

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

"DESCRIPCION GEOLOGICA Y CARACTERIZACION PETROGRAFICA DE LAS
VULCANITAS CENOZOICAS AFLORANTES ENTRE LOS ARROYOS MONTAÑES Y EL
YESO, CORDILLERA PRINCIPAL, PROVINCIA DE MENDOZA".

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLOGICAS

Pablo José Bouza.

Director: Dr. Francisco Nullo.

Buenos Aires.

Marzo, 1991.

74932

Nº - 676676

Buenos Aires, 19 de Marzo de 1991.0

Señor Profesor : Dr. Víctor A. Ramos


S/D.-

Me dirijo a Ud. a fin de informarle que ha sido designado para integrar la Mesa Examinadora que atenderá el Trabajo Final de Licenciatura: " Descripción Geológica y caracterización Petrográfica de las vulcanillas cenozoicas aflorantes entre los arroyos Montañas y Yeso Cordillera Principal- Pcia de Mendoza

realizado por : Pablo José Bouza

Asimismo le comunico que el Dr. Francisco Nullo Director del Trabajo y el Dr. Roberto L. Caminos también integran dicha Mesa la que en un plazo no mayor de 30 días deberá expedirse.

Saludo a Ud. muy atentamente.

A handwritten signature in dark ink, appearing to be 'Pablo José Bouza', written in a cursive style with a horizontal line underneath.

... a *Margarita*

Señor
DIRECTOR DEL DEPARTAMENTO
DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Dr. HECTOR GARCIA
S / D

De mi mayor consideración:

Tengo el agrado de dirigirme a usted con el objeto de elevar a su consideración el Trabajo de Licenciatura realizado bajo mi dirección por el señor Pablo José Bouza.

El título del citado trabajo es:
"Descripción Geológica y Caracterización Petrográfica de las Vulcanitas Cenozoicas aflorantes entre los arroyos Montañés y El Yeso, Cordillera Principal, Provincia de Mendoza".

Este trabajo reúne información geológica referida a las unidades que comprenden desde el Triásico hasta el Pleistoceno. En ese sentido, el autor realizó una descripción geológica del sustrato volcánico correspondiente al Grupo Choiyoy y a la secuencia sedimentaria mesozoica que caracteriza a la Cuenca Neuquina, donde se identificaron las Formaciones Remoredo, Auquilco, Tordillo y Vaca Muerta.

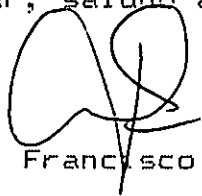
En lo referido al Cenozoico, el autor puso mayor énfasis, en la caracterización petrográfica y geoquímica de las vulcanitas terciarias y pleistocenas.

En el primer grupo de rocas mencionadas, se identificaron rocas del Mioceno medio, asignándole la denominación de "Andesita Montañésito" (nom. nov.) y rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Huincán asignadas al Plioceno superior.

El segundo grupo de rocas corresponden a la secuencia ignimbrítica de la Formación Loma Seca, definida ésta en la Cordillera Principal de Chile Central. En este caso, se ha clasificado al mencionado flujo piroclástico teniendo en cuenta su forma de emplazamiento, su distribución, su grado de soldamiento y su zonación lateral y vertical, la cual ha permitiendo establecer su historia de enfriamiento.

Por lo tanto se estima que la tarea realizada cumple con los requisitos para la graduación universitaria y que su contribución debe ser aprobada.

Sin otro particular, saludo a usted muy atentamente.


Dr. Francisco Nullo.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento al Dr. Francisco Nullo quien me brindó su apoyo en la dirección de este trabajo, como así también a los señores jurado, los doctores Roberto Caminos y Víctor Ramos, por la lectura crítica del manuscrito.

A mis padres, quienes me brindaron la posibilidad de estudiar y acompañaron en estos años de carrera universitaria.

A la Dra. Flavia Salani, por su valiosa ayuda y supervisión del trabajo realizado sobre vulcanitas.

Al Lic. Claudio Parica y a la Dra. Marcela Remesal, quienes me han acompañado y brindado su enseñanza en computación.

A la Lic. Graciela Blasco quien ha clasificado el material fosilífero.

A mis compañeros de campo, el señor Alejandro Darriba y a la señorita Silvia Lanés, por su colaboración en campaña.

Al Lic. Gerardo Laiz, por su valiosa ayuda en el campo.

Al INGEIS, a todo su personal y al Departamento de Ciencias Geológicas, quienes me han brindado la posibilidad de utilizar la computadora para el tipeado del texto.

A YPF, que por medio del personal de la Base Malargüe, aportaron su apoyo en el transporte hacia la zona de estudio.

A la CONEA, por habernos concedido alojamiento en Malargüe.

A la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, por haberme brindado esta formación profesional.

Quiero expresar un profundo agradecimiento a los licenciados Alberto Luna, Pablo Pazos y Claudia Siano, por su amistad en estos años de estudio compartidos.

Finalmente, quiero agradecer a todos mis compañeros de estudio y personas, que de alguna forma colaboraron y acompañaron en este trabajo.

1. INTRODUCCION

Este trabajo ha sido realizado a los efectos de optar por el título de Licenciado en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

El objetivo del trabajo es dar a conocer un análisis desde un punto de vista regional, donde se hizo énfasis en el estudio y caracterización de las volcanitas y depósitos piroclásticos aflorantes en la Cordillera Principal a la latitud 35° 30' S. en la Provincia de Mendoza.

1.I. Ubicación del área de estudio

El área de estudio se halla ubicada entre los 35° 30' de latitud sur y los 70° 13' de longitud al oeste de Greenwich, en el extremo occidental del Departamento de Malargüe, Provincia de Mendoza.

Queda limitada al norte por el arroyo Montañés, al sur por el arroyo El Seguro, al este por el río Grande y al oeste por el límite internacional argentino-chileno (figura 1).

Dentro de los límites descriptos, el estudio se desarrolló a lo largo de las quebradas de los arroyos Montañésito y El Yeso de rumbo aproximado E-O.

La zona se encuentra en la Cordillera Principal, en el ámbito de la Cuenca Neuquina.

1.II. Naturaleza del trabajo

El estudio del área se llevó a cabo durante dos campañas. La primera en el mes de enero de 1989 y la segunda durante el mes de marzo de 1990.

Para el relevamiento geológico se utilizaron fotografías aéreas de escala 1:50.000 aproximadamente, las mismas sirvieron para efectuar el bosquejo geológico, ya que hasta la fecha no se encuentra publicada la base topográfica en dicha escala (figura 1a).

1. III. Investigaciones anteriores

Numerosos investigadores recorrieron la zona y estudiaron las inmediaciones bajo distintos puntos de vista.

Un breve resumen de las investigaciones anteriores en la comarca, fue descripto por Yrigoyen (1979), siendo los trabajos de Groeber (1946) la base de investigaciones posteriores. Los estudios estratigráficos realizados al este y sureste de la zona

(1983), Ricardi (1983) y Malumian et al. (1983) entre otros.

Desde el punto de vista estructural, se pueden citar los trabajos realizados por Auboin et al. (1973), Bettini et al. (1979) y Nullo et al. (1985).

Los estudios efectuados en vulcanología, fueron realizados por Haller et al. (1985 a y b) y Bermudez y Delpino (1987) entre otros.

1.IV. Fisiografía

1.IV.a. Orografía

El área de estudio presenta un relieve muy irregular, abrupto y montañoso, típico de la Cordillera Andina.

En la mencionada zona, la altura máxima, ubicada en el límite internacional argentino-chileno, está representada por el cerro Mora (3360 m), también denominado por los lugareños como el cerro Negro o del Diablo debido a su dificultoso acceso.

El promedio de alturas registradas en la zona de estudio, alcanzan aproximadamente los 2500 m, las cuales disminuyen paulatinamente hacia el este, hasta el valle del río Grande, donde llegan a los 2200 m.

Sobre la margen oriental del mencionado río, fuera de la comarca, el relieve vuelve a cobrar alturas considerables como la que presenta el cerro Tricolor (2740 m).

1.IV.b. Hidrografía

El colector principal de la red hidrográfica del área de estudio, está representado por el río Grande de pendiente norte-sur y que limita el sector oriental de la mencionada área. Constituye, junto al río Barrancas, el curso superior de la Cuenca del río Colorado, aportando a dicho sistema las 4/5 partes de su caudal.

A su vez, los ríos Tordillos y Cobre, constituyen la alta Cuenca del río Grande provenientes del sector limitrofe, alimentándose de una nutrida red de arroyos que bajan de las laderas orientales del volcán Tinguirica y del cerro Horno.

La confluencia de los mencionados ríos se ubica al norte de nuestra área de estudio, en el paraje denominado Valle Hermoso.

Hacia el sur, el río Grande se alimenta tanto de la margen limitrofe como la oriental, donde en esta última son importantes los arroyos Estrechura, de la Pampa e Infiernillo.

Luego hacia el sur, el río Grande se encajona y tuerce hacia el SSE, hasta el área del Portezuelo del Viento.

En el área de estudio, desde el límite internacional, tienen sus cabeceras los arroyos Montañés, Montañesito y El Yeso, los cuales vierten sus aguas al sistema del río Grande sobre la margen occidental del mismo.

Los mencionados arroyos se alimentan, tanto desde sus cabeceras como de las laderas de sus quebradas, por otros de menor envergadura. Entre ellos se pueden mencionar al arroyo Laura, afluente del Montañés desde su ladera norte y a los arroyos El Mora y Cartagena, afluentes de El Yeso desde sus laderas norte y sur respectivamente.

1.IV.c. Clima

En la zona surmendocina, los rasgos climáticos fundamentales se desprenden de los registros realizados en la estación meteorológica del Servicio Meteorológico Nacional ubicado en la localidad de Malargüe.

La temperatura media anual registrada, señala un pasaje de templado a fresco suave (15,1° a 20,0° C - 10,1° a 15,0° C).

Las máximas medias anuales van del cálido (25,1° a 30,0°) a fresco suave (10,1° a 15,0° C) y las mínimas medias anuales comprenden el frío moderado (0,1° a 0,0° C), pero durante los meses de mayo, junio, julio, agosto y septiembre, la temperatura desciende en la escala decimal a frío intenso (menos de -10,0°).

Tanto la amplitud media diaria, como la anual, registran índices mayores que en otras regiones. Ello indica un grado de continentalidad en aumento, motivado por la disposición del relieve y su interacción con los elementos meteorológicos.

1.IV.d. Suelos y Vegetación

Los suelos predominantes son arenosos y pedregosos, desarrollados sobre las planicies pleistocenas.

En ambos márgenes del río Grande, se disponen terrazas arenosas con incipiente desarrollo de suelos, que ocasionalmente pueden ser utilizadas para el cultivo.

La vegetación es escasa debido al alto grado del índice de aridez y a la altitud. Por encima de los 2000 m, se desarrollan las llaretas (Azorella sp.), mientras que por debajo de esta altitud, crece la jarilla (Larrea sp.), Molle, Cháñar, etc. y en el fondo de los valles dominan los pastos duros.

1.V. Geografía Humana

1.V. Geografía Humana

1.V.a. Vías de Comunicación y Medios de transporte

A la zona de estudio se accede por la ruta nacional N° 40, hasta la localidad de Bardas Blancas. De allí parte la ruta provincial que bordea el río Grande hacia el norte, hasta la localidad de Las Loicas. En este sector, la ruta se bifurca hacia el sur y hacia el norte. La primera llega hasta el área de los Baños del Cajón y la segunda continúa bordeando el río Grande, llegando hasta el destacamento de Gendarmería Nacional, ubicado en el volcán Peteroa. Por esta ruta se llega a la zona de estudio, ubicada en el puesto de veranada denominado Doña Angela.

1.V.b. Población

La población más cercana a la comarca, es Las Loicas, ubicada en el sector sur. Dicho núcleo humano cuenta aproximadamente con 40 pobladores. En el resto del área, los puestos están habitados en épocas de verano y primavera, siendo utilizados para el pastaje de animales caprinos y ovinos.

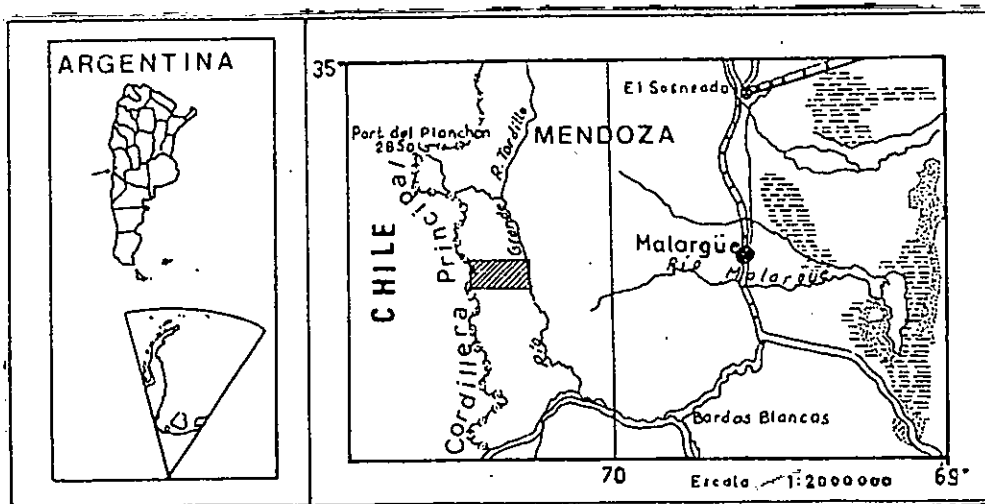


Figura 1.- Mapa de ubicación de la zona de estudio.

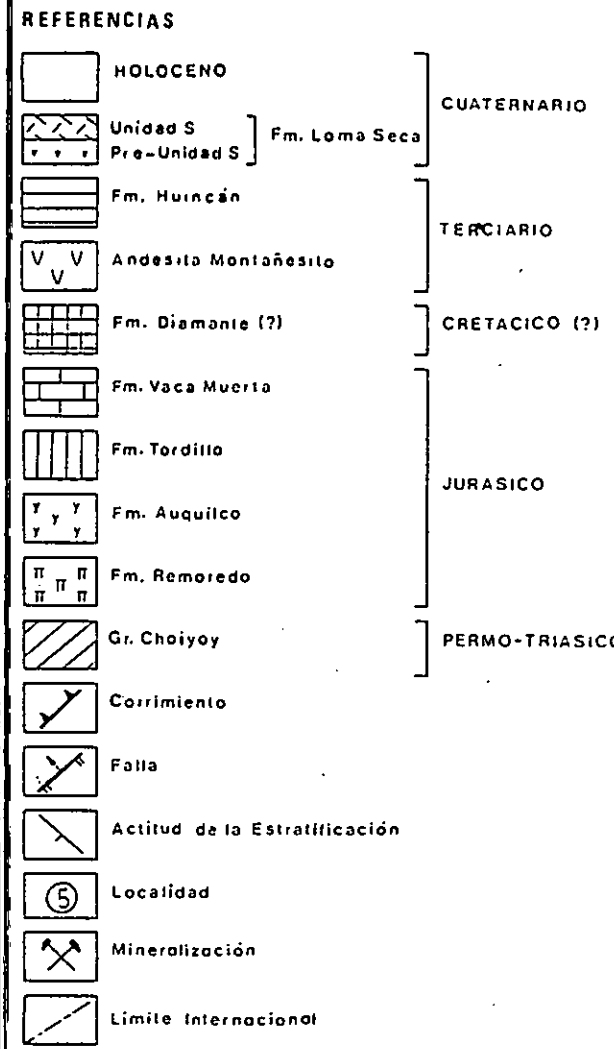
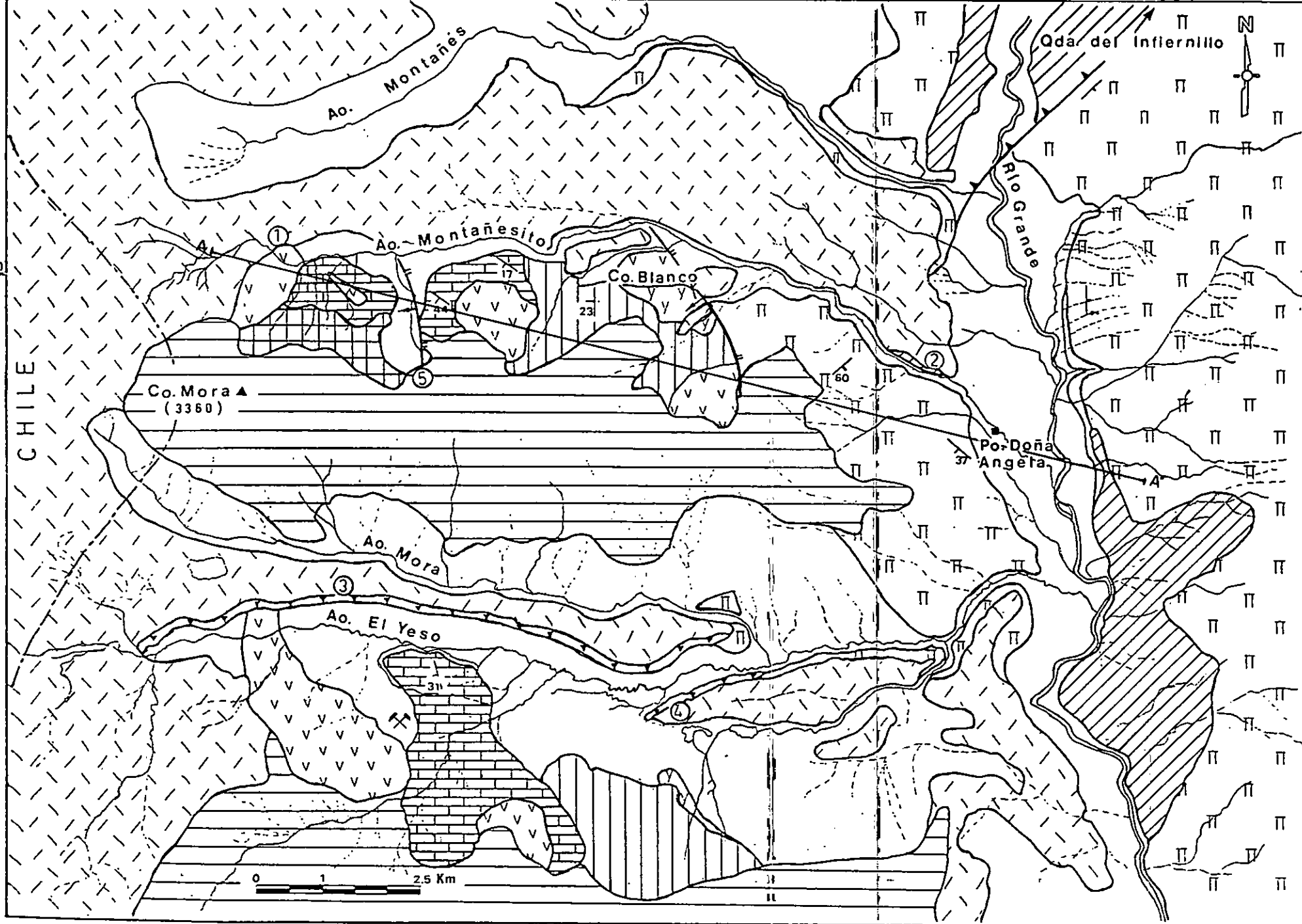
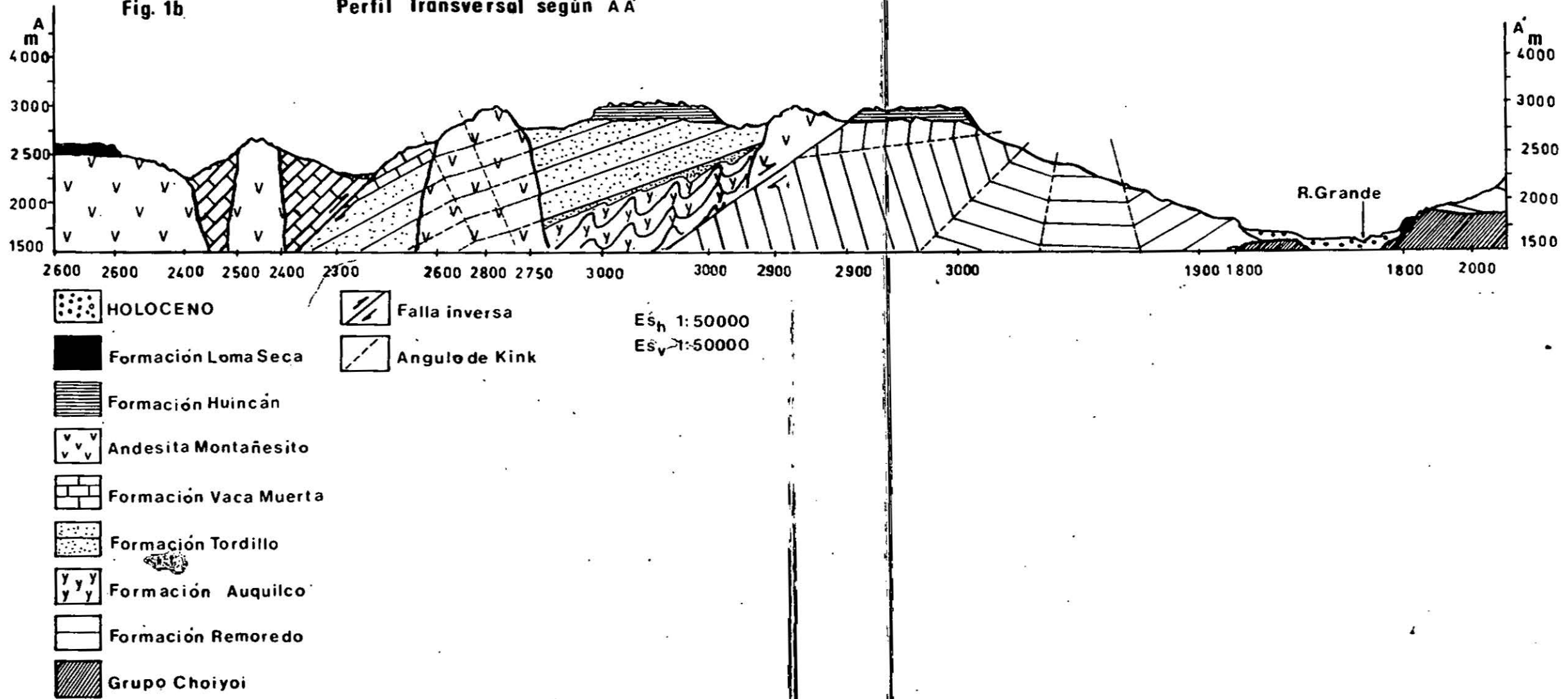


Figura 1a.- Bosquejo geológico de la zona de estudio. Las localidades indican las áreas donde se realizaron los perfiles correspondientes a la Formación Loma Seca.

Fig. 1b

Perfil Transversal según AA'



2. ESTRATIGRAFIA

2.I. Introducción al conocimiento de la Cuenca Neuquina

La denominación de Cuenca Neuquina está referida a su comportamiento área de acumulación sedimentaria durante el Jurásico y Cretácico.

Numerosos investigadores han contribuido al conocimiento geológico de esta Provincia Geológica, la cual ha brindado un ámbito ideal para el desarrollo de estudios y modelos deposicionales.

Los trabajos realizados en este ámbito geológico, incluyen la mención de un sustrato Permotriásico compuesto por rocas volcánicas, denominado Grupo Choiyoi, sobre el cual se desarrolló la secuencia sedimentaria mesozoica, caracterizada por cuatro ciclos transgresivos-regresivos.

Rolleri et al. (1978) realizaron una detallada síntesis de las investigaciones llevadas a cabo desde fines del siglo pasado, hasta los últimos estudios y esquemas estratigráficos.

Digregorio y Uliana (1976) describieron los principales ciclos de sedimentación, resurgiendo los conceptos definidos con anterioridad por Groeber (1946). Este autor utilizó una terminología para dividir la secuencia de sedimentación mesozoica en los siguientes ciclos: "Jurásico", "Andico" y "Riograndico", excluyendo en el primero al Tithoniano, el cual pasaba al Andico.

El ciclo de sedimentación "Jurásico" es a su vez dividido en dos subciclos denominados Cuyano y Loteniano-Chacayano, ambos limitados por discordancias regionales y vinculados a cambios eustáticos relativos del nivel del mar.

Gulisano (1981) estudió la secuencia sedimentaria en el norte de Neuquén y sur de Mendoza en donde observó un nuevo ciclo de sedimentación dentro del "Jurásico", denominándolo "Precuyano", caracterizado por depósitos epiclásticos y piroclásticos, incluyendo en él a la Formación Remoredo y sus equivalentes.

MESOZOICO

2.II. Triásico

2.II.a. Grupo Choiyoi

Groeber describió a esta unidad por primera vez en 1929, denominándola "Serie Porfirítica Supertriásica" y más tarde, en 1946 le da el nombre de "Choiyolitense".

Esta unidad esta compuesta por un conjunto de rocas volcánicas, piroclásticas y epiclásticas intercaladas, integrantes de una asociación volcanoclastica continental, de gran extensión areal y desarrollo vertical, constituyendo, en gran parte, el basamento técnico de la Cuenca Neuquina.

La distribución de sus afloramientos es algo irregular en el sector Andino, en la Cordillera Principal sus asomos son mas bien escasos y de extensión reducida. Longitudinalmente se conocen estas rocas desde el límite austral de la Provincia de Neuquén (Turner y Cazau, 1978) hasta aproximadamente el sector centro oeste de la Provincia de San Juan, en el faldeo occidental de la sierra de la Ortiga (Marin y Nullo, 1988).

El Grupo Choiyoi en el área de la Cuenca Neuquina, constituye el núcleo de varios anticlinales, siendo la sucesión típica la que aflora en la Cordillera del Viento y de donde proviene el nombre del Grupo.

En general la composición de la unidad varía entre riolítica-dacítica hasta basáltica, ésta última de poca distribución y sólo se presenta en las localidades tipo. Las intercalaciones sedimentarias se disponen en la parte media de la secuencia, son delgadas, bien estratificadas y compuestas principalmente por fragmentos líticos de vulcanitas de composición similar a las infrayacentes.

En su base, el Grupo Choiyoi puede presentar capas conglomerádicas y bancos de areniscas gruesas, lenticulares como en la Cordillera del Viento. En otros casos, el conglomerado basal puede estar integrado por clastos de rocas graníticas y menos común por ectinitas. Litológicamente, en general, se puede considerar un predominio de brechas y aglomerados volcánicos y escasa participación de rocas volcánicas básicas y sedimentarias epiclásticas (Turner y Cazau, 1978).

En Cordillera Frontal, Caminos (1965, 1979) realizó una detallada descripción de esta unidad, integrándolas en las vulcanitas del ciclo eruptivo varísico, donde la secuencia volcánica, en el flanco oriental del Cordón del Plata, descansa sobre el Complejo Metamórfico (Paleozoico inferior), la Formación Loma de los Morteritos (Carbónico medio a superior) y sobre la Formación El Plata (Carbónico superior). En la base de la serie menciona un conglomerado basal, denominándolo Conglomerado del Río Blanco, constituido por clastos angulosos y subangulosos de filitas y areniscas carbónicas, cuarzo, andesitas y riolitas muy alteradas, con escasa matriz arenosa. Conglomerados similares han sido descriptos en Precordillera y en las sierras de San Rafael.

Según Caminos (1965), corresponderían a depósitos de corto

transporte que rellenaron el relieve antiguo antes y durante las primeras efusiones, debido a que aparecen, a veces estas sedimentitas, intercaladas en la parte inferior del Grupo Choiyoi. Este autor considera a este depósito conglomerádico como un horizonte guía debido a su extensa distribución areal al comienzo de la efuividad variscica, observación mencionada también por Harrington (1941) con el Conglomerado de las Pircas, o Coira y Koukharsky (1976) con el miembro inferior de su Formación Portezuelo del Cenizo, extendiendo su distribución hasta la cordillera del Viento. Sobre el Conglomerado del Río Blanco, se apoya un conjunto potente de bancos de andesitas y dacitas brechosas; los clastos de dichas brechas son de andesitas porfíricas en una matriz de composición igual o más ácida y considerada como brecha de flujo.

En la parte superior del Grupo Choiyoi, las capas son de composición más ácida y más tobácea, donde se hacen presentes tobas vitrocrystalinas riolíticas y riodacíticas.

Luego sobreviene una fase hipabisal predominantemente ácida, constituida por cuerpos intrusivos de riolitas porfíricas que asoman en el Cordón del Plata y el Cordón del Tigre. Estos cuerpos intruyen a los mantos de vulcanitas y a las vulcanitas carbónicas de la Formación El Plata. Las intrusiones más básicas están representadas por pequeños cuerpos, generalmente por diques de basandesitas y andesitas.

