

**Estratigrafía del Neógeno de Quebrada Agua de  
Las Burras, Lomas de La Dehesa,  
Departamento de Ullúm, San Juan**

**Roque Mario Trozzo**



**Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales  
Universidad Nacional de San Juan**

**2011**

	<b>Página</b>
<b>RESUMEN</b>	<b>3</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>4</b>
<b>1- INTRODUCCIÓN</b>	<b>5</b>
1-1 . Motivos y Objetivos del trabajo.	5
1-2 . Ubicación del área estudiada y vías de acceso.	5
1-3 . Metodología de trabajo.	7
1-4 . Antecedentes.	9
<b>2- FISIOGRAFÍA</b>	<b>11</b>
2-1. Orografía.	11
2-2. Hidrografía.	11
2-3. Clima.	11
2-4. Flora, Fauna y Suelo.	12
2-5. Recursos Económicos.	12
<b>3- GEOLOGÍA REGIONAL</b>	<b>13</b>
3-1. Estratigrafía.	13
3-2. Estructura.	33
3-3. Geomorfología.	38
<b>4- GEOLOGÍA LOCAL</b>	<b>40</b>
4-1.Estratigrafía – Unidades .	40
4-1-a. Columna Estratigráfica Quebrada Agua de las Burras	40
4-1-b. Gráfico Columna Sedimentaria	82
4-1-c. Cuadro de resumen de Litofacies	83
4-1-d. Descripción de litofacies Neógenas	85
4-1-e. Descripción e interpretación de las asociaciones de facies	91
4-2. Estructura	99
<b>5- CONCLUSIONES</b>	<b>102</b>
<b>6- BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>106</b>
<b>7- APÉNDICE N° 1: PLANILLA COLUMNA ESTRAFIGRÁFICA</b>	<b>116</b>
<b>8- APÉNDICE N° 2: PLANILLA PALEOCORRIENTES</b>	<b>117</b>

## RESUMEN

En el presente trabajo se realizó en la quebrada Agua de las Burras, ubicada en el sur de las lomas de La Dehesa, la presencia de cuatro unidades formacionales neógenas, dos de las cuales son inéditas para la zona. En este sector de las lomas de La Dehesa las unidades neógenas más antiguas están afectadas por deformación tectónica a gran escala, lo que dificultó el trazado de un perfil continuo.

En base a los antecedentes de carácter regional se confirmó la presencia de las formaciones Albarracín y Mogna. La primera formación se identificó en base a su miembro tobáceo (caracterizado por flujos piroclásticos y tufitas), mientras la segunda formación se reconoció en base a sus típicos conglomerados reconocibles en otras áreas de la provincia de San Juan.

Los trabajos de campo realizados permitieron identificar dos nuevas unidades. Las mismas fueron asignadas a Formación Río Jáchal, y Formación El Corral. La Formación Río Jáchal se la reconoce en base a su posición estratigráfica, pasaje transicional a Formación Mogna y algunas características sinsedimentarias en común con la unidad aflorante en la cercanía de la localidad de Mogna. Además la Formación El Corral se la identificó en base a sus características sedimentológicas y posición estratigráfica al tope de la columna. Estas sedimentitas son de características similares a otros sectores de Precordillera como las aflorantes en el núcleo del sinclinal de loma de Las Tapias, distante a 20 km al sureste. Esta sería la primera mención de las formaciones Río Jáchal y El Corral en las lomas de La Dehesa.

El presente trabajo se complementa con el Trabajo de Licenciatura de Eduardo Héctor Silva, gran compañero de campañas, realizado en la cercana quebrada de La Dehesa. Lo que permitió reconocer las variaciones laterales de las cuatro unidades formacionales.

## Agradecimientos

A Inés por su gran paciencia y su amor...

Carlos, Eugenia, Agustín, Simón y Juan Cruz por ser mis faros en este mar tormentoso

A los ausentes: mis abuelos, mi padre, tíos, scouts y varios profesores.

A los motores de la semana, mis Hermanos Menores y Hermanos Scouts.

Me faltarían hojas y memoria para enumerar las incontables personas que me marcaron y modelaron como licenciado en ciencias geológicas. Adriana, Eduardo, Silvio, Vicente y Victor que me apoyaron y alentaron en este último paso. Al personal de apoyo universitario mis mayores reverencias ya que por su trabajo y aliento, muchas veces mas allá de su deber, he crecido como ser humano. Desde el personal administrativo, de la biblioteca y del comedor universitario, hasta los choferes de la Facultad de Exactas, Físicas y Naturales; vayan mis mayores agradecimientos.

Por último, y no en el fondo de mi corazón sino llenándolo completamente, mis compañeros de aventuras Alfredo, Pablo, Martín, Claudio, Daniel, Alejandro, Juan y José Luis. Y a todos los scout que me dieron mis mejores vivencias y aun me sufren...

“Bajo la sombra de un añoso algarrobo descansan los aventureros, a un costado aún humean los maderos. Un ‘untable’ ha sido saboreado y con él se aclaran las ideas de la labor realizada... Un simple comentario y vuela la esperanza para una nueva campaña... Entre risas y bromas solo quedan los ecos de los cansados pasos que llevaron a ese momento... solo falta brindar por los logros alcanzados... SALUD TRABAJO Y AMISTAD es el único deseo.”

## 1 INTRODUCCIÓN

### 1-1. Motivos y objetivos.

El presente trabajo se realizó para cumplir el requisito establecido por la carrera en Ciencias Geológicas, de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan y obtener el título de licenciado en Ciencias Geológicas.

Se propuso el siguiente objetivo: **determinar las posibles unidades formacionales neógenas aflorantes en el área de estudio.** A través de la descripción macroscópica detallada de facies sedimentarias clásticas y piroclásticas. La determinación e identificación de contactos de unidades estratigráficas. Y definir asociaciones de facies a fin de interpretar los procesos que le dieron origen y su ambiente. De esta manera contribuir a la caracterización estratigráfica del Neógeno de las lomas de La Dehesa.

Antes del presente trabajo el Neógeno de la lomas de La Dehesa era conocido por una serie de publicaciones de índole regional. Para poder resolver problemas de correlación con otras áreas de Precordillera, era necesario un estudio estratigráfico-sedimentológico del área. Para ello el presente trabajo en la quebrada Agua de las Burras se enmarca en el plan de investigación general de un proyecto de carácter regional, previsto por la Universidad Nacional de San Juan. La elección del área y objetivos fueron coordinados por la directora del proyecto, Licenciada Adriana Bracco. Este trabajo se desarrolló a través del Gabinete de Estratigrafía del Instituto Geológico Doctor Emiliano Pedro Aparicio (INGEO) como parte del proyecto bianual *“Análisis Tectosedimentario del Neógeno de Lomas de la Dehesa, Departamento Ullum, San Juan, Argentina.”* Código 21E/855, aprobado por la Secretaría de Investigación de Ciencia y Técnica (CICITCA) según Resolución N° 034/08-CS Universidad Nacional de San Juan.

### 1-2. Ubicación del área estudiada y vías de acceso.

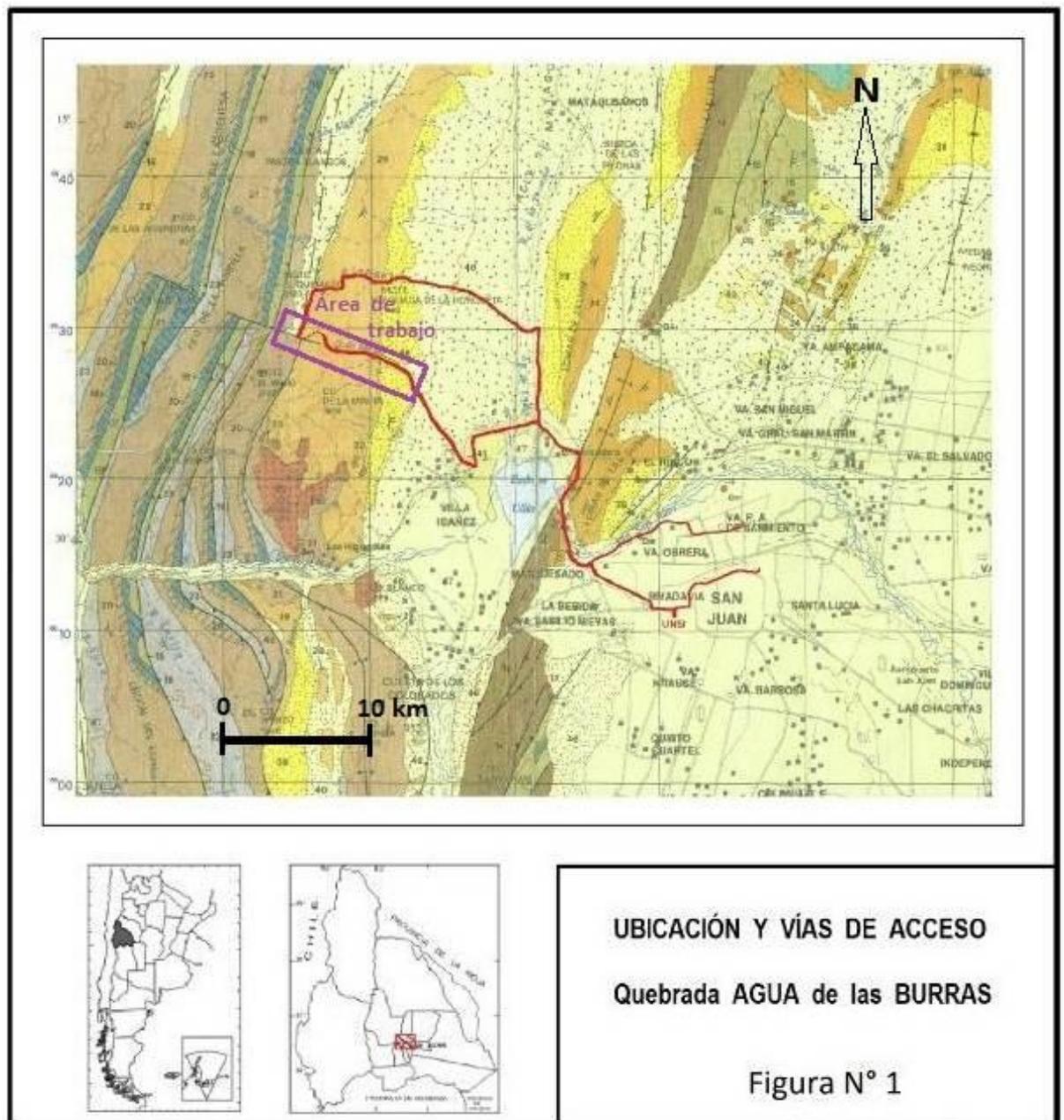
La zona de estudio se encuentra ubicada a 8 km aproximadamente al noroeste de la localidad cabecera del departamento de Ullum, y a 24 km. al oeste de la ciudad capital de San Juan. Geográficamente esta área pertenece al extremo sur de las lomas de La Dehesa, ubicadas en la margen oriental de la sierra homónima. Geológicamente pertenece al borde oriental de Precordillera Central (Figura N° 1).

La zona de trabajo propuesta se ubica entre los paralelos 31° 22' y 31° 25' de latitud sur y entre los meridianos 68° 45' y 68° 52' de longitud oeste, cubriendo un área de 14 Km<sup>2</sup>. La sección de la quebrada estudiada abarca una extensión aproximada de 6 km de longitud en sentido oeste-este.

Se accede por la ruta provincial N° 60 en dirección al Embalse de Ullum, bordeando el perilago por su extremo norte, dicha ruta está pavimentada y se encuentra en excelente estado. Pasando la entrada del complejo Palmar del Lago se empalma con la ruta provincial N° 54, este es un camino de tierra consolidado paralelo a la exlínea del Ferrocarril General Belgrano, recorriendo un total de 6 km en dirección norte. Luego se desvía hacia el oeste, por una huella

de tierra en regular estado de conservación, unos 10 km hasta llegar a la boca de la quebrada. Se atraviesa por completo las lomas de La Dehesa en dirección oeste y luego se desvía hacia el sur unos 4 km por una huella sin marcar, muy arenosa, hasta llegar a la quebrada de estudio luego de atravesar un portezuelo sin nombre topográfico (Figura N° 1).

Otro acceso es por la ruta provincial N° 60 hasta Villa Ibáñez, ingresando por el callejón Serrano hasta su culminación, en donde se desvía hacia el norte 1,5 km. Se empalma por una huella zigzagueante hacia el oeste unos 6,5 km para ingresar a la quebrada (Figura 1). Este último tramo es de difícil acceso. No posee mantenimiento y está muy cortado por las ocasionales crecientes.



### 1-3. Metodología de trabajo.

Las tareas realizadas se dividieron en tareas previas de gabinete, tareas de campo y tareas finales de gabinete

Tareas previas de gabinete.

I) Recopilación y análisis de antecedentes bibliográficos.

II) Observación directa del Google Earth (Figura N° 2). Fotointerpretación de imágenes satelitales a escala 1: 150.000, para confeccionar el mapa geomorfológico de lomas de La Dehesa (Figura N°7).

III) Delimitación de las distintas unidades geológicas así como también posibles lineamientos, en base a las diferentes tonalidades, texturas, contactos y demás características observables tanto en la fotografía aérea como en la imagen satelital. Confección del mapa estructural de lomas de La Dehesa (Figura N° 6).

IV) Elección de la traza del perfil quebrada Agua de las Burras, mediante el análisis del rumbo de las estructura (foto aérea e imagen satelital), utilizándose dos tramos en dos quebradas diferentes y cercanas para la realización completa de la columna estratigráfica.

V) Ampliación de fotografías aéreas de escala 1:50.000 a escala 1:20.000 para uso de control de campo y apoyo del GPS.

VI) Confección de planillas estratigráficas para registro de los datos de campo.

VII) Confección de un código de facies basado en Miall (1977, 1978 y 1985) de ambiente fluvial y sus adaptaciones por Massari (1983) y Milana (1987, 1989 y 1991) para ambientes aluviales.



Figura N° 2: imagen satelital quebrada Agua de las Burras

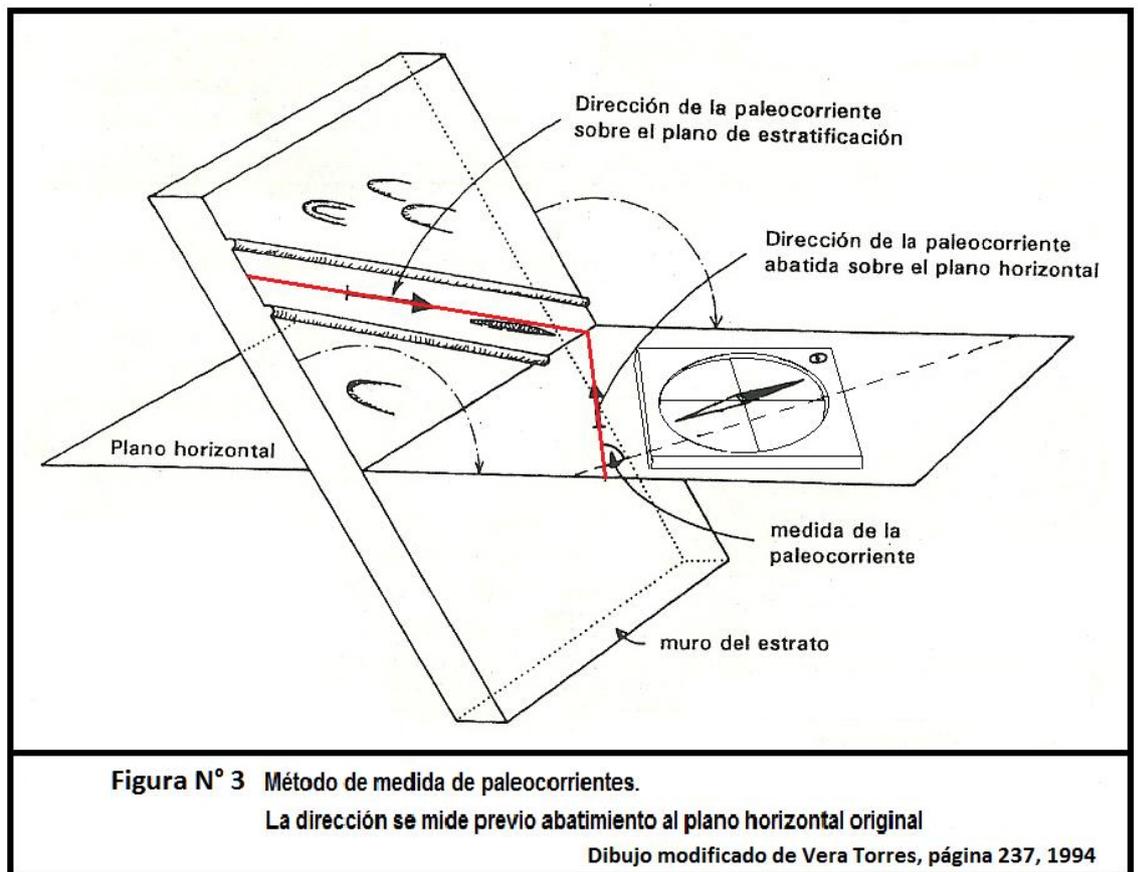
Tareas de campo:

I) Reconocimiento de las vías de acceso a la quebrada Agua de las Burras e identificación de las principales unidades Neógenas, para la planificación de la estrategia a desarrollar, en base a las fotografías aéreas ampliadas.

II) Medición de perfiles estratigráficos de detalle con brújula, pasos, GPS y fotografía aérea ampliada. Métodos de medición directa de espesores, cinta métrica y GPS. Confección de la columna estratigráfica por las quebradas seleccionadas, utilizando para ello una poligonal abierta en forma escalonada, cuyos lados sean paralelo al rumbo y normal a este.

III) Descripción de estructuras sedimentarias. Relaciones de base - techo y geometría de las litofacies. Descripción textural y composicional de los bloques y clastos. Confección de planillas estratigráficas (APÉNDICE N° 1).

IV) Medición de paleocorrientes con el método de rebatido del rumbo utilizando un acrílico transparente y brújula geológica. (Figura N° 3; Vera Torres, 1994, APÉNDICE N° 2)



IV) Muestreo sistemático de rocas volcánicas, ubicando los puntos de muestreo con GPS y en fotos aéreas ampliadas, se tomaron 7 muestras. El estudio de estas muestras quedó fuera del objetivo del presente trabajo y serán analizadas en detalle por especialistas, como parte del proyecto ante mencionado.

V) Fotos de campo para ilustrar rasgos generales y de detalle, ubicación con GPS, y descripción en la libreta de campaña.

Tareas finales de Gabinete:

- I) Confección de las columnas litoestratigráficas a escala 1:12.500 (Figura N° 8).
- II) Completar mapas estructurales y geomorfológicos a escala 1:150.000 (Figuras N° 6 y 7).
- III) Confección de mapas geológicos – estructural de la quebrada Agua de las Burras a escala 1: 62.500 (Figura N° 10).
- IV) Análisis e interpretación de facies presentes en la sucesión estratigráfica.
- V) Determinación, descripción e interpretación de las asociaciones de facies.
- VI) Propuesta de un modelo de facies y del tipo de vulcanismo asociado. Relación genética con el complejo andesitas y dacitas de Ullum – Zonda (Figura N° 9).
- VII) Control y definición de las unidades Neógenas aflorantes en el área de estudio respetando el código estratigráfico y dando prioridad a las unidades formacionales descriptas en áreas adyacentes por otros autores a fin de evitar nuevas nomenclaturas estratigráficas.
- VIII) Correlación de las columnas estratigráficas de las quebradas de La Dehesa y Agua de las Burras (Figura N° 11).
- IX) Redacción de informe final

#### **1-4. Antecedentes.**

En este apartado se analizarán los antecedentes bibliográficos de Precordillera Central y Oriental que circundan el área de estudio, poniendo énfasis en los afloramientos neógenos. Los depósitos de edad cenozoica ocupan en nuestro país una superficie aflorante del orden de los 380.000 km<sup>2</sup>, esto corresponde a una séptima parte de la extensión continental de la República Argentina. Estos depósitos son continentales, marinos y de naturaleza ígnea, estos últimos preferentemente efusivos. En sentido vertical este periodo ostenta las pilas sedimentarias más potentes, se han medido en forma continua más de 7.600 m de depósitos continentales en la zona de los Valles Calchaquíes. Esto habla por sí solo de la importancia que tienen los terrenos cenozoicos en nuestro país (Yrigoyen, M.R., 1969).

Stappenbeck (1910) denomina Estratos Calchaqueños a los depósitos cenozoicos, Groeber y Tapia (1926) los dividen en Inferior, Medio y Superior. Kelly (1962) asigna nombres formacionales a los depósitos cenozoicos del norte de Precordillera. Desde fines de la década del 60, en Precordillera sanjuanina, se incorporan nuevos elementos de juicio para el reconocimiento de distintas formaciones, como la valoración de las discordancias existentes y la interrelación de rocas eruptivas y sedimentarias (Yrigoyen, M.R., 1969; Consultora Edison – Harza, 1969).

Diversos autores han trabajado en el complejo volcánico de Ullum - Zonda. Cabe mencionar los primeros trabajos de Leveratto (1968 y 1976) quien puso énfasis sobre el magmatismo subvolcánico cenozoico y su estructura, en la zona oeste del valle de Ullum –

Zonda a la altura del río San Juan, en la quebrada de Albarracín. Unidades cenozoicas ricas en materiales piroclásticos fueron denominadas por él como Formación Albarracín y extendió este nombre a las unidades cenozoicas al norte del río San Juan. Pandolfo (1975), de la Universidad de Buenos Aires en su trabajo de tesis de licenciatura, nombra varias formaciones cuaternarias, y unifica bajo la Formación Albarracín a todas las sedimentitas neógenas del valle de Ullum – Zonda.

Se lograron significativos avances durante la década del 80 con los trabajos de Jordan *et al.* (1983); Johnson *et al.* (1984); Bercowsky *et al.* (1986); y Tabbutt *et al.* (1987), los que asignaron a estos depósitos una edad Mioceno alto, habiéndose depositado en una cuenca de antepaís (Jordan *et al.*, 1983). De igual manera fueron reconocidas facies fluviales y aluviales (Jordan *et al.*, 1983; Bustos, N, 1984; Beer *et al.*, 1987; Bercowsky *et al.*, 1987); así también fue detectada la presencia de flujos piroclásticos y otros materiales volcánoclasticos (Johnson *et al.*, 1986; Bercowsky y Figueroa, 1987).

En los terrenos aledaños al Embalse de Ullum (loma de Las Tapias) diversos autores han contribuido con la nomenclatura y posición estratigráfica de las sedimentitas neógenas. Inicialmente se las denominó Formación Ullum (Consultora Edison-Harza, 1969), Furque (1973 citado en Serafini *et al.*, 1985) la dividió en tres miembros. Weidmann *et al.* (1985) dividiénden y denominan a estas sedimentitas en Formación Lomas de Las Tapias y Formación Mogna. Para estos últimos autores la Formación Lomas de Las Tapias es contemporánea con Formación Albarracín. Rodríguez (2004) denominó al extremo superior de Formación Mogna como Formación El Corral, en el núcleo del sinclinal de loma de Las Tapias. Los trabajos de índole paleontológicos de Contreras *et al.* (1990 y 2001) contribuyen al conocimiento de esta zona, lo que motivó declarar a lomas de Las Tapias como área protegida por su riqueza paleontológica.

Al norte de la precordillera oriental en la localidad de Mogna, Milana en su tesis doctoral (1991) identificó el Grupo Pontón Grande compuesto por distintas unidades neógenas, algunas caracterizadas por material volcánoclastico intercalado entre los terrígenos. En trabajos posteriores (Milana, 2003) diferenció a la Formación El Corral de la Formación Mogna, ambas netamente conglomerádicas, de acuerdo a su génesis fluvial o aluvial. Los trabajos de Milana (1991 y 2003) en los afloramientos de sierra de Mogna son la culminación de anteriores emprendimientos como los realizados en la confección de la Hoja Geológica 18C Jáchal. (Furque, 1979), y la Hoja Geológica 19D Mogna (Cuerda, *et al.*, 1984).

Los trabajos realizados por el SEGEMAR para la confección de la Hoja Geológica 3169-IV San Juan a escala 1:250.000 (Ramos *et al.*, 2000); dividieron el área de lomas de La Dehesa en dos unidades neógenas, Formación Albarracín y Formación Mogna, sin mencionar los criterios utilizados para esta división. Nuevos investigadores de la Universidad Nacional de San Juan a través de numerosos trabajos de licenciatura profundizaron el estudio de las unidades cenozoicas desde fines del siglo pasado y comienzos del presente siglo, podemos mencionar a Carrizo (1993); Ahumada Cuello (2004 y *et al.* 2005); Torres (2010), en su mayoría de carácter petrográfico - económico en el área del complejo volcánico Ullum – Zonda. Algunos autores mencionan a este último como complejo Río Blanco (Ahumada, 2004, Weidmann *et al.*, 2007, Torres, 2010, entre otros). En lomas de La Dehesa Contreras y Bracco han realizado aportes paleontológicos (comunicación verbal, 2011). Un estudio estratigráfico detallado de lomas de La Dehesa se está realizando actualmente (Bracco, tesis doctoral).

## **2-FISIOGRAFÍA**

### **2-1. Orografía.**

Se pueden identificar dos sectores morfológicos principales: el primero formado por la sierra de La Dehesa, el segundo por las lomas de La Dehesa y de Ullum (Figuras N° 1 y N° 7: Geomorfología). La sierra de La Dehesa constituye una unidad montañosa elongada en dirección Norte-Sur, desde el río San Juan hasta la quebrada de Talacasto (Aparicio, 1984). Presenta fuertes pendientes en su flanco oriental debido a la presencia de una escarpa de falla regional.

Las lomas de La Dehesa y de Ullum comprenden un conjunto de lomadas suaves desarrolladas sobre sedimentitas neógenas separadas por la depresión del valle de Matagusanos. La elevación máxima de la lomas de La Dehesa supera los 1050 metros sobre el nivel del mar (msnm), mientras que en las lomas de Ullum no alcanzan los 1000 msnm. Desde el punto de vista regional lomas de La Dehesa constituye una zona de menor altura respecto a los cordones paleozoicos, a saber, sierra de La Dehesa por el oeste (máxima altura 2800 msnm) y sierra de La Cantera más al oeste, cuya altura supera los 3.000 msnm. Cabe destacar en el límite sur de las lomas de La Dehesa y al norte del río San Juan el cerro La Sal de casi 1700 msnm, bordeado al este por la sierra de Punta Negra de 1380 msnm como altura máxima.

### **2-2. Hidrografía.**

La zona se caracteriza por poseer precipitaciones anuales menores a los 160 mm, elevada evaporación y ríos de tipo influentes. Las crecidas son de corta duración durante las épocas estivales, aumentando a fines de Enero hasta fines de Febrero (Zakalik *et al.*, 1990).

Los arroyos que bajan de la sierra de La Dehesa y de las lomas de La Dehesa presentan durante la mayor parte del año su cauce seco, pero en algunos sectores el nivel freático corta la superficie topográfica provocando surgencias de agua. El río de la Travesía recorre en sentido meridional al valle de Matagusanos, actúa como colector de los cauces transversales a las lomas de La Dehesa. Este es el principal afluente del río San Juan en este sector de Precordillera, y desemboca en el Embalse de Ullum. El río San Juan corre en forma permanente en dirección al este, siendo el principal río de la provincia (Zambrano, 1978).

### **2-3. Clima.**

El clima es de tipo desértico intermontano, con una gran radiación solar, y una elevada amplitud térmica diurna – nocturna. La región presenta una amplitud térmica casi constante, variando entre 14 °C y 16 °C, perteneciendo la máxima variación a la primavera de cada año. Las temperaturas máximas en promedio oscilan entre 16,2 °C para los meses de Junio-Julio y 32 °C en promedio para los meses de verano, alcanzando picos de 42 °C (temperaturas máximas absolutas). Las temperaturas mínimas medias van desde 1,5 °C en los meses de invierno, a 18 °C en verano. Las lluvias son de tipo torrenciales, de corta duración y ocurren principalmente durante los meses de verano. En el invierno las precipitaciones suelen ser níveas en la sierra de La Dehesa. El valor de precipitación anual no supera los 200 mm, la evapotranspiración (potencial) excede la precipitación media anual de modo que no hay

remanentes de agua, por lo que no existen corrientes de agua permanentes sino arroyos temporarios.

En cuanto a los vientos, los del sector sur y sureste predominan la mayor parte del año, siguiendo en importancia los del sector norte. Aunque poco frecuente, es característico de esta región el denominado viento Zonda, proveniente del sector noroeste, el cual es cálido y seco, principalmente en otoño y en menor medida en invierno. Los datos arriba mencionados corresponden a la estación meteorológica del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) ubicada en el departamento Pocito.

#### **2-4- Flora, fauna y suelo.**

La vegetación es escasa, corresponde con las características que distinguen a la “Provincia Fitogeográfica del Monte”. En las áreas montañosas es frecuente el chagua (*Bromelia hieronymi*), quisco (*Opuntia*), clavelillo, tusca (*Acacia lutea*), etc. En las llanuras aluviales pedemontanas prevalece la estepa arbustiva de neto carácter xerófilo como jarilla macho (*Larrea divaricata*), jarilla hembra (*Larrea fucifolia*), retamo (*Bulnesia retamo*), algarrobo blanco (*Prosopis alba*), brea (*Cercidium praecox*), chañar (*Gourlie spinosa*); a las que se agregan alineados en las quebradas secas el algarrobo (*Prosopis*), el algarrobito (*Prosopis fruticosa*). Cuando existen vertientes se agrupan en su cercanía cortaderas (*Cortaderia dioica*), chilcas (*Beaccharis salicifolia*), junquillo (*Sporobolus rigens*), pichana (*Cassin aphylla*), etc. Es escaso el desarrollo de cactáceas y gramíneas duras concentrándose en la bajada pedemontana.

Se han podido observar serpientes de Coral, Yarárá ñata, y Falsa Coral; lagartos de mediano tamaño (una nueva especie reconocida para San Juan que han sido identificadas por biólogos de nuestra facultad) y guanacos.

Los suelos de San Juan pertenecen al orden de los entisoles, suelo con pobre o nulo desarrollo edafogenético con una porción superficial de materia orgánica como evidencia de alteración pedogenética. El suelo es de origen aluvial y eólico principalmente, con elevada permeabilidad (Suvires, 1990).

#### **2-5. Recursos económicos.**

Los recursos económicos del área son de carácter minero y agrícola. Estos últimos están desarrollados en la cercanía de Villa Ibáñez. Son plantaciones de cultivos en áreas sin riego, a través de la ley de diferimiento impositivo. Predominan la vid, olivos y frutales, ubicados sobre la llanura de inundación del río San Juan y el valle del río de la Travesía.

Los recursos mineros se explotan en forma discontinua, algunos sin interés económico actual, tales como los depósitos de carbón y pelitas carbonosas de la sierra de La Dehesa. Antiguamente en la cercanía del cerro La Sal se explotaban depósitos de bentonita, caolín y travertino. Actualmente en el cauce del río de La Travesía existen varias empresas dedicadas a la explotación de arenas y ripios, utilizados como materiales para construcción (áridos).

### **3-GEOLOGÍA REGIONAL**

Bodenbender (1902) define a Precordillera como una provincia geológica, esta ha sido dividida en tres unidades morfoestructurales: Occidental, Central y Oriental. Precordillera Occidental y Central fueron definidas a partir de los estudios de Roleri y Baldis (1969), Baldis y Chebli (1969) y Baldis (1975 a). La Precordillera Oriental fue definida por Ortiz y Zambrano (1981) como una unidad morfoestructural.

Baldis *et al.* (1990) consideran que Precordillera Central se desarrolla tanto en las provincias de La Rioja como en San Juan. A esta última corresponden las sierras de La Batea, de Paslean, Negra, de Perico, Niquivil, La Chilca, Durazno, Los Pozos, Mogotes Azules, Hualilán, del Sapo, Talacasto, Invernada, Mogotes de Cortaderas y del Indio, sierra de La Dehesa, Pachaco, Bachongo, Alta de Zonda, y termina hacia el sur en una serie de cuchillas escalonadas entre el río Acequión y río del Agua.

Estructuralmente, cada uno de los cordones nombrados es una expresión orogénica de una fractura de corrimiento de alto ángulo en superficie y rápida horizontalización en profundidad (fallas lítricas). Muchas serranías son en realidad elevaciones alineadas del mismo corrimiento. Todo este haz de fracturas tiene vergencia hacia el este, con algunas excepciones, principalmente desarrolladas en el tramo norte-sur (Tambolar-Sasso) del río San Juan, en donde se encuentran expresiones de fracturación inversa con flancos inclinados al este y posiblemente relacionados a los corrimientos como fracturación antitética de los mismos (Baldis *et al.*, 1990).

#### **3-1. Estratigrafía.**

En el ámbito de la sierra de La Dehesa afloran esencialmente sedimentitas marinas del Eopaleozoico, Ordovícico (Tremadociano) a Devónico medio– superior?, en menor proporción depósitos marinos– continentales y continentales del Carbonífero. Los depósitos continentales del Neógeno se encuentran expuestos exclusivamente hacia el este de la sierra de La Dehesa, conformando las denominadas “lomas de La Dehesa”.

Existe efusividad solamente en los flancos de la faja de corrimientos; la misma está representada por cuerpos subvolcánicos cenozoicos en Hualilán y Ullum. Se generaron antes que los corrimientos y están en coincidencia con las megafacturas de Ambato y Salinas Grandes. Según Baldis (1975 c) se han implantado en la intersección con las fracturas precenozoicas limitadas del bloque central precordillerano. Las edades de las unidades formacionales que se describen a continuación han sido actualizadas según el cuadro estratigráfico de la ICS (*International Commission on Stratigraphy*) del 2008.

