

Buenos Aires, 4 de noviembre 1987

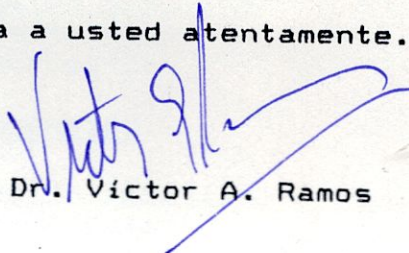
Sr. Director del Departamento de Ciencias Geológicas  
Dr. Roberto L. Caminos  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires  
S / D  
-----

De mi consideración:

Elevo a Usted el trabajo final de licenciatura  
titulado "ESTUDIO GEOLOGICO DE LA VERTIENTE OCCIDENTAL DEL CERRO  
MEXICO, ALTA CORDILLERA DE MENDOZA", realizado por el alumno  
Pablo N. Eisner.

Estimo que este trabajo se encuentra en condicio-  
nes de ser examinado por el jurado que se disponga a tales  
efectos.

Saluda a usted atentamente.



Dr. Víctor A. Ramos

Realizado por: CARLO NICOLAS FISHER

Director del trabajo: DR. VICTOR A. RAMOS

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

ESTUDIO GEOLOGICO DE LA VERTIENTE OCCIDENTAL  
DEL CERRO MEXICO, ALTA CORDILLERA DE MENDOZA

Realizado por: PABLO NICOLAS EISNER

Director del trabajo: DR. VICTOR A. RAMOS

1 9 8 7

INDICE POR TEMAS

	pág.
1. <u>INTRODUCCION</u>	4
1.1 <u>UBICACION</u>	4
1.2 <u>METODOLOGIA</u>	11
2. <u>GEOGRAFIA</u>	12
2.1 <u>OROGRAFIA</u>	12
2.2 <u>HIDROGRAFIA</u>	13
2.3 <u>CLIMA</u>	14
2.4 <u>SUELOS, FLORA Y FAUNA</u>	14
3. <u>GEOLOGIA</u>	16
3.1 <u>ANTECEDENTES</u>	16
3.2 <u>ESTRATIGRAFIA</u>	18
3.2.1 <u>INTRODUCCION</u>	18
3.2.2 <u>BASAMENTO PREJURASICO</u>	18
a) <u>Depósitos marinos neopaleozoicos</u>	18
b) <u>Granitoides Pérmicos</u>	18
c) <u>Formación Choiyoi</u>	19
3.2.3 <u>SECUENCIAS MESOZOICAS</u>	19
3.2.3.1 <u>CICLO LOTENIANO CHACAYANO</u>	19
a) <u>Formación La Manqa</u>	20
b) <u>Formación Auquilco</u>	20
b.1) <u>Antecedentes</u>	20
b.2) <u>Descripción</u>	20
3.2.3.2 <u>CICLO ANDICO</u>	21
a) <u>Formación Tordillo</u>	21
b) <u>Grupo Mendoza</u>	23
b.1) <u>Antecedentes</u>	23
b.2) <u>Descripción</u>	24
b.3) <u>Ambiente edad del Grupo Mendoza</u>	27
c) <u>Formación Diamante</u>	28
c.1) <u>Antecedentes</u>	28
c.2) <u>Descripción</u>	28
c.3) <u>Discriminadores tectónicos</u>	36
c.4) <u>Ambiente y edad de la Formación</u>	37
3.2.3.3 <u>VOLCANITAS CRETACICAS</u>	39
a) <u>Formación Abanico</u>	39
a.1) <u>Antecedentes</u>	39
a.2) <u>Descripción</u>	39
a.3) <u>Ambiente de depositación y edad</u>	42
3.2.4 <u>COBERTURA CENOZOICA</u>	43
a) <u>Formación Farellones</u>	44
a.1) <u>Descripción</u>	44
a.2) <u>Condiciones de emplazamiento y edad</u>	45
b) <u>Conglomerados Santa María</u>	45
c) <u>Depósitos Cuaternarios</u>	46
c.1) <u>Depósitos glaciarios</u>	46
c.2) <u>Depósitos de remoción en masa</u>	46
a.3) <u>Depósitos fluviales</u>	47

3.3 <u>ESTRUCTURA</u>	49
3.3.1 <u>INTRODUCCION</u>	49
3.3.2 <u>DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA</u>	49
3.3.3 <u>PERFIL ESTRUCTURAL BALANCEADO</u>	50
3.3.4 <u>RECONSTRUCCION PALINSPASTICA</u>	51
3.3.5 <u>DIASTROFISMO</u>	52
3.4 <u>GEOMORFOLOGIA</u>	54
3.5 <u>HISTORIA GEOLOGICA</u>	55
3.6 <u>CONCLUSIONES</u>	61
4. <u>AGRADECIMIENTOS</u>	62
5. <u>BIBLIOGRAFIA</u>	63

### ILUSTRACIONES

- I. Ciclos sedimentarios del Jurásico - Cretácico de la Cuenca Andina.
- II. Perfil columnar de la vertiente occidental del cerro México, provincia de Mendoza.
- III. Mapa geológico.
- IV. Perfil estructural balanceado del cerro Tolosa, provincia de Mendoza.
- V. Reconstrucción palinspástica.
- VI. Mapa geomorfológico.

## 1. INTRODUCCION

El presente trabajo consiste en el relevamiento geológico detallado y estudio estratigráfico-estructural de aproximadamente 64 km<sup>2</sup> de superficie en la Cordillera Principal de la provincia de Mendoza.

Debido al clima riguroso y el relieve abrupto que presenta la comarca, sólo existían menciones parciales sobre su constitución geológica. Con este estudio se pretende aportar al conocimiento geológico de la zona, la que se halla ubicada en el primer valle paralelo a la frontera argentino-chilena: la quebrada de Benjamin Matienzo. El mismo se realiza con el propósito de cumplir con los requisitos establecidos por la Universidad de Buenos Aires para obtener la Licenciatura en Ciencias Geológicas.

### 1.1 UBICACION

El área en estudio se halla al noroeste de la provincia de Mendoza, en la República Argentina, entre los 32°43' y 32°48' latitud sur, y entre los 70°03' y 70°07' longitud oeste. Desde el punto de vista geológico se halla ubicada en la provincia geológica de la Cordillera Principal (véase figuras 1, 2 y 3).

La localidad más cercana es Las Cuevas, a la cual se arriba en cuatro horas de viaje en automóvil, desde la ciudad de Mendoza, capital de la provincia homónima. Estas se hallan unidas por la ruta nacional N°7, la que se halla pavimentada, aunque cabe recordar que el último tramo de la misma es intran-sitable en invierno.

Paralelamente a la ruta hay una línea del Ferrocarril General San Martín, que comunica la ciudad de Mendoza con Santiago de Chile, pasando por Las Cuevas.

La localidad de Las Cuevas se halla junto al paso internacional a la República de Chile. Otras localidades cercanas son Puente del Inca, Punta de Vacas (aduana internacional) y Uspallata.

Para llegar a la zona del estudio debe cruzarse el río Las Cuevas en esta localidad e internarse en la quebrada de Matienzo. Hay una senda paralela al río, en su margen izquierda. Luego de aproximadamente cinco kilómetros se encuentran los Paramillos del Tolosa; a una distancia similar se llega a la parte inferior de la quebrada de los Riecillos. Este sitio se encuentra a 3.318 m de altura sobre el nivel del mar. En este punto se observa el cerro Tolosa, México, de los Dedos y el cerro Nevado de Matienzo (véase figuras 4, 5, 6 y 7).

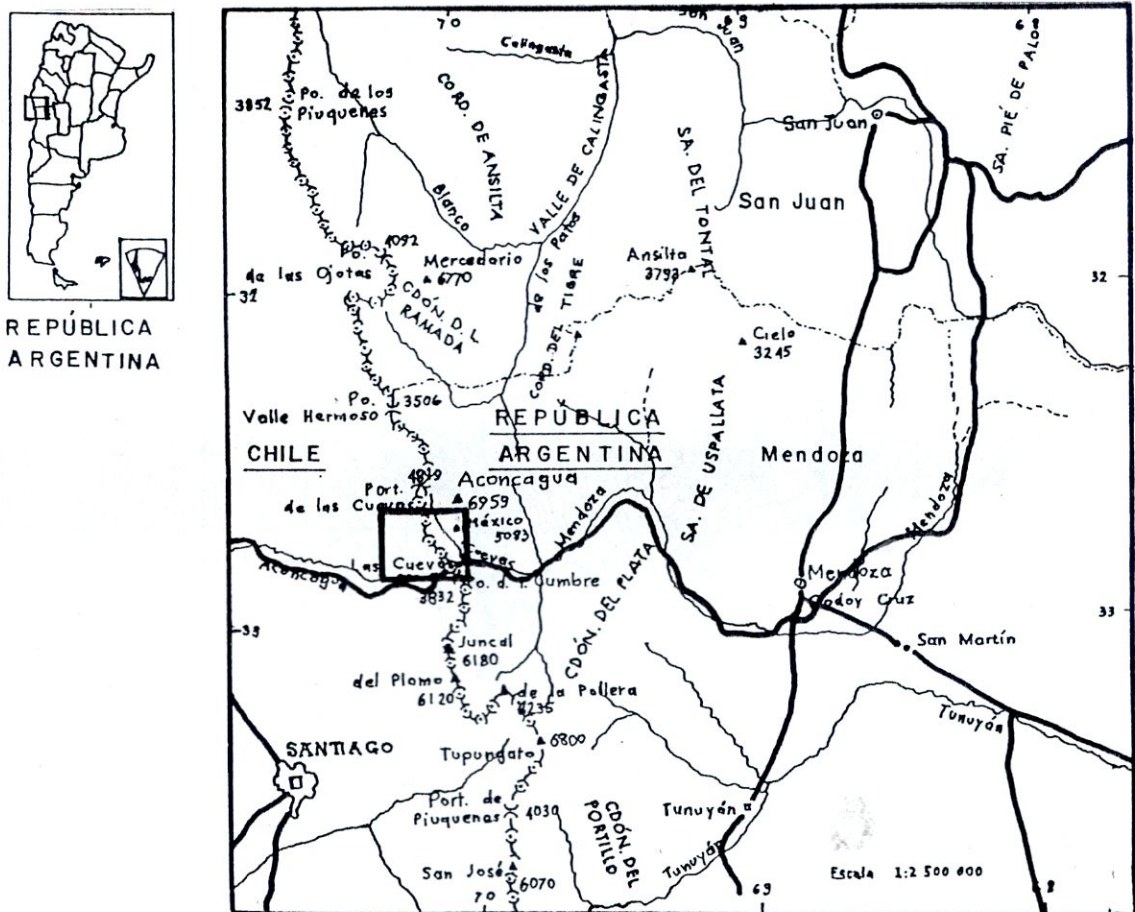


Figura 1: Ubicación del noroeste de la provincia de Mendoza y el suroeste de la provincia de San Juan en la República Argentina y la hoja 3369-13-2 en el noroeste de la provincia de Mendoza.

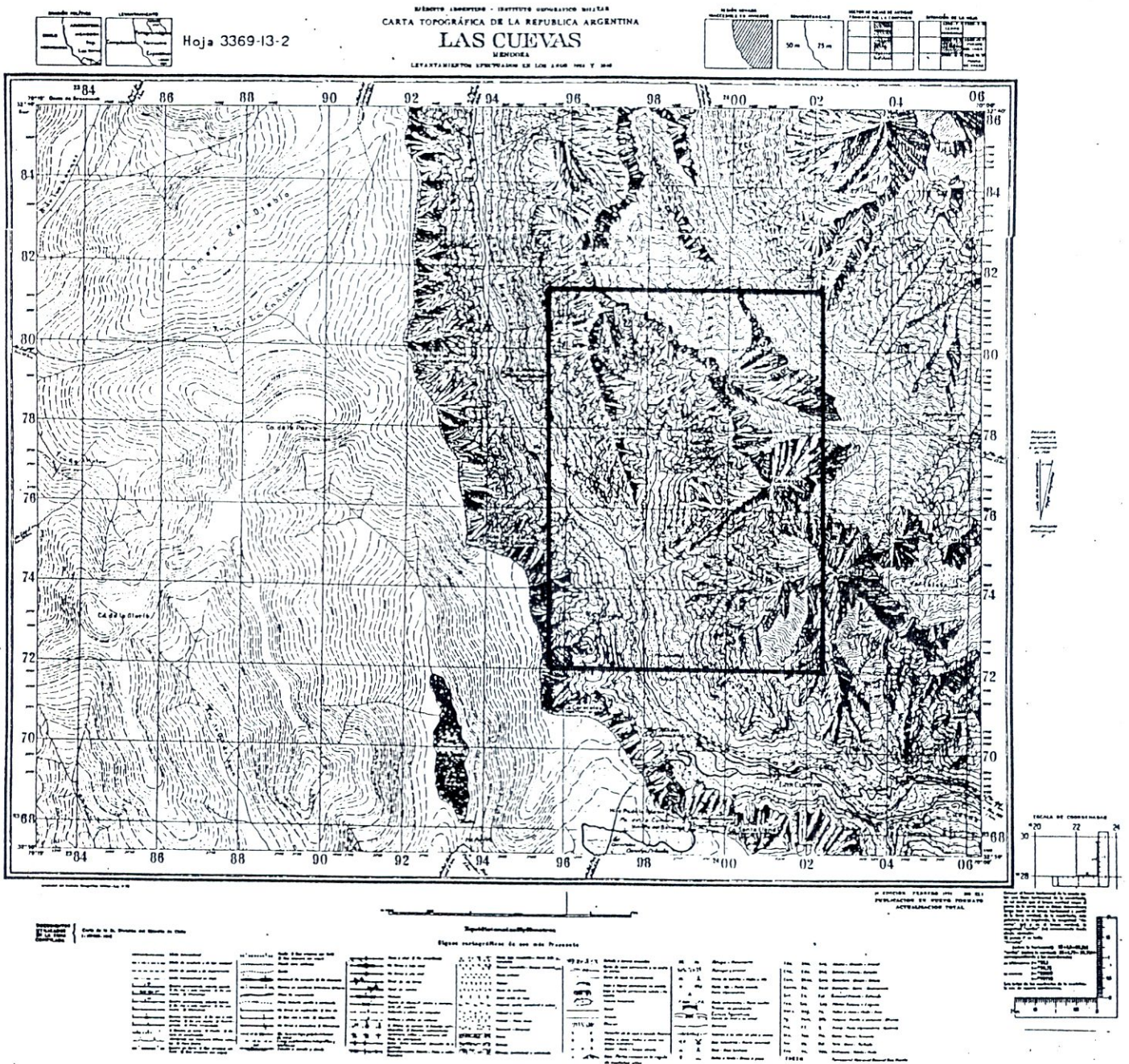


Figura 2: La hoja 3369-12-2 reducida y la ubicación del área de estudio.

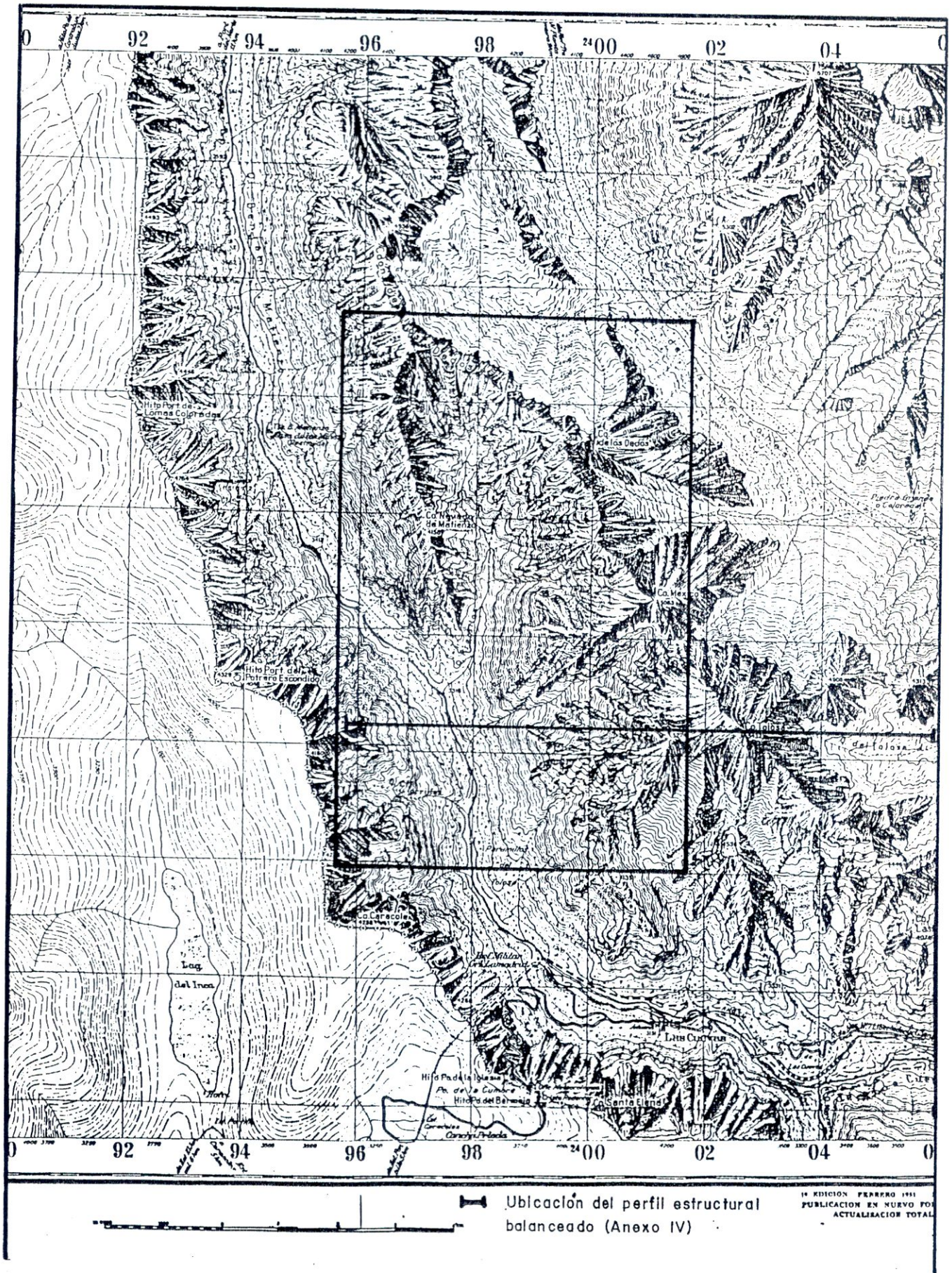


Figura 3: Mayor detalle del área en estudio.



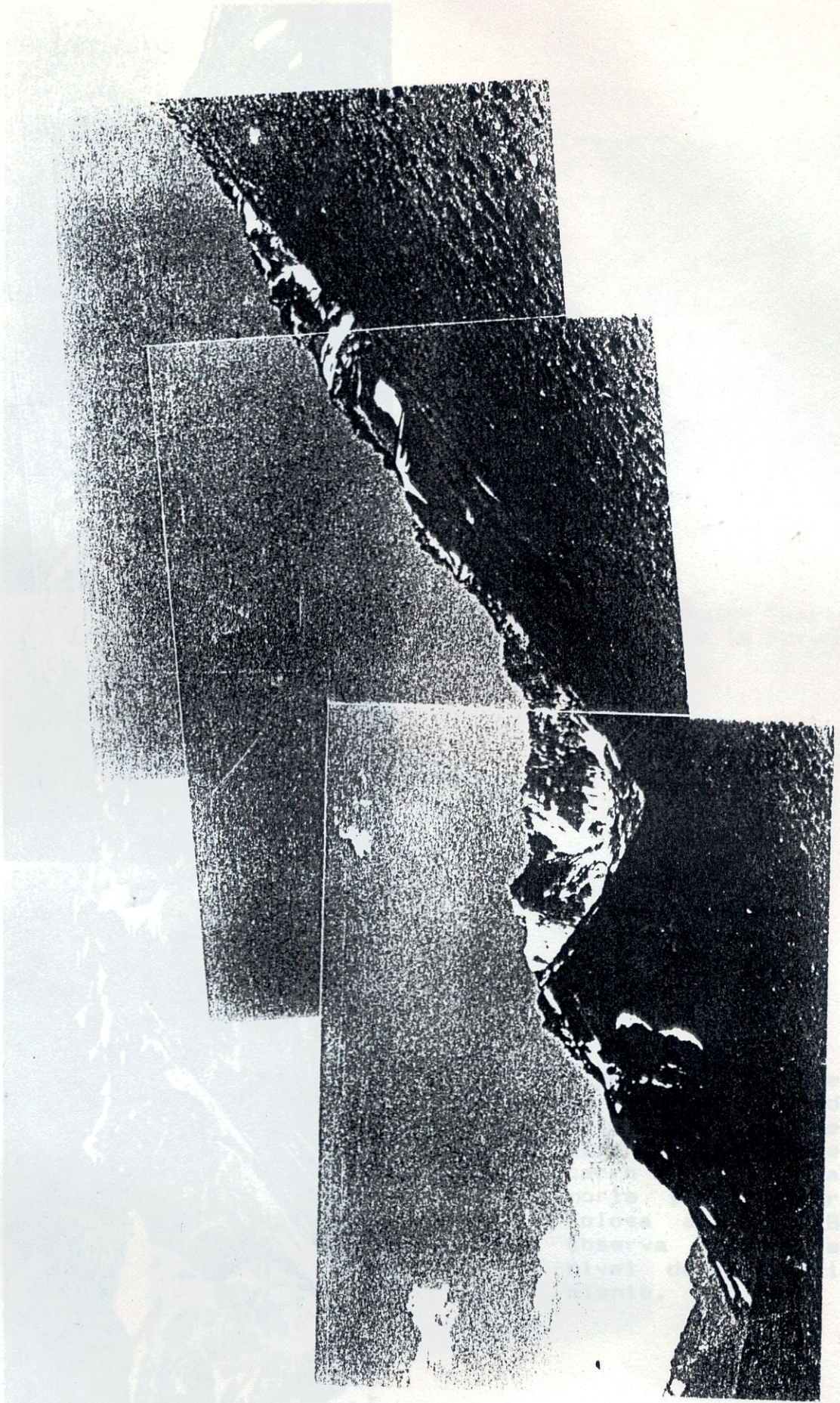


Figura 4: Desde los Paramillos del Tolosa hacia el norte se observa el cerro Nevado de Matienzo y en la cabecera de la quebrada de los Riecillos: el cerro de los Dedos.