En el sector oriental del Cordón del del Tigre, Koukharsky (1966) y Coira (1966), describieron la serie volcánica dividida en dos partes. La parte inferior también comienza con un conglomerado basal y luego le sigue una sucesión de mantos de tobas vitrocrystalinas y bancos de andesitas porfíricas. La parte superior, es predominantemente más ácida y constituida por ignimbritas fundamentalmente riolíticas, estas rocas compactas son de aspecto vítreo, con marcado diaclasamiento columnar. De acuerdo a las numerosas observaciones efectuadas por estos autores, advierten una tendencia al emplazamiento de los términos más ácidos (riolíticos) en el sector superior del Grupo.

En la región del río Grande las rocas del Grupo Choiyoi son densas, compactas y se parten en fragmentos angulosos, observándose un denso patrón de diaclasamiento (foto 1). Son muy resistentes a la acción de agentes erosivos, conformando altos positivos en los aportillamiento de las estructuras anticlinales. También es frecuente una grosera estratificación dada por la superposición de bancos de tobas de variada coloración y espesor (Nullo, 1985).

En el área de estudio, aflora en las desembocaduras de los arroyos Montañés y Montañesito con el Río Grande. Estos asomos son pequeños y están mejor expuestos hacia el norte y en la margen oriental del Río Grande, fuera del área de estudio, en la

quebrada del Infiernillo (foto 2), donde se observa que constituyen el núcleo de una gran estructura braquianticlinal, con buzamiento aproximado hacia el sur. En este sector se desarrollaron los trabajos de Lanés (en preparación).

El extremo austral de dicha estructura, se encuentra en la desembocadura del arroyo El Seguro con el Río Grande a unos 3 km del límite austral de la zona de estudio. En dicho sector las rocas se encuentran muy alteradas, tanto en su composición litológica como mineralógica. Nullo (1985), describió esta unidad en el antedicho arroyo y mencionó la presencia de cuarzo, plagioclasa (andesina media) y feldespato potásico en proporciones subordinadas. Los fenocristales de muscovita son escasos y están alterados, los de feldespato y plagioclasa también lo están en agregados de sericita. Muestras extraídas del arroyo Montañesito presentan, macrocópicamente características similares a las descritas en el arroyo El Seguro.

La roca es pardo amarillenta a pardo rojiza en superficies expuesta y en fractura fresca va del blanquecino al rojizo principalmente. Es característico en este sector una cierta zonación de estos tonos. Los asomos son macizos, compactos, y en muestra de mano presentan textura microgranosa, en donde se puede observar la presencia de cuarzo, feldespato de color rosado a pardo rojizo y en menor grado mafitos no identificados.

Edad

La edad del Grupo Choiyo¹ es discutida y variada de acuerdo a la evolución de las investigaciones y según distintos autores. Es así que abarca desde el Carbónico superior al Triásico superior. Las primeras bases para la datación del Grupo Choiyo² se apoyaban en determinaciones paleontológicas y relaciones de campo. Posteriormente, las dataciones radimétricas aportaron mayor información y delimitaron las edades en distintas áreas.

Rolleri y Criado Roque (1969), reunieron las vulcanitas neopaleozoicas de Cordillera Frontal y Precordillera bajo la nomenclatura de Formación Choiyo¹, modificación del término "Choiyolitense" de Groeber (1946), asignándole una edad permotriásica.

Stipanovic (1983), en base a dataciones radimétricas y la presencia de flora de Dicroidium zuberi limita la edad del Grupo al Triásico medio bajo.

Cortés (1985), obtiene una datación de 275 ± 10 Ma en la parte inferior de la unidad, correspondiente a la Formación Portezuelo del Cenizo, la cual correspondería al Pérmico inferior.

En la sierra de Ortiz, Marin y Nullo (1988), describieron secuencias lávicas y tobáceas equivalentes a la Formación Horcajo (Mirre, 1966), cuyas edades fluctúan entre 244 ± 10 y 210 ± 10 Ma (Camino et al. 1979), comprendiendo el Triásico s.l.

De acuerdo a la recopilación de edades radiométricas obtenidas, Ramos y Ramos (1979) proponen la presencia de dos subciclos magmáticos Tardío Hercínicos correspondientes al Pérmico inferior y Pérmico superior - Triásico inferior respectivamente.

Geotectónica

La geoquímica del Magmatismo Permo-Triásico ha sido caracterizada como la derivación de un magma calcoalcalino normal pero con una cierta tendencia a la alcalinidad y típico de zonas orogénicas (Camino 1965, 1979). Parada (1984) describió geoquímicamente, para el centro oeste andino, la relación entre el ciclo Hercínico (Eocarbonífero), caracterizado por granitos de tipo I, proveniente del fraccionamiento de un magma de composición intermedia a básica y del ciclo Tardío y/o Post Hercínico, del cual se vinculan las volcanitas aquí tratadas, representado por leucogranitos micáceos y anfibólicos, los cuales caen en los campos calcoalcalino y toleíticos comparables a los granitos de tipo S y A respectivamente, provenientes de una fusión parcial de la corteza.

En cuanto a la evolución geotectónica, se considera a las volcanitas del Grupo Choyoy y plutonitas asociadas, como constituyentes de un arco magmático, emplazado en el margen occidental del Gondwana en el Paleozoico Superior (Ramos et al., 1984; Rapalini, 1989).

Estudios paleomagnéticos han sido efectuados recientemente por Rapalini (1989) en la Cordillera del Tigre, donde determina una magnetización remanente estable y postula un modelo tectónico, el cual explica rotaciones producidas por movimientos transcurrentes dextrógiros, paralelos o subparalelos al margen continental Pacífico del Supercontinente de Gondwana, generados por una subducción oblicua hacia el norte de la placa oceánica ProtoPacífica, en forma similar a la subducción actual de diversas zonas.

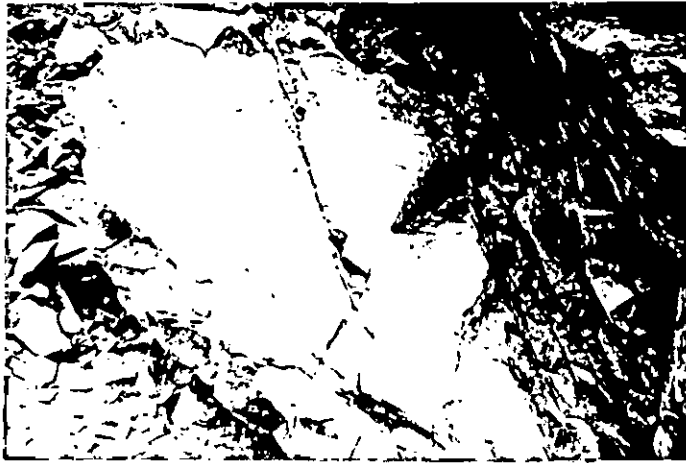


Foto 1.- Afloramiento del Grupo Choiyoi mostrando intenso diaclasamiento.



Foto 2.- Afloramiento del Grupo Choiyoi en el área del Infiernillo.

2.III. Jurásico

2.III.a. Formación Remoredo

Esta unidad representa un episodio inicial de sedimentación de tipo continental que rellena durante el Liásico, las depresiones estructurales originadas en el Grupo Choiyoi (Gulisano, 1981).

La Formación Remoredo fue descrita por primera vez por Groeber et al. (1953) con el nombre de "Serie Remoredo" o "Remoredoense" para el área de Sierra de los Reyes, Anticlinal Malargüe, Sierra Azul y Bardas Blancas, en el sur mendocino.

Stipanovic (1983) y Gulisano et al. (1984) relacionaron a la Formación Remoredo con la Formación Planicie Morada (Digregorio, 1965) y con la Formación Piedra del Aguila, en el este y suroeste de Neuquén respectivamente.

Gorroño et al. (1984) mencionaron a la Formación Remoredo en la zona de Malargüe, en donde observaron, que dicha secuencia pasa hacia el noroeste, a facies marinas con pulsos menores continentales, mayormente psamítico, incluyendo a las Formaciones El Freno (Reijenstein, 1967) y Puesto Araya (Volkheimer, 1978).

Trabajos cerca del área de estudio, fueron realizados por Gulisano (1976), en el área del anticlinal de Malargüe. Nullo (1985) los lleva a cabo en la región norte del Río Grande, en la cual se incluyen los de la comarca aquí descrita y en donde se desarrollaron los trabajos de Lanés (en preparación).

La distribución de los afloramientos de estas sedimentitas en las inmediaciones, se disponen en las márgenes del Río Grande, hacia el norte, llegando hasta el arroyo El Fierro por el oeste y el paraje denominado El Infiernillo por el este (foto 3). Hacia el sur, los asomos llegan al arroyo El Yeso, en la margen occidental del Río Grande y hasta el arroyo De La Totorá en la margen oriental del mismo. En el área de estudio, la unidad asoma sobre la margen occidental del Río Grande (foto 4) y puede ser seguido por las quebradas, unos 3 Km hacia el oeste.

La unidad, descrita por Nullo (1985), está caracterizada por una secuencia de rocas clásticas y piroclásticas constituidas por potentes bancos de areniscas líticas de grano medio a fino, de composición cuarzo-micácea, de color borra de vino. En algunos bancos, la secuencia es granodécreeciente, presentando en el plano de estratificación abundantes marcas de fondo, la granulometría fina esta representada por delgados niveles pelíticos. Hacia la base, hay un predominio en los términos conglomerádicos finos, con clastos redondeados de volcanitas, provenientes por destrucción, de las rocas del Grupo Choyoy, el cual subyace en forma discordante, observándose esta discontinuidad desde el arroyo Montañés hacia el norte del área de estudio.

El techo de la secuencia no está visible y se encuentra afectado tectónicamente, poniéndola en contacto con la Formación Auquilco (Oxfordiano superior).

Las potencias son variables según el lugar donde aflore, en general las alturas máximas se registran en la margen oriental

del Río Grande, entre 350 a 450 m, correspondiendo la mayor potencia al faldeo inferior del Cerro Tricolor (foto 5).

De acuerdo a las características litológicas y su coloración rojiza, estos sedimentitas corresponden a depositos de tipo continental en condiciones oxidantes. El hallazgo de fósiles marinos hacia el techo en un delgado horizonte calcáreo, indica una corta influencia marina. En general predominan condiciones de baja energía, dada por la granulometría pelítica y episodios de alta energía, están evidenciados por las intercalaciones arenosas y areno-conglomerádicas.

Edad

Dessanti (1973) mencionó estas sedimentitas como Formación Puchenque, asignándole una edad liásica a dogger, más tarde, Gorroño et al. (1984) correlacionaron esta unidad con las Formaciones El Freno y Puesto Araya (Volkheimer, 1978) de edad hettangiana en la primera y sinemuriana-toarcina para la segunda, otorgándole a la Formación Remoredo una edad liásica s. 1.

La edad de la Formación Remoredo, tanto para el área tipo como para la aquí descrita, no se pudo determinar con exactitud debido a la falta de material fosilífero. De acuerdo con las relaciones estratigráficas se apoya en discordancia angular sobre las volcanitas del Grupo Choiyo y cubiertas, hacia el este y fuera de la comarca, por depósitos del Dogger inferior, por lo que se le asigna Lias s. 1.



Foto 3.- Formación Remoredo. Afloramientos sobre la margen oriental del río Grande, en las inmediaciones del área del Infiernillo. Obsérvese la suave inclinación hacia el este de sus capas.



Foto 4.- Relación entre la Formación Remoredo (parte inferior de la foto, suavemente inclinada) y la Formación Huincán (parte superior de la foto, subhorizontal). Afloramientos sobre la margen occidental del río Grande.



Foto 5.- Formación Remoredo. Afloramientos en el cerro Tricolor (margen oriental del río Grande), donde la unidad registra la mayor potencia.

2.III.b. Formación Auquilco

Esta unidad fue mencionada por Shiller (1912) como "Yeso Principal" para una vasta extensión de la alta Cordillera de San Juan y Mendoza. Más tarde Weaver (1931) describió esta secuencia en la Laguna de Auquin-Co, en la provincia de Neuquén bajo el

nombre de Formación Auquilco, denominación modificada por Groeber (1946 pag.10) como indica el epígrafe.

La Formación Auquilco está constituida casi completamente por depósitos de yeso blanco al que acompañan en forma subordinada calizas de color gris claro a amarillento y pelitas rojas. Hacia la parte interna de la Cuenca Neuquina, predomina el yeso, con algunas intercalaciones de caliza estromatolíticas, calizas oolíticas y calizas packstone fosilíferas con fauna de pelecípodos de ambiente marino restringido (Gulisano et al., 1984).

Las secuencias tipo se hallan ubicadas en la provincia de Neuquén, en la laguna de Auquil-Co, Yesera del Tromen, sierra de la Vaca Muerta y en la margen izquierda del río Agrio desde Loncopué hasta las Lajas. En subsuelo se extiende en la zona axial del engolfamiento neuquino (Digregorio, 1978).

En las inmediaciones de la comarca aquí descrita, las mejores exposiciones se encuentran en casi todo el recorrido del arroyo Calqueque, en las cabeceras del arroyo Poti Malal, arroyo La Vaina, en el sector noreste y sur del cerro Puchenque y en el área norte del cerro Desagüe (Groeber, 1946; Nullo, 1985).

En el área de estudio, los asomos son pequeños y se disponen en dirección N-S sobre la margen occidental del río Grande, aproximadamente en el tramo medio de los arroyos Montañés, Montañesito y El Yeso, constituyendo afloramientos aislados, con intensa deformación plástica, presentando una notable variabilidad de espesores y con importante desarrollo de pliegues. La unidad aquí descrita está compuesta fundamentalmente por yeso blanco, con intercalaciones de calizas grises, lo cual muestra dos episodios de sedimentación en los que se repite la sucesión calizas estromatolíticas-evaporitas.

La mejor exposición de esta unidad se halla en el cerro Blanco, sobre la ladera sur del arroyo Montañesito, con una potencia máxima de aproximadamente 100 m (foto 6).

Con respecto a las relaciones estratigráficas, las mismas no se han observado, ya que siempre se la encuentra asociada a contactos tectónicos, sobre sedimentitas liásicas de la Formación Remoredo.

Con respecto al ambiente deposicional, se considera a esta Formación, de acuerdo a las características litológicas, como depositada en un ambiente marino restringido que evoluciona transicionalmente a una continentalización o ambiente de sabkha supralitoral o costanero (Digregorio, 1978; Digregorio y Uliana, 1980).

Gulisano (1988), describió a la Formación Auquilco en la

parte media de la sierra de la Vaca Muerta hacia el norte y mencionó la presencia de dos litofacies bien definidas, una evaporítica, integrada por yeso estratificado y nodular con intercalaciones de pelitas rojas subordinadas y otra de tipo carbonático, constituidas por calizas estromatolíticas y brechosas principalmente y menos común calizas packstones y oolitas. Según este autor estas dos litofacies pertenecerían a un ambiente marino hipersalino donde el yeso precipita en la parte más profunda y las calizas lo hacen en la periferia de la cuenca, posiblemente depositadas en un ambiente de llanura de marea. De esta forma se verifica que las evaporitas transgredieron a los niveles calcáreos, lo que pone de manifiesto una expansión del área de sedimentación evaporítica.

Edad

Se atribuye esta unidad al Oxfordiano superior, por yacer sobre la Formación La Manga, cuyo tramo cuspidal contiene amonites del Oxfordiano medio (Stipanovic, 1983; Gulisano et al., 1984; Gulisano 1988).



Foto 6.- Cerro Blanco. A: Formación Auquilco, T: Formación Tordillo, M: "Andesita Montañesito"

2.III.c. Formación Tordillo

Esta unidad fue definida por Groeber (1946) como "Tordillense" denominación que deriva del río Tordillo, afluente del río Grande, a pocos kilómetros al norte de nuestra área.

Estas sedimentitas habían sido reconocidas antes por Gerth (1928) en la zona de estudio, con el nombre de "Areniscas Coloradas y Conglomerados del Malm".

La Formación Tordillo es considerada, en numerosos trabajos, como la entidad basal del ciclo "Andico" de la Cuenca Neuquina y constituida fundamentalmente por conglomerados, areniscas y pelitas grises, verdes, y rojas (Leanza *et al.*, 1977). Sus afloramientos se hallan ampliamente distribuidos, desde Zapala, en el sur de Neuquén, hasta la zona del Aconcagua en la provincia de Mendoza. En subsuelo se la encuentra en la parte central del Neuquén y sur de Mendoza (Digregorio y Uliana, 1980).

Para una mejor descripción, se ha dividido a la Formación Tordillo en dos secciones, una inferior o "Miembro Morado", caracterizada por una alternancia de areniscas, limolitas tobáceas con abundantes ondulitas y grietas de desecación y una sección superior o "Miembro Verde" compuesta principalmente por areniscas y conglomerados verdes (Digregorio, 1972).

Recientemente, Gulisano (1988) realizó el análisis estratigráfico y sedimentológico en el oeste de la provincia de Neuquén y propone, de acuerdo a las características litológicas y genéticas, la subdivisión de la Formación Tordillo en tres Miembros relacionados entre sí lateralmente a los que se denominan: Covunco (conglomerados y areniscas castañas grises y verdes), Loncopué (pelitas rojas y verdes y areniscas y conglomerados castaños rojos y grises) y Puerta Curacó (areniscas y pelitas verdes y grises). Estos Miembros se desarrollan en los sectores austral, occidental y central respectivamente.

En el área de estudio, los afloramientos se hallan muy tectonizados, con un arrumbamiento general N-S, dispuestos sobre la ladera sur de los arroyos Montañesito y El Yeso.

Se compone fundamentalmente de una alternancia de areniscas de grano fino a medio, limolitas y pelitas (foto 7), predominando los colores rojo grisáceo (10 R 4/2) y castaño rojizo oscuro (10 R 3/4), en menor proporción se observan pelitas de coloración gris verdosa (5 GY 6/1). En general, las fracciones más finas son macizas y coherentes, a veces con desarrollo de pequeñas grietas y drusas rellenas con yeso y carbonatos. Las areniscas presentan estratificación entrecruzada y microentrecruzada en artesa. Las capas presentan actitudes que varían entre los 270° y 325° e inclinan hacia el S-SO con ángulos que promedian los 20°; la potencia máxima alcanza aproximadamente los 300 m.

De acuerdo a las características litológicas y a sus rasgos cromáticos, se considera a la parte predominantemente arenosa rojiza perteneciente a la sección inferior o "Miembro Morado".

Gulisano (1988), interpreta que estos depósitos continentales se originaron a consecuencia de una caída relativa del nivel del mar, asociado a un levantamiento regional de las áreas marginales, lo cual trajo aparejado un desecamiento total de

la cuenca y la instauración de un sistema deposicional continental. De esta forma se considera a los sedimentos de la Formación Tordillo como depósitos de mar bajo.

Con respecto a las relaciones estratigráficas, el límite inferior apoya sobre la Formación Auquilco, en donde es difícil de determinar el tipo de contacto, debido a la calidad de los afloramientos; de igual modo, se observa claramente el cambio brusco litológico y se considera que el contacto entre ambas unidades es de tipo paraconcordante, tal como lo analiza Gulisano (1988) para el área que se extiende desde las lajas hacia el norte, mientras que desde la citada localidad hacia el sur, el contacto es discordante desde angular hasta erosivo. Esta dicontinuidad corresponde a los Movimientos Intermálmicos.

Edad

Por yacer paraconcordantemente en la parte central de la Cuenca con evaporitas de la Formación Auquilco del Oxfordiano superior (Gulisano *et al.* 1984) y estar cubierta concordantemente por los términos basales de la Formación Vaca Muerta de edad tithoniana inferior, se considera que la Formación Tordillo abarca el lapso Kimmeridgiano.

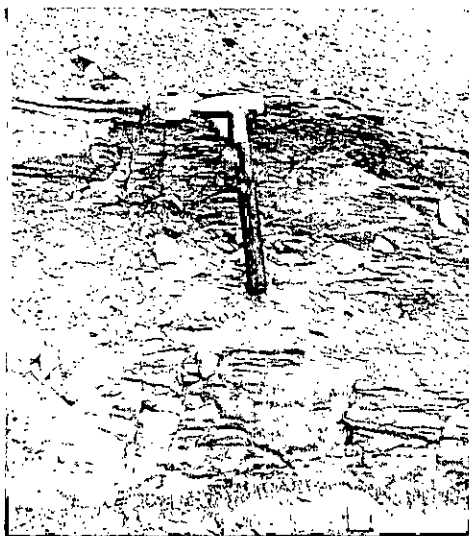


Foto 7.- Formación Tordillo, intercalaciones de areniscas finas y medias.

2.III.d. Formación Vaca Muerta

Esta unidad fue definida por Weaver (1931) para designar al conjunto de estratos tithonianos, constituidos por pelitas y calizas oscuras, caracterizadas por las Zonas de Virgatospinctes mendozanus, Pseudolissoceras zitelli y Windhauseniceras internispinosum. Su sección tipo se halla en la sierra de Vaca Muerta, en el centro de la provincia de Neuquén.

La Formación Vaca Muerta se depositó como consecuencia de un fuerte y rápido ascenso relativo del nivel del mar, lo cual permitió una importante expansión de su parte basal en todo el ámbito de la cuenca y la consiguiente instauración de un estadio de cuenca hambrienta "starved basin", circunstancia propicia para el desarrollo del nivel calcáreo (Gulisano, 1988).

Esta unidad fue estudiada por numerosos investigadores dada su importancia económica por sus posibilidades petroleras y su contenido potencial en fosfatos. Constituye la unidad basal del Grupo Mendoza de mayor extensión, uniformidad litológica y continuidad regional (Leanza et al. 1977).

Cerca del área aquí descripta, realizaron sus trabajos Leanza et al. (1977), Legarreta y Kozlowski (1984) y Nullo (1985) entre otros, caracterizando a la secuencia como constituida en su mayor parte, por limoarcilitas, arcilitas micríticas y calizas grises oscuras a negras de cuenca interior, portadoras de fauna de pelecípodos, foraminíferos y ammonites.

La Formación Vaca Muerta en el sur de Mendoza, en donde se incluye el área aquí tratada, representa la unidad inferior del "Mendociano" de Groeber (1946) y considerada por Leanza et al. (1977) como "Miembro Vaca Muerta", debido a sus características litológicas.

En la comarca de estudio, los asomos se encuentran muy tectonizados y difíciles de acceder; se ubican al oeste del río Grande alineados en dirección N-S, a lo largo de los arroyos Montañesito y El Yeso (fotos 8 y 9 respectivamente).

En general se tratan de pelitas calcáreas y calizas grises oscuras (N 3), laminadas y macizas, en bancos tabulares del orden de centímetros hasta el metro de potencia. En algunos casos se presenta un patrón de pequeñas fracturas y una superficie de alteración blanquecina. El rumbo de estas capas es predominantemente NO-SE, con inclinaciones hacia el suroeste, que varían entre los 17° y los 44° debido a la intensa deformación tectónica. La unidad se halla además intruida por numerosos diques y cuerpos subvolcánicos de edad terciaria. Se estima que los espesores de la Formación Vaca Muerta, para esta área, varían entre los 300 y 400 m.

La fauna está representada fundamentalmente por ammonites y en menor proporción pelecípodos no identificados. Ejemplares de ammonites (cuadro I) fueron extraídos sobre la ladera sur del arroyo Montañesito, pudiéndose determinar las Zonas de Virgatosphinctes mendozanus, Aulucosphinctes proximus y Windhoseniceras internispinosum (Blasco de Nullo, 1989), las cuales caracterizan el lapso que abarca desde el Tithoniano inferior hasta la parte alta del Tithoniano medio respectivamente

(Leanza, 1980; Ricardi et al., 1990).

El ambiente de depositación que predominó en el norte de la Cuenca Neuquina, indica áreas alejadas de la costa sujetas a condiciones dinámicas de baja energía, evidenciadas por pelitas negras y calizas micríticas de cuenca interior (Leanza et al., 1977; Legarreta y Kozlowski, 1984).

Con respecto a las relaciones estratigráficas, la Formación Vaca Muerta yace concordantemente sobre las areniscas continentales de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano).

Edad

La edad de la Formación Vaca Muerta, en el área de estudio, es asignada, por lo menos al lapso Tithoniano inferior Tithoniano medio, de acuerdo al contenido fosilífero hallado.

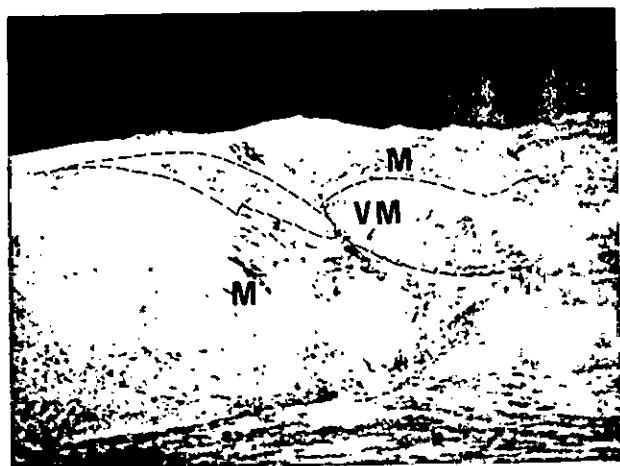


Foto 8 y 9.- Afloramientos de la Formación Vaca Muerta sobre las margenes australes de los arroyos Montañesito y el Yeso respectivamente. VM: Formación Vaca Muerta, M: "Andesita Montañesito".

Edad	Zonas. de Ammonites	Fósiles	Mtras.
T I M E D I O C R E T A C E O S U P E R I O R	WINDHAUSENICERAS INTERNISPINOSUM	<u>Parapallasiceras sp</u>	15 M5
	AULACOSPHINCTES PROXIMUS	<u>Aulacosphinctes proximus</u> (Steuer)	15 M1
		<u>Aulacosphinctoides sp</u>	15 M4
		<u>Aulacosphinctes sp</u>	15 M6
	VIRGATOSPHINCTES MENDOZANUS	<u>Virgatosphinctes sp aff. V. andesensis</u> (Douvillé)	15 M3
		<u>Virgatosphinctes sp aff. V. mexicanus</u> (Burck)	15 M2

Cuadro I.- Contenido fosilífero y Zonación de fauna de ammonites de la Formación Vaca Muerta..

2.IV. Cretácico (?)

Sobre la ladera norte del arroyo Montañesito, la Formación Vaca Muerta pasa transicionalmente a niveles de color castaño claro-amarillento, de decenas de metros de espesor. Este afloramiento es de dimensiones reducidas y de muy difícil acceso. Sin embargo, debido a sus rasgos cromáticos particulares, estas sedimentitas posiblemente correspondan a la Formación Agrio o su equivalente Miembro Cieneguitas de edad hauteriviano-valanginiano superior (Lanza et al. (1977) tal como lo describieron Legarreta y Kozlowshi (1984) en un perfil ubicado en Fortezuelo Ancho, al noreste de nuestra área de estudio.

La secuencia antes descrita, es seguida por bancos poco desarrollados de areniscas rojas (5 R 5/4) y rojas pálidas (5 R 6/2) asignadas probablemente a la Formación Diamante del Cretácico inferior.

Finalmente la sección es cubierta discordantemente por coladas de lavas correspondientes a la Formación Huincán del Terciario superior.

CENOZOICO

2.V. Terciario

Luego de la depositación, de la secuencia sedimentaria mesozóica conocida con sus cuatro ciclos transgresivos-regresivos (Riccardi, 1983; Malumian *et al.*, 1983) se implantó, a partir del Terciario inferior o quizás, desde el Cretácico tardío, un régimen volcánico representado por términos volcanoclásticos, hipabisales e incluso plutónicos, cuyo conjunto posee una composición predominantemente calcoalcalina.

Con este volcanismo, que había alcanzado su primer clímax en los 40-42 Ma (Eoceno superior) comenzó el Ciclo Magmático Andico (Ramos y Ramos, 1978), el cual se extendió hasta el Cuaternario pasando por cuatro fases determinadas por máximos de actividad magmática que alternaron con episodios diastróficos (Yrigoyen, 1976) y reducida acumulación sedimentaria.

Este esquema es compatible con los estudios realizados en los Andes del lado chileno, donde los principales episodios ígneos registrados muestran puntos culminantes durante el Eoceno superior, Mioceno y Plioceno (Vergara y Drake, 1976) y también con el mecanismo de alternancia de episodios diastróficos e intrusiones marinas propuestas por Chotín y Malumian (1975, en Uliana, 1978).

En la Cordillera Principal, entre el norte de Neuquén y sur de Mendoza, el Terciario fue estudiado por numerosos autores, entre ellos Blacklund (1923), Gerth (1931), Groeber (1946), Dessanti (1973), Volkheimer (1978), Uliana (1978), Haller *et al.* (1985 a y b, 1988) y Nullo (1985) entre otros.