#### **Proterozoico**

##### **Basamento**

El basamento de Precordillera se conoce en forma indirecta (Castro de Machuca, 1990), a través de xenolitos de rocas cristalinas y metamórficas en las rocas volcánicas miocenas, dacitas y andesitas de Ullum (Leverato, 1968). Estos xenolitos han sido estudiados por Abbruzzi *et al.* (1993), quienes describieron xenolitos procedentes del cerro Blanco de

Zonda, que en general son pequeños fragmentos de anfibolitas (ricos en plagioclasa y hornblenda), menores a 3 cm de diámetro. Los xenolitos al norte del río San Juan están constituidos por anfibolitas y ortogneis biotítico. También se han encontrado xenolitos de granulitas piroxénicas y gneis granulíticos con piroxeno y granate, que alcanzan hasta 25 cm de diámetro. El estudio isotópico de estos xenolitos ha permitido asignar una edad mínima de  $1188 \pm 122$  ma. Para el basamento metamórfico de la Precordillera (Abbruzzi *et al.*, 1993). Posteriormente Kay *et al.* (1996), por Ur-Pb en circones obtuvieron, para xenolitos de este sector de la Precordillera, edades de  $1188 \pm 54$  ma.

## **Paleozoico**

### **Ordovícico**

#### **Formación San Juan (Kobayashi, 1937 y Furque, 1963. Tremadociano – Darriwiliano).**

En el área de la sierra de La Dehesa afloran calizas masivas fosilíferas. Su base se desconoce por efectos tectónicos, mientras que el techo está cortado por una discordancia erosiva paraconcordante, por el conglomerado con clastos de chert de la Formación La Chilca. Esta elimina al miembro superior lajoso de la Formación San Juan, el que si está reconocido en otros sectores de Precordillera (Beresi, 1990; Peralta *et al.*, 1999). Para Precordillera Central el espesor máximo es de 300 m (Peralta *et al.*, 2003).

Cabe mencionar la presencia, en la parte superior, de bancos delgados a medianos de K-bentonitas intercalados con las calizas masivas. Los que son correlacionables con los reconocidos en el área de Talacasto y otras secciones del norte de Precordillera (Kolata *et al.*, 1994; Huff *et al.*, 1995; Bergström, *et al.*, 1996).

Según Keller *et al.*, 1994, la Formación San Juan, para todo el ámbito de Precordillera, está integrada solamente por calizas lajosas y margas que poseen una abundante fauna de plataforma abierta con trilobites, braquiópodos, crinoideos, esponjas y arrecifes de estromatoporidos.

La edad de esta unidad abarca desde el Tremadociano superior con la Zona de *Paltodus deltifer* hasta el Floiano con la Zona de *Oepikodus evae*, aunque en la localidad del Villicum alcanzan hasta el Darriwiliano con la Zona de *Eoplacognatus suecicus* (Sarmiento, 1986) y *Annamitella forteyi* (Vaccari, 1993). Estas edades evidencian una superficie diacrónica para el tope de la unidad siendo más joven de norte a sur (Hünicken, 1985 y Beresi, 1988).

## **Silúrico**

### **Grupo Tucunuco (Cuerda, 1969):**

#### **Formación La Chilca (Cuerda, 1966. Hirnantiano - Wenlockiano).**

En este sector de Precordillera Central los depósitos presentan un espesor reducido, hasta 1,5 m en la cercana quebrada de Los Algarrobos (Figura N° 6, Mapa estructural), en otros sectores de Precordillera el espesor varía entre 25 m y 85 m (Peralta *et al.*, 2003). Su

base, paraconcordante, está representada por un conglomerado de chert, continúan bancos medianos de arenisca cuarzosa, con escasas intercalaciones de fangolitas. Es correlacionable con el miembro de cuarcitas azules aflorantes en la quebrada de Talacasto, definido por Baldis *et al.* (1984). Cuerda *et al.* (1988) en el área de Talacasto reconoció, en las fangolitas por encima del conglomerado de chert basal, una rica fauna de graptolitos tales como *Glytograptus persculptus* y probablemente la zona de *Parakidograptus acuminatus* y *Atavograptus atavus*. Estas zonas de graptolitos junto a *Normalograptus persculptus* permiten definir la edad hirnantiana de esta formación (Rickards *et al.*, 1996).

Peralta *et al.* (1999) reconoce en las psamitas estructuras *hummocky* que indican una plataforma dominada por tormentas. Las trazas fósiles son principalmente de desplazamiento (“*repichnia*”) como es el caso de *Planolites* y *Paleophycus*, asociadas a trazas de alimentación (“*fodinichnia*”) como es el caso de *Chondrites* y *Zoophycos*. Las trazas de tipo “*endichnia*” corresponden esencialmente a excavaciones con relleno arcilloso y, probablemente orgánico. Estas psamitas son cortadas por una superficie ferruginosa paraconcordante con la Formación Los Espejos. Esta superficie se la reconoce como una superficie de omisión debido a un importante cambio en el régimen de sedimentación, y es reconocida en varias localidades de Precordillera. Desde el punto de vista secuencial la Formación La Chilca se la representa como una secuencia depositacional regresiva, estrato - grano creciente.

### **Formación Los Espejos (Cuerda, 1969. Ludlowiano).**

En este sector de Precordillera Central los depósitos presentan un espesor de 102 m. Su base es paraconcordante y su techo está cubierto en igual relación con los depósitos de la Formación Talacasto del Devónico inferior. Peralta *et al.* (1999) reconocen los tres miembros definidos por Baldis y Peralta (1999) para esta unidad. Desde el punto de vista secuencial la Formación Los Espejos se la representa como una secuencia regresiva, estrato - grano creciente, con frecuente desarrollo de estructuras indicadoras de ambiente de plataforma dominada por tormentas (Peralta, 1990; Astini y Piovano, 1992).

El miembro inferior o de Lutitas Verdes y Moradas está constituido por fangolitas y lutitas con intercalaciones de concreciones esferoidales (de composición pelítico-fosfática y coloración pardo-amarillenta) y escasa participación de niveles arenosos (vaques). En las pelitas son frecuentes las trazas de *Chondrites* y *Planolites* asociadas con estructuras rellenas de excavación. Por sus características etológicas esta asociación se interpreta relacionada con la Icnofacies de *Cruziana*, desarrollada bajo condiciones de baja energía, con baja tasa de sedimentación, tal como lo sugieren los depósitos pelítico - fosfáticos asociados (Peralta *et al.*, 1999).

El miembro medio está integrado por bancos finos a medianos de areniscas (vaques cuarzosos) y pelitas bioturbadas, con frecuentes coquinas portadoras de la clásica “*shelly fauna*” del Silúrico precordillerano. Los vaques presentan marcas subestratales de carga (“*load cast*”), de corriente y herramienta (“*scour and tool marks*”), estas últimas corresponden a trazas fósiles *hypichniales*. Los braquiópodos más comunes son: *Harringtonina acutiplicata* Thomas, *Australina jachalensis* Clarke, *Clarkeia antisiensis*, *Castellaroina fascifer*, entre otros. En menor proporción se encuentran gasterópodos, trilobites, ostrácodos, tentaculitoideos y crinoideos (artejos), a ellos se asocian los restos de *Monograptus uncinatus* var. *notouncinatus* Cuerda, este último graptolito junto a *Monograptus argentinus* Cuerda son indicadores del Ludlowiano inferior (Cuerda, 1969).

El miembro superior consiste esencialmente de fangolitas bioturbadas con deformación sinsedimentaria, y algunas intercalaciones pelíticas fosilíferas. Continúa un banco de vaques con un nutrido cortejo icnológico, incluye trazas de desplazamiento, *Planolites*, *Paleophycus*, *Arenicolites* y *Chondrites*, que indican ambiente somero de plataforma, propio de la Icnofacies de *Cruziana*. El alto grado de bioturbación le concede a esta unidad un característico aspecto moteado (Peralta y Persia, 1999). La discontinuidad estratigráfica al tope de la Formación Los Espejos es reconocida en base a sus atributos sedimentológicos, mineralógicos y paleobiológicos, como una superficie de omisión (Peralta *et al.*, 1999).

## **Devónico.**

### **Grupo Gualilán (Baldis, 1975 a).**

#### **Formación Talacasto (Padula *et al.*, 1967. Devónico inferior).**

Presenta su sección tipo en la localidad homónima, con un espesor de 375 m, mientras que en la quebrada de los Algarrobos mide 320 m. Espizúa (1968) ha reconocido dos unidades informales:

- Una sección fosilífera inferior, compuesta por tres miembros de base a techo: Miembro de fangolitas verdosas bioturbadas, Miembro de areniscas azules (vaques y pelitas bioturbadas) y Miembro de areniscas con concreciones esferoidales;
- Mientras que la unidad restante correspondería al Miembro superior no fosilífero de lutitas verdes y moradas, Baldis (1975 a), que señala el pasaje transicional a la suprayacente Formación Punta Negra.

Cabe destacar que si bien de norte a sur la Formación Talacasto presenta una marcada disminución de espesor, esto no es acompañado por un cambio de facies como ocurre con los depósitos silúricos, a punto tal que los depósitos de esta formación pueden identificarse desde Jáchal hasta el sur del río San Juan, en sus cuatros miembros reconocidos por Espizúa (1968) y Baldis (1975a). La interpretación de las asociaciones fosilíferas de la Formación Talacasto, como comunidades bentónicas de plataforma, son señaladas por diversos autores entre ellos Padula *et al.* (1967), Baldis (1975 a y b) y Herrera (1993). Ello sumado a las interpretaciones del ambiente depositacional de esta formación, permiten dilucidar claramente un ambiente de plataforma externa dado por la presencia de facies de *Zoophycos* en cuerpos arenosos de marcada extensión regional, con estratificación entrecruzada (Peralta *et al.*, 1988, 1990). En base a su contenido faunístico, la edad de esta formación es referida al Devónico inferior en sentido amplio (Baldis, 1975 a y b; Herrera, 1993), estando caracterizada la misma por abundantes restos de braquiópodos articulados e inarticulados, trilobites, bivalvos, briozoarios, crinoideos, conuláridos, a los que se asocian diversas formas de ostrácodos. La fauna de braquiópodos de esta formación, clásicamente ha sido relacionada por diversos autores con la fauna de braquiópodos de la provincia Malvinocáfrica ("*Malvinokafric Realm*") (véase Baldis, 1975 a y b), lo que permite establecer la conexión de la cuenca precordillerana, con aquellas de las sierras Australes de Buenos Aires, Islas Malvinas y África.

#### **Formación Punta Negra (Braccini, 1949. Devónico medio-superior?).**

Es una de las unidades de más amplia distribución en Precordillera Sanjuanina, conforma el cuerpo principal de las sierras de La Dehesa y de Punta Negra. Se apoya en forma concordante sobre Formación Talacasto, y ambas unidades fueron incluidas por Baldis (1975 a) en el denominado Grupo Gualilan. Sus características sedimentológicas han sido estudiadas por González Bonorino (1975), Astini (1990) y por Peralta y Ruzycki de Berenstein (1990). Se reconocen dos unidades litoestratigráficas: una inferior de pelitas verdes y moradas, con intercalaciones de pelita con cemento ferro-fosfático, de 50 m de espesor. La siguiente unidad son 500 m de grauvacas o vaques verdosos a gris verdosos con intercalaciones de pelitas, frecuentemente bioturbadas, que contienen abundantes restos de plantas, por lo general macerales, carbonizadas. Los bancos de areniscas alcanzan espesores del metro, presentando por lo general base neta o erosiva, gradación normal, tope plano y/o ondulado, con frecuentes marcas subestratales de corriente, herramientas y carga, como así también trazas fósiles *hypichiales* y *epichniales* (Peralta y Baldis, 1990).

Los estudios realizados por Peralta y Ruzycki de Berenstein (1990) al identificar estructuras sedimentarias, tanto físicas como trazas fósiles, como las Icnofacies de *Nereites* para los tramos inferior y medio, e Icnofacies de *Cruzianas* para el tramo superior, corroboran un modelo depositacional somerizante hacia el techo. Su contenido fosilífero es abundante en trazas fósiles y restos de vegetales retransportados tales como *Haplostigma furquei*, *Cyclostigma sp.* y *Sporongonites sp.* (Baldis 1975 b) cuya edad fue inicialmente asignada al Devónico medio a superior. Posteriormente Herrera (1993) y Peralta *et al.* (1999), entre otros autores, en base al registro de braquiópodos, reinterpretan dicha edad asignando a la Formación Punta Negra al Devónico inferior a medio, pero como los restos de plantas no son diagnósticos se la considera como depositada durante el Devónico (Peralta *et al.*, 1999).

## **Carbonífero.**

### **Formación Tupe (Frengelli, 1944, Cuerda, 1965. Carbonífero medio – superior).**

Está conformada por areniscas feldespáticas (arcosa), en parte conglomerádicas a guijarrosas, de coloración amarillenta blanquecina y rosada. Presenta intercalaciones de pelitas, en parte carbonosas, con restos vegetales, ocasionalmente asociados a paleosuelos. En los bancos psamíticos predomina la secuencia grano-selección normal, con frecuentes estructuras de entrecruzamiento y laminación planar (Archangelsky, 1987; Bercowski y Zambrano, 1990). Antiguamente a esta unidad se la reconocía como Formación La Dehesa (Cuerda y Furque, 1983), sin embargo sus atributos litoestratigráficos, sedimentológicos y relaciones estratigráficas han permitido a Milana asignarlas a estas sedimentitas a la Formación Tupe (comunicación verbal en Peralta *et al.*, 1999).

## **Cenozoico.**

### **Neógeno.**

Debido a la abundancia de nombres formacionales describiremos al Neógeno dividiéndolo en sectores y sus antecedentes cronológicos.

**Cuadro N° 1: Antecedentes sector norte (Mogna y Huaco)**

Stappenbeck 1910	Groeber y Tapia 1926	Kelly 1962	Zambrano 1975	Furque 1979	Cuerda <i>et al.</i> 1981	Cingolani <i>et al.</i> 1981	Furque 1983	Aparicio 1984	Cuerda <i>et al.</i> 1984	Contreras <i>et al.</i> 1990	Milana 1991	Milana 1997
<b>ESTRATOS CALCHAQUEÑOS</b>												
<b>ESTRATOS CALCHAQUEÑOS</b>												
<b>Sup.</b>												
<b>Med.</b>												
<b>Inf.</b>												
Pz	Pz	Fm Cerro Morado	Fm Patquía (Paganzo III)		Fm Qda. de la Olla	Fm Qda. de la Olla			Fm Qda. de la Olla	Fm Cañón del Colorado	Fm Cañón del Colorado	Fm Patquía

**Cuadro N° 2: Antecedentes sectores sur y este (Quebrada Albarracín y Dique de Ullum)**

Stappenbeck 1910	Groeber y Tapia 1926	Leveratto 1968	Consultora Hedison-Harza 1969	Furque 1973	Pandolfo 1975	Weidmann R. <i>et al.</i> 1985	Serafini <i>et al.</i> 1985	SEGEMAR 2000	Ahumada 2004	Rodriguez 2004	Trozzo - Silva 2011
I	I	II	III	III	III	I	III	I	II	III	IV
<b>ESTRATOS CALCHAQUEÑOS</b>											
<b>Sup.</b>											
<b>Med.</b>											
Pz	Pz	Fm Punta Negra	Fm La Laja	Pz	Pz	Pz	Pz	Fm Punta Negra	Fm Punta Negra	Fm La Laja	Fm Punta Negra

I: Trabajo regional; II: Sector Q° Albarracín; III: Sector Dique de Ullum; IV: Lomas de la Deheza  
 A.U.: Andesita de Ullum; A.Z.: Andesita de Zonda; A. y D. Ullum: Andesita y Dacita de Ullum; Pz: Paleozoico

Los depósitos neógenos se desarrollan ampliamente en los valles intermontanos, alcanzando potencias de miles de metros en los valles de Bermejo, Mogna, Matagusanos, Ullum – Zonda y Acequión. Todos los depósitos son de carácter continental y asociados a eventos volcániclasticos. Solo se mencionan las unidades definidas en cada área, recordando que algunas formaciones afloran en más de un sector. El Cuadro N°1 corresponde al Sector Norte, está adaptado del trabajo de Contreras *et al.* (1990), e incluye los trabajos de Stappenbeck (1910), Groeber y Tapia (1926) y Milana (1991 y 1997).

El Cuadro N° 2 es una recopilación de trabajos de carácter regional (I) y locales (II, III, IV), que fueron tomados como base por los autores del presente trabajo y adaptados para la confección de dicho cuadro. En él se incluyen los Sectores Sur y Este. Los depósitos más cercanos a nuestra zona de trabajo se encuentran ubicados al este de la sierra de La Dehesa, en el valle intermontano ubicado entre el flanco occidental de la mencionada sierra y el flanco oriental de la sierra de La Cantera. El mejor grado de exposición de estas sedimentitas, se observa en las lomas de La Dehesa, en donde se ha realizado el presente trabajo (Cuadro N° 2). Estos afloramientos continúan hacia el norte del área de estudio, extendiéndose hasta la quebrada de Talacasto, y hacia el sur, sobrepasando el área del río San Juan (Contreras *et al.*, 1990 y Peruca, 1990). Otros depósitos neógenos cercanos a los del área de estudio son los aflorantes en las lomas de Ullúm y de Las Tapias. Ambos en el ámbito de Precordillera Oriental.

**Área sur:** Describimos las formaciones definidas al sur del río San Juan (Cuadro N°2).

### **Formación Albarracín (Leveratto, 1968. Mioceno inferior a superior).**

Fue reconocida en el área de la quebrada de Albarracín, al este del cordón de Punta Negra y también en la falda oriental de la sierra Alta de Zonda, donde constituye la base del cerro Blanco. El espesor aproximadamente de este conjunto es de 1.700 m y sobre la base de su litología ha sido dividida en tres miembros por Leveratto (1968):

Miembro basal: integrado por arcilitas, limolitas, areniscas conglomerádicas y conglomerados finos, con algunas intercalaciones de capas tobáceas y tufitas. La coloración va desde el rojo y castaño rojizo al castaño amarillento. Los conglomerados están mal seleccionados, con matriz arenosa y son poco resistentes. Los clastos poseen baja esfericidad y están compuestos principalmente por riolitas, andesitas y en menor proporción por granitos y areniscas. Tiene un espesor aproximadamente de 160 m.

Miembro tobáceo: se inicia con un paquete de bancos de tobas y tufitas gris blanquecinos, continúan capas de areniscas tobáceas conglomerádicas amarillentas. El resto de la porción inferior de este miembro está conformado por una alternancia de areniscas tobáceas, tufitas y tobas conglomerádicas de color blanquecino. La parte superior está constituida por intercalaciones de conglomerados, areniscas conglomerádicas de color castaño oscuro a moradas, areniscas y limolitas de color rosado a castaño oscuro. Bancos de brechas oligomícticas aparecen intercaladas en todo el miembro, con espesor de 10 m a 30 m. Este miembro ha sido estudiado en detalle por Figueroa (1987), Bercowski y Figueroa (1989) y Bercowski *et al.* (1993). Estos autores reconocieron la presencia de depósitos de oleadas piroclásticas, coladas piroclásticas, brechas de explosión, co-ignimbritas de proyección aérea y flujos de bloques. El espesor de este miembro es de 600 m a 700 m de acuerdo con Leveratto (1968). Una de las tobas ubicadas en la base de este miembro fue datada por el método de trazas de fisión en circón, Zr, (Tabbutt *et al.*, 1987), arrojando una edad de  $12,8 \pm$

1,4 ma. Finalmente Vergés *et al.* (1999) mediante estudios de datación radimétrica por trazas de fisión en circones, obtuvieron edades para el nivel volcánico inferior de la sucesión aflorante en la cabecera del río Albarracín, entre  $18 \pm 2$  y  $13 \pm 2$  ma.; para la parte media de la serie fluvial entre  $9 \pm 2$  y  $8 \pm 2$  ma. (Mioceno inferior – superior).

Miembro conglomerádico: este tercer miembro está constituido por paraconglomerados polimícticos (fanglomerado), de color pardo oscuro, que se torna más amarillento hacia la parte superior. Los clastos bien redondeados alcanzan un tamaño de 25 cm, predominando los de 3 cm a 10 cm. En cuanto a su composición prevalecen las rocas volcánicas de distinto tipo provenientes de Cordillera Frontal. La matriz es de arena gruesa a fina, con algo de limo, el cemento calcáreo es escaso. Tiene una potencia entre 700 m y 800 m (Leveratto, 1968).

Bercowski y Figueroa (1987) determinan por las características de los flujos piroclásticos, la presencia de *ground surge* (oleadas piroclásticas) y de brechas líticas, como pertenecientes a facies proximales y que el centro emisor para esa época se encontraba en las cercanías entre 5 km a 10 km. Los límites de Formación Albarracín, en la localidad tipo, son para la base una discordancia erosiva y levemente angular, que la separa de sedimentitas devónicas de Punta Negra; y para el techo, una falla que la yuxtapone (en contacto) a rocas de la unidad devónica mencionada (Contreras *et al.*, 1990). Para Figueroa (1987) los miembros inferior y superior de la Formación Albarracín representan una secuencia de abanico aluvial. Durante el desarrollo del mismo hubo un proceso de rejuvenecimiento tectónico. El miembro medio, piroclástico ha sido formado a partir del colapso gravitatorio de una columna eruptiva asociada a la implantación del cerro Blanco de Zonda.

### **Dacitas y Andesitas de Ullum - Zonda (Bodenbender, 1902. Mioceno medio a superior).**

Stelzner (1885) reconoce en la Precordillera sanjuanina la presencia de cuerpos subvolcánicos cenozoicos emplazados en las sedimentitas paleozoicas y neógenas. Bodenbender (1902) en las proximidades del río San Juan, en el cerro Blanco de Zonda, describe como dacitas a estos afloramientos. A los mismos hacen referencia también Stappenbeck (1910) y Stieglitz (1914). Las primeras descripciones petrográficas fueron efectuadas por Sobral (1918) en el cerro Blanco de Zonda. En trabajos posteriores son mencionadas por Bracaccini (1950) y Heim (1952). El primer levantamiento geológico y análisis de detalle fue realizado por Leveratto (1968) complementado años más tarde por el mismo autor (Leveratto, 1976) mediante datos geocronológicos y Kay *et al.* (1988) mediante estudios geoquímicos.

Leveratto (1968) al norte del río San Juan diferencia dos tipos de cuerpos subvolcánicos: 1) cuerpos relacionados íntimamente a los afloramientos de rocas paleozoicas (dacita-riolita con alteración hidrotermal), y 2) cuerpos dacíticos-andesíticos que ocupan la mayor superficie del área (cerros La Sal, Los Baños, Carrizalito, Blanco de Ullum, entre otros). Los cuerpos de composición dacítico - riódacítica y dacítico – andesítico se emplazan discordantemente en el eje de una estructura anticlinal formada en rocas eopaleozoicas y neógenas. En sectores se observa andesitas de color verdoso y grano fino con un 25 % a 30 % de xenolitos de anfibolitas (Leveratto, 1976). Los contactos con las rocas de caja son netos. Al sur del río San Juan las dacitas del cerro Blanco de Zonda intruyen sedimentitas devónicas y sedimentitas cenozoicas. En diferentes sectores del cuerpo subvolcánico hay enclaves de 20 m a 30 m de depósitos neógenos probablemente pertenecientes al miembro inferior de Formación Albarracín (Figura N° 5, Heim, 1952; en Estructura), pero para Pandolfo (1975) corresponden al miembro tobáceo. La deformación plástica que muestran las volcanitas a

llevado a interpretar que su emplazamiento se produjo cuando la roca no estaba totalmente consolidada, se lo considera un lacolito que inclina su base hacia el este, en concordancia con las capas neógenas (Leveratto, 1968). Litológicamente estas volcanitas corresponden a andesitas, sin cristales de cuarzo, el que de estar presente se concentraría en la pasta afanítica. La presencia de feldespato potásico en la matriz permitiría inferir una composición más dacítica, corroborada por los análisis químicos (Leveratto, 1968).

Leveratto (1968) interpreta tres etapas de vulcanismo: la primera etapa es de composición dacítico - riodacítica con alteración hidrotermal e intruye solo a rocas del paleozoico; la segunda etapa dacítica – andesítica intruye a los domos de la primera etapa y al Paleozoico, siendo la de mayor extensión areal; y la tercera etapa andesítica-dacítica intruye a la Formación Albarracín. Las dos primeras etapas se identificaron al norte del río San Juan y la tercera es identificada al sur del mismo río. Las dataciones de Leveratto (1976) en una dacita biotítica al norte del río San Juan, en Ullum, por el método de Ar /K en plagioclasa arrojan una edad de  $16 \pm 2,9$  ma.; un valor poco confiable ( $47 \pm 10$  ma.) es el único obtenido en dacitas del cerro Blanco de Zonda por Leveratto (1976), se lo considera anómalo, dado que podría ser explicado mediante contaminación por los numerosos xenolitos de anfibolitas precámbricas. Tabbutt *et al.* (1987) por el método de trazas de fisión en circón, en una toba, dataron una edad de  $12,8 \pm 1,4$  ma; la que se considera como inicio de la intrusión del domo del cerro Blanco de Zonda. Estos valores coinciden con las dataciones de Bercowski *et al.* (1993) de  $15,4 \pm 0,16$  ma. obtenidos por el método Ar <sup>40</sup> / Ar <sup>39</sup> en horblenda para la Secuencia La Chilca. Se interpretó que este complejo volcánico se desarrolló entre los 16 ma. y 6 ma., en concordancia con las manifestaciones volcánicas registradas en diferentes bancos de tobas en unidades cenozoicas de la región. Estas rocas estarían relacionadas con una continua migración del arco volcánico hacia el antepaís durante el Mioceno medio a superior (Jordan *et al.*, 1983; Kay *et al.*, 1988).

**Área norte:** Definida en las sierras de Mogna, Jáchal y Hualilán.

### **Formación Río Salado (Kelly, 1962. Mioceno inferior).**

La secuencia inicia con un miembro inferior (27 m) que sobreyace a las unidades mesozoicas y paleozoicas mediante una discordancia de bajo ángulo. Está formado por conglomerados clasto sostén discontinuos lateralmente. En Villicum Norte presenta solo 0,6 m, indicando que en realidad se trata de un depósito residual que rellena las irregularidades topográficas de la discordancia basal. Estos conglomerados se confunden con los de la Formación Cañón del Colorado (Jurásico), debido a su similar coloración, facies, grado de diagénesis y la discordancia enmascarada que los separa. Sin embargo los conglomerados neógenos truncan los diques cretácicos que intruyen la unidad jurásica y además presentan más clastos de rocas sedimentarias, en vez de la alta participación de rodados de basamento observados en las pefitas mesozoicas. Los conglomerados son mal seleccionados, con clastos angulares a subangulares y bloques de hasta 60 cm de caliza. Presentan estratificación horizontal mal definida, con algunas artesas de bajo ángulo y canales de escaso relieve (0,6 m a 1,5 m de profundidad) con numerosos niveles de pavimento. Hacia el techo del miembro se observan fangolitas homogéneas con clastos dispersos y evidencia de bioturbación, y los conglomerados son mantiformes de 30 cm a 60 cm de espesor. Milana *et al.* (2003) interpreta que este miembro fue depositado por corrientes tractivas de alta a mediana fluidez, de alta energía y escasa duración. Esto generó un depósito mal seleccionado, con estratificación

horizontal mal definida y hasta bloques sobredimensionados, pero siendo clasto sostén. La presencia de depósitos mantiformes hacia el techo corrobora esta interpretación apuntando a corrientes poco canalizadas en los ambientes de abanico aluvial. Los pavimentos de clastos sugieren el retrabajo por corrientes diluidas póstumas. La angularidad de los clastos sugiere una elaboración local o paralocal, que condice con la alta proporción de clastos de sedimentitas carbonáticas y clásticas, y la ausencia de vulcanitas ácidas o de clastos de basamento.

El miembro medio (127 m) caracteriza a Formación Río Salado. Está compuesto por limolitas laminadas a masivas, marrón rojizas, con escasas grietas de desecación, abundantes ondulitas y bioturbación, intercaladas con tobas verde claro a blanco. No se observan areniscas salvo en el sector cuspidal del miembro. Como accesorio hay escasos bancos carbonáticos delgados en los que se han descrito estructuras de deformación (pliegues tixotrópicos) (Cuerda *et al.*, 1984). La bioturbación es intensa y causa la homogeneización de intervalos fangolíticos completos, quedando algunos sectores con algo de estructura original definidas por capas de limo con numerosas perforaciones y laminación ondulítica. Los intervalos tobáceos bentonizados más gruesos muestran estructuras sedimentaria primaria (ondulitas y laminación paralela), y grietas de desecación. En Villicum Norte se observan estructuras de gran escala tales como discontinuidades erosivas y canales rellenos con limos, pero en Mogna esta unidad está compuesta por estratos planos concordantes. Milana *et al.* (2003) interpreta que este miembro fue depositado en un ambiente de tipo playa *lake* limoso, con épocas de inundación y otras de desecación, con accidentales lluvias de ceniza. A esta planicie llegaban sistemas de transporte terminales (con ausencia de canales), que generaron los depósitos más limosos que sugieren algo de energía tractiva. Los depósitos carbonáticos sugieren la presencia de vertientes salinas en las cercanías tales como las que se encuentran actualmente en La Laja, Albardón. Ello sugiere que hacia el sur podría haber existido un área positiva (sierra de Villicum), en donde se produjo la recarga de aguas carbonatadas debido a su tránsito por las calizas (Milana *et al.*, 2003).

El miembro superior (72 m): Este miembro consiste en areniscas finas a medias, de 2 m a 3 m de espesor, lateralmente persistente, de base levemente erosiva, intercalas con pelitas marrón rojizas. Algunos cuerpos arenosos presentan gránulos de vulcanitas de hasta 1 cm. Internamente presentan numerosas superficies erosivas menores, domina la laminación plana, entrecruzamiento de bajo ángulo, y son raros los microentrecruzamiento y el entrecruzamiento planar. Las pelitas son masivas a bioturbadas y se encuentran numerosos bancos de areniscas de 10 cm a 50 cm de espesor con laminación paralela. Milana *et al.* (2003) interpreta que a diferencia del miembro anterior, que no presenta canales, la aparición de una incipiente topografía canal/planicie, sugiere una red de avenamiento de escaso relieve. Esto sugiere un sistema depositacional inmediatamente adyacente y proximal respecto al ambiente del miembro medio, apuntando a algún tipo de abanico aluvial Terminal. La diferencia con el modelo de abanico Terminal típico (Parkash *et al.*, 1983) es la mayor cantidad de estructuras de alto régimen aquí registradas, sugiriendo un sistema con descargas más energéticas y episódicas, como lo que ocurre en climas áridos. El bajo relieve y la persistencia lateral sugiere canales explayados que apuntan a un sistema depositacional similar al que se encuentra a lo largo de la ruta 40 cercano al límite Mendoza-San Juan (zona de badenes largos). Las crecientes mayores al desbordar el canal habrían generado las capas arenosas en la planicie intercanal, similar a los depósitos de *crevasse-splay* (Milana *et al.*, 2003).

**Formación Quebrada del Jarillal (Kelly, 1962). Mioceno medio.**

La secuencia inicia con un miembro inferior (138 m), este sobreyace gradacionalmente a la Formación Río Salado, y se lo reconoce por la aparición de cuerpos de arena media a gruesa con niveles guijarrosos a conglomerádicos, de 3 m a 4 m de espesor. Se observa una fuerte reducción de las pelitas que se tornan más rojas y masivas. También presentan rizolitos semiconcresionales, abundante yeso en ciertos intervalos y concreciones pequeñas e irregulares de carbonatos siendo las únicas de esta composición en toda la secuencia neógena de Mogna. Las areniscas forman cuerpos tabulares a veces amalgamados, con numerosas superficies erosivas internas (cuarto orden Miall, 1992), que se entrelazan, acompañadas de guijarros muy bien redondeados de hasta 7 cm. Hay entrecruzamiento de mayor relieve en artesa y planares, con láminas de minerales pesados. Hacia el tope del miembro comienza a verse más grietas de desecación y niveles finos con ondulitas de corriente y oscilación. Milana *et al.* (2003) interpreta que la geometría de los canales, el tamaño de grano, la selección del mismo, y las estructuras internas sugieren que estos cuerpos fueron depositados por ríos entrelazados (*cf.* Miall, 1977, 1985), aunque no se puede precisar si fueron permanentes o temporarios con un alto grado de retrabajo. Recién en el techo del miembro hay indicaciones de corrientes efímeras. Las pelitas dan información adicional que indican planicies de inundación estables, que permitieron la fuerte bioturbación y formación de suelos inmaduros, que para un clima árido sugieren un avanzado proceso pedogenético (Kraus y Bown 1986, Willis y Behrensmeyer, 1994; ambos en: Milana *et al.*, 2003). El conjunto de la información sugiere que este miembro se depositó en una planicie aluvial madura con canales anchos, estables, entrelazados, y corrientes probablemente temporarias (Milana *et al.*, 2003).

El miembro medio (125 m) sucede en transición al inferior, y se caracteriza por ser de grano mucho más fino, casi enteramente compuesto por un tercio de limolitas y dos tercios de areniscas finas con estratificación fina. Se observa escasa laminación original debido al crecimiento diagenético del yeso como nódulos o venas. Hay estratos tabulares a levemente lenticulares de arenas finas a medias, de 10 cm a 30 cm de espesor que dominan la secuencia, y pueden mostrar arreglo interno gradado, laminación paralela, y tope neto con ondulitas, separados por pelitas masivas con grietas de desecación. Se destacan tres cuerpos laminares de arena media a gruesa, de 0,8 m a 1,5 m de espesor, de color claro, útiles como estratos guías locales. Presentan una aparente laminación plana (el yeso alteró la estructura original), y son homogéneos salvo una rápida gradación decreciente en el tope. Milana *et al.* (2003) interpreta que la ausencia de los tradicionales cuerpos de canal hace pensar en una posición Terminal dentro del sistema depositacional. La gran cantidad de estratos finos arenosos intercalados con las pelitas indica un dominio de eventos de inundación, y la cantidad de yeso y grietas de desecación sugieren el lento drenaje del agua, principalmente por evaporación. La existencia de microcanales sugiere también escasa pendiente, que no señala un sistema de lagunas temporarias sino una planicie aluvial terminal (Milana *et al.*, 2003).

