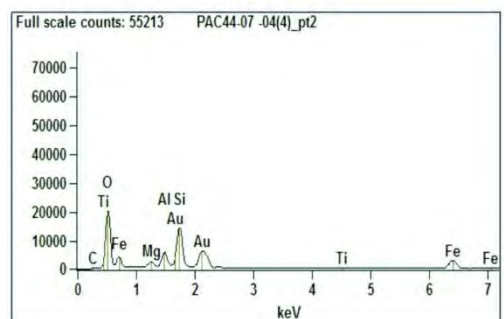
Cuarzo subhedral, bordes cóncavo-convexos: crecimiento secundario



Clorita ferrosa

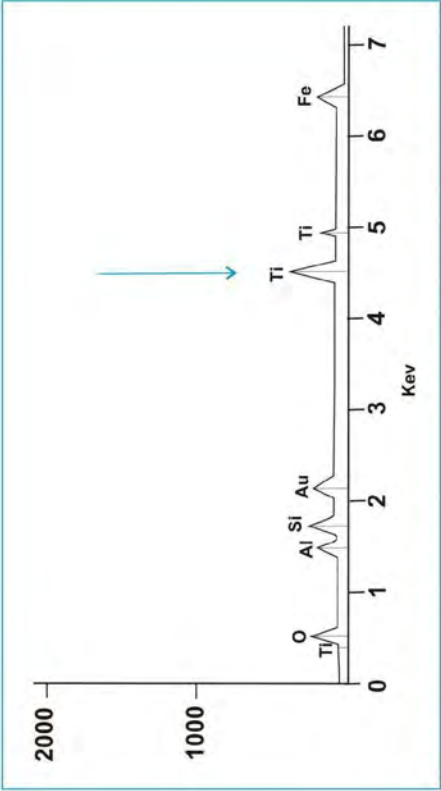
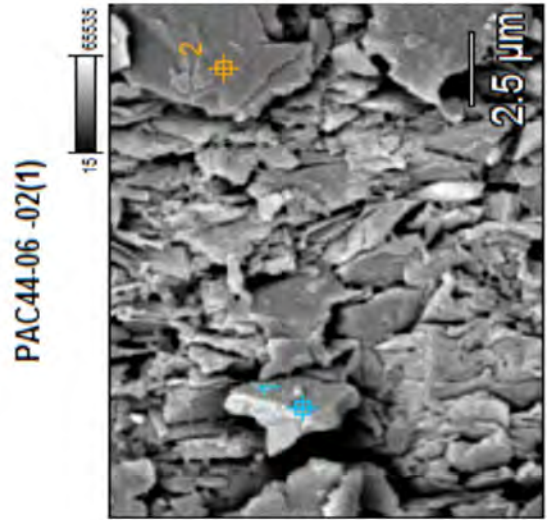
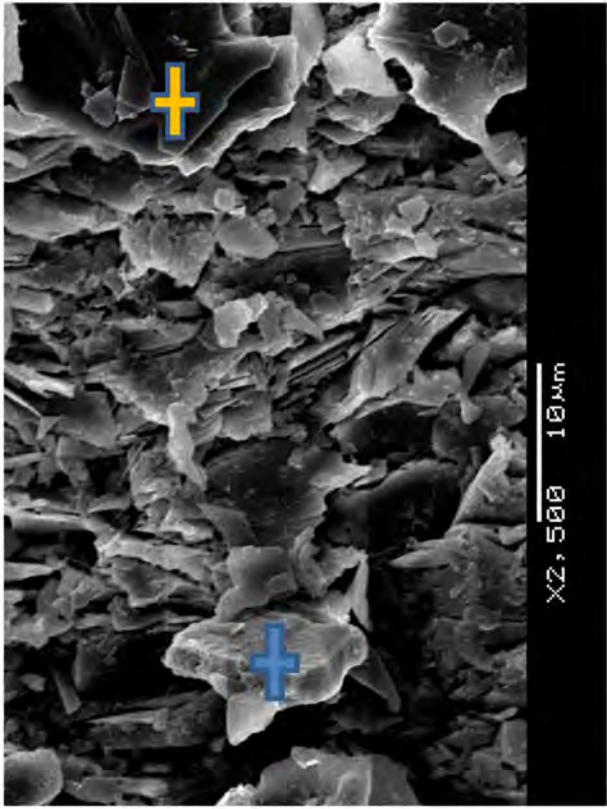


Clorita ferrosa



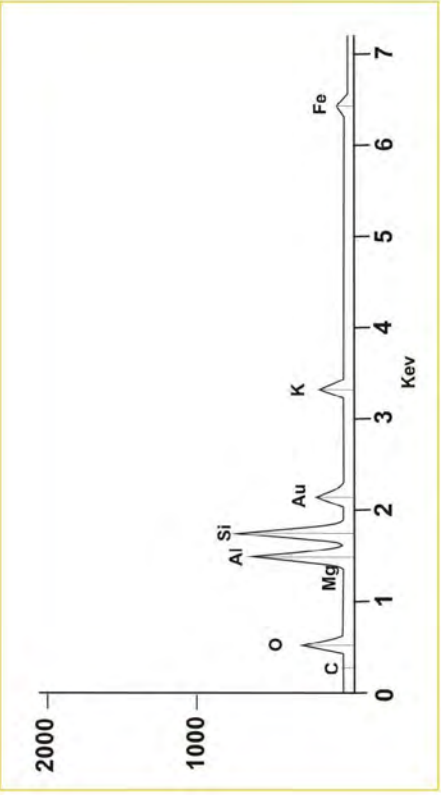
Clorita/esmectita (Ti: impureza común)