En áreas al este de la Cordillera Principal, entre los 35° y 37° de L.S. afloran rocas terciarias en forma abundante, especialmente aquellas sedimentitas que fueron marcando los sucesivos pulsos de levantamientos cordilleranos mientras que en el área plegada y elevada no es posible reconocer tales depósitos.

Sobre la vertiente chilena, al oeste de la comarca aquí tratada, el Terciario fue descrito por Vergara y López Escobar (1982) y Vergara (1985). En este sector el volcanismo mioceno está representado por rocas subvolcánicas de composición andesítica distribuidas a lo largo de la Depresión Longitudinal de Chile, principalmente entre los 33° y 37° de L.S.

En este mismo sector, durante el Plioceno hasta el Cuaternario, la actividad volcánica se localizó en la alta Cordillera de los Andes del Sur donde se ubican numerosos estratovolcanes cuyos productos volcánicos están constituidos por rocas de composición andesíticas-dacíticas (López Escobar, 1983;

Bermudez y Delpino, 1989).

Mioceno

2.V.a. Andesita Montañesito (nom. nov.)

En el presente trabajo se propone la denominación de Andesita Montañesito, para designar a un grupo de rocas volcánicas que afloran en el sector centro-oeste de la zona de estudio. Estas masas rocosas constituyen altos positivos ya que son densas, compactas y se parten en clastos angulosos debido a un intenso patrón de diaclasamiento.

Sus asomos se distribuyen preferentemente sobre las laderas australes de los arroyos El Yeso y Montañesito, donde de este último deriva el nombre de la unidad debido a que allí se encuentran sus mejores exposiciones (foto 10).

Anteriormente el área de estudio fue visitada parcialmente por Gerth (1931) y luego Groeber (1946) quién mapeó a las vulcanitas terciarias incluyéndolas en el "Mollelitense" considerado en la actualidad de edad cretácica superior-oligomiocena.

Haller *et al.* (1988) determinaron las relaciones iniciales de Sr en rocas volcánicas del segmento cordillerano ubicado entre las latitudes 35° y 36° S donde se incluye la zona de estudio.

Estos autores postularon que las vulcanitas terciarias se habían formado a partir de un magma primario de relación $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de 0,7035, el cual habría sufrido procesos de contaminación durante su ascenso a través de la corteza, acompañada de cristalización fraccionada con contaminación selectiva o sin ella.

La Andesita Montañesito está compuesta por cuerpos subvolcánicos, diques y filones capa, alojados en casi todos los casos en las pelitas calcáreas de la Formación Vaca Muerta (fotos 11 y 12). Esta rocas están constituidas fundamentalmente por fenoandesitas, todas de textura porfírica, con colores castaño-amarillentos en su superficie expuesta y gris verdoso en fractura fresca. Se compone de un 30 % de fenocristales subhedrales de plagioclasa y entre un 7 a 10 % de hornblenda, inmersos en una pasta rica en microlitos de plagioclasa de textura seriada, clinopiroxeno (egirina-augita ?), biotita, opacos no identificados (primarios y de reemplazo de máficos), pequeños cristales aciculares de apatito y aislados parches de cuazo de textura intersticial.

Los fenocristales de plagioclasa son de hábito tabular con tamaños que varían de 2 a 5 mm de largo. Su composición es

andesina cálcica-andesina sódica (An₄₀-An₃₄), la mayoría presenta una estructura zonada, bordes corroídos por la pasta, inclusiones de apatito y alteración sericitica.

Entre los fenocristales de hornblenda, se distinguen aquellos de color verde con tintes rojizos por oxidación, de formas subhedrales a anhedrales, que presentan en algunos casos el pasaje hacia sus bordes a un piroxeno o bien a un agregado grumoso de opacos.

Otros, en cambio, son de mayor desarrollo y de color verde, representados por megacrystales prismáticos de hasta 20 mm de largo y por glomérulos alargados de hasta 25 mm constituidos por individuos más pequeños.

En base a la similitud petrográfica con las volcanitas terciarias aflorantes en el cerro Desagüe, ubicado al sureste de la comarca, se considera que tanto los megacrystales como los glomérulos de hornblenda son inclusiones cognatas tal como fueron descritas por Haller et al. (1985 b).

Un asomo aislado se encuentra intruyendo a la Formación Auquilco formando parte del faldeo oriental del cerro Blanco. En este sector las rocas poseen características más extrusivas que las anteriores y se encuentran intensamente alteradas. Poseen color blanquecino con manchas rojizas, fractura irregular y textura afanítica dominante. En corte delgado es difícil determinar su composición debido a la intensa alteración que presenta. En general se observa abundante pasta de textura traquítica constituida por microlitos de plagioclasa con intensa sericitización, óxidos y cuarzo anhedral con textura intersticial inmersos en una base de composición vítrea. Se observan además escasos fenocristales de plagioclasa y de anfíboles.

En un sector próximo a las nacientes del arroyo El Yeso, existe una pequeña mineralización de característica hidrotermal, alojada en los estratos carbonáticos de la Formación Vaca Muerta, muy cerca de un cuerpo subvolcánico y a una serie de filones capa y diques asociados, que posiblemente aportaron los fluidos y gases calientes que reaccionaron con la roca de caja carbonática.

Los productos de la mineralización, en su mayoría, están compuestos por sulfuros de hierro y cobre (pirita, calcopirita y bornita). Esta manifestación, hoy abandonada, ha sido explotada a cielo abierto y cuenta con un camino secundario que llega hasta el río Grande.

Edad y Discusión

Recientemente, Ostera (com. pers.) determinó una edad K/Ar de 11,0 Ma en una muestra proveniente del arroyo Montañesito, asignándole a esta unidad al Mioceno medio bajo, lo cual

cual descartaría la posibilidad que se incluya en el "Mollelitense" de Groeber (1946) de edad cretácica superior-oligo-miocena (Haller et al., 1985 b).

Con este dato geocronológico, la Andesita Montañesito se vincularía con algunas de las unidades de edad equivalente aflorantes en territorio chileno y en el área del límite internacional.

El volcanismo mioceno medio a superior ha sido estudiado por varios autores en ambas vertientes de la Cordillera Principal entre las latitudes 29° y 36° S (Drake, 1976; Maksaev, 1984; Kay et al., 1987).

En territorio chileno, aflora la Formación Farellones que se distribuye en una franja N-S, desde el área de Santiago-río Aconcagua hasta la latitud del río Teno (35° LS). Esta unidad se compone de una secuencia volcánica que apoya discordantemente sobre la volcanitas de la Formación Abanico (Cretácico superior).

Dataciones radimétricas K/Ar obtenidas para la Formación Farellones, dieron edades de 18,5 y 17,5 Ma en la Cordillera de los Andes de Santiago (Vergara y Drake, 1979). En la región del Aconcagua esta unidad fue definida por Munizaga y Vicente (1982) cuya edad fue corroborada por Ramos et al. (1985) con valores K/Ar de 8,2±0,2; 9,8±0,3; 10,3±0,3; 11,1±0,9 y 15,8±0,4 Ma.

En la Cordillera Principal entre las latitudes 29° y 31° S el Mioceno medio está representado por la Formación Cerro de Las Tórtolas definida en el cerro homónimo por Maksaev et al. (1984), con edades K/Ar entre 16,6±0,7 a 9,1±0,5 Ma (Maksaev et al., 1984; Ramos et al., 1989) y considerada equivalente a la Formación Farellones de Chile Central (Drake et al., 1982 y Munizaga y Vicente, 1982, en Kay et al., 1987).

Thiele y Nasi (1982) mencionaron sobre la vertiente chilena entre las latitudes 33° y 34° S diversos cuerpos intrusivos de facies granodioríticas principalmente, que intruían a las secuencias meso-cenozoicas hasta el Mioceno (Formación Farellones) con edades K/Ar de 10,6±0,3; 11,6±1,3 y 13,9±0,8 Ma que marcaban el Mioceno medio.

Entre las latitudes 35° 30' y 36°, en la región de la Laguna del Maule, muy cerca de la zona de estudio, Drake (1976) definió la Formación Campanario compuesta por flujos de andesitas y dacitas datadas en 15 y 7 Ma (Drake et al., 1982). Esta Formación fue considerada equivalente a la Formación Farellones por Vergara y Drake (1979) definida en el área de Santiago.

Teniendo en cuenta la cercanía de estos afloramientos con los de la comarca y en base a los datos radimétricos mencionados, la Andesita Montañesito representaría los términos más profundos

de las rocas efusivas de la Formación Farellones y de sus equivalentes o se vincularía con aquellos cuerpos intrusivos y subvolcánicos asociados a aquella Formación definidos por Thiele y Nasi (1982).

Otro criterio de correlación sería la composición predominantemente dacítica que presenta el conjunto de volcanitas mencionadas. En ese sentido se ha comparado desde el punto de vista geoquímico a la Andesita Montañesito con las rocas de la Formación Cerro de Las Tórtolas (Ramos et al., 1989).

Geoquímica

Sabiendo que se cuentan con escasos análisis químicos de elementos mayoritarios de esta unidad, se ha tratado de caracterizar a las rocas de la Andesita Montañesito desde el punto de vista geoquímico, siguiendo la metodología de trabajo utilizada en rocas volcánicas.

A fin de poder caracterizar mejor este tipo de volcanismo, el cual, para el sector sanjuanino se cuenta con una mayor cantidad de determinaciones químicas, se han comparado los valores obtenidos en la zona de estudio con los determinados por Ramos et al. (1989) para la Formación Cerro de las Tórtolas, aflorante en el área del cerro homónimo-Volcán Vacas Heladas, en la Cordillera Principal de San Juan.

La Tabla I muestra el resultado de tres determinaciones químicas sobre roca total realizadas en el Laboratorio de Análisis de Rocas del Departamento de Ciencias Geológicas (F. C. E. y N., U. B. A.) a cargo de las Licenciadas Ana María Fazio y Patricia Miretzky, según la metodología por vía húmeda.

Análisis de los datos

La figura 2 muestra la clasificación química propuesta por Zanettin (1984), donde las rocas en cuestión caen en el campo de las benmoreitas y latitas.

En base a Gill (1981), la mayoría de las muestras ploteadas, tanto de la Andesita Montañesito como de la Formación Cerro de Las Tórtolas, comprenden andesitas ricas en potasio (figura 3), dentro de una tendencia calco-alcalina como se observa en la figura 4 en el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).

Las rocas del área aquí tratada poseen concentraciones (b. a.) de SiO_2 entre 59,17 a 60,72 %, de FeO^* entre 4,78 a 4,99 %, de Al_2O_3 entre 19,37 a 19,66 % y de Alk entre 8,07 a 10,67 %. El alto contenido de este último ubica a las muestras por encima de la curva de alcalinidad según la propuesta de Irvine y Baragar (1971), mientras que las volcanitas del área del cerro de las Tórtolas se encuentran en el campo de las rocas subalcalinas

(figura 5).

La figura 6 representa el diagrama de Shand de saturación en alúmina (Mazzoni, 1989) donde el conjunto de los datos analizadas se agrupan en el límite de los campos de rocas meta y peraluminosas, observándose en el caso de la Andesita Montañesito, una tendencia al enriquecimiento de álcalis respecto de la alúmina.

La relación K_2O vs Na_2O puede ser observada en la figura 7 que representa el diagrama de álcalis de Le Maitre (1982) donde los valores de ambas unidades corresponden a rocas moderadamente potásicas y moderadamente sódicas.

En los diagramas de variación de Harker (figura 8) se observan para ambas unidades una buena correlación negativa de la relación F/M y del CaO con la SiO_2 . Esta misma tendencia se observa en la Formación Cerro de Las Tórtolas para el FeO^* , MgO y Al_2O_3 , mientras que para la Andesita Montañesito se consideraría una dispersión del primero y una correlación positiva en los dos últimos.

Comparando estos resultados con los obtenidos por Ramos *et al.* (1989) se podría inferir que las rocas de la comarca de estudio poseen una restringida variabilidad en la concentración de los elementos mayoritarios, en especial el de la SiO_2 , lo cual dificulta una buena aproximación para determinar trenes de diferenciación.

La elevada concentración de álcalis que poseen las rocas de la comarca, puede ser reconocida en el corte delgado por la presencia de apatito coloreado el cual indica cierto grado de alcalinidad. Además puede ser dada por la alteración sericitica y arcillosa. Otro factor que puede influir en estas diferencias son debidas a las que las determinaciones químicas comparadas fueron realizadas por metodologías distintas.

MUESTRA	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	P_2O_5	Fe_2O_3	FeO	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	MnO	H_2O^-	H_2O^+	SUMA
M16 a	58.43	18.92	0.48	0.09	4.55	0.54	5.47	2.30	2.60	2.85	0.11	1.23	2.39	99.85
M16 b	57.35	18.56	0.60	0.10	4.64	0.61	5.91	2.59	2.54	2.78	0.12	1.15	2.49	99.44
M34	58.37	19.17	0.50	0.14	4.50	0.67	5.97	4.56	2.78	1.93	0.05	0.45	1.45	100.53

Tabla I.- Determinaciones químicas de elementos mayoritarios de la Andesita Montañesito.

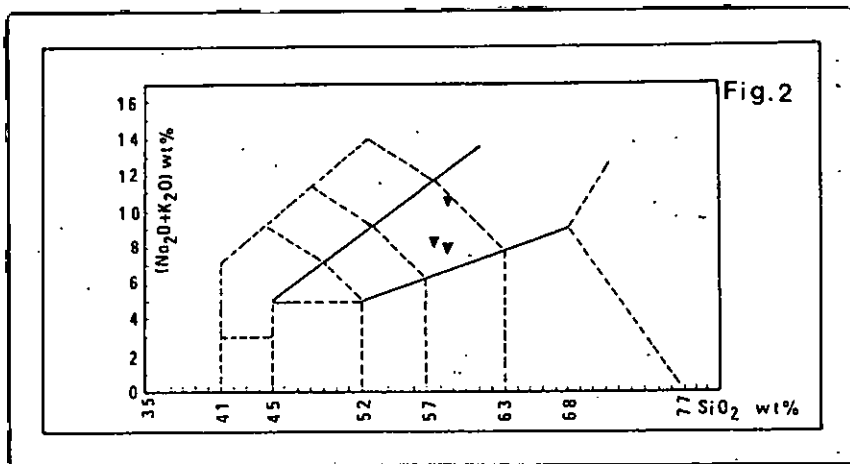


Fig. 2.- Clasificación química de rocas volcánicas (Zanettin, 1984)

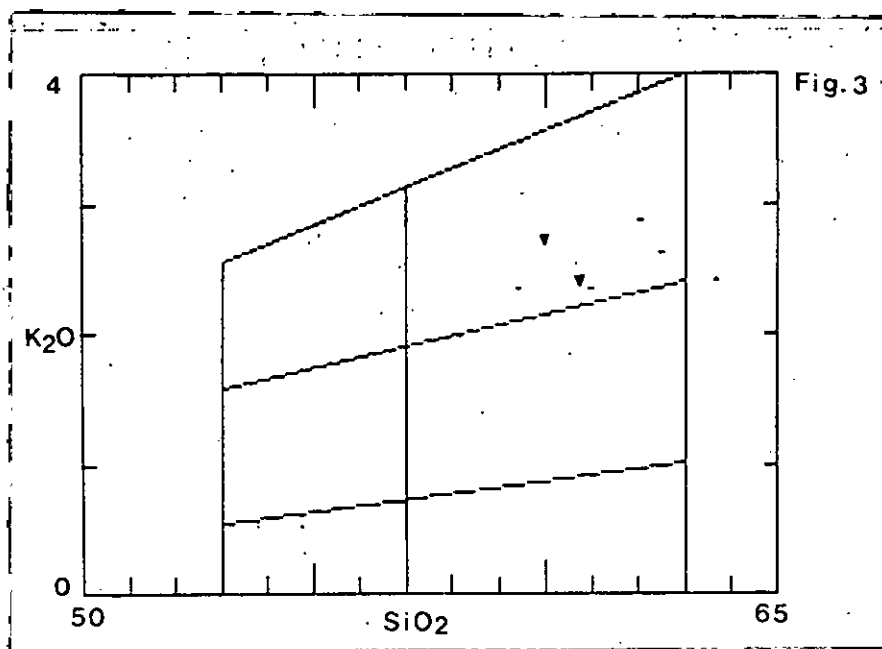


Fig. 3.- Clasificación química en base a Gill (1981). ▼ Andesita Montañesito, - Formación Cerro de las Tórtolas.

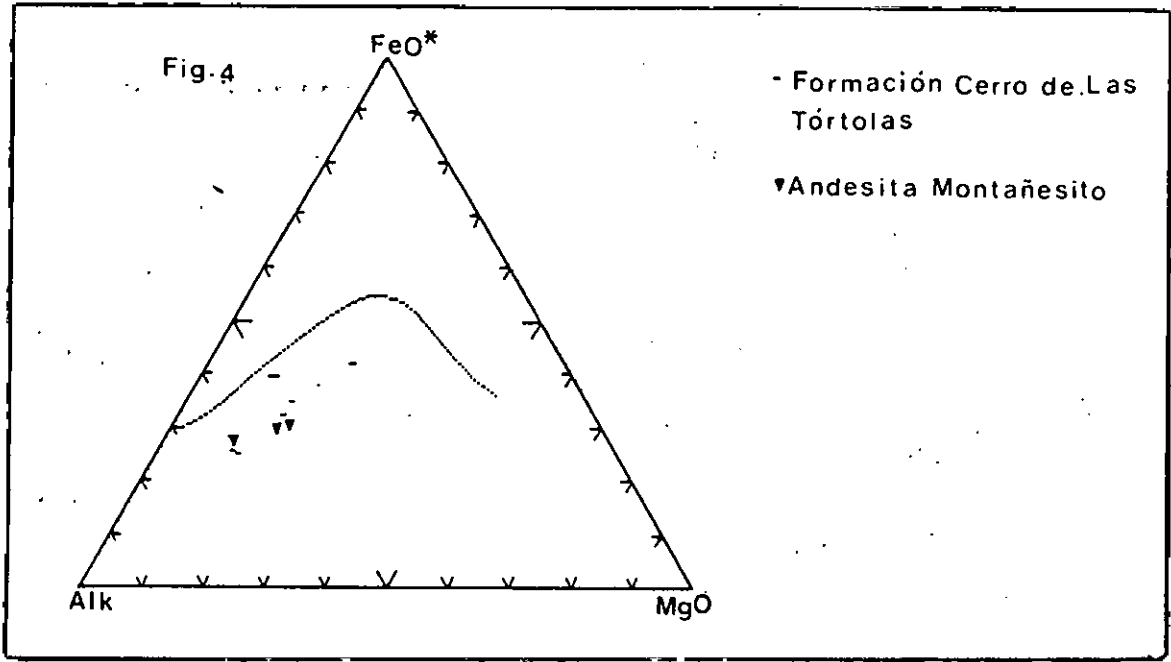


Fig. 4.- Diagrama AFM de discriminación de series según Irvine y Baragar (1971), ▼Andesita Montañesito, -Formación Cerro de las Tórtolas.

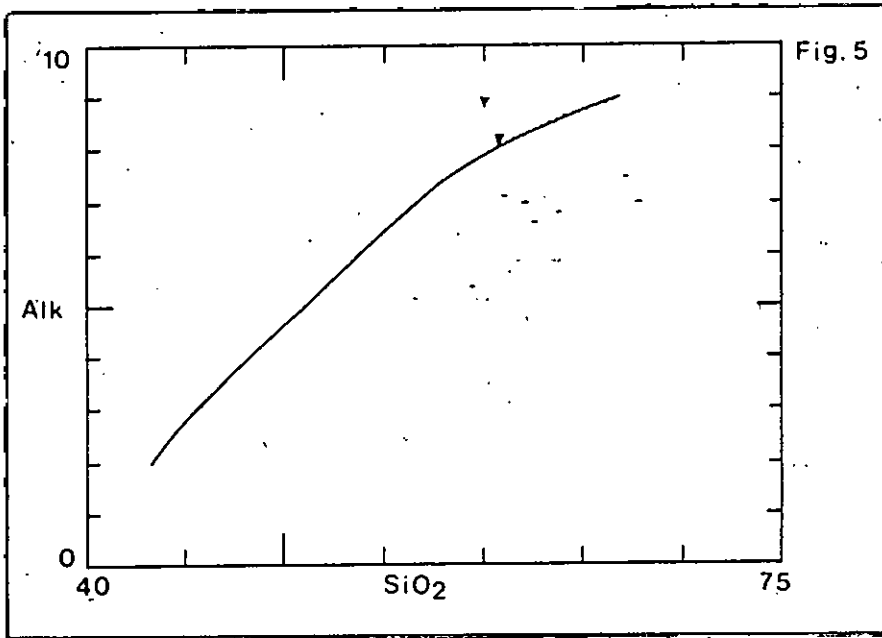


Fig. 5.- Diagrama de alcalinidad (Irvine y Baragar, 1971), ▼Andesita Montañesito, -Formación Cerro de las Tórtolas.

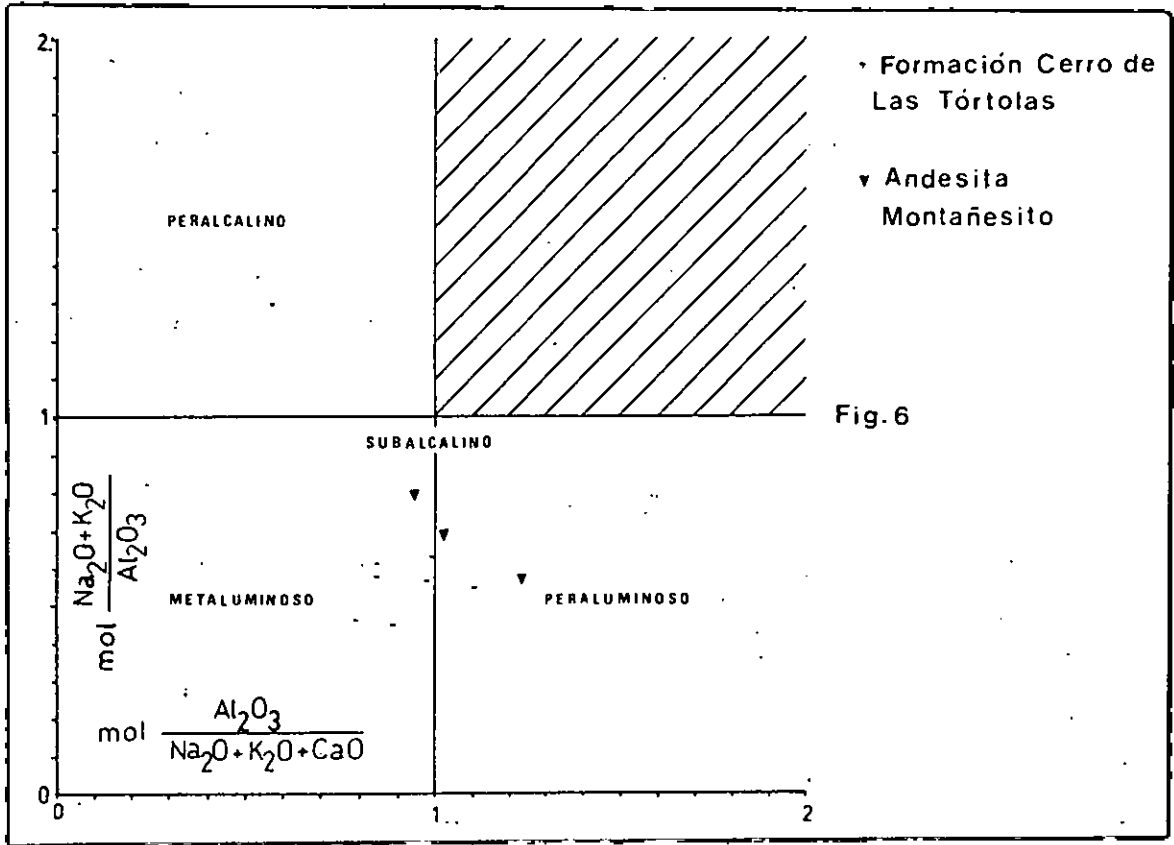


Fig. 6.- Diagrama de Shand de saturación en alúmina (Mazzoni *et al.* 1989). ▼ Andesita Montañésito, - Formación Cerro de las Tórtolas.

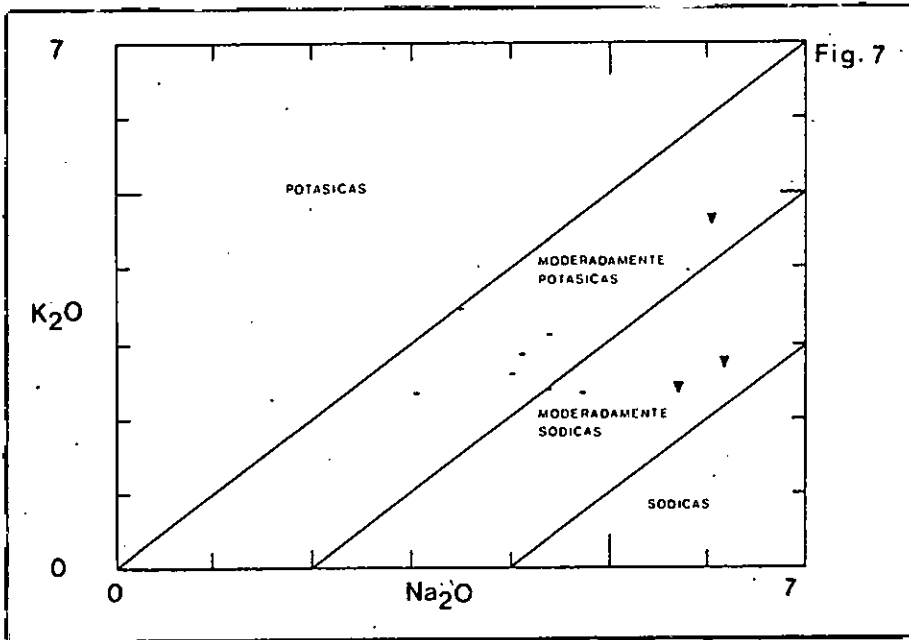


Fig. 7.- Diagrama de álcalis de Le Maitre (1982). ▼ Andesita Montañésito, - Formación Cerro de las Tórtolas. *et al.*

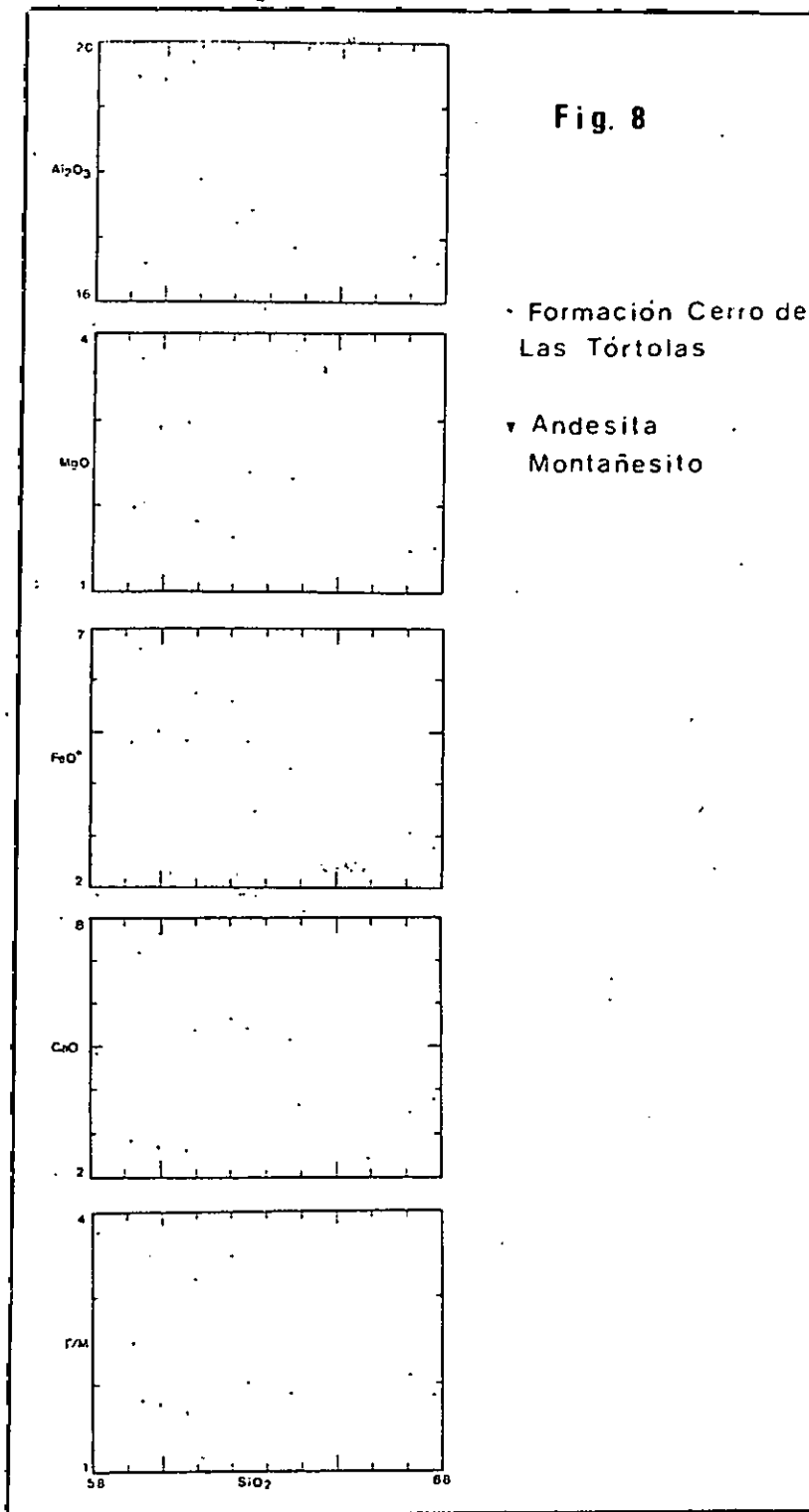


Fig. 8.- Diagramas de variación de Harker.