El miembro superior (376 m) transicionalmente sobre el anterior, presenta buena separación entre arenas de canal y pelitas de planicie de inundación. Las areniscas componen cuerpos laminares y escasos tabulares (Friend, 1983; en: Milana *et al.*, 2003), de uno a dos metros de espesor, de arena fina a media, con muchos paraclastos (llegan a alcanzar 60 cm) y suelen estar amalgamados en espesas secuencias. Forman el 60 % de este miembro y son multiepisódicos. Cada episodio presenta una base rica en paraclastos, un sector inferior y medio masivo y el superior muestra laminación plana con truncamiento de bajo ángulo. Hay canales, compuestos por uno o hasta cuatro de estos episodios, a veces separados por delgadas particiones pelíticas, con ocasionales grietas de desecación. Los intervalos pelíticos son muy

arenosos y se observa la misma distribución del miembro medio: un tercio de limo fino laminado masivo y dos tercios de arena en estratos finos laminares a lenticulares, ambas litologías con grietas de desecación y bioturbación moderada. Milana *et al.* (2003) interpreta que este miembro comienza a mostrar las características típicas de un sistema fluvial efímero arenoso: una buena separación canal-intercanal, relleno multiepisódico de canal (episodios de crecientes), con particiones pelíticas internas, abundantes paraclastos y una planicie de inundación “heterolítica” (Lawrence & Williams, 1987; en: Milana *et al.*, 2003). Cada episodio de creciente indica un alto nivel mantenido de energía, que depositó la mayor parte de la arena. La ausencia de la estructura puede deberse a una depositación rápida a partir de corrientes altamente concentradas. En las etapas póstumas, con corrientes más diluidas, se preservaron algunas estructuras primarias tractivas como la laminación plana. La ausencia de entrecruzamiento sugiere corrientes rápidas de poca profundidad, típicas de ambiente árido (Tunbridge, 1981; en: Milana *et al.*, 2003). Al final de cada creciente se depositó la carga en suspensión: limos arcillosos craquelados por desecación que constituyen los separadores ocasionales de los episodios (McKee *et al.*, 1967; en: Milana *et al.*, 2003). La ausencia de superficies de acreción lateral, frecuentemente citadas en fluviales efímeros (Stear, 1983; Tunbridge, 1984; Sheperd, 1987 y Beer and Jordan, 1989; en: Milana *et al.*, 2003), sugiere canales poco sinuosos, entrelazados o rectos. La planicie de inundación también indica un ambiente efímero: la planicie “heterolítica” indica dominio de crecientes (Sneh 1983, Lawrence and Williams, 1987; en: Milana *et al.*, 2003) las que a diferencia de los sistemas fluviales tradicionales, fluyen cuasiparalelas a los canales y no alejándose perpendiculares u oblicuamente de los canales activos. Esto se debe a que durante las crecientes mayores, gran parte del área intercanal se convierte en conductor de la misma. Por ello el espesor de las capas en la planicie de inundación heterolítica no tiene relación con la distancia al canal sino con la intensidad el transporte laminar a lo largo del plano aluvial (Milana *et al.*, 2003).

### **Formación Huachipampa (Kelly, 1962). Mioceno medio.**

El límite de esta formación con la inferior es problemático, se establece en la primera arenisca tobácea que caracteriza a Formación Huachipampa. Esta unidad es predominantemente pelítica, pero sus primeros 70 m son arenosos, similar a la unidad infrayacente, en conjunto la Formación Huachipampa presenta un espesor de 407 m. Se observan tres grupos principales de facies: 1°) compone el 5% de la formación y es de areniscas tobáceas claras, formando cuerpos laminares de 1,5 m a 3 m de espesor, continuas lateralmente, espaciados entre 30 m y 60 m. Cada cuerpo presenta una base erosiva con guijarros de procedencia precordillerano, mientras que la mayor parte del cuerpo está dado por arena tobácea media a gruesa, con laminación plana, lineación por partición, y entrecruzamiento de bajo ángulo. Se observan pocos clastos sobredimensionados de dacita angulosas. 2°) está dado por cuerpos de arenas pardo marrones, formando canales compuestos por una parte inferior acintada (Friend 1983 y Bridge 1993; en: Milana *et al.*, 2003) de 2 m a 3 m de profundidad y 10 m a 15 m de ancho y una parte superior más explayada, que llega a persistir por mas de 2 km, usualmente descriptas como “alas” (Stear, 1983, y Fernández *et al.*, 1993; en: Milana *et al.*, 2003). Estas “alas” no se digitan en la planicie de inundación, sino que presentan una base levemente erosiva en sus primeros tramos que se conecta con la del canal incidido. El relleno de estos canales es de arena fina a limosa y no es tobácea y su parte basal (centro del sector incidido), presenta algunos paraclastos y fragmentos óseos. La bioturbación ha borrado la mayoría de las estructuras primarias, aunque es posible observar gran cantidad de laminación plana, ondulitas y escaso entrecruzamiento de bajo ángulo. La morfología de los canales sugiere orientaciones variables, con predominio hacia el norte y sudeste. 3°) está formado por las

pelitas que componen casi el 80% de Huachipampa. Se presentan en estratos limo-arcillosos con niveles más limo-arenosos muy bioturbados continuos por varios kilómetros y escasas tobas delgadas impuras bioturbadas. No se observan facies heterolíticas y la bioturbación es muy alta, llegando a generar estratos completamente homogéneos.

Milana *et al.* (2003) interpreta que esta unidad difiere de la anterior en varios aspectos: A) la existencia de una importante actividad eruptiva, evidenciada en el primer grupo de facies. B) la anormalmente alta cantidad de pelitas. C) el diferente estilo de los depósitos de canal. Las areniscas tobáceas que indican retrajo del material piroclástico por ríos entrelazados, someros y explayados podrían tener dos explicaciones diferentes. La primera es la existencia de corrientes generadas directamente en centros eruptivos, similares a los surges de erupciones freatomagmáticas, explicando la presencia de clastos dacíticos sobredimensionados y muy angulosos (Smith, 1987; en: Milana *et al.*, 2003). La segunda alternativa es la acción de crecientes que erosionaron material piroclástico depositado aguas arriba de la cuenca, explicándose el incremento del transporte detrítico por la destrucción de la cubierta vegetal y fácil erodabilidad del material suelto producido por lluvias de cenizas. Hay numerosas evidencias de actividad volcánica en Precordillera Central y Occidental para esta época (Ullum: Bercowski y Figueroa 1987, Hualilán, cerro Blanco de Iglesia: Leveratto 1976) y citas de surges de piroclásticos (Bercowski y Figueroa, 1987; Bercowski, 1993; en: Milana *et al.*, 2003). En este caso el centro eruptivo más probable podría haber estado asociado a los cuerpos de Hualilán, ubicado a 50 km al oeste.

El segundo grupo de facies representa los canales “normales” de este sistema, debido a que estos canales de transporte netamente suspensivos se hayan más en equilibrio con la planicie de inundación tan desarrolladas. La morfología de los canales con alas tipifica un funcionamiento dual: transporte de corrientes suspensivas, probablemente permanentes debido a la ausencia de episodios y particiones pelíticas, durante épocas normales, pero dimensionado para transportar un caudal muy superior durante épocas de crecientes (*e.g.* Stear, 1983; en: Milana *et al.*, 2003). La existencia de ríos permanentes en climas áridos es compatible con planicies deprimidas. Los ríos podrían ser alimentados freáticamente (hay numerosos ejemplos en el valle de Tulum y de Jáchal) y durante crecientes estacionales el agua en exceso habría sido conducida por el sector del canal explayado (alas). La freática alta habría favorecido la densa vegetación responsable de la fuerte bioturbación observada, tal como se registra en sistemas actuales comparables (Milana 2003, observación personal). La disponibilidad de agua habría favorecido también la presencia de numerosos fósiles de vertebrados, descritos por Pascal y Bondesio (1963); en Milana *et al.* (2003).

### **Formación Quebrada del Cura (Kelly 1962) Mioceno superior.**

Está constituida por tres miembros siendo los principales el inferior y superior, cuyos espesores son 138 m y 445 m respectivamente. La parte principal está dividida por un sector medio de 60 m, pelítico y rico en yeso, siendo esta unidad más arenosa que la Fm. Huachipampa. Los cuerpos de arena son muy diferentes: la arena es más gruesa, no es tobácea y muestra gran cantidad de minerales pesados. Yace sobre una transición de unos 80 m sobre Huachipampa y su base se estableció en el primer cuerpo de arena gruesa lítica. Esta formación es parecida al miembro superior de Quebrada del Jarillal, aunque se registran más cuerpos acintados. Las clasificaciones geométricas no coinciden con el tipo de relleno (*e.g.* Schumm, 1977; Friend, 1983, Bridge, 1993; en: Milana *et al.*, 2003) por lo que se han diferenciado dos tipos de cuerpos de arenas: el primer tipo de canal es acintado, tabular y rara

vez laminado (*cf.* Miall, 1985), y su relleno es de arenas finas, mal seleccionadas, en arreglo multiepisódico. Componen el 25 % de la formación y están distribuidos regularmente. Los episodios son similares a los descritos para la Formación Quebrada del Jarillal superior, salvo por la mayor preservación de la laminación plana, alternante con trenes de ondulitas. El segundo tipo de cuerpo (8 %) está compuesto por arena media a gruesa, más clara y mejor seleccionada, lítica volcánica, con frecuentes superficies erosivas internas acompañadas por guijarros de hasta 6 cm. Son cuerpos continuos lateralmente al menos por 200 m, y de 3 m a 4 m de espesor, a veces amalgamados en secuencias de 12 m a 15 m. Parecen ser multiepisódicos pero no hay pelitas preservadas. La laminación plana es rica en pesados y predominan los entrecruzamientos de bajo ángulo.

Ambos tipos de canales están inmersos en depósitos de tipo heterolíticos como los descritos para la Formación Quebrada del Jarillal superior: el miembro medio (60 m) está compuesto por pelitas homogéneas con algunos sectores más arenosos y con gran cantidad de yeso (un 15 % del total) diseminado en concreciones de 0,5 cm y llama la atención la ausencia de cuerpos de canal. Milana *et al.* (2003) interpreta que la Formación Quebrada del Cura se depositó en un sistema compuesto. Los canales incididos con relleno fino, están emparentados con los de Huachipampa, y son el componente natural del sistema. Su relleno episódico y menor bioturbación, habla de corrientes efímeras y no de alimentación freática. La geometría acintada y la gran variedad de orientaciones sugiere una red de drenaje anastomosada, una morfología observada en sistemas fluviales efímeros de baja pendiente (Rust 1981, Rust y Legun 1983; en: Milana *et al.*, 2003). El segundo tipo de canal no parece ser autóctono, sino un componente accidental del sistema. El alto índice de retrabajo, riqueza de minerales ferromagnesianos y clastos de vulcanitas ácidas, sugieren que pudo tratarse de un río permanente alimentado desde arcos volcánicos (Cordillera). Estos ríos podrían ser el producto de la modificación temporal de la red fluvial efímera anastomosada, entrelazada (descrito para Australia por Rust y Legun 1983; en: Milana *et al.*, 2003), lo que no es probable dado el cambio textural composicional asociado. Interpretamos como más posible que un río tal como el San Juan o Jáchal haya incursionado hasta esta localidad ocasionalmente. En esta época la cuenca del Bermejo estaba conectada con la del Tulum, permitiendo esta posibilidad. La gran variación de la posición de los ríos que emergen del frente de montaña andino es ejemplificada por el río San Juan que hace unos 1,5 ma llegaba a Mogna y ahora deja sus aguas 200 km al sur. El intervalo pelítico medio sería un área de la planicie que quedó desconectada al influjo detrítico de los sistemas fluviales. Un ambiente comparable a este intervalo lo conforman las planicies ubicadas al sudoeste del desierto del Encón, desconectada del aporte detrítico proveniente de la sierra de Pie de Palo y del que puede brindar el río San Juan. En estas planicies de fango se concentran las sales de precipitación debido a ascenso capilar. En síntesis, esta formación se depositó en un sistema similar a la Formación Huachipampa pero algo más proximal al frente montañoso (Milana *et al.*, 2003).

### **Formación Río Jáchal (Kelly 1962) Mioceno superior.**

El miembro inferior (205 m) cuyo límite basal parece neto pero no existe una variación notable en la cantidad de areniscas respecto a la Formación Quebrada del Cura. La característica más distintiva es la coloración más verdosa de limos y areniscas finas, la menor cementación y el menor contenido de yeso. Los niveles verdes pueden portar bancos delgados con pelecípodos (Kelly, 1962), pero no se han preservados restos de carbono orgánico. Hay más bioturbación que en Quebrada del Cura, pero sin alcanzar la intensidad de Huachipampa, siendo las grietas de desecación raras. Las arenas de canal componen el 19 % del miembro,

son laminares a tabulares (ninguna acintada) y multiepisódicas (episodios de 0,3 m a 0,7 m). La planicie de inundación es heterolítica y rica en arena (50%) formando estratos laminares de 10 cm a 30 cm que alternan con limos verdes. Milana *et al.* (2003) sugiere la existencia de lagunas menores de agua dulce semipermanentes, indicando un buen drenaje o bajo índice de evaporación. Hay indicación de buen drenaje en los ríos efímeros (arenas multiepisódicas) y la planicie de inundación heterolítica. El ambiente debió ser similar al de Laguna de Huanacache, en donde la existencia de aportes fluviales alóctonos permite anegar grandes áreas que son lentamente drenadas. Al no permanecer el agua hasta evaporarse no se generan sales evaporíticas, ocasionando la menor cementación de yeso observada (Milana *et al.*, 2003).

El miembro medio (418 m) presenta una mejor cementación y mayor contenido de yeso respecto del miembro anterior. Casi desaparecen los limos verdes, aumenta la arenosidad de la planicie de inundación y hay gran cantidad de grietas de desecación. Se observaron estructuras de deformación como plegamientos internos de mediana escala y diques clásticos asociados a licuefacción local. Los canales presentes (10 %) son laminares, muestran particiones arcillosas internas con grietas de desecación, estructuras de escapes de agua, y básicamente laminación plana con truncamiento de bajo ángulo como principal estructura primaria de transporte. La mayor parte de la arena (64 % del total) está en la planicie de inundación heterolítica y los estratos arenosos allí presentes de 5 cm a 50 cm de espesor, pueden mostrar en su base calcos de flujo, de herramientas, de carga, de grietas de desecación, de huellas de vertebrados y bioturbación de vermes. El sector basal puede presentar una suave gradación; el cuerpo principal es de arena masiva y cerca del techo puede haber laminación plana pasando a ondulitas, finalizando en un tope neto, cubierto por arcillas agrietadas. Milana *et al.* (2003) interpreta que la principal forma de transporte en este intervalo ha sido por corrientes no confinadas, en un plano aluvial predominantemente arenoso, que genera la secuencia heterolítica. El agua residual de estas crecientes se habría evaporado, causando la mayor cantidad de grietas de desecación y el aumento del yeso. La ausencia de limos verdes sugiere la desaparición de las lagunas. Otra indicación de una freática baja es la intrusión de material licuefactado en las capas superiores, no saturadas en agua (probablemente por efectos de sismos). La red de avenamiento de canales poco profundo, transportaba la mayor cantidad de carga de lecho del sistema, pero no es la responsable de las capas de creciente dado que presenta similar grano a los canales, ya que no existe relación lateral o vertical entre estas capas y los canales. El flujo en la planicie fue probablemente paralelo a los canales, en forma mantiforme, y provocado por la transformación directa de flujo no confinados de alta carga de lecho, como los de bajadas gravosas. Estos flujos fueron de tipo suspensivo y altamente agradantes, permitiendo el relleno de marcas preexistentes pero sin alterarlas, produciendo así depósitos similares a turbiditas (Collinson, 1986; en Milana *et al.*, 2003).

El miembro superior (485 m) es muy similar al miembro inferior, con moderada bioturbación, baja cementación, pocas grietas de desecación, pero presenta menos limos verdes y depósitos más gruesos en la base de los canales. Estos son multiepisódicos, se incrementan a un 20 % y en su base muestran gránulos y cementación calcárea en parches (sugiriendo la disolución local de granos de caliza). La planicie heterolítica es menos arenosa (total de arena 50 %) y presenta capas aisladas y mantiformes de arena laminada, con canales de un metros de profundidad por no más de 30 m de ancho y restos óseos. Milana *et al.* (2003) interpreta que el ambiente fue bastante similar al miembro inferior pero sin las lagunas mencionadas anteriormente, y en una posición más proximal en dicho sistema depositacional. El sistema habría presentado una pendiente moderada permitiendo continuar el tránsito de las crecientes a sectores más distales en donde depositaban la cola en suspensión, explicando así la menor cantidad de grietas de desecación. La “profusión” de pequeños canales indica redes

de drenaje secundarias probablemente dirigidas hacia los canales mayores, sugiriendo importantes variaciones topográficas entre canales e interfluvios. Estas características sugieren un sistema de transporte del grueso de las crecientes en forma laminar, reorganizadas en los intervalos póstomos, en drenes principales (Milana *et al.*, 2003).

### **Formación Mogna (Kelly 1962). Mioceno superior a Plioceno superior.**

Se pueden distinguir tres miembros principales en base a la cantidad de gravas (basal: 33 %, medio: 17 % y superior: 80 %), pero los cuatro grupos de facies distinguidos son los mismos, variando su distribución relativa. Su base sobre la Formación Río Jáchal es neta, pero no es una discontinuidad ya que el conglomerado de base se afina hasta desaparecer de forma que parte de la Formación Mogna engrana lateralmente con la Formación Río Jáchal. La base es notablemente diacrónica, y el seguimiento lateral de los conglomerados indica que la base de la Formación Mogna es 0.5 ma más joven en el perfil del río Jáchal respecto al del río Colorado. El primer grupo de facies lo constituyen los típicos conglomerados de Mogna: base y techo planos, internamente masivos a crudamente estratificados, buena imbricación, pocas artesas menores y lentes de arena, y compuestos por gran proporción de clastos de volcánicas muy redondeados y seleccionados (clastos máximos entre 10 cm y 27 cm), que le dan color morado. El espesor de los cuerpos varía entre 2m y 12m y se extienden entre 1,5 km a más de 10 km lateralmente. La fábrica es mixta o bimodal: **a** transversal (**b** imbricado) y **a** paralelo (**a** imbricado). El segundo grupo de facies son gravas mal seleccionadas, con gran cantidad de matriz arenosa, marcada laminación plana, clastos sobredimensionados (alcanzando 25cm a 30cm), formas arracimadas (Reid & Frostick 1987; en: Milana *et al.*, 2003) y la fábrica es bimodal. Se presenta en estratos discretos de 30 cm a 40 cm, amalgamados o a veces separados por lentes de barro, formando intervalos de 2 m a 3 m de espesor. Los clastos son de origen sedimentario. El tercer grupo de facies está dado por canales arenoso multiepisódicos de 3 m a 6 m de espesor, similares a los de Formación Río Jáchal superior. No se observa particiones limosas y los cuerpos son laminares. Cada episodio puede tener entre 0,7 m y 1,5 m de espesor, y suelen tener una base rica en paraclastos o rodados volcánicos, con entrecruzamiento de bajo ángulo y su parte principal es arena fina a media con laminación plana o con algunos cortes y rellenos. El cuarto grupo está compuesto por las litologías de planicie de inundación, que no es heterolítica, sino que presenta intervalos de 1 m a 2 m de limo-arenosos masivos, a veces con clastos dispersos, restos de laminación plana y evidencia de tubos. También se relevaron sets solitarios o agrupados de arena, con inclinación alta y orientación variable, y capas de arenas laminares, con gradación inversa y granos gruesos en su techo.

El espesor total de Formación Mogna es de 680 m en el área tipo. La edad de Formación Mogna es Pliocena superior, para la zona de Jáchal, en base a resultados magnetoestratigráficos; los que arrojan un límite inferior de 4ma y un límite superior de 1,6 ma (Milana *et al.*, 2003). Mientras que para la localidad de lomas de Las Tapias el periodo de acumulación abarca desde el Mioceno superior al Plioceno inferior, entre los 5,3 ma hasta los 4,0 ma. Esta última información ha sido obtenida mediante el cálculo del coeficiente de sedimentación (Bercowski *et al.*, 1986). Milana *et al.* (2003) interpreta que esta formación marca un gran cambio respecto a la anterior, debido a la brusca aparición de los conglomerados del primer grupo de facies. La comparación entre sus facies y las producidas por el río San Juan (Milana, 1997) permite asegurar que se depositaron en una faja de canales entrelazados en un río permanente. El calibre y composición de los depósitos permite interpretar que el río en cuestión, fue el antiguo río San Juan (Milana, 1997). La composición

también coincide con la del río Jáchal, pero este tiene menor capacidad tractiva y su presencia fue detectada en el área de Huaco (Jordan *et al.*, 1993), en épocas similares. El sistema depositacional presentaba planicies de inundación alimentadas freáticamente, favoreciendo la espesa vegetación y un producto sedimentario muy bioturbado. Los canales multiepisódicos representan lóbulos de *crevasse* formados a partir de la faja de canales activos o bien la invasión de sistemas fluviales efímeros adyacentes al área de influencia fluvial. La segunda asociación de gravas de procedencia precordillerana, es interpretada como de ambiente de bajada, en donde cada capa discreta fue depositada por un evento de creciente (Milana *et al.*, 2003).

### **Formación El Corral (Furque, 1963) Plioceno a Pleitoceno.**

Se ubica sobre Formación Mogna y engrana lateralmente con la misma al norte del río Jáchal. Está compuesta enteramente por el segundo grupo de facies de la Formación Mogna (Milana *et al.*, 2003). Es decir gravas mal seleccionadas con abundante matriz arenosa. Presenta un corto intervalo arenoso basal, y el resto de la formación son gravas estratificadas, con clasto sobredimensionados que llegan a los 35 cm, con un neto predominio de clastos de calizas y areniscas verdes. La base de Formación el Corral está datada por magnetoestratigrafía, para la zona de Jáchal, en 1,6 ma y el techo llega a casi 1,1 ma (Milana *et al.*, 2003). Mientras que para la zona de lomas de Las Tapias el registro comienza a los 4,0 ma (Milana, 1991) hasta 3,3 ma (Milana, 2000) es decir durante el Plioceno (Rodríguez, 2004).

Milana *et al.* (2003) interpreta que estos conglomerados fueron generados por corrientes de corta duración, alta energía y poco canalizadas, señalando un ambiente de bajada proximal (Rodríguez, 2004). La fábrica mixta observada en esta facies indica corrientes fluidas pero hiperconcentradas, causando que una fracción clástica adopte una forma cuasi-suspensiva debido a la alta concentración, sin implicar un flujo denso. El depósito resultante es mal seleccionado, con clastos sobredimensionados y matriz casi ausente, la que fue “limpiada” por las corrientes residuales, aún con gran energía debido a la fuerte pendiente depositacional de una bajada (Milana *et al.*, 2003).

**Área este:** definida para las formaciones aflorantes en Precordillera Oriental, cercanas al dique de Ullum.

### **Formación Lomas de Las Tapias (Serafini *et al.*, 1985; emend. Weidmann *et al.*, 1985) Mioceno medio a superior.**

Fue definida en las lomas de Las Tapias ubicada entre las sierras de Villicum y Chica de Zonda, cortada por el río San Juan en la garganta de la quebrada de Ullum. Originalmente fue definida con tres miembros: Limolita La Colmena, Arenisca Albardón y Conglomerado El Chilote (Serafini *et al.*, 1985). Actualmente este último miembro se lo integra en la formación Mogna (Weidmann *et al.*, 1985). Está compuesta por dos miembros: A) miembro Limonita La Colmena, inicia con un conglomerado brechoso de clastos de calizas; continúa con limolitas y arcilitas pardo rojizas, con abundantes intercalaciones de areniscas finas. Las pelitas representan en este miembro un 78 %, mientras que las facies de areniscas un 22 % de su espesor total. La base es erosiva presentándose como paraconcordancia en el sector del

Embalse de Ullum, sobreyaciendo a las sedimentitas carbonáticas cámbricas de la Formación La Laja (Bordonaro 1980; en Bordonaro, 1990); en cambio en el extremo sur de la sierra de Villicum aparece sobre los depósitos cámbricos en relación de discordancia angular. El pasaje al siguiente miembro es del tipo transicional. Contreras *et al.* (2001) lo marca en el primer banco de arenisca de estratificación masiva, con potencia superior a los 5 m. Según Serafíni *et al.* (1985) el espesor de este miembro es de 263 m. B) miembro Arenisca Albardón, está formado por areniscas conglomerádicas tobáceas y alternancia de areniscas finas a gruesas, de color gris parduzco, con limolitas y arcilitas de color pardo claro y rojizas, entre las que intercalan bancos conglomerádicos, que incrementan su frecuencia hacia la parte superior. Este miembro es portador de una gran cantidad de restos de vertebrados estudiados por Contreras *et al.* (2001) y otros autores. Los 1350 m de espesor indicado por Serafíni *et al.* (1985) se ven sensiblemente reducidos a 420 m por Rodríguez (2004) debido al reconocimiento de Formación Mogna por este último autor. Es opinión de los autores de este trabajo revisar la potencia de este miembro, ya que a través de las imágenes satelitales y los mapas geológicos el espesor es sensiblemente superior a lo indicado por Rodríguez (2004). Bercowski *et al.* (1986), datan este miembro con una edad de  $7,0 \pm 0,8$  ma., correspondiendo al tercero de los 4 ciclos eruptivos cenozoicos reconocidos por Tabbutt *et al.* (1987) que afectan a las Sierras Pampeanas y la Precordillera (Contreras *et al.*, 1990). El ambiente de sedimentación de esta formación ha sido estudiado por Bustos (1984) y Bercowski *et al.* (1987) para quienes la secuencia grano-estrato creciente indicaría una elevación periódica del área de aporte, dado origen a la progradación de la parte distal de un abanico aluvial sobre una planicie fluvial anastomosada, durante el desarrollo de una cuenca de antepaís. El análisis magnetoestratigráfico realizado por Bercowski *et al.* (1986), y calibrado mediante trazas de fisión en los niveles de tobas, ha permitido asignar una edad comprendida entre 8,5 y 4 ma. a ésta formación, ubicándola en el Mioceno medio superior (Torres, 2010).

#### **Cuaternario.**

El Cuaternario del valle de Ullum – Zonda ha sido estudiado por Rocca (1972), reconoce cinco unidades que denomina (de antiguo a moderno): sedimentos del aluvión antiguo, sedimentos del valle de Ullum – Zonda, sedimentos lacustres, sedimentos de la llanura aluvial pedemontana moderna, sedimentos del aluvión reciente del río San Juan. Pandolfo (1975) con el fin de eliminar términos tan vagos designa nombres formacionales.

#### **Formación Sierra de Zonda (Pandolfo, 1975) Pleistoceno.**

Se distribuye en el pie oriental de las sierras Altas y Chica de Zonda, cordón de Punta Negra y al oeste de las lomas de Las Tapias. Se apoya en discordancia angular sobre las sedimentitas pliocenas. En la sierra Alta de Zonda alcanza un espesor de 30 m. Está constituida por gravas y bloques unidos por un material areno – limoso. Los clastos son subredondeados a subangulosos, con tamaños que van de pocos centímetros a 40 cm a 60 cm; en general predominan los tamaños de 5 cm a 15 cm. La composición varía según el tipo de roca que aflora en su cercanía, frecuentemente llegan a constituir un conglomerado cementado por abundante material calcáreo. Los clastos suelen presentar una pátina de “barniz del desierto” y / o una textura paquidérmica (Pandolfo, 1975).

### **Formación Torresita (Uliarte, 1972). Pleistoceno.**

Esta es una unidad que aflora en la margen oriental de la sierra de Villicum, a pesar que no aflora en nuestra zona de trabajo, se la menciona por considerarla contemporánea con Formación Sierra de Zonda. Se presenta en diferentes niveles topográficos coronado las sedimentitas pliocenas. Está constituida por fanglomerados con abundantes clastos calcáreos que están cementados por material carbonático. La cementación se ve favorecida por la presencia de un activo fallamiento geotectónico que produce campos termales y facilita la precipitación de caliche. En algunos sectores se forman cuerpos de travertino planares, paralelos a la estratificación, de varios metros de espesor como los de la zona de La Laja (Ramos *et al.*, 2000).

### **Formación Valle de Ullum – Zonda (Pandolfo, 1975) Pleistoceno al Holoceno.**

Constituye el relleno del valle de Ullum – Zonda, alcanzando un espesor de unos 600 m. Se apoya discordantemente sobre sedimentitas pliocenas. Superficialmente está constituida por gravas medianas a gruesas, subredondeadas a redondeadas, constituidas por riolitas, grauvacas, granitos, andesitas, conglomerados, areniscas, y escasas calizas. El material intersticial es arenoso fino de color pardo claro, siendo el color del conjunto verdoso oscuro. En profundidad se han reconocido lentes de arenas que constituyen acuíferos. Los autores del presente trabajo lo ubican tentativamente desde la época Pleistoceno hasta el Holoceno.

### **Formación Valentín (Pandolfo, 1975) Holoceno.**

Corresponde a los depósitos sedimentarios finos que rodean gran parte del valle de Ullum – Zonda, en forma de remanentes de una antigua planicie lacustre, que la erosión ha recortado formando barrancas subverticales. El mejor desarrollo se encuentra en el borde norte del Embalse de Ullum, llegando hasta 30 m de espesor. Se apoyan concordantes sobre las gravas de la Formación Valle de Ullum – Zonda. Está compuesto por loess, limolitas, areniscas finas a muy finas y niveles de fangolitas, de colores blanquecinos, amarillentos y grisáceos. Están muy bien estratificados en bancos delgados que no superan los 10 cm de espesor (Pandolfo, 1975). Son de naturaleza friable, con vetillas de yesos y suelen presentar gasterópodos de agua dulce. Estos depósitos han sido originados por el endicamiento temporario, producido en forma natural, del río San Juan (Groeber y Tapia, 1926; Uliarte *et al.*, 1990). Su génesis estaría controlada por levantamientos intermitentes recientes de sierra Chica de Zonda. La edad mínima de los depósitos en la proximidad de Villa Ibáñez, cabecera del departamento de Ullum, puede establecerse sobre la base de evidencias arqueológicas (asentamientos indígenas) en aproximadamente 6.500 años de antigüedad (Uliarte *et al.* 1990).

### **Formación Matagusanos (Pandolfo, 1975) Holoceno.**

Los sedimentos de la Formación Matagusanos constituyen la mayor parte de la bajada pedemontana de las sierras de La Dehesa, Villicum, Alta y Chica de Zonda; y el relleno de los valles de Matagusanos (norte del río San Juan) y del valle de la Ciénaga (ubicado al sur del río San Juan, Estancia de Maradona). Está constituida por gravas medianas a gruesas de

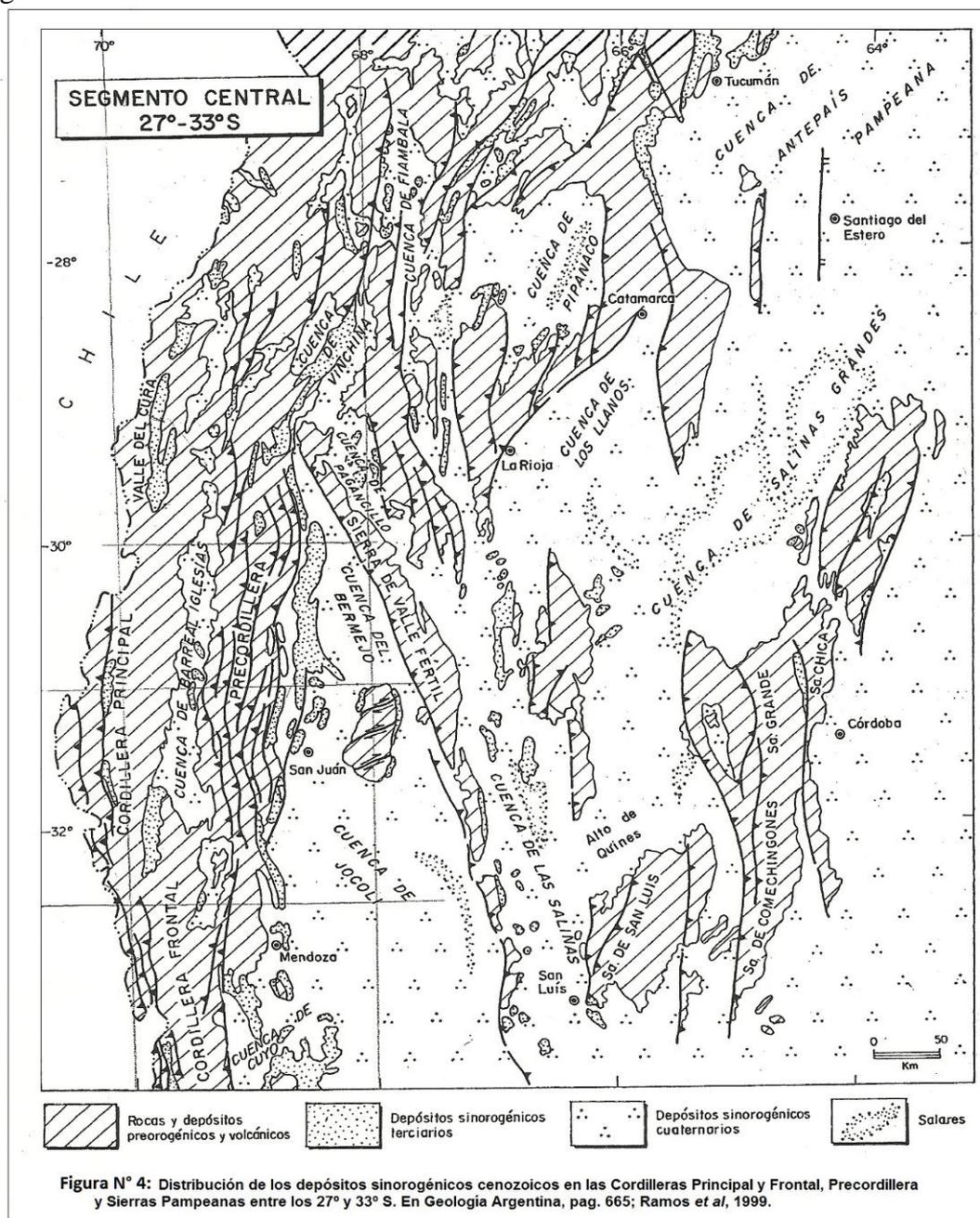
riolitas, grauvacas, granitos, calizas, andesitas, pedernal, dependiendo del material en la zona de aporte. Están acompañados, en forma subordinada, por arenas medianas a gruesas. Se diferencia de la Formación Sierra de Zonda en las fotografías aéreas en que esta última se presenta en tonos más oscuros por el barniz del desierto, mientras que la Formación Matagusanos es de coloración gris clara (Pandolfo, 1975). Estos depósitos coluviales constituyen las bajadas actuales de los diferentes cordones montañosos de Precordillera. Se componen de arena, gravas y limos finos (Ramos *et al.*, 2000).