ANEXO IV
(viii) PAF44-6 (a): MEB y EDS



Pt 1

Inclusiones de Rutilo

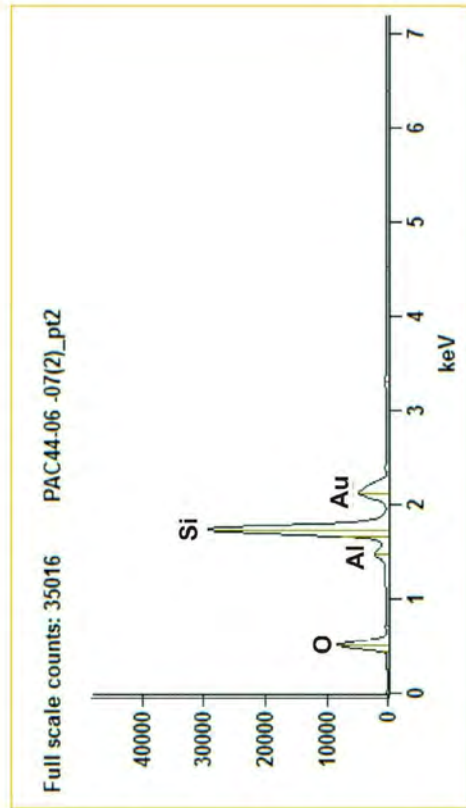
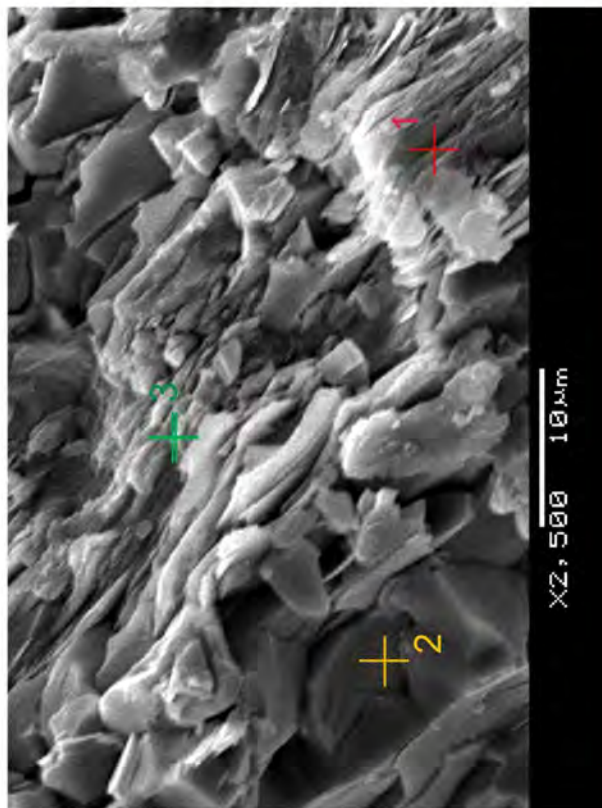


Pt 2

Illita detrítica

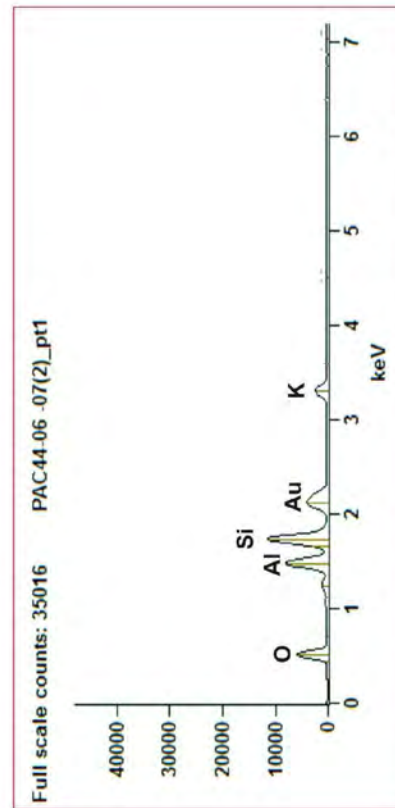
ANEXO IV

(ix) PAF44-6 (b): MEB y EDS



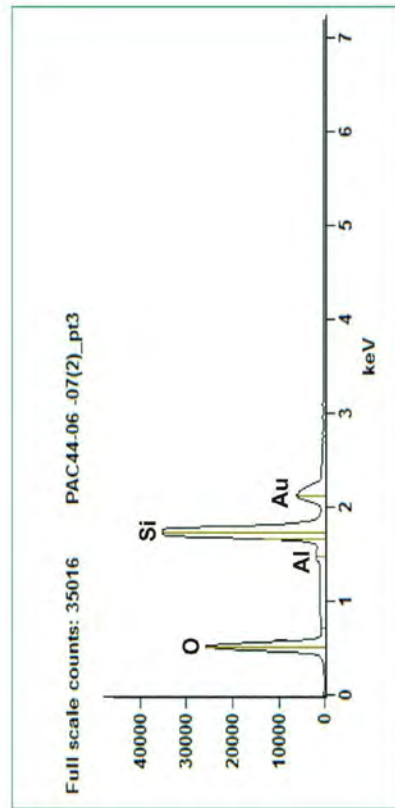
Pt_2

Cuarzo



Pt_1

Illita en dominios C-C

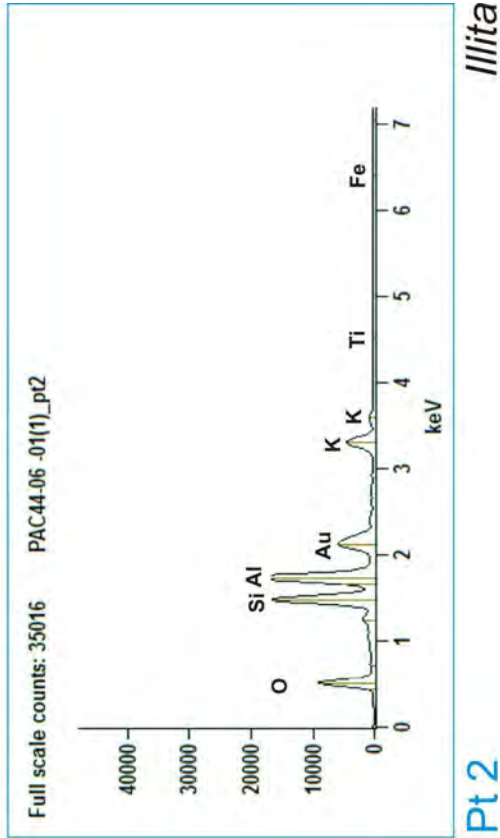
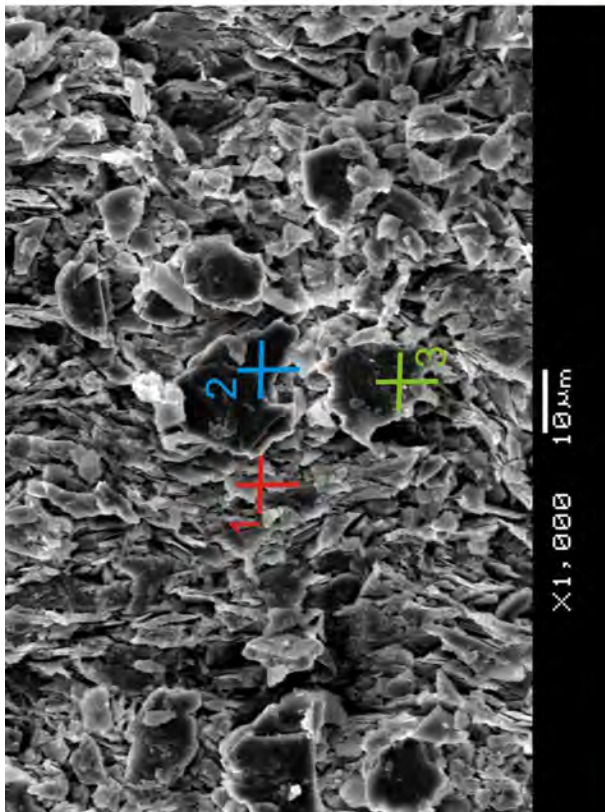