Foto 10.- Afloramientos de la Andesita Montañesito (M) en el cerro homónimo. Por encima de esta unidad sobreyace la Formación Huincán (H).



Foto 11.- Formación Vaca Muerta intruida por filones capas correspondientes a la Andesita Montañesito (parte central y superior de la foto).

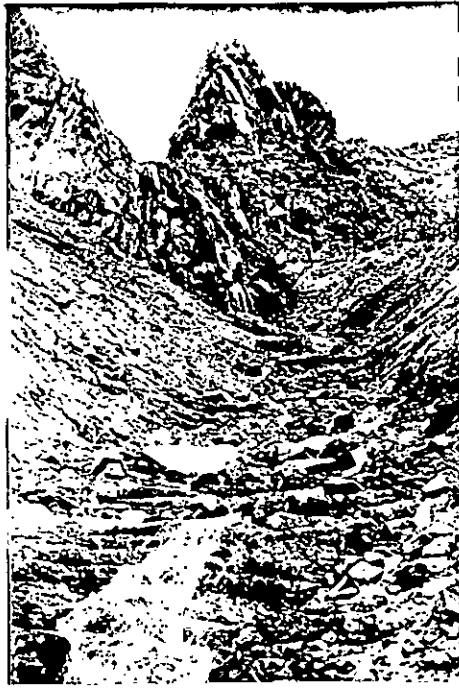


Foto 12.- Cuerpo intrusivo correspondiente a la Andesita Montañesito alojado en las pelitas calcáreas de la Formación Vaca Muerta.

Plioceno

2.V.b. Formación Huincán

Esta unidad fue definida por Groeber (1946) bajo la denominación de "Huincanlittense", refiriéndose a un conjunto de rocas ígneas, principalmente extrusivas, constituidas por andesitas y escasas dacitas y traquiandesitas. Su localidad tipo se halla en la Puntilla del Huincán ubicada en el extremo sur de la provincia de Mendoza.

Numerosos investigadores han estudiado estas rocas, permitiendo establecer su distribución en la Cordillera Principal desde el norte de Neuquén al sur de Mendoza, entre las latitudes 36° 30' y 34° S. respectivamente.

Yrigoyen (1979), mencionó esta unidad denominándola "Grupo Huincán" al referirse a la "ex-Andesita 2" de Groeber, depositada tras concluida la acción compresiva y de cizalla de la Orogenia Quechua.

Bajo la denominación de "Andesitas Huincán", Volkheimer (1978) describió estas vulcanitas en las inmediaciones del cerro Sosneado, al norte del área de estudio, identificando cuerpos intrusivos y filones capa de andesitas hornblendíferas con alta densidad de fenocristales tabulares de plagioclasa y pequeños de anfíbol negrusco, en una pasta afanítica parda a gris verdosa.

Bettini (1982) redefinió los depósitos del Terciario medio y superior, para el área de la Puntilla del Huincán entre otros y los agrupó con el nombre de "Complejo Efusivo Neógeno", el cual

incluye el "Huincanlitense" de Groeber (1946), constituido por 500 a 600 m de una serie de mantos de andesitas.

En el sector chileno, el Volcanismo Plioceno, está representado por la Formación Cola de Zorro, definida por González y Vergara (1962) y relacionada con la Formación Huincán por Vergara y López Escobar (1982). Estos autores describieron a la unidad antes mencionada en la alta Cordillera entre los 35° y 40° de L.S. en la región limítrofe de Argentina y Chile.

La Formación Cola de Zorro en esta área se compone de un miembro basal tobáceo y un miembro superior, donde predominan las coladas de lavas, siendo subordinados los niveles clásticos. Los tipos petrográficos descritos consisten fundamentalmente en andesitas, andesitas basálticas de clinopiroxeno y ortopiroxeno, traquiandesitas, traquitas de clinopiroxeno y andesitas hornblendíferas.

La Formación Huincán en la comarca de estudio, aflora en el área del límite internacional conformando las máximas alturas y divisorias de aguas. Su mejor exposición se encuentra en el cerro Mora en las cabeceras del arroyo Montañesito (foto 13).

Esta unidad apoya discordantemente sobre las vulcanitas de la "Andesita Montañesito" y constituye una sucesión de mantos volcánicos de actitud subhorizontal de aproximadamente 150 m de espesor, que rellenó el relieve preexistente, siendo luego erodado fundamentalmente por la acción fluvial y glacial, quedando sus asomos como remanentes aislados con pendientes subverticales de muy difícil acceso (foto 14).

Anteriormente en la zona de estudio, la Formación Huincán fue descrita por Nullo (1985), mencionando un apilamiento volcánico con espesores variables entre 12 a 15 m cada uno, formado por coladas de lavas de composición andesítica a basandesítica de colores morados a negros. Algunas coladas presentan vesículas en parte rellenas con carbonato de calcio y en menor cantidad con zeolitas. El tipo petrográfico descrito por este autor en una muestra extraída del arroyo Montañesito fue clasificada como andesita hornblendífera augítica.

Sobre la ladera sur del arroyo Montañesito (localidad 5, foto 15), la Formación Huincán se compone de un Miembro Inferior compuesto por un conjunto de coladas de lavas y un Miembro Superior, de menor desarrollo, formado por una serie de depósitos piroclásticos multicolores, donde localmente se identificaron depósitos laháricos (Andreis com. pers.), brechas y aglomerados volcánicos (fotos 16, 17 y 18 respectivamente).

Las lavas del Miembro Inferior son de color negro a gris oscuro con tintes castaños a rojizos en su superficie expuesta, presentando en algunos casos, una disyunción columnar poco

definida con sus columnas de enfriamiento inclinadas (foto 19).

La textura dominante es porfírica, dada por una alta concentración de fenocristales tabulares de plagioclasa de hasta 1 cm de largo y algunos mafitos de hasta 1 mm, inmersos en una pasta afanítica de color negra. La misma muestra vesículas de variado diámetro desde pocos mm hasta 1,5 cm, a veces presentan un notable aspecto de fluidalidad.

Al microscopio se observa que los fenocristales se componen de un 45 a 50 % de plagioclasa y escasos y pequeños cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno. La pasta es de textura pilotáxica, constituida por microlitos de plagioclasa, máficos y opacos no identificados inmersos a su vez en una base vítrea de color castaño oscuro a negro. La pasta se caracteriza además por la presencia de amígdalas de formas subcirculares a ovoides. Los fenocristales de plagioclasa son de gran desarrollo y en general muestran poca alteración. Su composición varía entre andesina ácida a labradorita cálcica ($An_{33}-An_{55}$ a $An_{40}-An_{60}$). Se presentan en cristales subhedrales de hábito tabular, algunos son zonales y muestran generalmente bordes corroídos por la pasta y textura cribada en su interior. Suelen hallarse formando glomérulos y a veces están fracturados y rotos.

De acuerdo a su composición modal, estas lavas pueden clasificarse como fenoandesitas piroxénicas según según la clasificación propuesta por Strekeisen (1978)

El Miembro Superior, posee un espesor estimado entre 15 a 20 m en este sector. Está integrado por una sucesión de mantos volcánicos constituidos fundamentalmente por depósitos de flujos piroclásticos.

Esta secuencia presenta en su tramo medio superior un espeso vitrófiro de color negro (foto 20), lo cual evidencia que el Miembro Superior está formado al menos por una unidad de enfriamiento. Los depósitos de flujos piroclásticos son masivos y poco seleccionados, donde los fragmentos pumíceos y líticos parecen flotar en una matriz más fina.

La secuencia comienza con un depósito piroclástico de 4 a 5 m de espesor, algo friable y de color gris verdoso. Su base muestra una granulometría más fina, aumentando hacia arriba el porcentaje de fragmentos fundamentalmente pumíceos. Estos son de tamaño lapilli y se presentan en un 30 %. Su color varía del gris oscuro al gris verdoso, están finamente vesiculados y prácticamente no presentan deformación. Los líticos son escasos y están constituidos por pequeños fragmentos subangulosos de vulcanitas de hasta 1 cm de color gris amarillento. Los cristales se hallan tanto en la matriz como en los pumíceos y están representados por escasos y pequeños individuos blanquecinos de feldespatos. La matriz es abundante, de textura afanítica, donde

pueden observarse pequeñas vesículas.

Luego sigue un banco de 1 a 1,5 m de espesor de cenizas volcánicas blancas, el que es seguido por un depósito piroclástico masivo de color rojizo algo friable y de aspecto brechoso. Su espesor estimado es de 4 m, presenta una alta concentración de clastos subangulosos de tamaño lapilli constituidos por un 30 a 50 % de fragmentos pumíceos rojizos finamente vesiculados y algo deformados. Los líticos se encuentran en menor cantidad constituidos por fragmentos subangulosos de vulcanitas grises de hasta 1 cm. Se pueden observar escasos y pequeños cristales incoloros y de brillo vítreo de feldespato de hasta 1 mm.

Microscópicamente se observa que la fracción vitroclástica se compone de fragmentos pumíceos rojos de composición vítrea. Estos pumíceos están moderadamente deformados y generalmente presentan vesículas. La matriz es vítrea de color castaño-rojiza, la cual presenta una parcial desvitrificación a material felsítico. Se observan además pequeñas vesículas en cuyo interior se hace más frecuente la presencia de microlitos ehedrales de anfíboles. Entre los líticos, se observan pequeños fragmentos de vulcanitas mesosilíceas.

De acuerdo a las características granulométricas y de yacencia, este depósito puede clasificarse como una brecha lapilítica (Mazzoni, 1986). Además, teniendo en cuenta su alta concentración de pumíceos y líticos, puede vincularse con un depósito de flujo piroclástico est. (Spark, 1976) o "groun layer" en base a Cas y Wrigth (1987), lo cual constituiría una unidad de flujo.

Por encima de este depósito de flujo piroclástico se observa un espeso vitrófiro de aproximadamente 5 m de espesor, que grada transicionalmente hacia arriba a una ignimbrita desamente soldada con disyunción columnar grosera.

El vitrófiro es de color negro con brillo graso a vítreo. La roca es muy tenáz y presenta fractura irregular a concoide. Macroscópicamente se observa un aspecto porfírico dado por pequeños cristales blancos de hábito tabular de hasta 4 mm de feldespato, inmersos en abundante matriz afanítica negra. Otras veces la roca muestra pumíceos vítreos negros y pequeños fiammes grises.

Al microscopio se observa abundante vidrio volcánico de color castaño oscuro con incipiente desvitrificación dando textura esferulítica o formando parches de material felsítico. Los cristales se componen en su mayoría de individuos ehedrales a subhedrales de plagioclasa y en menor cantidad ortopiroxenos, clinopiroxenos y opacos no identificados. Los líticos son muy escasos y se componen de vulcanitas mesosilíceas y piroclastitas.

La presencia de este importante vitrófiro sugiere pensar que el mismo solidificó no muy lejos de su boca de emisión, la cual se encontraría representada en alguno de los estratovolcanes plio-cuaternarios ubicados en territorio chileno.

La baja concentración de líticos en dicho vitrófiro, constituyó un factor favorable para la realización de análisis químicos en ignimbritas. Para ello se extrajeron muestras donde prácticamente no se observaban líticos o éstos pudieron ser separados antes de la mollienda.

Edad

Numerosos autores como Groeber (1946) e Yrigoyen (1979), entre otros, han ubicado a la Formación Huincán dentro del Plioceno inferior. De igual forma en territorio chileno, su equivalente, la Formación Cola de Zorro fue considerada, de acuerdo a relaciones de campo, como post-Miocena - pre-Glaciación (Duhalde y Rehnfeldt, 1981).

Las edades radimétricas obtenidas de esta última Formación, cerca de la comarca de estudio, han dado el rango plioceno-pleistoceno. Entre ellas se pueden mencionar edades K/Ar de 2,4 y 1,3 Ma en rocas andesíticas del área del río Maule (Drake, 1974) y edades K/Ar de 1,97 Ma en el Paso Campanario, ubicado en el límite chileno-argentino (Munizaga, 1978). Muy próximo a la localidad 5 del área de estudio, en territorio chileno y sobre la ladera oeste del cerro Mora, Hildreth et al. (1984), obtuvieron una edad K/Ar de 2,02 Ma en una serie de mantos lávicos de composición andesítica.

Teniendo en cuenta las determinaciones antes mencionadas, se le asigna a la Formación Huincán, aflorante en el área aquí tratada, al Plioceno superior.

Geoquímica

La Tabla II muestra el resultado de seis determinaciones químicas sobre roca total de elementos mayoritarios. Estos análisis fueron realizados en el Laboratorio de Análisis de Rocas del Departamento de Ciencias Geológicas, F. C. E. N., U.B.A.

Basándose en la clasificación química propuesta por Zanettin (1984), las piroclastitas vítreas de la Formación Huincán comprenden traquitas y dacitas (figura 9), con concentraciones de SiO₂ entre 63.5 y 67.05 % (volcanitas ácidas), de FeO* entre 3.32 y 5.08 % y de álcalis entre 7.83 y 9.02 %.

Utilizando el diagrama de Shand de saturación con alúmina (figura 10), se observa que los valores caen cerca del límite entre los campos de rocas metaluminosas y peraluminosas. Sin

embargo el promedio de estas relaciones molares resulta apenas superior a 1, es decir, dentro del campo correspondiente a rocas peraluminosas y subalcalinas.

Esta subalcalinidad esta representada además bajo diversas formas, como ser el índice de peralcalinidad ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 < 1$) o el diagrama álcalis vs SiO_2 (Irvine y Baragar, 1971), donde se observa en la figura 11, que el ploteo de los valores, salvo en un caso (muestra 39 a), caen por debajo de la curva de alcalinidad

La figura 12 representa el diagrama de Le Maitre (1982), donde se grafica la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, la cual muestra que las rocas son moderadamente potásicas en su mayoría, salvo la muestra 13 b que es moderadamente sódica.

Sin embargo esta subalcalinidad potásica incluye a todas las muestras según la propuesta de Irvine y Baragar (1971) utilizando la composición normativa de anortita, albita y ortosa (figura 13).

La tendencia de estas piroclastitas es calcoalcalina según se observa en el diagrama AFM (figura 14) de Irvine y Baragar (1971).

Los diagramas de variación (figura 15), muestran una buena correlación positiva del K_2O y de la relación F/M con la SiO_2 , mientras que para el P_2O_5 , TiO_2 y Alk la misma correlación es parcial. El MgO y el CaO poseen una correlación negativa con la SiO_2 lo cual demuestran, con los diagramas anteriores, que la diferenciación sigue un tren de variación normal de la tendencia general. Se observa además que el Na_2O y la Al_2O_3 presentan una dispersión en el ploteo de las muestras, que, según Llambías y Rapela (1989), podría deberse a reacciones subsólidas.

MUESTRA	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	P_2O_5	Fe_2O_3	FeO	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	MnO	H_2O^-	H_2O^+	SUMA
H12	64.67	16.15	0.81	0.16	4.31	0.97	3.26	5.16	2.68	1.22	0.09	0.16	0.19	99.83
H13a	63.49	16.43	0.77	0.11	4.20	0.74	2.83	5.41	2.85	1.62	0.07	0.38	0.50	99.30
H13b	63.82	17.32	0.80	0.10	3.97	1.54	3.24	4.95	2.71	1.29	0.10	<0.01	0.53	100.31
H39a	65.81	16.18	0.40	0.18	3.54	0.66	3.62	5.40	2.21	0.73	0.09	0.36	0.66	99.84
H39b	67.05	17.91	0.65	0.08	3.27	0.38	3.63	4.20	1.37	0.44	0.06	0.40	0.53	99.97
H42	64.59	15.97	0.81	0.13	3.70	0.64	3.17	4.99	2.72	0.99	0.06	0.51	0.93	99.21

Tabla II.- Determinaciones químicas de elementos mayoritarios correspondientes a la Formación Huincán, Miembro superior.

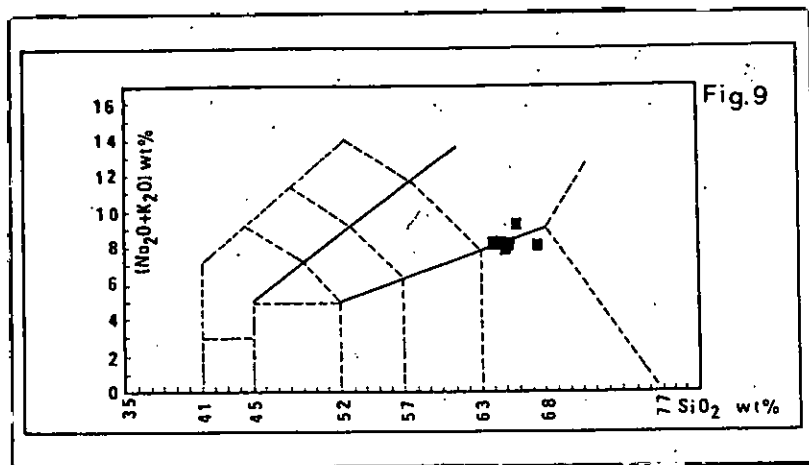


Fig. 9.- Clasificación química según la propuesta de Zanettin (1984).

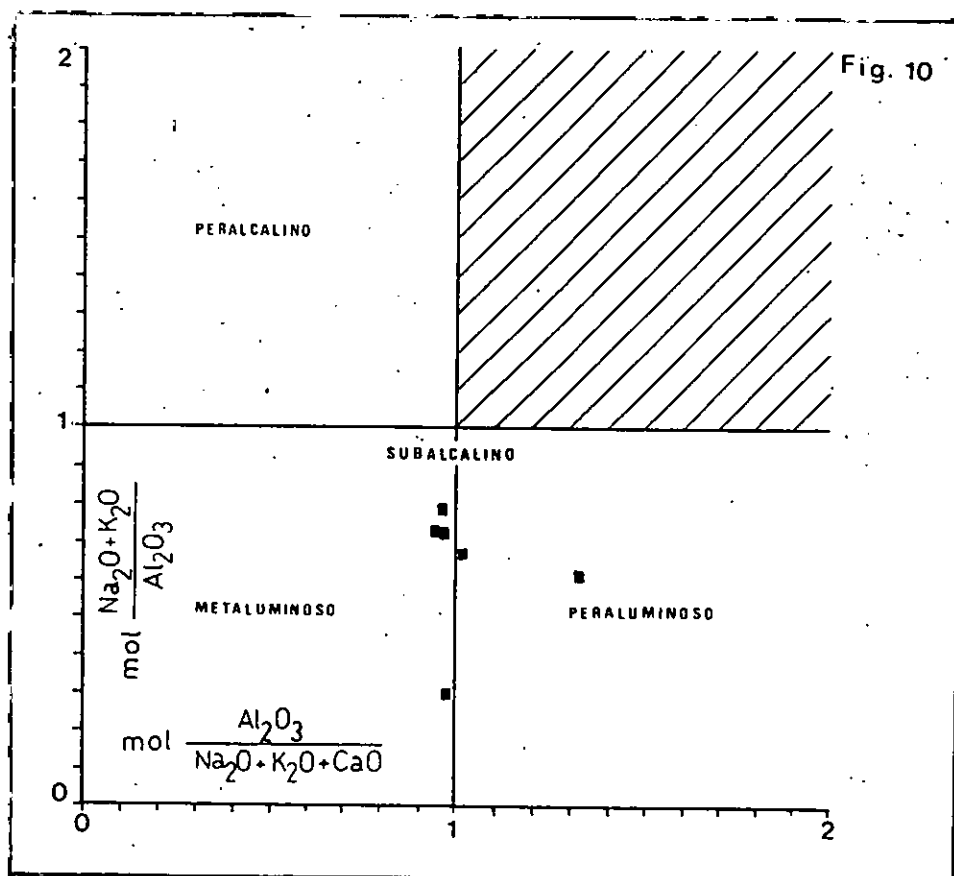


Fig. 10.- Diagrama de Shand de saturación en alúmina (Mazzoni et al., 1989).

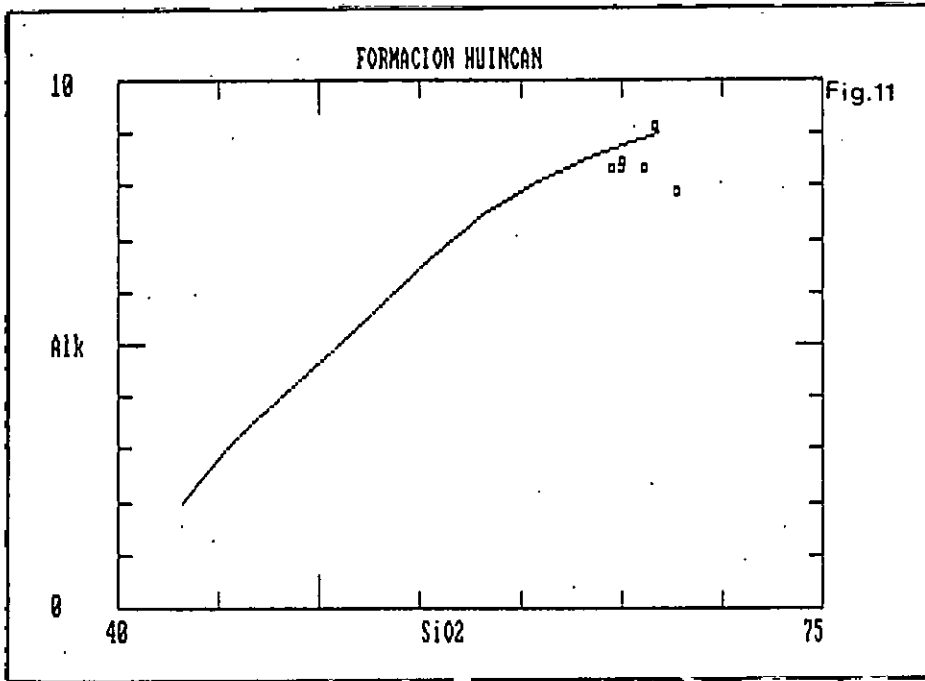


Fig. 11.- Diagrama de alcalinidad (Irvine y Baragar, 1971).

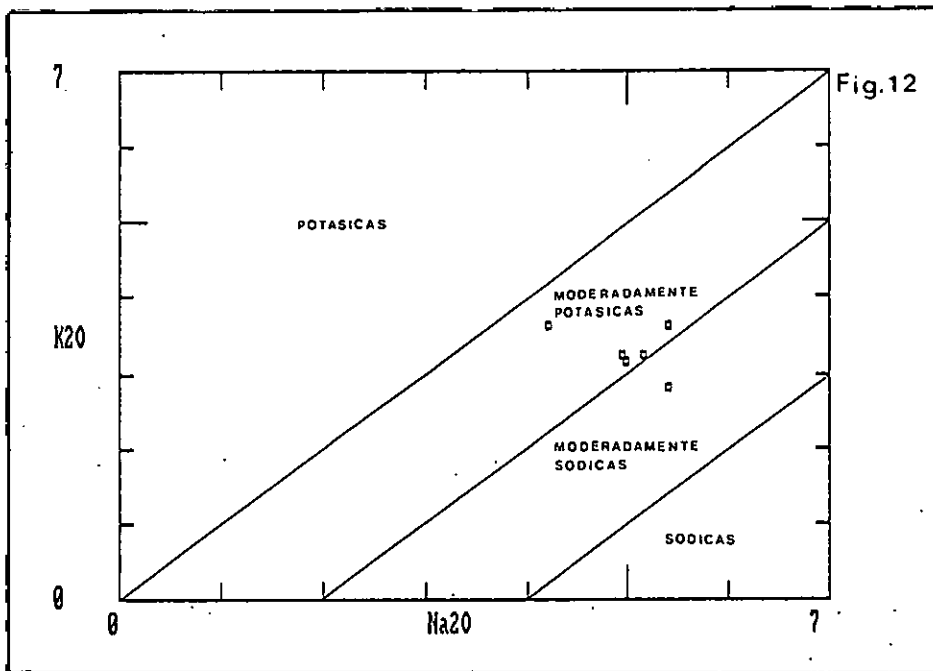


Fig. 12.- Clasificación química en base a la relación K₂O vs Na₂O (Le Maitre et al., 1982)

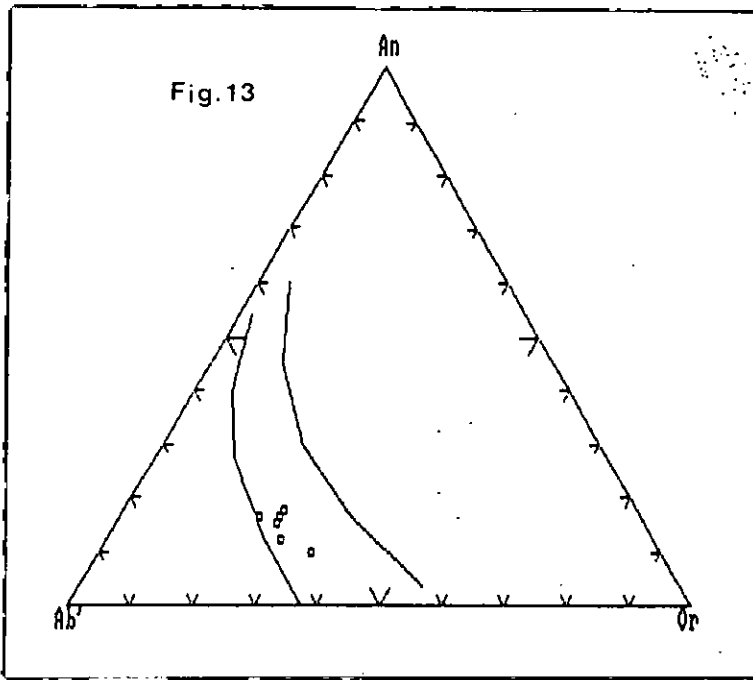


Fig. 13.- Diagrama de alcalinidad potásica, utilizando la composición normativa de anortita, albita y ortosa (Irvine y Baragar, 1971).

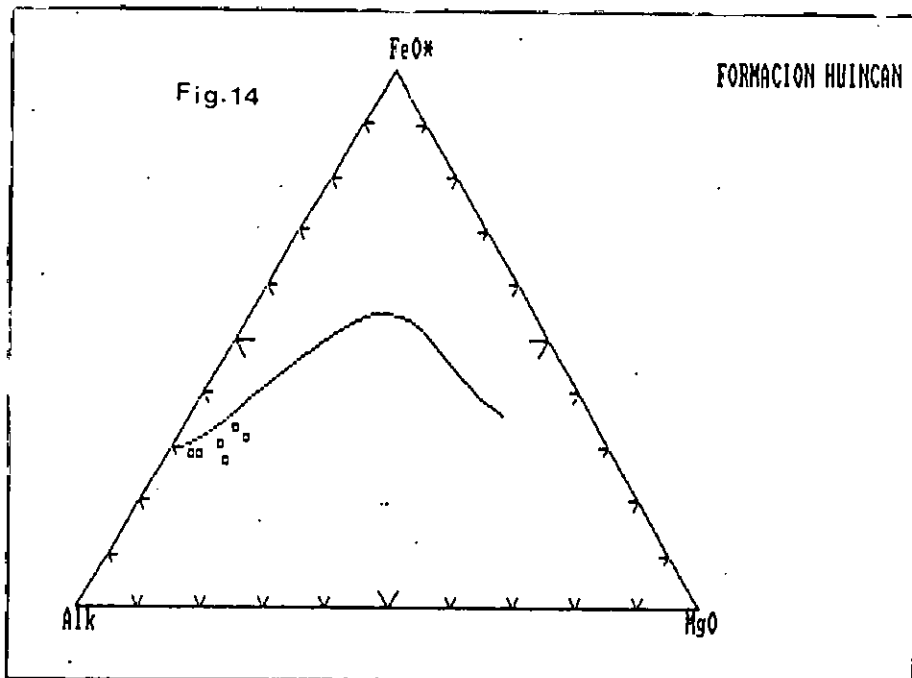


Fig. 14.- Diagrama AFM, de discriminación de series (Irvine y Baragar, 1971).