### **Sedimentos Aluviales recientes del río San Juan (Pandolfo, 1975) Holoceno.**

Estos sedimentos ocupan el lecho del actual río San Juan, están constituidos por gravas medianas a gruesas, subredondeadas a redondeadas de alta esfericidad. Composicionalmente son clastos de riolitas, granitos, grauvacas, andesitas, escasas calizas. Lo acompaña la arena gruesa en forma intersticial (Pandolfo, 1975). El río San Juan desde la localidad de Punta Negra forma un abanico en el valle de Ullum-Zonda. Antiguamente atravesaba la sierra Chica de Zonda por la quebrada de Zonda y actualmente lo realiza por la quebrada de Ullum. Luego de esta última estrechura, la planicie de inundación se expande en un gran conoide, donde se concentra la actividad agropecuaria adyacente a la ciudad de San Juan. Los estudios realizados por Milana (1991) han mostrado que las fracciones gruesas presentan procedencia exótica a Precordillera, dado que es común en los mismos la existencia de riolitas de Formación Choiyoi, lo que demuestra la naturaleza alóctona del avenimiento del río San Juan (Ramos *et al.*, 2000).

### 3-2. Estructura.

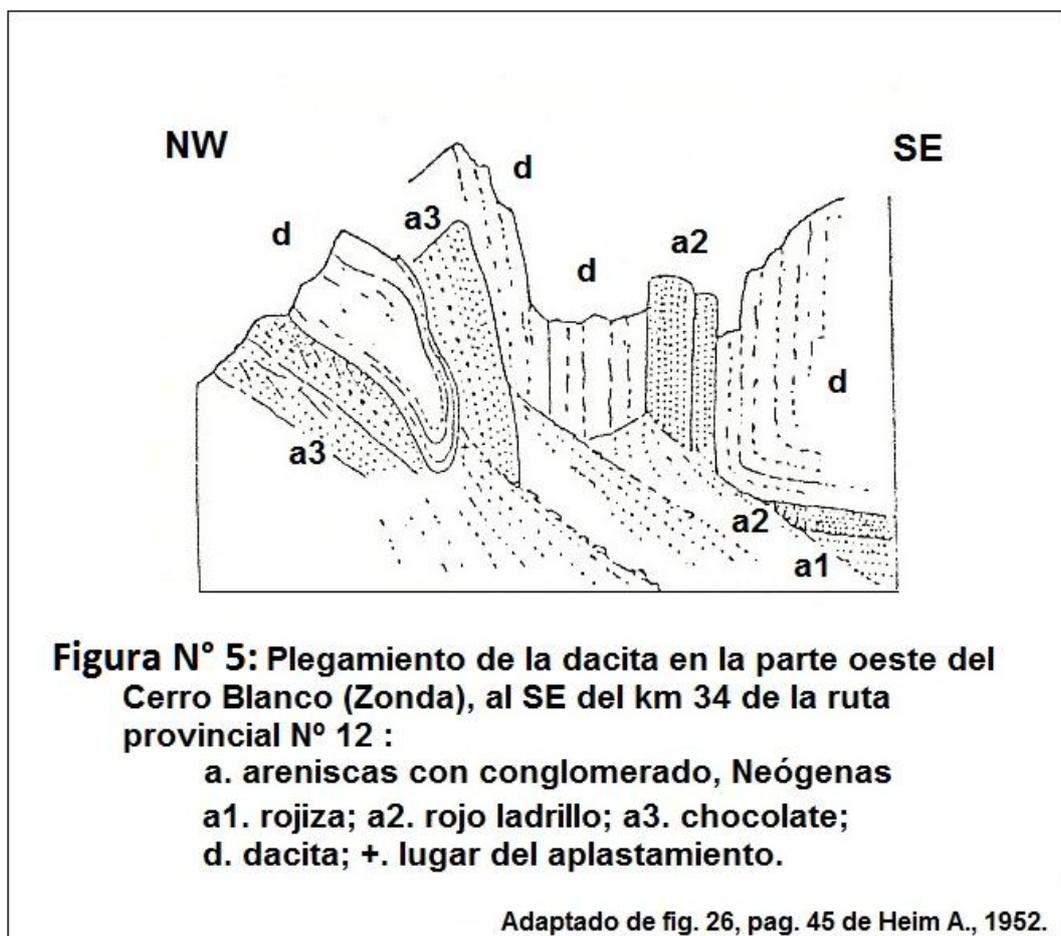
La zona de trabajo está comprendida entre los cordones montañosos de Precordillera Central y Oriental (Figura N° 4). Cada uno de los cordones de estas unidades morfoestructurales es una respuesta orográfica a fracturas de corrimiento de alto ángulo en superficie, que tienden a horizontalizarse rápidamente en profundidad. Este sistema de fallas lítricas no afecta el basamento en Precordillera Central, por lo que corresponde a una faja plegada y corrida epidérmica (Ramos *et al.*, 1999). En cambio en Precordillera Oriental el basamento se ve afectado, correspondiendo a una faja plegada y corrida de piel gruesa (Ramos *et al.*, 1999). Regionalmente se encuentra en el Segmento Central de la región andina ubicada entre los 27° y 33° de latitud sur, corresponde al sector del segmento chato (*Flat Slab*) de la placa de Nazca (Baranzangi e Isacks, 1976, en Ramos *et al.*, 1999). Este hecho le imprime características propias tales como: 1) el volcanismo no se ha manifestado con posterioridad a los 6 ma. 2) ha generado una zona de alta sismicidad en este sector.



Precordillera Oriental estructuralmente presenta rasgos que se asemejan a Precordillera y a Sierras Pampeanas (Faja plegada y corrida de piel gruesa). Los cordones que la integran se presentan como anticlinales asimétricos con ejes en dirección principalmente norte-sur y con flancos occidentales verticales o rebatidos. La vergencia de las estructuras principales es occidental, observándose un incremento de los esfuerzos compresivos hacia el extremo sur de la unidad (Baldis *et al.*, 1990). La falla de Villicum-Zonda, al pie del flanco occidental de las sierras, buza al este, lo que es el rasgo distintivo de esta subprovincia. Entre las sierras de Villicum y Zonda se desarrolla las lomas de Las Tapias, una estructura de plegamiento en sedimentos neógenos controlados por dos rampas transversales (Gardini, 1993). Estas rampas segmentan en profundidad a las rocas de la plataforma carbonática cambro-ordovícica. En superficie están expresadas por fallamiento secundario, de tipo extensional, visible en los depósitos neógenos cercanos a la central hidroeléctrica de Ullum. Cardinali (1999) interpreta la estructura en el extremo de la sierra de Marquesado y lomas de Las Tapias como un cabalgamiento terminado en un par anticlinal-sinclinal (Rodríguez, 2004). Los sectores medio y sur en correspondencia con el Alto Mogna y sierras de Villicum, Zonda y Pedernal-Acequión se encuentran afectados por la acción de las megatrazas de Ambato y Salinas Grandes, como también por importantes fracturas directas y oblicuas como el caso de las que bisectan el Alto de Mogna. Todo este patrón de fracturación regional ha resultado en un llamativo diseño en “S” de la Precordillera Oriental, desde Mogna al sur y que es la consecuencia de la acción del antepaís pampeano a modo de zócalo ante los esfuerzos compresivos andinos y la resolución dinámica de las fracturas pampeanas del basamento (Baldis *et al.*, 1990).

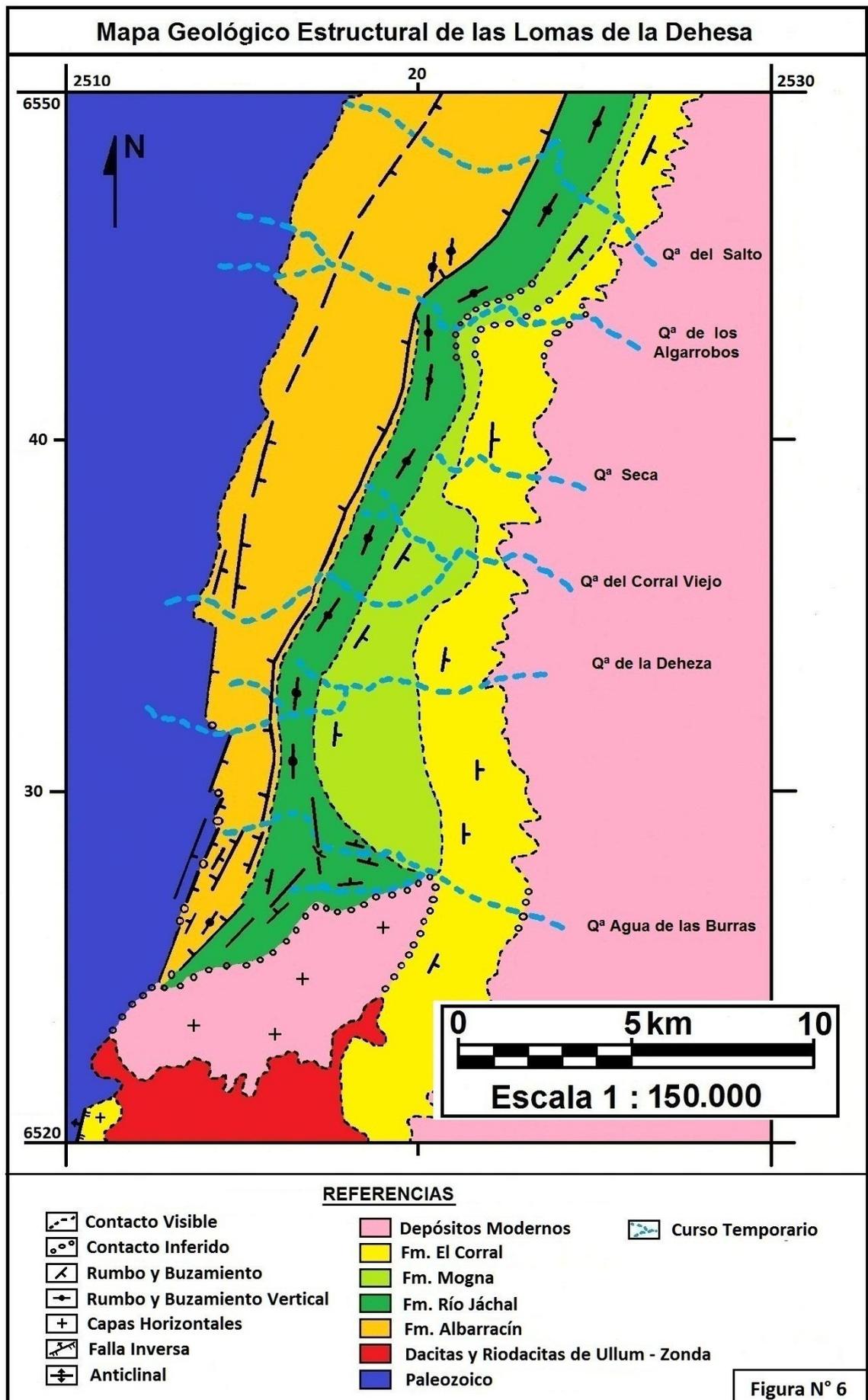
Precordillera Central se caracteriza por una faja continua de corrimientos con vergencia oriental (Faja plegada y corrida epidérmica) que comienzan al norte de Guadacol en La Rioja y finaliza al sur de Pampa de Bachongo. El origen de esta deformación ha sido sugerido por Baldis (1975 c), por la presencia de un basamento rígido y alargado, prácticamente no deformado desde el Paleozoico, en donde las secuencias cámbricas a devónicas se depositaron en pseudo-concordancia y no se manifiestan mayores discontinuidades angulares con las deposiciones del periodo Carbonífero y la era Cenozoica. Ello produjo una comarca cubierta de sedimentos subconcordantes y con inclinación regional hacia el oeste. El efecto de los empujes andinos cenozoicos produjo la ruptura y despegue de los corrimientos. Del análisis efectuado por Baldis y Chebli (1969), Baldis (1975 c), y Baldis *et al.* (1982) se concluye que el horizonte de despegue general está incluido dentro de las calizas cámbricas y ordovícicas y posiblemente coincide con los cambios verticales de facies dolomíticas a calcáreas. El proceso de despegue se inició a los 10,3 ma. (Mioceno), según estudios de Beer *et al.* (1987); pudo haberse prolongado hasta los 6,7 ma. (Verges *et al.*, 2001 y Rodríguez, 2004). Es evidente que la Precordillera Central estuvo dividida transversalmente en varios bloques coincidentes con las megasfracturas de Ambato y Salinas Grandes. La interacción de estas trazas con el frente del bloque central, ha permitido la intrusividad cenozoica. Este proceso se evidencia que es inmediatamente anterior al despegue y preanuncia al mismo, como lo prueban las edades de 16 ma dados para los cuerpos de Ullum-Zonda y la observación de Heim, 1952 (Figura N° 5). Es importante destacar que la presencia de xenolitos en estos cuerpos, dan una composición y estructura de anfibolitas similares a las del basamento de Pie de Palo y Valdivia, lo que da una prueba natural sobre la composición del zócalo no aflorante de Precordillera Central (Baldis *et al.*, 1990). La faja de corrimiento está dada generalmente por 5 o 6 estructuras sucesivas, estas fallas están ubicadas en el flanco oriental de las sierras. Estructuras en anticlinal y braquianticlinal se presentan casi siempre en el corrimiento frontal o en el segundo frente. Las sierras de Perico y Huaco son un ejemplo de geometría de corrimiento en flexura con una apertura del núcleo y ventana tectónica (*Klippe*)

al sur del cerro El Fuerte, transformándose en un monoclinal al bisectarse el ala oriental entre los cerros Potrerillos y La Silla. Otro ejemplo notable de plegamientos con ventanas tectónicas son los cerros de Cumillango y La Chilca, también en el frente de la faja de corrimiento y las estructuras de la sierra de Talacasto y el cerro Sapo, donde la megafractura Ambato ha producido desplazamientos de hasta 4 km del frente de corrimiento y elevación diferencial de la sierra de Talacasto, permitiendo el afloramiento de calizas cámbricas. La actividad simultánea en Precordillera Central y Oriental de las megafracturas es evidente, por lo menos desde el Carbonífero con el control de la deposición de Formación Guandacol (ex Formación Río Francia), incrementos de espesor del Cenozoico y actividad neotectónica (Baldis *et al.*, 1990).



Las lomas de La Dehesa se caracterizan por presentar una mezcla en cuanto a rasgos estructurales de ambas unidades morfoestructurales. Presentan una orientación meridiana, con estructura homoclinal, buzante al este. Están cortadas por varios sistemas de fracturas: el más difícil de distinguir es subparalelo a la estratificación, y otros sistemas atraviesan por completo las lomas en dos direcciones predominantes (E-W y NNE – SSW). El borde occidental de las lomas de La Dehesa está limitado por una falla buzante al este (Peruca, 1990). El extremo sur se observa plegado con un par anticlinal-sinclinal buzantes al SW.

Las estructuras regionales típicas de Precordillera Central están representadas por una falla que delimita por el este al bloque de las sierras Alta de Zonda, de Punta Negra y de La Dehesa, cuyo plano es buzante al oeste. Al norte del río San Juan destaca también una falla inversa pivotante que al sur del cerro los Baños pone en contacto las capas devónicas y neógenas, visible en la quebrada del río Blanco, ubicada en el extremo norte del complejo volcánico de Ullum. Un rasgo estructural importante vinculado al magmatismo de los cuerpos subvolcánicos, de este complejo, es la presencia de fallas radiales con respecto a los cuerpos subvolcánicos y una serie de fallas subverticales de poca longitud que afectan los contactos entre los intrusivos y la roca de caja paleozoica. (Weidmann *et al.*, 2007). Los cuerpos subvolcánicos del área del río Blanco están alojados en una gran estructura anticlinal, con eje aproximado N-S. El flanco occidental se encuentra sobre las quebradas de Las Leñas y de Los Polvorines, mientras que el flanco oriental está constituido por el cordón de Punta Negra y las capas devónicas que afloran en el faldeo oriental del cerro Alto Largo. (Weidmann *et al.*, 2007). Según Mendoza *et al.* (2000) del análisis de las estructuras locales se evidencia un lineamiento NO-SE coincidente con la quebrada del río Blanco. Este se intercepta con lineamientos N-S y secundariamente con lineamientos NE-SO, donde la alteración es mayor y se interpreta como una posible zona de ascenso de los fluidos hidrotermales (Weidmann *et al.*, 2007).

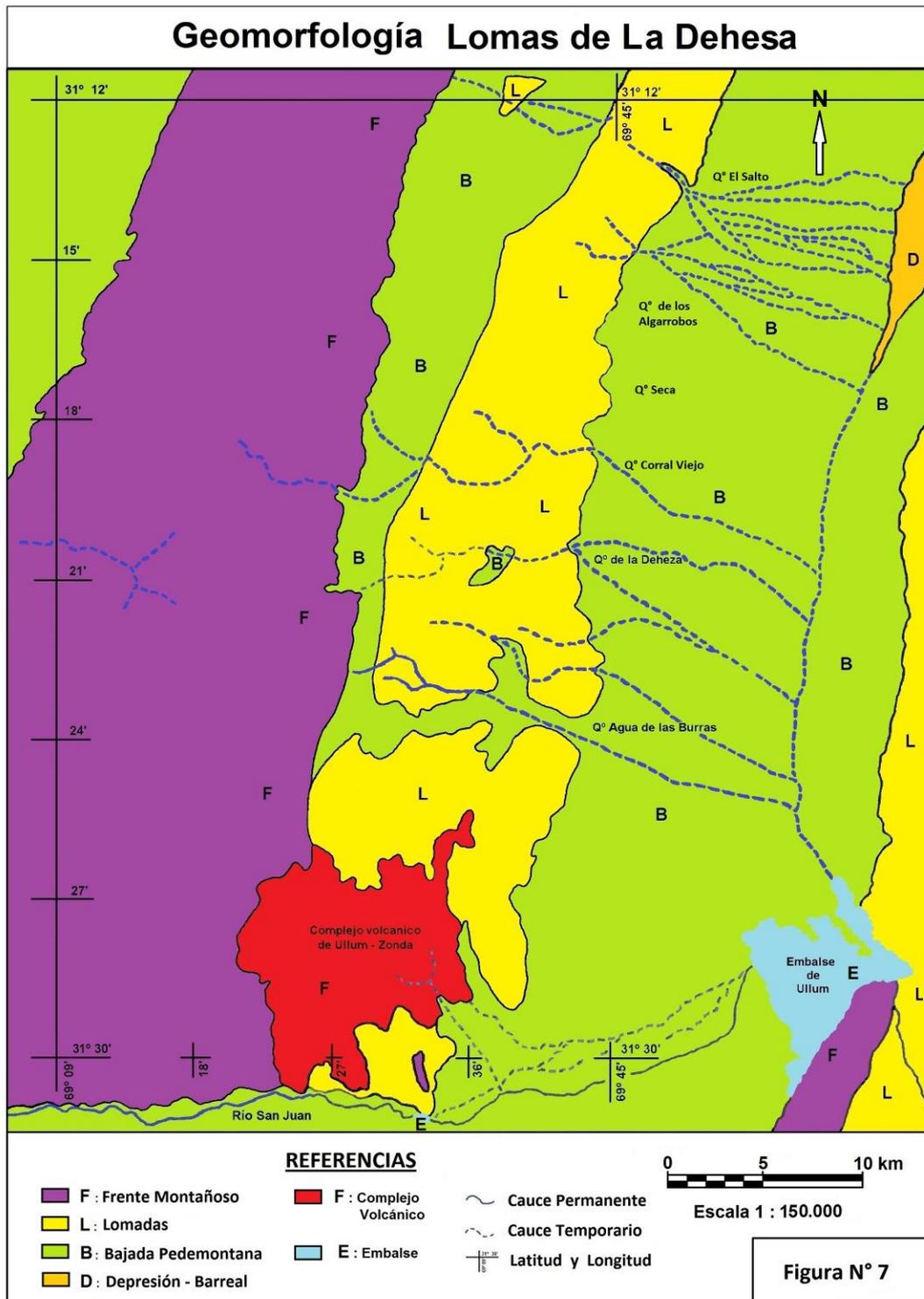


### 3-3. Geomorfología.

Siguiendo a Uliarte, Ruzycki y Paredes (1990) la provincia de San Juan fue dividida en cuatro regiones. Nuestra área de estudio está comprendida en el valle de Matagusanos, Ullum, Zonda, Pedernal y Bachongo; que corresponde a la Región Central de los autores antes mencionado. El origen de este valle es tectónico, en él se encuentra la inversión de las estructuras de Precordillera. La margen oriental está limitada por el cordón de Mogna, Villicum, Zonda, Pedernal, cuya estructura dislocante es un fallamiento que buza hacia el este. La margen oeste del valle está formada por las sierras de Talacasto, La Dehesa, Loma Negra o Alta de Zonda, y cordón del Infiernillo, con la estructura de fallamiento buzante al oeste. Cabe destacar que su altura llega a 4500 msnm en el cordón del Tontal, esto le permite regular el clima de la región.

En la zona de la depresión de Matagusanos cerca del borde occidental existe una serie de sierras menores que es donde se invierten propiamente las estructuras. En esta zona se encuentran manifestaciones ígneas que son los cerros La Sal, Blanco de Zonda, Blanco de Ullum, entre otros, de edad neógena (miocena). La actividad ígnea originó una gran estructura del tipo anular que es fácilmente visible en las imágenes satelitales. Como complemento de esta actividad encontramos un complejo de sedimentos piroclásticos bordeando esta estructura (Bercowski y Figueroa, 1987). Además existen manifestaciones de termalismo actual con precipitaciones de tufas y travertino. La depresión tectónica de Matagusanos constituyó a principios del Pleistoceno un bolsón, esto está evidenciado por la presencia de sedimentos finos que constituían la playa o barreal de un sistema cerrado de evolución del relieve de ciclo árido, recibiendo las aguas que drenaban ambos márgenes, pudiéndose diferenciar un flanco oriental de corta extensión en la cual se encuentran conos de derrubio (20° a 25° de pendiente) de sucesivas generaciones originadas por los diferentes pulsos de ascenso de la sierra de Villicum, como así también por cambios climáticos. La margen occidental desarrolla un extenso piedemonte donde es posible observar formas destructivas (pedimento o glacis labrado en cenozoico) y formas constructivas (abanicos aluviales con una extensión que varían entre 10 km y 20 km de ancho que coalescen formando la bajada). Posteriormente se produjo la apertura de esta cuenca cerrada por medio del río de la Travesía que ahora drena esta depresión hacia el sur al río San Juan, formando barrancas erosivas de 2 m a 3 m de altura. Al valle de Matagusanos actualmente se considera como un semibolsón. En esta depresión se encuentran en la margen noreste dunas longitudinales de dirección norte-sur, algunas fijas por vegetación y otras móviles.

En la zona de Ullum-Zonda se encuentran formas notables que indican que al levantarse las sierras de Marquesado y Zonda, endicaron al río San Juan que en esos momentos cruzaba estas sierras por la quebrada de Zonda, ello originó un extenso lago que formó un nivel de base temporario (Rocca, 1970). En el lago se produjo una sedimentación de materiales finos de considerable espesor. Estos sedimentos se extienden desde la cercanía del valle de Matagusanos hasta la sierra de Zonda. Hay evidencias arqueológicas de que hubo asentamientos indígenas a orillas de este lago hace aproximadamente 6.500 años (Gambier, 1990, comentario verbal). Resaltan también antiguos niveles de planización sobre sedimentitas paleozoicas hoy sobreelevados, como la que se puede ver en sierra Alta de Zonda. Otra característica geomorfológica es la de malpaís o huayquerías, desarrollado sobre loma de Las Tapias. Se reconocen formas de arcos y espolones, galerías y/o cárcavas; todos productos del proceso de disolución de las sedimentitas limo-arenosas (Pandolfo, 1975).



En la Figura N° 7 se puede observar las unidades reconocidas para la comarca: Frente Montañoso (F); Lomadas (L); Bajada pedemontana (B) y Barreal o Playa (D). El frente montañoso corresponde a los límites occidental y oriental del valle tectónico, y conforma la unidad positiva más elevada de la comarca. Las lomadas es la siguiente unidad positiva en importancia, las que no superan los 800 msnm. Una unidad de acreción la constituye la bajada pedemontana formada por la coalescencia de los abanicos aluviales. La cuarta unidad está constituida por el antiguo nivel de base del valle, rellenadoa por sedimentos finos, que forman el típico barreal o playa.

## 4-GEOLOGÍA LOCAL

Los depósitos Neógenos del faldeo oriental de la sierra de La Dehesa forman una extensa faja continua que se extiende desde la quebrada Albarracín al sur del río San Juan hasta la quebrada de Talacasto por el norte. Guardan relación con los depósitos neógenos aflorantes en las sierras de Mogna, Villicum Norte, Ullum y lomas de Las Tapias (ver 3-1. Estratigrafía Regional). El mejor grado de exposición de estas sedimentitas, se observa en las lomas de La Dehesa. En el extremo Sur, se encuentra la quebrada Agua de las Burras en dónde se ha realizado el presente trabajo. Al Oeste, el Neógeno, está limitado por una extensa zona de falla, con fracturas aún activas, mientras que hacia el Este, el techo de la sucesión neógena desaparece por debajo de depósitos cuaternarios. Presentan un rumbo meridional, paralelo al frente montañoso de la sierra de La Dehesa. Su buzamiento es casi vertical y predominante al Este.

### 4-1. Estratigrafía - Unidades

#### 4-1-a. Descripción de la columna estratigráfica

Para facilitar el trabajo de campo se divide la quebrada en tramos (Figura N° 10) teniendo en cuenta fundamentalmente características litológicas (composición, color, textura), geomorfológicas y discontinuidades estratigráficas. En su descripción, así como en su representación gráfica, se respetó la escala de trabajo (1:12.500). En total se han medido 5860 m en la quebrada Agua de las Burras, en dos perfiles de detalle solapados 520 m aproximadamente. Las coordenadas de la base y techo de la columna están ubicadas entre los paralelos 31° 22' y 31° 25' de latitud Sur y entre los meridianos 68° 45' y 68° 52' de longitud Oeste, cubriendo un área de 14 km<sup>2</sup>. Los perfiles se han realizado en dirección Oeste – Este, aprovechando el trazado de la quebrada que corta casi normal al rumbo de las sedimentitas, con una extensión aproximada de 6 km.

La fracción más gruesa constituida por conglomerados de gravas y bloques es descrita en cada capa, teniendo en cuenta el predominio composicional de los clastos. Para ello se engloba bajo el término “**Ígneas Rojas**” (IR) a todos los clastos de rocas volcánicas (Permo-triásicas) tales como riolitas de coloración rojiza, violácea y naranja; andesitas verdosas; basaltos gris oscuros; fragmentos volcanoclásticos; y rocas intrusivas, tales como granito rosado y granodiorita blanquecina; se incluyen los escasos rodados de cuarzo blanco en este grupo de rocas. Con el término “**Ígneas Gris Blanco**” (IG) se agrupan todos los bloques y gravas (Neógenos) de composición andesítica y dacítica gris a gris blanquecinos; y algunas riodacitas pardas; todas pueden tener distinto grado de alteración argílica, silicificación u otras. Con el término “**Arenisca Verde**” (AV) se engloban todos los clastos de rocas silicoclásticas grises, verdes y rosadas (Paleozoicos). Por último con el término “**Caliza Gris**” (CG) se engloba los bloques y clastos de calizas y margas (Cambro-ordovícicas). Cabe mencionar la presencia de mármoles, anfibolitas y gneis como xenolitos en los bloques de dacitas-andesitas (Neógenos). Debido a su escasa presencia no fueron considerados volumétricamente en las interpretaciones litofaciales.

**Tramo 1:** el espesor medido del tramo es de 270 m (Foto N° 001).

El Neógeno está limitado en su base a través de una falla inversa que lo ubica por debajo de sedimentitas marinas devónicas (Fotos N° 002, 003 y 004). Esta falla se presenta

parcialmente cubierta, ha sido determinada por quiebre en la pendiente de la ladera, alineación de cortaderas y cambio de litología en los afloramientos (Fotos 005, 006 y 007). El Neógeno inicia con un potente depósito de brecha rosada matriz sostén, caótica, con capas de diversos tamaños de los bloques (medianos a finos) con una composición de 40 % de IG, 40 % AV y 20 % de IR (Fotos 008, 009, 010, 011, 012, 013, 014 y 015). Destaca una brecha fina gris matriz sostén y en parte clasto sostén con alto contenido de IG (Fotos N° 016, 017 y 018). Esta secuencia mide 90 m.

Continúa una sucesión de areniscas rosadas algo conglomerádicas, con algunas intercalaciones de arcillitas y finos conglomerados rosados. Destacan dos bancos de más de 20 m con alto contenido de arenisca conglomerádica (Foto N° 019). Toda esta sucesión se caracteriza por presentar diversos porcentajes de IG (Fotos N° 016, 019, 020, 021 y 022). Estas areniscas presentan algunas evidencias de bioturbación (Foto N° 021), se las encuentra con una fina laminación a masivas, en sectores con clastos blandos (Foto N° 023); el porcentaje composicional de las areniscas conglomerádicas es de 70 % IR y 30 % AV y su abundancia es mayor en niveles superiores. Esta secuencia mide 180 m de espesor.



Foto N° 001 Vista general del tramo 1 mirando al sur.



Foto N° 002 Afloramiento Paleozoico.



Foto N° 003 Detalle foto anterior.



Foto N° 004 Detalle Paleozoico.

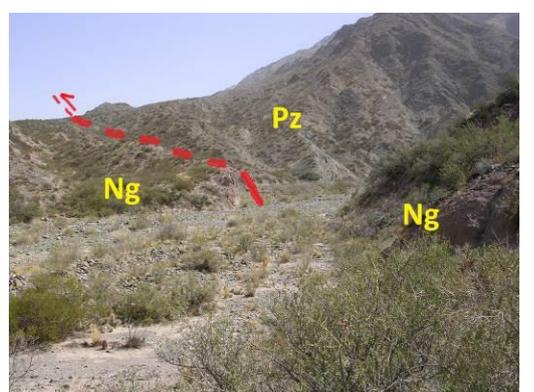


Foto N° 005 Contacto por falla.



Foto N° 006 Contacto por falla.

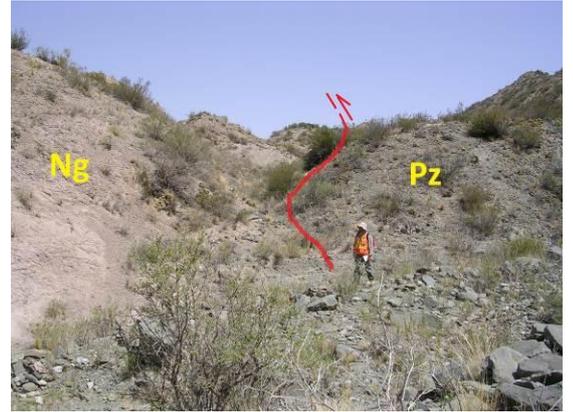


Foto N° 007 Aspecto falla de contacto.



Foto N° 008 Primer plano de la brecha rosada matriz sostén (Bm).



Foto N° 009 brecha rosada matriz sostén



Foto N° 010 Detalle foto anterior (Bm).



Foto N° 011 Detalle foto 008 (Bm).



Foto N° 012 Detalle foto 008 (Bm).



Foto N° 013 Detalle foto 008 (Bm).



Foto N° 014 Detalle foto 008 (Bm).  
Clasto de brecha anterior.



Foto N° 015 Detalle foto 008 (Bm).



Foto N° 016 Afloramiento de brecha fina gris clasto sostén (Bmg), margen norte.



Foto N° 017 Afloramiento de brecha fina gris clasto sostén (Bmg), margen sur.



Foto N° 018 Detalle brecha fina gris clasto sostén (Bmg).



Foto N° 019 Vista afloramiento de arenisca conglomerádica (SGm).



Foto N° 020 Diferentes % clastos de dacita (IG). No es tufítica.



Foto N° 021 Detalle foto 020. (SGm) Madriguera rellena con arcilla blanca.



Foto N° 022 Detalle foto 020. (Sm) Diferentes % clastos de dacita (IG).



Foto N° 023 Detalle de los clastos blandos en arenisca conglomerádica.