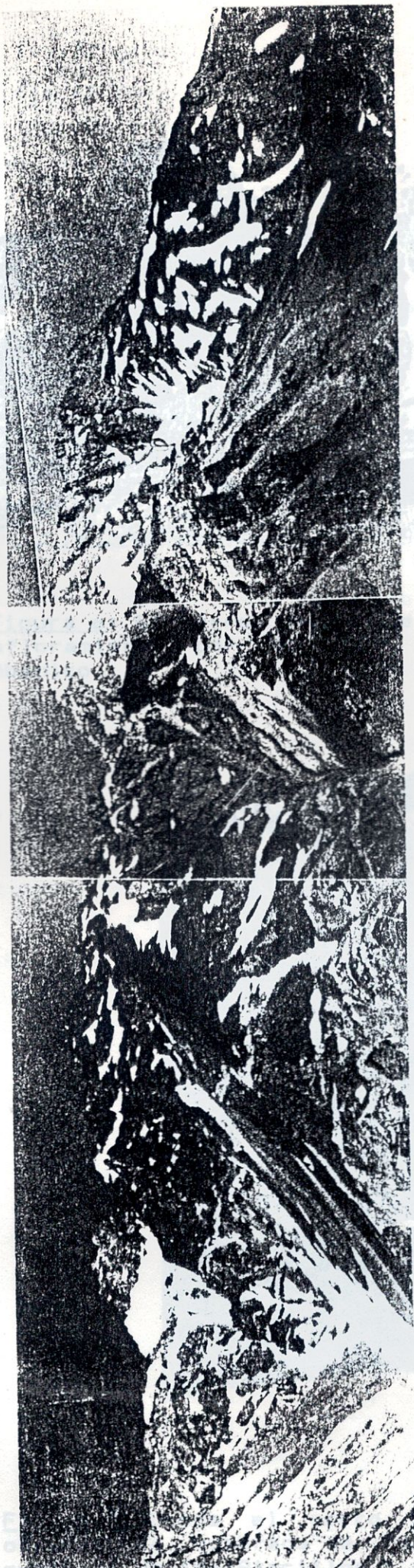


Figura 5: Desde el cerro Nevado de Matienzo hacia el este se distingue el cerro México al norte y el cerro Tolosa al sur. Se observa también el nivel de bajocorriamiento.



Figura 6: El cerro Nevado de Matienzo. Se distinguen parte los afloramientos por donde se realizó el perfil de la Formación Abanico.

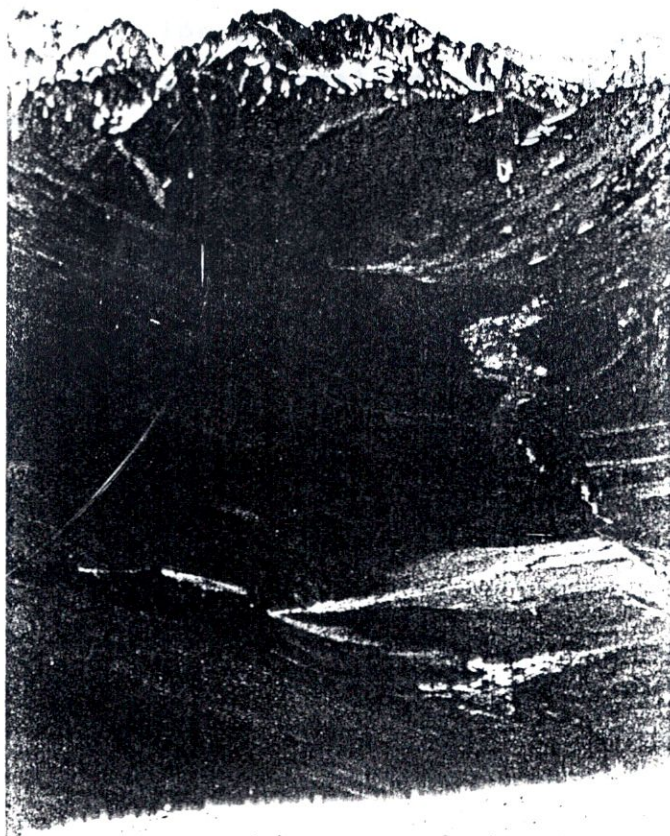


Figura 7: Desde el cerro Nev. de Matienzo hacia el sur se observa la quebrada de Matienzo, el río proveniente de la quebrada de los Riecillos y el río Las Cuevas.

1.2 METODOLOGIA

En forma previa al trabajo de campo, se analizaron las fotografías aéreas que cubren el área en estudio, se las amplió a escala 1:10.000 y se confeccionó un mapa geomorfológico preliminar a partir de las mismas. Se amplió a la misma escala el área de interés del mapa topográfico (Hoja 3369-13-2) "Las Cuevas" confeccionado por el Instituto Geográfico Militar (figs. 2 y 3).

Se evaluó la escasa bibliografía geológica existente de la zona, así como los trabajos de índole general de la región.

Entre mediados de enero y mediados de febrero de 1987, se realizó el trabajo de campo. Este consistió en el levantamiento de un perfil detallado de 1.750 m de longitud, perpendicularmente al rumbo de la estructura, describiendo, midiendo y muestreando sistemáticamente todas las unidades presentes.

Se analizó además la estructura de las rocas aflorantes y sobre la base topográfica previamente preparada se transfirieron los datos geológicos y geomorfológicos.

En el gabinete se estudiaron mediante cortes petrográficos todas las unidades. También mediante éstos se analizó la procedencia tectónica de las areniscas de la Formación Diamante. Se realizaron dos perfiles estructurales balanceados, y en base a éstos se efectuó la reconstrucción palinspástica del área. Sobre la base de la información recogida, se realizó un análisis paleoambiental, tendiente a obtener una reconstrucción paleogeográfica de este sector de la cuenca mesozoica.

Finalmente, utilizando todos los datos obtenidos y los recogidos por otros investigadores, se postuló la evolución geológica de la zona, que condujo a su compleja configuración actual.

## 2. GEOGRAFIA

### 2.1. OROGRAFIA

La Cordillera de los Andes se presenta como una línea bien definida, continua y de orientación norte-sur desde el centro de San Juan hasta la parte norte de Mendoza. Desde el punto de vista geológico se la subdivide en la Cordillera Principal o Cordillera del Límite y la Cordillera Frontal. Son paralelas entre sí y la primera se halla al occidente de la segunda. Esta subdivisión desaparece al sur de los 34° de latitud sur.

La Cordillera Principal es de crestas continuas, y a estas latitudes coincide con la divisoria de aguas. Cabe recordar que el límite argentino-chileno en esta zona coincide con la divisoria de aguas.

La Cordillera Frontal también se halla surcada por valles de sentido norte-sur, como las quebradas del río Vacas y la del río Tupungato.

La Cordillera Principal y la Cordillera Frontal se separan de la Precordillera por una importante depresión orográfica que es ocupada de norte a sur, por el río Blanco, Iglesias, y los valles de Calingasta y Uspallata.

Al sur de los 32° de latitud existen varios pasos y portezuelos: paso Valle Hermoso (3.506 m), portezuelo de Las Cuevas (4.819 m), paso de la Cumbre (3.832 m) donde se halla el túnel internacional y el portezuelo Piuquenes (4.030 m).

Los cerros de mayor altura a estas latitudes son el cerro Aconcagua (6.959 m): el más alto de las Américas, ubicado en el extremo sur del cordón Penitentes; los cerros Catedral (6.000 m), Cúpula (5.700 m), Juncal (6.060 m), Nevado del Plomo (6.120 m) y Tupungato (6.800 m) entre otros. Específicamente, en el área de estudio se destacan los cerros Tolosa (5.432 m), México (5.083 m), de los Dedos, Cordón de los Dedos, y el Nevado de Matienzo (4.158 m).

En la Cordillera Frontal se destaca el Cordón del Tigre con picos como el cerro Tumbillos (5.580 m); hacia el sur continúa con el Cordón Paramillos de Las Vacas que llega hasta el Río Cuevas. Más al sur se encuentra el Cordón del Plata con los cerros del Plata (5.800 m), Penitentes (5.300 m) y Blanco (5.000 m), entre otros.

El valle del río Cuevas - Mendoza, atraviesa ambas Cordilleras con rumbo oeste-este, llegando hasta la ciudad de Mendoza.

Es interesante destacar, por último, que en las laderas de los valles de orientación norte-sur se observan notables diferencias en las pendientes. Esto puede explicarse específicamente en esta zona por efecto de los vientos, que soplan casi siempre del oeste. Descargan casi toda la humedad en el lado chileno de la

cordillera y al pasar al lado argentino precipitan la poca humedad que les queda sobre las laderas que miran al oeste, al ascender la masa de aire. Así, la pendiente que mira hacia el oeste será más tendida pues habrá allí más erosión fluvial .

## 2.2. HIDROGRAFIA

El colector principal de esta parte de la Cordillera de los Andes es el sistema Bermejo-Desaguadero-Salado. Sus principales afluentes son el río Blanco, el Iglesias y el Jáchal, que desagan al río Bermejo. Los ríos Castaño Viejo y de los Patos al confluír forman el río San Juan, el cual se llamará luego Desaguadero, aguas abajo de las lagunas de Guanacache. El río Las Cuevas recibe por el norte las aguas de los ríos Horcones y Santa María, y por el sur los arroyos Salto de Navarro y Penitentes. Continuando hacia el este recibe el aporte del río Tupungato y dos kilómetros aguas abajo, a la altura de la población Punta de Vacas se incorpora por el norte el río de las Vacas. A partir de este punto se lo llama río Mendoza; éste efectúa una importante inflexión hacia el noroeste y luego al suroeste, donde recibe al río Uspallata. Al llegar a la altura de Cacheuta tiene un nuevo cambio de rumbo hacia el noreste, saliendo del ambiente montañoso. Pasa la ciudad de Mendoza y toma una dirección hacia el noroeste. Sus aguas se insumen en las lagunas de Guanacache.

Más al sur, al confluír el río Tunas, Tunuyán y de los Papagayos-San Carlos, se forma el río Tunuyán propiamente dicho, el cual es afluente del río Salado.

Todos los ríos y arroyos formados en la Alta Cordillera tienen sus orígenes en glaciares, ventisqueros, y campos de nieve permanentes que totalizan 726 km<sup>2</sup> de superficie. Entre los glaciares de mayor importancia de la zona se encuentran el de los Horcones Superior e Inferior, Relinchos, Vacas, Güssfeldt, Tolosa, del Plomo, Juncal y Tupungato.

El río de mayor importancia en la zona de estudio es el río Las Cuevas. Sus nacientes se encuentran en el glaciar del cajón del Rubio, en la parte superior de la quebrada de Matienzo. Este fluye en dirección norte-sur recibiendo el aporte de aguas de gran cantidad de cursos transitorios que convergen desde las quebradas circundantes. Entre ellos pueden nombrarse el arroyo Chorrillos, el Escondite y el procedente de la quebrada de los Riecillos y su correspondiente glaciar. Al llegar a la altura de Las Cuevas se produce un brusco cambio de dirección, tomando una orientación oeste-este.

Estos cursos de agua tienen gran capacidad debido a las fuertes precipitaciones, favorecidos a su vez por la casi total ausencia de vegetación. La época de mayor caudal es en el verano,

donde el deshielo es máximo. En invierno la mayoría de estos ríos y arroyos de alta montaña se congelan.

### 2.3. CLIMA

El clima de esta zona es frío de alta montaña. Las variaciones de temperatura diarias son grandes. En épocas estivales la temperatura puede llegar a ser menor que los 0°C, llegando a temperaturas extremas inferiores a los -15°C. No existen registros precisos de las mismas.

Los vientos proceden del oeste en su gran mayoría. Las precipitaciones son escasas, se producen en forma de nieve durante tormentas y borrascas, y son de 400 a 600 mm anuales (dependiendo de la altura). Los vientos descargan en las laderas chilenas gran parte de la humedad, determinando así la extrema sequedad en la parte cordillerana argentina. Esta acumula la nieve en ciertos lugares, alimentando de esta forma los glaciares existentes. La línea de nevee se halla aproximadamente a 4.400 m de altura.

### 2.4. SUELOS, FLORA Y FAUNA

Las laderas montañosas carecen de suelos debido al manto detrítico que repta hacia abajo, éste puede solamente soportar una muy pobre vegetación herbácea. En los valles se desarrollan algunos mallines donde se ubican delgados suelos de turba. Los suelos, inmaduros, son pedregosos, sueltos y arenosos.

Esta región, desde el punto de vista biogeográfico forma parte del Dominio Andino-Patagónico, el cual se extiende desde Venezuela hasta Tierra del Fuego, coincidente con la Cordillera de los Andes. La zona del presente estudio se ubica en la provincia Altoandina.

La vegetación es xerófila, encontrándose arbustos bajos con abundante secreción de resina y con sistemas de raíces profundas y poderosas. Los pastos, poco abundantes, son de hojas duras y frecuentemente enrollados. Abundan las especies efímeras, de ciclo de vida rápido, que crecen y se desarrollan cuando llueve. Las hierbas crecen en zonas protegidas del viento. La comunidad climax es el "coironal", destacándose las especies de estepa (véase para mayores detalles Pereyra, 1986).

La fauna posee similitudes con las provincias Puneña y de los Páramos. En general son especies de hábitos nocturnos. Se encuentran roedores como tucu-tucos, cuises, ratones y ratas. Se hallan guanacos; también se pueden ver zorros y pumas.

Las aves son muy abundantes y variadas: chorlos, gallaretas, avutardas, colibríes, cóndores, águilas, aguiluchos y caranchos, entre otros.

Se encuentran también reptiles como lacertilios y ofidios.

estratigráfico, con fósiles andinos, como los moluscos, los bivalvos, las ammonitas verdosas, celizas y yeso, culminando con santas porfiritas.

En 1896 se realizó una expedición científica por Eduard Fitzinger en la cual se efectuaron estudios en la zona del Anconagua, en la provincia de Huancabamba, departamento de Lambayeque.

En 1904 se realizó una expedición científica por el Sr. J. J. de la Cruz, en la cual se efectuaron estudios en la zona del Anconagua, en la provincia de Huancabamba, departamento de Lambayeque.

En 1905 se realizó una expedición científica por el Sr. J. J. de la Cruz, en la cual se efectuaron estudios en la zona del Anconagua, en la provincia de Huancabamba, departamento de Lambayeque.



### 3. GEOLOGIA

#### 3.1. ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Las primeras observaciones fueron realizadas por Charles Darwin en 1835, quien atravesó la Cordillera de los Andes por el paso de la Cumbre. Describió la geología del valle del río Mendoza-Las Cuevas y en particular la zona de Puente del Inca. Estas observaciones fueron publicadas en 1838 y 1846.

Pissis en 1852 interpreta durante sus trabajos geodésicos al Aconcagua como compuesto por rocas sedimentarias estratificadas. Güssfeldt (1888) describió la ladera norte del coloso andino, reconociendo conglomerados grises seguidos por areniscas verdosas, calizas y yeso, culminando con mantos porfíricos rojos.

En 1896 se realizó una expedición encabezada por Edward Fitzgerald en la cual se efectuaron observaciones de la zona del Aconcagua, recogándose muestras de la parte superior del mismo. Del análisis de éstas se concluyó que eran andesitas anfibólicas y piroxénicas; se levantó también un mapa a escala 1:125.000. Estos trabajos fueron publicados en 1898 y 1899.

Conway (1899) describió una importante discordancia que separa los sedimentos subverticales de la base, del macizo volcánico subhorizontal suprayacente.

Walter Schiller (1912) recorrió la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza, realizando numerosas observaciones y recolectando una gran cantidad de fósiles; ésto le permitió, junto con la realización de prolijos perfiles, efectuar una detallada descripción de la estratigrafía del área. En la página 28 este autor menciona que el Dr. Stuart Pennington (médico de Las Cuevas) encontró frente a esta localidad fósiles indeterminables y, más al norte, en el cerro de los Tres Dedos encontró moldes de Trigonía.

En 1929 y 1953 Pablo Groeber realizó una serie de trabajos en la Cordillera Principal. Sus más importantes aportes son en la estratigrafía y evolución estructural de la misma. Realizó dataciones en base a la bioestratigrafía y efectuó extensas correlaciones. Este autor tomó como base para su estudio de la zona de Puente de Inca las observaciones de Schiller (1912) y las de Gonzalez Bonorino (1950), el cual efectuó una sección geológica de la Cordillera con precisos datos petrográficos del basamento y las secuencias volcánicas.

Con respecto al área específica bajo estudio, Groeber (1951: lámina XVII) indica que el Cuevense en la quebrada actualmente denominada de Matienzo, se encontraría entre los dos Chilelitenses;

el zócalo del cordón del límite consistiría de acuerdo a este autor en Cuevense, por encima del cual se halla el Chilelitense superior. El Chilelitense inferior se encontraría en la parte media y superior del cerro Tolosa.

Aguirre Le Bert (1960) efectuó trabajos de síntesis en la parte chilena a estas latitudes.

Se realizó luego el Plan Cordillerano, a cargo de la Dirección General de Fabricaciones Militares y las Naciones Unidas, supervisado por I. Braccacini, cuyos resultados fueron dados a conocer más tarde (Braccacini, 1964).

Este autor mantiene que conforme a las observaciones por él realizadas en la Formación Cristo Redentor (areniscas rojas aflorantes en el camino que lleva al Cristo ubicado en el paso de la Cumbre), corresponden a un enclave tectónico de reducida extensión longitudinal compuesto por terrenos del Tordillolicense, y que éstos son los sedimentos que Groeber denominaba Cuevense y que colocaba entre el Chilelitense inferior y superior; implicando de esta manera la ausencia de la Formación Diamante en la zona.

Stipanovic y Rodrigo (1969) aportan precisiones y amplían los trabajos previos de Groeber.

Se realizaron posteriormente una serie de trabajos en relación con la estructura, composición y evolución de los Andes argentino-chilenos. Entre ellos se destacan los siguientes: Auboin y Borrello (1966), Thiele (1980), Rivano (1982), Charrier (1984) y muy especialmente a Vicente (1970, 1972 y 1973).

Al mismo tiempo Yrigoyen (1976) presentó sus observaciones geológicas alrededor del Aconcagua que luego amplió en su análisis de la Cordillera Principal (1979).

Ramos realiza desde 1983 una serie de trabajos relacionados con la estratigrafía, estructura y evolución tectónica del sector septentrional de la Alta Cordillera Mendocina, con motivo del levantamiento de la hoja geológica 23a "Cerro Aconcagua" para el Servicio Geológico Nacional, dando a conocer parcialmente sus observaciones (Ramos 1985a y b; Ramos *et al.* 1985, Ramos e Yrigoyen, 1987).

Como parte de las investigaciones emprendidas por el área de Geotectónica del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires se realizaron en la comarca los estudios de Pereyra (1986), Cegarra (1987), Pereyra y Cegarra (1987) y Sanguinetti (1987a y b).

### 3.2. ESTRATIGRAFIA

#### 3.2.1. Introducción

La Alta Cordillera en esta zona está compuesta por tres secuencias estratigráficas principales: un basamento pre-jurásico, una secuencia mesozoica y la cobertura cenozoica, con fenómenos volcánicos póstumos.

El basamento está compuesto por sedimentitas marinas neopaleozoicas las cuales son intruidas por granitoides pérmicos y cubiertas en discordancia angular por volcanitas permotriásicas.

La secuencia mesozoica se encuentra por encima de éstos, en marcada discordancia angular. Están compuestos por rocas sedimentarias y volcánicas de edad Jurásica media a superior y Cretácicas.

En marcada discordancia angular se encuentra la cobertura cenozoica compuesta esencialmente por conglomerados, los que más al norte se asocian con rocas volcanoclásticas y volcánicas.

Los depósitos cuaternarios de distinto tipo se disponen en discordancia, cubriendo parcialmente las unidades anteriores.

#### 3.2.2. Basamento prejurásico

A pesar que estos elementos no afloran en el área de estudio se realiza una breve descripción de los mismos para completar el cuadro geológico. Esta se basa en trabajos realizados por otros autores, especialmente Ramos (1985a).

Pueden distinguirse las siguientes unidades:

##### a) Depósitos marinos neopaleozoicos (Formación Alto Tupungato)

En las cabeceras del río Tupungato aflora la localidad tipo de esta unidad definida por Polanski (1959). Este autor homologa los afloramientos de Punta de Vacas y su continuación hacia el norte a esta unidad (Polanski 1970). Está compuesta por grauvacas homogéneas de color gris oscuro, estratificación rítmica con intercalaciones pelíticas en proporciones variables.