Pt_3

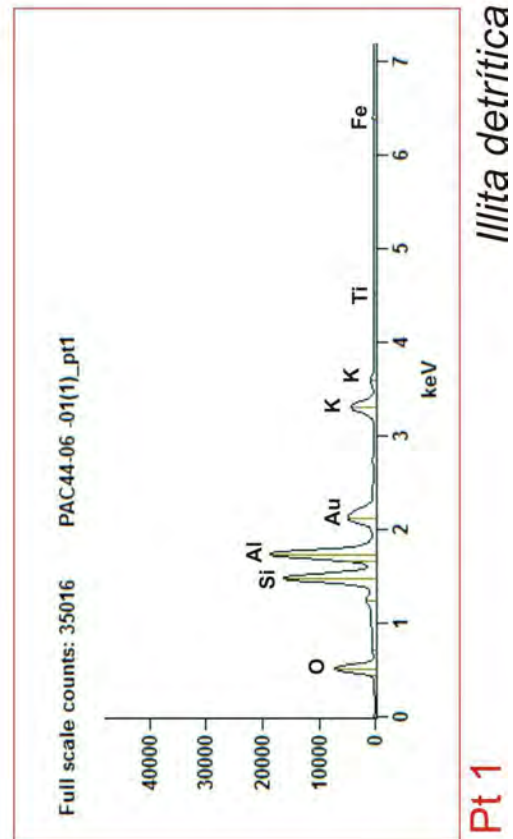
Cuarzo

ANEXO IV

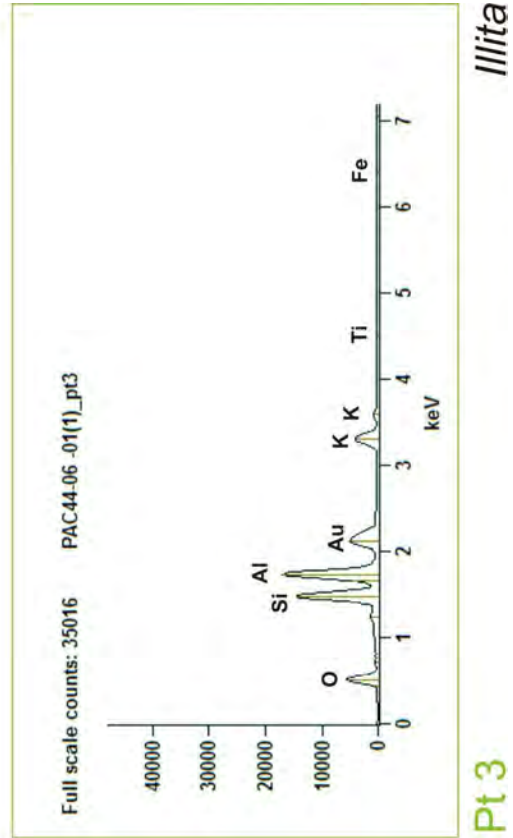
(x) PAF44-6 (c): MEB y EDS



Illita



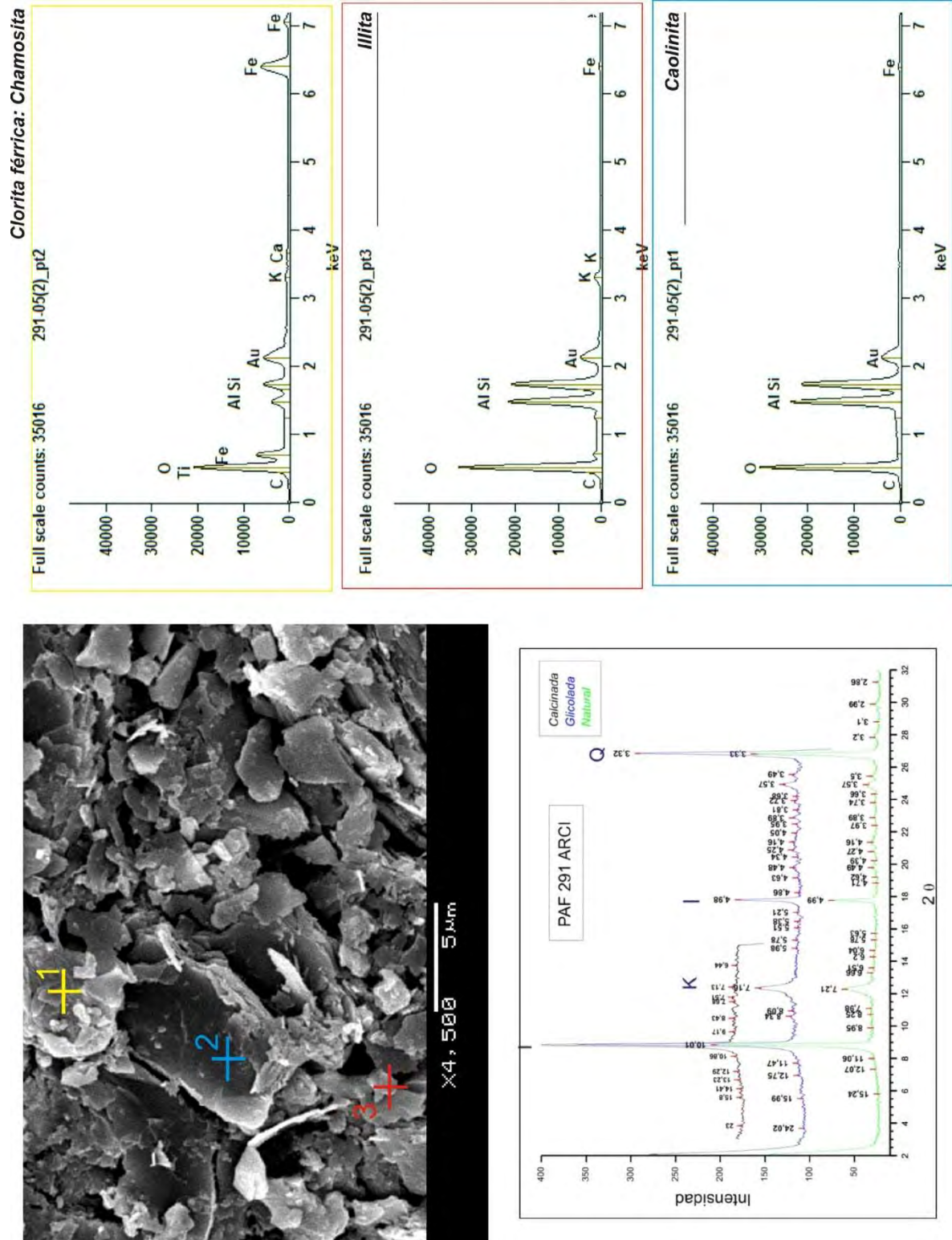
Illita detritica



Illita

ANEXO IV

(xi) PAF291: Limolita ferruginosa - Arcillas detectadas en MEB y EDS en relación con los análisis de Arcillas DRX



ANEXO V

DESCRIPCIÓN DE CUTING DE PERFORACIONES O.S.E.