**Tramo 2:** el espesor medido es de 450 m.

Comienza el tramo con brecha gris matriz sostén y en parte clasto sostén de base erosiva y escasa potencia (Fotos N° 024 y 025) constituida por 90 % IG y 10 % de AV. Continúa una brecha rosada matriz sostén, caótica, con capas de diverso tamaños de los bloques (medianos a finos) con una composición de 75 % de IG, 15 % AV y 10 % de IR (Fotos N° 026 y 027). Una nueva brecha gris de 23 m de espesor destaca en el paisaje (Fotos N° 025, 028, 029, 030, 031 y 032). Esta brecha es en parte una megabrecha gris clasto sostén (Fotos N° 033 y 034). Continúan areniscas rosadas casi en su totalidad cubiertas por depósitos modernos (Foto N° 035), entre ellas se destacan a modo de costillas dos finos bancos de brecha gris clasto sostén (Fotos N° 036 y 037) y una brecha rosada matriz sostén coronando este secuencia (Foto N° 038).

Continúan 60 m de depósitos modernos correspondientes a un valle meridional que se desarrolla paralelo a un paredón, cuya mayor expresión se observa en la quebrada de La Dehesa. Continúa una brecha gris clasto sostén (Foto N° 039) de 15 m y 70% IG y 30% AV. Unas potentes brechas grises matriz sostén se desarrollan sobre ésta (Foto N° 040), alternando con areniscas finas rosadas (Fotos N° 041 y 042). Culmina este tramo con una microbrecha verde matriz sostén coronada por una brecha gris clasto sostén (Fotos N° 043 a 051). Esta microbrecha atraviesa con rumbo 328°/74° NE, repitiendo la secuencia en pocos metros, probablemente es una pequeña falla de rumbo de 30 m de rechazo. El tramo culmina con un contacto neto, paraconcordante, cubierto por arcillitas rosadas (Fotos N° 052 y 053).



Foto N° 024 Afloramiento margen norte brecha gris clasto sostén (Bmg)



Foto N° 025 Afloramiento margen sur brecha gris clasto sostén (Bmg)



Foto N° 026 Afloramiento margen norte brecha gris clasto sostén (Bmg)



Foto N° 027 Detalle techo brecha gris clasto sostén (Bmg)



Foto N° 028 Afloramiento margen sur brecha gris clasto sostén (Bmg)



Foto N° 029 Detalle base brecha gris clasto sostén (Bc)



Foto N° 030 Afloramiento margen norte brecha gris matriz sostén (Bm)



Foto N° 031 Detalle techo brecha gris matriz sostén (Bm)



Foto N° 032 Detalle foto 031.



Foto N° 033 Bloque en Megabrecha gris clasto sostén (MBmg)



Foto N° 034 Bloque en Megabrecha gris clasto sostén (MBmg)



FotoN° 035 Vista hacia el Este arenisca rosada cubiertas.



Foto N° 036 Delgada brecha gris clasto sostén.



Foto N° 037 Brecha fina gris clasto sostén



Foto N° 038 Brecha rosada matriz sostén.



Foto N° 039 Brecha gris matriz sostén.



Foto N° 040 Brecha gris matriz sostén.



Foto N° 041 Areniscas finas rosadas



Foto N° 042 Areniscas finas rosadas



Foto N° 043 Brecha gris clasto sostén, sales blancas en diaclasas.



Foto N° 044 Brecha gris clasto sostén.



Foto N° 045 Brecha gris clasto sostén.



Foto N° 046 Microbrecha roja clasto sostén. Matriz roja arcillosa (FBm).



Foto N° 047 Microbrecha roja clasto sostén, clastos de arenisca verde.

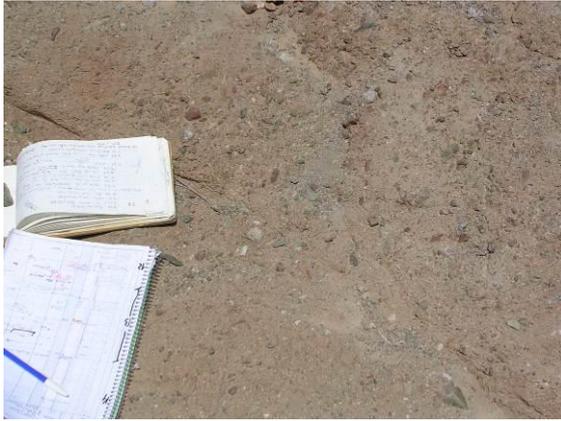


Foto N° 048 Microbrecha roja clasto sostén



Foto N° 049 Arenisca rosada fracturada.



Foto N° 050 Brecha gris clasto sostén.



Foto N° 051 Detalle base de foto 043.



Foto N° 052 Detalle techo de foto 043.



Foto N° 053 Discordancia estratigráfica.

**Tramo 3:** el espesor medido es de 690 m.

Este tramo comienza con la presencia arcillitas rojo ladrillo con abundantes calcretes finos (Foto N° 054) que le dan un aspecto de bandedado fino. Continúan areniscas finas a medias rosadas, con areniscas conglomerádicas rosadas, cuyos clastos son 75 % IR y 25 % AV. Este nivel posee una fractura sinistral subestratal, de poco rechazo, y rumbo  $320^{\circ}/33^{\circ}$  NE (Foto N° 055). Las capas de areniscas conglomerádicas que continúan presentan algunos tubos de bioturbación, escasos calcretes finos aislados y marcados taffionis (Fotos N° 056 y 057). Son muy escasos los delgados niveles de areniscas conglomerádicas con 70 % IG, 20 %

IR y 10 % AV (Fotos N° 058 y 059). En general son areniscas rosadas masivas (Foto N° 061) con algunas lentes muy delgadas de arcillitas y otras lentes de conglomerados finos (Fotos N° 060 y 062). Continúa una extensa secuencia rosada de areniscas masivas y conglomerados finos matriz sostén, 80 % IR y 20 % AV (Fotos N° 063 y 064), con algo de calcretes en las areniscas rosadas. Son escasas las lentes de conglomerados clasto sostén con abundante cemento carbonático, 60 % IR y 40 % de AV. Destaca una lente gris de 5 m de espesor de arenisca conglomerádica asociada a finos con calcretes (Foto N° 065).

Continúa los bancos más representativos de este tramo constituidos por la asociación de areniscas masivas a conglomerádicas con conglomerados finos matriz sostén y otros conglomerados clasto sostén, ambos con una composición aproximada de 60 % IR, 35 % AV y 5 % IG (Fotos N° 066 a 068). En menor medida las arcillitas rojo ladrillo culminan esta secuencia, se las observa con calcretes discontinuos a finos horizontes pedogenéticos (Fotos N° 069 y 070). Los niveles conglomerádicos y algunas areniscas se destacan por la estructura en artesa y el alto contenido de minerales pesados como la Magnetita, en finas láminas (Fotos N° 071 a 073). Los espesores de cada secuencia son variables, generalmente en el orden cercano a la decena de metros (Foto N° 066).

El tercer tramo culmina con una secuencia de idénticas características a las anteriormente descritas, las arcillitas predominan notablemente sobre la combinación de areniscas y conglomerados (Fotos N° 074 a 077), esta combinación puede presentarse deformada por fallamiento y plegamiento sin genético o inyección de diques de arena (Fotos N° 075 y 076). Al final del tramo la asociación de conglomerados clasto sostén y areniscas con entrecruzamiento en artesa son las que predominan (Fotos N° 078 a 080), cuya composición promedia 80 % IR y 20 % AV (Foto N° 081). Es abundante la acumulación de magnetita entre las láminas de areniscas entrecruzadas (Fotos N° 082 a 084), aunque en niveles superiores es escasa. Las areniscas pueden estar acompañadas por clastos aislados de mediano tamaño (Fotos N° 085 y 086). Las arcillitas rojo ladrillo masivas predominan sobre las arcillitas laminadas gris-rosadas, en estas últimas se identifican escasos calcretes y clastos blandos, mientras que en las anteriores se pueden identificar bochones diagenéticos pequeños. Con respecto a la bioturbación es muy abundante en escasos niveles, presentando tubos verticales y algunas madrigueras (Fotos N° 088 y 089). El pasaje al siguiente tramo es gradual, se mantienen los bancos con la asociación de arenisca conglomerádicas y conglomerados clastos sostén, intercalados con arcillitas rosadas a blancas (Fotos N° 087, 090 a 093). En general aumenta el tamaño de los clastos de los conglomerados clasto sostén y se mantiene la composición porcentual.



Foto N° 054 Arcillitas rojo ladrillo. Detalle costra de meteorización.



Foto N° 055 Arcillitas rojo ladrillo con calcretes. Fractura substratal sinistral.



Foto N° 056 Areniscas conglomerádicas.  
Estructura en artesa (SGmt).



Foto N° 057 Taffionis en arenisca



Foto N° 058 Arenisca gris conglomerádica  
en parte tufítica.



Foto N° 059 Detalle del recuadro  
en la foto 058.



Foto N° 060 Arcillita rojas bioturbadas.



Foto N° 061 Areniscas rosadas masivas.



Foto N° 062 Lente de conglomerado fino gris, en areniscas rosadas masivas



Foto N° 063 Arenisca masiva (Sm) y conglomerado fino matriz sostén (Gmf)



Foto N° 064 Arenisca masiva (Sm) y conglomerado fino matriz sostén (Gmf)



Foto N° 065 Arenisca gris algo tufítica y arenisca con horizontes de calcretes.



Foto N° 066 Vista de afloramiento de arcillitas y areniscas.



Foto N° 067 Madriguera en arenisca.



Foto N° 068 Vista de afloramiento de areniscas y trenes de conglomerados.



Foto N° 069 Arcillitas rosadas, areniscas y conglomerados en alternancia.



Foto N° 070 Arcillitas rosadas, areniscas y conglomerados en alternancia.



Foto N° 071 Arenisca en artesa (St) con magnetita.



Foto N° 072 Arenisca en artesa (St) con magnetita.



Foto N° 073 Arenisca en artesa (St) con magnetita.



Foto N° 074 Vista de la secuencia arcillitas, areniscas y conglomerados.



Foto N° 075 Dique de arena en arcillita.



Foto N° 076 Predominio de arcillitas sobre areniscas y conglomerados. ¿Slump?



Foto N° 077 Banco de arenisca entre finos



Foto N° 078 Arenisca en artesa y conglomerado clasto sostenido. Escasos tafionis.



Foto N° 079 Detalle foto 080.



Foto N° 080 Arenisca y conglomerado clasto sostén.



Foto N° 081 Clastos del conglomerado clasto sostén.



Foto N° 082 Arenisca en artesa (St) con magnetita.



Foto N° 083 Arenisca en artesa (St) con magnetita.



Foto N° 084 Idem fotos anteriores.



Foto N° 085 Arenisca masiva con clastos aislados (flotantes, Sh).



Foto N° 086 Detalle foto 085.



Foto N° 087 Vista fin del tramo 4



Foto N° 088 Bioturbación en arenisca  
madrigueras y tubos verticales.



Foto N° 089 Bioturbación en arenisca  
madrigueras y tubos verticales.

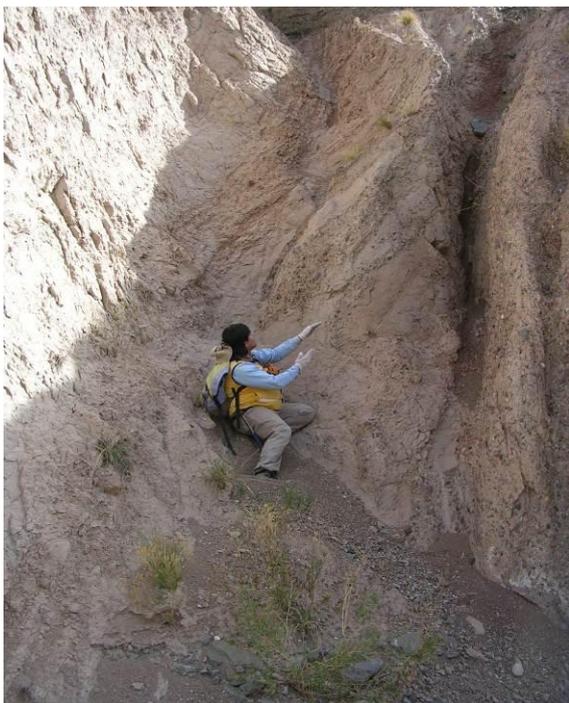


Foto N° 090 Areniscas y conglomerados en  
trenes finos



Foto N° 091 Idem foto anterior.



Foto N° 092 Areniscas y conglomerados de mayor espesor.



Foto N° 093 Idem foto anterior.

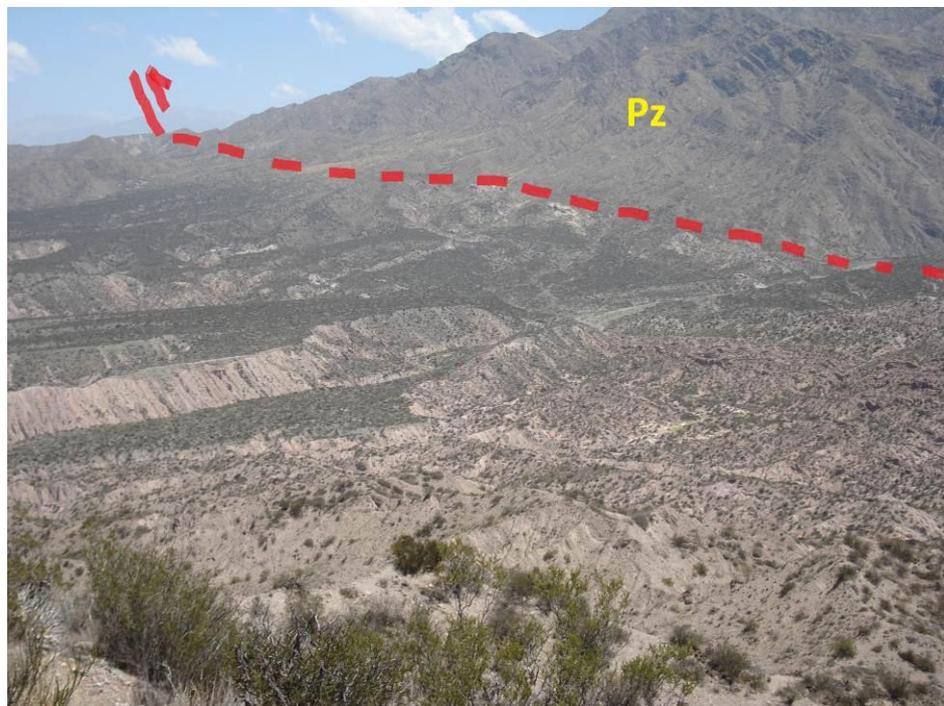


Foto N° 094 Vista de los tres primeros tramos desde la base del tramo 5, es identificable la falla inversa que pone en contacto el paleozoico con el neógeno.  
El recorrido del perfil se realizó por la quebrada principal.

**Tramo 4:** el espesor medido es de 750 m.

Este tramo está dividido en tres sectores bien diferenciados entre sí, ver la columna estratigráfica. La base del tramo (Fotos N° 095 a 098) está constituida casi en su totalidad por la asociación de conglomerados matriz sostén y areniscas masivas, el porcentaje de los clastos es 40 % IR, 40 % AV y 20 % IG (Fotos N° 099 a 103), se observaron escasos bloques aislados en su mayoría no superan los 20 cm (Fotos N° 096, 099 a 108), destacan algunos de más de 80 cm (Fotos N° 105 y 106). Algunos bancos tabulares son de arenisca conglomerádica con una marcada estratificación de clastos aislados (Foto N° 102). Comienzan a ser importantes los trenes de conglomerados clasto sostén, en cuyas bases se identifican superficies erosivas (Fotos N° 100 y 109), es común que estos trenes graden verticalmente a conglomerado matriz sostén (Foto N° 099 y 100). Las arcillitas se presentan

en delgadas lentes con algunos finos calcretes y clastos blandos (Fotos N° 111 a 114), por lo general son de escaso espesor y poco desarrollo lateral. Suelen preservarse las marcas subestratales tales como surcos de corrientes, grietas de desecación y marcas de carga (Fotos N° 115 a 120). En un nivel se identificó un diente de mamífero (Foto N° 112). Hacia el tope de la base del tramo se observan algunas lentes de arenisca entrecruzada con escasa Magnetita (Fotos N° 121 y 122). Casi en la base se observó una fractura en las arcillas de rumbo  $40^{\circ}/25^{\circ}$  SE (Fotos N° 097 y 098), y en los conglomerados matriz sostén las fracturas se enmascaran con la matriz (Foto N° 110).

El pasaje al sector medio del tramo cuatro es transicional y se caracteriza por el aumento de los conglomerados clastos sostén. Comienza con la asociación de arcillitas rojas con areniscas conglomerádicas masivas a algo laminadas grises con alto contenido en IG, en ella los bloques de dacita en su mayoría alcanzan un diámetro de 5 cm, la composición porcentual de los clastos es 50 % IG, 25 % IR y 25 % AV (Fotos N° 123 y 124). Otra asociación que alterna con la primera es la combinación de conglomerados finos matriz sostén, areniscas entrecruzadas y trenes de conglomerados clasto sostén medios a grueso, cuya composición porcentual promedio es de 40 % AV, 40 % IR y 20 % IG (Foto N° 101). Las arcillitas presentan algunos bochones diagenéticos, grietas de desecación, bioturbación y clastos aislados de casi 10 cm hacia su techo (Foto N° 125).

La parte superior del sector medio del tramo cuatro se inicia con conglomerados finos matriz sostén grises con trenes delgados de conglomerados clasto sostén (Foto N° 126). Hacia el techo de cada banco hay un aumento en la cantidad y tamaño de los bloques (Fotos N° 127 a 130). La composición porcentual es de 40 % IG, 30 % IR y 30 % AV. Alternan areniscas conglomerádicas gris a rosada (Fotos N° 131, 133, 134, 135, 140, 152 y 157) con algunas lentes o trenes finos de conglomerados clasto sostén fino, medios y gruesos, con base erosiva, bochones diagenéticos y escasas marcas de carga (Fotos N° 132, 138 y 140). La relación de arena a grava aumenta hacia el techo del tramo (Fotos N° 130 y 158). Cerca del techo se destaca un nivel gris de arena deleznable que cubre la superficie topográfica con un espesor uniforme de 40 cm (Fotos N° 126, 136 a 139).

La parte superior del tramo cuatro inicia con unas capas grises arenosas muy estratificadas y con grandes bloques proyectados (Fotos N° 136, 141 a 144 y 149). Estas capas poseen bases erosivas (Fotos N° 133, 141, 150 a 152), con estructuras entrecruzadas planas, gradación y escasa bioturbación (Fotos N° 145 a 148), están intercaladas con arcillitas rosadas (Fotos N° 129, 138, 145, 146 y 147) y algunas lentes de brechas grises cuya composición porcentual es de 90 % IG, 5 % IR y 5 % AV (Fotos N° 149 y 150). Cabe destacar la presencia de un mega bloque gris de dacita (IG) cuyo diámetro alcanza a 1,5 m (Foto N° 153). En las brechas se reconocieron bloques de caliza y gneis, aparte de las de arenisca verdes y rojizas que son las más abundantes (Fotos N° 141 a 144). Esta zona se identifica fácilmente por el aspecto más claro de sus afloramientos (Foto N° 094, en tramo 3). Hay cerca de la base una fractura subestratal de  $302^{\circ}/68^{\circ}$  NE (Foto N° 154) la que se puede seguir por varios metros. Cerca del techo del tramo hay una fractura subestratal de rumbo  $296^{\circ}/67^{\circ}$  NE (Fotos N° 155 y 156). Culmina el tramo con una alternancia de areniscas conglomerádicas y conglomerados matriz sostén cuya composición es de 40 % IG, 30 % IR y 30 % AV (Fotos N° 157 y 158). Destacan dos niveles de arcillitas rojo ladrillo coronando este tramo (Foto N° 159, tramo 5). El pasaje al siguiente tramo es erosivo y neto, este se puede seguir en las fotos aéreas por varios kilómetros.



Foto N° 095 Conglomerado matriz sostén y arenisca masiva.



Foto N° 096 Bloque aislado de 20 cm.



Foto N° 097 Fractura substratal en arcillita y limolita.



Foto N° 098 Detalle fractura foto anterior.



Foto N° 099 Conglomerado clasto sostén que grada a conglomerado matriz sostén.



Foto N° 100 Idem foto anterior. Gc que grada a Gm. Base erosiva.



Foto N° 101 Conglomerado clasto sostén Base erosiva.

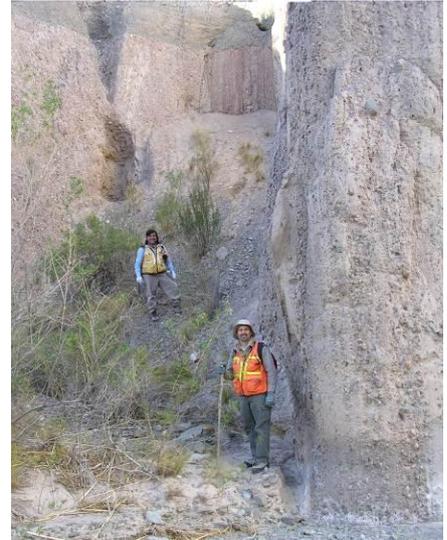


Foto N° 102 Areniscas conglomerádicas estratificadas (SGh).



Foto N° 103 Vista base del tramo.

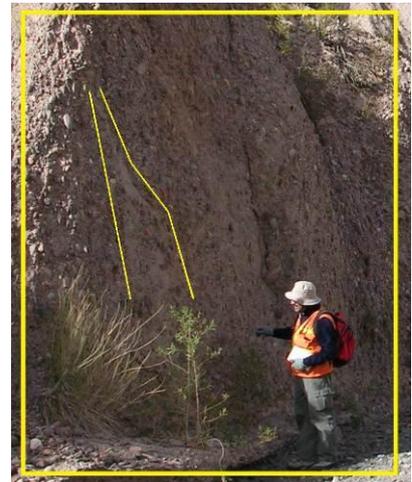


Foto N° 104 Detalle frente de barra.



Foto N° 105 Bloque aislado más de 80cm.



Foto N° 106 Detalle foto anterior.



Foto N° 107 Bloque aislado más de 20cm en conglomerado matriz sostén (Gm).



Foto N° 108 Areniscas conglomerádicas. Matriz gris algo tuftítica (Sg y Sr).



Foto N° 109 Arenisca masiva (Sm) con bloques aislados.



Foto N° 110 Trenes de Gc, imbricación y posible fractura.



Foto N° 111 Clasto blando en arenisca fina rosada (Sm).



Foto N° 112 Diente de mamífero sin ident. en arcillita bioturbadas (Fsc).



Foto N° 113 Arcillita bioturbadas (Fsc) con horizontes de calcretes.



Foto N° 114 Arcillita bioturbadas con calcretes (Fsc).



Foto N° 115 Areniscas conglomerádicas con marcas de carga.



Foto N° 116 Otra vista foto anterior.



Foto N° 117 Lente de arcillita rosada entre conglomerado matriz fino. Vista general de las siguientes dos fotos. Grandes marcas de corriente. Círculo con clasto blando mayor a 1 m.



Foto N° 118 Marcas de corriente.



Foto N° 119 Detalle foto anterior.



Foto N° 120 Grietas de desecación y otras marcas subestratales.



Foto N° 121 Arenisca en artesa (St), techo truncado. Frente barra de gravas.



Foto N° 122 Otra vista foto anterior.



Foto N° 123 Arenisca gris conglomerádica tufítica, base erosiva (SGmT).



Foto N° 124 Arenisca gris conglomerádica tufítica, base erosiva (SGmT).



Foto N° 125 Arcillitas y areniscas finas con grietas de desecación y moradas.



Foto N° 126 Arenisca gris conglomerádica tufítica, algo estratificada (SGmT).



Foto N° 127 Conglomerado clasto sostén tufítico, gafas de sol como escala.



Foto N° 128 Conglomerado clasto sostén tufítico, bloques de 50cm (GcT)



Foto N° 129 Conglomerado clasto sostén en artesa, lente arena entrecruzada (Gc y St).



Foto N° 130 Contacto entre SGmT del medio tramo y Gm del tramo superior.



Foto N° 131 Conglomerado clasto sostén con base erosiva.



Foto N° 132 Trenes de conglomerados Gc en conglomerado fino matriz sostén.



Foto N° 133 Potente banco de arcillitas y areniscas finas, base erosiva de conglomerado matriz sostén fino.



Foto N° 134 Bochones diagenético en arcillitas (Fsc).



Foto N° 135 Grandes bochones diagenéticos en arcilita y arenisca muy fina (Fsc).



Foto N° 136 Bloques aislados de 30cm en conglomerado matriz sostén estratificado. Toba en el borde superior.



Foto N° 137 Rumbo y espesor de la capa gris de toba (CC).



Foto N° 138 Detalle de la toba (CC).



Foto N° 139 Extremo más occidental de la Toba, detalle en foto N° 126.



Foto N° 140 Intercalación de lentes de arcillitas en conglomerado matriz sostén. Base parte superior del tramo 4.



Foto N° 141 Bloques de 40 cm en conglom. gris tufítico (Bc). Superficie de erosión.



Foto N° 142 Bloque de Anfibolita, en Bc.



Foto N° 143 Bloque de caliza en Bc.



Foto N° 144 Bloques de areniscas rosadas y de dacitas en Bc.



Foto N° 145 Capas con estratificación cruzada planar en arenisca gruesa a sabulita gris (SpT).



Foto N° 146 Detalle de foto anterior, con un bloque proyectado.



Foto N° 147 Arenisca gris con estratificación en artesa, hay bloques concentrados (StT).



Foto N° 148 Detalle de perforaciones en el techo de arenisca gris tufítica.



Foto N° 149 Conglomerado matriz sostén muy caótico (Gm).



Foto N° 150 Conglomerado clasto sostén, base erosiva (Gc sobre Bm).



Foto N° 151 Conglomerado matriz sostén tufítico. Base erosiva con arcillita.



Foto N° 152 Otra vista de la foto anterior.



Foto N° 153 Mega bloque en conglomerado matriz sostén, casi en el techo del tramo 4.



Foto N° 154 Espejo de falla subestratal.



Foto N° 155 Plano de fractura subestratal



Foto N° 156 Otra vista de la foto anterior.



Foto N° 157 Conglomerados matriz sostén con finos trenes de conglomerado clasto sostén. Techo del tramo 4.



Foto N° 158 Conglomerados matriz sostén finos (Gmf) con un paleocanal moderno en su borde superior. Margen sur

**Tramo 5:** el espesor medido es de 790 m.

El quinto tramo está caracterizado principalmente por conglomerados grises matriz sostén gruesos, variando su proporción de matriz arenosa a arcillosa, al igual que el tamaño de los clastos (Fotos N° 160 a 163). Esta facies se asienta sobre las sedimentitas anteriores a través de una superficie erosiva de carácter regional (Foto N° 159), fácilmente distinguible en las fotos aéreas. La composición porcentual de los conglomerados es de 50 % AV, 40 % IR y 10 % IG. En menor proporción se distinguen trenes de conglomerados clastos sostén gruesos, caracterizados por el mayor tamaño de los clastos y con una composición promedio de 50 % AV y 50 % IR (Foto N° 164), el tramo culmina con un potente nivel de estos últimos conglomerados, no es común observar el relleno de carbonato formando capas planas (Foto N° 165). Subordinados a la parte media y superior del tramo se intercalan tres niveles de la asociación arenisca conglomerádica rosada y arcillita roja (Fotos N° 161 y 166), son de espesor delgado, no superan los 10 m, las arcillitas rojas se presentan coronando estos niveles. El pasaje al siguiente tramo es transicional y geomorfológico (Foto N° 167).



Foto N° 159 En el extremo izquierdo inferior se observa el contacto entre el tramo 4 y el tramo 5, desde el interior de las lomas. Vista hacia el Noroeste.



Foto N° 160 Conglomerado grueso matriz sostén arcilloso.



Foto N° 161 Conglomerado grueso matriz sostén arenoso.



Foto N° 162 Conglomerado grueso matriz sostén arenoso. Fin quebrada principal.



Foto N° 163 Conglomerado matriz sostén arenoso. Base del tramo, interior lomas.



Foto N° 164 Bloque de arenisca verde de 20 cm. Son los clastos predominates.



Foto N° 165 Nivel de cementación con calcita. Espesor promedio de 30cm.



Foto N° 166 Lente de arcillita roja (Fsc) muy bioturbada, base y techo erosivos.



Foto N° 167 Vista desde el Este (izquierda) al Sur (derecha). Tramo muy homogéneo.

**Tramo 6:** el espesor medido es de 740 m.

El sexto tramo se caracteriza por estar en parte cubierto (Fotos N° 168 y 169), inicia con conglomerados finos grises matriz sostén que predominarán sobre otras litofacias (Foto N° 170), la composición porcentual de estos conglomerados es de 70 % AV y 30 % IR (Fotos N° 179, 187 y 189). El contacto con el tramo inferior es transicional y geomorfológico ya que el aumento de la matriz arenosa y arcillosa produce suaves laderas en contraste con las escarpadas paredes del tramo anterior (Fotos N° 167, tramo 5). Suelen observarse bloques aislados de dimensiones mayores a 20 cm de areniscas verdes y rojizas (Fotos N° 179 y 187), y a veces estos pueden formar concentraciones o lentes de conglomerados gruesos clasto sostén (Foto N° 183). También en menor proporción suelen encontrarse bancos de arcillitas rosadas a rojizas que no superan los 5 m de espesor y de longitud algo superior a 10 m.

En la parte media del tramo destaca una potente brecha gris blanquecina matriz sostén (Fotos N° 172 a 178), se la observa parcialmente cementada por sílice y con bloques proyectados de IG de variadas dimensiones, superando los 60 cm de longitud (Foto N° 175). El espesor medido sobre el perfil es de 70 m, este nivel aumenta su espesor hacia el N y lo disminuye drásticamente hacia el S (Fotos N° 172 y 173). La relación de base y techo de la brecha no es visible.

La parte superior es de características similares al tramo cinco, está constituido principalmente por conglomerados grises matriz sostén arcillosa, con una composición de 50 % AV, 40 % IR y 10 % CG (Fotos N° 170, 182, 185, 188 y 189). Un nivel de 100 m de conglomerado clasto sostén grueso, algo laminado, interrumpe la monotonía del tramo; su composición es 50 % AV, 45 % IR y 5 % CG (Fotos N° 171, 179 y 187), por lo general estos conglomerados clasto sostén se presentan en trenes (Fotos N° 180 y 181). Suelen gradar los bancos de conglomerado grueso matriz sostén arcillosa a conglomerado fino con matriz arenosa (Fotos N° 180, 182 y 185). Otra característica es la presencia de bloques aislados, algunos mayores a un metro (Fotos N° 186 y 187). El límite superior de este tramo está representado por una superficie erosiva cóncava hacia el oeste conformando una discordancia de bajo ángulo con la formación suprayacente, de características regionales fácilmente visible en las imágenes satelitales (Foto N° 190 y 191). Esta discordancia en la quebrada principal limita un bloque hundido y cubierto por sedimentos modernos y vegetación arbustiva.



Foto N° 168 Aspecto de los afloramientos del tramo 6, en su mayor parte cubiertos.



Foto N° 169



Foto N° 170 Conglomerado fino matriz sostén, arcilloso. Escasos bloques aislados.



Foto N° 171 Conglomerado clasto sostén con clasto de caliza cerca de la piqueta.



Foto N° 172 Vista al Norte desde la quebrada norte. En el centro destaca un cuerpo gris de brecha matriz sostén con muy escaso ordenamiento interno (Bm).



Foto N° 173 Vista al sur desde el portezuelo de la foto N° 170. En primer plano afloramiento del brecha matriz sostén con muy escaso ordenamiento interno (Bm).



Foto N° 174 Brecha gris matriz sostén afloramiento en la quebrada norte.

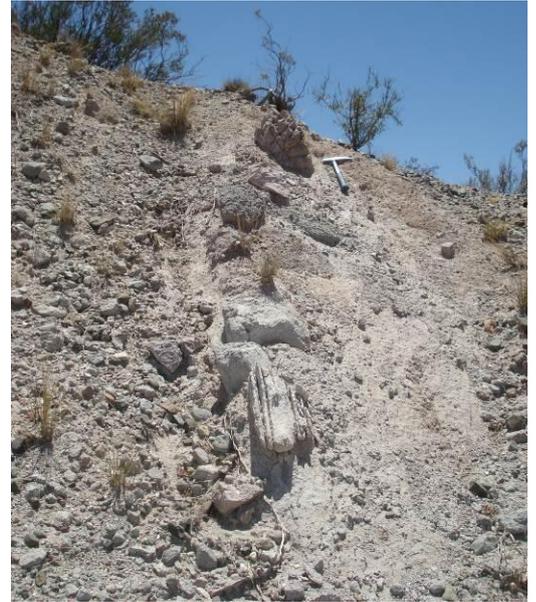


Foto N° 175 Brecha gris matriz sostén tren de bloques de dacitas.



Foto N° 176 Brecha gris matriz sostén



Foto N° 177 Brecha gris matriz sostén



Foto N° 178 Brecha gris matriz sostén, base y techo de la brecha no es visible.



Foto N° 179 Conglomerado clasto sostén grueso, laminado. Medida de imbricación, Foto N° 187 vista general del afloramiento



Foto N° 180 Tren conglomerado clasto sostén en conglomerado fino matriz sostén (Gc en Gmf).



Foto N° 181 Tren conglomerado clasto sostén, bloques de 30cm.



Foto N° 182 Conglomerado matriz sostén arcilloso que grada a lente de conglomerado fino matriz sostén arenoso.



Foto N° 183 Conglomerado matriz sostén fino arcilloso. Plano de fractura relleno con calcita, y estrías paralelas a la piqueta.