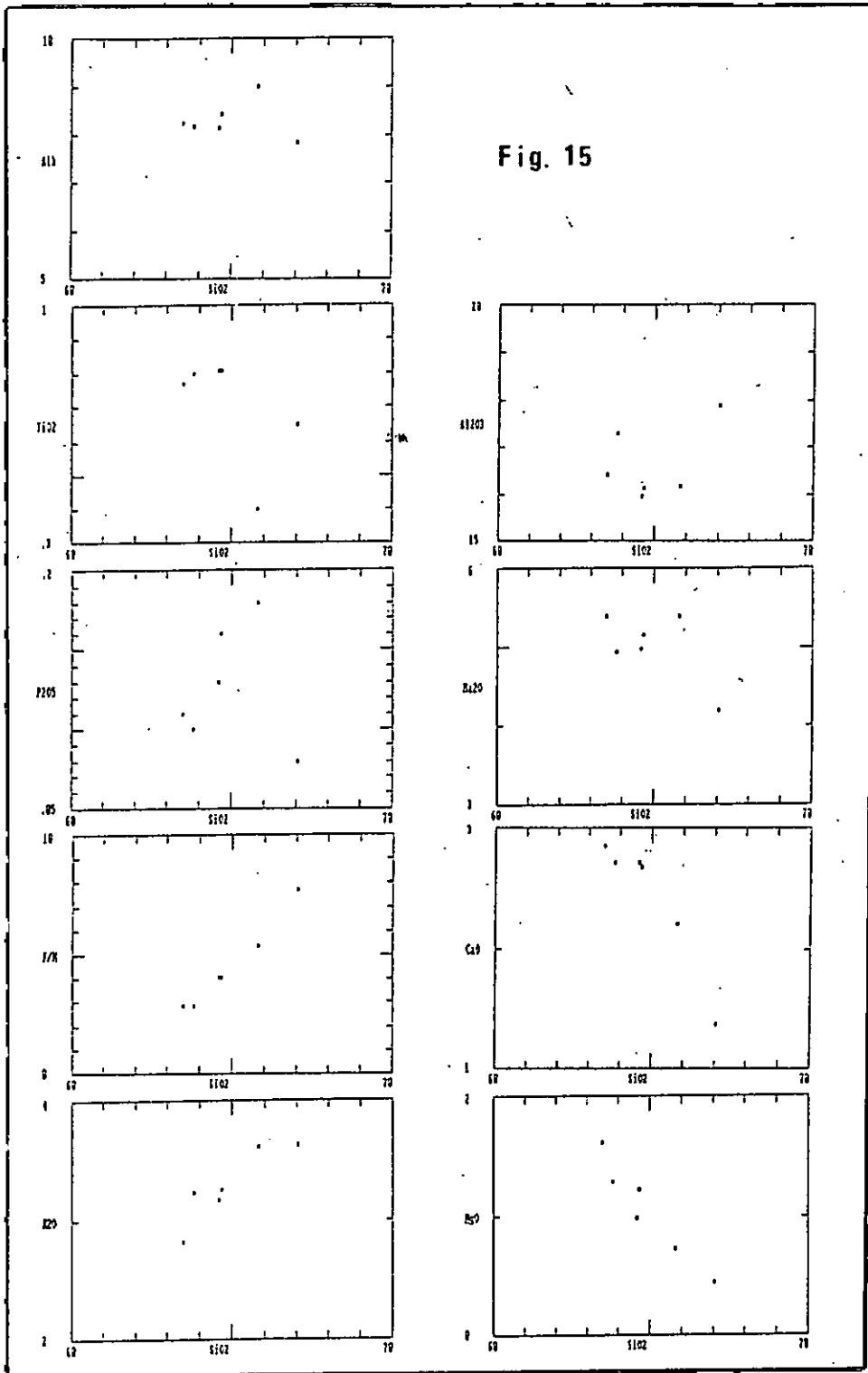


Fig. 15.- Diagramas de variación de Harker.

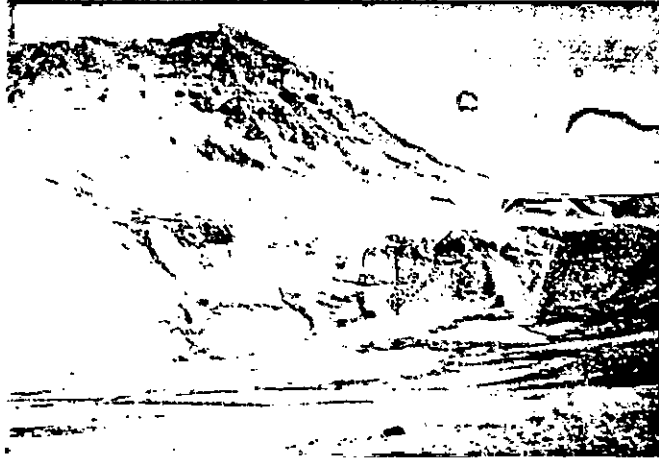


Foto 13.- Formación Huincán. Afloramientos en las nacientes del arroyo Montañesito. Obsérvese la actitud subhorizontal de las coladas de lava que forman el cerro Mora. Parte inferior de la foto se observa la Formación Loma Seca.

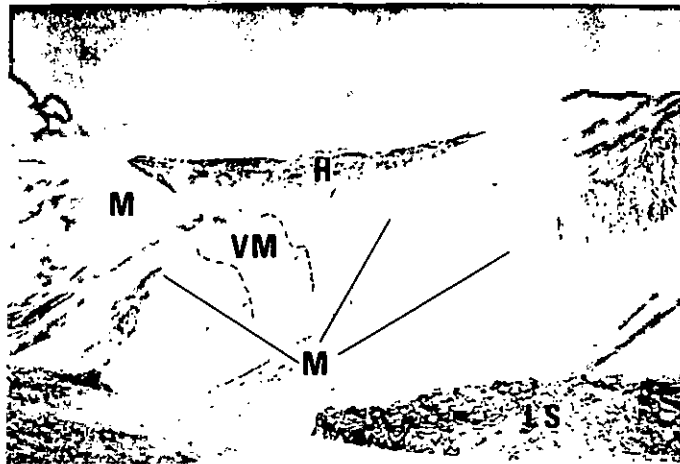


Foto 14.- Distribución de las unidades aflorantes sobre la ladera sur del arroyo Montañesito, VM: Formación Vaca Muerta, M: Andesita Montañesito, LS: Formación Loma Seca.



Foto 15.- Formación Huincán. Parte inferior de la foto: Miembro Inferior volcánico, parte superior: Miembro superior piroclástico.



Fotos 16 y 17.- Formación Huincán, Miembro superior. Depósitos laháricos y de brechas volcánicas respectivamente.



Foto 18.- Formación Huincán, Miembro superior, depósitos de aglomerados volcánicos.



Foto 19.- Formación Huincán, Miembro inferior volcánico, obsérvese la disyunción columnar inclinada y poco definida.

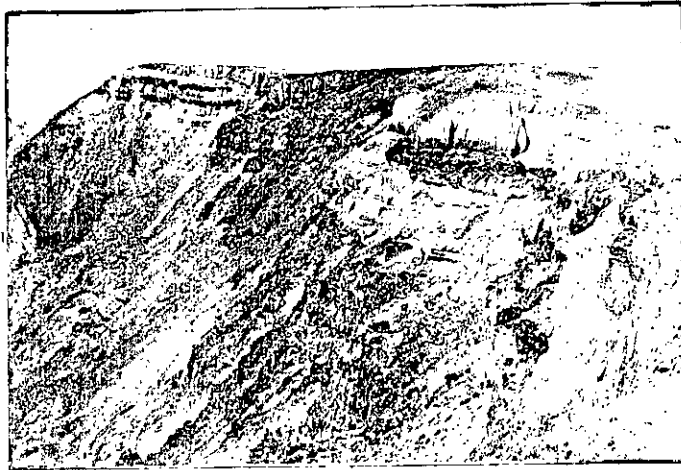


Foto 20.- Formación Huincán. Miembro inferior volcánico, Miembro superior piroclástico. Obsérvese en el tramo medio de este último la presencia de un potente vitrófiro negro.

2.VI. Cuaternario

Pleistoceno

2.VI.a. Formación Loma Seca (Hildreth et al., 1981)

Evolución del conocimiento de la Formación Loma Seca

La Formación Loma Seca fue definida por Hildreth et al. (1981) como "Toba Loma Seca", para designar a un complejo de caldera y flujos piroclásticos ubicados en los Andes de Chile Central en la latitud 35° 30'S.

Anteriormente, sobre la vertiente argentina, estas mismas rocas fueron definidas por Gerth (1931) como "Rocas Efusivas Cuaternarias" y más tarde, Groeber (1946) las denominó "Tilhuelitense inferior", mencionando grandes depósitos piroclásticos distribuidos en el área comprendida entre la frontera con Chile y el río Grande, desde el Portezuelo del Fehuenche por el sur hasta el del Fierro por el norte. Además ubica rocas de esta unidad en el cerro Tricolor en la ladera norte del arroyo Calqueque, al este del área de estudio.

Este autor las describió como una secuencia constituida por una parte inferior o tobas de composición basáltica y una superior, de mayor espesor, compuesta por tobas andesíticas con tendencia a dacíticas y con abundantes partes vítreas; su procedencia estaría representada por el cerro Campanario o el Planchón, pero no descartaba la posibilidad de que existieran otras bocas eruptivas situadas eventualmente en territorio chileno.

Nulló (1985), mencionó esta unidad en las áreas antes visitadas por Gerth (1931) y Groeber (1946) y describió, en el paraje denominado Invernada del Viejo, potencias de hasta 200 m, donde distinguió una base compuesta por potentes bancos lávicos de basandesita piroxénica, muy compactos con disyunción columnar y una parte superior, de mayor distribución, compuesta fundamentalmente por ignimbritas de composición andesítica de color gris oscuro, rica en vidrio y con típica textura eutaxítica.

Al este de la zona de estudio, a lo largo del río Malargüe, existen afloramientos ignimbríticos, que fueron denominados por Dessanti (1973, 1976) como "Tobas del Payún Matru" al asignarle al volcán homónimo como centro emisor ubicado aún más al este.

Nulló (1985) y Guerstein (1988), vincularon estos depósitos a las ignimbritas de la Formación Loma Seca. Sin embargo el que le asignó una procedencia oriental fue Groeber (1947) al denominar a las rocas del río Malargüe como "Matrulitense".

En esta localidad, Guerstein (1988) describió la secuencia piroclástica bajo la denominación de "Ignimbrita Malargüe" representada por una unidad de enfriamiento compuesta, de no más de 10 m de potencia y la relacionó con la unidad de enfriamiento superior de la "Toba Loma Seca" de Hildreth et al. (1984).

Al oeste de nuestra localidad, a pocos kilómetros y en territorio chileno, se encuentran los trabajos de Hildreth et al. (1981, 1984), quienes llamaron "Toba Loma Seca" a dos voluminosas láminas de ash-flow compuestas que se emplazaron hace 0.15 y 0.3 Ma, como resultado del colapso de la Caldera Calabozos, ubicada a los 35° 35'LS (figura 16). Estas láminas fueron designadas, desde la más joven a la más vieja como Unidades S y V, ambas separadas por un evento lávico de composición andesítica.

Tentativamente, estos autores incluyeron además, los restos de una tercer lámina datada en 0.8 Ma denominada Unidad L, que también pudo haber tenido la misma proveniencia.

Cada una de estas láminas ignimbríticas consisten en unidades de enfriamiento, sin cuarzo y con dos piroxenos y plagioclasas. Los análisis químicos determinaron una zonación normal de la cámara magmática para una secuencia que pasa de riocacitas a dacitas (Grunder, 1983).

Sobre la vertiente argentina se continúan los asomos de la Unidad S, encontrándose ésta, ampliamente distribuida en el área aquí tratada, rellenando el relieve pre-existente y valles glaciares anteriores, cubriendo una superficie reconstruida de aproximadamente 460 Km² y un volumen estimado en 26 Km³. Las

potencias estimadas, cerca del límite internacional, oscilan entre 90 y 100 m, disminuyendo hacia el este hasta unos 50 m sobre la margen occidental del río Grande.

En el sector sur de la comarca, a lo largo del arroyo El Yeso, la Formación Loma Seca está integrada por un manto de lavas de 12 a 30 m de espesor, que subyace en forma coextensiva a los depósitos de flujos piroclásticos de la Unidad S. Esta última es de coloración negra con alternancia de bandas grises, a veces rojizas, debidas a los distintos grados de desvitrificación, oxidación y cristalización en fase vapor. En general, presenta de moderado a denso soldamiento y una típica disyunción columnar definida.

Para la descripción de la Formación Loma Seca, se realizaron cuatro perfiles a lo largo de los arroyos Montañesito y El Yeso, de acuerdo al sentido de desplazamiento del flujo, permitiendo caracterizar en forma macro y microscópica cada tipo litológico.

Lavas pre-Unidad S

Estas lavas afloran sobre la ladera norte del arroyo El Yeso y se distribuyen en sentido oeste-este, desde el extremo occidental de la zona de estudio hasta el tramo medio del mencionado arroyo. En general su base está cubierta o apoya sobre las vulcanitas de la "Andesita Montañesito". Por encima sobreyace la Unidad S.

Macroscópicamente, estas rocas poseen abundantes cristales blancos-amarillentos de plagioclasa de hasta 5 mm en una pasta afanítica gris oscura a negra, donde se pueden distinguir algunos cristales pequeños de mafitos. Al microscopio se observa una textura porfírica dominante. Los fenocristales se componen de un 45 % de plagioclasa (oligoclasa-andesina) y un 10 % de ortopiroxeno (hipersteno). La pasta es de textura pilotáxica a afieltrada, constituida por microlitos de plagioclasa y opacos no identificados, todo a su vez entre una base vítrea.

Las Lavas pre-Unidad S poseen disyunción columnar vertical en la base e inclinada en todas direcciones hacia el techo (foto 21 y 22). En base a Waters (1960) este tipo de columnas inclinadas, dispuestas en la parte superior de una lava, crecen a partir de superficies topográficas irregulares como los que conformaron la "Andesita Montañesito". También pudo haberse producido por medio del agua de algún río o arroyo adyacente que fluyó sobre la superficie del flujo lávico antes que la lava complete su solidificación. El resultado es el de una mezcla de columnas en todas direcciones que pueden radiar desde distintos centros de enfriamiento en el techo de la colada.

Otro rasgo relacionado con el enfriamiento de estas lavas, es la presencia de dos estructuras subcirculares de

aproximadamente 50 m de diámetro, las cuales muestran una disyunción más ancha y dispuesta en forma concéntrica (foto 23, figura 17). Estas estructuras pueden ser interpretadas como tubos de lavas rellenos (Waters, 1960) que según su disposición en el afloramiento, indicarían una dirección del flujo aproximadamente norte-sur, tratándose posiblemente de tributarios del flujo principal de dirección oeste-este, o que éste debió desviar su curso a causa de un obstáculo topográfico anterior constituido probablemente por los bancos tobáceos de la Formación Remoredo.

El análisis químico realizado para la determinación de elementos mayoritarios, efectuado en una muestra, permitió clasificarla de acuerdo a Zanettín (1984), como mugearita (figura 18).

Unidad S

Descripción de perfiles

Perfil A:

Este perfil se realizó en cerca de las nacientes del arroyo Montañesito (localidad 1), sobre su ladera norte (foto 24).

La secuencia en este sector, tiene una potencia estimada de 100 m y la base se halla cubierta y en parte apoya sobre las vulcanitas terciarias de la "Andesita Montañesito". La descripción del perfil A es como sigue:

Base: cubierta o apoya sobre la "Andesita Montañesito".

15 m de ignimbrita gris oscura de aspecto porfírico, con abundantes cristaloclastos (50%) constituidos en su mayoría por plagioclasa de color blanco con tamaños de hasta 5 mm. Los litoclastos son escasos (5%), en general se componen de vulcanitas subangulosas del orden de 1 cm. La matriz (40%) es afanítica de color gris oscura a negra. Al microscopio se observa plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, opacos no identificados y apatito. Los litoclastos están compuestos por fragmentos de vulcanitas mesosilíceas. La matriz es vítrea constituida por material felsítico por desvitrificación y trizas con alto grado de aplastamiento. La roca se caracteriza por la presencia de individuos anhedrales de tridimita de baja birrefringencia, alto relieve y con típica macla en cuña (foto 25), se la encuentra relleno de fiammes, cavidades alargadas o alrededor de algunos cristaloclastos.

2 m de ignimbrita parda-amarillenta a rojiza, muy meteorizada y desagregable. Presenta textura eutaxítica, dada por fiammes de color gris oscuro orientadas según el flujo en una

dirección O-E.

10 m de ignimbrita de color morada-rojiza, muy tenáz. La roca muestra un bandeamiento de acuerdo al distinto grado de cristalinidad. Al microscopio se observa que los cristaloclastos están representados por plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, apatito y opacos no identificados. Los litoclastos son de vulcanitas de composición intermedia. La matriz está constituida por un agregado felsítico, máficos y opacos no identificados. La tridimita es abundante y junto al feldespató alcalino, se encuentra rellenando fiammes, cavidades alargadas, en parches e intercrecida en la matriz.

10 a 18 m de ignimbrita rojiza, densamente soldada, con textura fuertemente eutaxítica y disyunción columnar. Los fiammes (20%) son de color negro con brillo vítreo y fractura concoide; alcanzan tamaños de hasta 20 cm de largo por 2 cm de alto y su deformación aparente es de 10:1 (fotos 26a y 27a). Los cristaloclastos son escasos (10 %) de composición feldespática de hasta 4 mm y se encuentran dentro de la matriz o incluidos dentro de fiammes. Se observan líticos angulosos a subangulosos de vulcanitas (20 %) rojizas y grises del orden de 1 cm los que ocasionalmente pueden alcanzar hasta los 10 cm. Al microscopio se observa un textura eutaxítica dominante (fotos 26b y 27b) dada por fiammes castaños con bordes deflecados. Los cristaloclastos se componen de plagioclasa, biotita, ortopiroxeno, clinopiroxeno y opacos no identificados. Los litoclastos se componen de vulcanitas mesosilíceas y de ignimbritas desvitrificadas. La matriz es vítreo de color castaño-rojizo, con trizas de alto grado de aplastamiento, algunas de tipo pared de burbuja y otras con formas de Y. Hacia arriba se observa una incipiente desvitrificación dando textura axiolítica en trizas y esferulítica alrededor de pequeños núcleos de tridimita en los fiammes.

25 m de ignimbrita gris oscura con alternancia de capas de color gris claro, algunas con bordes rojizos por oxidación. Este bandeamiento le confiere a la roca cierta foliación originando un lajamiento por los planos de dichas capas. Las mismas se encuentran en un 40 % con espesores que varían de 2 a 20 mm y su longitud es muy variable. Además este banco presenta disyunción columnar poco definida y formas de erosión redondeadas. Los cristaloclastos (10 %) son de pocos milímetros, en su mayoría de plagioclasa. Los litoclastos son escasos (5 %), constituidos por fragmentos angulosos a subangulosos de vulcanitas de hasta 1 cm. La matriz (45 %) es gris a gris oscura, afanítica, con brillo graso a vítreo, presenta cavidades alargadas según el sentido del flujo, rellenas o recubiertas sus paredes por un material afanítico de color pardo rojizo. Al microscopio se observan

cristaloclastos de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, opacos no identificados, apatito y escasa biotita rojiza. Los líticos son de composición mesosilícica. La matriz se compone de trizas muy soldadas y desvitrificadas a material felsítico. La roca se caracteriza por la presencia de tridimita, que junto al feldespato alcalino, se halla localmente en gran cantidad, ya sea rellenando cavidades, en determinadas capas, dentro de fiammes, en parches o intercrecida en los espacios porales de la matriz, en cristales de hábito tabular, de alto relieve, baja birrefringencia y con macla en cuña (foto 28). Debido a la abundancia de este mineral en la matriz, hace que la roca sea muy coherente.

15 m de ignimbrita muy coherente, de color gris claro, presenta un alternado bandeamiento de acuerdo al distinto grado de cristalinidad. La roca posee un aspecto porfírico debido a la abundante proporción de cristales (30 %) de plagioclasa de hasta 4 mm y en menor cantidad, pequeños cristales de mafitos, inmersos en una matriz afanítica gris clara, la cual le confiere el color a la roca. Entre los planos de dichas capas se observan fracturas y cavidades recubiertas por un material afanítico de color blanco a rojizo. La roca es maciza, compacta y presenta un conspicuo laminamiento. Microscópicamente se observan cristaloclastos de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y opacos no identificados. La matriz está constituida por trizas muy soldadas y desvitrificadas a material felsítico, además se observan opacos y máficos no identificados. La tridimita es abundante y se la encuentra junto al feldespato alcalino, en individuos de hábito tabular rellenando cavidades, en parches, intercrecida en los espacios porales de la matriz (foto 29), también rellenando fiammes y en determinadas capas.

Techo: superficie de erosión y formación de suelo.

Perfil B:

Hacia el este, en el área del arroyo Montañés, los espesores de la Unidad S disminuyen, respecto del perfil A, llegando a 50 m, donde la secuencia apoya sobre los bancos tobáceos de la Formación Remoredo (foto 30). En un sector, entrando en la quebrada del arroyo Montañésito, la Unidad S se adelgaza a 23 m sobre un alto positivo dejado anteriormente por las vulcanitas del Grupo Choiyoy (foto 31). En este sector (localidad 2) se realizó el siguiente perfil:

Base: apoya sobre el Grupo Choiyoy.

2 m de ignimbrita de color gris claro, de moderado soldamiento, algo friable y de baja densidad. Posee aproximadamente un 30

% de fragmentos pumíceos de color verde claro, algo deformados y orientados según la fluidalidad, sus tamaños varían desde pocos milímetros hasta 2 cm y en su interior se observan finos y alargados canalículos. En general la roca presenta una baja proporción de cristaloclastos y litoclastos. La matriz es abundante de textura afanítica.

4,5 m de ignimbrita de color negro muy rica en vidrio (foto 32). La parte inferior se caracteriza por presentar fractura concoide, la cual genera una estructura en media caña de 1,2 m de diámetro. La roca posee pequeños y abundantes fiammes (25 a 30 %) de color negro, brillo vítreo y fractura concoide, con una deformación aparente de 10:1, indicando un alto grado de soldamiento. Los cristaloclastos se componen en su mayoría de cristales tabulares de plagioclasa (25%) de 1 a 5 mm, los cuales se encuentran tanto en la matriz como en fiammes. Los litoclastos se componen de fragmentos de vulcanitas mesosilíceas (vinculadas a la "Andesita Montañesito") grises a blanquecinas y sus tamaños pueden variar desde pocos milímetros hasta 2 cm. La matriz es vítrea de color gris oscuro a negro de textura afanítica. Hacia arriba, se observa que varía la proporción de cristaloclastos y litoclastos, aumentando los primeros (a 35%) y disminuyendo los segundos (a 15%), también aumenta el tamaño de los fiammes, llegando a medir hasta 20 cm de largo por 3 cm de alto y con una deformación aparente de 6:1. En general la roca presenta textura fuertemente eutaxítica y la estructura dominante está dada por una disyunción columnar definida, la cual varía su densidad de diaclasamiento según el grado de soldamiento.

10 m de ignimbrita gris oscura, muy tenáz, con gran deformación plástica evidenciada por líneas de presión en la dirección del flujo. La roca presenta disyunción columnar definida y vesículas subcirculares alargadas dadas por escape de gases, con tamaños que varían desde 5 mm hasta 5 cm. Algunas de estas cavidades se encuentran tapizadas por un agregado fino de cristales silíceos. Los cristaloclastos (15 a 20 %) se componen de individuos tabulares de plagioclasa de 1 a 5 mm algo orientados según la dirección del flujo. Los litoclastos (10 %) están constituidos por vulcanitas mesosilíceas. La matriz (75 a 80 %) es gris oscura a negra, de fractura irregular a concoide.

4 m de ignimbrita de color gris claro, de baja densidad, poco soldada y friable, presenta disyunción columnar grosera y formas de erosión redondeadas (fotos 33 y 34). La roca presenta fragmentos pumíceos poco deformados y vesiculados y pequeños fiammes (10 %) de color gris oscuro. Los cristaloclastos son escasos y los litoclastos se componen de fragmentos angulosos a subangulosos de vulcanitas mesosilíceas de 2 a 3 cm. La matriz es abundante, de color

gris constituida por un agregado fino desagregable.

Techo: superficie de erosión.

Perfil C:

Sobre la ladera norte del arroyo El Yeso, la Unidad S apoya en forma coextensiva sobre las Lavas pre-Unidad S de aproximadamente 30 m de espesor, las cuales presentan una disyunción columnar inclinada.

Sobre este manto lávico, cerca de las nacientes del arroyo El Yeso (localidad 3, foto 35) se realizó el siguiente perfil:

Base: apoya sobre las Lavas pre-Unidad S.

17 m de ignimbrita gris oscura, con disyunción columnar y textura fuertemente eutaxítica, determinada por abundantes fiammes negros (35 %) de brillo vítreo y fractura concoide, las mismas están fuertemente soldadas con una deformación aparente de 15:1 y sus tamaños varían desde pocos milímetros hasta los 7 cm, que excepcionalmente alcanzan los 15 cm. Los cristaloclastos (15 %) se componen fundamentalmente de plagioclasa de hasta 4 mm. Los litoclastos son abundantes (25 %) constituidos por fragmentos angulosos a subangulosos de vulcanitas. La matriz es gris oscura a negra muy abundante (45 %), lo cual le confiere alta tenacidad a la roca. En los sectores superiores de esta secuencia, se observa que aumenta la proporción de cristaloclastos (a 40 %) y disminuye la de litoclastos (a 15 %). Además se observan bancos cuya matriz es de coloración rojiza a rojiza clara. Microscópicamente (foto 36), se observa una textura eutaxítica dominante, los fiammes son de color castaño claro con formas irregulares y orientados según la dirección del flujo. Los cristaloclastos están constituidos por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, biotita y opacos no identificados. Los litoclastos se componen de vulcanitas mesosilíceas e ignimbritas. La matriz es predominantemente vítrea de color castaño con una incipiente desvitrificación, compuesta por trizas aplastadas, algunas con formas de Y, que forman cierto bandeamiento en la dirección del flujo y líneas de presión entre los cristaloclastos.

6 m de ignimbrita de color gris, parcialmente soldada, con textura eutaxítica dada por fiammes (25 %) grises de bordes negros con tamaños de hasta 5 cm. Los cristaloclastos son muy escasos y se hallan tanto en la matriz como en los fiammes. Los litoclastos (30%) se componen de fragmentos angulosos a subangulosos de vulcanitas grises. La matriz es abundante (40%) de textura afanítica y coloración gris clara, la misma presenta pequeñas cavidades o vesículas rellenas con un

material blanquecino pulverulento. Al microscopio, se observa que la fracción cristaloclástica está representada por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, opacos no identificados y escasa biotita. Los fiammes son de color castaño rojizo con desvitrificación en su interior a material felsítico. La matriz es castaña, constituida por trizas moderadamente soldadas, algunas con formas de Y o pared de burbuja, presentando textura axiolítica debida a la desvitrificación a material felsítico, opacos y máficos no identificados. Es frecuente observar tridimita como núcleos en fiammes y trizas, intercrecida en la matriz o como relleno de cavidades.

25 m de ignimbrita gris oscura. muy tenáz, presenta fiammes (30 %) de tonos grises de hasta 7 cm de largo por 0,3 cm de alto, algunas de éstos se hallan tapizados o rellenos con material silíceo. Los cristaloclastos (10 %) se componen en su mayoría de individuos tabulares de hasta 2 mm de feldespatos blanquecino. Los litoclastos (20 %) se componen de fragmentos angulosos a subangulosos de rocas volcánicas grises de hasta 4 cm. La matriz (40 %) es gris oscura afanítica. Microscópicamente (foto 37) se observa una textura eutaxítica determinada por fiammes rellenos o con núcleos de tridimita que hacia sus bordes presentan intensa desvitrificación felsítica con textura axiolítica. Los cristaloclastos se componen de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, opacos no identificados y escasa biotita. Los litoclastos están representados por vulcanitas mesosilíceas. La matriz es vítrea de color castaño oscuro a pardo, constituida por trizas muy soldadas y con una moderada desvitrificación. La tridimita, junto al feldespatos alcalino, se la observa relleno de fiammes o como núcleos en trizas, formando mosaicos de individuos anhedrales de alto relieve, baja birrefringencia y con típica macla en cuña. También se la encuentra en agregados de cristales tabulares en forma de parches o intercrecida en la matriz.