Estas rocas presentan una estructura aparentemente homoclinal de fuerte inclinación al oeste, con un clivaje bien desarrollado. En los lugares donde se encuentran próximos a los granitos presentan metamorfismo de contacto, que debido al carácter subsuperficial de los mismos alcanza amplio desarrollo areal. Su espesor se estima en más de 3.000 m de potencia.

Se asigna a estos depósitos una edad carbónica hasta pérmica inferior.

##### b) Granitoides Pérmicos

Estos fueron hallados por Darwin (1846:513), quien los

describió en las cercanías de casa de Pujios (Puquios) y en la desembocadura del río Vacas. Estos granitoides presentan contactos intrusivos con las rocas neopaleozóicas y son postorogénicos. Son granitos de color rosado a gris claro de textura granosa a hipidiomorfa, constituidos por feldespatos potásico, plagioclasa y cuarzo, junto con biotita como minerales principales. Es común encontrar pequeños cuerpos hipabisales, en forma de filones, en la zona adjacente al contacto. Son cubiertos en discordancia erosiva (Gonzalez Bonorino, 1950) por la Formación Choiyoi. Dataciones efectuadas por Caminos et al. (1979) indicarían una edad pérmica inferior a media para el Granito Punta de Vacas.

### c) Formación Choiyoi

En marcada discordancia angular se asienta sobre las rocas anteriores esta secuencia volcánica y volcanoclástica así denominada por Groeber en 1951. Este correlacionó la extensa secuencia de rocas volcánicas y piroclásticas de Mendoza con los afloramientos al norte del Neuquén, en la Cordillera del Viento, que es la localidad tipo de esta unidad (Groeber, 1946a). En la margen oriental del río Vacas se observa una discordancia angular mayor de 60° que indica la relación estratigráfica con la Formación Alto Tupungato. Su litología es muy variada. En la mayor parte de los perfiles examinados por Ramos (1985), se inicia la secuencia con flujos ignimbríticos asociados a brechas dacíticas y tobas. Culmina con secuencias varicolores de tobas riolíticas groseramente estratificadas. Su espesor máximo es de 1.200 m. En Puente del Inca es de unas pocas decenas de metros y no se observa al norte del río Cuevas. La discordancia basal de esta unidad se asigna a la Fase Sanrafaélica del ciclo gondwánico. (Ramos y Ramos, 1979). Se la asigna al lapso Pérmico superior hasta Triásico inferior inclusive (Ramos, 1985).

### 3.2.3. Secuencias Mesozoicas (Véase Anexo I)

Siguiendo el esquema de Groeber (1953) y las posteriores modificaciones propuestas por Stipanovic (1969), en la cuenca andina se reconoce para el Jurásico y Cretácico tres grandes ciclos sedimentarios: el "Jurásico", el Andico y el Riográndico. Estos grandes ciclos están separados por discordancias o por cambios importantes en la sedimentación. Dentro de cada ciclo pueden reconocerse unidades de rango menor. En la cuenca andino-aconcagüina los depósitos se dividen en dos grandes ciclos: el chacayano-loteniano (dentro del "Jurásico") y el Andico. El ciclo Riográndico está representado por las potentes volcanitas de la Formación Abanico.

#### 3.2.3.1. Ciclo loteniano-chacayano

Se asignan a este ciclo un conjunto de calizas ya

EIBNER (1987)

descriptas por Darwin (1846), asociadas a conglomerados y evaporitas, correspondientes a las Formaciones La Manga, "Tordillo" y Auquilco respectivamente.

a) Formación La Manga

Las calizas de esta comarca han sido homologadas por Stipanovic (1966) a las de la Formación La Manga. Los afloramientos se restringen a dos fajas repetidas tectónicamente. La primera se desarrolla desde el norte de Puente del Inca hasta el cerro Penitentes, y la segunda, controlada por una superficie de corrimiento se extiende desde el norte de Puente del Inca, cruza el río Cuevas y sigue hacia el sur hasta el cerro Visera.

Estas calizas no afloran en el área estudiada. Se apoyan en discordancia erosiva sobre la Formación Choiyoi. Su espesor es de aproximadamente 50 m. Se asigna a la Formación La Manga una edad caloviana media a oxfordiana.

b) Formación Auquilco

b.1) Antecedentes:

Fue descrita inicialmente por Schiller (1912) como "Yeso Principal" en la zona de Puente del Inca. La menciona como compuesta por yeso blanquecino, gris azulado y pardo con intercalaciones de capas verdosas, conglomerados yesosos y calcáreos y pelitas calcáreas. Fueron Weaver (1931) y Groeber (1946) quienes le dieron la denominación actual definida por estos autores en la Cuenca Neuquina, al noroeste de Chos Malal, donde supera los 300 m de espesor. En su localidad tipo presenta intercalaciones de calizas fétidas hacia el oeste. En la zona en estudio es difícil definir con seguridad sus relaciones estratigráficas y su espesor pues se encuentra altamente deformado. Esto se debe a que esta Formación actúa como el nivel de despegue basal de los corrimientos existentes en la comarca, adoptando así espesores muy variables; debido a la fluencia plástica del mismo se identificaron en zonas aledañas fenómenos diapíricos.

En otros sectores de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina se observan pasajes transicionales con la Formación La Manga o engranando lateralmente con la Formación La Manga.

b.2) Descripción

En la zona estudiada se observan afloramientos en las laderas occidentales de los cerros de los Dedos, México, y Tolosa. En el cerro México se ha medido un espesor de aproximadamente 110 m. En la ladera oriental del cerro Nevado de Matienzo, muy deformado y fracturado, de mucho menor espesor y con grandes variaciones del mismo se encuentra también el yeso, en la base de otro nivel de corrimiento.

Está compuesta por yeso y anhídrita de color blanco grisáceo y rosado, finamente laminada, en bancos de pocos centímetros a 20 m de espesor. Se observan intercalaciones pelíticas de color

rojizo de 10 cm de potencia. Está muy fuertemente deformado y fracturado; se observa yeso recristalizado rellenando pequeñas fracturas. Debido a la erosión diferencial, adopta formas muy irregulares en el afloramiento. Véase Anexos II y III y figuras 8 y 9.

Stipanivic (1969) menciona el hallazgo de fósiles meso-oxfordianos en las intercalaciones calcáreas de la parte superior de esta Formación. En el sur de Neuquén y en el norte de Chile su techo está marcado por una discordancia angular, atribuida por Stipanivic y Rodrigo (1970), a los movimientos de la Fase Araucana. En el resto de la cuenca el techo de la secuencia delimita un hiatus variable entre el Oxfordiano medio y superior y el Kimmeridgiano inferior a medio. Así, la edad de la Formación quedaría comprendida entre el post-oxfordiano inferior y el pre-titoniano inferior.

Esta unidad se hallaría vinculada a una regresión marina, dando origen a depósitos evaporíticos litorales que evolucionan a un ambiente de sabkha costanero.

### 3.2.3.2. Ciclo Andico

Se usa aquí en el sentido de Groeber (1953). Abarca una serie de secuencias deposicionales que se asientan en discordancia sobre los depósitos anteriores. Puede ser dividido en tres unidades: la Formación Tordillo, de ambiente continental; el Grupo Mendoza, fundamentalmente marino; y la Formación Diamante: continental. Asociados a éstas y en distintas proporciones se encuentra volcanitas.

#### a) Formación Tordillo

Fue definida por Groeber (1946) y reconocida en las cercanías de la zona de estudio por Stipanivic (1966). Se halla separada de la Formación Auquilco por una discordancia erosiva, pero cuando ésta no se halla desarrollada su límite es impreciso.

No se halla aflorante en la zona de estudio. Sin embargo, afloran en Puente del Inca, a ambos márgenes del río de las Cuevas aguas abajo de la localidad homónima y en la quebrada de los Horcones.

Está compuesta por conglomerados de esqueleto cerrado, clastos subredondeados, en secuencias estratocrecientes con estructuras de corte y relleno que alternan con areniscas rojas con laminación entrecruzada de tipo torrencial. Tanto la granulometría como el espesor tienen grandes variaciones laterales. Son secuencias de ambiente fluvial.

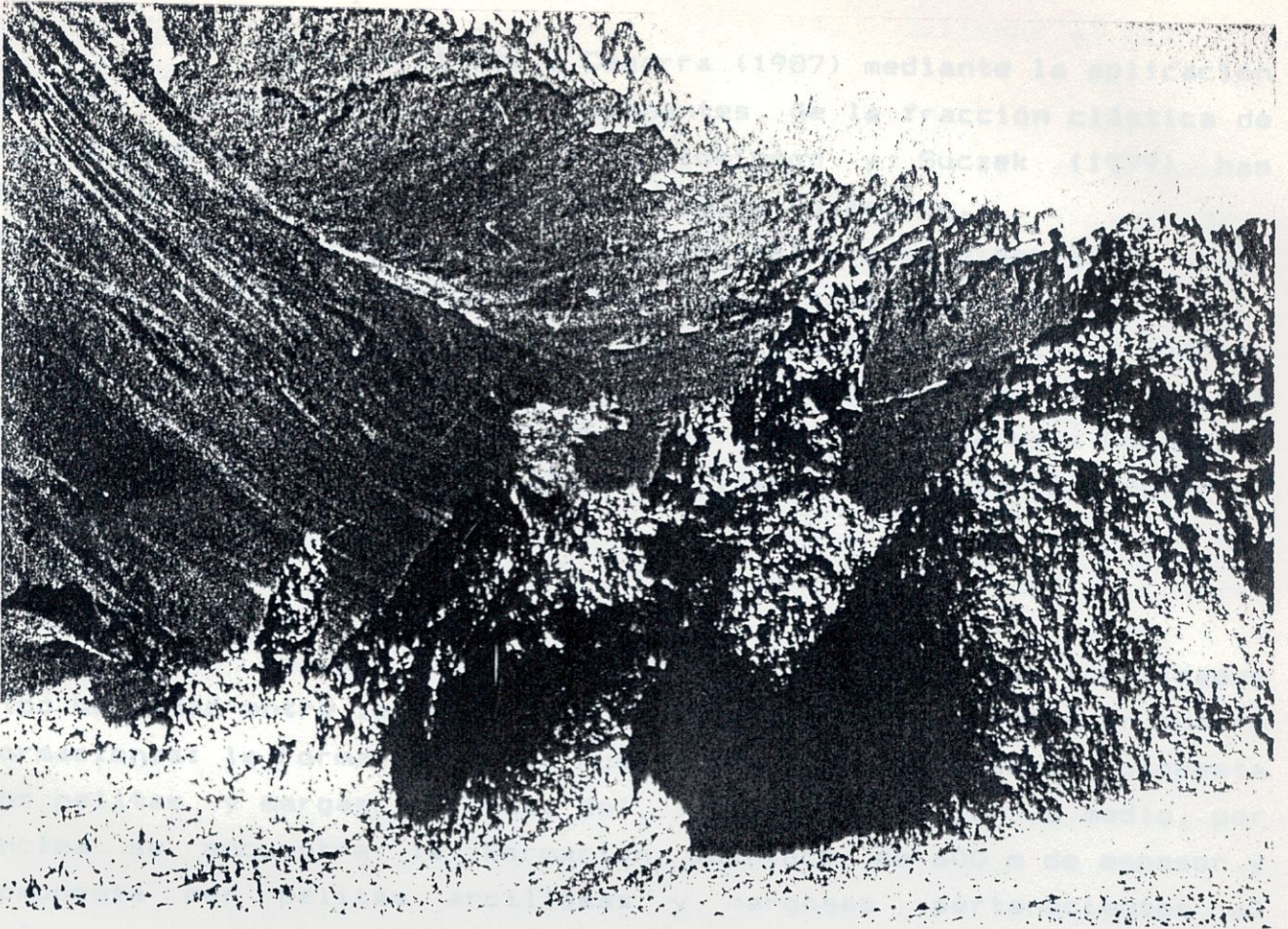


Figura 8: Afloramiento del Yeso Principal o Formación Auquilco.

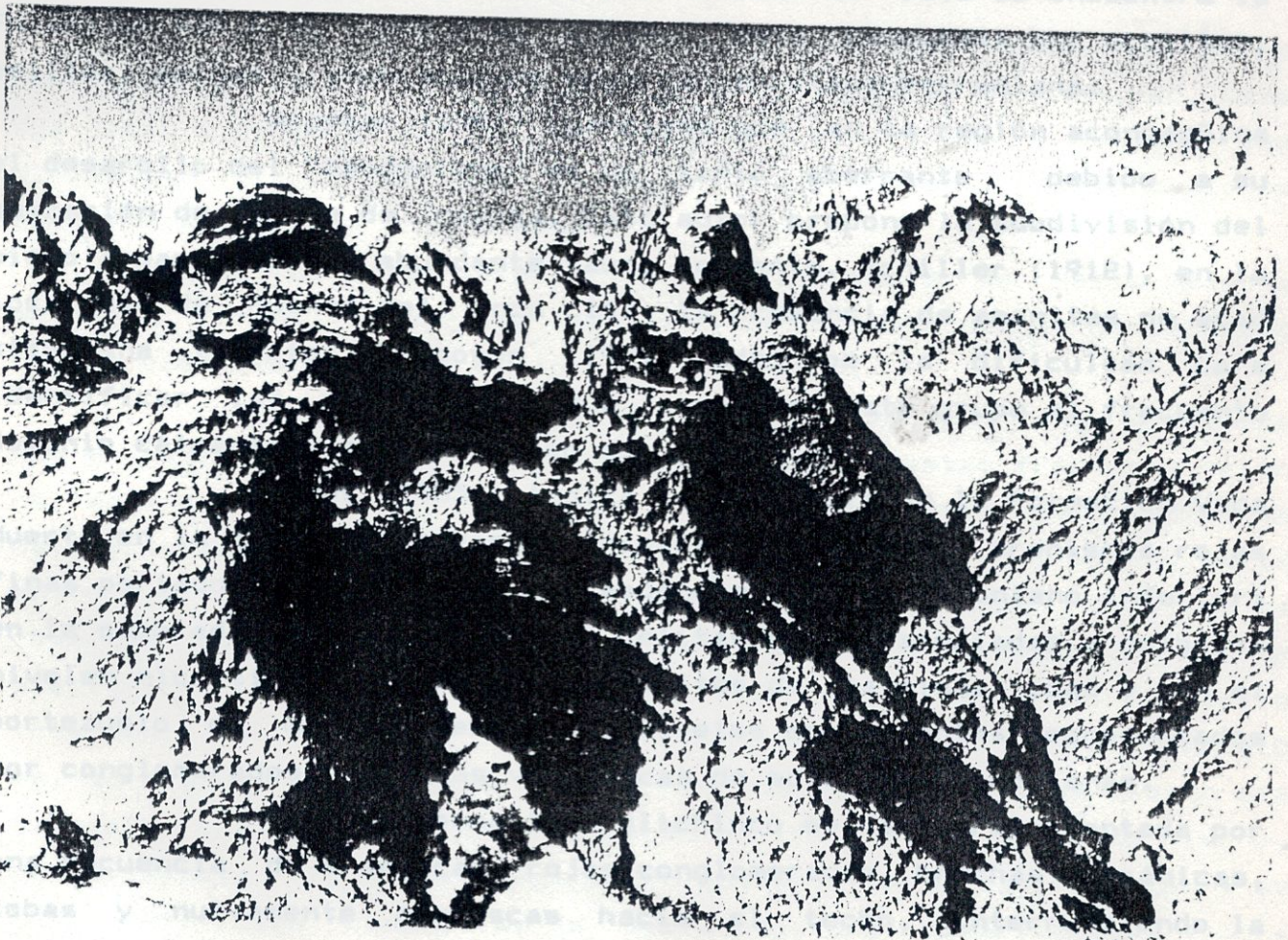


Figura 9: Afloramiento del Yeso Principal o Formación Auquilco.

Pereyra (1986) y Cegarra (1987) mediante la aplicación de las relaciones entre los componentes de la fracción clástica de las areniscas, establecidas por Dickinson y Suczek (1979) han determinado el ambiente geotectónico de la Formación.

Son areniscas procedentes de un arco volcánico poco disectado.

Se le asignó edad kimmeridgiana dado que su base discordante se atribuye a los movimientos araucánicos de Stipanovic y Rodrigo (1970). Stipanovic (1969) menciona la presencia de fósiles del Oxfordiano superior-Kimmeridgiano y en toda la cuenca esta Formación se halla cubierta por las pelitas fosilíferas del Titoniano inferior de la Formación Vaca Muerta.

#### b) Grupo Mendoza

##### b.1) Antecedentes

Weaver (1931) define esta unidad en las localidades tipo ubicadas entre los ríos Agrio y Neuquén, se la divide en cuatro formaciones: la Formación Vaca Muerta de 200 m de espesor compuesta por pelitas y margas oscuras, del Titoniano inferior o medio, por encima se encuentra la Formación Quintuco de 600 m de espesor y compuesta por pelitas arcillosas y margosas pertenecientes al Valanginiano-Titoniano. Luego se encuentra la Formación Mulichinco de 500 m de espesor y formado por areniscas calcáreas con pelitas grises y verdes de edad valanginiana; por encima de ésta se encuentra la Formación Agrio de 1.200 m de espesor, está compuesta por arcillas, pelitas, margas y areniscas de edad hauteriviana-barremiana.

Groeber (1951) menciona que en la región aconcagüina el desarrollo del "mendociano" es un tanto aberrante debido a su ubicación de borde de cuenca. Este autor propone la subdivisión del mismo a partir de la abundante fauna presente. Schiller (1912), en la localidad de Puente del Inca cita la presencia de amonites de edad titoniana inferior. Yrigoyen (1979) adscribe la dificultad para identificar las formaciones que componen este grupo al frecuente dominio calcáreo y calcarenítico que presentan.

Ramos (1985a) indica la presencia de la Formación Vaca Muerta en la quebrada de Vargas formada por pelitas y areniscas rojas finas portadoras de amonites correspondientes al Titoniano inferior; en la quebrada de la Laguna Seca: pelitas negras asociadas a delgados niveles micríticos portadores de amonites de la misma edad y en el portezuelo de Navarro encuentra niveles equivalentes representados por conglomerados y brechas volcánicas de edad titoneocomianas.

La Formación Mulichinco se halla representada por una secuencia de areniscas rojas conglomeradas, brechas volcánicas, tobas y nuevamente areniscas hacia el techo, interrumpiendo la sedimentación marina con un episodio volcánico de composición andesítica; en los sectores más australes de la cuenca, la interrupción son areniscas sin participación volcánica. Fenómenos análogos



fueron identificados por Uliana et al. (1977) y Gulisano et al. (1984b) en la Cuenca Neuquina.

La Formación Agrio es identificada en las cabeceras de la quebrada de la Laguna Seca y en el cerro de las Trigonias, representada por calizas gris amarillentas notablemente bioturbadas y con frecuentes pelecípodos y amonites. Son atribuibles a esta formación los fósiles neocomianos mencionados por Stelzner (1873, 1878) y Schiller (1912) en Puente del Inca. Aguirre Le Bert (1960) describe calizas en Chile con faunas de pelecípodos y amonites correspondientes al Valanginiano.

En base a todas las observaciones citadas Ramos (1985a) postula la existencia de dos subciclos marinos con regresiones rápidas relacionadas con una expansión de los episodios volcánicos ubicados entre el Berriasiano y el Valanginiano superior y con posterioridad al Hauteriviano superior.

#### b.2) Descripción:

En la zona estudiada se encuentra al Grupo Mendoza repetido tectónicamente. Aflora en las laderas del cerro Tolosa, México y muy próximo a la cumbre del cerro de los Dedos, y en otra escama tectónica, se lo encuentra aflorante en el cerro Nevado de Matienzo y continuando hacia el norte muy próximo a la cumbre, paralelamente al cordón de Matienzo.

Se realizó un perfil en la ladera occidental del cerro México donde se encuentran buenos afloramientos de esta unidad. Como fue dicho anteriormente no es posible identificar y separar las distintas Formaciones que conforman este Grupo y por lo tanto se describirá como una sola unidad.

La parte inferior de la secuencia se halla apoyada sobre la Formación Auquilco mediante un contacto pseudo-concordante no muy bien identificado en toda su extensión.

Está formada por 50 m de caliza gris fango-sostenida que se halla fuertemente diaclasada; algunas de estas fracturas están rellenas de calcita recristalizada. Microscópicamente se observa que hay aproximadamente 10% de material epiclástico cuyo tamaño varía entre 0,017 y 0,2 mm, son angulosos; en mucha menor cantidad se observan clastos de hasta 5 mm, 30% de éstos son de cuarzo y 70% de plagioclasa. Presenta 'fracturillas' múltiples rellenas parcial o totalmente por esparita; el ancho de las mismas varía entre 0,002 y 5 mm, su diseño es irregular y no se hallan dispuestas según una dirección preferencial. Se encuentran estilolitas de óxido de hierro, que evidencian una etapa diagenética posterior a su litificación y se han identificado conchillas de ostrácodos una desarticulada y otra articulada que indica quietud en las aguas. Se identificaron espículas de esponjas. Se ha podido identificar la presencia de intraclastos subredondeados de composición micrítica. Según Folk (1962) es una

biomicrita y según Dunham (1962) es un mudstone.

Estratigráficamente por encima de estas calizas se encuentran 30 m de un aglomerado volcánico de color gris plomo con fractura concoidea. La relación entre los clastos y la matriz es extremadamente alta: 90/10. Tanto los clastos como la matriz son de composición andesítica; el tamaño dominante es de entre 5 y 10 cm, hay abundantes clastos de entre 10 y 20 cm de diámetro y escasos menores de 5 cm; en general son subangulosos a subredondeados.