(Complementos de PETROGRAFÍA)

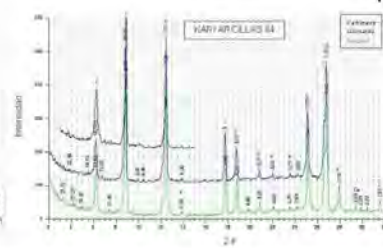
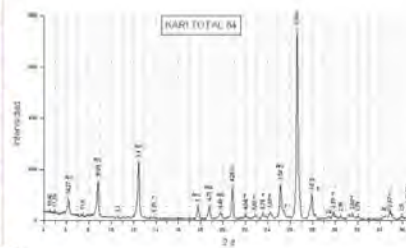
ANEXO V- (i) Perf. 019 y 020

No. PERF.: 884.019		Localidad: LA TUNA
X: 521953	Y: 6152375	
Desde (m)	Hasta (m)	Litología
0	3	Roca compuesta por clastos tamaño arena muy fina y arcilla. Color gris claro (10YR6/2), algunas micas y clastos fragmentos de roca cuarzosa mayores a 0,5cm - (Cuaternario)
3	9	Idem anterior - (Cuaternario)
9	12	Idem anterior pero de color marrón claro (5YR 6/4) - (Cuaternario)
12	15	Idem 0 a 3m (Cuaternario)
15	30	Roca compuesta por clastos de cuarzo de tamaño arena fina y arcilla. Color gris (10YR 6/2) - (Cuaternario)
30	33	Clastos de cuarzo en matriz arcillosa, color rojizo anterior, con fragmentos de roca máfica mayores a 1cm. (Cuaternario-Raigón)
36	39	roca esquistosa y clastos de cuarzo de más de 2cm, por lo tanto puede inferir que son parte de relleno de falla (nivel muy importante de aporte de agua).
39	53	("Roca formada por clastos de cuarzo de tamaño arena gruesa, grava, un pequeño porcentaje de minerales máficos. Color marrón") - Arenas finas muy cuarzosa, con pocos K-Fp y muscovita. Accesorios: óxidos, rutilo, apatito, Zr automorfos. Areniscas PaF
53	58	Roca muy cuarzosa, con micas y minerales máficos. Se infiere un tamaño de grano medio y clastos subredondeados a redondeados. Color gris. Arenisca PaF
58	67	("Roca compuesta por cuarzo, micas y minerales máficos. Tamaño de mollienda de grava a fragmentos de roca granítica. Color blanco") Arenas de grano medio con cuarzo, "abundantes" opacos y óxidos como inclusiones en cristales de cuarzo. (Arenisca/conglomerado PaF)
67	70	Idem anterior con un poco de arcilla (Arenisca/Conglomerado PaF)
70	74	Arena media, cuarzosa, aparentemente con contenido mayor de fragmentos líticos que la anterior, con apacos, óxidos (magnetita?). (Arenisca PaF)
74	80	Arena media, muy cuarzosa, con opacos, Fp escasos, fragm. Líticos de cuarcita p.ej. (Arenisca PaF)
80	83	Roca muy cuarzosa, biotita detritica, muscovita. Tamaño de mollienda de arena media, algunos fragmentos de roca granítica cuarzosa y arcilla. Color gris verdoso.
		Granito
83	86	Roca formada por cuarzo (tamaño de mollienda arena muy fina), micas (Biotita ppa) y arcilla. Color blanco. - Granito

Se interpreta la sucesión de granito de basamento, areniscas de Piedras de Afilar y cobertura de sedimentos cuaternarios.

No. PERF.: 884.020		
Desde (m)	Hasta (m)	
0	3	Suelo
3	6	Fragmentos de roca formados por cuarzo, algunas micas y arcilla. Color blanco - Cuaternario
6	9	Fragmentos de roca, clastos de cuarzo tamaño arena fina a gruesa y micas, Color blanco grisáceo. Acc.: apatito, opacos, óxidos. Areniscas PaF
9	12	Fragmentos de roca, clastos de cuarzo tamaño arena fina. Se observa cuarzo muy abundante, y algunos óxidos. Areniscas PaF
12	15	Fragmentos de roca, clastos de cuarzo tamaño limo. Aumenta el contenido de muscovita. Areniscas PaF
15	27	Roca máfica compuesta por crisales de cuarzo tamaño arena fina y micas; y anfíboles alterados. Color gris oscuro (N4). Dolerita
27	30	Intercalación de roca máfica y roca compuesta por clastos de cuarzo tamaño arena fina y micas. Fragmentos de roca cuarzosa y arcilla. Color marrón claro (5YR 6/4).
		DIABASA
30	33	Roca compuesta por cuarzo y micas. Tamaño de mollienda arena fina. Fragmentos de roca cuarzosa y arcilla. Color marrón claro (5YR 6/4) Esquisto Basamento
33	36	Roca cuarzo-feldespática con mica biotita. Presencia de Grafito (2) - Granito Coronilla
36	39	Roca compuesta por cuarzo, mica y minerales máficos. Grafito. Clastos de tamaño arena fina a gruesa y fragmentos de roca. Color marrón grisáceo (5YR 4/1)
		Granito de Basamento
39	42	Roca compuesta por cuarzo, feldespato y mica; Acc.: rutilo, óxidos de Fe, apatito, Zr. Fragmentos de roca de tamaño arena fina a muy fina. Color gris claro (N6). Granito/Gneiss o arenisca de PaF por falla?
42	45	roca molida a tamaño arena muy fina. Compuesta por cuarzo, Fp, micas. Color gris claro N6 basamento?
45	75	roca con feldespato, cuarzo y poca mica. Color gris claro N6
75	84	Idem anterior, con Fp, cuarzo, poca mica; arcilla y presencia de CaCO3. Color gris claro (N7). - similares a las Calcoarenitas del MAT de PaF.