30 m de ignimbrita de color gris, muy tenáz, la cual presenta una alternancia de capas y fiammes de coloración gris clara. Este bandeamiento le confiere a la roca un lajamiento por los planos de dichas capas, además presenta una disyunción columnar poco definida. Los cristaloclastos (20 %) en su mayoría están constituidos por feldespatos blanquecinos de hasta 4 mm. Los litoclastos son muy escasos y a veces no se observan. La matriz es abundante (80 %), de color gris y textura afanítica donde pueden verse algunas vesículas pequeñas. Al microscopio se observa plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y opacos no identificados. La matriz está compuesta por material felsítico por desvitrificación, opacos y máficos no identificados y escaso cuarzo, todo en una base vítrea. La roca se caracteriza por la abundancia de tridimita, la cual se la encuentra con

textura esferulítica en individuos de hábito tabular rellenando cavidades o intercrecida en la matriz. También se la halla junto al feldespató alcalino formando mosaicos de individuos anhedrales en determinadas capas.

Techo: superficie de erosión.

Perfil D:

Aproximadamente en el tramo medio del arroyo El Yeso, la Unidad S posee una potencia estimada de 40 m (fotos 38 y 39). La misma apoya sobre unos 12 m de Lavas pre-Unidad S. En este sector (localidad 4) se efectuó el siguiente perfil:

Base: apoya sobre las Lavas pre-Unidad S.

1,5 m de ignimbrita negra soldada, de aspecto vítreo. La roca presenta fractura concoide desarrollando una estructura en media caña del diámetro que marca este banco. Los cristaloclastos son abundantes (30 %) constituidos en general por individuos de plagioclasa de hasta 4 mm. Los litoclastos (15 %) son pequeños de hasta 1 cm y la matriz (50 %) es de color negra de composición vítreo. Al microscopio se observa que los cristaloclastos se componen de plagioclasa, biotita, ortopiroxenos, clinopiroxenos y opacos no identificados. El apatito se encuentra como inclusión de los cristaloclastos. Los litoclastos están constituidos por vulcanitas mesosilíceas e ignimbritas muy desvitrificadas. La matriz es fundamentalmente vítreo de color castaño, representada por trizas muy aplastadas, algunas con formas de Y con una incipiente desvitrificación. Se observan líneas de presión entre los cristaloclastos y algunas fracturas perlíticas.

30 m de ignimbrita negra a gris oscura de soldamiento denso y fractura irregular a incipientemente concoide. Presenta disyunción columnar con un patrón de diaclasamiento fino en la base y más grueso hacia el tope. La roca está constituida por cristaloclastos (20 %) en su mayoría de plagioclasa de hasta 4 mm, litoclastos (30 %) de vulcanitas grises de hasta 5 mm y matriz (50 %) afanítica de color negra y de composición vítreo.

10 m de ignimbrita soldada de color gris. presenta disyunción columnar poco definida y formas de erosión redondeadas. Se observan fiammes (10 %) de color gris oscuro con un tamaño medio de 4 cm de largo por 0,4 cm de alto y una deformación aparente de 10:1. Los cristaloclastos (30 %) se componen en su mayoría de plagioclasa de hasta 5 mm, que se encuentran tanto en la matriz como en fiammes y de pequeños cristales de mafitos. Los litoclastos (20 %), son fragmentos de vulcanitas de pocos centímetros. La matriz es abundante (50

%) de color gris y textura afanítica. Al microscopio se observa que la fracción cristaloclastica está constituida por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, opacos no identificados y escasa biotita. La matriz es vítrea de color pardo rojiza, formada por trizas muy aplastadas, las cuales se encuentran con desvitrificación a material felsítico y opacos, generando una textura axiolítica. Entre el material vítreo se observan mosaicos de tridimita anhedral y feldespatos alcalino.

Techo: superficie de erosión.

En base a los perfiles realizados, la Unidad S, se puede dividir en dos secciones, una inferior y otra superior. Los criterios para tal división son fundamentalmente la coloración, el grado de soldamiento, la estructura, la asociación mineralógica y el grado de desvitrificación y cristalización en fase vapor entre otros. El pasaje entre ambas partes es transicional, aunque es visible a la distancia, un plano de discontinuidad entre ambas zonas.

La Unidad S inferior se caracteriza su coloración negra a gris oscura, a veces rojiza por oxidación. Posee alta tenacidad por tratarse de una ignimbrita de soldamiento denso y una disyunción columnar definida. La textura dominante es eutaxítica, determinada por conspicuos fiammes negros de composición vítrea con una deformación aparente media (largo/alto) de 10:1. Las trizas poseen formas de Y o pared de burbuja, en general están muy aplastadas y determinan líneas de presión entre los cristaloclastos. En algunos sectores del área estudiada, la base presenta un aspecto vítreo o vitrófiro basal de 1,5 m de espesor con fractura concoide, la cual genera una estructura en media caña. Otras veces, la base de la ignimbrita presenta una mayor participación de cristaloclastos y su matriz se encuentra moderadamente desvitrificada. En algunos casos, debajo del vitrófiro, la base está parcialmente soldada, evidenciada por el menor grado de aplastamiento de los pumíceos y menor tenacidad.

La asociación mineralógica esta representada por plagioclasa (oligoclasa-andesina), biotita, ortopiroxeno (hipersteno), clinopiroxeno (augita, augita-egirina), opacos no identificados y apatito. Los litoclastos se componen en su mayoría de vulcanitas terciarias de composición intermedia y de fragmentos de ignimbritas desvitrificadas vinculadas posiblemente a las unidades de enfriamiento que subyacen a la Unidad S.

La Unidad S superior es de color gris y presenta una alternancia de bandas más claras, debidas al distinto grado de cristalinidad, producida ésta por desvitrificación y cristalización en fase vapor. La disyunción columnar es poco definida y muestra un lajamiento producido a través de los planos de discontinuidad de las bandas antes mencionadas. La roca

presenta un moderado soldamiento, donde en algunos sectores del techo de la unidad, se generan formas redondeadas debidas a la erosión.

La asociación mineralógica se compone de plagioclasa (oligoclasa-andesina), ortopiroxeno, clinopiroxeno, opacos no identificados y apatito. La matriz es de material felsítico por la intensa desvitrificación, máficos y opacos no identificados en una base vítrea. Entre los litoclastos, predominan las vulcanitas de composición mesosilíceas.

En este sector, la Unidad S se caracteriza por la abundante cantidad de tridimita, que junto al feldespató alcalino, se halla cristalizada a partir de la exolución póstuma de volátiles e indica, en la historia de enfriamiento de la ignimbrita, la zona de fase vapor.

La tridimita se identifica por su baja birrefringencia, alto relieve y macla en cuña. Se la encuentra relleno o tapizando cavidades, en parches o intercrecida en la matriz, en cristales tabulares, los cuales se entrecruzan o forman textura esferulítica entre el feldespató alcalino. También suele encontrarse este mineral, en mosaicos de individuos anhedrales, como relleno o núcleos de fiammes y trizas o cristalizado en determinadas capas.

Una cantidad de tridimita considerable, se puede dar al atenuarse el espesor de la ignimbrita cuando ésta pasa un obstáculo topográfico, como los dejados por la "Andesita Montañesito" y el Grupo Choisyoy. El resultado es una disminución de la carga litostática y con ella la presión de los gases entrampados también desciende, facilitando de esta forma la cristalización del mencionado mineral junto al feldespató alcalino.

Debido a que encuentra intercrecida en los espacios porales de la matriz, la tridimita constituye un cemento que hace a la roca muy coherente. El término "sillar" es utilizado para designar a tales rocas (Cas y Wright, 1987).

Generalidades

La Unidad S, en el área aquí tratada, constituye una unidad de enfriamiento simple (Smith, 1960 b). La figura 19 representa, en base a los tipos litológicos identificados, una sección transversal adaptada de Lipman y Christiansen (1964) que muestra la zonación vertical y lateral que determina la historia de enfriamiento del flujo ignimbrítico.

El soldamiento está generalmente asociado a cambios cromáticos característicos, debidos a los distintos cambios de

oxidación del hierro (Cas y Writh, 1987).

Integrando los trabajos de Hildreth et al. (1984) y Guerstein (1988) con los de la comarca en estudio (figura 20), se estima que la distancia alcanzada por la Unidad S, desde el área fuente hasta el área del río Malargüe, es de aproximadamente 95 Km con un espesor medio de 87 m y un volumen probable entre 240 a 250. Km³. La relación entre la dimensión vertical sobre la horizontal es de 9×10^{-4} , lo cual permite definir a la Unidad S como una ignimbrita de bajo aspecto relativo (Walker, 1982).

Esta relación sirve para definir tanto ignimbritas como lavas extrusivas, abarcando un amplio rango de valores (figura 21); éstos varían desde 1:400 para la ignimbrita The Valley of Thousand Smokes (V.T.T.S.) hasta aproximadamente 1:100000 para las ignimbritas de Taupo y Koya (Ui, 1973, Walker et al., 1980 a).

Las ignimbritas de bajo aspecto relativo, se caracterizan por poseer un mínimo control ejercido por la topografía existente y por la distribución radial exterior en todas direcciones desde la boca de emisión (Walker, 1982), como es observado en la figura 16.

La evidencia de la alta movilidad y la habilidad de sobrepasar obstáculos topográficos, indica que la Unidad S ha sido emplazada a altas velocidades de flujo (Walker, 1982) y que es atribuida fundamentalmente a la fase gaseosa que fluidalizó la lámina (Mazzoni, 1986), la que se encuentra expresada en el alto contenido de productos de exolución.

Discusión

Las descripciones litológicas y petrográficas realizadas en el área aquí tratada, muestran una marcada similitud con aquellas efectuadas por Hildreth et al. (1984) y Guerstein (1988). Para ello se consideran los siguientes criterios de correlación:

1- Continuidad regional de la Formación Loma Seca en el área de estudio desde la localidad tipo.

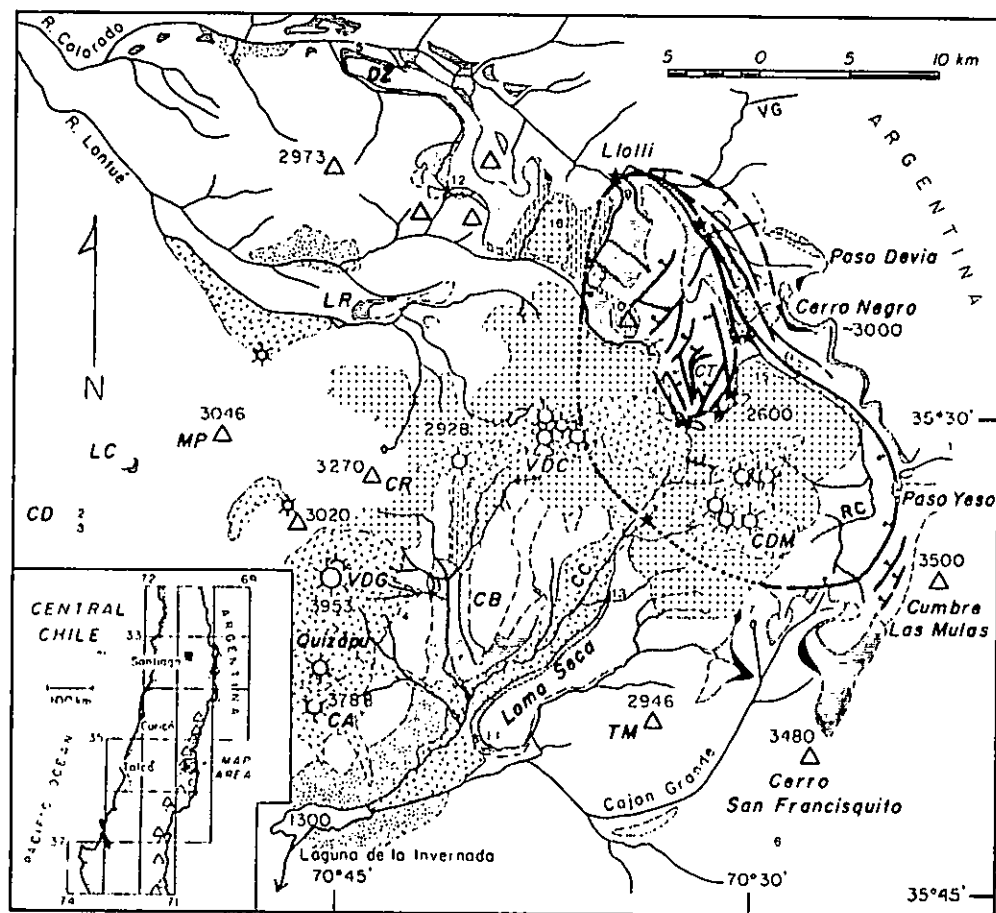
2- Igual asociación mineralógica.

3- La Unidad S inferior y la Unidad S superior, serían correlacionables con la Unidades de flujo inferior y superior respectivamente, de la "Ignimbrita Malargüe" definida por Guerstein (1988).

4- La presencia de biotita sólo en sector inferior de la Unidad S, es comparable con las determinaciones de Grunder (1983) y Guerstein (1988).

5- Las lavas pre-Unidad S se vincularían con las lavas intercaladas entre las Unidades V y S de la Formación Loma Seca y con aquellas, de composición basandesítica piroxénica, definidas por Nullo (1985) en el área de la Invernada del Viejo.

6- No se reconocen para la Formación Loma Seca, tanto en el sector chileno como en el área de estudio y en la "Ignimbrita Malargüe", depósitos de caída asociados.



- | | | | |
|-----------------------|---|--|-----------------------------------|
| | Holocene andesitic and dacitic lavas and tuffs | | Holocene volcanic vent |
| | Glaciated andesitic and dacitic lavas younger than Unit S | | Hot-spring clusters |
| Loma Seca Tuff | | | |
| | Unit S (10-15 my) | | Pleistocene eruptive centers |
| | Lavas intercalated between Units V and S | | contact |
| | Unit V (0-3 my) | | fault (bar on downthrown side) |
| | Unit L (0-8 my) | | Location of K-Ar sample (Table I) |
| | Undifferentiated pre-Loma Seca rocks | | |
| | Plutonic rocks | | |

Fig. 16.- Mapa generalizado del Complejo Caldera Calabozos y terrenos adyacentes. Se muestra la ubicación de los estratovolcanes activos (triángulos) y la faja de centros silíceos (círculos) detrás del arco. Abreviaturas de las localidades tipo: CA, Cerro Azul; DVG, Volcán Descabezado Grande; CB, Cerro Bravo; CC, Cajón Los Calabozos; CD, Cordón del Despalmado; CDM, Cerro del Medio; CR, Cerro Rajaduras; CT, Cerro Troncos; DZ, Cuesta del Durazno; LC, Cerro La Chepa; LR, Loma Los Robles; MP, Cerro Manantial Pelado; RC, Cabeceras del Río Colorado; TM, Cerro Tetas de Monsalve; VCD, Volcán Descabezado Chico; VG, Valle Grande. Modificado de Hildreth et al. (1984).

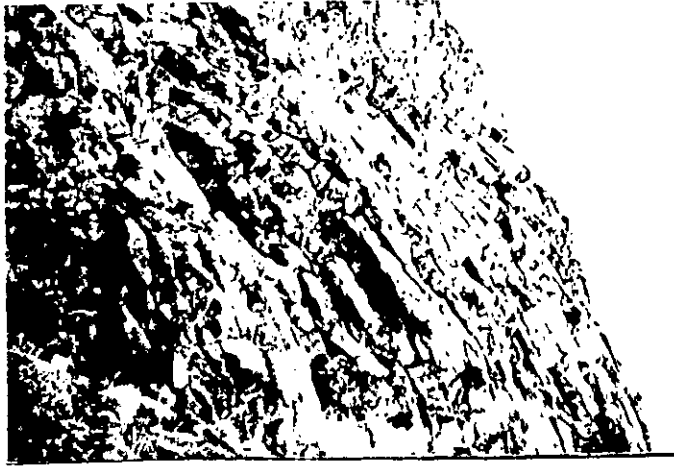


Foto 21.- Formación Loma Seca, Lavas pre-Unidad S. Estructura de enfriamiento en Disyunción Columnar convergente hacia el techo (ángulo superior izquierdo de la foto persona de referencia).



Foto 22.- Formación Loma Seca, Lavas pre-Unidad S. Disyunción Columnar en la base e inclinada en todas direcciones hacia el techo.

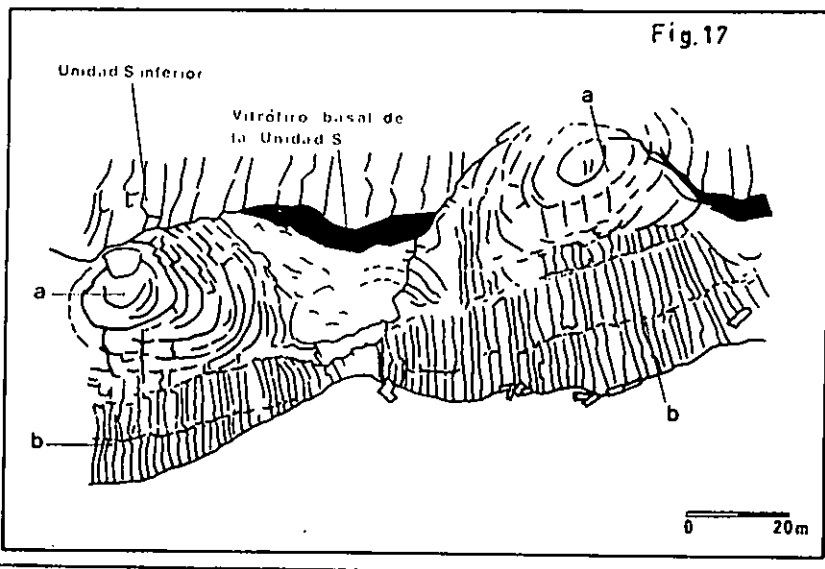


Foto 23 y Fig. 17.- Formación Loma Seca, Lavas pre-Unidad S. Estructuras de enfriamiento, a- Disyunción Columnar Vertical; b- Tubos de Lavas Rellenos.



Foto 24.- Formación Loma Seca, Unidad S aflorante en las inmediaciones a las nacientes del arroyo Montañesito.



Foto 25.- Tridimita relleno de cavidades alargadas, en individuos de alto relieve, baja birrefringencia y mostrando típica macla en cuña. Matriz vítrea con desvitrificación a material felsítico y opacos no identificados (x 6,3, luz polarizada).

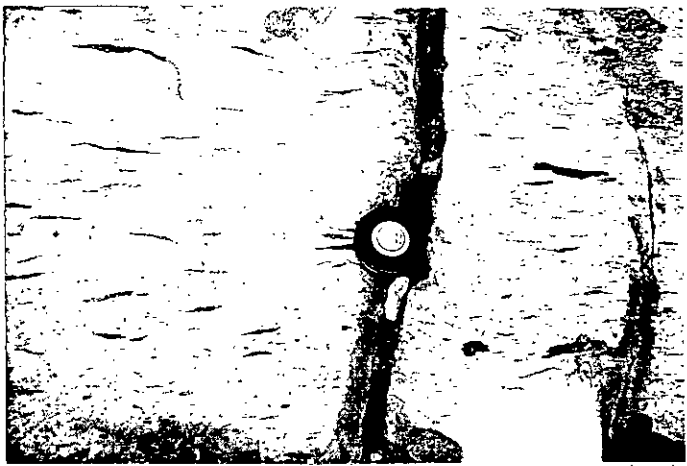


Foto 26.- Unidad 9, a- Ignimbrita densamente soldada con textura eutaxítica dominante determinada por fiammes negros, b- Textura eutaxítica, obsérvese fiamme vitreo y cristaloclasto de plagioclasa con textura cribada, matriz vítrea de color castaño rojizo y trizas aplastadas con incipiente desvitrificación (x 3,5, luz polarizada).



Foto 27.- a- Ignimbrita densamente soldada con textura eutaxítica domonante. Se observan líticos angulosos a subangulosos de vulcanitas en el sector central e inferior de la foto, b- Textura eutaxítica. Parte centro superior de la foto, fiamme castaño claro, matriz castaña rojiza constituida por trizas con alto grado de soldamiento e incipiente desvitrificación (x 3,5, luz polarizada).

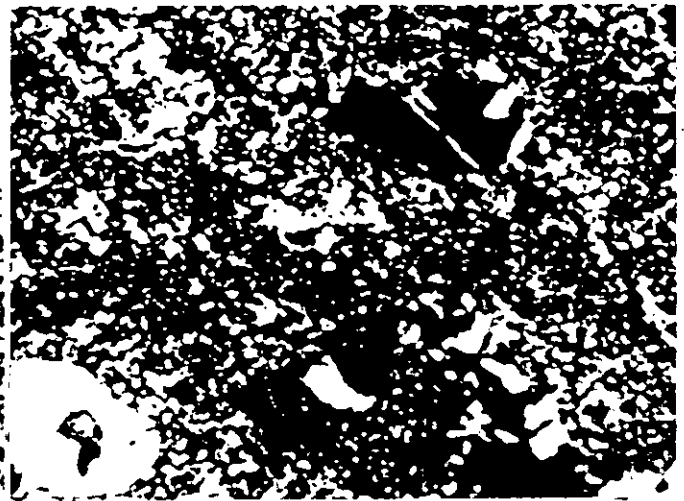
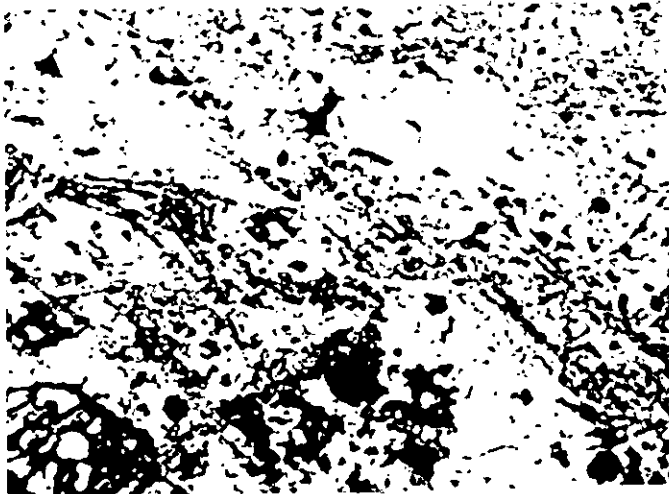


Foto 28.- Tridimita en cristales de hábito tabular, que junto a feldspatos alcalinos, se halla en parches e intercrecida en los espacios porales de matriz, matriz vítrea con intensa desvitrificación a material felsítico, se observan opacos y máficos no identificados y en el ángulo inferior de la foto un cristaloclasto de piroxeno. a- nicoles paralelos, b- luz polarizada (x 6,3).

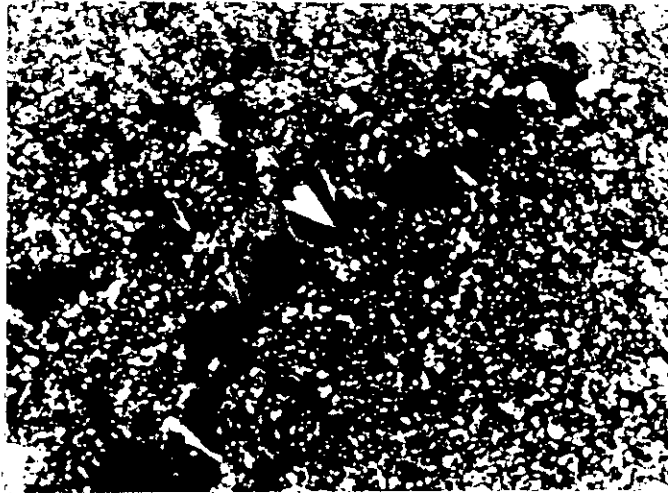


Foto 29.- Tridimita en individuos de hábito tabular de alto relieve, baja birrefringencia y macla en cuña (parte central de la foto), se la encuentra relleno de grietas, cavidades alargadas e intercrecida en la matriz. Matriz vítrea con desvitrificación a material felsítico, se observan opacos y máficos no identificados (x 6,3, luz polarizada).

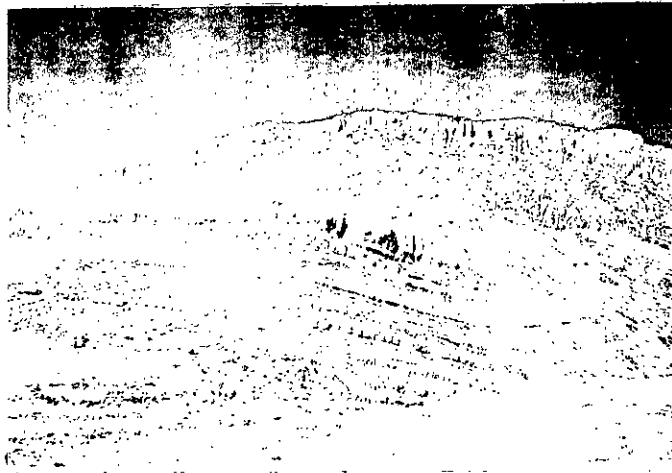


Foto 30.- Formación Loma Seca. Afloramientos en la desembocadura del arroyo Montañés con el río Grande. La Unidad S apoya discordantemente sobre los bancos tobáceos de la Formación Remoredo.

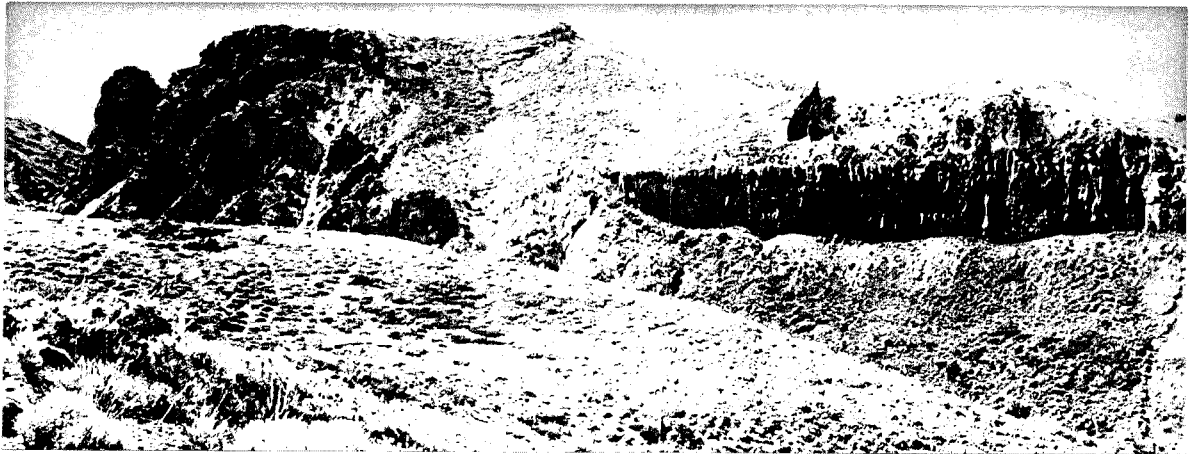
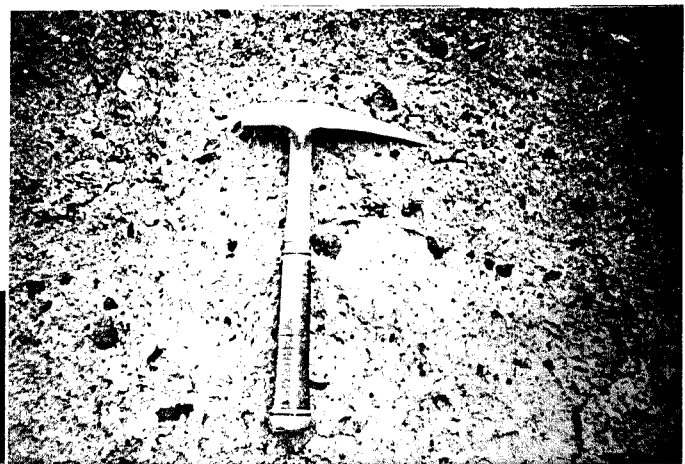


Foto 31.- Formación Loma Seca. La Unidad 8 apoya sobre las vulcanitas del Grupo Choyoi. Obsérvese el adelgazamiento de la ignimbrita sobre un obstáculo positivo.



Foto 32.- Formación Loma Seca. Vitrófiro de la Unidad 8 inferior, se observa un predominio de matriz vítrea con fractura concoide (sector oscuro) y litoclastos de vulcanitas (fragmentos claros).



Fotos 33 y 34.- Unidad 8 superior, ignimbrita gris de baja densidad, poco soldada, friable y con formas de erosión redondeadas. Obsérvese fragmentos pumíceos poco deformados.