El contacto superior es transicional a una arenisca tobácea que conforma bancos de 1 a 2m de espesor, teniendo todo el conjunto un espesor de 50 m. Es de color verde oliva en los estratos de la base y pasa transicionalmente a colores gris verdosos en el techo de la secuencia.

Se observa una estratificación paralela no muy común. La relación clasto-matriz es alta: 80/20. Los clastos son de composición andesítica siendo el tamaño dominante de los mismos de entre 0,64n a 2mm; hay abundantes clastos mayores a 1mm y escasos de entre 2 y 3mm. Los clastos son subredondeados. La matriz es de color verdosa y de tamaño de grano extremadamente fino. Posee fractura concóidea, observándose un importante diaclasamiento que generalmente aprovecha los planos de estratificación.

En contacto neto se encuentran 7 m de calizas color gris verdosas, finamente estratificadas y laminadas, ésto último se evidencia por cambios de coloración en la roca. El fracturamiento es notablemente menor que en las calizas descritas en la base de la secuencia, así como también el porcentaje de material epiclástico.- Microscópicamente se ha identificado la presencia de pellets y que la caliza es extremadamente fina, evidenciando la quietud de las aguas. Se vieron también espículas de esponjas. Se la clasifica como pelmicrita oligo-terrigena según Folk (1962) y Mudstone según Dynham (1962).

No se han encontrado fósiles en los afloramientos de esta secuencia.

La potencia total de esta unidad es de 137 metros.

En otra escama tectónica se encuentran los afloramientos del Grupo Mendoza en la ladera occidental del cerro Nevado de Matienzo, en la cumbre del mismo y en el filo del cordón de Matienzo hacia el norte.

La base de esta secuencia es uno de los niveles de corrimiento. La secuencia se inicia con 10 m de arenisca tobácea gruesa a mediana de color verde claro. Se disponen en estratos granodecrecientes de aproximadamente un metro de espesor. Se observa estratificación paralela que hacia el techo llega a tener laminación fina; los contactos son netos. Hacia arriba se encuentra medio metro de calizas gris verdosas (mudstone), finamente laminada. Esta se halla deformada y fuertemente fracturada. Se encuentra luego otros 10

m de la secuencia de areniscas que poseen las mismas características que las descritas al inicio. Luego se encuentra 15 m de una caliza maciza gris verdosa (mudstone), altamente deformada y con gran cantidad de yeso (50%) en la misma, debido a la gran deformación y fracturamiento es imposible precisar más sus características. Siguen 10 m de areniscas tobáceas medianas de color gris castaño finamente laminadas. Se disponen en bancos de aproximadamente un metro de espesor, son grano-decrecientes y se observa estratificación paralela y en otros sitios entrecruzada planar. Hacia el techo de cada banco se encuentra laminación paralela. Estos también se hallan fuertemente fracturados con abundante yeso en las superficies de fractura. En contacto neto se encuentra 8 m de calizas (mudstones) de color verde amarillento. Se halla muy deformada, fracturada y entremezclada con yeso. Estratigráficamente hacia arriba se encuentra 5 m de arenisca tobácea mediana de color verde claro compuesta por estratos granodecrecientes de un metro de potencia, observándose estratificación paralela planar en la base de cada banco y laminación en el techo de los mismo. Los contactos con la caliza son netos. Hacia la parte superior se encuentra 55 m de calizas color verde grisáceo, laminada, deformada y fracturada, interestratificada con yeso. Microscópicamente se observa que la roca posee entre 20 y 40% de clastos subangulosos de cuarzo (10%), feldespato potásico (30%), plagioclasa (50%) y minerales de hierro (10%). Se observan estructuras "crotales" signo de exposición subaérea. La cantidad de feldespatos indica la proximidad del arco volcánico. Se ha encontrado una oolita de estructura concéntrica, fibroïdal, micritizada, y que se halla partida; ésto indica la existencia de una plataforma cercana al lugar de origen de estas rocas. Se encuentran 'fracturillas' rellenas con esparita.

Se la clasifica como micrita según Folk (1962) y mudstone según Dunham (1962). Hacia arriba se encuentra 5 m de areniscas tobáceas mediana de color pardo rojizo; se observa estratificación paralela. Los bancos que la componen son de aproximadamente un metro de espesor granodecrecientes. La roca se halla fracturada, con pequeños espejos de fricción. Estratigráficamente hacia arriba se hallan 10 m de areniscas tobáceas medias a gruesas de color verde claro, que consiste de estratos granocrecientes de un metro de espesor, hacia la parte superior de cada banco se observa laminación paralela. Hacia arriba hay nueve metros de calizas color gris verdoso, dispuesta en estratos de 40 cm de espesor, con - en algunos sectores - laminación evidenciada por rápidos cambios en la coloración, entre amarillos y negros; estas láminas tienen de uno a dos milímetros de espesor y se hallan fuertemente plegadas; se la clasifica como mudstone. Finalmente, en el techo de toda esta secuencia se encuentran 20 m de calizas de color verde oscuro finamente laminada a interestratificada con yeso, ésta también se

halla plegada y fracturada, pero en menor proporción que en las anteriores.

El espesor total de esta secuencia es de 157,5 m.

En todas estas dos secuencias del Grupo Mendoza no se han encontrado evidencias que indiquen su carácter marino. Se las interpreta como calizas depositadas en una zona costera de aguas calmas, por debajo del nivel de base de las olas. Se trata de ambientes restringidos de borde de cuenca. Véase Anexos II y III .

b3) Ambiente y edad del Grupo Mendoza

En los afloramientos del Grupo Mendoza de las laderas occidentales del cerro México y Tolosa, la cantidad de yeso encontrada no es tan importante como en los afloramientos hallados en la ladera oriental del cerro Nevado de Matienzo.

En la reconstrucción palinástica del perfil balanceado se ve claramente que los afloramientos del cerro Nevado de Matienzo se ubican más hacia el borde de cuenca que los primeros, y separados de los mismos por un mínimo de 14,5 kilómetros.

Se piensa que los afloramientos de caliza del cerro Nevado de Matienzo pertenecen a una parte de la cuenca con fuerte influencia climática: con contracción y expansión del cuerpo de agua, generando depósitos evaporíticos y calcáreos respectivamente. Las areniscas tobáceas podrían evidenciar la presencia de sistemas fluviales de tipo meandriforme que desembocarían en el cuerpo de agua restringido en donde se depositaban las calizas y evaporitas.

Sobre la base de consideraciones estratigráficas, los fósiles encontrados por otros autores y la edad referida por estos autores, se atribuye este grupo al intervalo Titoniano inferior-Barremiano.

## c) Formación Diamante

### c.1) Antecedentes

Yrigoyen (1976) atribuye a la Formación Diamante las sefitas y samitas rojas que apoyan sobre la Formación Agrio. Los mejores afloramientos se encuentran en la quebrada Blanca, en el cerro Serrata y al sur del río Blanco. No se ha encontrado en esta parte de la cuenca los niveles evaporíticos, arenosos y arcillosos correspondientes al "Yeso de Transición" o Formación Huitrín (Groeber 1946). Yrigoyen (1979) explicó este hecho diciendo que se hallan confundidos en la base de la Formación Diamante. Groeber (1951) señala que se encuentran ausentes debido a la erosión, o formando parte del techo del Grupo Mendoza. Ramos (1985a) destaca que no se encuentra dicha unidad debido a que el pasaje al ambiente continental es rápido, no desarrollándose evaporitas.

Yrigoyen (1979) atribuye a esta Formación 600 m de lutitas arenosas, areniscas y margas esquistosas con niveles de conglomerados rojos en la base. Este autor correlaciona la unidad con la Formación Cristo Redentor (Aguirre Le Bert 1960), y Colimapu (Klohn, 1960) de Chile; estas formaciones, en Chile, se apoyan concordantemente sobre la Formación San Juan de edad Neocomiana (Aguirre Le Bert, 1960). Ramos (1985a), en las nacientes del río Blanco, distingue dos secciones: una basal con areniscas medianas a finas con intercalaciones de pelitas y tobas de caída pliniana, y otra superior compuesta por facies de mayor energía con conglomerados clásticos, volcanoclásticos, que gradan a brechas volcánicas de color rojizo. Este último autor estima el espesor de la secuencia en 350 m. Cegarra (1987) midió 500 m de espesor máximo para esta unidad, aclarando, sin embargo, que el techo de la misma no era observable por encontrarse cubierto por un contacto tectónico.

### c.2) Descripción:

En la zona estudiada los afloramientos de la Formación Diamante se hallan en la ladera occidental del cerro México y el cerro Tolosa, y en la ladera oriental del cerro Nevado de Matienzo. Cabe destacar que la secuencia está limitada en la parte superior e inferior por sendos niveles de corrimiento. Debido a que los estratos aflorantes que conforman esta secuencia se hallan volcados se realizó el perfil comenzando en la vertiente occidental del cerro México, se continuó pendiente abajo, luego se correlacionó con los estratos encontrados en la ladera oriental del cerro Nevado de Matienzo, encontrándose el segundo nivel de corrimiento muy próximo a la cumbre del cerro Nevado de Matienzo.

La secuencia se inicia con siete metros de areniscas tobáceas finas de color gris verdoso oscuro, levemente estratificada. Se halla fuertemente fracturada según dos direc-

ciones preferenciales bien definidas: una E-O y la otra NNO-SSE. En forma muy despareja se observan huecos angulosos y fracturas rellenas con yeso de origen secundario.

Estratigráficamente hacia arriba y separadas por un contacto neto se hallan 40 m de areniscas tobáceas gruesas de color verde y blanco conformando "motas" o manchas de dos o tres centímetros de diámetro. Posee estratificación paralela planar denotada por cambios leves en la coloración de la roca, estos bancos tienen de 20 a 30 cm de potencia. La roca se halla surcada por fracturas que se disponen perpendicularmente al rumbo. El fracturamiento es concóideo. Hacia el techo la estratificación es menor en espesor.

En contacto neto se encuentra luego 15 m de areniscas tobáceas finas de color morado. Se hallan estratificadas en bancos de aproximadamente 10 cm de espesor, denotándose una vaga laminación. Está fuertemente fracturada, observándose asimismo 'fracturillas' rellenas con yeso.

Según un contacto no muy definido se encuentran luego 150 m de areniscas tobáceas medianas de color rojo ladrillo y estratificación paralela planar. Estos estratos, de aproximadamente 40 cm de espesor son granodecrecientes. Se hallan muy fracturados. Microscópicamente se observan clastos de cuarzo (25%), feldespato potásico (17%), plagioclasa (23%), líticos (10%), carbonatos (15%), y trizas (10%). Los clastos de cuarzo son euedrales, subredondeados y presentan engolfamientos frecuentes; el feldespato potásico se presenta en clastos subangulosos, subedrales, de forma tabular y se hallan sericitizados; los clastos de plagioclasa son subredondeados, subedrales a euedrales y en muchos casos (60%) están alterados a carbonatos. Los clastos líticos son redondeados y se encuentran alterados a arcillas; se observan también algunos clastos de carbonatos subredondeados y subedrales. Se ha determinado la presencia de trizas angulosas, alargadas, en general, y se encuentran reemplazadas por calcita. La matriz está formada por clastos tamaño limo de igual composición que las anteriores, aunque se piensa que la proporción de trizas es mayor. El cemento es carbonático (40%) y de óxidos de hierro. El porcentaje entre la fracción clástica, la matriz y el cemento es de: 40%, 10% y 50% respectivamente. Se la clasifica como una arenisca tobácea.

Estratigráficamente por encima y en contacto erosivo se encuentran 50 m de conglomerados de color gris rojizo y fractura irregular.

La relación entre la fracción clástica y la matriz es de 80 a 20. La composición de los clastos es de andesitas (90%), observándose también clastos de areniscas tobáceas; estos clastos se hallan redondeados, estando el eje mayor orientado en

dirección paralela a la superficie de estratificación. El tamaño dominante de los mismos es de 10 a 15 cm; hay abundantes clastos de tres a cinco centímetros y escasos mayores a 30 cm. La matriz está formada por clastos tamaño arena gruesa y es de composición areno-tobácea. Es granodecreciente, observándose que lateralmente estos conglomerados pasan a areniscas tobáceas gruesas.

Por encima y según un contacto neto se encuentran 80 m de conglomerados finos de color rojo ladrillo, con lentes de areniscas tobáceas gruesas de color rojo grisáceo intercaladas, masivas.

Microscópicamente se observa clastos de feldespato potásico (25%), plagioclasa (15%), cuarzo (20%), líticos (30%) y trizas (10%). Estos son de tamaño arena gruesa a conglomerado. Los clastos líticos son los más abundantes y están compuestos por rocas volcánicas, probablemente de andesitas, son además los que mayor tamaño de grano tienen; sus fenocristales son esencialmente de plagioclasa y feldespato potásico, y la pasta es microcristalina. Estos clastos están muy alterados a sericita, y sus bordes están fuertemente corroídos. Los clastos de feldespato potásico son de forma subhedral, son subangulosos y están fuertemente alterados a sericita. Se observan plagioclasas zonadas y con maclas polisintéticas de forma subhedral y subangulosos; el 20% de estos clastos se hallan reemplazados por carbonatos. Los clastos de cuarzo son subhedral, angulosos, poseen bordes engolfados, y gran cantidad de inclusiones. Las trizas se las encuentra reemplazada por calcita u otros minerales muy difíciles de determinar. La matriz está compuesta por clastos de igual composición que los anteriormente citados. El cemento es esencialmente óxidos de hierro, de color rojo oscuro a negro, observado sin polarizador cruzado. La relación entre la parte clástica, la matriz y el cemento es de aproximadamente: 50%, 15%, y 35% respectivamente.

Estratigráficamente hacia arriba y según un contacto erosivo se encuentran 30 m de conglomerados gris castaño, de fractura irregular. La composición de los clastos es evidentemente proveniente de los bancos infrayacentes erosionados (intraclastos) y de rocas andesíticas. El tamaño de grano dominante varía entre 3 y 5 cm, y son subredondeados; hay abundantes clastos redondeados de 1 a 3 cm y escasos mayores a 15 cm angulosos. La matriz es de tamaño arena y es de composición areno-tobácea; es de color gris blancuzca.

La relación entre el material clástico y la matriz es de 60 a 40. Todo el banco es granodecreciente y se observa una vaga estratificación.

Por encima de los conglomerados antes descritos se encuentra 50 m de areniscas tobáceas gruesas de color castaño

rojizo. No se observan estructuras sedimentarias y el banco es granodecreciente. Las rocas se hallan fracturadas fuertemente. Microscópicamente se observa que se compone de clastos de cuarzo (10%), feldespato potásico (25%), plagioclasa (20%), líticos (30%) y trizas (15%). Los clastos de cuarzo son subangulosos, subhedrales y se encuentran fuertes engolfamientos en sus bordes; se observa también que contiene gran cantidad de inclusiones. El feldespato potásico se lo encuentra en clastos subhedrales, subredondeados y fuertemente sericitizados. La plagioclasa se encuentra en clastos subhedrales, subredondeados, alterada a sericita, o reemplazada por calcita. Los clastos líticos son los de mayor tamaño y están compuestos por fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa, en una pasta generalmente formada por microcristales de plagioclasa. Las trizas tienen forma alargada y se hallan reemplazadas por carbonato microcristalino. La matriz es escasa y de composición semejante a los clastos de composición ya descrita, intuyéndose que es ésta más rica en trizas. El cemento está compuesto por óxidos de hierro (55%) y calcita (45%). Esta última rellena también las fracturillas que surcan la roca en forma irregular.

Concordantemente con la estratificación se encuentra un cuerpo tipo filón capa de 15 m de espesor y de color amarillento grisáceo. Se halla muy fuertemente fracturado, con calcita relleno de estas fracturas. El contacto entre las rocas que la infrayacen y suprayacen es neto.

Estratigráficamente hacia arriba se encuentran 10 m de areniscas tobáceas castaño a rojizas iguales a las que se encuentran en la parte basal del filón capa de composición riolítica anteriormente descrito.

Hacia arriba y según un contacto neto, se encuentran cinco metros de calizas de color verde negruzco. Se halla finamente laminada; hacia el techo se observa una mayor porosidad. Microscópicamente se observa una roca compuesta de micrita de grano muy fino (80%) y terrígenos de tamaño limo (20%). Los clastos terrígenos son de cuarzo (20%), plagioclasa (30%), feldespato potásico (30%) y magnetita (20%). La cantidad de clastos de feldespatos presentes indican que el área de aporte era muy cercana a un arco volcánico. El tipo de composición clástica, su tamaño y grado de redondeamiento indican que el ambiente de su formación era en un cuerpo de agua ligera a intermitentemente agitada. Según Folk (1962) se la clasifica como oligomicrita; según Dunham (1962) es un wakestone.

Se encuentra luego una muy importante secuencia de areniscas tobáceas finas y lutitas de aproximadamente 500 m de espesor. Son de color rojo ladrillo a morado. Se apoya en la secuencia anterior según un contacto erosivo; se halla separada



en bancos de 1 a 1.5 m de espesor, granodecrecientes, donde se observa laminación paralela planar. Intercalados entre las areniscas finas y las lutitas, se encuentran lentes de conglomerados matriz sostenidos de un metro de espesor que pasan lateralmente a areniscas. Los clastos de estos conglomerados son subredondeados y de hasta 3 cm de diámetro. En las areniscas se ha observado también estratificación entrecruzada formada por la migración de ondulitas; en algunos casos se ven las ondulitas con su cresta biselada; también se han visto calcos de flujo, bioturbación por el efecto de vermes y grietas de desecación. Hacia el techo algunos bancos de areniscas tobáceas pasan a lutitas con desarrollo de laminación.

Los bancos de areniscas y pelitas tienen gran continuidad lateral.

Todas las rocas aflorantes están fuertemente fracturadas siendo frecuente encontrar pequeños planos con espejos de fricción.

Microscópicamente se observa que los clastos son de cuarzo (35%), feldespato potásico (15%), plagioclasa (10%), biotita (10%) y clastos líticos (30%). Los de cuarzo son angulosos o subangulosos, subhedrales, contienen inclusiones gaseosas, estando sus bordes fuertemente engolfados. Los feldespatos potásicos son subangulosos de hábito tabular y se hallan alterados parcialmente a caolín. Los clastos de plagioclasa son subhedrales, subangulosos y se hallan frecuentemente reemplazados por calcita. Se encuentra también clastos de biotita que se hallan parcialmente desferrizados, son de forma tabular y alargados. Se observa también gran cantidad de clastos líticos subredondeados, subhedrales compuestos en su mayoría por trozos de rocas volcánicas. El cemento es de óxido de hierro (75%) aunque también se encuentran carbonatos microcristalinos (10%), y minerales de alteración de la biotita. La relación entre la fracción clástica y el cemento es de 70/30. En cortes microscópicos de rocas de granulometría más fina se ha identificado la presencia de trizas.

En estos espesos bancos de areniscas se ha observado la existencia de cuerpos de composición andesítica tipo diques y filones capa.

Estratigráficamente por encima y según un contacto concordante se encuentran 60 m de brechas volcánicas finas a medianas de color gris negruzco. El tamaño de las brechas dominante es entre 0,5 y 1 cm. Hay abundantes clastos menores a 0,5 cm y escasos mayores que 10 cm. Estas son subangulosas a angulosas. La matriz está formada por clastos de arenisca tobácea gruesa. En la brecha se observan intercalaciones lentiformes de areniscas tobáceas de color gris y verdosas. La composición de

Trabajo Final de Licenciatura

las brechas es andesítica en general, aunque en la base de la secuencia existen intraclastos de areniscas. Lateralmente los espesores de esta secuencia son variables. Esto puede deberse al hecho de que el techo de esta secuencia es uno de los niveles de corrimiento existentes en el área. Como todas las secuencias antes descritas estos afloramientos se encuentran totalmente fracturados (véase Anexos II y III y figuras 11 - 16).