Se toma muestra de (75-84m) para analizar por DRX y petrografía, encontrándose similitudes petrológicas con las calizas de la Fm. Piedras de Afilar (1)



(1)



Cuting en lupa

Grafito en esquisto grafítico que se intercala con el Granito Coronilla

(2)

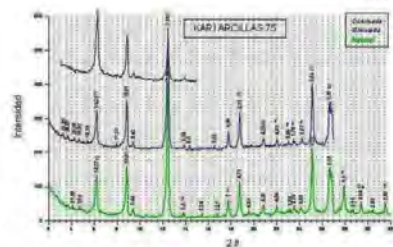
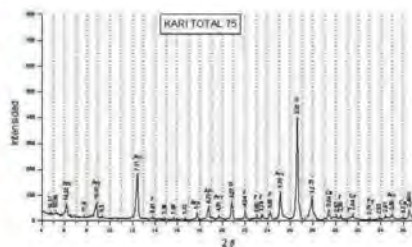
ANEXO V- (ii) Perf. 021 y 022

No. PERF.: 88.4.021		Localidad: San Luis	
X: 630095	Y: 6150709		
Desde (m)	Hasta (m)		
0	3	Arcilla marrón (Cuaternario)	
3	6	Arena fina arcillosa marrón claro, cuarzosa (Cuaternario)	
6	9	Arena fina y media cuarzosa (Cuaternario)a	
9	12	Arena gruesa cuarzosa, bien seleccionada (Cuaternario)	
12	15	Arena media, arcillosa marrón (Cuaternario)	
15	18	Arena fina, arcillosa, marrón (Cuaternario)	
18	21	Arcilla marrón (Cuaternario)	
21	24	Contacto con basamento precámbrico - <i>se observa granito-gneiss y granito cuarzofeldespático - Aplita</i>	
24	27	Roca granítica o gneisica cuarzofeldespática, con pocos máficos, sin mica visible - Basamento	
27	48	Roca cuarzo feldespática. Granito/Aplita/Gneiss?	
48	60	Roca con cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol. Gris oscuro - probablemente Dolerita	
60	63	Roca con cuazo, plagioclasa, biotita, anfíbol. Gris oscuro - Dolerita?	
63	78	idem anterior, alterado. Con mayor % de Biotita - Dolerita?	
63	81	Roca gneissica, con cuarzo xenomorfo y abundante feldespato, se podría inferir textura porfiroide. Gneiss-Basamento	

OBSERVACIONES: Debido a que los testigos son muestras desagregadas, con base fundamental en el color y la mineralogía, se han diferenciado rocas de basamento, probables doleritas y sedimentos cuaternarios.

No. PERF.: 88.4.022		Localidad: San Luis (próximo a PAF3)	
X: 628245	Y: 6151971		
Desde (m)	Hasta (m)		
0	4	Arcilla con arena fina cuarzosa. Presencia de CaCO ₃ . Color marrón rojizo claro (10R 6/2) - Fm. Libertad	
4	6	Arcilla con muy bajo porcentaje de arena fina, presencia de CaCO ₃ . Color rojizo marrón (10R 5/4) - Fm. Libertad	
6	8	Arcilla arenosa (arena fina). Color marrón claro (5YR 6/1)	
8	14	Arcilla con algunos clastos de cuarzo tamaño grava y presencia de CaCO ₃ . Color rojo pálido (5R 6/2).	
14	16	Idem anterior con mayor % de grava	
16	22	Idem 8 a 14m (Cuaternario)	
22	25	Clastos de cuarzo y minerales máfico tamaño grava. Bajo % de arcilla.	
25	28	Arcilla arenosa (arena fina) de color rojo pálido (5 R 6/2) -	
28	29	Idem 6 a 8m. (Cuaternario)	
29	31	Arcilla arenosa (arena fina) de color marrón rojizo (10R 4/2)	
31	33	Arena fina a media formada por clastos de cuarzo, feldespato, y algunos minerales máficos. Color marrón rojizo (10 R 4/2) - (Cuaternario-R)	
33	35	Arena media formada por clastos de cuarzo, feldespato, y algunos minerales máficos. Color marrón rojizo (10R 4/2) - (Cuaternario-R)	
35	37	Arena gruesa a media formada por clastos de cuarzo, feldespato, y algunos minerales máficos. Color marrón rojizo (10R 4/2) - (Fm. Raigón)	
37	45	Granito La Tuna	
45	49	Cristales de cuarzo y minerales máficos de tamaño arena fina y gruesa. Color gris. - Granito/Gneiss de Basamento	
49	55	Idem anterior. Color marrón claro (10YR 6/2) -	
55	61	Cristales de cuarzo y minerales máficos de tamaño arena fina y gruesa. Presencia de CaCO ₃ . color gris verdoso (5 Y 6/1) -	
		Transposición de calizas de Fm. Piedras de Aflar	
61	63	Fragmentos de roca granítica gris, tamaño de molinda menor a 1cm. Color gris oscuro (N5) -	
63	75	Calizas de Fm. Piedras de Aflar	

Se analiza muestra (63-75 m) en DRX y petrografía - frotis (3)



(3)

ANEXO V- (iii) Perf. 024 y 025



No. PERF: 88.4.024		Localidad: San Luis	
X: 520870 Y: 6152090			
Desde (m)	Hata (m)		
0	3	Arena media cuarzosa. Duna costera	Cuaternario
3	7	Arcilla marrón	Cuaternario
7	9	Arena fina marrón claro, con algo de arcilla	Cuaternario
9	18	Limolita marrón claro — Fm. Piedras de Afilar	
18	19	Contacto limolita - Basamento Precámbrico	
19	22	Roca cuarzo-feldespática clara. Granito o gneiss - Leucogranito. Granito La Tuna?	
22	23	Llama la atención que hay clastos de cuarzo redondeados a subredondeados y también fragmento de granito	
23	30	Roca gneissica o esquistosa con cuarzo, feldespato, probable plagioclasa, biotita y muscovita. Abundantes óx-Fe. Acc. Opacos, apatito --	
30	50	Idem anterior algo más alterado, molido tamaño arena media - Basamento	
50	60	tamaño molido a limo. Contiene cuarzo, feldspatos, opacos, biotita abundante, muscovita. Probablemente granito de Basamento	
60	64	tamaño molido a limo. Roca algo más cuarzosa que la anterior, más leucócrata. Basamento	
64	68	Roca granítica color rojizo, compuesta por cuarzo, feldespato y mica - Granito de Soca de Basamento	
68	76	Roca gneissica: cuarzo, feldespato potásico blanco, biotita, muscovita. Gneiss micáceo a biotita. Fm. Montevideo	
76	78	Roca granítica cuarzo feldespática - Fm. Montevideo	
78	80	Molido grueso	
		(zona de fracturación): Roca granítica a pegmatítica: cuarzo, feldespato potásico y probable Pg, algo de mica dispersa.	
OBSERVACIONES: Se distingue entre las rocas del basamento el granito La Coronilla más micáceo y los granitos que intruyen Fm. Montevideo más cuarzosos			