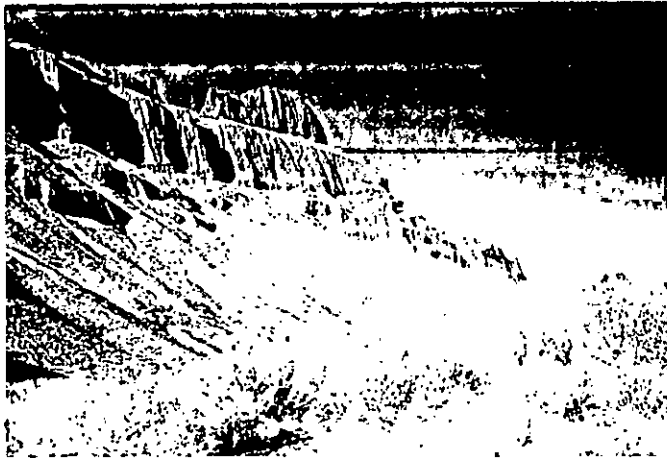


Foto 35.- Formación Loma Seca. Afloramientos ubicados cerca de las nacientes del arroyo El Yeso. Obsérvese el plano que separa la Unidad S inferior (densamente soldada) de la superior (poco soldada).

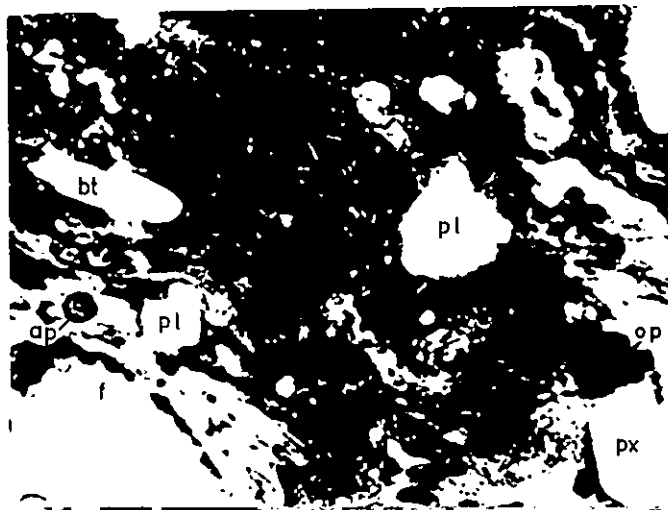


Foto 36.- Unidad S inferior. Roca con textura eutaxítica, fiammes de color castaño claro, que junto a cristaloclastos de plagioclasa, determinan líneas de presión entre el material vítreo (sector inferior de la foto). La asociación mineralógica está determinada por plagioclasa (pl), biotita (bt), piroxeno (px) y apatito (ap). Se observan además líticos de vulcanitas (l) y la matriz con incipiente desvitrificación (x 3,5, luz polarizada).

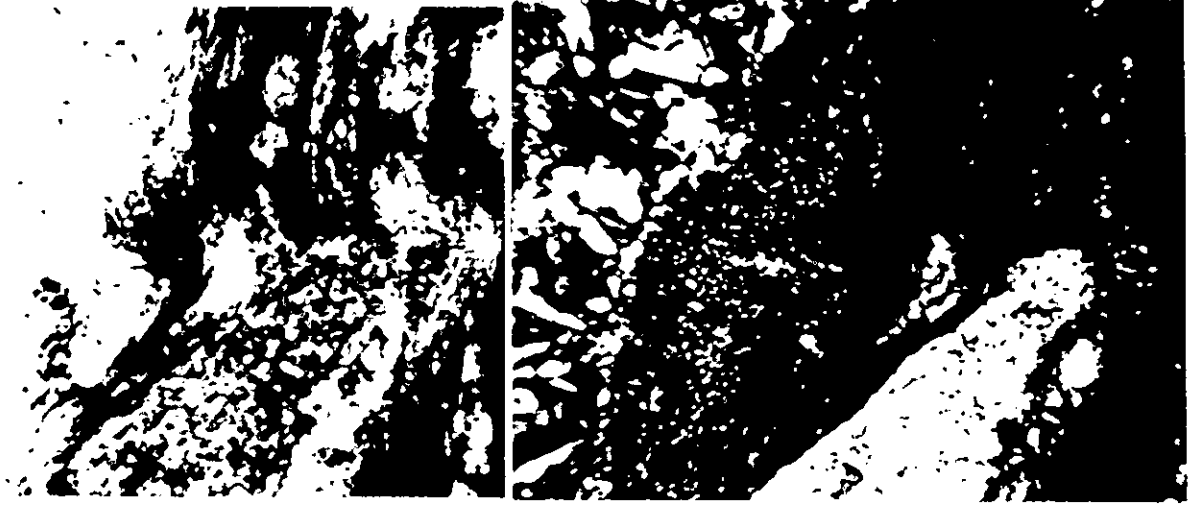
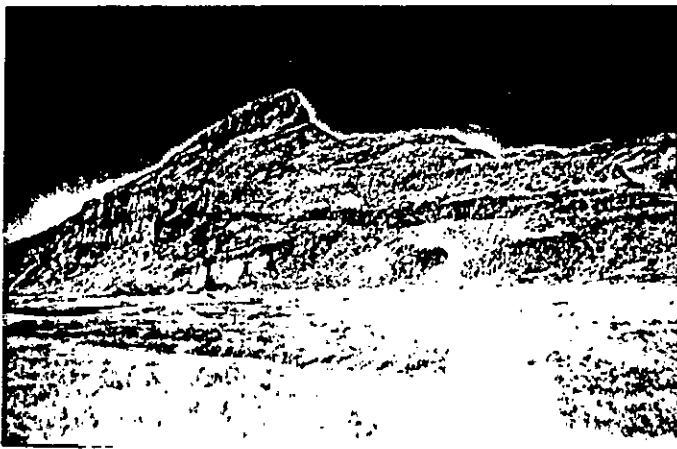


Foto 37.- Unidad S superior. Tridimita relleno de fiamme (sector inferior de la foto), como núcleo en el material vítreo (ángulo inferior derecho) y rodeando al mismo (lateral derecho), en agregados de individuos anhedrales con alto relieve, baja birrefringencia y con macla en cuña. La matriz es vítrea constituida por trizas aplastadas castañas con cierto aspecto de fluidalidad e incipiente desvitrificación. a- nicoles paralelos, b- luz polarizada.



Fotos 38 y 39.- Formación Loma Seca. Vista de los afloramientos ubicados en el tramo medio del arroyo El Yeso. Las Lavas pre-Unidad S (parte inferior de la foto) subyacen en forma coextensiva a la Unidad S (parte superior de la foto).

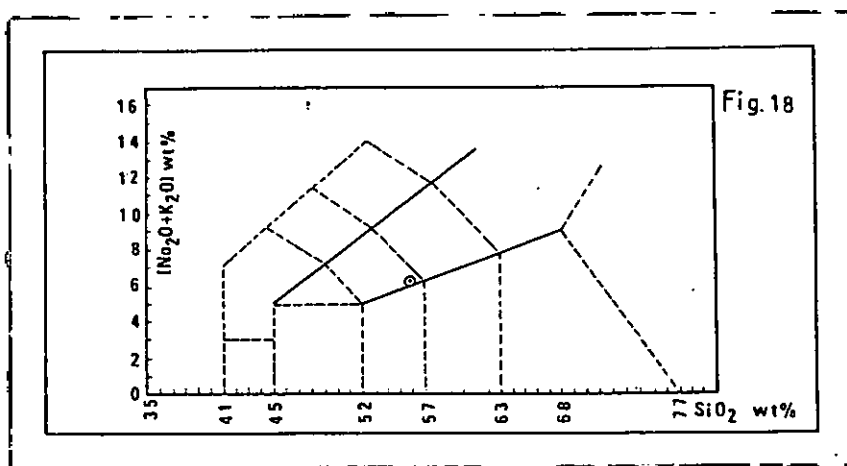


Fig. 18.- Clasificación química de las Lavas pre-Unidad S según Zanettin (1984).

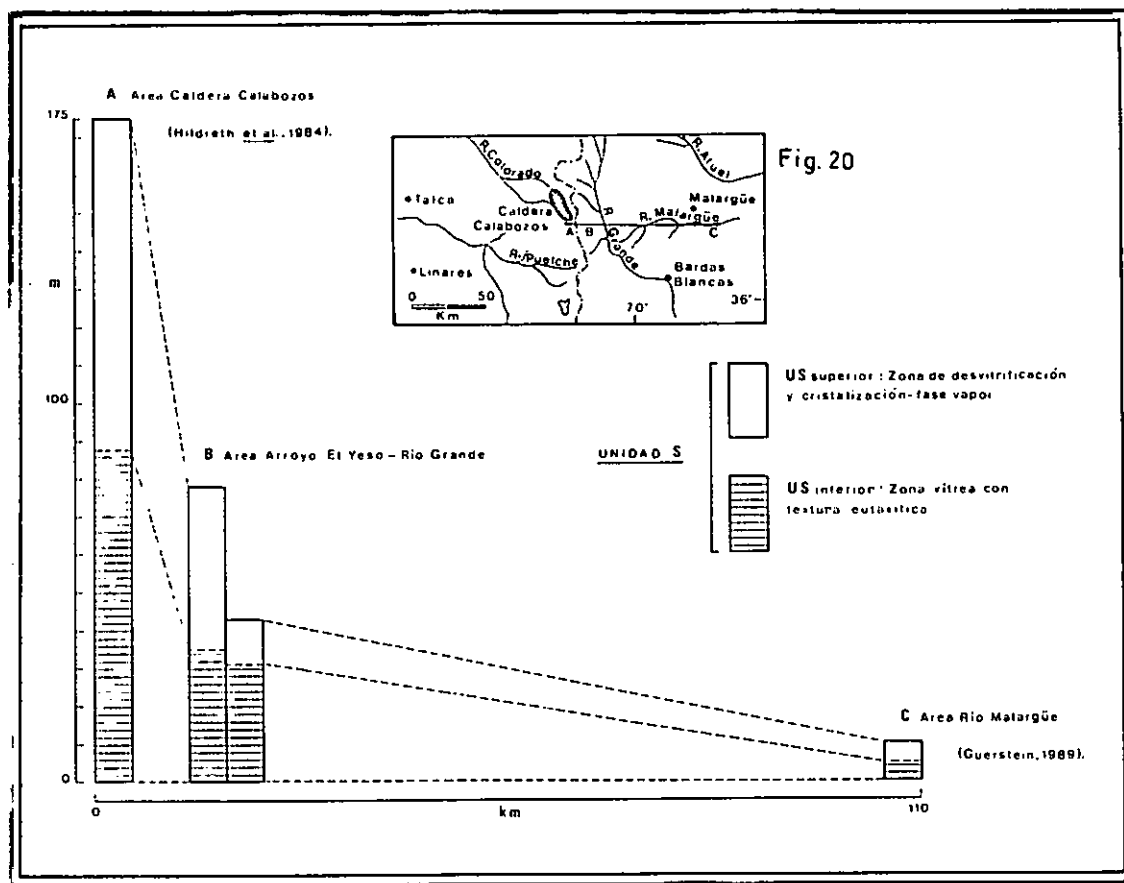


Fig. 20.- Sección transversal de la Unidad S, de acuerdo a la integración de los trabajos realizados sobre la misma.

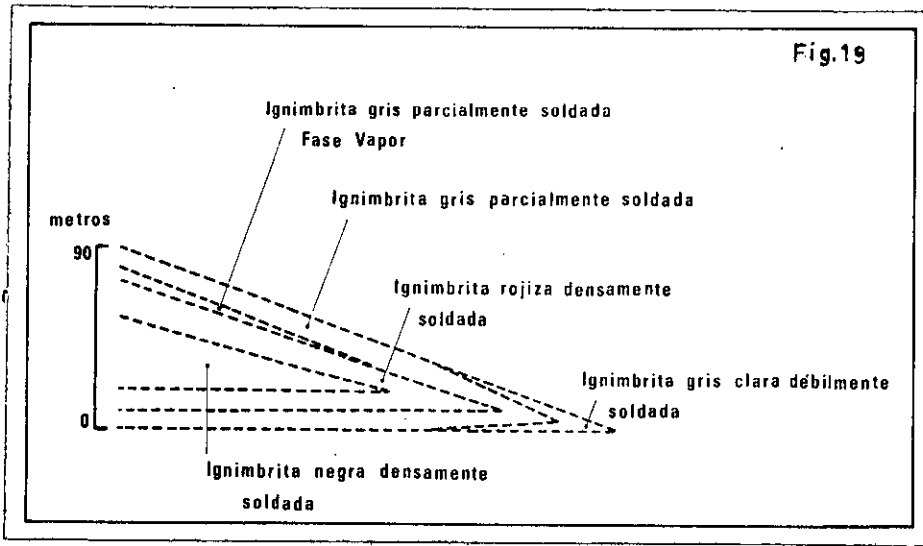


Fig. 19.- Unidad S. Representación de una sección transversal adaptada de Lipman y Chistiansen (1964), la cual muestra la zonación vertical y lateral que determina la historia de enfriamiento de la ignimbrita.

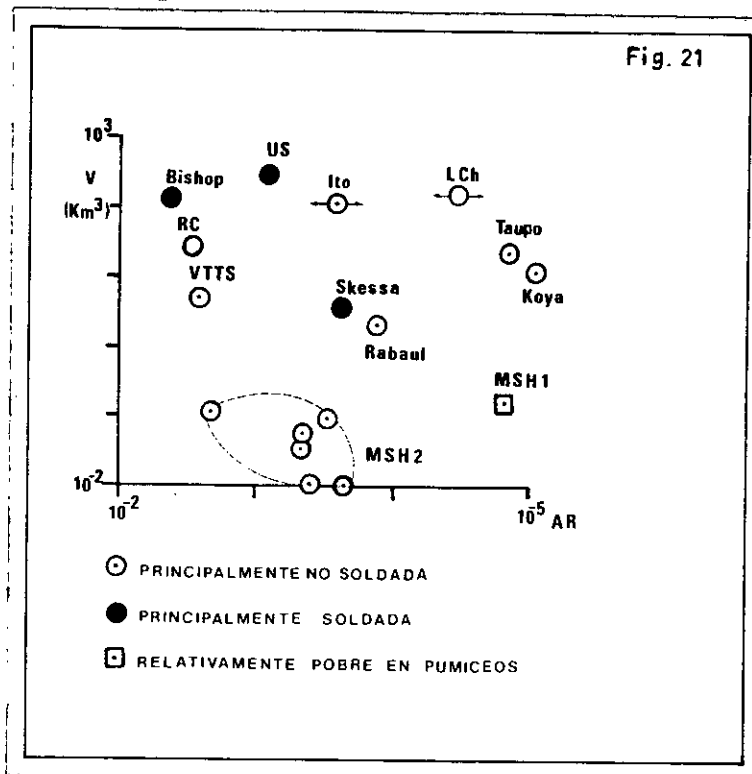


Fig. 21.- Ploteo de volumen vs aspecto relativo para un número de ignimbritas y depósitos relacionados. VTTS, Valley of Ten Thousand Smokes; MSH1, Mount St. Helen (ráfaga o flujo dirigido de Mayo 1980); MSH2, Mount St Helen (flujos post-climáticos); las flechas de Ito y los Chocoyas indican incertidumbre; US, Unidad S. Gráfico modificado de Walker (1983).

Evolución volcánica del Cenozoico

El vulcanismo registrado en la comarca de estudio, abarca sólo una parte de la compleja evolución magmática que aconteció en el sector cordillerano durante el Cenozoico.

Las unidades volcánicas de dicha zona representan el producto de un vulcanismo de arco de composición calco-alcalina, que habría migrado en el espacio y en forma permanente hacia el este (Thiele y Nasi, 1982).

Los eventos volcánicos identificados en este trabajo habrían comenzado en el Mioceno medio con un vulcanismo predominantemente efusivo compuesto por andesitas y dacitas, asociadas a cuellos subvolcánicos, diques y filones capas que intruyeron la secuencia mesozoica. Esta actividad ígnea habría tenido lugar luego de los episodios compresivos de edad eógena definidos en territorio chileno por Thiele y Nasi (1982).

Desde el punto de vista tectónico, el vulcanismo se halla desarrollado en un segmento con una inclinación de la zona de subducción normal, al sur de la zona de subducción subhorizontal (Isacks et al., 1982).

El ángulo de la placa oceánica que subduce entre los 34° y 37° L.S., indicaría que la zona de Benioff posee una inclinación entre 28° a 30° hacia el este (Ramos y Barbieri, 1988).

Entre estas latitudes, la actividad volcánica durante el Cenozoico, relacionada al margen andino convergente, ha sido de mayor magnitud respecto de los segmentos adyacentes. Esta diferencia está fundamentada por la presencia de rocas volcánicas de composición basáltica, aflorantes en áreas al este de la comarca. Bermudez y Delpino (1987) caracterizaron estas volcanitas como provenientes de una actividad de retroarco, denominando al área donde afloran "Provincia Basáltica Andino Cuyana", la cual, se relacionaría con el proceso de subducción y con los eventos volcánicos del arco andesítico.

Los derrames volcánicos de retroarco mencionados, coincidirían con períodos distensivos, alternados con las fases compresivas que afectaron a la comarca (Ramos y Barbieri, 1988).

Durante el Plioceno y tras concluida la acción compresiva y de cizalla de la Orogenia Quechua, se habrían emplazado las coladas lávicas y piroclásticas de la Formación Huincán con una edad probable de 2 Ma. EL área de aporte estaría localizada en el sector oriental de la comarca en territorio chileno.

Desde el Pleistoceno hasta el Presente, los centros volcánicos del arco orogénico se ubican a lo largo del límite internacional entre 280 y 320 Km al oeste de la fosa oceánica,

donde han sido descriptos numerosos estrato-volcanes de composición andesítico-dacítico y calderas como la de Calabozos, con emisión de flujos piroclásticos y subordinariamente lávicos de composición dacítico-riodacítico (Grunder, 1983). Este último evento se registra en la comarca, representado por la Formación Loma Seca con una edad K/Ar de 0,8; 0,3 y 0,15 Ma (Hildreth et al., 1984).

Finalmente, la actividad holocena se manifiesta por la presencia de cenizas volcánicas depositadas sobre las laderas de los valles y zonas altas al resguardo del viento. Este material provendría del sector norte desde el "Centro volcánico Azufre-Planchón-Peteroa", por actividad de este último en 1937. Según Hildreth et al. (1984) estas cenizas, que cubren las láminas ignimbríticas de la Formación Loma Seca en territorio chileno, son atribuidas al volcán Quizapu ubicado al suroeste de la Caldera Calabozo. En la actualidad, el Volcán Peteroa emite cenizas volcánicas que cubren una amplia zona, incluyendo el área de estudio.

Holoceno

El Holoceno está representado en la zona de estudio por depósitos de cenizas volcánicas, depósitos de niveles de valle, depósitos aluviales y depósitos producidos por remoción en masa.

Los depósitos de cenizas volcánicas, se encuentran preferentemente sobre las laderas norte de los arroyos Montañesito y El Yeso y en zonas altas.

Estas cenizas están constituidas por trizas de vidrio de color blanquecino, que son transportadas por el viento, generando en algunos casos, campos de médanos, como se observa a pocos kilómetros al sur de la comarca, sobre la margen occidental del río Grande.

El area-fuente de estas cenizas podría estar localizado al norte, en el sector del Centro volcánico Azufre-Planchón-Peteroa, debido a la efusividad de este último (1937 ?) y que actualmente se encuentra activo debido a la actividad fumarólica que desarrolla, fundamentalmente la registrada en 1987 (Tormey et al., 1989).

Hildreth et al. (1984) describieron un depósito de cenizas sobre la unidad superior de la Formación Loma Seca, ocasionada en 1932 por el volcán Quizapu, ubicado al suroeste de la Caldera Calabozos. Estos autores mencionaron además un revestimiento de pumicitas, probablemente holocenas, de composición riodacítica-biotítica blancas ubicadas sobre la ladera este del cerro Negro, en el límite occidental de la zona de estudio, cuya área de proveniencia permanecía desconocida.

Si embargo, Tormey et al. (1987) mencionaron para el sector norte antes mencionado, una erupción pumicea de igual composición que la descrita en el área del cerro Negro.

Sobre la base de estas posibles bocas de emisión que proveyeron el material piroclástico holoceno, en el presente trabajo se sugiere un origen desde el Centro volcánico Azufre-Planchón-Peteroa y del volcán Quizapu, aunque composicionalmente muestra mayor afinidad el primero de los centros mencionados.

Recientemente, en 1991, una nueva emisión de pumicitas provenientes desde el Centro Volcánico Azufre-Planchón-Peteroa, se distribuyó ampliamente en el sector cordillerano a estas latitudes.

Los depósitos de niveles de valle se asocian al actual valle del río Grande. Sobre ambas márgenes se desarrollaron terrazas donde se han depositado camadas de conglomerados pocos consolidados, cuyo espesor variable alcanza máximos entre 15 m y

25 m.

Los depósitos aluviales constituyen el fondo de los valles, se componen de rodados y arenas en tránsito, acarreados por los arroyos. Otros depósitos relacionados, son los dejados por los abanicos aluviales, los cuales están constituidos por fanglomerados.

Los depósitos relacionados a procesos de remoción en masa, están representados por fanglomerados y xenoglomerados correspondientes a torrentes de barro, ubicados preferentemente sobre la ladera sur del arroyo Montañesito. Otros depósitos están constituidos por ortoconglomerados de taludes y glaciares de roca de tipo lobado, como el observado en el faldeo este del cerro Mora.

3. ESTRUCTURA

Los rasgos estructurales observados en la comarca de estudio, son difíciles de establecer debido a la gran cantidad de cubierta cuartaria, fundamentalmente dada por los derrames ignimbríticos de la Formación Loma Seca y por los depósitos relacionados a procesos de remoción en masa.

La estructura que prevalece en el área de estudio, está representada, al menos, por dos fallas inversas, dispuestas en forma subparalela de arrumbamiento aproximado N-S e inclinación hacia el oeste.

Las evidencias de estos lineamientos están determinadas por la distribución de los afloramientos evaporíticos, intensamente deformados de la Formación Auquilco y de las pelitas calcáreas de la Formación Vaca Muerta, asociados a los cuerpos subvolcánicos e intrusivos de la "Andesita Montañesito".

Una de estas fallas se encuentra en el cerro Blanco, donde la Formación Auquilco, la cual se encuentra intruida por la "Andesita Montañesito", apoya en contacto tectónico, con las sedimentitas liásicas de la Formación Remoredo. Los bancos de esta Formación en este sector, muestran un importante quiebre de su actitud.

Hacia el sur, en el arroyo El Yeso, se observa una falla inversa de menor envergadura que la anterior, la cual, afectó también a la Formación Remoredo. Su evidencia está determinada por la disposición relativa de los bancos con respecto al plano de falla.

El otro lineamiento ubicado al oeste del mencionado anteriormente, afectó a la Formación Vaca Muerta y a las volcanitas miocenas asociadas.

En sector noreste de la comarca, se dispone un corrimiento en el área del Infiernillo (Nullo et al., 1985), que llega a exponer, en el bloque corrido, las rocas del Grupo Choiyo. Al oeste se presenta una estructura anticlinoria de rumbo noreste-suroeste, que penetra en el área de estudio.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los acontecimientos más antiguos registrados en la zona de estudio, son los episodios volcánicos desarrollados durante el Triásico, donde una gran cantidad de productos volcánicos (Grupo Choiyo) se distribuyó ampliamente en territorio argentino y chileno.

Durante el Liásico, comenzó un episodio inicial de sedimentación de tipo continental, cuyo representante en la comarca es la Formación Remoredo, la cual relleno las depresiones estructurales originadas en el Grupo Choiyo.

En el área de estudio, los depósitos continentales de la Formación Remoredo, son equivalentes a los depósitos marinos de las Formaciones El Freno y Puesto Araya, por lo que en la comarca, la ingresión marina habría ocurrido más tarde que en otras áreas.

A partir del Bajociano, se dispone de una cuenca marina representada por las sedimentitas de la Formación Tres Esquinas, la cual aflora al este de nuestra área.

Al norte afloran los depósitos yesíferos de la Formación Tábanos, que marcan un breve cambio en las condiciones ambientales de la cuenca ocurrido durante el Caloviano, lo que manifiesta una leve continentalización o retiro del mar.

Durante el Caloviano y el Bajociano, comienza nuevamente la sedimentación marina, representada por los depósitos de las Formaciones Lotena y La Manga respectivamente, indicando un ambiente de aguas profundas con pelitas negras, tornándose luego más somero con la presencia de calizas y areniscas calcáreas.

El ciclo de sedimentación Jurásico se cierra al disponerse, sobre las carbonatitas antes mencionadas, depósitos de aguas someras, los que son seguidos por una continentalización de gran distribución areal, registrada en toda la cuenca. En la zona de estudio, esta regresión está representada por los depósitos yesíferos de la Formación Auquilco (Oxfordiano) y por las areniscas rojas de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano).

Durante el Tithoniano, se inicia un nuevo ciclo marino indicado por los depósitos de pelitas calcáreas de la Formación Vaca Muerta, la que se encuentra documentada en nuestra área.

Hacia el Hauteriviense superior, el ambiente cambia a aguas más cálidas, evidenciado por los depósitos calcáreos de la Formación Agrío, aflorante en áreas al norte de la comarca.

A partir de este lapso, se produce una nueva continentalización de la cuenca, evidenciada ésta por los

depósitos evaporíticos de la Formación Huitrín, la cual se extiende ampliamente en todo el ámbito.

Con los Movimientos del Diastrafismo Mirano, la Cuenca Neuquina es plegada, configurándose una topografía de valles y serranías, donde tiene lugar la depositación de areniscas y conglomerados continentales correspondientes a la Formación Diamante, atribuida al lapso Cenomaniano-Campaniano.

La Cuenca Neuquina se cierra nuevamente, mientras que hacia el este, se registra un nuevo pulso marino con depósitos del Maastrichiano, los cuales no se encuentran en el área aquí tratada ni en sus inmediaciones, por lo que se supone que la misma estaba elevada y expuesta a procesos erosivos.

Durante el Terciario temprano o quizás desde el Cretácico tardío, se implanta un régimen volcánico de composición calco-alcalina, el cual marca el comienzo al Ciclo Magmático Andico.

En el sector cordillerano y al sur de la zona de estudio, este vulcanismo está representado por la Formación Molle (Cretácico superior (?)-Oligoceno medio), mientras que hacia el este se corresponden en edad rocas de composición básica.

Depósitos continentales ubicados en el sector oriental del Área de estudio, marcan los diferentes pulsos de elevación de la Cordillera.

En el área de estudio se registran diversos pulsos volcánicos, vinculados a los episodios diastróficos antes mencionados. Esta actividad ígnea cenozoica se encuentra representada por las volcanitas de la "Andesita Montañesito" (Mioceno medio), La Formación Huincán (Plioceno superior) y la Formación Loma Seca (Pleistoceno).

Depósitos morénicos y fluvioglaciales ubicados en posiciones alejadas del sector cordillerano, evidencian períodos de glaciación durante el Cuaternario.

Durante este período, la neotectónica tuvo lugar con episodios de menor grado que los movimientos diastróficos mencionados. Sus evidencias son observadas en las terrazas del río Grande.

BIBLIOGRAFIA

- Auboin, J., A. Borrello, G. C. Cecioni, R. Charrier, R. Chotín, F. Frutos, J. Thiele y J. Vicente, 1973. Esquisse Paleogeographique et structurale des Andes Meridionales. Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn. (2) XV (1-2): 11-72.
- Bermudez, A. y D. Delpino, 1987. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35°-37° S) Argentina. X Cong. Geol. Arg. IV: 243-245, San Miguel de Tucuman.
- , 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35°-37° S). Asoc. Geol. Arg. Rev. XLIV (1-4): 35-55, Buenos Aires.
- Bettini, F. H., 1982. Complejos Efusivos Terciarios presentes en las Hojas 30c y 32b (Funtilla del Huincán y Chos Malal), del sur de Mendoza y norte de Neuquén, Argentina. V Cong. Lat. de Geol. Actas V: 79-144, Buenos Aires.
- Blacklund, H., 1923. Der magmatische Anteil der Cordillera von Süd Mendoza. Acad. Aboensis. Math. et Phys. II: 299. Abo.
- Caminos, R., 1965. Geología de la Vertiente Oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX, 3: 351-392.
- , 1979. Cordillera Frontal en: Simposio de Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Ciencias, 1: 397-453. Córdoba.
- , U. G. Cordani y E. Linares, 1979. Geología y Geocronología de las rocas Metamórficas y Eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal. II Cong. Geol. Chileno, Actas I: f43-f60, Arica.
- Cas, R. A. F. y J. V. Write, 1987. Volcanic Succession, Modern and Ancient. Allen and Unwin, London, U.K.
- Coira, B., 1966. Geología y Petrología de la zona del Arroyo del Tigre, Estancia Yalquaraz (Puesto del Tigre), borde oriental de la Cordillera Frontal, Parte II. Trabajo Final de Licenciatura (inédito), F. C. E. N., U. B. A.
- Cortés, J. M., 1985. Vulcanitas y Sedimentitas Lacustres en la base del Grupo Choiyoy al sur de la Estancia Tambillos, Provincia de Mendoza, Rep. Arg. VI Con. Geol. Chileno, Actas I: 1/89-1/108, Antofagasta.
- Dessanti, R. N., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29b Bardas Blancas. Servicio Geológico Nacional, Bol. 139, Buenos Aires.