Foto N° 184 Conglomerado fino matriz sostén arcilloso, escaso cemento carbonático.



Foto N° 185 Conglomerado matriz sostén fino arcilloso caótico (Gmf).



Foto N° 186 Conglomerado matriz sostén arcilloso que grad a conglomerado fino.



Foto N° 187 Conglomerado matriz sostén fino arcilloso. Detalle en Foto N° 179.



Foto N° 188 Conglomerado matriz sostén Arcilloso, parcialmente cementado.



Foto N° 189 Conglomerado matriz sostén fino arcilloso. Detalle de foto anterior.



Foto N° 190 Vista al sureste del tramo 6, en segundo plano se observa la discordancia que limita en el techo este tramo. Mas al fondo el Dique de Ullum y las Sierras de Marquesado.



Foto N° 191 Imagen del Google Heart mostrando la Quebrada Agua de las Burras y la discordancia regional al techo del tramo 6 en amarillo y la base del tramo 5 en color rojo.

**Tramo 7:** el espesor medido es de 400 m.

El séptimo tramo se inicia con una discordancia visible en la imagen satelital como una superficie cóncava hacia el oeste (Fotos N° 191, tramo 6). Esta superficie se la puede seguir a lo largo de toda las lomas de La Dehesa. En esta quebrada la discordancia posee un bajo ángulo; mientras que hacia el norte, en la quebrada de La Dehesa y quebrada del Algarrobo, se transforma en una paraconcordancia. Geomorfológicamente a partir de esta superficie hay una elevación del bloque oriental (Foto N° 191).

Continúan los conglomerados grises matriz sostén con abundante matriz arenosa la que predomina en todo este tramo, la composición porcentual del tramo es de 60 % AV, 35 % IR y 5 % CG (Foto N° 192). Son escasos los bloques aislados, los que no superan los 40 cm (Foto N° 197). Algunos trenes de conglomerados clasto sostén se intercalan desde la mitad del tramo (Fotos N° 193 a 196), es de destacar la presencia de bancos tabulares muy cementados con calcita, y otros con cemento entre los clastos (Foto N° 195). Otra característica son los conglomerados matriz sostén finos algo estratificados, los cuales se reconocen en la base del tramo (Foto N° 192), al igual que muy delgadas lentes de areniscas masivas gris muy cementadas con carbonato. El pasaje al siguiente tramo es transicional y está dado por la disminución en el tamaño de los clastos en los conglomerados grises matriz sostén (Foto N° 197).



Foto N° 192 Conglomerado gris matriz sostén con matriz arenosa. Base del tramo 7.



Foto N° 193 Conglomerados clasto sostén en trenes. Clastos imbricados.



Foto N° 194 Conglomerado clasto sostén, detalle de rodado.



Foto N° 195 Conglomerado clasto sostén, poco cemento carbonático.



Foto N° 196 Conglomerado clasto sostén. Medición de imbricación.



Foto N° 197 Conglomerado matriz sostén con matriz arenosa. Techo del tramo 7.

**Tramo 8:** el espesor medido es de 750 m.

En el octavo tramo predominan los conglomerados grises finos matriz sostén arcilloso, con algunos bloques aislados de gran tamaño de arenisca verde. La característica principal de todo el tramo es la variación composicional porcentual en dichos conglomerados, con un dominio alternado entre clastos de riolitas y areniscas. Los primeros 110 m inician con una composición de 55 % AV, 30 % IR, 10 % IG y 5 % CG (Foto N° 198). Se observan bancos de poco espesor de conglomerados clasto sostén de grandes clastos cuya composición porcentual es de 60 % IR, 35 % AV y 5 % CG, a veces estos bancos constituyen solo trenes. Entre dos de estos bancos el conglomerado matriz sostén fino presenta estructura en artesa, único registro de este tipo en el tramo. Continúan predominando los conglomerados matriz sostén finos con una composición promedio de 70 % AV, 30 % IR y trazas de CG (Foto N° 199). En la mitad del tramo hay un banco, de 20 m, de conglomerados grueso gris matriz sostén cuya composición es 60 % IR y 40 % AV (Foto N° 200).

El tramo continúa con 10 m de arcillitas rojas con venillas de yeso, entre las arcillitas hay un banco de areniscas masivas rosadas con finas venillas de yeso (Foto N° 201). El resto del tramo se presenta como un neto predominio de conglomerados grises matriz sostén finos cuya composición promedio es de 70 % AV, 25 % IR y 5 % CG. La matriz varía de arcillosa a arenosa en distintas partes del tramo (Foto N° 202). Se reconocen bancos de 20 metros de espesor de conglomerados clasto sostén con un 60 % AV, 35 % IR y 5 % CG (Foto N° 203). El pasaje al siguiente tramo es transicional, está dado por el aumento en la cantidad de trenes de conglomerado clasto sostén.



Foto N° 198 Conglomerado matriz sostén. Predominio clastos de areniscas verdes.



Foto N° 199 Lente conglomerado clasto sostén. Predominio clastos de areniscas.



Foto N° 200 conglomerados grueso matriz sostén. Predominio clastos de riolita.



Foto N° 201 Arcillitas rojas con vetillas De yeso.



Foto N° 202 Conglomerados matriz sostén finos. La matriz varía de arcillosa a arenosa.



Foto N° 203 Conglomerados matriz sostén finos. Bloques areniscas verdes de 30cm.

**Tramo 9:** el espesor del noveno tramo es de 1020 m.

El noveno tramo inicia con la transición antes mencionada, en su mayor parte se presenta cubierto por una delgada capa de gravas y arenas sueltas (Foto N° 204). Está constituido por conglomerados grises matriz sostén finos cuya composición varía entre 70 % AV, 25 % IR y 5 % CG a 70 % AV y 30% IR. La matriz es arcillosa principalmente con escasa presencia de arena. Un rasgo a destacar del tramo es la abundante cantidad de trenes de conglomerados clasto sostén gruesos, cuya composición promedio es de 70 % AV, 25 % IR y 5 % CG. Otro rasgo es la presencia de bloques sobredimensionados de areniscas verdes (Foto N° 205). Son muy escasas las lentes de arcillitas rojas y areniscas rosadas a grises, todas de escaso desarrollo (Fotos N° 206 y 207). Otras lentes muy delgadas son de bloques y clastos concentrados, aparecen muy esporádicamente en todo el tramo. Cerca de la base del tramo se observó una fractura subestratal de rumbo  $315^{\circ}/80^{\circ}$  NE cuyo rechazo no se determinó (Foto N° 205). El borde superior del tramo es muy irregular y se pierde por debajo de los depósitos modernos de abanico aluvial (Foto N° 208).



Foto N° 204 Vista afloramientos del tramo 9, cubiertos por vegetación.



Foto N° 205 Conglomerados grises matriz sostén finos. Fractura subestratal.



Foto N° 206 Lente de arenisca gris en conglomerado matriz sostén fino.

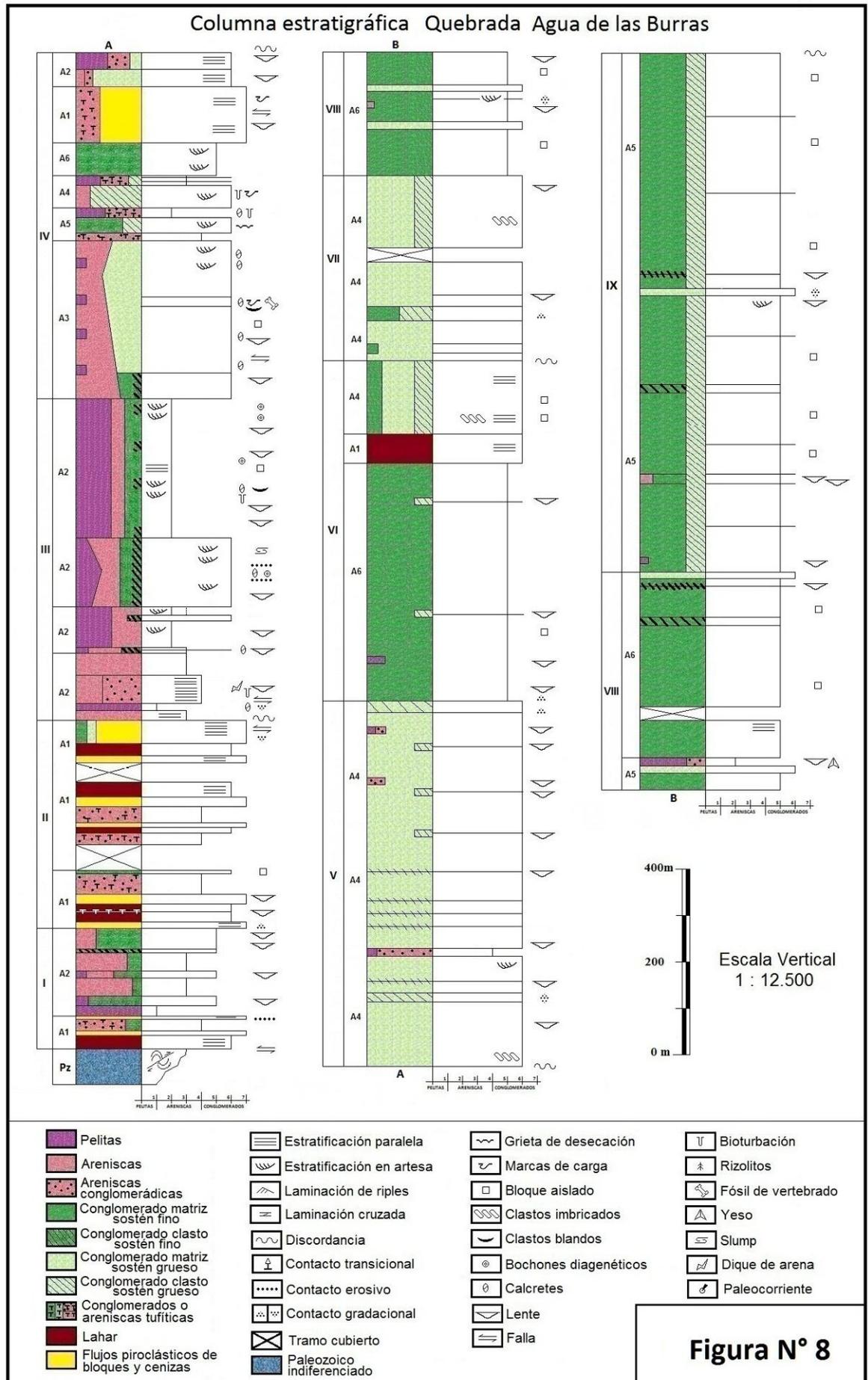


Foto N° 207 Lente de arenisca gris de la foto anterior.



Foto N° 208 Fin del tramo 9, neógeno cubierto por sedimentos modernos.

Finalmente la quebrada Agua de las Burras ha sido dividida en 9 tramos (Figura N° 8, columna estratigráfica y Figura N° 10, mapa geológico local), el primero ubicado en la base de los depósitos neógenos y el noveno en su extremo superior. El espesor total de la columna sedimentaria neógena de la quebrada Agua de las Burras es de 5860 m (Figura N° 8).



## 4-1-c. Cuadro de resumen de litofacies

<b>Código de facies</b>	<b>Litofacies</b>	<b>Estructuras sedimentarias</b>
<b>Gc</b>	Conglomerado clasto sostén. De Moderada a Buena selección. Se agrega el término <b>f</b> cuando predominan los clastos hasta 64 mm.	Incipiente estratificación. A veces amalgamados. Ocasionalmente clastos imbricados. Suele presentarse en trenes. Gradación normal.
<b>Gm</b>	Conglomerado matriz sostén, matriz principalmente arenosa. Selección variable. Se agrega el término <b>f</b> cuando predominan los clastos hasta 64mm.	Incipiente estratificación. A veces amalgamados. Bloques aislados. Puede presentar gradación normal.
<b>GmA</b>	Conglomerado matriz sostén, compuesto principalmente por paraclastos de caliche y arcillita. Puede presentar clastos alóctonos de riolita y otros.	Clastos o bloques de baja esfericidad inmersos en una matriz arcillosa. El espesor de la unidad suele ser pequeño.
<b>Gt</b>	Conglomerado estratificado	Estratificación cruzada en artesa
<b>SGm</b>	Arenisca conglomerádica	Masiva a insipiente estratificación entrecruzada. Con trenes de gravas finas a medias.
<b>Sm</b>	Arenisca fina a muy gruesa.	Estrato tabular o lenticular de carácter masivo. Ocasionalmente con clastos blandos.
<b>St</b>	Arenisca fina a gruesa con abundante Magnetita y minerales pesados en láminas	Entrecruzamiento en artesa, generalmente agrupados.
<b>Sp</b>	Arenisca fina a muy gruesa	Entrecruzamiento planar, agrupados o en set solitarios.
<b>Sr</b>	Arenisca muy fina a media	Ondulita de corriente de varios tipos
<b>Ss</b>	Areniscas a veces con cantos	Estratificación cruzada paralela a la base erosiva.
<b>Sh</b>	Arenisca	Laminación horizontal, <i>parting lineation</i> .
<b>Sg</b>	Arenisca	Con gradación normal, puede culminar con ondulitas
<b>Fsc</b>	Limolitas, arcillitas, a veces con clastos aislados.	Laminadas o masivas. Pueden presentar subfacies <b>k</b> , al igual que bochones diagenéticos.
<b>Fl</b>	Arenisca muy fina, limonita y arcillita.	Laminación fina, ondulitas muy pequeñas. Presenta subfacies <b>k</b> y <b>b</b> .
<b>Fm</b>	Limo, arcilla	Masivas con grietas de desecación.
<b>Fr</b>	Limo, arcilla	Raíces y restos vegetales

<b>Código de facies</b>	<b>Litofacies</b>	<b>Estructuras sedimentarias</b>
<b>...T</b>	Tufita con 50 % o más de material dacítico y/o andesítico, neógeno El resto son materiales terrígenos, varían de arcilla a gravas.	Masivo a laminación gruesa en granulometría mayor de 2 mm. En fracción menor de 2 mm laminación fina, estructuras de entrecruzamiento y convoluta.
<b>...b</b>	Limo, arcilla, a veces arenisca media.	Tubos verticales y horizontales con o sin paredes cementadas, de decena de cm a escasos cm de longitud. Madrigueras de forma irregular rellenas con material grueso. Moteado en arcillitas, rizolitos. En superficie huellas de vertebrados.
<b>...k</b>	Subfacie de composición carbonática.	Concreciones, nódulos aislados o en trenes discontinuos. Horizontes pedogenéticos irregulares a tabulares.
<b>Bmg</b>	Brecha matriz a clasto sostén, bloques monolitológicos no vesiculados, subangulos a subredondeados, dentro de una matriz de tamaño ceniza.	Estructura caótica de bloques aislados a semiaislados. Suele presentar gradación (g) normal de líticos e inversa de pomez. Algunos bloques muestran fracturamiento radial (deposición en caliente). Estructuras de tubos (escapes de gas) y restos de madera carbonizada.
<b>Bc</b>	Brecha clasto sostén, tamaño de bloques bimodal, subangulosos a subredondeados.	Estructura en lente, base erosiva. Insipiente estratificación. Pueden presentar pátinas de hierro.
<b>Bm</b>	Brecha matriz sostén con mala selección, más del 50 % de clastos volcánicos monolitológicos.	Depósito caótico, en su base gradación inversa. Suelen presentar en el techo bloques de gran tamaño proyectados o formando trenes con gradación inversa- normal y fábrica clasto sostén. El espesor de cada unidad puede ser de decenas de metros.
<b>MBm</b>	Megabrecha matriz sostén con mala selección, uno o más bloques con dimensiones de 0,25 m a 2 m de longitud.	Depósito caótico con bloques proyectados.
<b>CC</b>	Toba deslizable, de espesor y granulometría uniforme	Depósito incoherente masivo
<b>FBm</b>	Brecha matriz sostén, matriz arcillosa rojo ladrillo. Clastos verdes con pobre selección	Incipiente alineación de clastos a caótica. Constituye la zona de fractura.

#### 4-1-d. Descripción de litofacies neógenas.

Considerando el ambiente de formación de las unidades estudiadas, hemos tomando como base los Códigos de Facies de Miall (1977, 1978 y 1985) y sus adaptaciones por Massari (1983) y Milana (1987, 1989 y 1991) para ambientes aluviales. Se ha confeccionado el siguiente esquema de litofacies siguiendo la escala granulométrica de Udden Wenworth (Spalletti, 2007).

Facies sedimentarias gruesas.

**Gc:** conglomerado clasto sostén, entran en este término todas aquellas rocas sedimentarias, de grano mayor a 64 mm, cuyos clastos están en contacto, redondeados a subredondeados e imbricados según el eje **a** en la mayoría de los ejemplos, en menor medida la imbricación se observo según el eje **b**. La selección suele ser de buena a moderada. La composición de los clastos es de: ígneas rojas entre 20 % a 80 %, areniscas verdes entre 20 % y 80 %, ígneas grises entre 0 % y 25 % y calizas entre 0 % a 15 %. La matriz es una mezcla de arcilla y arenas finas, la coloración del conjunto es según si predomina uno u otro tamaño.

Suelen presentarse en forma masiva o con una incipiente gradación normal pasando a términos más finos, gradualmente, hacia el techo (Fotos N° 192 y 207). La cementación carbonática varía de incipiente a intensa (Fotos N° 081, 163, 165, 171, 193 y 195). Forman cuerpos de grandes dimensiones en forma de mantos uniformes, a veces amalgamados desde unos pocos metros hasta cientos de metros de espesor (Fotos N° 099, 100). Otra forma de presentarse esta facies es en finos trenes englobados en facies más finas (Fotos N° 020, 068, 071, 102, 110, 132 y 162), en menor medida forma pequeños canales (Fotos N° 056, 072, 073, 147 y 160).

**Gcf:** conglomerado clasto sostén fino, entran en este término todas aquellas rocas sedimentarias, de grano menor a 64 mm y mayor a 2 mm (gravas medias, finas y sábulos). El resto de las características texturales, composicionales y estructurales son idénticos a los expuestos para la facies Gc (Fotos N° 020, 023, 062 y 079).

**Gm:** conglomerado matriz sostén, entran en este término todas aquellas rocas sedimentarias, de grano mayor a 64 mm, cuyos clastos están inmersos en una matriz más fina, en general redondeados a subredondeados. La selección suele ser de buena a moderada. La composición de los clastos es de: ígneas rojas entre 20 % a 80 %, areniscas verdes entre 20 % y 80 %, ígneas grises entre 0 % y 25 % y calizas entre 0 % a 15 %. La imbricación según el eje **a** es pobre. La matriz es una mezcla de arcilla y arenas finas, estas le confieren la coloración al conjunto según si predomina uno u otro tamaño.

Suelen presentarse en forma masiva o con una insipiente gradación normal pasando a términos más finos, gradualmente, hacia el techo. Forman cuerpos de grandes dimensiones en forma de mantos uniformes, a veces amalgamados desde unos pocos metros hasta cientos de metros de espesor (Fotos N° 105, 130, 132, 139, 157, 161, 180, 185 y 187). Otra forma de presentarse esta facies es englobando finos trenes de la facies Gc y Gcf (Fotos N° 110, 132 y 198).

**Gmf:** conglomerado matriz sostén fino, entran en este término todas aquellas rocas sedimentarias, de grano menor a 64 mm y mayor a 2 mm (gravas medias, finas y sábulos). El resto de las características texturales, composicionales y estructurales se corresponden con las ya descritas para la facies Gm (Fotos N° 023, 065, 091, 095, 158, 160, 170, 205). Suelen presentarse bloques aislados que varían su tamaño desde 10 cm a 200 cm, composicionalmente predominan las areniscas verdes (Fotos N° 095, 096, 105, 106, 202).

**Gt:** conglomerado estratificado en artesa, clasto sostén con estructuras en artesa. Los clastos suelen ser gravas medias a gruesa, muy redondeadas a subredondeadas y con selección buena a moderada. La composición de los clastos es principalmente de ígneas rojas, en menor medida se observan clastos de areniscas verdes, es escasa a nula la presencia de ígneas gris claras, areniscas rosadas a borravino y de calizas grises (Fotos N° 090, 104, 121, 122, 129, 150). En menor proporción se presentan en lentes de variado tamaño, combinados con cuerpos de arenas con estructuras de entrecruzamiento en artesa, en varios cuerpos se observa que se repite esta intercalación (Fotos N° 082, 083, 084). Las lentes son de poca a gran extensión, con pasaje lateral gradual y base cóncava erosiva asociada con los términos más gruesos.

Facies sedimentarias de tamaño arena.

**SGm:** areniscas conglomerádicas con un alto contenido de clastos de gravas fina a gruesa que no superan el 50 % en volumen de la roca (Fotos N° 021, 048, 049). Se presenta con estructura masiva o con insipiente estratificación entrecruzada (Fotos N° 115, 116). Las gravas son redondeadas a subredondeadas, generalmente se presentan como trenes finos cuya principal característica es la muy buena selección. La composición de los clastos es principalmente de ígneas rojas, en menor medida se observan clastos de areniscas verdes, es escasa a nula la presencia de ígneas gris claras, areniscas rosadas a borravino y de calizas grises (Fotos N° 064, 084). Es muy común observar laminación en la fracción arena, la que resalta por la concentración de minerales pesados como magnetita (Foto N° 071). Pueden presentar taffionis con diversos grados de erosión (Fotos N° 057, 078).

**Sm:** arenisca masiva fina a muy gruesa, estrato tabular o lenticular de carácter masivo. El grado de cementación es muy variable, al igual que la coloración que varía de tonos grises a pardos oscuros (Fotos N° 020, 021, 022, 041, 048, 056, 062, 065, 070). Ocasionalmente con clastos blandos (Fotos N° 023, 111), suelen estar asociados a niveles de calcretes. Pueden presentar tubos verticales y horizontales de bioturbación, marcas de corrientes, grietas de desecación y marcas subestratales de deformación por carga asociadas a facies finas (Fotos N° 021, 055, 067, 088, 089)

**St:** areniscas fina a gruesa con estratificación cruzada en artesa, generalmente agrupados, con abundante magnetita y minerales pesados en láminas finas. Suele estar asociadas a litofacies más gruesas como la Gt. (Fotos N° 129, 072, 073, 090)

**Sp:** arenisca fina a muy gruesa, con entrecruzamiento planar, agrupados o en set solitarios. Suele presentar Magnetita y minerales pesados en láminas finas (Fotos N° 071, 079, 091, 095, 099, 101)

**Sr:** arenisca muy fina a media con ripples, en especial ondulitas de corriente de varios tipos (Fotos N° 082, 108)

**Ss:** areniscas fina a media, a veces con cantos, con estratificación cruzada paralela a la base erosiva. (Fotos N° 086, 109)

**Sh:** arenisca fina a media con laminación horizontal, *parting lineation* (Foto N° 133)

**Sg:** arenisca fina a media con gradación normal, puede culminar con ondulitas (Foto N° 108)

Facies sedimentarias finas.

Generalmente forman capas de escaso espesor, y la superficie de sus afloramientos se presenta enmascarada por una costra meteorizada (Fotos N° 053, 054, 093, 107, 131). Otra forma de presentarse es en lentes rodeadas de facies más gruesas, de escaso desarrollo lateral (Fotos N° 041, 100, 118).

**Fsc:** limolitas, arcillitas, a veces con clastos aislados. Laminadas o masivas. Pueden presentar subfacies **k**, al igual que bochones diagenéticos (Fotos N° 134 y 135).

**Fl:** arenisca muy fina, limolita y arcillita. Laminación fina, ondulitas muy pequeñas. Presenta subfacies **k** y **b** (Foto N° 054).

**Fm:** limolita y arcillita rosada a gris, masivas con grietas de desecación (Fotos N° 120, 125). Hay algunas que son de color rojo ladrillo (Fotos N° 060, 070). Ocasionalmente en los bancos potentes pueden observarse diques de arena (Foto N° 075).

Subfacies sedimentarias.

**...b** (bioturbación): limolita, arcillita, a veces arenisca media. Tubos verticales y horizontales con o sin paredes cementadas, de decena de cm a escasos cm de longitud. Madrigueras de forma irregular rellenas con material grueso. Moteado en arcillitas, rizolitos (Fotos N° 020, 055, 060, 114). En superficie huellas de vertebrados (de difícil diagnóstico, Foto N° 067).

**...k** (horizontes pedogenéticos): subfacies de composición carbonática. Concreciones, nódulos aislados o en trenes discontinuos. Horizontes pedogenéticos irregulares a tabulares (Fotos N° 063, 065, 113)

**...T** (Tufita): roca sedimentaria entre arenisca y conglomerado, con 50 % o más de material dacítico y/o andesítico neógenos, complementan materiales terrígenos que varían de

tamaño arcilla a gravas. Masivo a laminación gruesa en granulometría mayor de 2 mm (Fotos N° 038, 049, 058, 059, 123, 124, 137, 138). Los bloques se presentan en trenes cuyo espesor es el del bloque y en acumulaciones pequeñas lenticulares. La fracción menor de 2 mm presenta laminación fina, estructuras de entrecruzamiento y convoluta (esto se observó en la quebrada de La Dehesa).

Facies piroclásticas.

**CC** (Toba): ceniza tamaño arena, gris, deslesnable a escasa cementación. En cuerpos tabulares de espesor casi constante, base irregular mostrando paleorelieve y techo plano (Fotos N° 137, 138 y 139).

Interpretación: debido a que cubren con espesor constante a la superficie del terreno (paleogeografía), nos indicaría que su origen es volcánico producto de una lluvia de ceniza. Sólo se lo reconoció en el tramo 4.

**Bmg** (Brecha matriz sostén gradada): se han reconocido tres subfacies, diferenciados por el tamaño de sus componentes.

Subfacies Bmg1 (Brecha de bloques) son depósitos brechosos dacíticos-andesíticos, masivos, matriz soportados y de color pardo grisáceo. Presentan mala selección y ligera tendencia granodecreciente en bloques líticos y granocreciente en bloques de pómez. Los bloques líticos no superan los 30cm en la base, y algo menor hacia el techo, son bloques angulosos y subangulosos de moderada esfericidad con superficies en forma de corteza de pan. La composición de los bloques líticos es principalmente de dacitas-andesitas; un 5 % de bloques de rocas blanquecinas alteradas (pómez) entre 10 cm a 1,5 cm; un escaso porcentaje entre 5 % a 40 % de clastos de areniscas y pelitas verdes - moradas y no superan el 1% los bloques de riolita, caliza, gneis y anfibolitas. El espesor aflorante varía de 20 m a 5 m, pudiendo reconocerse más de un evento piroclástico en los niveles de mayor espesor (Fotos N° 009 a 014, 037).

Subfacies Bmg2 (Brecha fina matriz sostén) presenta gran cohesión interna, variaciones laterales de espesor y está relacionada a la subfacies Bmg1. Es una brecha matriz sostén, de color pardo rojizo o diversos tonos de grises, masiva, posee matriz de composición dacítica y fragmentos muy angulosos de dacitas-andesitas y fragmentos angulosos de dacitas muy alteradas; en menor proporción fragmentos líticos angulosos de areniscas verdes y moradas, escasos pómez poco vesiculares y minerales máficos. Los tamaños varían entre 5 cm a 10 cm (30 %); 1 cm a 0,5 cm (50 %) y menores a 5 mm (20 %). (Fotos N° 018, 026, 032)

Subfacies Bmg3 o MBmg (Megabrecha de bloques) son de semejantes características a la subfacies Bmg1, solo se diferencia en el tamaño y volumen de los bloques que transporta, los que se “proyectan” por encima del techo de la capa. En la quebrada de Agua de las Burras se han detectado bloques de 1,5 m<sup>3</sup> de dacitas (MBmg) los que no se detectaron en la quebrada de La Dehesa (Fotos N° 027, 033, 034, 036, 141, 144 y 153).

Interpretación: se interpretan como depósitos de flujos piroclásticos s.st., de acuerdo a sus características texturales, composicionales, masividad y grado de desorganización. La

pobre selección indica la acción de corrientes de alta concentración; y la ausencia de gradación se relaciona con fenómenos de depositación en masa a partir de un flujo extremadamente variable (Branney y Kokelaar, 2002; en Ahumada *et al.*, 2005). En el caso de la megabrecha de bloques, la presencia de estos megabloques nos indica un flujo muy denso que se ha desplazado en la cercanía del centro eruptivo.

Los flujos piroclásticos pueden producirse por el colapso o desintegración de domos lávicos en crecimiento o por el colapso de la parte inferior más densa de la columna eruptiva. Según Mazzoni (1986) las facies formadas por el colapso de un domo tienen abundante proporción de material fino, bloques, cristaloclastos y son pobres en pómez, adquiriendo en muchos casos el aspecto de avalanchas de bloques. La presión interna originada por el taponamiento del domo, adquiere valores muy elevados, al superar la resistencia del mismo, cuando todavía no ha finalizado su crecimiento, se produce el colapso y se desintegra dando lugar a un flujo piroclástico. Este arrastra bloques y material fino producto de su desintegración y de la fragmentación del magma.

La estructura masiva, ausencia de gradación, y la falta de evidencia de fenómenos de escape de gases indican poca fluidización. De acuerdo con Fisher (1979; en Ahumada *et al.*, 2005), el mecanismo de flujo corresponde a procesos de “*mass flow*” (flujo en masas). La Relación de Aspecto (*aspect ratio*) definido por Walker *et al.* (1980 a; en Federico Martina, 2004) relaciona el espesor medio y la extensión lateral, a través de éste parámetro se puede cuantificar la geometría del cuerpo rocoso. Según Branney y Kokelaar (2002; en Ahumada *et al.*, 2005) debido a la gran potencia de estos depósitos y a su extensión areal restringida, la Relación de Aspecto (HARI) que presenta es alta, por lo que habrían sido formados a partir de flujos de baja velocidad.

**Bc** (Brecha clasto sostén): están asociadas a la facies **Bmg**, en contacto neto, la que lo engloba generalmente. La base es erosiva y se ha estimado un espesor promedio de 0,5 m ya que presenta variaciones laterales de espesor. Son de color pardo rojizo o diversos tonos de grises, con porcentajes variables de matriz. Está formada casi en su totalidad por bloques angulosos a subangulosos de baja a moderada esfericidad de dacitas-andesitas de diversos tamaños; en menor proporción fragmentos líticos angulosos de areniscas verdes y moradas, riolita, minerales máficos (anfíbolita), escasos pómez poco vesiculares, roca silicificada y de caliza cubierta por pátinas de óxidos de hierro. Los tamaños varían entre 20 cm a 10 cm (60 %); 5 cm a 2 cm (40 %); trazas de otros líticos. Se ha observado la presencia de estratificación incipiente plano-paralela (Fotos N° 029, 045, 050, 128, 141 a 143).

Interpretación: debido a la presencia de bases netas erosivas y estructuras tractivas, se interpreta que estas facies han sido depositadas bajo la acción de flujos turbulentos. Teniendo en cuenta su composición, con alta concentración de fragmentos angulosos principalmente de dacitas, y también fragmentos alterados de pómez, se trata de flujos piroclásticos inflados u oleada piroclástica diluida basal (*ground surge*) según Fisher (1979; en Ahumada *et al.*, 2005), Mazzoni (1986) y Martina (2004), puede también estar representada por un depósito rico en componentes densos y empobrecido en finos conocido como capa de fondo (*ground leyer* de Walker *et al.*, 1981; en Martina, 2004), que en las áreas proximales puede pasar a una brecha rica en líticos. Estos *surge* se asocian a distintos tipos de flujos piroclásticos. Estas facies tienen un espesor máximo de 1,5 m, por lo que la acción de flujos inflados ha tenido poca participación en el conjunto de los procesos explosivos de origen volcánico. Al sur del río San Juan las facies de estas características adquieren mayor potencia (Figuroa, 1987).

**Bm** (Brecha matriz sostén) se distinguen dos subfacies, una subfacies fina y otra subfacies gruesa.

Subfacie fina (Brecha matriz sostén fino) es de color pardo claro a amarillento, matriz sostén (90 % a 70 %), masivo, caótico y con alto porcentaje de matriz arcillosa. Presenta una granulométrica uniforme, predominando la fracción 3 cm a 1cm de dacitas-andesitas (60 %) y areniscas verdes y moradas (10 %), y clastos menores a 1 cm de dacitas, dacitas alteradas y areniscas (30 %). Si bien se presenta desorganizado, se observa una ligera tendencia granocreciente, así como un leve ordenamiento de los clastos según planos subhorizontales, con estratificación incipiente poco definida, se presenta enmascarado por una costra meteorizada (Fotos N° 040 a 042, 176).

Subfacie gruesa (Brecha matriz sostén grueso) asociada a la subfacie anterior, tiene hasta 5 m de espesor, pero de menor espesor que las facies finas. La base es ligeramente erosiva, poco visible por meteorización. Se observa un cambio en el color de la roca gris claro a tonalidades pardas oscuras y un aumento en el tamaño y porcentaje de líticos respecto de la subfacies anterior, disminuyendo notablemente el porcentaje de matriz. Está compuesta por bloques subredondeados a subangulosos de hasta 60 cm de dacitas-andesitas y dacitas alteradas que no han desarrollado una fábrica preferencial (Fotos N° 172 a 175, 177, 178).

Interpretación: estas facies son ricas en elementos juveniles gruesos no vesiculados, muestran diferencias en cuanto al mayor porcentaje de matriz, al grado de alteración y a la presencia de fragmentos accidentales del basamento. Las brechas que muestran estratificación muy difusa en las subfacies basal y estructura interna caótica al techo, se interpreta que se han originado por retrabajo de depósitos de brechas dacíticas, bajo la acción de procesos de flujos en masa y corrientes de densidad variable, si se tienen en cuenta que existe un leve ordenamiento (estratificación poco definida o cruda) y base algo erosiva en el caso de la subfacie gruesa. Por su asociación con facies, características texturales, y estructuras sedimentarias, se trata de facies de ambiente de abanico aluvial bajo acción de procesos de *debris flow* y *stream flow*. Estos depósitos son volcanogénicos, según Martina (2004) por su origen del lavado de depósitos primarios volcanoclásticos. Se los denomina lahares cuando mas del 50 % de los bloques y / o son de composición volcánica.