No. PERF: 88.4.025		Localidad: San Luis	
X: 520786 Y: 6152015			
Desde (m)	Hasta (m)		
0	2	Arcilla color marrón claro 10YR 4/2 con clastos de tamaño arena m.f. -	Cuaternario
2	5	Arena fina arcillosa compuesta por clastos de cuarzo, fp y mica. Color marrón 5YR 4/4 -	Cuaternario
5	8	Idem anterior con mayor o/o de arcilla -	Cuaternario
8	13	arcilla con arena media cuarzosa. Color marrón claro 5 YR 5/2 -	Cuaternario
13	18	Idem anterior con mayor o/o de arcilla -	Cuaternario
18	20	Idem (8-13) -Cuaternario	
20	21	Arena media y gruesa cuarzosa. Color beige 10 YR 6/2 -	Cuaternario
21	24	Arena gruesa y grava compuesta por clastos de cuarzo y algunos fp y mica. Color marrón 10YR 4/2 -	Cuaternario
24	31	Tamaño molido arena media a gruesa cuarzo-fp y algunos clastos tamaño grava de cuarzo y fp. Color marrón grisáceo. 5YR 6/1-	Cuaternario
31	39	Tamaño molido ar fina a media cuarzo-fp y biotita. Con algunos clastos de tamaño grava de cuarzo y fp. Color marrón grisáceo 5YR 3/2-	Cuaternario
39	44	Roca compuesta por cuarzo muy abundante, mica, biotita. Color marrón grisáceo. 5YR 6/1 - Cuarzosa. Fm. Fray Bentos. Terciario.	
44	48	Roca compuesta por cuarzo, feldespato, muscovita, biotita abundante y opacos. Tamaño de molido arena fina con algunos fragmentos de granito. Esquistos	
48	57	Roca cuarzo feldespática, con cuarzo, feldespato, mica y granate.	Gneiss-Basamento
57	65	Roca cuarzo-fp con biotita, mica verde y algunos fragmentos de cuarzo marrón o calcedonia.	Basamento
65	70	Roca cuarzo-feldespática, con biotita, y algunos feldspatos rosados redondeados.	Granito de Soca
70	80	Roca cuarzo feldespática, con mica, plagioclasa y anfíboles. Tamaño molido arena media. Color marrón grisáceo.	Gabro
80	87	Roca máfica, con algo de cuarzo, feldespato, abundante muscovita, biotita. Acc: apatito y Zr? Tamaño molido arena fina a media. Color marrón grisáceo.	Gabro
87	95	Molido tamaño arena media. Contiene cuarzo-fp. Mica, abundantes máficos y algunos fragm de roca -	Gabro
OBSERVACIONES: Se identifican sedimentos Cenozoicos y rocas del basamento: granitos y esquistos y gneiss de Fm Montevideo; gabro y granito de Soca...			

ANEXO VI

Dataciones U-Pb y Pb en Granito

Spot number		Concordia 1					
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Rho 1	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
Zr-156-B-II-02	0,86327	7,15	0,05788	5,85	0,82	0,10818	4,11
Zr-156-B-II-03	3,02279	6,76	0,18895	2,94	0,44	0,11603	6,08
Zr-156-B-II-05	4,68224	3,55	0,26188	3,40	0,96	0,12967	1,00
Zr-156-B-II-07	1,19349	15,67	0,07607	15,02	0,96	0,11379	4,47
Zr-156-B-II-09	7,18357	1,69	0,39721	1,22	0,72	0,13116	1,17

Spot number			Age (Ma)					%
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	error	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Disc
Zr-156-B-II-02	363	21	632	45	1769	73	0,16	79
Zr-156-B-II-03	1116	33	1413	96	1896	115	0,64	41
Zr-156-B-II-05	1499	51	1764	63	2094	21	0,63	28
Zr-156-B-II-07	473	71	798	125	1861	83	0,43	75
Zr-156-B-II-09	2156	26	2134	36	2114	25	0,71	-2

Spot number		Th	U	Pb
	f206	ppm	ppm	ppm
Zr-156-B-II-02	0,0615	121	778	77
Zr-156-B-II-03	0,0475	426	667	76
Zr-156-B-II-05	0,0030	168	267	110
Zr-156-B-II-07	0,1225	431	1016	88
Zr-156-B-II-09	0,0088	88	126	60

ANEXO Vi-A: Tabla de datos de edades U-Pb ICP LA en circones del GRANITO LA TUNA.

Muestra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	r_1^{**}	$r_2^{\dagger\dagger}$
(prefijo "BH")												
PAF pirite	18,653	0,050	15,588	0,042	39,849	0,110	0,83566	0,00028	2,13632	0,00099	0,992	0,986
PAF m-Spot1	19,086	0,060	15,689	0,050	45,235	0,144	0,82203	0,00035	2,37001	0,00097	0,991	0,992
PAF m-Spot 2	19,485	0,043	15,725	0,035	50,085	0,114	0,80705	0,00020	2,57045	0,00094	0,994	0,987
PAF m-Spot 3	21,675	0,139	16,017	0,103	76,345	0,492	0,73897	0,00040	3,52235	0,00158	0,997	0,998
PAF m-Spot 4	45,491	0,324	18,924	0,135	390,765	2,791	0,41599	0,00018	8,58991	0,00314	0,998	0,999
PAF m-Spot 5	881,832	35,436	122,376	4,918	10905,128	438,264	0,13878	0,00006	12,36650	0,00452	1,000	1,000

ANEXO Vi-B: Tabla de edades Pb ICP LA en granos de monacita del GRANITO LA TUNA

ANEXO VII

Dataciones U-Pb ICP LA en Circones Detríticos

Muestra	Análisis	U	Pb	Th/U ^a	RATIOS						AGES [Ma]						Conc.
		[ppm] ^a	ppm] ^a		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
PAF21B	Zr_010	231	75	0,78	6,00	0,20	0,327	0,006	0,133	0,004	1976	29	1822	30	2141	47	85
PAF21B	Zr_011	60	25	0,79	9,23	0,61	0,416	0,026	0,161	0,004	2361	61	2242	118	2465	40	91
PAF21B	Zr_013	1130	125	0,98	1,69	0,07	0,111	0,002	0,110	0,004	1004	26	678	12	1806	65	38
PAF21B	Zr_015	413	114	0,43	4,68	0,12	0,276	0,006	0,123	0,002	1764	22	1569	29	2003	29	78
PAF21B	Zr_016	208	50	0,87	4,30	0,24	0,242	0,013	0,129	0,003	1694	46	1396	65	2085	37	67
PAF21B	Zr_020	621	119	1,24	3,13	0,12	0,191	0,005	0,119	0,003	1441	29	1129	26	1937	50	58
PAF21B	Zr_021	793	152	0,78	2,92	0,13	0,192	0,005	0,110	0,004	1388	33	1134	28	1804	62	63
PAF21B	Zr_022	875	128	0,96	2,35	0,15	0,147	0,001	0,116	0,007	1228	45	883	7	1898	111	47
PAF21B	Zr_023	298	99	0,37	6,01	0,36	0,331	0,017	0,132	0,004	1977	51	1843	81	2121	53	87
PAF21B	Zr_024	266	73	1,01	5,59	0,35	0,276	0,013	0,147	0,007	1914	55	1573	63	2306	76	68
PAF21B	Zr_025	326	113	0,45	6,05	0,17	0,346	0,006	0,127	0,003	1982	24	1916	29	2052	38	93
PAF21B	Zr_026	722	173	0,57	3,74	0,31	0,240	0,016	0,113	0,006	1580	67	1388	83	1848	92	75
PAF21B	Zr_027	226	73	0,63	6,13	0,21	0,322	0,009	0,138	0,002	1995	30	1800	45	2203	31	82
PAF21B	Zr_029	302	77	0,85	4,53	0,31	0,254	0,010	0,129	0,007	1737	56	1458	52	2091	95	70
PAF21B	Zr_033	1171	124	0,56	1,67	0,22	0,106	0,013	0,115	0,003	999	82	650	78	1873	41	35
PAF21B	Zr_034	1326	88	0,73	0,87	0,05	0,067	0,002	0,094	0,005	633	28	416	12	1512	98	28
PAF21B	Zr_036	301	81	0,63	5,32	0,14	0,269	0,006	0,143	0,002	1871	23	1538	29	2265	28	68