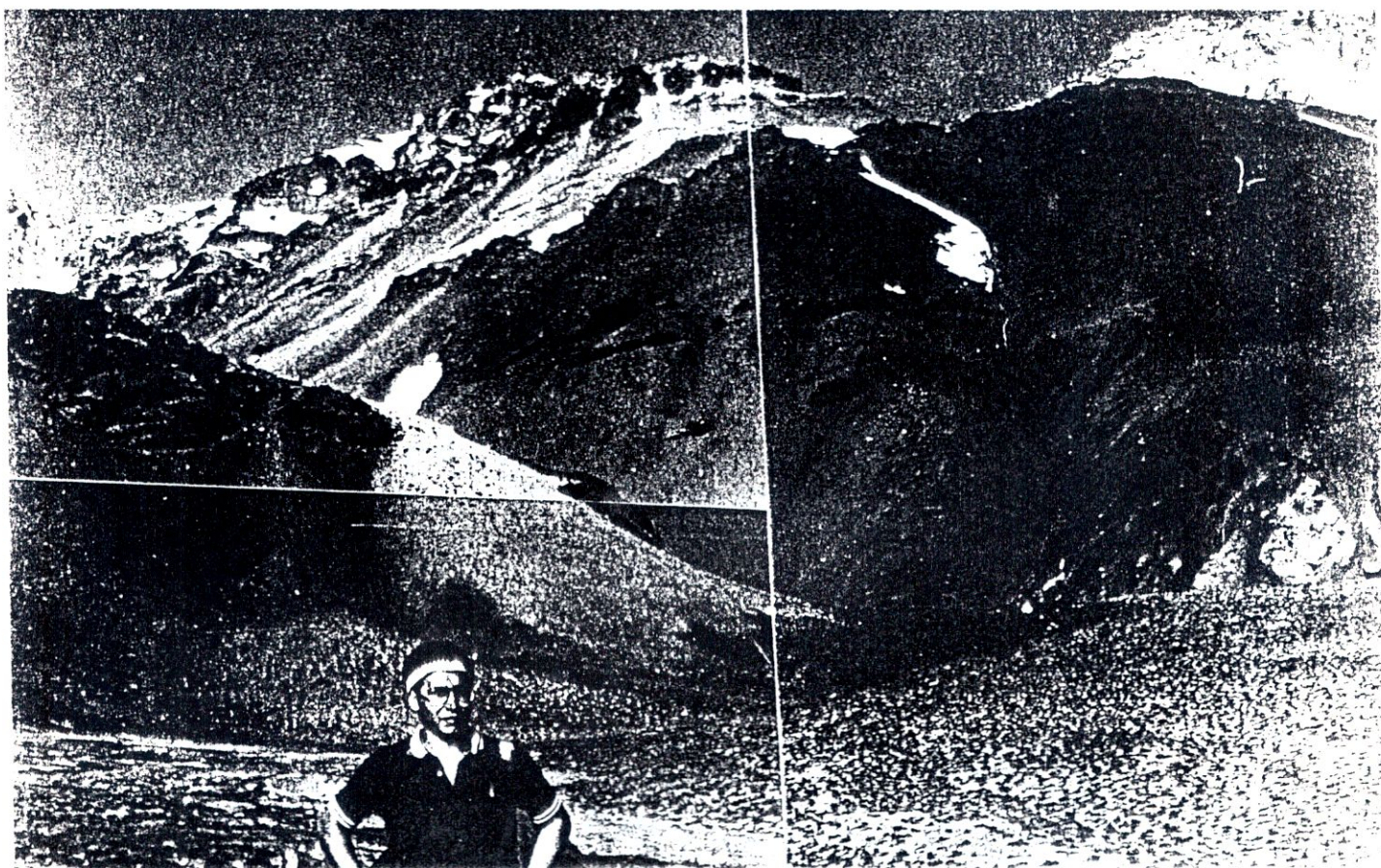


Figura 10: Afloramientos en la vertiente occidental del cerro México, por donde se realizó parte del perfil de la Formación Diamante. En primer plano: Juan Pablo Castillo.



Figura 11: Afloramientos de la Formación Diamante ubicados en la ladera occidental del cordón de Matienzo.

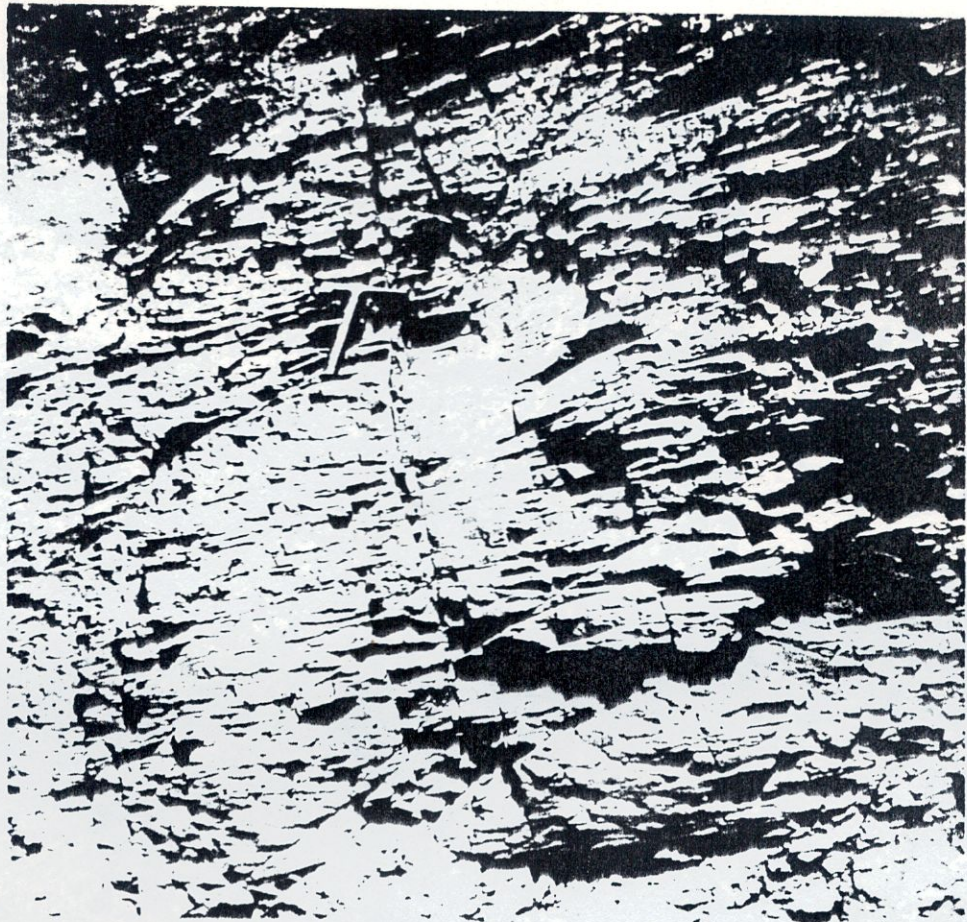


Figura 12: Afloramientos de la Formación Diamante en la margen derecha del río que se halla en la quebrada de los Riecillos

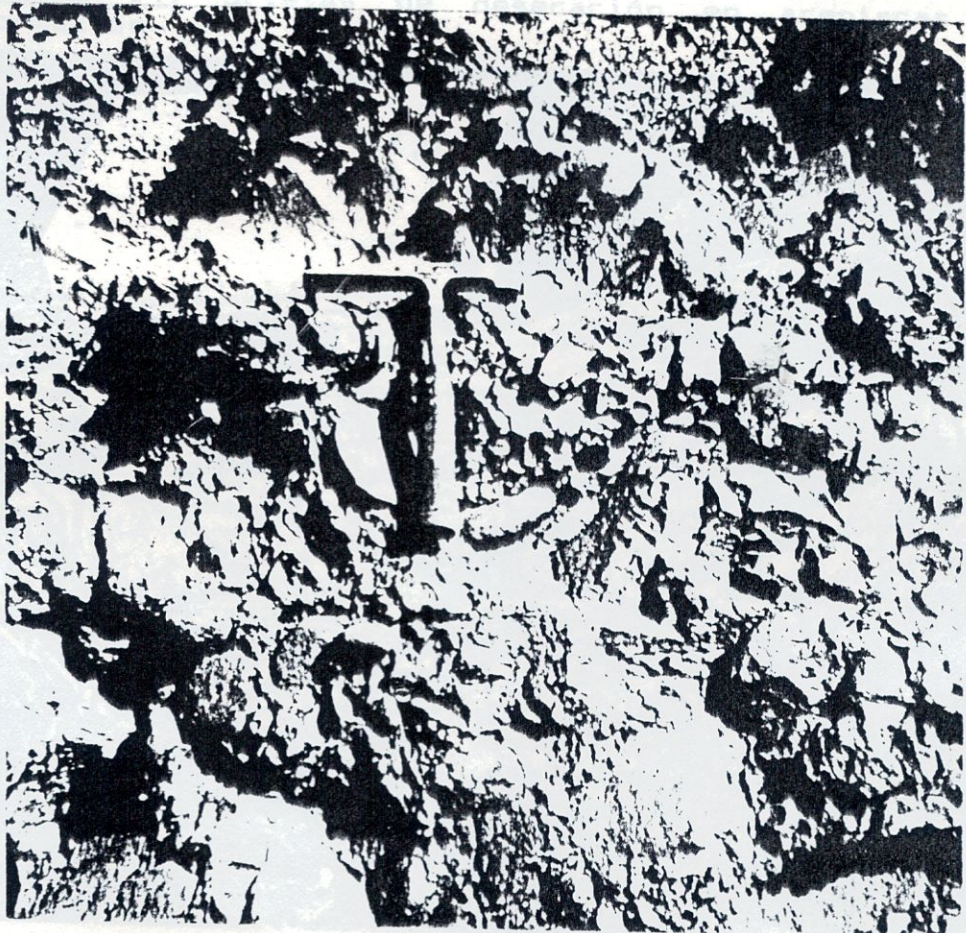


Figura 13: Foto de detalle de los conglomerados muy redondeados de esta Formación.



Figura 14: Grietas de desecación en areniscas de esta Formación.

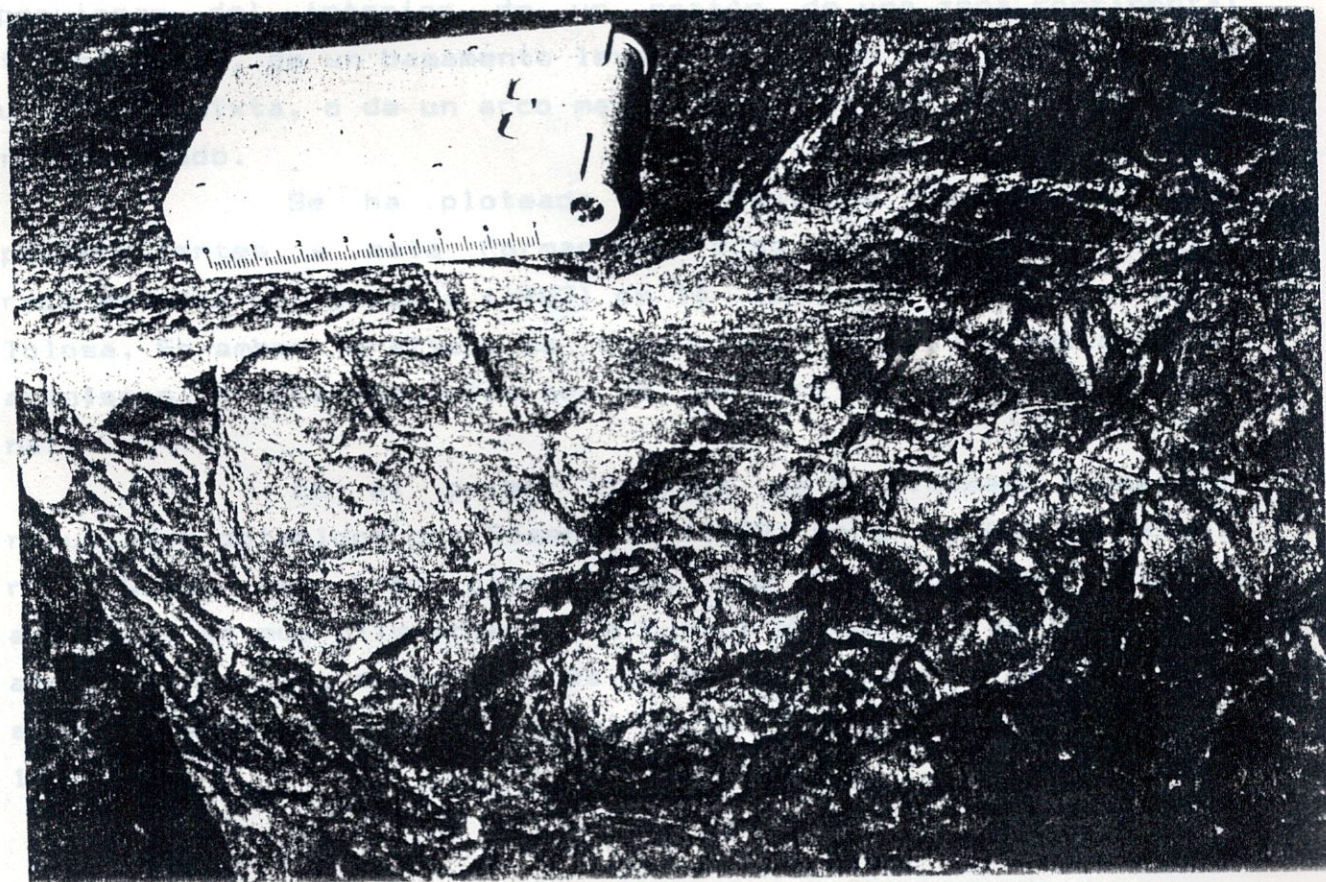


Figura 15: Marcas de base. El hallazgo de estas estructuras (y otras similares) fueron de gran importancia para comprobar que toda la secuencia pertenece a esta Formación se halla volcada.

c.3) Discriminadores tectónicos:

Aplicando las relaciones establecidas por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983), se puede establecer el ambiente tectónico de procedencia de los sedimentos que conforman las areniscas de la Formación Diamante.

Se han representado estas relaciones en dos diagramas triangulares que toman en cuenta los componentes de la fracción clástica de las areniscas. El QFL: clastos de cuarzo (Q), que incluye los clastos monocristalinos (Qm) y los policristalinos (Qp); los clastos de feldespatos (F) que son los de plagioclasa y los de feldespato potásico y los fragmentos líticos (L), (excluyendo los de cuarzo). El gráfico QmFLt toma en cuenta los clastos monocristalinos de cuarzo, los feldespatos y los líticos en su totalidad.

Se pueden aplicar estos diagramas a rocas con menos de 25% de matriz o cemento y a areniscas que no contengan una proporción importante de clastos carbonáticos.

El primer gráfico (QFL) puede identificar si las areniscas provienen del interior de un cratón, de un área continental transicional, de un orógeno reciclado, de un basamento levantado o de un arco magmático disectado, transicional o no disectado. El segundo gráfico (QmFLt) indica si las areniscas provienen del interior de un cratón, de una zona continental transicional, de un basamento levantado, de un área reciclada, de una zona mixta, o de un arco magmático disectado, transicional o no disectado.

Se ha ploteado el resultado de once muestras pertenecientes a esta Formación, ocho de las cuales fueron recolectadas por Cegarra (1987) de la ladera oriental del cerro Tolosa. En ambos gráficos se obtuvo que la proveniencia de las areniscas de esta Formación son de un arco magmático transicional.

En el primer gráfico se ha ploteado además los resultados obtenidos por Rosenfeld (1987) para la Cuenca Neuquina. Queda así bien determinado que la proveniencia de las areniscas es muy diferente en la Cuenca Neuquina y en la Andino-aconcaguina y los sedimentos de la primera no están afectados por el arco magmático ubicado más al norte (véase cuadro II y figura 16).

**CUADRO II: Valores de los diferentes componentes clásticos de la Formación Diamante**

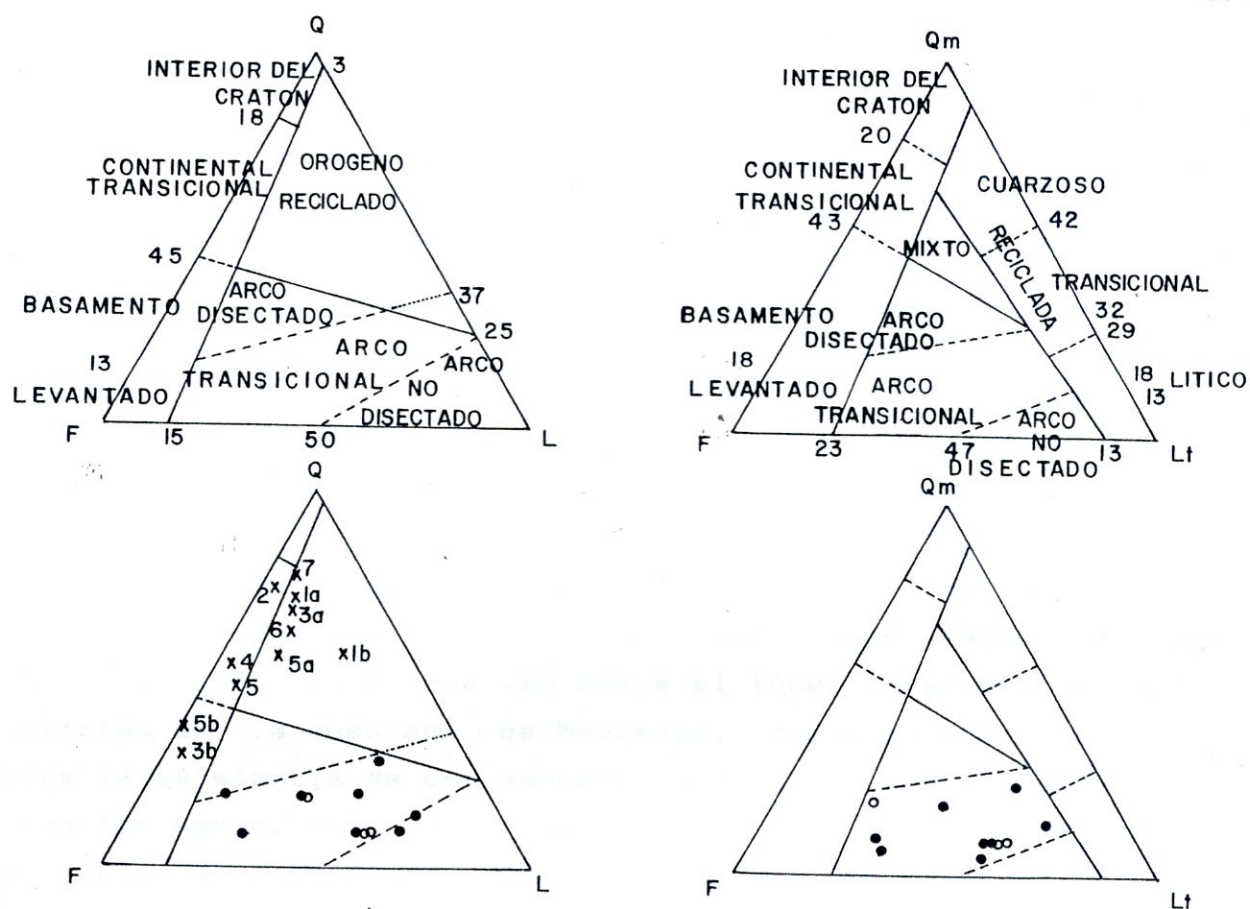
QFL	Q(Qm+Qp)(%)	F(P+K)(%)	L (Lv+Ls)(%)
14a	10	30	60
16	10	30	60
01	20	40	40
R	30	20	60
29	5	60	35
34	10	30	60
35	5	35	60
36	10	60	30
37	5	25	70
38	15	20	65
39	20	40	40

QmFLt	Qm(%)	F (%)	Lt(L+Qp)(%)
14a	10	30	60
16	10	30	60
01	20	40	40
R	25	20	65
29	5	60	35
34	10	30	60
35	5	35	60
36	10	60	30
37	4	25	71
38	14	20	66
39	20	40	40

c.4) Ambiente y edad de la Formación:

Estas sedimentitas son atribuidas a un ambiente fluvial de baja energía en su parte inferior, posiblemente de río meandriforme, que pasa hacia la parte superior a un ambiente lacustre. Las brechas andesíticas en el tope de la secuencia se atribuyen a depósitos laháricos, del tipo descrito por Fischer (1984).

La edad de esta formación es barremiana-aptiana, basada en sus relaciones estratigráficas (Ramos 1985a).



Datos obtenidos por Rosenfeld (1987) para la Cuenca Neuquina:

- X 1a Jurásico temprano, en general pretransgresivo
- X 1b Jurásico temprano, en el área del río Atuel
- X 2 Jurásico temprano, transgresivo
- X 3a Jurásico temprano, en general: turbiditas
- X 3b Jurásico temprano, turbiditas de Sierra del Viento
- X 4 Jurásico temprano a medio, regresivo
- X 5 Jurásico medio, Formación Lajas, en general regresiva
- X 5a Parte norte de la cuenca
- X 5b Parte sur de la cuenca
- X 6 Jurásico tardío - Cretácico inferior
- X 7 Cretácico inferior
- Datos de la Formación Diamante obtenidos por Cegarra (1987) en la ladera oriental del cerro Tolosa
- Datos obtenidos por el autor

Figura 16: Ploteo de la composición de los clastos de areniscas según Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson et al. (1983)

### 3.2.3.3 VOLCANITAS CRETACICAS

En el norte de la provincia de Mendoza las rocas volcánicas y volcaniclasticas se desarrollan en dos grupos bien diferenciados: uno corresponde al intervalo de la Formación Tordillo; el segundo se divide en dos secuencias: una previa a la Formación Agrio y otra posterior. La primera fue motivo de intensas controversias pues para Schiller (1912) e Yrigoyen (1979) corresponderían a una repetición tectónica de series volcánicas más jóvenes, mientras que para Groeber (1951) serían secuencias neocretácicas infrayaciendo lo que él denominaba Cuevense, de edad cretácica superior; éstas eran las volcanitas a las que llamaba Chilelitense inferior. Ramos (1985a) reconoce numerosas exposiciones que van desde el túnel internacional a las nacientes de la quebrada de Matienzo, donde no encuentra dudas sobre la existencia de una secuencia volcánica que infrayace a la Formación Agrio. Esto apoyaría lo observado por Groeber (1951), para quien el Chilelitense inferior tendría una posición primaria y anterior a los depósitos marinos. Por encima se ubicaría la secuencia Mesozoica (Cuevense) de edad Neocomiana según Yrigoyen (1976, 1979) y Ramos (1985a), retornando así a los conceptos de Schiller (1912) quien menciona el hallazgo de *Trochus* sp en el cerro Tolosa (frente a las casas de las Cuevas) y trigonias en el cerro Dedos.

La secuencia superior se apoya sobre la Formación Diamante o sobre la Formación Agrio y está representada por una serie muy potente de volcanitas y depósitos volcaniclasticos. Alcanza según Ramos (1985a) más de 900 m de espesor en las nacientes del río Blanco.