Facies tectónicas.

**FBm** (Microbrecha tectónica): brecha matriz sostén arcillosa de color rojo ladrillo, con abundantes clastos de areniscas verdes alineados o no (Fotos N° 046, 047 y 049).

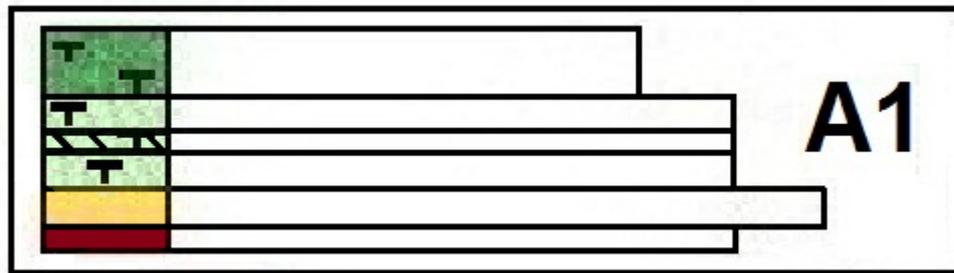
Interpretación: esta facies está asociada a una fractura que atraviesa las estructuras sedimentarias primarias. Se la reconoció en el tramo 2 unicamente.

#### 4-1-e. Descripción e interpretación de las asociaciones de facies.

La asociación de facies se la define como un conjunto de litofacies relacionadas genéticamente, ésta combinación es distintiva de cada una de ellas. En la interpretación general de las asociaciones es útil la distribución, tanto vertical como horizontal de las facies (Arche, 1992). Los espesores de las asociaciones están íntimamente relacionados a la ciclicidad presente en ellas, ésta se debe a la continuidad o repetición de las condiciones físicas del medio sedimentario. En ambientes continentales las condiciones físicas varían rápidamente a escala regional, lo que dificulta el seguimiento lateral de las litofacies.

En las asociaciones que se describen a continuación existen litofacies que permiten definir las. A lo largo de la columna sedimentaria las asociaciones se presentan completas o incompletas al faltar una o más de las litofacies que la componen, y su distribución espacial es aleatoria. Se han definido 6 asociaciones de facies, para toda la columna sedimentaria.

#### A1 – Asociación Volcanoclástica.



Esta asociación se caracteriza por las litofacies Bmg, Bc, Bm y en menor medida las litofacies MBm y toba, acompañadas por las litofacies GcT, GmT, GmfT (Fotos N° 008 a 015, 018, Figura A1). La geometría predominante de los cuerpos es tabular con espesores que varían de 10 m a 30 m de ancho y extensión lateral de cientos de metros es común que en ambos márgenes de la quebrada el espesor varía notablemente. Presentan base erosiva y techo neto; con gradación de clastos gruesos a finos hacia el techo. En algunos sectores se observan cuerpos lenticulares (Bc) de 2 m de espesor por 3 m a 5 m de ancho, bien compactos y pobremente seleccionados con base cóncava erosiva y techo neto. En las fotos aéreas se observa esta asociación como un paquete homogéneo con gran continuidad lateral. En general son cuerpos tabulares cuyos extremos tienden a adelgazarse rápidamente. Constituyen el núcleo del sinclinal apretado buzante al SSW de la margen sur de la quebrada. Es la unidad sedimentaria con mayor expresión topográfica de las lomas de La Dehesa.

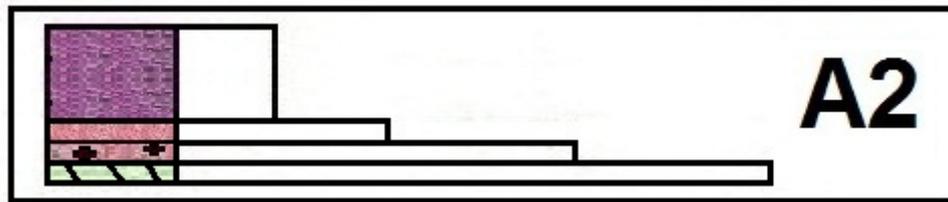


Foto N° 008 Vista de un depósito de la asociación A1.

En la asociación A1 las litofacies Bmg y Bc han incorporado todos aquellos depósitos que presentan una génesis relacionada con flujos piroclásticos. Mazzoni (1986) los define como depósitos de “flujos de bloques y cenizas”. Las tobas (CC) están presentes como producto de caída de la pluma volcánica (Foto N° 137). Asociados a aparatos volcánicos están las rocas sedimentarias tufíticas producto del relave de esos depósitos, que se intercalan con Bmg, Bc y Bm (Figura N° 9). En la litofacies Bm entran todos aquellos depósitos resultantes de un proceso gravitatorio, cuyo contenido en clastos y/o bloques de origen volcánico sean superiores al 50 % en volumen.

Esta asociación de facies se interpreta como producto de una actividad volcánica mixta donde se interestratifican estos flujos volcanoclásticos con facies de **abanico aluvial medio** Gc, Gm y Gmf. Desde el punto de vista composicional predominan clastos volcánicos procedentes de Precordillera en un 90 % en volumen.

## A2 – Planicie de Inundación.



Esta asociación se compone fundamentalmente por las litofacies finas Fsc, Fl, de color predominantemente rojizo, forman capas de escaso espesor, con niveles pedogenéticos y bioturbación (Fotos N° 055, 209). Generalmente la superficie de sus afloramientos se presenta enmascarada por una costra meteorizada (Foto N° 054). Las areniscas Sm y Sp presentes en esta asociación tienen geometría tabular (Fotos N° 068, 076, 077), aunque también se observaron niveles lenticulares de base erosiva (Sr, Ss y St) (Foto N° 070). Además suelen ser acompañadas por las litofacies gruesas Gc, SGm; entre otras (Fotos N° 071 a 074, 210). En las fotos aéreas esta asociación se puede observar que tiene un gran desarrollo lateral de cientos de metros, con escaso desarrollo topográfico, en su mayor parte cubiertos por sedimentos aluviales modernos. La homogeneidad de esta asociación es cortada por finas crestas aisladas de material más grueso que sobresalen en el relieve.



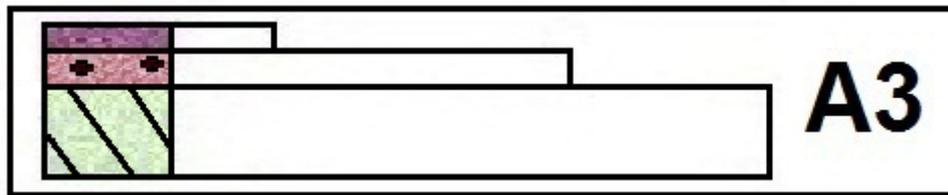
Foto N° 209 Bioturbación.



Foto N° 210 Aspecto parte superior del tramo 3 con A2 en transición a A3.

La abundancia de facies finas se interpreta como un subambiente fluvial de planicie de inundación. Estas litofacies son cortadas por pequeños cuerpos canalizados que complementan la fracción más gruesa de esta asociación, los que pueden corresponder a pequeños canales instalados en la planicie de inundación. El diseño de estos cuerpos y la abundancia de material fino nos indica un ambiente de **abanico aluvial medio bajo**, la alternancia de las dos litofacies predominantes, arcillitas y arenas, Milana (1991) las define como planicie heterolítica (Figura N° 9). La abundancia de material fino nos indica que ha sido depositada en un ambiente tectónicamente inactivo, además podemos inferir un clima con mayor humedad que el que se registra en la actualidad. Esto último está confirmado por la escasa presencia de minerales evaporíticos, como yesos y calizas, los que son más abundantes en climas áridos. Desde el punto de vista composicional predominan clastos volcánicos procedentes de Cordillera Frontal en un 80 % en volumen.

### A3 – Canales Multiepisódicos.



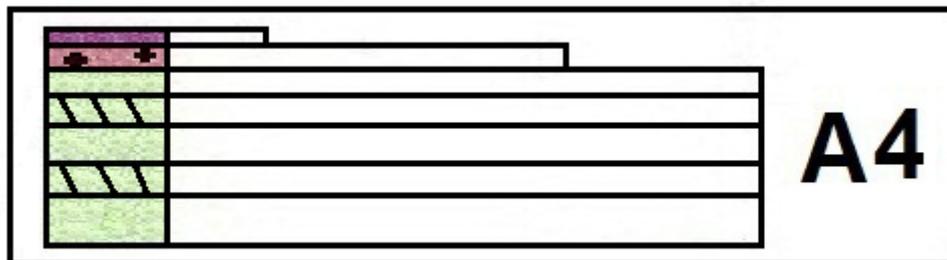
Esta asociación se caracteriza por el mayor contenido de facies Gc y Gt (Fotos N° 099 a 108), en menor medida las facies SGm, St y Fsc (Fotos N° 111 a 113), estas últimas pueden tener varios metros de espesor, pero en conjunto son siempre menores a los niveles gruesos. Se puede repetir esta asociación en un mismo cuerpo los que se los denomina “depósitos multiepisódicos” (Fotos N° 095, 102). Son cuerpos elongados, lenticulares de espesor menor a la decena de metros y longitud superior a la centena de metros. En las fotos aéreas se los observa alineados en rosario y de aspecto homogéneo en sentido meridional. El espesor del conjunto disminuye hacia el Sur, en la quebrada de La Dehesa es casi el doble que en la quebrada Agua de las Burras. En la base de estos cuerpos canalizados es común encontrar deformación de carga, como también bioturbación entre moderada a intensa en forma de tubos (Foto N° 115 a 119). Sólo en esta asociación se ha reconocido estructuras de deformación por gravedad del tipo estratificación convoluta (observada en la quebrada de La Dehesa), slump afectando varias capas sedimentarias (Foto N° 076) y diques de arena (Foto N° 75).

La asociación A3 son los típicos depósitos de canal entrelazados con estructuras en artesa, bioturbación y concentración de minerales pesados en láminas delgadas. La gran abundancia de estos cuerpos canalizados nos indica un subambiente de **abanico aluvial medio superior**, con escaso desarrollo de planicie de inundación. Las estructuras de deformación interna por gravedad nos indican actividad tectónica en un relieve suave constituido por sedimentos no consolidados y cargados completamente sus poros de agua. Desde el punto de vista composicional predominan clastos volcánicos procedentes de Cordillera Frontal en un 70 % en volumen.



Foto N° 099 Vista de un depósito de la asociación A3.

#### A4 – Depósitos mantiformes gruesos



Esta asociación se caracteriza por la alternancia de las litofacies Gm y Gc principalmente (Fotos N° 160, 211), ambas forman bancos tabulares de gran extensión areal y de espesor uniforme. Una característica de los niveles de Gc es que suelen estar imbricados formando trenes que pueden terminar en la litofacies Sp (Fotos N° 110, 193), otra característica es la cementación muy intensa en tabla delgada de carbonatos (Foto N° 165). En menor medida son acompañadas por las litofacies SGM, Sh y Fsc (Fotos N° 166). Estas dos últimas se presentan en bancos muy delgados de formas irregulares y poca extensión areal. Composicionalmente predominan los clastos de rocas volcánicas procedentes de Cordillera Frontal en un 60 % en volumen y 40 % en volumen de areniscas procedentes de Precordillera. En las fotos aéreas la asociación se presenta homogénea, resaltan crestas de gran desarrollo lateral. Es densa la red de drenaje lo que nos indica su granulometría gruesa y la escasa cementación de esta área.

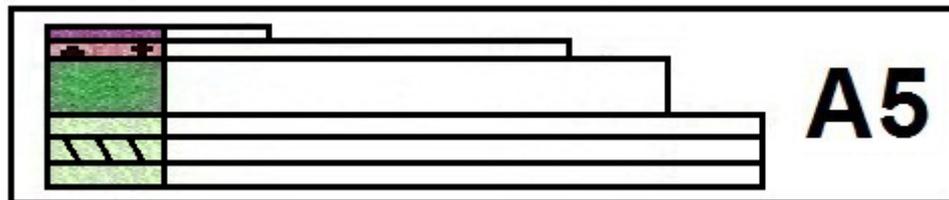
Las litofacies gruesas son depositadas por corrientes mantiformes, lo que se evidencia en su extensión areal y uniformidad en el espesor. Estos depósitos se los conoce como barras de grava y son característicos del subambiente de **abanico aluvial proximal**. La litofacies Sp es característica de los frentes de avance de las barras de grava y son muy difíciles de conservar (Fotos N° 121 y 122). La litofacies Sh (Foto N° 192) es una arenisca tabular con laminación horizontal coronando un conglomerado clasto sostén (Gc) de pequeño espesor y gran extensión areal, probablemente es una barra de arena formada por desbordes del canal

principal. Las escasas litofacies menores tales como SGm son interpretadas como depósitos canalizados, mientras que las Fsc son los sedimentos característicos de pequeñas charcas. La cementación en tabla de carbonatos es debido a la evaporación de la napa freática cercana a la superficie y a la estabilidad tectónica de la zona.



Foto N° 211 Vista de un depósito de la asociación A4.

### A5 - Depósitos mantiformes medios



Esta asociación se caracteriza por la alternancia de las litofacies Gm, Gc y Gmf (Fotos N° 157, 158, 206); las dos primeras forman bancos de gran extensión areal y de espesor uniforme, mientras que la litofacies Gmf presenta una gran extensión areal pero su espesor no es uniforme, en planta semeja a lóbulos cuya cabecera es de mayor espesor. Suelen presentar trenes delgados de Gcf o Gc con insipiente imbricación depositados por corrientes algo canalizadas. Otra característica es la presencia de grandes bloques aislados que no superan el metro, excepcionalmente se observan algunos bloques que llegan a 1,5 m de largo. Otras litofacies presentes en menor proporción son las SGm, Sr y Fsc de idénticas características a la asociación A4 (Fotos N° 205, 207). Desde el punto de vista composicional predominan clastos de areniscas verdes y calizas procedentes de Precordillera en un 70 % en volumen y el 30 % restante es de clastos volcánicos procedentes de Cordillera Frontal.



Foto N° 158 Vista de un depósito de la asociación A5 cortado por un canal moderno.

La presencia de las litofacies Gm y Gc se explican de igual manera que en la asociación A4. Los lóbulos de la litofacies Gmf son el resultado de corrientes de densidad algo fluidalizadas, ya que presentan una incipiente estratificación y la presencia de los bloques aislados evidencian su capacidad de transporte. Son escasos los depósitos de charcas y de corrientes canalizadas (trenes de Gcf y Gc). Todo esto nos indica un subambiente de **abanico aluvial proximal bajo**, cuya menor pendiente permite la conservación de estructuras sedimentarias.

### A6 - Depósitos mantiformes finos



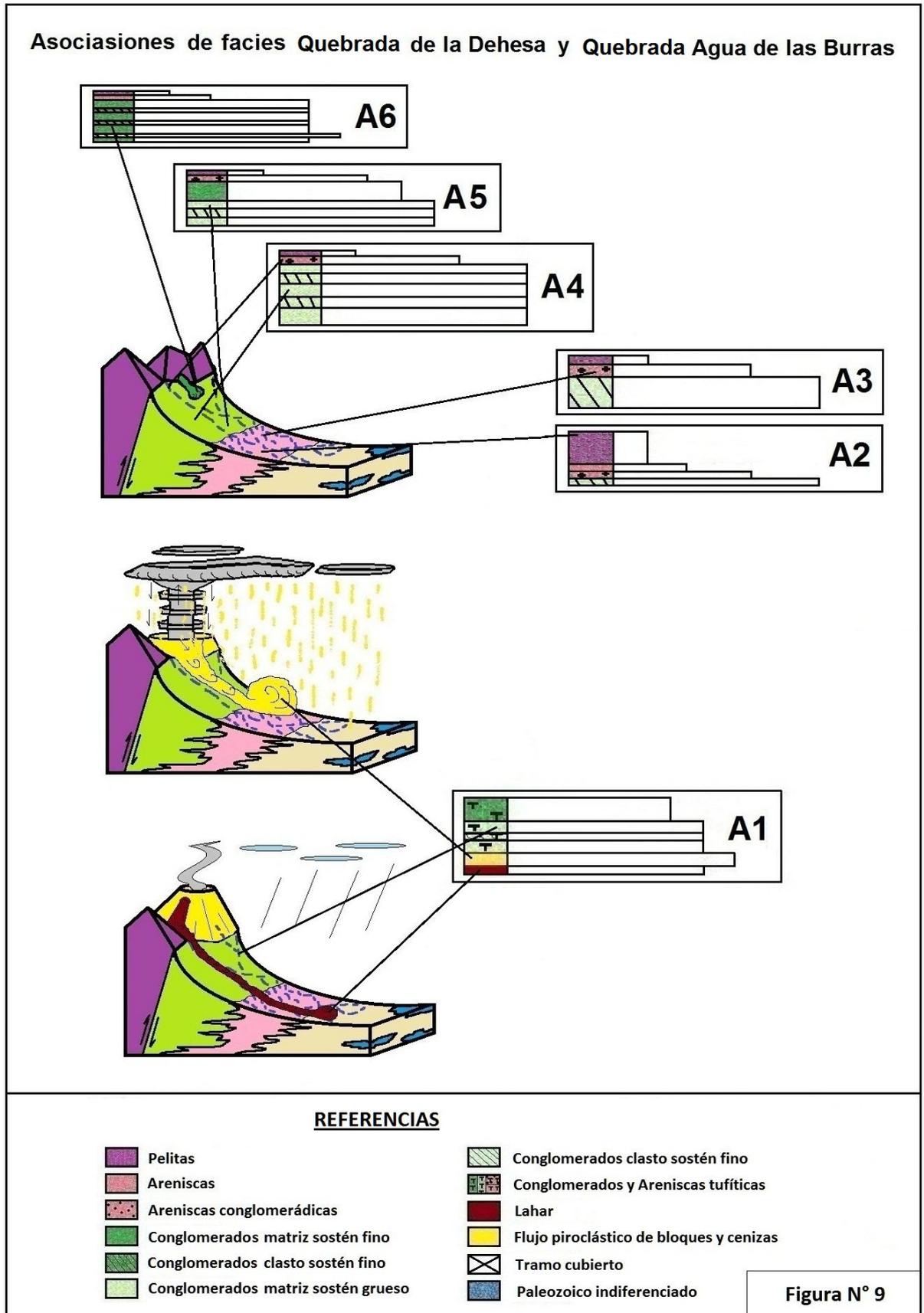
Esta asociación se caracteriza por la interdigitación de las litofacies Gmf y Gcf (Fotos N° 170, 185) y en menor medida la litofacies Gc. En escasas lentes delgadas, en cuerpos aislados, se pueden observar las litofacies Sm, Sp y Fsc (Foto N° 201). Los bloques aislados son de pequeño tamaño, no superan los 0,60 m (Fotos N° 202 y 203). Desde el punto de vista composicional predominan clastos de areniscas verdes principalmente y calizas procedentes de Precordillera en un 65 % en volumen y el porcentaje restante son clastos volcánicos procedentes de Cordillera Frontal. En las fotos aéreas es difícil diferenciarla de la asociación A5, un parámetro a tener en cuenta es la suavidad de las crestas.

Estos conglomerados fueron generados por crecientes no canalizadas que predominan sobre cualquier otro proceso. La gran abundancia de material fino y la presencia de bloques aislados nos indican depósitos de corrientes de densidad algo fluidalizadas. Este tipo de depósito es característico del subambiente de **abanico aluvial proximal inferior** y en condiciones más húmedas que las actuales.



Foto N° 202 Vista de un depósito de la asociación A6.

En la Figura N° 9 se ha esquematizado las 6 asociaciones, indicando el ambiente que representa. La asociación A1 debido a la abundancia de subambientes se la representa en dos bloques. Los depósitos de relave (Lahar, Debris flow y tufitas) se han producido en las distintas etapas del vulcanismo. El tercer bloque representa un ambiente de abanico con sus sectores proximal (verde claro), medio (rosado) y distal (marrón claro). En él se indican los mecanismos de formación de los depósitos mantiformes y canalizados.



#### 4-2. Estructura.

Las lomas de La Dehesa presentan una estructura homoclinal casi meridional en el extremo sur de ellas, al norte de la quebrada de La Dehesa sufren una inflexión que las orienta en sentido SSW – NNE, observable en las imágenes satelitales y fotos aéreas. El espesor de los afloramientos es variable, disminuyendo hacia el norte. Esto se debe a dos causas superpuestas, por un lado el acuñaamiento sedimentario de la Formación Río Jáchal (causa principal) y por el otro lado por la falla casi subestratal, llamada “Paredón”, que bordea el contorno occidental de dichas lomas. Entre las lomas y el frente principal de la sierra de La Dehesa se encuentra una depresión topográfica limitada por fallas (fosa tectónica, FT, Figura N° 10) cubierta por sedimentitas neógenas y depósitos modernos. Esta depresión adquiere mejor desarrollo al norte de la quebrada de La Dehesa. Por el oeste, la falla que eleva a la sierra de La Dehesa es inversa con alto ángulo, vergencia al Este, típica de Precordillera Central. El valor obtenido en la quebrada Agua de las Burras es de  $190^{\circ}/68^{\circ}W$ , se la reconoce por una alineación de jarillas en una suave depresión, acompañando el cambio de litología de una amplia zona triturada tanto en las rocas paleozoicas como en las rocas neógenas (Fotos N° 002 a 004 del Tramo 1). El límite oriental de la fosa es la falla “Paredón”, corta el miembro tobáceo de la Formación Albarracín. Es de gran continuidad longitudinal y tiene un desnivel de 20 m en la quebrada de La Dehesa; mientras en la quebrada Agua de las Burras el resalto es menor, Zona I. Se infiere que es una falla de tipo tijera con mayor desplazamiento en el norte y corresponde a una falla subestratal buzante al este, y vergencia al Oeste, lo que es característico de la estructura de Precordillera Oriental.

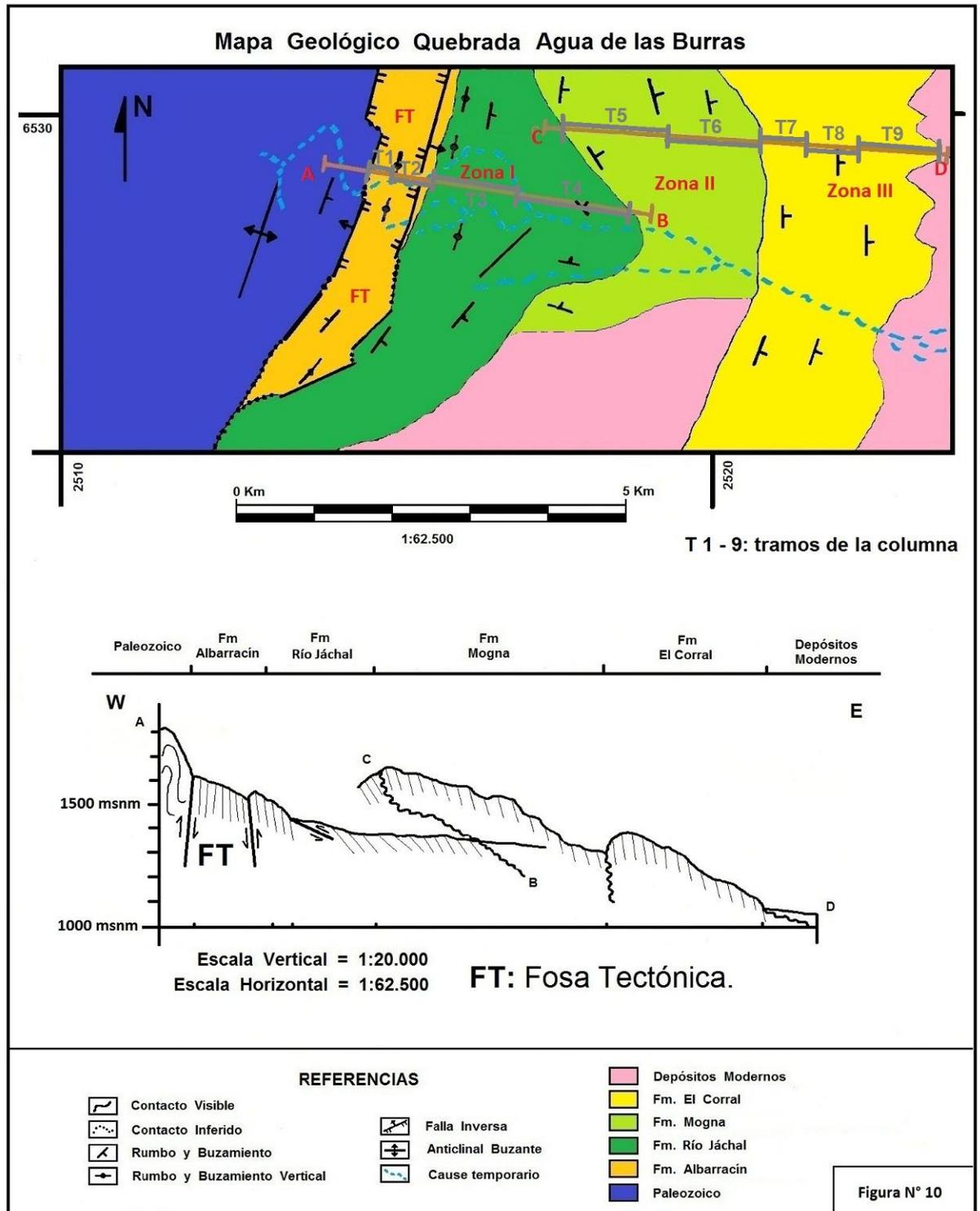
La quebrada Agua de las Burras atraviesa las lomas aprovechando un sistema de fracturas casi E-W. La quebrada presenta un diseño sinuoso en su extremo occidental, dificultando su recorrido; por ello se realizaron dos perfiles en parte solapados. El primero sobre la quebrada principal a lo largo de 2,5 km (“Perfil Sur”, Zona I, tramos 1, 2, 3 y 4) y el segundo atravesando completamente los sectores centrales y orientales por casi 4 km (“Perfil Norte”, Zona III, tramos 7, 8 y 9). Los estratos de la margen norte mantienen el rumbo meridional, casi sin modificar, mientras que la margen sur en su extremo occidental las capas neógenas más antiguas están afectadas por un pliegue sinclinal apretado buzante al SW, y cubierto en gran parte por depósitos modernos (Figura N° 10). Esta estructura modifica el rumbo de las capas hacia el ESE.

El flanco oriental de las lomas de La Dehesa, Zona III, presenta un arqueamiento cóncavo hacia el oeste. Este sector fue afectado por un suave plegamiento antes de la depositación de la última unidad neógena. Esto se debe posiblemente a las últimas manifestaciones volcánicas del complejo ubicado al Sur de la quebrada Agua de las Burras. Esta actividad produjo en las inmediaciones una leve discordancia angular, visible en las imágenes satelitales. A lo largo de toda la quebrada Agua de las Burras se reconocen algunas estructuras de fallas subestratales, y fracturas de menor magnitud con pequeño desplazamiento. En las fotos aéreas la margen sur presenta varias fracturas que no se reconocen en la margen norte, ellas afectan al sinclinal buzante al SW.

En la Zona I las capas neógenas se presentan casi verticales con buzamientos que alternan hacia el Oeste y al Este predominando el segundo, manteniendo la polaridad de las capas con el piso al Oeste. El rumbo de los estratos varía entre  $300^{\circ}$  y  $320^{\circ}$ . Se detectó una estructura menor en el sector central (Zona II, tramos 5 y 6) de la quebrada Agua de Las Burras (“Perfil Sur”), en su margen norte, correspondiendo a un pliegue sinclinal que afecta la

base de las facies conglomerádicas. El rumbo de la capas occidentales es de  $310^{\circ}/64^{\circ}\text{NE}$  y el de las capas orientales es de  $65^{\circ}/33^{\circ}\text{NW}$ , esta estructura quedó fuera del perfil de la columna.

Hay una depresión entre las lomas centrales y las lomas orientales, Zona II, que acentúa el arqueamiento ya mencionado del sector oriental. Está cubierto por sedimentos modernos con una pátina de barniz del desierto. El arqueamiento ha sido interpretado como una discordancia angular de bajo grado, ya mencionada, y afecta la base de la Zona III (Foto N° 190 del tramo 6 y Foto N° 192 del tramo 7). No se reconocieron evidencias de fallamiento en el terreno a lo largo de esta superficie. Finalmente el último tramo de la quebrada, Zona III, se presenta con un marcado predominio en la inclinación de los estratos hacia el Este. Los afloramientos del Neógeno se pierden bajo la cubierta holocena de los abanicos aluviales.



## 5-CONCLUSIONES

El tramo 1 inicia con la asociación de facies A1 (volcanoclástica) y está compuesto principalmente por la asociación de facies A2 (planicie de inundación). Ambas asociaciones nos indican un ambiente de abanico medio inferior que es cortado por facies piroclásticas provenientes desde el sur. La composición de los clastos de los conglomerados de A2 nos indica un importante aporte desde la provincia geológica de Cordillera Frontal, siendo menor el aporte desde Precordillera. El tramo 2 continúa con el ambiente depositacional del tramo 1, bajo una mayor influencia de la actividad volcánica. Está compuesto en su totalidad por la asociación A1, sus características composicionales nos indicarían que el aporte del material piroclástico proviene del complejo volcánico Ullum-Zonda, ubicado a 10 km aproximadamente al Sur. En base a las abundantes manifestaciones piroclásticas descritas para esta quebrada, tanto en el tramo 1 y como en el tramo 2, ambos tramos corresponden a la misma unidad formacional, denominada Formación Albarracín (Leveratto 1968). En la quebrada Agua de las Burras aflora el miembro tobáceo de la Formación Albarracín, su base es desconocida por estar cortada debido a fallamiento inverso, mientras que el techo culmina con una superficie erosiva. Es muy probable que por el fuerte tectonismo manifestado en la margen sur, las fracturas observadas cerca del techo de esta unidad sean de alivio por el desplazamiento subestratal a lo largo de la superficie de discontinuidad.

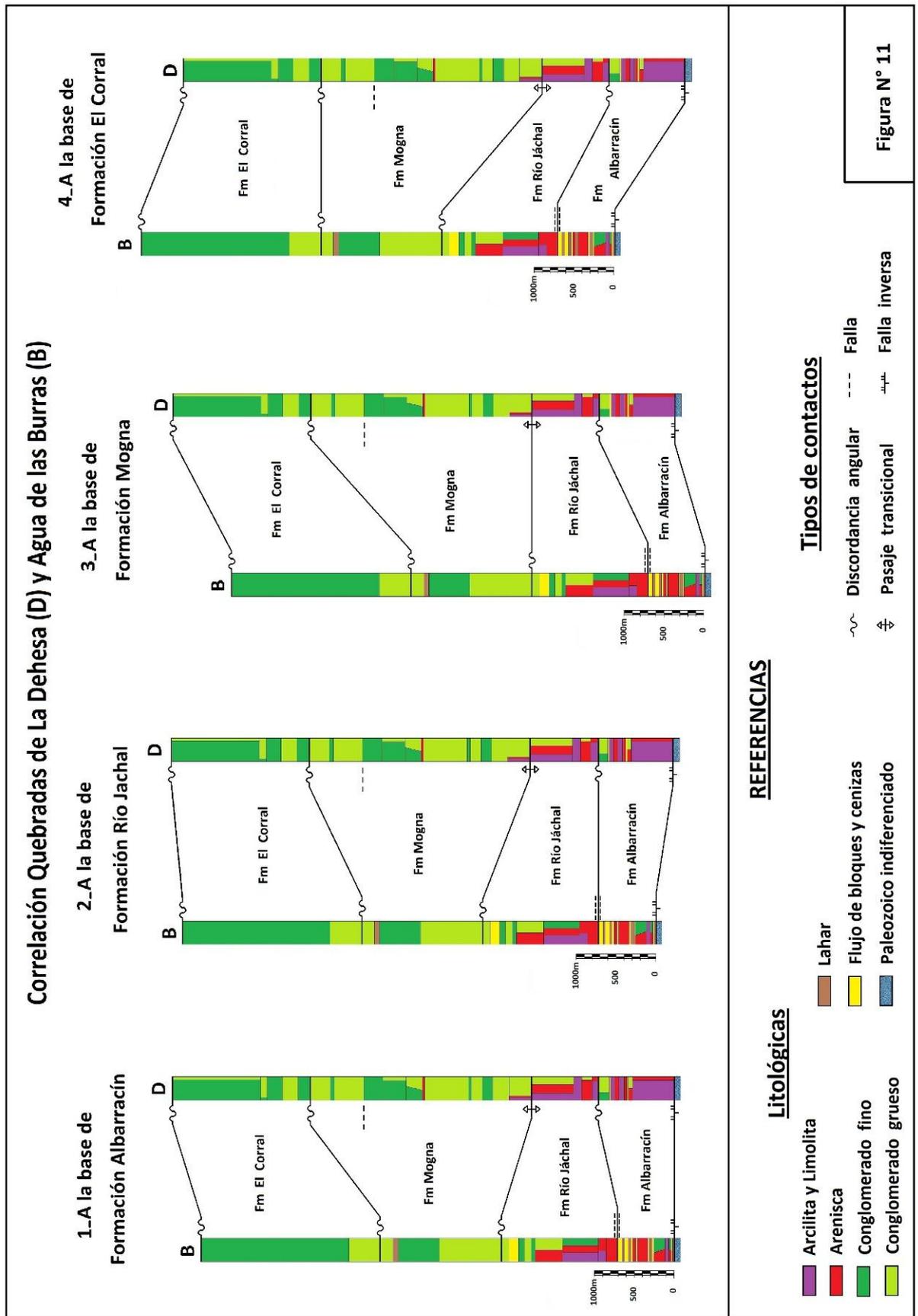
El tramo 3 sólo presenta la asociación A2, representado por la planicie heterolítica de arcillitas y las areniscas canalizadas. El ambiente de depositación corresponde a un abanico medio bajo, en condiciones algo húmedas evidenciado por la ausencia de yeso en estos sedimentos. La ausencia de material andesítico-dacítico nos indica que para el momento de la sedimentación no hubo aportes piroclásticos desde el Sur, o sea que ha sido depositada en un ambiente tectónicamente calmo. Una importante característica del tramo 3 es la presencia de estructuras de deformación sinsedimentaria, slump y diques de arena, lo que indica actividad tectónica para la época de su depositación. El tramo 4 es el más complejo del perfil, debido a que están presentes varias asociaciones. Inicia con la asociación A3 (canales multiepisódicos), la que conforma casi la mitad inferior del tramo, representado por las barras acintadas de arena y grava intercaladas con delgadas lentes de arcillitas. Las superficies erosivas reconocidas en estos cuerpos son de pequeña magnitud, 2do o 3er orden, se las encuentra en la base de los paquetes de conglomerados más potentes visibles en los canales multiepisódicos. El tramo 4 continúa con A5 (depósitos mantiformes medios) y sus característicos mantos de gravas del abanico superior bajo. Sigue la asociación A4 (depósitos mantiformes gruesos) con sus facies más gruesas que la anterior, tanto A5 como A4 corresponden a una progradación de las facies proximales sobre las distales. A continuación hay un retroceso de las facies proximales al depositarse A6 (depósitos mantiformes finos), este tipo de depósito es característico del subambiente de abanico aluvial proximal inferior. El tramo 4 continúa con A1 la que se distingue por su coloración gris clara y la diversidad de sus litofacies. Al tope del tramo se presenta A2, con escaso desarrollo vertical, pero gran desarrollo lateral, su techo es cortado por una discordancia regional. Otra característica común al tramo 3 y 4 es la presencia de niveles con calcretes asociados a las limonitas y areniscas muy finas de las planicies heterolíticas. Esto nos indica un clima árido y niveles freáticos cercanos a la superficie. El pasaje al siguiente tramo, base de la siguiente unidad formacional, es paraconcordante (en la quebrada de La Dehesa este pasaje es transicional). En base a las características mencionadas, a su posición estratigráfica y a la similitud con las secuencias Neógenas que afloran en Mogna se puede concluir que los tramos 3 y 4 conforman la Formación Río Jáchal. Esta unidad en la localidad de Mogna, presenta deformación sinsedimentaria, menor granulometría y posición estratigráfica ubicada debajo de Formación

Mogna. En lomas de La Dehesa nos indica una variación lateral más gruesa de esta formación ubicada aproximadamente 80 km al Norte.