ANEXO VII.A: Tabla de datación U-Pb de los circones de las Cuarcitas de Araminda (PAF21B). *Análisis realizados en Copenhague por Robert Frei y Dirk Frei.*

Análisis	Razones isotópicas								Edades aparentes				Edad			
	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	error corr.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb*	±	Best age	±
	ppm				(%)		(%)			(Ma)		(Ma)		(Ma)	(Ma)	(Ma)
Sample PAF-2, Piedras de Afilar Formation																
01-1	368	71227	1,9	3,39912	3,4	0,25853	3,0	0,89	1482,3	40,0	1504,2	26,7	1535,1	29,4	1535,1	29,4
01-2	75	18885	1,7	3,45537	2,2	0,26699	1,2	0,54	1525,5	15,8	1517,1	17,0	1505,3	34,5	1505,3	34,5
01-3	96	15137	0,9	4,91279	3,7	0,32980	3,5	0,94	1837,4	55,2	1804,5	31,0	1766,6	22,7	1766,6	22,7
01-4	169	23718	1,5	1,70229	2,5	0,16903	1,6	0,65	1006,7	14,8	1009,4	15,7	1015,1	38,1	1015,1	38,1
01-5	91	29528	0,8	5,28220	1,9	0,33838	1,6	0,85	1878,9	26,5	1866,0	16,3	1851,6	18,1	1851,6	18,1
01-6	47	16542	0,7	4,87950	3,1	0,32522	2,1	0,67	1815,2	33,3	1798,7	26,4	1779,7	42,3	1779,7	42,3
01-7	324	38173	2,6	1,67530	2,0	0,16917	1,4	0,67	1007,6	12,7	999,2	12,8	980,9	30,4	1007,6	12,7
01-8	218	37268	2,3	2,83317	2,3	0,23710	2,0	0,90	1371,6	25,2	1364,4	17,1	1353,0	19,4	1353,0	19,4
01-9	129	10921	1,3	2,70035	1,6	0,22533	1,1	0,67	1310,0	13,0	1328,6	12,2	1358,6	23,6	1358,6	23,6
01-10	168	25424	1,3	2,64231	2,0	0,22700	1,1	0,55	1318,8	13,0	1312,5	14,8	1302,3	32,6	1302,3	32,6
01-11	23	8869	0,5	5,76859	7,2	0,34148	5,8	0,80	1893,8	95,3	1941,7	62,6	1993,2	76,6	1993,2	76,6
01-12	78	7199	2,4	2,80781	4,8	0,23282	2,1	0,44	1349,3	26,1	1357,6	36,3	1370,8	83,5	1370,8	83,5
01-13	95	19037	1,7	2,28742	3,9	0,20965	2,7	0,70	1227,0	30,6	1208,4	27,5	1175,4	54,7	1175,4	54,7
01-14	274	40117	1,5	6,74382	4,1	0,38056	2,8	0,69	2078,9	50,2	2078,4	36,2	2077,9	52,1	2077,9	52,1
01-15	157	34482	1,3	2,99616	2,8	0,24343	1,2	0,44	1404,5	15,5	1406,6	21,2	1409,9	47,7	1409,9	47,7
01-16	159	4080	1,7	3,24707	4,4	0,24864	3,1	0,71	1431,5	40,3	1468,5	34,5	1522,4	59,3	1522,4	59,3
01-17	300	6871	1,5	2,62882	4,1	0,21588	2,0	0,49	1260,1	22,9	1308,7	30,0	1389,4	68,3	1389,4	68,3
01-18	162	10830	0,6	5,31235	1,9	0,33391	1,6	0,82	1857,3	25,3	1870,9	16,3	1885,9	19,7	1885,9	19,7
01-19	219	20359	1,2	1,66419	4,8	0,16408	3,9	0,81	979,4	35,6	995,0	30,5	1029,5	56,4	1029,5	56,4
01-20	207	58121	1,8	3,47047	1,9	0,27026	1,4	0,73	1542,1	19,1	1520,5	15,1	1490,6	24,9	1490,6	24,9
01-22	100	29807	1,4	5,37192	1,7	0,33828	1,3	0,77	1878,4	21,1	1880,4	14,3	1882,6	19,1	1882,6	19,1
01-23	156	14970	3,2	2,13540	1,4	0,19672	1,0	0,70	1157,7	10,6	1160,3	9,9	1165,3	20,4	1165,3	20,4
01-24	135	12669	1,5	2,72355	1,8	0,23030	1,4	0,77	1336,1	16,8	1334,9	13,5	1333,0	22,5	1333,0	22,5
01-25	297	37060	1,6	3,95378	2,8	0,28729	2,1	0,76	1628,0	30,2	1624,8	22,5	1620,6	33,9	1620,6	33,9
01-26	127	6736	1,0	4,62921	4,5	0,29383	4,1	0,92	1660,6	60,5	1754,6	37,4	1868,3	30,8	1868,3	30,8
01-27	97	15143	1,0	4,74464	1,6	0,31394	1,1	0,66	1760,1	16,3	1775,2	13,5	1792,9	22,0	1792,9	22,0
01-28	184	36940	1,6	2,20301	2,0	0,20167	1,7	0,85	1184,3	18,3	1182,0	14,0	1177,8	21,0	1177,8	21,0
01-29	393	58087	1,1	3,21070	1,4	0,25617	1,0	0,71	1470,2	13,3	1459,7	11,0	1444,5	19,1	1444,5	19,1
01-30	57	13651	1,2	4,99000	1,7	0,32355	1,1	0,66	1807,1	17,5	1817,6	14,2	1829,8	22,9	1829,8	22,9
01-31	210	26999	3,2	3,62275	1,8	0,27144	1,5	0,83	1548,1	20,9	1554,5	14,5	1563,3	18,9	1563,3	18,9
01-32	167	21501	2,8	2,27928	1,8	0,20504	1,5	0,83	1202,4	16,6	1205,9	12,8	1212,2	19,8	1212,2	19,8
01-33	397	35186	1,4	6,53459	4,9	0,38181	3,3	0,66	2084,7	58,3	2050,6	43,5	2016,4	65,6	2016,4	65,6