#### a) Formación Abanico

##### a.1) Antecedentes:

Esta denominación fue aplicada por Aguirre Le Bert (1960) para referirse a una serie de volcanitas y sedimentitas de color grisáceo y su localidad tipo es el cerro El Abanico ubicado al este de la ciudad de Santiago de Chile. Ramos (1985a) señala que esta unidad alcanza su máximo desarrollo en el Cordón del Límite, formada por una secuencia dacítica a andesítica en facies de volcanismo fragmentario.

##### a.2) Descripción:

En la zona estudiada la Formación Abanico aflora en la parte superior de las laderas de los cerros de los Dedos,



México y Tolosa; pertenecientes a otra escama tectónica afloran en las laderas occidentales del cerro Nevado de Matienzo y el cordón de Matienzo. Cruzando el río de las Cuevas aflora en las laderas orientales del cordón que delimita el límite con Chile.

Fue levantado un perfil parcial en la vertiente occidental del cerro México y otro más completo en la vertiente occidental del cerro Nevado de Matienzo.

En el cerro México se encuentran sobre las calizas del Grupo Mendoza más de 20 m de brechas volcánicas de color gris, apoyadas según un contacto concordante no muy visible. Las brechas son angulosas a subangulosas, siendo el tamaño dominante de las mismas entre 2 y 5 cm, hay abundantes brechas menores a 2 cm y escasas de 5 a 15 cm. Tanto las brechas como la matriz son de composición andesítica. La relación entre la fracción clástica y la matriz es de 70:30. La roca se halla fuertemente fracturada paralelamente al rumbo de la estratificación.

Se describe a continuación el perfil realizado en la ladera occidental del cerro Nevado de Matienzo. Sobre las calizas del Grupo Mendoza y según un contacto concordante y neto se encuentran 80 m de areniscas tobáceas de color verde grisáceo oscuro. Se observan clastos angulosos de 1 a 2 cm de diámetro y clastos redondeados de composición andesítica de 2 a 3 cm; pero éstos no son muy comunes en la totalidad de la roca (20%). Se observa estratificación planar que separa a la roca en bancos de 80 cm a 1 m de espesor, granodecrecientes. Se ven lateralmente lentes de 1 m de espesor y color más oscuro de granulometría más fina. Cada 5 o 10 m se encuentran lentes conglomerádicas de medio metro de espesor, con clastos de composición andesítica, cuya relación entre la fracción clástica y la matriz es 50:50. Microscópicamente se hallan clastos de feldespato potásico (20%), plagioclasa (15%), cuarzo (5%) y líticos (60%). Los clastos de feldespato potásico se encuentran subredondeados, de forma tabular, estando éstos alterados parcialmente a caolinita.

Los clastos de plagioclasa son subhedrales, encontrándose también alterados a caolinita. Los clastos de ambos minerales tienen el mismo grado de redondeamiento y alteración. Los clastos de cuarzo no son muy abundantes, tienen gran cantidad de inclusiones y sus bordes se hallan fuertemente engolfados; son euedrales y angulosos. Los clastos líticos son los más abundantes, hallándose subredondeados y son provenientes de rocas volcánicas de composición andesítica; estos clastos son también los de mayor tamaño. Dentro de los clastos líticos se observan frecuentes fenocristales euedrales de magnetita. La matriz es de tamaño limo y su composición es muy similar a la fracción de tamaño mayor. El cemento es predominantemente clorítico. La relación entre la fracción clástica, la matriz y el cemento es aproximadamente

70:20:10.

Según un contacto neto, hacia arriba se encuentran ocho metros de areniscas muy tobáceas de tamaño mediano, de color blanco grisáceo y de alta porosidad. Se observan algunos clastos de color blanco (10%), subredondeados. Se halla pobremente estratificada dando bancos masivos de un metro de espesor.

En contacto neto estratigráficamente hacia arriba hay seis metros de brecha volcánica fina de color gris plomo. Las brechas son subangulosas y de color verdosas. El tamaño dominante varía entre 1 y 3 mm de diámetro, hay abundantes menores a un milímetro y escasos mayores a tres. La matriz es de arenisca tobácea, siendo la relación entre la brecha y la matriz 20:80.

Hacia arriba y según un contacto neto se encuentran siete metros de brecha volcánica fina a mediana de color gris plomo. En la base de ésta hay brechas de un tamaño un poco mayor, angulosas de colores verdosos y blanquecinos. El tamaño dominante se halla entre 2 y 5 mm, hay abundantes de entre 1 y 2 mm y escasos mayores a 5 mm. Son angulosos. La relación entre la fracción clástica y la matriz es de 60:40. Hacia el techo disminuye gradualmente la granulometría, incrementándose el material epiclástico, finalizando en un banco pelítico. Toda la secuencia es masiva, hallándose asimismo fuertemente fracturada.

En contacto neto hacia arriba, estratigráficamente, se encuentran dos metros de arenisca tobácea mediana de color gris castaño. Contiene un estrato de diez centímetros de color verdoso con clastos angulosos de 2 a 5 cm de diámetro. Todo el estrato es granodecreciente, terminando en la parte superior en una lutita.

Hacia arriba se encuentran cinco metros de brecha volcánica fina a mediana de color gris con escasos clastos de 3 a 5 cm de diámetro de composición epiclástica, redondeados. Son dominantes las brechas angulosas verdes y blanquecinas de 2 a 5 mm y hay abundantes de 1 a 2 mm, también angulosas. La matriz es areno-tobácea, y la relación entre las brechas y ésta es de 60:40. Toda la roca está diaclasada según distintos planos.

Hacia arriba se encuentran 10 m de brecha volcánica fina a mediana color gris plomo donde los clastos son de color verde y blanquecinos, y cuyo tamaño dominante se halla entre 2 y 5 mm; hay abundantes entre 1 y 2 mm y escasos mayores a 5 mm. Son angulosos. La matriz es areno-tobácea siendo la relación entre los clastos y la matriz de aproximadamente 60:40. Las brechas son de composición andesítica.

Estratigráficamente hacia arriba y según un contacto neto se encuentran 45 m de arenisca tobácea gruesa de color verde oliva con escamación esferoidal y diaclasamiento visible. Se dispone en estratos de 7 a 10 m cuya granulometría

decrece hacia el techo a una arenisca tobácea muy fina, laminada y de colores más claros, llegando al amarillento grisáceo.

Hacia arriba y según un contacto levemente ondulado se encuentran más de 90 m de aglomerados volcánicos de color gris rojizo y verdoso que se hallan muy diaclasados. El tamaño dominante de la fracción mayor varía entre 7 y 10 cm; hay abundantes entre 2 y 7 cm, y escasos entre 10 y 25 cm. Se hallan subredondeados y su composición es andesítica. La matriz es areno-tobácea gruesa a mediana y de composición también andesítica. Toda la secuencia es groseramente granodecreciente. La relación entre la fracción mayor y la matriz es aproximadamente de 70:30. Microscópicamente se ha observado la matriz de este aglomerado volcánico andesítico. Se ve que la mayoría de la fracción clástica está compuesta por líticos (75%); se encuentran clastos de cuarzo (5%), feldespato potásico (3%) y plagioclasa (7%). Los clastos de cuarzo son subangulosos, euedrales, con sus bordes fuertemente engolfados. Los clastos de feldespato potásico son tabulares, subredondeados y están alterados parcialmente a caolinita. Los clastos de plagioclasa son subhedrales, subredondeados y se encuentran también parcialmente alterados a caolinita. Los clastos líticos son, en general los de mayor tamaño, están subredondeados, son de composición andesítica, observándose asimismo algunos de composición más ácida: éstos contienen fenocristales de hornblenda. Los clastos líticos tienen, en general, gran cantidad de fenocristales de minerales de óxido de hierro, probablemente hematita. La matriz es de composición muy similar a la de la fracción clástica. El cemento se compone esencialmente de óxido de hierro. La proporción entre la fracción clástica, la matriz y el cemento es aproximadamente de 70:10:20.

El espesor total de la secuencia descrita perteneciente a la Formación Abanico es de 253 metros (véase Anexos II y III y figura 17).

#### a.3) Ambiente de depositación y edad

Las rocas de esta Formación fueron depositadas muy próximas a un arco volcánico; corresponden a facies de lahar y a abanicos aluviales. El arco habría migrado hacia el este desde el Cretácico medio, debido a la aceleración de la velocidad de convergencia entre la placa pacífica y sudamericana (Ramos, 1985b). El incremento de la velocidad llegaría a un valor crítico a partir del cual el volcanismo se interrumpe generándose una fase compresiva, que es la que provoca la estructuración posterior de la cuenca, previa a la efusión de la Formación Farello-nes.

La edad de las volcanitas y volcaniclastitas es atribuida al Cretácico superior-Paleógeno (Groeber, 1953; Stipanovic, 1969; Uliana, 1980 y Ramos, 1985); pero dadas las observaciones

aquí realizadas se postula una edad menor para los términos más bajos de esta unidad, posiblemente equivalente a la Formación Diamante. Es necesario realizar dataciones de las mismas para precisar mejor su edad pues las relaciones estratigráficas no son muy claras.

#### 3.2.4. COBERTURA CENOZOICA

Schiller (1912) denominó Conglomerados "Santa María" a una serie de fanglomerados de esqueleto semiabierto, de grosera laminación con clastos que varían desde bloques de 25 a 30 cm, a fracciones finas, con predominio de rocas volcánicas cuya localidad tipo es el cerro Santa María. Se desarrollan



Figura 17: Fotografía de detalle de las brechas andesíticas de la Formación Abanico. Nótese la gran angularidad de los bloques que la conforman.

también en el pie oriental del Aconcagua y en el cerro Penitentes donde tienen un espesor de 700 a 800 m. Estos se apoyan en discordancia angular sobre los depósitos neopaleozoicos hasta los Cretácicos, indicando una importante estructuración previa a su depositación. Estos depósitos corresponden según Ramos (1985a) a abanicos aluviales de alta energía.

Los Conglomerados Santa María engranan lateralmente con la Formación Farellones quedando su edad comprendida

entre el Oligoceno y el Mioceno basal (Ramos, 1985a).

En la parte sur de la cuenca andino-aconcagüina la relación entre los Conglomerados de Santa María y la Formación Farellones es tectónica, no descartándose sin embargo la posibilidad de una interdigitación entre ambas (Ramos, 1985a).

#### a) Formación Farellones

Esta denominación fue inicialmente empleada por Klohn (1957) refiriéndose a la parte más alta de la "Formación Porfirítica", pero fue Aguirre Le Bert (1960) quien formalizó esta denominación para el conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias que se disponen en discordancia angular sobre la Formación Abanico.

La mayor parte de las volcanitas del Aconcagua fueron atribuidas por Munizaga y Vicente (1982) a esta Formación. Estas rocas se apoyan en discordancia angular sobre sedimentos mesozoicos, en el cerro Aconcagua.

Ramos *et al.* (1985) dividen a ésta en dos secciones separadas por una discordancia angular. La sección inferior, de 2500 m de espesor está formada por aglomerados y brechas andesíticas, tobas e intercalaciones de coladas andesíticas y riolíticas, intruidas por cuerpos subvolcánicos de andesitas hornblendíferas y dacitas. La sección superior está formada por brechas andesíticas y flujos lávicos, con un espesor de 1500 m.

##### a.1) Descripción (de los cuerpos subvolcánicos)

Esta Formación se encuentra en las laderas occidentales de los cerros México y Tolosa formando cuerpos subvolcánicos que instruyen en forma de diques y filones capa a la Formación Abanico, y de la misma manera lo hacen en la Formación Diamante, observado con gran claridad en la vertiente occidental del cerro México.

Intruyendo a la Formación Abanico se encuentran distintos cuerpos cuyo espesor varía entre dos y varias decenas de metros. Muy notable en su espesor es el ubicado muy próximo a la cumbre del cerro México. Consisten en rocas hipabisales de color blanco grisáceo y fractura irregular. Megascópicamente se observa que tiene cristales de plagioclasa (70%) cuyo tamaño varía entre 1 y 2 mm, biotita (20%), cristales de cuarzo (10%) de un milímetro de diámetro. La pasta es afanítica y de color verdosa. Se la clasifica según Streckeisen (1978) como dacita. No se tuvo oportunidad de realizar cortes petrográficos de estas rocas.

Intruyendo a la Formación Diamante se encuentran cinco cuerpos del tipo filón capa y un dique; éstos provocan un leve metamorfismo de contacto en las areniscas cercanas oscuras-

ciendo su coloración. Son de color verde oscuro y megascópicamente se observa la presencia de amígdalas rellenas con cristales de calcita. Microscópicamente se observa una roca porfídica con pasta de textura pilotáxica. Los fenocristales son de plagioclasa zonada (andesina) subhedral, que se halla parcialmente alterada a arcillas, probablemente sericita. En mucho menor porcentaje se encuentran cristales de magnetita, eudral. La pasta está formada por cristales alargados de plagioclasa (40%); óxidos de hierro eudrales, probablemente de magnetita (10%) y clorita, de color verdosa (50%). La relación entre los fenocristales y la pasta es de 30:70. Según Streckeisen (1978) son andesitas.

También formando un filón capa en la Formación Diamante se encuentra un cuerpo de 15 m de potencia, de color amarillo grisáceo que se halla fuertemente fracturado. En la muestra de mano se han identificado minerales como magnetita, galena, azurita y malaquita. Microscópicamente se observa que se halla compuesta por fenocristales de cuarzo (25%), feldespato potásico (20%), plagioclasa (20%), calcita (15%) y hornblenda (10%) entre los más conspicuos. Tanto el cuarzo como el feldespato potásico y la plagioclasa se encuentran sericitizados. La calcita se dispone formando zonas irregulares dentro de las cuales se pueden encontrar cristales anhedrales de hornblenda con gran pleocroísmo. La pasta está formada esencialmente por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en aproximadamente igual proporción. Hay una gradación entre el tamaño de los cristales de la pasta y los fenocristales. Según Streckeisen (1978) se la clasifica como riolita (véase Anexo III).

a.2) Condiciones de emplazamiento y edad:

Los cuerpos hipabisales correspondientes a esta unidad son calcoalcalinos, indican condiciones subsuperficiales de emplazamiento y estarían relacionados a un sistema volcánico muy cercano, parcialmente erodado, activo entre el Oligoceno y el Mioceno (Cegarra, 1987).

El Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile realizó una datación por el método potasio-argón de una dacita que intruye a la Formación Abanico en la parte superior de la quebrada Tolosa. Esta arrojó un valor de 14,5 +/- 1 Ma. Se correlaciona así a estas rocas con las rocas aflorantes en el Aconcagua, atribuidas por Munizaga y Vicente (1982) a la Formación Farellones, de edades radiométricas similares (Ramos *et al.*, 1985).

b) Conglomerados Santa María

Esta unidad no aflora en el área estudiada; sus características esenciales fueron ya mencionadas anteriormente. Ramos (1985a) vincula esta unidad a un relieve volcánico generado

por la Formación Farellones, donde se habrían producido los abanicos aluviales que le dieron origen.

c) Depósitos Cuaternarios

En discordancia angular sobre todas las unidades descritas se depositan sedimentos Cuaternarios formados por los procesos glaciarios, fluviales y de remoción en masa que afectaron a la región durante el Cuaternario (véase Anexo III).

c.1) Depósitos glaciarios

Estos no se hallan muy bien representados en la zona estudiada. Se encontró un pequeño resto de depósitos glaciarios en la margen izquierda de la quebrada de los Riecillos. El depósito no supera los 10 m de potencia, es de color castaño rojizo y está compuesto por clastos cuyo tamaño varía entre 50 cm a 2 mm de diámetro, muy angulosos. Posee una estratificación grosera y la selección es muy mala. La composición es variable reconociéndose todas las rocas aflorantes en la región (véase figuras 18 y 19).

c.2) Depósitos de remoción en masa

Hay gran cantidad de fenómenos de remoción en masa actuando en la región. Entre los más conspicuos se encuentran los depósitos de glaciares de roca. Hay aproximadamente ocho glaciares de roca en la zona. Sin duda el más importante es aquel ubicado en la parte superior de la quebrada de los Riecillos. El aporte de las rocas que lo componen es del cerro de los Dedos principalmente. Posee hielo intersticial y se observan fenómenos de termokarst, tiene surcos laterales bien marcados y en la época de deshielo corren pequeños ríos por los costados del mismo; el frente es empinado y se observan líneas de flujo bien marcadas. Es un glaciar de roca activo. Hay dos glaciares de roca que descienden de las laderas de los cerros Tolosa y México formados por grandes bloques (algunos de más de 2 m de altura) generalmente pertenecientes a la Formación Abanico. Estos glaciares también se hallan activos y son del tipo lenguado. Se observan además dos adjacientes que son del tipo lateral.

Se encuentran también depósitos de torrentes de barro provocados por el derretimiento de la nieve. En general se movilizan por los cauces de los ríos transitorios. Se observan fenómenos de caída de rocas y conos de deyección.

La parte inferior y media de la quebrada de los Riecillos y la quebrada de Matienzo se halla cubierta por depósitos coluviales. Estos son producidos por el reptaje y la geliflujión esencialmente. El material se halla muy mal seleccionado y anguloso.

En la ladera oriental del Cordón del Límite se observan depósitos producidos por flujos rápidos no encauzados.

c.3) Depósitos fluviales

Se observan depósitos de abanicos aluviales en la parte inferior de las laderas occidentales del cerro México y el cerro Nevado de Matienzo principalmente. Estos son disectados por los glaciares de roca en la quebrada de los Riecillos. No presentan estratificación y predominan los fanglomerados y cenoglomerados con clastos angulosos mal seleccionados pertenecientes a todas las unidades descritas anteriormente.

Se distinguen depósitos de ríos entrelazados en el valle de la quebrada de los Riecillos y la quebrada de Matienzo; en éstas pueden distinguirse como mínimo tres niveles de terrazas, cuya granulometría es muy variada, encontrándose bloques, clastos tamaño arena y limo. Son subangulosos. Los depósitos presentan una no muy visible estratificación paralela.

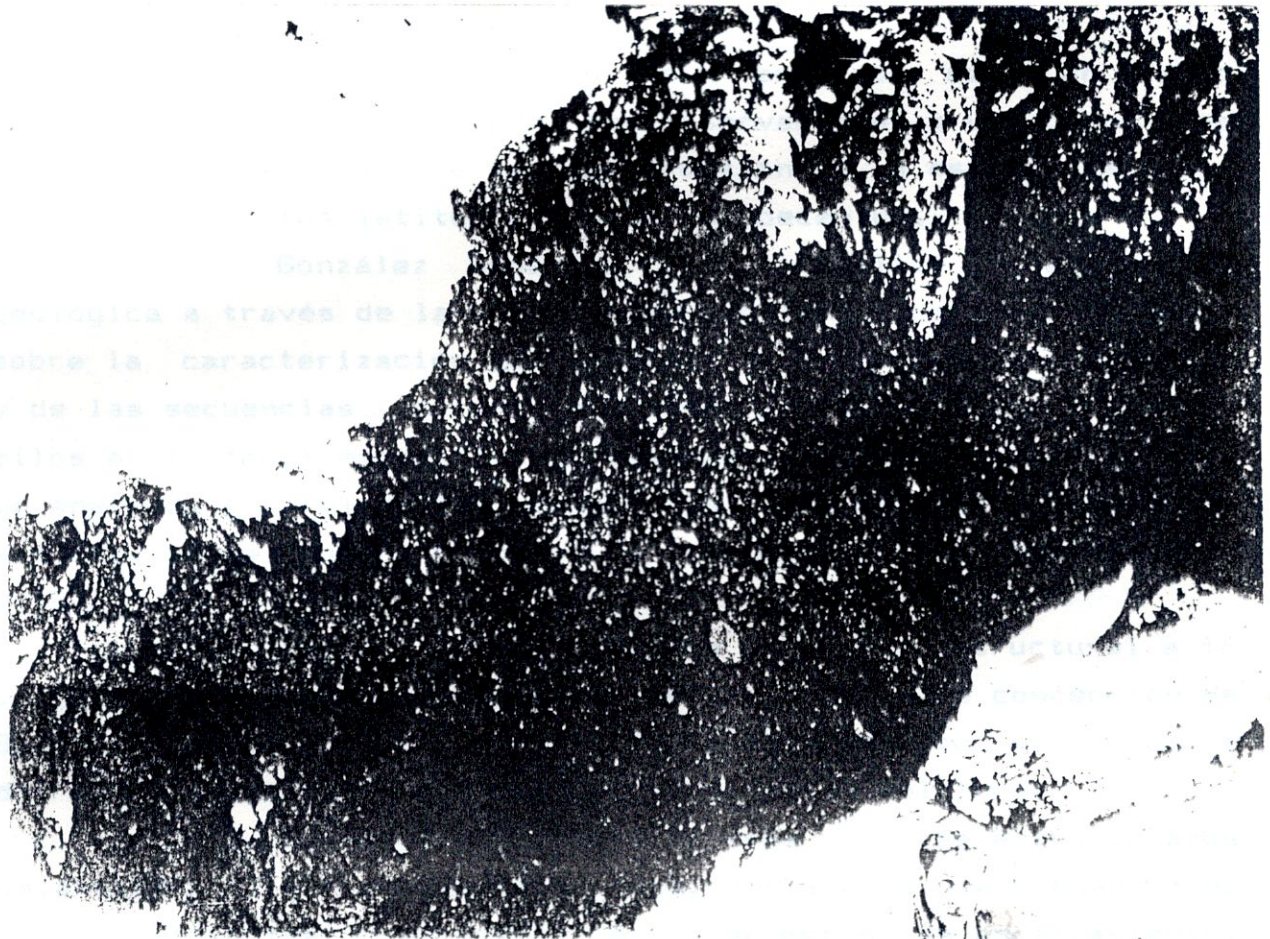


Figura 18: En la margen izquierda de la quebrada de los Riecillos se observa el pequeño afloramiento de depósitos glaciarios.