El tramo 5 está constituido por la asociación A4. Ha sido depositado por corrientes no canalizadas principalmente, sus cuerpos mantiformes son cortados por lentes de flujos canalizados. Estos depósitos se los conoce como barras de grava y son característicos del subambiente de abanico aluvial proximal. El tramo 6 comienza con la asociación A6 y culmina con A1 seguida de A4, terminando con ésta última. La asociación A6 nos están indicando un ambiente de abanico aluvial proximal inferior y condiciones más húmedas que las actuales; mientras que A4 nos indica un abanico proximal alto. La presencia de A1 nos indica una manifestación póstuma del aparato volcánico ubicado al sur, la que no ha sido importante ya que no se la reconoce en la Quebrada de la Dehesa a 5km al norte. Hacia el techo del tramo 6 comienzan a aparecer rodados de caliza en escaso porcentaje, predominan ampliamente las areniscas sobre las riolitas de Cordillera Frontal. El tope del tramo 6 está dado por una discordancia angular de carácter regional. Los tramos 5 y 6 constituyen la Formación Mogna debido a la abundancia de sus típicos conglomerados y la presencia de rodados de caliza hacia el tope de la unidad. Esto último los autores lo corroboraron en lomas de Las Tapias.

El tramo 7 es de idénticas características al tramo 5, constituido solamente por A4. Composicionalmente predominan clastos de areniscas verdes de Precordillera sobre los clastos de riolitas de Cordillera Frontal y los clastos de caliza de Precordillera, éstos últimos en escasa proporción. El ambiente de depositación es de abanico aluvial proximal. El tramo 8 está constituido en casi su totalidad por la asociación A6 y se intercala en la mitad del tramo la asociación A5. El ambiente de formación para estas dos asociaciones corresponde a un abanico proximal bajo, caracterizado por depósitos de flujos mantiformes (*sheet flodd deposits*) principalmente y en menor grado por los depósitos de flujos canalizados (*stream flodd deposits*). El pasaje al siguiente tramo es transicional. El tramo 9 presenta únicamente la asociación A5, ésta indica un subambiente de abanico aluvial proximal bajo, cuya menor pendiente permite la conservación de estructuras sedimentarias. Se pierde bajo los depósitos modernos en un diseño muy irregular visto en planta. Los tramos 7, 8 y 9 son interpretados como pertenecientes a un abanico proximal alto y constituyen la Formación El Corral, por su posición estratigráfica y similitud con los afloramientos de localidades vecinas (lomas de Las Tapias).

Para una mejor interpretación de la evolución de la cuenca de depositación, se han confeccionado 4 gráficos de correlación nivelando a la base de cada una de las formaciones (Figura N° 11). Puede verse cómo varía el espesor de las formaciones entre ambas quebradas. La Formación Albarracín en la quebrada de La Dehesa presenta dos miembros con similar espesor. El miembro inferior no aflora en la quebrada Agua de las Burras; debido a que la falla inversa que eleva las sedimentitas paleozoicas ha cortado parte del miembro tobáceo en dicha quebrada (Figura N° 11 - 1). El espesor aflorante de esta formación es mayor en la quebrada de La Dehesa, aunque el espesor del miembro tobáceo es menor que el espesor aflorante en quebrada Agua de las Burras (Figura N° 11 - 1).

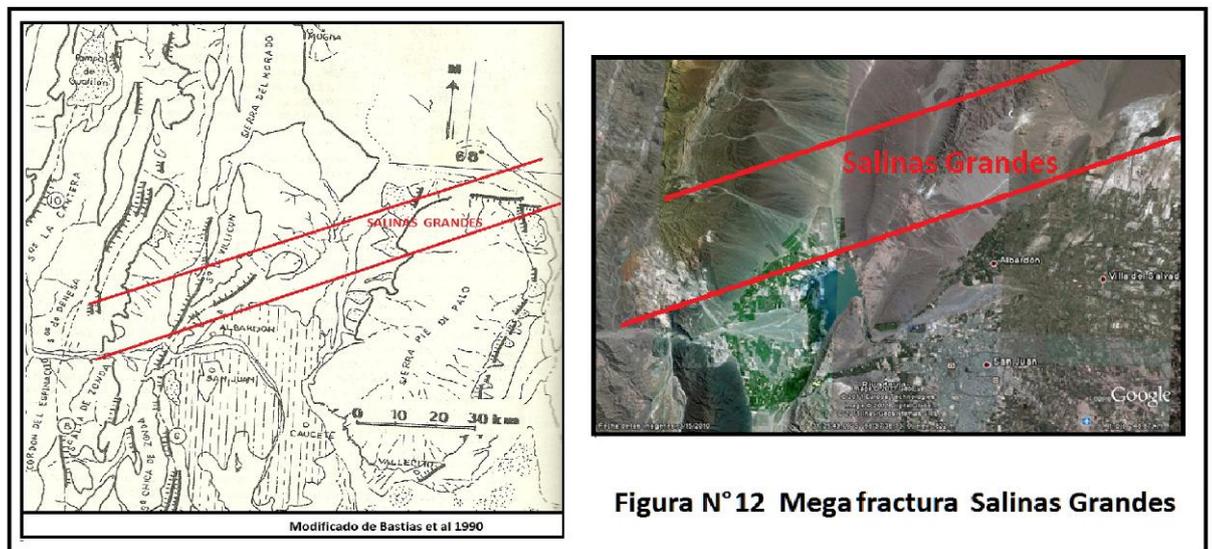


La Formación Río Jáchal en la quebrada de La Dehesa presenta un arreglo estrato-grano creciente. En la quebrada Agua de las Burras el arreglo es similar y culmina con

depósitos volcanoclásticos solo observados en esta quebrada, debido a la cercanía con el centro eruptivo. Estos últimos depósitos incrementan el espesor en la quebrada Agua de las Burras y son sesgados por una discordancia erosiva. Esta unidad en la quebrada de La Dehesa presenta en su techo un pasaje transicional (Figura N° 11 - 2).

La Formación Mogna presenta un arreglo estrato-grano decreciente en su mitad inferior y se invierte hacia el techo, observado en ambas quebradas. El espesor en la quebrada de La Dehesa es casi el doble que en la quebrada Agua de las Burras (Figura N° 11 - 3). Se puede interpretar que la tasa de subsidencia fue mayor en la primera de las quebradas mencionadas. Una interpretación tectónica para explicar la subsidencia es el hundimiento diferencial de los bloques del basamento afectado a una estructura regmagénica (Megatraya de Salinas Grandes, Figura N° 12). Esta diferencia de espesores podría inferir que el río San Juan circulaba al Norte del centro eruptivo. Para avalar esta conclusión se necesitan estudios detallados de paleocorrientes.

La Formación El Corral presenta un arreglo estrato-grano decreciente en ambas quebradas, el ambiente de depositación es aluvial dominado por flujos gravitatorios. El espesor es mayor en la quebrada Agua de las Burras (Figura N° 11 - 4), la arquitectura del abanico no se puede determinar ya que faltarían confeccionar más perfiles en quebradas aledañas y estudios de paleocorrientes.



## 6-BIBLIOGRAFÍA

Abbruzzi, Jeffrey; Kay, Suzanne Mahlburg and Bickford, Marion E., 1993. Implication for the nature of the precordilleran basement from Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan province, Argentina. *Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Volumen 3, pag. 331-339, Mendoza.

Ahumada Cuello, María Nélica, 2004. Litofacies y paleoambientes de unidades sedimentarias y piroclásticas del Complejo Subvolcánico Neógeno Río Blanco, Ullum – San Juan. Trabajo de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

Ahumada Cuello, María; Vallecillo, Graciela y Weidmann, Néstor, 2005. Las facies piroclásticas del Complejo volcánico - piroclástico del Río Blanco de Ullum (Precordillera de San Juan): Interpretación y evolución. *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino*. 783 - 790, La Plata.

Aparicio, Emiliano Pedro, 1984. Geología de San Juan. Publicación Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

Astini, R.A., 1990. Formación Punta Negra: un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma? *Actas III Reunión Argentina de Sedimentología*, pp. 19-24, San Juan.

Astini, R. y Piovano, E., 1992. Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 47 (1): 99-110, Buenos Aires.

Archangelsky, Sergio (Editor), 1987. El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Subcomisión Internacional del Carbonífero. Proyecto 21 del PICG. Academia de Ciencias, Córdoba.

Arche, Alfredo, 1992. Sedimentología. (Coordinador). Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Volumen I, Madrid.

Baldis, Bruno A. y Chebli, O.A., 1969. Estructura profunda del área central de Precordillera Sanjuanina. *IV Jornadas de Geología Argentina – Mendoza*. Actas I: 47-65, Buenos Aires.

Baldis, Bruno A., 1975 a. El Devónico inferior en la Precordillera Central. Parte I: Estratigrafía. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 53 – 83, Buenos Aires.

Baldis, Bruno A., 1975 b. Valoración de elementos faunísticos para una zonación y datación de edades en el Devónico inferior de la Precordillera argentina. *I Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía*, Actas, I: 219 – 140, San Miguel de Tucumán.

Baldis, Bruno A., 1975 c. Acerca de la estructura profunda de la Precordillera Central. *Revista Minera Geología y Min.* XXIII (1-2), Buenos Aires.

Baldis, Bruno A.; Uliarte, Enrique; Vaca, Alejandro; 1979. Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina*, Tomo XXXIV- N°4: 294-310, Buenos Aires.

Baldis, Bruno, Beresi, Matilde, Bordonaro, Osvaldo y Vaca, Alejandro, 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología. Actas, Tomo IV: 399 – 445, Buenos Aires, Argentina.

Baldis, Bruno A.; Peralta, Silvio H. y Uliarte, Enrique R., 1984. Geología del área de Talacasto y sus alrededores. IX Congreso Geológico Argentino, Volumen 4, San Carlos de Bariloche.

Baldis, Bruno A.; Martínez, Ricardo D.; Villegas, Carlos R.; Pereyra, María E. y Pérez, Ángel M., 1990. Estructura, Provincialismo Geológico y Unidades Tectonoestratigráficas. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. Cap. 11: 186-211, San Juan.

Baldis, Bruno A. y Peralta, Silvio H., 1999. Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael. En: Geología Argentina, Capítulo X, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (10): 215-238, Buenos Aires.

Bastias, H; Uliarte, E; Paredes, J; Sánchez, A; Bastias, J; Ruzycki, L y Peruca, P; 1990. Neotectónica de la Provincia de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. Cap. 13: 228-245, San Juan.

Baranzangi, M. e Isacks, B.L, 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of de Nazca Plate beneath South America. Geology, Vol. 4, 686 – 692.

Beer, J.A., Jordan, T.E. y Johnson, N.M., 1987. Velocidad de sedimentación y ambientes sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la Precordillera, Huaco, Provincia de San Juan, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 83-86, San Miguel de Tucumán.

Beresi, Matilde; 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. Capítulo 4: 32-46., San Juan.

Bercowski, Felisa y Figueroa, Guillermo, 1987. Flujos piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, Precordillera, San Juan, Argentina. X Congreso Geológico Argentino. Actas Vol IV: 225 – 228, San Miguel de Tucumán.

Bercowski, Felisa y Figueroa, Guillermo, 1989. Depósitos piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, Precordillera, San Juan, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, Volumen 44 N° 1-4: 28 -34, Buenos Aires.

Bercowski, Felisa y Zambrano, Juvenal; 1990. Carbonífero y Pérmico de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. Cap. 6: 78-99, San Juan.

Bercowski, Felisa, Ruzycki de Berenstein, Lucía, Johnson, Noye M y Naeser, CW, 1986. Sedimentología, Magnetoestratigrafía y edad Isotópica del Terciario en Lomas de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan. Primera Reunión Argentina de Sedimentología. Actas pp 169 - 172, La Plata.

Bercowski, Felisa, Ruzycki de Berenstein, Lucía y Johnson, Noye M, 1987. Litofacies y paleoambiente del Terciario en Lomas de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan, Argentina. X Congreso Geológico Argentino. Actas II: 101-104, San Miguel de Tucumán.

Bercowski, Felisa, Ruzycki de Berenstein, Lucía; Jordan, Teresa; Zeitler, P., Caballero, María, Perez, Inés, 1993. Litofacies y edad isotópica de la Secuencia La Chilca y su significado paleogeográfico para el Neógeno de Precordillera. XII Congreso Geológico Argentino, y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas Tomo 1 (212 – 217), Mendoza.

Begström, S.M., Huff, W.D., Kolata, D.R., Krekeler, M.P.S., Cingolani, C. and Astini, R.A., 1996. Lower and Middle Ordovician K-Bentonites discovery in the Precordillera of Argentina: A progress report XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de exploración de Hidrocarburos vol. V, pp. 481-490. Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan y Mendoza y de las Sierras Australes de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. XVII, Córdoba.

Bordonaro, Osvaldo L.; 1990. “El Sistema Cámbrico de la Provincia de San Juan”. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. Cap. 2: 18-31, San Juan.

Bordonaro, Osvaldo L; Cardinali, Aldo; Cardó, Raúl y Díaz, Iris; 2002. El Neógeno comprendido entre el río Ancho y el río del Agua, Precordillera Central de San Juan. Nueva interpretación estratigráfica y tectosedimentaria. XV Congreso Geológico Argentino, CD-ROM. Artículo N° 250, 6pp. Calafate, Santa Cruz.

Braccacini, O., 1950. Investigaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Boletín Informativo Petrolero N° 301, Buenos Aires.

Bustos, Nancy, 1984. Paleoambiente de la Formación Ullum, San Juan, Argentina. Jornadas de Comunicación Paleontológicas. APA sede Córdoba. *Ameghiniana*, 21 (2-4): 168, Buenos Aires.

Cardinali, Aldo L., 1999. Cabalgamiento regional terminado en un par anticlinal-sinclinal en el área del dique de Ullum, San Juan. XIV Congreso Geológico Argentino. Actas I: 216-218, Salta.

Carrizo, Mónica, 1993. Tipificación petrogeotécnica de un macizo rocoso en las inmediaciones del Cerro de los Baños, departamento de Ullum, San Juan. Trabajo de Licenciatura, inédito. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

Castro de Machuca, Brígida; 1990. El basamento cristalino Precámbrico de la Provincia de San Juan. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino, Capítulo 1: 2 - 17, San Juan.

Consultora Edison-Harza, 1969. Proyecto Quebrada de Ullum, primera etapa Estudio de factibilidad para la construcción de un dique. Secretaría Técnica, Gobernación de San Juan. Biblioteca del Centro Regional de Aguas Subterráneas, San Juan.

Contreras, V.H.; Damiani, O; Milana, J.P.; Bracco, A. y Barrera, O.M.; 1990. Paleógeno y Neógeno de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. Capítulo 10: 154 - 185, San Juan.

Contreras, V.H.; Monetta, A.; Baraldo, J.; Vallecillo, G.; Weidmann, R. y Pesenti, J.; 2001. Bioestratigrafía y edad de la Formación Lomas de las Tapias, San Juan, Argentina. VIII Congreso Colombiano de Geología. Páginas 1 - 11, Manizales, Colombia.

Cuerda, A.J., 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de la Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 6 (3): 223 – 235, Buenos Aires.

Cuerda, A.J. y Furque, G., 1983. Depósitos carbónicos de la Precordillera de San Juan. Parte II. Quebrada La Deheza. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 381-391, Buenos Aires.

Cuerda, A.J.; Cingolani, C.A.; Varela, R. y Schuaer, O.C., 1984. Descripción geológica de la Hoja 19D, Mogna. Servicio Geológico Nacional, Boletín 192, Buenos Aires.

Cuerda, A.J.; Rickards, R.B. and Cingolani, C.A., 1988. A new Ordovician-Silurian boundary section in San Juan province, Argentina, and its definitive graptolite fauna. *Journal of the Geological Society of London*, v.145, p. 749-757.

Espizúa, E., 1968. El Paleozoico inferior del río de las Chacritas, Dpto. de Jáchal, Prov. de San Juan, con especial referencia al Silúrico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXIII (4): 297 – 311, Buenos Aires.

Figuroa, Guillermo, 1987. Estudio litológico de la Formación Albarracín en la quebrada homónima, provincia de San Juan. Trabajo de Licenciatura, inédito. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

Furque, G. 1979. Descripción geológica de la Hoja 18C, Jáchal, San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164, Buenos Aires.

Gallardo, Carlos Alberto, Martos, Liliana María y Weidmann, Roberto Oscar, 1987. Presencia de la Formación Mogna en el área de la Rinconada, San Juan, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino. Actas II: 106-108, San Miguel de Tucumán.

Gardini, M., 1993. Estructura superficial y profunda del valle de Zonda, Precordillera de San Juan. XII Congreso Geológico Argentino, y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas Tomo 3: 93-99, Mendoza.

González Bonorino, G., 1975. Sedimentología de la formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXXIII (3): 223 – 246, Buenos Aires.

Groeber, P. y Tapia, A., 1926. Sobre las condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado Dique de la Quebrada de Ullum, provincia de San Juan. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Publicación 25 / 26, Buenos Aires.

Heim, Arnoldo, 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera Sanjuanina. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. Revista de la Asociación Geológica Argentina, VII (1): 11 - 70, Bs As.

Herrera, Z. A., 1993. Nuevas precisiones sobre la edad de la Formación Talacasto (Precordillera argentina) en base a su fauna de braquiópodos. XII Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 289 – 295, Mendoza.

Huff, W.D., Begström, S.M., Kolata, D.R., Cingolani, C. and Davis, D.W., 1995. Middle Ordovician K-Bentonites discovery in the Precordillera of Argentina. Geochemical and paleogeographical implications. In : Cooper, J., Droser, M.I. and Finney, S.C. (eds.), Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System, Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM) Book 77, pp. 343-349. Las Vegas.

Johnson, N.M., Jordan, T.E., Johnsson, P.A., y Naeser, C.W., 1986. Magnetic Polarity Stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in and eastern Andean foreland basin. San Juan Province, Argentina. Foreland Basin: P.A. Alles and P. Homewood (Eds.), IAS Special Publication. 8: 223-235. Oxford.

Johnsson, P.A., Johnson, N.M., Jordan, T.E. y Naeser, C.W., 1984. Magnetic Polarity Stratigraphy and age of the Río Jáchal and Mogna Formations, San Juan Province, Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, III: 81-96. San Carlos de Bariloche.

Jordan, Teresa E.; Isacks, B.L.; Allmendinger, R.W.; Brewer, J.A.; Ramos, Victor y Ando, C.J.; 1983. "Andean Tectonics Related to geometry of Subducted Nazca Plate". Geol. Soc. Am. Bull. , V: 94, 341 – 361.

Jordan, Teresa E. y Damanti, John F., 1990. Estudios paleogeográficos de cuencas neógenas, San Juan Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 247 – 250, San Juan.

Kay, S. M.; Maksaev, V.; Mpodozis, C.; Moscoso, D. R.; Nasi, C. and Gordillo, C., 1988. Tertiary Andean magmatism in Argentina and Chile between 28° - 33° S; Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff Zone. Journ. of South American Geology, v. 1, N° 1, p. 21 – 38.

Keller, M., Cañas, F.L., Lehnert, O. and Vaccari, N.E., 1994. The upper Cambria and Lower Ordovician of the Precordillera (Western Argentina): some stratigraphy reconsideration. *Newsletters on Stratigraphy*, 31 (2): 115-132. Berlin - Stuttgart.

Kelly, J. G., 1962. Geología de las sierras de Moquina y perspectivas petrolíferas, departamento Jáchal, provincia de San Juan. Y. P. F., Gerencia Exploración. Inédito.

Kolata, D.R., Huff, W.D., Begström, S.M. and Cingolani, C., 1994. Ordovician K-Bentonites beds discovered in the Precordillera Argentina. Geological Society of American, Abstracts with Programs, v. 26, p. 503.

- Leveratto, Miguel Ángel, 1968. Geología de la zona al oeste de Ullum – Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Tomo XXIII, N° 2: 129-157, Buenos Aires.
- Leveratto, Miguel Ángel, 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Tomo XXXI, N° 1: 53-58, Buenos Aires.
- Limarino, C.O.; Fauqué, L.A.; Cardó, R.; Gagliardo, M.L. y Escoteguy, L., 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57 (3):1-18, Buenos Aires.
- Martina, Federico; 2004. Introducción a las rocas piroclásticas. Publicación de la Cátedra de Sedimentología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Centro Científico Tecnológico CONICET, Córdoba.
- Massari, F, 1983. Tabular cross-bedding in Messian fluvial channel conglomerates, Southern Alps, Italy. In: J. Collinson & Lewin (Eds.) Modern and Ancient Fluvial System. Int. Ass. Sed. Special Publication 6: 287-300, USA.
- Mazzoni, M. M., 1986. Procesos y depósitos piroclásticos. Asociación Geológica Argentina Serie B, didáctica y complementaria N°14, 115 pp., Buenos Aires.
- Mendoza, Nilda; Treo, Carlos y Weidmann, Néstor, 2000. Estructuras, alteración y mineralización en el área del Río Blanco, Ullum, San Juan. Mineralogía y Metalogena. En: Schalamuk, I.; Bordtkorb, M.; Etcheverry, R. (Eds.). Publicación 6: 320-324, La Plata.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. Earth. Scientific Review, v.13, p. 1-62.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits : A summary. In: Fluvial sedimentology, ed. By Miall, A.D., Canada Soc. Petrol. Geol., Memoir 5, p.597-604.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Science Reviews. 22: 261-308.
- Miall, A.D., 1992. Alluvial sediments. In: Walker, R.G. and James, N. P. (Eds.), Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, p. 119 -142.
- Milana, Juan Pablo, 1987. Geología y sedimentología del Grupo Paganzo en el área de confluencia de los ríos San Juan y Uruguay, Precordillera Central, Zonda, San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, San Juan.
- Milana, Juan Pablo, 1989. Sedimentología y Magnetoestratigrafía de formaciones cenozoicas en el área de Mogna. Informe interno CONICET, inédito. Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

Milana, Juan Pablo, 1991. Sedimentología y magneto-estratigrafía de Formaciones Cenozoicas en el área de Mogna, y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis doctoral Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

Milana, Juan Pablo, 1997. "El significado tectosedimentario de las Formaciones Mogna y El Corral". II Jornadas de Geología de Precordillera. Pag: 148-153, San Juan.

Milana, Juan Pablo, 2000. Characterization of aluvial bajada facies distribution using TM imagery. *Sedimentology* 47, p. 741 – 760, USA.

Milana, Juan Pablo; Berscowski, Felisa y Jordan, Teresa; 2003. Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna, y su relación con la Cuenca de Antepaís Andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (3): 447-473, Buenos Aires.

Ortiz, A. y Zambrano, J.J., 1981. La Provincia Geológica de Precordillera Oriental. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III, San Luis, Argentina.

Padula, E., Rolleri, E., Mingramm, A. R., Criado Roque, P., Flores, M. A. y Baldis, B. A., 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System. Proceeding*, 2: 165 – 199, Calgary.

Pandolfo, Laura Estela; 1975. Geología del Valle de Ullum - Zonda. Universidad de Buenos Aires, Facultad Ciencias Exactas y Naturales. Biblioteca del INA – CRAS N° 482. San Juan.

Parkash, B., Awasthi, A. K. and Gohain, K., 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. In: Collinson, J. D. and Lewin, J. (Eds.), *Modern and ancient fluvial systems*, International Association of Sedimentologists Special Publication, 6, p. 337 – 344.

Peralta, Silvio H.; 1990. Silúrico de la Precordillera de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino. *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan*. Cap. 4: 48-65, San Juan.

Peralta, Silvio H. y Baldis, Bruno; 1990. Devónico de la Precordillera de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino. *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan*. Cap. 5: 66-77, San Juan.

Peralta, Silvio H. y Ruzycski de Berenstein, L., 1990. Icnofacies asociadas a facies turbidíticas de la Formación Punta Negra (Devónico medio-superior), en el perfil de Los Caracoles, Precordillera Central sanjuanina. *Actas III Reunión Argentina de Sedimentología*, pp. 334-338, San Juan.

Peralta, Silvio H., Gamboa, Lucía y Baldis, Bruno; 1990. Icnofacies de Zoophycos: su posición estratigráfica e interpretación de su recurrencia en el Silúrico- Devónico de la Precordillera Central sanjuanina. In "Eventos del Paleozoico de Latinoamérica" (Proyecto 270 IGGP). *Correlación Geológica*, N°5: 199-210, San Miguel de Tucumán.

Peralta, Silvio H. y Persia, E., 1999. Significado de las discontinuidades estratigráficas del Grupo Tucunuco (Ashgiliano tardío – Silúrico), Talacasto, Precordillera Central de San Juan. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 405 – 408, Salta.

Peralta, Silvio H.; Pöthe de Baldis, Elba Diana; León, Laura I.; Bracco, Adriana I.; Pereyra, María E.; Pérez, Miguel A.; Plana, Guillermo F.; Avila, Carlos R.; Villegas, Carlos R. y Persia de Arévalo, Elba E.; 1999. Estratigrafía y estructura del Silúrico de la quebrada de los Algarrobos, Precordillera Central de San Juan, Argentina. Proyecto de investigación anual del CICITCA. Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

Peralta, Silvio; Albanesi, Guillermo; Ortega, Gladys, 2003. Ordovician and Silurian of the Precordillera, San Juan, province, Argentina. 9<sup>th</sup> International Symposium on the Ordovician System, 7<sup>th</sup> International Graptolite Conference & Field Meeting of the Subcommission on Silurian Stratigraphy. Field Trip Guide. CONICET, facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán.

Peruca, Laura Patricia, 1990. Sistema de fallamiento La Deheza-Maradona-Acequión, San Juan, Argentina. Actas del XI Congreso Geológico Argentino, Tomo II, San Juan.

Ramos, Víctor; Vujovich, Graciela; Cardó, Raúl; Pérez, Luis; Pelichotti, Rubén; Godeas, Marta y Pucci, Juan; 2000. Hoja Geológica 3169-IV - San Juan. Programa Nacional de Hojas Geológicas de la República Argentina 1:250.000. Servicio Geológico y Minero Argentino (SEGEMAR). Boletín N° 243, Buenos Aires.

Regairaz, Alberto; Suvires, Graciela Mabel y Simon, Wilko; 1987. Síntesis geomorfológico regional de la Provincia de San Juan, República Argentina. Décimo Congreso Geológico Argentino. Actas III: 337-343, San Miguel de Tucumán.

Rickards, R.B., Brussa, E.D., Toro, B.A. and Ortega, G., 1996. Ordovician and Silurian graptolite assemblages from Cerro del Fuerte, San Juan province, Argentina. Geological Journal, v. 31: 101-122.

Rocca, Juan Ángel, 1970. Geología de los Valles de Tulum y Ullum – Zonda, provincia de San Juan. Plan de Aguas Subterráneas. Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo. Biblioteca del Centro Regional de Aguas Subterráneas, San Juan.

Rodríguez, Diego Jesús, 2004. Estudio sedimentológico y estratigráfico del Neógeno de Lomas de Las Tapias, con el fin de interpretar la evolución del antiguo Río San Juan. Trabajo de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

Rolleri, Edgardo O., 1969. Rasgos tectónicos generales del Valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Provincia de San Juan, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina. 24 (4): 408-412, Buenos Aires.

Rolleri, Edgardo O. y Baldis, Bruno, 1969. Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Precordillera Argentina. Coloq. U. I. C. G. / UNESCO, París.

Scasso, Roberto A. y Limarino, Carlos O., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación Especial N° 1, Buenos Aires.

Serafini, R.L.; Bustos, N.E. y Contreras, V.H., 1985. Geología de la Formación Lomas de las Tapias (*Nov. nom.*), quebrada de Ullum, provincia de San Juan. Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera. Actas 1: 77 -82, San Juan.

Sobral, J. M., 1918. Estudio petrográfico de algunas rocas argentinas. Anales del Ministerio de Agricultura, Minería y Geología, XIII, N° 2, Buenos Aires.

Stappenbeck, J.; (1910). La Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales del Ministerio de Agricultura, Minería y Geología, 4, 3, 1-187, Buenos Aires.

Stelzner, A., 1885. Beiträge zur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republik. I Geologischer Theil, Cassel.

Stieglitz, O., 1914. Contribución a la petrología de la Precordillera y de Pie de Palo. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 10, Serie B. Buenos Aires.

Suvires, Graciela Mabel; 1990. Edafología de la Provincia de San Juan. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino, Capítulo 18, San Juan.

Tabbutt, K.; Naeser, C.W., Jordan, Teresa y Cervený, P.F.; 1987. Edades nuevas por método de trazas de fisión de tobas Mio-Pliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera argentina. X Congreso Geológico Argentino. Actas IV: 222 - 225, San Miguel de Tucumán.

Torres, Pablo Andrés, 2010. Estudio geológico estructural de los cuerpos magmáticos del Complejo volcánico Río Blanco, Departamento Ullum, provincia de San Juan. Trabajo de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan, San Juan.

Uliarte, Enrique; Ruzycki de Berenstein, Lucía y Paredes, Juan; 1990. Relatorio de geomorfología. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. Cap. 12: 212-227., San Juan.

Vera Torres, Juan Antonio, 1994. Estratigrafía, Principios y Metodología, Madrid.

Vergés J., Ramos, E; Seward, D; Busquets, P y Colombo, F.; 1999. Secuencia fluvial miocena del Albarracín: datación mediante trazas de fisión y control de la evolución de la Precordillera (Río San Juan, Argentina). XIV Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, Actas 1: 75, Salta

Vergés J.; Ramos, E.; Seward, D.; Busquets P. y Colombo F.; 2001. Miocene sedimentary and tectonic evolution of the Andean precordillera at 31°S, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 14, 735-750

Weidmann, Néstor E., Mendoza, Nilda y Rossa, Norma T.; 2007. Alteraciones hidrotermales en el sector central del Complejo volcánico Río Blanco, Ullum-Zonda, provincia de San Juan. Revista Ciencias. Editorial Fundación Universidad Nacional de San Juan. Año 11, N° 1: 27-38, San Juan.

Weidmann, Roberto, Cardinali, Aldo y Simon, Wilko, 1985. Propuesta de ordenamiento de nomenclatura estratigráfica de las sedimentitas terciarias de la Precordillera Sanjuanina. Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera. Actas 1: 342 – 347. San Juan.

Yrigoyen, M.R., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. Relatorio. Ameghiniana Tomo 6 N° 4, Buenos Aires.

Zakalik, Bernardo; Rimoldi, H y Palma, A; 1990. Recursos hídricos superficiales de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan. Cap. 16: 290-315, San Juan.

Zambrano, Juvenal Jorge; 1978. Descripción geológica de los terrenos aflorantes en el sistema hidrográfico del Río San Juan. Publicación interna del INA – CRAS (Instituto Nacional del Agua - Centro Regional de Aguas Subterráneas), pp. 12-28, San Juan.

Zambrano, Juvenal Jorge y Suvires, Graciela Mabel, 1987. La estructura superficial y profunda en el Valle de Tulum, Provincia de San Juan, Argentina. X Congreso Geológico Argentino. Actas I: 267-270, San Miguel de Tucumán.

Zapata, T.; Allmendinger, R.; 1997. Evolución de la deformación del frente de corrimiento de la Precordillera, Provincia de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, Volumen 52 (2): 115-131; Buenos Aires.