01-34	118	834	0,3	6,57947	5,6	0,35374	4,7	0,84	1952,4	78,9	2056,6	49,4	2162,7	53,4	2162,7	53,4
01-35	230	16972	0,7	4,20373	10,9	0,26849	10,7	0,98	1533,1	145,9	1674,7	89,4	1857,1	35,5	1857,1	35,5
01-36	63	14933	1,2	6,60118	2,4	0,37257	1,7	0,72	2041,5	30,2	2059,5	21,2	2077,6	29,6	2077,6	29,6
01-37	137	22026	1,0	6,23324	3,5	0,36541	2,7	0,78	2007,8	46,9	2009,1	30,3	2010,5	38,2	2010,5	38,2
01-38	456	86026	1,9	2,90057	3,6	0,23838	2,5	0,71	1378,3	31,4	1382,1	27,0	1387,9	48,4	1387,9	48,4
01-39	380	16109	2,3	3,19582	2,0	0,24976	1,1	0,52	1437,2	13,6	1456,1	15,6	1483,8	32,4	1483,8	32,4
01-40	91	22287	0,8	5,49371	3,4	0,34053	2,1	0,62	1889,2	34,8	1899,6	29,5	1911,0	48,4	1911,0	48,4
01-41	164	24593	2,9	2,22026	1,5	0,20287	1,0	0,65	1190,7	10,9	1187,5	10,8	1181,5	23,4	1181,5	23,4
01-42	141	37883	1,7	4,37642	1,7	0,30582	1,3	0,79	1720,1	19,9	1707,9	13,7	1692,9	18,6	1692,9	18,6
01-43	108	19098	1,9	4,81900	1,8	0,32434	1,0	0,55	1810,9	15,8	1788,2	15,3	1761,9	27,9	1761,9	27,9
01-44	135	16619	1,0	3,26467	2,4	0,25468	1,9	0,77	1462,6	24,6	1472,7	19,0	1487,3	29,7	1487,3	29,7
01-46	95	18957	0,6	4,71301	1,4	0,31458	1,0	0,69	1763,2	15,4	1769,6	12,1	1777,0	19,0	1777,0	19,0
01-47	236	43189	2,7	2,35198	1,7	0,21114	1,0	0,58	1234,9	11,2	1228,2	12,3	1216,4	27,6	1216,4	27,6
01-48	661	9829	2,3	2,30055	1,9	0,20458	1,4	0,78	1199,9	15,9	1212,5	13,2	1234,9	23,1	1234,9	23,1
01-49	128	6153	0,6	2,01970	2,0	0,18779	1,0	0,50	1109,4	10,2	1122,2	13,6	1146,9	34,5	1146,9	34,5
01-50	285	6603	1,6	1,60880	5,9	0,15496	5,6	0,96	928,7	48,7	973,6	36,7	1076,5	32,5	1076,5	32,5
01-51	161	12886	1,2	3,85614	9,3	0,26663	1,3	0,14	1523,7	17,8	1604,6	74,9	1712,4	169,1	1712,4	169,1
01-52	111	23179	0,7	4,96737	4,4	0,32962	4,2	0,95	1836,6	67,3	1813,8	37,4	1787,7	24,4	1787,7	24,4
01-54	79	9282	0,5	2,63991	2,9	0,22804	1,2	0,43	1324,2	14,9	1311,8	21,3	1291,7	50,7	1291,7	50,7
01-55	232	13802	0,6	5,60153	4,9	0,33565	4,7	0,97	1865,7	76,3	1916,3	41,9	1971,6	21,3	1971,6	21,3
01-56	101	12486	1,4	5,66443	2,4	0,34278	1,9	0,78	1900,0	30,9	1926,0	20,8	1954,0	27,1	1954,0	27,1
01-57	261	82574	3,2	6,81190	2,0	0,38200	1,4	0,68	2085,6	24,6	2087,3	18,1	2088,9	26,6	2088,9	26,6
01-58	233	29674	2,9	2,64572	1,9	0,22361	1,3	0,69	1300,9	15,1	1313,5	13,7	1333,9	26,1	1333,9	26,1
01-59	319	8399	3,4	2,07729	8,3	0,18022	7,7	0,92	1068,2	75,4	1141,3	57,1	1283,2	63,9	1283,2	63,9
01-60	103	22208	1,3	2,57191	2,1	0,22078	1,4	0,68	1286,0	16,8	1292,7	15,5	1303,8	30,1	1303,8	30,1
01-61	151	18572	1,5	6,63055	1,7	0,37557	1,2	0,70	2055,5	21,0	2063,4	15,0	2071,3	21,4	2071,3	21,4
01-62	67	5437	2,2	3,47160	2,2	0,25646	1,8	0,81	1471,7	23,8	1520,8	17,5	1589,8	24,1	1589,8	24,1
01-63	175	20354	2,0	2,31504	2,6	0,20659	2,0	0,75	1210,6	21,9	1216,9	18,7	1228,0	34,0	1228,0	34,0
01-64	88	29069	1,0	4,98149	2,6	0,32776	2,1	0,80	1827,5	33,6	1816,2	22,3	1803,2	28,8	1803,2	28,8
01-65	378	8531	1,5	2,65005	3,1	0,22027	2,9	0,94	1283,3	33,7	1314,7	22,8	1366,1	20,7	1366,1	20,7
01-66	262	17271	1,3	6,13379	4,0	0,35956	3,9	0,95	1980,1	65,7	1995,1	35,3	2010,6	21,7	2010,6	21,7
01-68	100	10744	0,9	1,81513	2,7	0,17706	2,1	0,79	1050,9	20,5	1050,9	17,5	1051,0	33,1	1051,0	33,1
01-69	83	12120	1,0	4,52562	4,1	0,30819	3,3	0,81	1731,8	49,7	1735,7	33,7	1740,4	43,8	1740,4	43,8
01-70	42	8842	1,2	6,49195	2,4	0,37125	1,4	0,59	2035,3	24,8	2044,8	21,1	2054,4	34,0	2054,4	34,0
01-71	539	15474	4,3	6,53784	7,6	0,36675	7,0	0,92	2014,1	120,5	2051,0	66,8	2088,3	52,3	2088,3	52,3
01-72	99	12927	1,7	2,05481	2,3	0,19141	1,2	0,50	1129,0	11,9	1133,9	15,8	1143,3	39,9	1143,3	39,9
01-73	123	24869	2,4	2,78089	3,7	0,23474	3,0	0,81	1359,3	37,2	1350,4	27,8	1336,3	41,8	1336,3	41,8