ESTRUCTURA

3.3.1



**Figura 19:** Un acercamiento mayor a los depósitos glacia-  
rios; yacen en neta discordancia angular sobre los depósitos  
más antiguos. Obsérvese la poca selección y la estratifica-  
ción grosera.

### 3.3 ESTRUCTURA

#### 3.3.1 Introducción

La estructura de la Cordillera Principal pareció simple a los ojos de Darwin (1846), Stelzner (1873, 1885), Wherli y Bucarckhardt (1898), quienes describieron una estructura relativamente sencilla, de plegamientos y fallas subordinadas. Se debe a Schiller (1912) la verdadera caracterización de la estructura de la cordillera. Este autor realizó varios perfiles perpendiculares a lo que él denominaba "cobijaduras" y "sobrecorrimientos".

Su interpretación, sin embargo, cayó en desuso debido a que no pudo volcar sus observaciones a una buena base topográfica, retrasándose la comprensión de la estructura de la Cordillera a estas latitudes, en varios decenios.

González Bonorino (1950) realizó otra sección geológica a través de la cordillera, aportando los primeros datos sobre la caracterización petrográfica de las rocas del basamento y de las secuencias volcánicas. Debido a varios factores, entre ellos a la forma expeditiva de las observaciones y a la falta de un adecuado control de las estructuras fuera del valle principal, sus resultados fueron opuestos a los obtenidos por Schiller en 1912.

Vicente (1972) presenta un perfil estructural a lo largo del río Cuevas, permitiendo así retornar a la concepción de Schiller (1912) en lo que respecta a la constitución geológica del valle principal entre Las Cuevas y Puente del Inca.

Ramos (1985b) realiza tres perfiles estructurales balanceados al sur de Puente el Inca, destacando la presencia de sobrecorrimientos controlados por fenómenos de enrampamiento, infiriendo la presencia de estructuras tipo duplex para explicar la complejidad del área.

A pesar que en los estudios realizados por Ramos (1985b), Cegarra (1987), y en el presente trabajo, el detalle es mucho mayor que en los anteriores, el cuadro obtenido es todavía una simplificación de la realidad. No obstante puede decirse con seguridad que la zona ha sufrido una muy importante tectónica de compresión, produciendo grandes fenómenos de sobrecorrimientos que obedecen al comportamiento de una típica faja plegada y corrida de tipo epidérmico o **thin-skinned thrust belt**. Sobre la base de los perfiles levantados se infiere la presencia de enrampamientos, estructuras duplex y zonas de imbricación, como las señaladas por Ramos (1985b) al sur de esta zona de estudio.

### 3.3.2. Descripción de la estructura

Recorriendo la zona de estudio en sentido oeste-este se observan dos importantes niveles de corrimiento: el primero que inclina aproximadamente  $70^\circ$  hacia el este, se lo puede observar aflorante en la ladera occidental del cerro Nevado de Matienzo, cercano a la cumbre del mismo y continuando hacia el norte en la ladera oriental del cordón de Matienzo. De la observación detallada de la actitud de los estratos a ambos lados de esta estructura, se deduce que, junto con los estratos, la estructura no se halla en su posición normal: se trata de un corrimiento volcado. Hacia el este, subiendo la ladera occidental del cerro México y Tolosa se encuentra otro nivel de corrimientos. Este inclina aproximadamente  $40^\circ$  hacia el este y es de rumbo norte-sur (véase Anexo III).

Hacia el oeste del corrimiento que se encuentra en la vertiente occidental del cerro de los Dedos, México y Tolosa, las secuencias de la Formación Diamante, el Grupo Mendoza y la Formación Abanico se hallan volcadas. Hacia el este del mismo, sin embargo, las secuencias pertenecientes a la Formación Auquilco, al Grupo Mendoza y a la Formación Abanico se hallan en su posición normal (véase Anexo III).

### 3.3.3 Perfil estructural balanceado

Sobre la base de las observaciones efectuadas en el campo se realizó el perfil estructural balanceado (véase Figura 3 y Anexo IV).

Debe tenerse en cuenta que ésta es una representación geométrica de la realidad, da una solución racional a los datos obtenidos, no considerándose algunas estructuras menores ni los diques encontrados en el área.

Además de los errores de medición y de la poca precisión de la base topográfica utilizada, se suman los errores propios del método. Para tener mayor seguridad y precisión en la ubicación en profundidad de las estructuras sería necesario extender el área de observación, pues la zona aquí estudiada se ubica en la parte media de la faja plegada y corrida que constituye la Cordillera de los Andes a estas latitudes.

En la confección de este perfil se han tenido en cuenta las reglas de Dahlstrom (1970), Suppe (1983, 1985) y los modelos de Mitra (1986).

Coincidente con las evaporitas de la Formación Auquilco se ha supuesto una superficie de despegue basal que inclina aproximadamente cinco grados hacia el oeste, siguiendo la pendiente regional adoptada por Ramos (1985b).

El rol fundamental del yeso de la Formación Auquilco fue destacado por Schiller (1912), Groeber (1951) y

Ramos (1985b). Este actúa como base en los niveles de corrimiento. Estos autores destacan también la importancia de la tectónica salina que se encuentra sobreimpuesta al estilo propio de los corrimientos, al acumularse en las charnelas de los anticlinales y en los frentes de corrimiento provocando la formación de diapiros.

Este trabajo, si bien fue realizado en la vertiente occidental de los cerros México y Tolosa, se ha creído conveniente unirlo y correlacionarlo, para integrar un perfil de ambas laderas, con el perfil efectuado por Cegarra (1987).

En la ladera occidental de este cerro se explica la compleja estructura mediante cuatro grandes niveles de corrimiento que repiten tectónicamente las secuencias, provocando el vuelco de las que se encuentran hacia el oeste. Hacia el este se observa un sinclinal conformado por la Formación Auquilco, el Grupo Mendoza, la Formación Abanico y los cuerpos intrusivos pertenecientes a la Formación Farellones.

Cegarra (1987) infiere la existencia de una rampa y por lo menos un duplex para explicar la formación del anticlinal asimétrico que se encuentra en el flanco norte de la quebrada de Tolosa. En la parte superior de la ladera oriental postula una zona de imbricación con escamas tectónicas formadas por la Formación Auquilco y cubiertas por el Grupo Mendoza, evidenciando el rápido acuñamiento de la Formación Tordillo hacia el oeste (véase Anexo IV).

#### 3.3.4 Reconstrucción palinspástica

Se efectuó una reconstrucción palinspástica del perfil descrito anteriormente. Esto se hizo mediante el método gráfico sugerido por Suppe (1983, 1985), que ubica los estratos en su posición original, posibilita el balanceo de los perfiles y el cálculo del acortamiento orogénico sufrido.

El acortamiento mínimo es de aproximadamente 69%. El acortamiento real fue mayor al obtenido pero es imposible de calcular mediante este método. Esto se debe a la imposibilidad de calcular la erosión sufrida por los estratos, la disolución en las calizas, la fluencia plástica del yeso y el cizallamiento interestratal producidos por el intenso diastrofismo.

El valor del acortamiento obtenido es coherente con los determinados por Ramos (1985b): del 65% al 68% para la zona por él estudiada más al sur y el obtenido por Vasquez y Gorroño (1980), que varía entre el 50 y el 72% para la faja plegada y corrida en territorio argentino.

De la reconstrucción palinspástica pueden hacerse importantes observaciones paleogeográficas (véase el Anexo V).

Se observa la gran extensión areal de la Formación

Auquílco desarrollada desde el Caloviano superior al Oxfordiano. Por encima de ésta, el desarrollo de las secuencias de areniscas continentales pertenecientes a la Formación Tordillo y su rápido acuñamiento hacia el oeste, lo que podría indicar la presencia de una cuenca de intraarco para el Jurásico superior, observándose aquí su borde occidental.

La cuenca anteriormente mencionada parece extenderse hacia el oeste con la transgresión marina iniciada en el Titoniano, prolongándose durante todo el Neocomiano. El análisis de los afloramientos y las facies de las calizas muestran que el borde oriental de la cuenca se encontraría para esta época muy cercano al actual límite con Chile, como ya lo menciona Ramos (1985b).

La presencia de una gran masa de rocas volcánicas y volcaniclasticas, cuyas facies indican que tuvieron un origen próximo a un centro volcánico, observadas en el centro de la reconstrucción, como así también los depósitos continentales hallados al oeste y este indicarían la formación y desarrollo de posibles cuencas de intramacizo, de rápida subsidencia, durante el Albiano y el Aptiano. Esto también es coherente con los estudios petrográficos efectuados sobre la Formación Diamante.

El avance de las volcaniclastitas de la Formación Abanico hacia el este sobre los niveles continentales de la Formación Diamante mostraría la migración en esta dirección del arco volcánico, que llevaría al cierre de las cuencas y a su posterior estructuración (véase Anexo V).

### 3.3.5. Diastrofismo

La estructura de la región es notablemente compleja y esto es debido a la superposición de movimientos de las distintas fases diastroficas, donde las más antiguas son enmascaradas por las más recientes.

Las secuencias Mesozoicas se encuentran separadas del basamento pre-jurásico por una fuerte discondancia angular. Esta marca un hiatus en el registro geológico desde el Triásico inferior al Caloviano. Con posterioridad a la fase Sanrafaélica se encuentran los depósitos pertenecientes a la Formación La Manga.

En la secuencia Mesozoica se observan diferentes discordancias y notables cambios en la sedimentación. La discordancia que se encuentra sobre la Formación La Manga es vinculada a la fase Río Grande (Stipanovic y Rodrigo; 1968, 1969), ocurrida entre el Caloviano superior y el Oxfordiano. En el techo de la Formación Auquílco se vincula la caída del nivel del mar con las basculaciones pertenecientes a la fase Araucana (Stipanovic y Rodrigo; 1968, 1969), produciendo la discordancia que las separa

de la Formación Tordillo.

Stipanovic (1969) vincula los depósitos continentales de la Formación Mulichinco (Grupo Mendoza) con los movimientos de la fase Catan-Lil, que produciría un pulso regresivo en el Berriasiano.

En esta zona no se observa la discordancia citada por Yrigoyen (1976). Estas observaciones fueron corroboradas por Ramos e Yrigoyen (1987) quienes no encuentran la existencia de la discordancia más hacia el borde de cuenca.

La estructuración se inició en forma previa a la efusión que dio origen a la Formación Farellones como es evidenciado por la discordancia angular que la separa de la secuencia Mesozoica y de la Formación Abanico. Esta estructuración es atribuida a la fase D2 de plegamiento de Charrier (1981), acaecida en la base del Cretácico superior, o a la fase Incaica o D3 de fines del Eoceno o base del Oligoceno. Ramos (1985b) interpreta a la fase Incaica como probablemente la más importante. Para definir entre las alternativas bastaría con conocer la edad de las volcanitas que infrayacen a la secuencia volcánica de la Formación Farellones en los alrededores del Aconcagua.

Se refiere a los movimientos de la fase Quechua (Groeber, 1951 y Yrigoyen 1979) la deformación principal de la zona, la cual es responsable de la deformación de la Formación Farellones y de los Conglomerados de Santa María cuya edad oscila entre 8 y 10 ma (Ramos y Ramos, 1979). Los movimientos de esta Fase son los responsables de la principal segmentación de la zona de Benioff observada a estas latitudes por Jordan et al. (1983).

La importancia en la zona. La parte media e inferior de las laderas se encuentran cubiertas por un importante manto coluvial formado por depósitos, generando además conos de deyección, y afectados por cursos de agua transitorios. En sitios donde la pendiente es alta, se han encontrado listas de piedras. Se observa en la parte inferior de las laderas fenómenos de soliflucción y descendiendo las laderas del cordón del Lirio se han identificado depósitos generados por flujos rápidos no encauzados.

Los glaciares de roca son muy conspicuos en la zona. Se han identificado ocho de ellos pero sin duda el más importante es el que está ubicado en la parte superior de la quebrada de los Rieciños. Posee surcos longitudinales bien marcados, su frente es escarpado, se observan líneas de flujo en su parte superior. Tiene hielo interglacial y se observan asimismo fenómenos de laminación. En su zona inferior hay un glaciar de roca activo. Dos glaciares de roca de tipo lenguado descienden las laderas occidentales de los cerros México y Tolosa; están formados por grandes bloques aparentemente disjuntos en forma caótica. Estos también son activos. Estos dos glaciares de roca descienden desde

### 3.4 GEOMORFOLOGIA

Las numerosas geoformas observadas en la región son el resultado de los procesos glaciarios, de remoción en masa y fluviales.

Gran parte de las formas mayores encontradas en la zona son el efecto de la acción glaciaria que actuó principalmente durante el Pleistoceno. Sin embargo, en zonas vecinas existen todavía numerosas masas de hielo que, aunque en retroceso, continúan imprimiendo sus rasgos característicos.

En la zona estudiada no se han encontrado importantes depósitos glaciarios, solamente un pequeño afloramiento en la margen izquierda de la quebrada de los Riecillos. Este no supera los 10m de potencia y consiste de una diamictita de color castaño rojizo pobremente estratificada compuesta por bloques de muy dispar tamaño, muy angulosos.

En la quebrada de Matienzo, a unos 100 m al norte de la desembocadura del río proveniente de la quebrada de los Riecillos, se encuentra una serie de rocas aborregadas que tienen en su parte superior conspicuas estriaciones que serían provocadas por el pasaje de un glaciar que se desplazaría por la quebrada de Matienzo, hacia la actual localidad de Las Cuevas. Estas estriaciones son subparalelas al eje del valle.

Tanto el perfil de la quebrada de Matienzo como la quebrada de los Riecillos tienen la clásica forma en "U" de los valles remodelados por el pasaje de un glaciar.

Los procesos de remoción en masa son de gran importancia en la región. La parte media e inferior de las laderas se encuentran cubiertas por un importante manto coluvial formado por reptaje, generando además conos de deyección, y afectado por cursos de agua transitorios. En sitios donde la pendiente es alta, se han encontrado listas de piedras. Se observa en la parte inferior de las laderas fenómenos de soliflucción y descendiendo las laderas del cordón del Límite se han identificado depósitos generados por flujos rápidos no encauzados.

Los glaciares de roca son muy conspicuos en la zona. Se han identificado ocho de ellos pero sin duda el más importante es el que está ubicado en la parte superior de la quebrada de los Riecillos. Posee surcos longitudinales bien marcados, su frente es empinado, se observan líneas de flujo en su parte superior, tiene hielo intersticial observándose asimismo fenómenos de termokarst. Es sin duda un glaciar de roca activo. Dos glaciares de roca de tipo lenguados descienden las laderas occidentales de los cerros México y Tolosa; están formados por grandes bloques aparentemente dispuestos en forma caótica. Estos también son activos. Estos dos glaciares de roca descienden desde

dos valles colgantes que están dispuestos perpendicularmente a la quebrada de Matienzo. En el extremo sur-este de la zona se han identificado dos glaciares de roca de tipo lateral.

Se han encontrado depósitos muy recientes de torrentes de barro generados probablemente por el derretimiento de la nieve y otros que se movilizan por los cauces de los ríos transitorios, siendo luego erodados por los mismos.

Actualmente el proceso fluvial es el principal modelador del paisaje. La quebrada de Matienzo posee una delgada planicie aluvial generada por el río de las Cuevas, de hábito entrelazado, como así también en la parte superior e inferior de la quebrada de los Riecillos. Se observan por lo menos tres niveles de terrazas aluviales, indicando sendos eventos de rejuvenecimiento. En la llanura aluvial del río de las Cuevas se encuentran enormes bloques, de más de dos metros de altura que pudieron ser transportados por el glaciar o cayeron de las laderas aledañas.

Se encuentran abanicos aluviales en la parte inferior de la ladera oriental de la Quebrada de los Riecillos y en la ladera occidental del cerro Nevado de Matienzo.

Los ríos son de régimen transitorio salvo el río de las Cuevas y el proveniente de la quebrada de los Riecillos (véase Anexo VI y figuras 21 a 28).

#### HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la región, se inicia en el Carbónico-Pérmico con la depositación de los sedimentos marinos de mediana y baja energía, de ambiente profundo que se denominan Formación Alto Tupungato. Estos sufrieron una importante deformación, y luego fueron intruidas por cuerpos graníticos durante el Pérmico inferior a medio; estos últimos son los llamados Granitoides Pérmicos. La zona sufre un ascenso y, en discordancia (atribuida a la fase Sanrafaélica) se depositan durante el Pérmico superior y el Triásico inferior las volcanitas y volcaniclastitas correspondientes a la Formación Choiyoi. Con estos depósitos del arco magmático se cierra la evolución del Basamento Prejurásico.

En el Jurásico se implanta un régimen de subducción hacia el oeste, generando un arco magmático al que se vincula el desarrollo de la cuenca Andino-Aconcaguina.

La evolución del arco magmático y la cuenca está estrechamente ligada a los cambios en la velocidad de convergencia entre las placas Pacífica y Sudamericana. La cuenca Jurásico Cretácica posee características de intraarco y de retroarco (Ramos 1985b), con el arco volcánico interno al oeste que desarrolla un arco volcánico externo al este en los periodos de



alta velocidad de convergencia. La expansión de los fenómenos



Figura 20: El cerro Nevado de Matienzo y el gran glaciar de roca con hielo intersticial ubicado en la cabecera de la quebrada de los Riecillos.



Figura 21: Un detalle de la parte distal del glaciar de roca de la figura anterior.



Figura 22: Vista hacia el noroeste desde el cerro Nevado de Matienzo, se observa parte de la quebrada homónima. Sobre la margen izquierda del río de las Cuevas se distinguen las rocas aborregadas formadas por el paisaje glaciario.



Figura 23: Detalle de las estrias glaciarias observadas en la parte superior de las rocas aborregadas de la figura anterior.



Figura 24: Un pequeño torrente de barro provocado por el derretimiento de la nieve. Obsérvese el control de la pendiente en su recorrido.

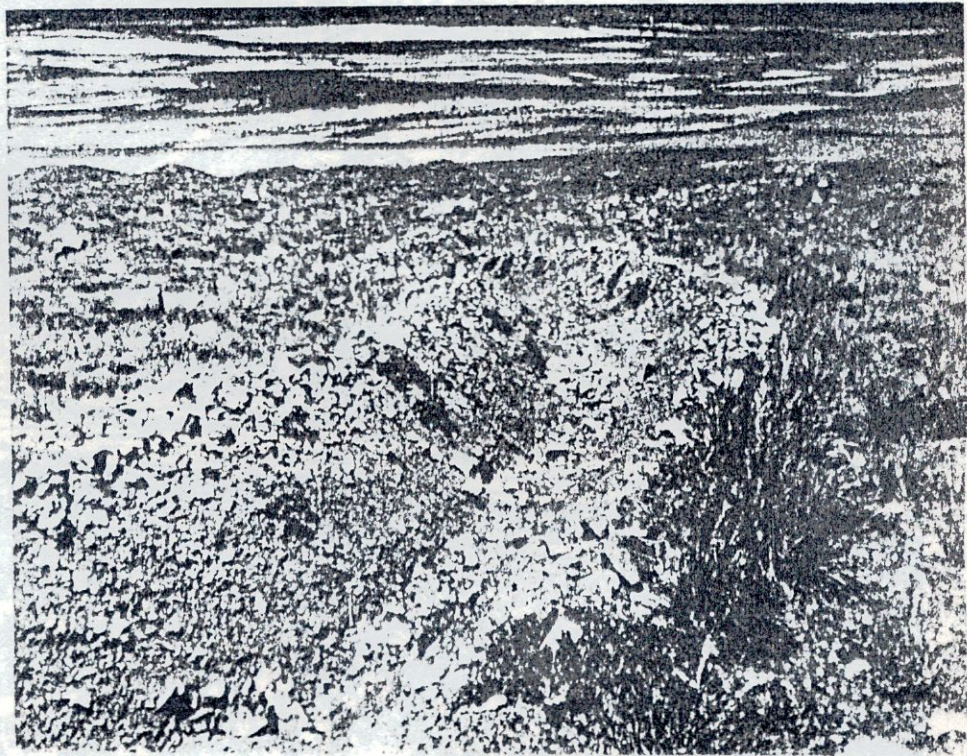


Figura 25: Torrente de barro posteriormente erosionado por un curso de agua transitorio. En segundo plano: la planicie aluvial del río Las Cuevas.

Figura 27: Depósitos de un cono de deyección ubicado en la margen derecha del río Las Cuevas.

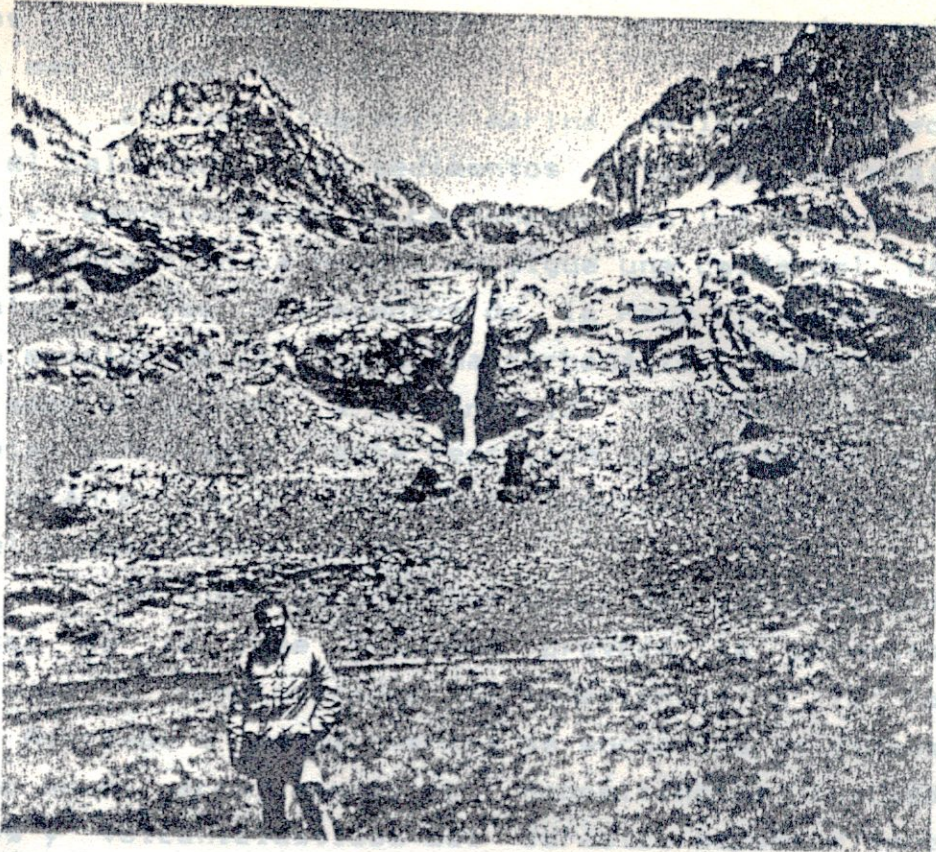


Figura 26: El arroyo Escondido proveniente de la quebrada Potrero, un valle colgante en el límite del kimmeriense superior y titoniense inferior dando origen a los sedimentos pertenecientes al Grupo Mendoza. La sección inferior del mismo grupo está formada por areniscas y calizas. Más al sur se encuentran las ticas de caliza de la zona de Proserpio, tándose a una pendiente de un valor de 30°.



Figura 27: Depósitos de un cono de deyección ubicado en la margen derecha del río Las Cuevas.

Se produce luego la efusión de la Formación

volcánicos coincide estrechamente con períodos de caídas del nivel del mar (Ramos 1985a,b).

Con una ingresión marina se inicia la sedimentación en el Caloviano; los sedimentos litorales, de plataforma, clásticos y esencialmente de carbonatos son los que componen las rocas de la Formación La Manga. Le sigue una caída del nivel del mar vinculada a los movimientos de la Fase Riográndica, produciendo la erosión de la plataforma carbonática, depositándose los conglomerados atribuidos a la Formación "Tordillo". Se producen, también vinculados a esta regresión los depósitos evaporíticos que darán origen a la Formación Auquilco entre el Oxfordiano medio y el Kimmeridgiano inferior.

Un nuevo <sup>DESCENSO</sup> ascenso del nivel del mar atribuido a los movimientos de la fase Araucana provoca la depositación de arenas rojas y conglomerados pertenecientes a la Formación Tordillo. Asociado a estos eventos se encuentra la expansión del volcanismo en el arco magmático, depositándose los sedimentos volcánicos y volcanoclásticos del Jurásico superior denominados Tordillolitense inferior por Groeber (1950).

Se produce una ingresión marina a partir del Kimmeridgiano superior - Titoniano inferior dando origen a los sedimentos pertenecientes al Grupo Mendoza. La sección inferior del mismo se deposita en un ambiente de baja energía, con fósiles Titonianos correspondientes a la Formación Vaca Muerta, culminando con facies de mayor energía. La parte superior es de ambiente de plataforma formado por un potente conjunto de rocas calcáreas y calcareníticas con fósiles, atribuidos a la Formación Agrio. Más al sur se reconocen intercalaciones clásticas y volcanoclásticas de la Formación Mulichinco. La Fase Catan-Lil produce una caída del nivel del mar, vinculada a la expansión del arco magmático Neocomiano. El Grupo Mendoza se interdigita con éste hacia el oeste.

Una nueva expansión volcánica produce el rápido pasaje de los sedimentos marinos de la Formación Agrio a las areniscas y conglomerados rojos continentales atribuidos a la Formación Diamante, depositándose específicamente en el área estudiada potentes espesores debido a la formación de posibles cuencas de intramacizo de rápida subsidencia (Nullo, Haller y Proserpio; 1984). El arco volcánico migra hacia el este depositándose el potente conjunto volcánico y volcanoclástico correspondiente a la Formación Abanico. La expansión volcánica llega a un valor límite luego del cual el volcanismo cesa, produciéndose con posterioridad una fase compresiva que estructura la Cuenca Mesozoica y genera la discordancia atribuida a la Fase Incaica de la orogenia Andica.

Se produce luego la efusión de la Formación

## Trabajo Final de Licenciatura

Farellones entre el Oligoceno y el Mioceno que intruyen los niveles anteriores. Paralelamente, se depositan los sedimentos que darían origen a los Conglomerados Santa María con facies de abanicos aluviales.

Entre los 8 y 10 Ma la zona es afectada por la Fase Quéchuá, de carácter compresivo, que producen los grandes corrimientos y pliegues observados en la región. Según Ramos (1985b) esta fase es responsable de la principal segmentación de la zona de Benioff, produciendo un segmento de subducción subhorizontal a estas latitudes.

Desde el Eoceno el arco volcánico migraría hacia el este, vinculado a la reducción del ángulo de subducción de la placa Pacífica, extinguiéndose el volcanismo en el área hacia fines del Mioceno, migrando también al este el frente orogénico, involucrando la Cordillera Frontal y la Precordillera.

Durante el Cuaternario la región es afectada por las distintas glaciaciones. Los procesos de remoción en masa y fluviales imprimen a la comarca su configuración actual.

### 3.6 CONCLUSIONES

Pueden realizarse las siguientes conclusiones sobre la base de los datos obtenidos en el área estudiada:

- a) En la zona no aflora la secuencia sedimentaria correspondiente a la Formación Tordillo, indicando que el borde de la cuenca en esa época se hallaba más hacia el este.
- b) Se demostró el carácter restringido de las facies correspondientes al Grupo Mendoza.
- c) La procedencia de las areniscas de la Formación Diamante es de un arco magmático de transición que se halla levemente disectado.
- d) Corroboró la interdigitación de los términos volcánicos y epiclásticos de la Formación Abanico.
- e) El "Cuevense" definido por Groeber correspondería a facies restringidas del Grupo Mendoza o a pequeños depósitos carbonáticos de origen lacustre.
- f) Se demostró la existencia de retro y bajocorrimientos en la estructura de la región.

4. AGRADECIMIENTOS

Deseo dejar constancia aquí de mi más sincero agradecimiento a todos los que hicieron posible la feliz finalización de este trabajo, y en especial al Dr. Víctor A. Ramos por su gran dedicación, la paciencia, el conocimiento brindado, y por la forma magistral con que dirigió mi Tesis de Licenciatura; a Juan Pablo Castillo por su invalorable ayuda en el trabajo de campo, al Dr. Ricardo Palma, al Dr. Oscar Limarino y a Eugenio Ferrari por la ayuda prestada en el análisis de los cortes petrográficos; al Arq. Martín Virasoro por su ayuda en la faz cartográfica de este trabajo.

En forma especial también quisiera agradecer todos los consejos y conocimientos brindados por el Dr. Carlos M. Urien durante el transcurso de mi carrera.

... de la vertiente oriental de la Cordillera Frontal de Mendoza...  
 ... 20(3):351-372, Buenos Aires.

GARRA, H.L., 1987. Geología de la cuenca... sector sur, afluyente principal... nes, provincia de Mendoza... ra. (Inédito) Mendoza.

DARWIN, C., 1838. Geological notes made during a survey... and west coast of South America. Londres.

... 1846. Geological Observations on the Valleys... and parts of South America. D. Anstons...

BICKIR... et al... Tertiary... Sandstone... Am. Bull.

... 1942. Clasificación... según... Geol.

5. BIBLIOGRAFIA

- X AGUIRRE LE BERT, L., 1960. Geología de Los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Bol. Inst. Invest. Geol., 9:1-70, Santiago
- AUBOIN, J. y BORRELLO, A.V., 1966. Chaines andines et chaines alpines: reard sur la géologie de la Cordillere des Andes au parallele de l'Argentine moyenne. Bull.Soc. Geol.de France, 7° serie 8:9-36, Paris.
- AVE LALLEMENT, G., 1892. Observaciones sobre el Mapa del Departamento Las Heras-Provincia de Mendoza. Anal. Mus. La Plata 1:1-20, La Plata.
- BRACACCINI, O., 1964. Geología estructural de la zona cordillera de Mendoza y Neuquen, República Argentina. Informe No.14, Contrato No. 1103, Direccion General de Fabricaciones Militares, Buenos Aires.
- CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. Asoc.Geol. Arg., Rev. 20(3):351-392, Buenos Aires.
- X CEGARRA, M.I., 1987. Geología de la quebrada Tolosa Oriental, sector sur, afluente occidental del río de los Horcones, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, (inédito) Universidad de Buenos Aires.
- CONWAY, M., 1899. Aconcagua and Tierra del Fuego. Londres.
- CHARRIER, R., 1981. Mesozoic and Cenozoic Stratigraphy of the Central Argentinian-Chilean Andes (32°-35° S.) and chronology of their Tectonic Evolution. Zbl. Geol. Palaont. Teil I, 1981 (3-4):344-355, Stuttgart.
- X -----, 1984. Areas subsidentes en el borde occidental de la cuenca tras-arco jurásico-cretácica, Cordillera Principal Chilena entre 34° y 34° 30' S. IX° Congr. Geol. Arg., Actas 11:107-124, Buenos Aires.
- X DAHLSTROM, C.D.A., 1970. Structural geology in the easter margin of the Canadian Rocky Mountains Bull. Canad. Petrol. Geol., 18(3):332-406.
- DARWIN, C., 1838. Geological notes made during a survey of east and west coast of South America. Londres.
- , 1846. Geological Observations on the Volcanic Islands and parts of South America. D. Appleton & Co. 648 pp. 2nd. Ed.
- X DICKINSON, W.F. & SUCZEK, C.A., 1979. Plate Tectonics and Sandstone Compsitions. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull. v.63, No. 12. 19pp.
- X -----, et.al. 1983. Provenance of North American Fanerozoic Sandstones in Relation to Tectonic setting. Geol. Soc. Am. Bull. v. 94,222-235.
- X DUNHAM, R.J., 1962. Classification of carbonate rocsk according to depositional texture. Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 1, p 108-121.



EISNER (1987)

- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U., 1984. Pyroclastic Rocks, Springer-Verlag, Berlin. 472pp.
- FITZGERALD, E.A., 1898. Exploration on and around Aconcagua. Geographical Journal XII (5), London.
- , 1899. The highest Andes. London.
- FOLK, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types, in W. E. Ham, ed., Classification of carbonate rocks: Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 1:62-84, Tulsa.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1950. Geologic cross-section of the Cordillera de los Andes at about parallel 33° S. (Argentina-Chile). Bull. Geol. Soc. Amer. 61:17-26, Boulder.
- GORROÑO, R., R. PASCUAL y R. POMBO, 1979. Hallazgo de mamíferos eogénos en el sur de Mendoza. Su implicación en la datación de los "Rodados Lustrosos" y del primer episodio orogénico del Terciario en esa región. VII° Congr. Geol. Arg., Actas II:475-488, Buenos Aires.
- X GROEBER, P., 1946a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal. Asoc. Geol. Arg. Rev. 1(3):177-208, Buenos Aires.
- X -----, 1947. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. Rev. Soc. Geol. Arg. 2(4):141-176, Buenos Aires.
- , 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30°. Museo Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia, Rev. Cienc. Geol. 1(5):1-352, Buenos Aires.
- , 1953. Mesozoico. En Geografía de la República Argentina. Soc. Arg. Est. Geog. GAEA, 2:1-541, Buenos Aires.
- X GULISANO, C.A., A.R. GUTIERREZ PLEIMLING y R. E. DIGREGORIO, 1984a. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia de Neuquén. IX° Congr. Geol. Arg., Actas 1:236-259 Buenos Aires
- X -----, -----, -----, 1984b. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. IX° Congr. Geol. Arg., Actas 1:221-235 Buenos Aires.
- GÜSSFELDT, P., 1888, Reisen in den Anden von Chile und Argentinien. Berlin.
- JORDAN, T.E., B. ISACKS, V.A. RAMOS y R.W. ALLMENDINGER, 1983b. Mountain building in the Central Andes. Episodes, 1983 (3):20-26, Ottawa
- X KLOHN, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincia de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Inst. Invest. Geol. (Chile) Bol. No.8, 95pp., Santiago.
- MALUMIAN, N. y V.A. RAMOS, 1984. Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of Southern South America. Earth Planet. Sci. Lett., 67 (1984):228-237, Amsterdam.
- X MITRA, S., 1986. Duplex structures and imbricate thrust systems:

Trabajo Final de Licenciatura

- geometry, structural position and hydrocarbon potential. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 70(9):1087-1112.
- MUNIZAGA, F. y J. C. VICENTE, 1982. Acerca de la zonación plutónica y del vulcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua. (lat. 32-33° S): Datos radimétricos K-Ar. Rev. Geol. Chile, 16:3-21, Santiago.
- NULLO, F.; HALLER, M., PROSERPIO, S. 1985. Mesozoic Structures Between Volcán Maipo and Cerro Campanario in the Cordillera Principal of Mendoza, Argentina. Simposio de Geología de los Andes y su Relación con Recursos Minerales Energéticos; p21.
- X PEREYRA GARCIA, F.X., 1986. Geología de la quebrada Tolosa, sección norte, afluente occidental del valle de los Horcones. Trabajo Final de Licenciatura, (inédito) Univ. de Buenos Aires.
- X -----, CEGARRA, M., 1987. Geología de la Quebrada del Tolosa Oriental, Provincia de Mendoza. Actas X° Congreso Geológico Argentino IV:256-295, Buenos Aires.
- PISSIS, A., 1852. Descripción geográfica y geológica de la provincia del Aconcagua, Santiago de Chile.
- POLANSKI, J., 1959. El bloque varísico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Asoc. Geol. Arg. Rev. 12(3):165-196, Buenos Aires.
- , 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Ed. Eudeba 216pp., Buenos Aires.
- , 1972. Descripción Geológica de la Hoja 24 ab Cerro Tupungato, provincia de Mendoza. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 128:1-98, Buenos Aires.
- X RAMOS, E.D. y V.A. RAMOS, 1979. Los cilcos magmáticos de la República Argentina. VII° Congr. Geol. Arg. Actas 1:771-786, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1985a. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: facies y desarrollo stratigráfico. Argentina. IV° Congr. Geol. Chileno, Actas, 1,492-5132 Antofagasta.
- , 1985b. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: Reconstrucción tectónica de sus facies, Argentina. IV° Congr. Geol. Chileno, Actas, 2,104-118 Antofagasta.
- , S.M. KAY y C. CINGOLANI, 1985. El vulcanismo cretácico de la región del Aconcagua, provincia de Mendoza, Argentina. Simp. Evol. Magm. de Los Andes, Santiago.
- X -----, YRIGOYEN, M.R., 1987. Geología de la región del Aconcagua, Provincia de Mendoza. Actas Décimo Congreso Geológico IV:267-271, Buenos Aires.
- X RICCARDI, A.C., 1984. Las asociaciones de amonitas del Jurásico y Cretácico de la Argentina. IX° Congr. Geol. Arg. Actas IV:559-595, Buenos Aires.
- X RIVANO, G.S., PADILLA, S.H. y MOSCOSO, R.D., 1982. Geología de la Hoja Los Andes. Región de Valparaíso. Carta Geológica de Chile. Escala 1:250.000, No. 52, Serv. Nac. de Geol. y Min., 67pp. Santiago.
- X ROSENFELD, U., 1987. En H. Miller (ed). Investigaciones recientes

EISNER (1987)

en Latinoamérica: Geología. Proyectos de la Deut. Forshu., p70-78. Bonn.

- X SANGUINETTI, A.S., 1987. Volcanismo Neojurásico-Neocomiano de la Quebrada de Vargas, Alta Cordillera de Mendoza. Actas Xº Congreso Geológico Argentino IX:264-266, Buenos Aires.
- X -----, 1987. El "Tordillolicense" y la Extensión del Volcanismo Neojurásico en la Cuenca Neuquino-Aconcaguina. Actas Xº Congreso Geológico Argentino IV:279-282, Buenos Aires.
- SCHILLER, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la Provincia de San Juan. Anal. Min. Agric. Sec. Geol. Mineral, Min., VII(5):1-68, Buenos Aires.
- X STELZNER, A., 1873. Über die argentinische Cordillere zw. 31º und 33ºS. Br. Neues Jb. Min. Geol. Palaont.: 726-744, Stuttgart.
- X -----, 1878. Beitrage zur Geologie und Palaontologie der Argentinischen Republik. II Palaeont. Theil. Ed. von Fisher, Cassel, 51pp.
- X -----, 1885. Beitrage zur Geologie und Palaontologie der Argentinischen Republik. I. Geologischen Theil Ed. von Fischer, Cassel.;329p.
- X STIPANICIC, P.N., 1966. El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. Asoc. Geol. Arq., Rev. 20:403-478, Buenos Aires.
- X -----, & RODRIGO, F., 1968. The Jurassic and Neocomian diastrophisms in Argentina and Chile. XXIIIº Inter. Geol. Congress, Abstracts, Prague. p98-99.
- X -----, 1969. El avance de los conocimientos del Jurásico a partir del esquema de Groeber. Asoc. Geol. Arq., Rev. 24:367-388 Buenos Aires.
- X -----, & RODRIGO, F., 1969. El diastrofismo mesocretácico en Argentina y Chile, con referencia a los movimientos Jurásicos de la Patagonia, IVº Jornadas Geol. Arq., Actas II:337-352, Buenos Aires.
- X -----, -----, 1970. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. IVº Jorn. Geol. Arq. Actas II:353-368, Buenos Aires.
- X STRECKEISEN, A., 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks. Recommendations and suggestions. N. Jb. Miner. Abq. 134, 1, 1-14
- X SUPPE, J., 1983. Geometry and Kinematics of fault-bend folding. Am. Jour. Sci. 283:684-721
- X -----, 1985. Principles of structural geology. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., 532 pp.
- X THIELE, R., 1980. Hoja Santiago. Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile. Escala 1:250.000 No.39, 51pp. Inst. Invest. Geol.
- X ULIANA, M.A., D.A. DELLAPE y G.A. PANDO, 1977. Análisis estrati-

Trabajo Final de Licenciatura

gráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio, Cretácico inferior de las provincias del Neuquén y Mendoza. Petrotecnia (IAP) 16 (1-2):31-46 y (3):25-33, Buenos Aires.

- VAZQUEZ, J. y R.A. GORROÑO, 1980. Límite de la Faja Plegada en la República Argentina. Asoc. Geol. Arg. Rev. 35(4):582-585. Buenos Aires.
- VICENTE, J.C., 1970. Reflexiones sobre la porción meridional del sistema peripacífico oriental. Conf. on Solid Earth Problems, 37 (1):158-184, Buenos Aires.
- , 1972. Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentino-chiliennes centrales au parallèle de l'Aconcagua. XXIV<sup>o</sup> Congr. Geol. Internac., Sec. 3:423-436.
- WEAVER, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentine. Univ. Washington, Mem. 1:1-469, Seattle.
- X WEHRLI, L. y C. BURCKHARDT, 1898. Rapport préliminaire sur une expedition géologique dans la Cordillere argentino-chilienne entre le 33° et 36° latitude sud. Rev. Mus. La Plata 8:373-388, La Plata.
- X YRIGOYEN, M. 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. I<sup>o</sup> Congr. Geol. Chileno, Actas I(A): 169-190, Santiago.
- X -----, 1979. Cordillera Principal. Segundo Simp. Geol. Reg. Argent., 1:651-694, Acad. Nac. Cienc. Córdoba.

# ANEXO I

## CICLOS SEDIMENTARIOS DEL JURASICO - CRETACICO DE LA CUENCA ANDINA

En base a Groeber (1953), Stipanovic (1969), Uliana (1980), Ramos (1985)

			CUENCA ANDINA		UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS		
TERCIARIO	PALEOGENO	EOCENO	MALALHUEYANO		RIOGRANDICO	F. ABANICO	
		PALEOCENO					
CRETACICO	SUPERIOR	SENONIANO	NEUQUENIANO		ANDICO	G. MENDOZA	
		TURONIANO					
		CENOMANIANO					
	INFERIOR	ALBIANO	DIAMANTIANO	RAYO-SIANO			F. DIAMANTE
		APTIANO	HUITRI- NIANO				
		BARREMIANO	MENDOCIANO				F. AGRIO F. MULICHINCO F. QUINTUCO F. VACA MUERTA
		HAUTERIVIANO					
		VALANGINIANO					
		BERRIASIANO					
		TITONIANO					
JURASICO	MALM	KIMMERIDGIANO	LOTENIANO		F. TORDILLO		
		OXFORDIANO					
		CALLOVIANO				CHACAYANO	
	DOGGER	BATONIANO	CUYANO		F. AUQUILCO F. "TORDILLO" F. LA MANGA		
		BAJOCIANO					
	LIAS	TOARCIANO	SUPERIOR		" JURASICO "		
		PLIENSBAQUIANO					
		SINEMURIANO HETTANGIANO				INFERIOR	