- , 1978. Descripción Geológica de la Hoja 28b Malargüe. Servicio Geológico Nacional, Bol. 149, Buenos Aires.
- Digregorio, J., 1965. Corte el Caracol, Loma Montosa Oeste, Dos Cerritos, Planicie Morada, Señal Centro, Señal Picada y Valle Verde-Zona Catriel, Provincia de Río Negro y Neuquén. Y. P. F., informe inédito.
- , 1978. Estratigrafía de las Acumulaciones Mesozoicas. VII Con. Geol. Arg. Rel. Geol. Rec. Nat. Neuquén, 37-65.
- , y M. A. Uliana, 1980. Cuenca Neuquina. En Seg. Simp. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Ciencias, II: 985-1032. Córdoba.
- Drake, R., 1974. The Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the Central Chilean Andes. In Proceeding of the Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems, Santiago (O. Gonzalez Ferran Ed.) p: 670-697, Napoles.
- , R. Charrier, R. Thiele, F. Munizaga, H. Padilla y M. Vergara, 1982. Distribución y Edades K/Ar de volcanitas post-neocomianas en la Cordillera Principal entre los 32° y 36° LS, implicancias estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. III Cong. Geol. Chileno, p D 43-D 73, Concepción.
- Gerth, E., 1928. La Estructura Geológica de la Cordillera Argentina entre el Río Grande y el Río Diamante, en el Sur de la provincia de Mendoza. Acad. Nac. Cienc. Actas X: 122-170, Córdoba.
- , 1931. Contribuciones a la Estratigrafía y Paleontología de los Andes Argentinos. La Estructura Geológica de la Cordillera Argentina entre el Río Grande y el Río Diamante en el sur de la provincia de Mendoza. Acad. Nac. Cienc. Actas X: 123-174. Córdoba.
- Gill, J., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer Verlag, 1: 390, Nueva York.
- Gorroño, R., C. Nakayama y D. Viller, 1984. Evolución Estructural del Pie de Sierra de la zona de Malargüe, provincia de Mendoza. IX Cong. Geol. Arg. II: 125-136, Bs. As.
- Groeber, P., 1946. Observaciones Geológicas a lo largo del meridiano 70. Reimpresiones, Asoc. Geol. Arg. Serie C, Buenos Aires.

- , P. N. Stipanovic y A. Mingramm, 1953. Jurásico. En Geogr. Rep. Arg. GAEA II: 143-347, Buenos Aires.
- Grunder, A., 1983. The Calabozo Volcanic System: A Major Quaternary Silicic Center in the Chilean Andes. EOS, Vol. 64, Nº 18, USA.
- Guerstein, P., 1989. La Ignimbrita Malarqué y su probable vinculación con la Caldera Calabozos (35° 30'S). Reunión de Geotransectas de América del Sur, 155-159, Mar del Plata.
- Gulisano, C. A., 1976. Perfil geológico en el Anticlinal de Malarqué desde el Grupo Choiyoy hasta la base de la Formación Vaca Muerta (Triásico a Jurásico superior), Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Fac. Cs. Ex. y Nat., Univ. de Bs As.
- , 1981. El Ciclo Cuyano en el Norte de Neuquén y Sur de Mendoza. VIII Cong. Geol. Arg. Actas III: 579-592. San Luis.
- R. Gutierrez Fleming y R. E. Digregorio, 1984. Esquema Estratigráfico de la Secuencia Jurásica del Oeste de la Provincia de Neuquén. IX Con. Geol. Arg., Actas I: 236-259, San Carlos de Bariloche.
- , 1988. Análisis Estratigráfico y Sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la Provincia de Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral U.B.A., F.C.E.N., Buenos Aires.
- Haller, M., F. Nullo, Proserpio, P. Párica, Cagnoni y Walker, 1985a. Major Element Geochemistry of Early Tertiary Andean Volcanics (34-36 ls.). Comunicaciones 35: 97-100, Santiago de Chile.
- , F. Nullo, P. Parica y M. Zentilli, 1985b. Inclusiones Hornblendíferas en las Vulcanitas del Cerro Desagde, Cordillera Principal, Mendoza. IV Cong. Geol. Chileno, III: 4-192/4-214, Chile.
- E. Linares, P. Parica, Cagnoni, Ostera, F. Nullo y Walker, 1988. Relaciones Sr87/Sr86 de las Vulcanitas Cenozoicas de la Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. V Cong. Geol. Chileno III: 1-77/1-89. Santiago de Chile.
- Hildreth, W., R. Drake y W. Sherp, 1981. Voluminous Late Pleistocene Caldera Complex in the Andes of Central Chile. Geological Society of American Abstracts with Programs V 13, p 61 USA.

- , A. Grunder, R. Drake, 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos Caldera. A mayor ash-flow and Caldera Complex in the Southern Andes of Central Chile. Geological Society of American Bulletin V 95, p 45-54, USA.
- Irvine, J. N. y W. R. Baragar, 1971. Chemical Classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Sciences, V. 8, Nº 5, p: 523-548.
- Isacks, B., T. Jordan, R. Allmendiger y V. Ramos, 1982. La segmentación Tectónica de los Andes Centrales y su relación con la Geometría de la Placa de Nazca Subductada. V Cong. Lat. Geol. III: 587-606, Argentina.
- Kay, S. M., V. Maksaev, R. Moscoso, C. Mpodozis, C. Nasi y C. E. Gordillo, 1987b. Tertiary Andean Magmatism in Chile and Argentina between 28° and 33° S; Correlation of Magmatic Chemistry with changing Benioff zone. J. South American Earth Sciences, 1: 21-38.
- Koukharsky, M., 1966. Geología y Petrología de la zona del Arroyo del Tigre, Estancia Yalquaraz (Puesto del Tigre), borde oriental de la Cordillera Frontal, Parte I. Trabajo Final de Licenciatura (inédito), F. C. E. N., . B. A.
- Leanza, H., 1980. The Lower and Middle Tithonian Ammonite Fauna From Cerro Lotena, Province of Neuquén, Argentina. Zittelania, Vol. 5: 3-49, 9 pls., Munchen.
- , H. Marchese y J. Riggi, 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta, entre los paralelos 35° y 40° LS, Cuenca Neuquina, Mendoza. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXII (3): 190-208, Buenos Aires.
- Legarreta, L. y E. Kozlowsky, 1984. Secciones Condensadas del Jurásico-Cretácico de los Andes del sur de Mendoza. Actas IX Cong. Geol. Arg. 1: 268-297, Bs As.
- Le Maitre, R., G. Bellieni, M. Le Bas, R. Schmid, A. Streckeisen, B. Zanettin, E. Piccirilo y E. Justin Vicentin, 1982. A proposal for a definitive chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. IUGS, Subcom. Nomencl. Cir. 36, Contr., 100: 1-24.
- Lipman, P. y R. L. Chistiansen, 1964. Zonal features of an ash-flow sheet in the Piapi Canyon Formation, southern Nevada. B. 74-8 U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 501 B.
- López Escobar, L. 1983. Petrology and Chemistry of Volcanic Rocks of the Southern Andes. EOS, Vol. 64, Nº 18.

- Maksaev, V., R. Moscoso, C. Mpodozis y C. Nasi, 1984. Las unidades Volcánicas y Plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° S): Geología, Alteración Hidrotermal y Mineralización. Rev. Geol. Chile, 21: 11-51, Santiago de Chile.
- Malumian, N., F. Nullo y V. Ramos, 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. The Phanerozoic Geologic of the World II, The Mesozoic. B: 265-304, Elsevier.
- Marin, G. y F. Nullo, 1988. Geología y Estructura al Oeste de la Cordillera de la Ortiga, San Juan. Asoc. Geol. Arg. Rev., XLIII (2), p: 153-162, Bs. As.
- Marzo, M. y O. Inchuaspe, 1967. Geografía de Mendoza. Biblioteca Provincias Argentinas, Ed. Spadoni S. A., Mendoza.
- Mazzoni, M., 1986. Procesos y Depósitos Piroclásticos. Asoc. Geol. Arg., Serie B, Didáctica y Complementaria, N° 14, Bs. As.
- , E. Aragón y J.C. Merodio, 1989. La Ignimbrita Barda Colorada del Complejo Volcánico-Piroclástico del Río Chubut medio. Asoc. Geol. Arg. Rev. XLIV (1-4): 246-258, Bs As.
- Mirre, J. C., 1966. Geología del Valle del Río Los Patos entre Barreal y Las Hornillas. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXI (4): 212-231, Buenos Aires.
- Munizaga, 1979. Geología del Complejo Volcánico Laguna del Maule. Memoria de Prueba, Univ. de Chile, Departamento de Geología, Santiago.
- y J. Vicente, 1982. Acerca de la Zonación plutónica y del volcanismo Miocénico en los Andes de Aconcaqua (Lat. 32°-33° S): Datos Radimétricos H/Ar. Rev. Geol. Chile, 16: 3-21.
- Nullo, F., 1985. Descripción Geológica de la Hoja 29a Cerro Campanario, Mendoza. Serv. Geol. Nac. (inédito), Bs. As.
- , C. Procerpio y M. Haller, 1985. Estructuras Intercretáceas en Cordillera Principal (34° 30'-36°) Mendoza, Argentina. X Cong. Geol. Arg. Actas I 185-188, San Miguel de Tucuman.
- Parada, M. A., 1984. Caracterización Geoquímica de elementos mayores de las rocas ígneas Hercínicas de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° Lat. Sur. IX Cong. Geol. Arg. Actas III: 159-170.

- Ramos V. y E. Ramos, 1979. Los Ciclos Magmáticos de la República Argentina. VII Cong. Geol. Arg., Actas I: 771-786, Neuquén.
- , T.E. Jordan, R. W. Allmendiger, S. M. Kay, J.M. Cortés y M.A. Palma, 1984. Chilena: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. IX Cong. Geol. Arg., Actas II: 84-106.
- , S.M. Kay, C. Cingolani y K. Kawashita, 1985. The volcanic rocks of Cerro Aconcagua, Cordillera Principal (32°), Argentina. Comunicaciones 35: 191-194.
- y M. Barbieri, 1988. El Volcanismo Cenozoico del Huantraico, Edad y Relaciones Isotópicas iniciales, Provincia de Neuquén. Asoc. Geol. Arg. Rev. XL (2): 210-223, Bs. As.
- , S.M. Kay, R. Page y F. Munizaga, 1989. La Ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, Provincia de San Juan. Asoc. Geol. Arg. Rev. XLIV (1-4): 336-352, Bs. As.
- Rapalini, A., 1989. Estudio Paleomagnético de las Vulcanitas Permotiásicas de la Región Andina de la República Argentina. Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral.
- Ricardi, A., H. Leanza and W. Volkheimer. 1990. South America and Antarctic Peninsula. Upper Jurassic of South America and Antarctic. Stratigr. 21 (2): 129-147. Berlin Stuttgart.
- Rolleri, E. y P. Criado Roque, 1969. Geología de la Provincia de Mendoza. IV Jor. Geol. Arg. Actas II : 1-46, Buenos Aires.
- , P. Stipanovic y V. Ramos, 1978. Evolución del Conocimiento Geológico. En Geol. Rec Nat. Neuquén, Relatorio: 9-24.
- Shiler, W., 1912. La alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. An. Min. Agr. Nac. Secc. Geol. y Min., 7 (5), Buenos Aires.
- Smith, R., 1960a. Zones and Zonal variations in Welded Ash-flows. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 354-F: 149-159.
- , 1960b. Ash-Flows. Geol. Soc. Am. Bull, 71: 705-841.
- Stipanovic, P., 1983. The Triassic of Argentina and Chile, The Phanerozoic Geology of the World II. B, 181-199. Elsevier.
- Streckeisen, a., 1978. Classification and Nomenclature of volcanic rocks. Recommendations and suggestions. N. Jb. Miner. Abh., 134, 1, 14.

- Tormey, D., F. Frey y L. López Escobar, 1987. The Late Pleistocene-Recent Azufre-Planchón-Peteroa Volcanic Center. X Cong. Geol. Arg. IV: 252-253, San Miguel de Tucuman
- , 1989. Geologic History of the Active Azufre-Planchón-Peteroa Volcanic Center (35° 15' S Southern Andes), with implications for the Development of compositional Gaps. Asoc. Geol. Arg. Rev. XLIV (1-4): 420-430. Bs. As.
- Thiele, R. C. y C. Nasi, 1982. Evolución Tectónica de los Andes a la Lat. 33° a 34° Sur (Chile Central), durante el Mesozoico-Cenozoico. V Cong. Lat. Geol., III: 403-426, Argentina.
- Turner, J. y L. Cazau, 1978. Estratigrafía del Prejurásico. VII Cong. Geol. Arg. Rel. Geol. Rec. Nat. Neuquén. 25-36, Neuquén.
- Ui, T, 1973. Exceptionally far-reaching, thin Pyroclastic Flows in southern Kyusyn, Japan. Bull. Volcanol. Soc. Jpn, 18: 153-160.
- Uliana, M. A., 1978. Estratigrafía del Terciario. VII Cong. Geol. Arg., Relatorio Geol. Rec. Nat. del Neuquén, Asoc. Geol. Arg., Neuquén.
- Vergara, M. y L., 1985. Vulcanismo Oligo-Miocénico en la Precordillera Andina del Río Maule (35° 40' LS). IV Cong. Geol. Chileno, III 4: 564-582, Antofagasta, Chile.
- y R. Drake, 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales post-neocomianas de Chile Central: su depositación en cuencas intramontañas restringidas. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXIV (1) p: 42-52, Bs. As.
- y L. López Escobar, 1982. El Vulcanismo Mioceno y Plioceno entre los 36° y 40° de LS de los Andes Chilenos: Comentario y Revisión. V Cong. Lat. Geol., Actas III: 513-521, Argentina
- Vilas, J. F. A. y D. A. Valencio, 1982. Implicaciones Geodinámicas de los resultados Paleomagnéticos de las Formaciones asignadas al Paleozoico tardío - Mesozoico temprano del Centro-Oeste argentino. V Con. Lat. Geol. Actas III : 743-759. Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Mendoza. Bol. 151, Serv. Geol. Nac., Bs. As.
- Walker, G. P. L., 1983. Ignimbrite Types and Ignimbrite Problems. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Elsevier, 17: 65-88. Amsterdam.

- , R. F. Heming y C. J. N. Wilson, 1980a. Low Aspect Ratio Ignimbrites. Nature, 283: 286-287.
- Waters, A. C., 1960. Determining direction of Flow in Basalts. Am. Jour. of Sciencies, Bradley Vol. 258-A, p: 350-366, Baltimore, Maryland.
- Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of the West Central Argentina. Univ. Wash., Men., 1:1-469, Washington.
- Yrigoyen M. R., 1976. Observaciones Geológicas alrededor del Aconcagua. Actas I Cong. Geol. Chileno, I (A) p: 161-190, Santiago de Chile.
- , 1979. Cordillera Principal. En Geología Regional Argentina. Seg. Simp. I, p: 651-694, Córdoba.
- Zanettin, B., 1984. Proposed New Chemical Classification of Volcanic Rocks. Episodes, 7 (4) p: 19-20.

ANEXO PETROGRAFICO

Formación Molle

Muestra M 16

Clasificación modal: Fenoandesita hornblendífera.

Procedencia: Ladera sur del arroyo Montañesito.

Descripción mesoscópica:

Roca de color castaño-rojizo en superficie expuesta y gris-verdoso en fractura fresca. Presenta aspecto porfirico, donde se observan cristales de hábito tabular de un feldespatos blanco de 2 a 3 mm de largo sin disposición definida y de anfíboles prismáticos de color verde de hasta 5 mm de largo, que en algunos casos se agrupan formando glomérulos alargados de hasta 25 mm de largo por 3 mm de alto.

La pasta está constituida por pequeños cristales de un feldespatos de coloración blanquecina a amarillenta-verdosa, inmersos en un material afanítico.

Descripción microscópica:

Roca de textura porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasa presentes en un 35 % y de hornblenda en un 10 % inmersos en una pasta compuesta por un agregado rico en microlitos de plagioclasa de textura seriada y en menor proporción se observa clinopiroxeno (egirina-augita) en cristales prismáticos subhedrales, pequeños cristales de biotita rojiza, escasos cristales euhedrales de apatito coloreado y escaso cuarzo de textura intersticial.

Los fenocristales de plagioclasa son de composición An40-An34, se encuentran en su mayoría zonados y con formas subhedrales. Presentan bordes corroídos por la pasta, inclusiones de apatito y una intensa seritización y alteración arcillosa.

Entre los fenocristales de hornblenda, se observan aquellos de coloración verdosa con tintes rojizos por oxidación de formas subhedrales a anhedrales. En sus bordes se observa el pasaje a un piroxeno de mayor relieve de color verde claro. Otros en cambio, se presentan en cristales verdes de mayor tamaño fundamentalmente de formas subhedrales y agrupados formando glomérulos.

Muestra M17

Clasificación modal: Fenoandesita

Procedencia: Ladera sur del arroyo Montañesito.

Descripción mesoscópica:

Roca castaña en superficie expuesta y gris en fractura fresca. Presenta un aspecto porfirico dado por cristales de hasta 3 mm de composición feldespática de color blanquecino y pequeños mafitos, todo inmerso en una pasta constituida por pequeños individuos de feldespato de coloración amarillenta que a su vez se encuentran en una base de material afanítico de color gris.

Descripción microscópica:

Microscópicamente se observa una textura porfírica dada por fenocristales de plagioclasa presentes en un 50 % y de hornblenda en un 20 %. La pasta es rica en microlitos de plagioclasa con textura seriada, hornblenda, piroxenos y opacos no identificados. Subordinariamente se observa biotita, cuarzo y pequeños individuos de apatito.

Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, en su mayoría zonadas y de composición andesina. Es frecuente encontrarlas con alteración sercítica y arcillosa.

Los fenocristales de hornblenda son de hábito prismático con formas subhedrales a anhedrales, a veces presentan hacia sus bordes un reemplazo que puede ser a un piroxeno de mayor relieve o a opacos.

Muestra M 34

Clasificación modal: Fenoandesita hornblendífera.

Procedencia: Ladera sur del arroyo El Yeso.

Descripción mesoscópica:

Roca de color castaño-amarillento en su superficie expuesta y gris verdoso en fractura fresca. Presenta una textura porfírica dominante dada por fenocristales de un feldespato blanquecino de hasta 5 mm. Es muy característico la presencia de fenocristales de anfíboles verdes, distinguiéndose megacristales ehedrales a subhedrales de hábito prismático corto de hasta 20 mm de largo. Otros, los más abundantes, son pequeños y en general de hábito prismático más largo. Es posible distinguir en uno de los megacristales mencionados, un cristal feldespático como si se tratara de un inclusión.

La pasta está constituida por pequeños cristales de feldespato inmersos en un material de textura afanítica.

Descripción microscópica:

Roca de textura porfírica compuesta por un 30 % de fenocristales subhedrales de plagioclasa y por un 7 % de hornblenda, inmersos en una pasta que contiene el 63 % restante, rica en microlitos de plagioclasa con textura seriada, hornblenda, clinopiroxenos y opacos no identificados (primarios y de reemplazo). En menor cantidad se observa biotita, cristales aciculares de apatito y cuarzo intersticial.

Los fenocristales de plagioclasa son de composición andesina-andesina cálcica (An48), en general están zonadas, muy fracturadas y con alteración sericítica. En sus bordes presentan textura de corrosión o cribada por penetración de la pasta y es frecuente encontrar inclusiones aciculares de apatito.

Entre los fenocristales de hornblenda se distinguen aquellos de hábito prismático largo, de formas anhedrales a subhedrales, con sus bordes corroídos por la pasta con reemplazo de grumos de opacos. Otros en cambio son subhedrales, de mayor desarrollo, que en algunos casos forman pequeños glomérulos constituidos por dos ó tres individuos.

Formación Huincán

Muestra H 1

Clasificación modal: Fenoandesita piroxénica.

Procedencia: Ladera sur del arroyo Montañesito.

Descripción macroscópica:

Roca de color negra a gris oscura con pátinas castañas y rojizas en su superficie expuesta. Posee una textura porfírica dominante compuesta fundamentalmente por cristales tabulares de un feldespato blanquecino de hasta 1 cm que se disponen con cierta orientación grosera y en algunos casos se agrupan formando glomérulos. La pasta es afanítica de color negra, presenta una gran concentración de amígdulas (o vesículas) desde 1 a 15 mm de diámetro las cuales poseen cierto aspecto de fluidalidad.

Descripción microscópica:

Roca con textura porfírica dada por grandes y abundantes fenocristales subhedrales de plagioclasa de composición An55-An33 (labradorita-andesina ácida) presentes en un 50 %. Entre los máficos se observan escasos fenocristales anhedrales de clinopiroxenos (augita, augita-egirina) y ortopiroxenos.

La pasta está constituida por microlitos de plagioclasa con

textura pilotáxica inmersa en una base vítrea de color castaño oscuro a negro. Se observan además amídulas de formas subcirculares.

Los fenocristales de plagioclasa poseen sus bordes corroídos y textura cribada. En general se encuentran con muy poca alteración sericitica y suelen estar fracturados y rotos.

Muestra H 2

Clasificación modal: fenoandesita piroxénica.

Procedencia: Ladera sur del arroyo Montañesito.

Descripción macroscópica:

Roca de color gris oscura con tintes castaños-rojizos en su superficie expuesta. Posee una textura porfírica dominante evidenciada por cristales de hasta 1 cm de un feldespatos blanquecino y escasos mafitos no identificados, inmersos en una pasta afanítica de color gris oscuro a negro, la cual contiene escasas vesículas de 1 mm de diámetro.

Descripción microscópica:

Roca de textura porfírica determinada fundamentalmente por fenocristales subhedrales de plagioclasa de composición An60-An40 (labradorita cálcica-andesina cálcica) presentes en un 45 % y en menor cantidad se observan fenocristales anhedrales a subhedrales de menor tamaño de clinopiroxenos (augita, augita-egirina), ortopiroxenos y opacos no identificados.

La pasta se compone de microlitos de plagioclasa con textura pilotáxica dominante, máficos rojizos y opacos no identificados, todo a su vez inmerso en una base vítrea. Se observa escaso material de alteración de color rojizo (posiblemente arcillas). Los máficos indiferenciados son de formas anhedrales, poseen alto relieve y un color verde pálido a rojizo (piroxenos?).

Entre los fenocristales de plagioclasa se observan aquellos con fuerte textura cribada y otros sin ella. En general todos se encuentran sin alteración salvo algunos pocos que presentan sericitización desarrollada en fracturas.

Muestra H 17

Clasificación: Ignimbrita poco soldada. Depósito de flujo piroclástico.

Procedencia: Ladera sur del arroyo Montañesito.

Descripción macroscópica:

Roca de color rojiza de aspecto brechoso. Posee entre un 40 a 50 % de fragmentos angulosos a subangulosos de tamaño lapilli, constituidos por pumíceos finamente vesiculados de colores negros, rojizos y pardo-amarillentos. En menor cantidad se observan pequeños líticos de vulcanitas de composición mesosilícea. Los cristales son escasos y se encuentran dispersos en la matriz y en los pumíceos. La matriz se compone de abundante material afanítico de color castaño claro.

Descripción microscópica:

Roca piroclástica compuesta de cristales subhedrales, fragmentos pumíceos, líticos y matriz.

Entre los cristales se observa plagioclasa con textura cribada e inclusiones de apatito, ortopiroxenos y opacos no identificados.

La fracción vitroclástica está compuesta por fragmentos pumíceos castaños-rojizos, algo aplastados y vesiculados.

La matriz es vítrea de color castaño-rojizo, a veces algo desvitrificada a material felsítico.

Se observa tanto en la matriz como en las vesículas pequeños microlitos ehedrales de anfíboles verdes, algo pleocroicos y de hábito tabular.

Los líticos están representados por fragmentos subangulosos de vulcanitas mesosilíceas en su mayoría con textura traquítica.

Muestra H 12

Clasificación: Ignimbrita densamente soldada. Vitrófiro.

Procedencia: Ladera sur del arroyo Montañesito.

Descripción macroscópica:

Roca de color negro muy tanáz con fractura irregular a concoide y brillo graso a vítreo. Presenta un aspecto porfirico dado por un 15 % de cristales blancos con brillo vítreo de feldespatos de hábito tabular de hasta 4 mm, inesos en una matriz afanítica negra.

Descripción microscópica:

Roca compuesta de abundante material vítreo de color castaño

oscuro con incipiente desvitrificación, la cual forma parches de color castaño claro con textura esferulítica.

Los cristaloclastos están constituidos fundamentalmente por plagioclasa subhedral y subordinariamente se observan ortopiroxenos, anfíboles y opacos no identificados. Entre el material vítreo que compone la matriz, se observan núcleos silíceos de alto relieve y baja birrefringencia (tridimita, critobalita ?) que posiblemente estén relacionados a los productos de la desvitrificación o de la fase vapor.

Muestra H 13

Clasificación: Ignimbrita densamente soldada.

Procedencia: Ladera sur del arroyo Montañesito.

Descripción macroscópica:

Roca de color gris rica en fragmentos pumíceos negros moderadamente deformados. Estos se encuentran en un 40 %, son de composición vítrea y llegan a medir hasta 1,5 cm.

En menor cantidad se observan cristales de hábito tabular de hasta 1 mm que se encuentran tanto en la matriz como en los pumíceos. La matriz es afanítica, abundante y de color gris. Los líticos son escasos y es difícil determinar su composición en forma macroscópica.

Descripción microscópica:

Roca piroclástica constituida por pumíceos, cristaloclastos, escasos líticos y matriz vítrea.

Los fragmentos pumíceos son de composición vítrea de color castaño, están algo deformados y presentan líneas de fluidalidad.

Los cristaloclastos están representados por plagioclasa, ortopiroxenos, opacos no identificados y escaso cuarzo. En algunos casos la plagioclasa y el piroxeno se encuentran dentro de los pumíceos.

Los líticos son muy escasos y se componen de vulcanitas mesosilíceas y piroclastitas.

La matriz es abundante, constituida de material vítreo con desvitrificación a material felsítico y grumos de opacos. Además se observan trizas muy aplastadas y desvitrificadas.

Muestra H 39

Clasificación: Ignimbrita densamente soldada.

Procedencia: Ladera sur del arroyo Montañesito.

Descripción macroscópica:

Roca de color gris con fractura irregular. Presenta cristales tabulares de hasta 2 cm de feldespatos de color blanquecino y pequeños mafitos no identificados y alterados a un color amarillento. Subordinariamente se observan pequeños fragmentos angulosos a subangulosos de líticos y fiammes de coloración gris.

La matriz es afanítica de color gris donde se observan escasas y pequeñas cavidades.

Descripción microscópica:

Roca con textura eutaxítica dada por pequeños fiammes de composición vítrea con desvitrificación parcial a material felsítico. En su interior se observan núcleos de material silíceo de alto relieve y baja birrefringencia (tridimita ?).

Los cristaloclastos en general son de formas subhedrales, se componen fundamentalmente de plagioclasa y en menor cantidad ortopiroxenos, clinopiroxenos y opacos no identificados. Los cristaloclastos de plagioclasa suelen estar fracturados y poseen textura cribada y bordes corroídos por la pasta.

Los líticos son escasos y se componen de vulcanitas de composición mesosilíceas.

La matriz es vítrea de color castaño oscuro, se observan trizas muy aplastadas y líneas de presión. Se observan zonas con desvitrificación a material felsítico formando pequeños lentes o parches.

Formación Loma Seca

Muestra LS 6

Clasificación: Ignimbrita soldada, con desvitrificación y cristalización-fase vapor.

Procedencia: Ladera norte del arroyo Montañesito.

Descripción macroscópica:

Roca de color gris de aspecto porfírico con abundantes cristales tabulares blancos de composición feldespática inmersos en una matriz afanítica gris clara, la cual le confiere el color

a la roca. Se observa una alternancia de bandas separadas por un material afanítico que puede ser rojizo o blanquecino. La roca es tenáz, maciza y posee fractura irregular, partiéndose preferentemente por los planos determinados por las mencionadas bandas y generando una especie de foliación.

Los cristales de feldespatos se encuentran entre 10 a 20 %, son de hábito tabular con tamaños de hasta 4 mm. También es posible distinguir en forma diseminada algunos cristales pequeños de mafitos no identificados.

Descripción microscópica:

Roca piroclática con alta proporción de cristaloclastos. Se caracteriza por presentar un conspicuo bandeamiento con distinto grado de cristalinidad.

Los cristaloclastos están constituidos por abundantes cristales subhedrales de plagioclasa y en menor cantidad piroxenos, opacos no identificados y escaso cuarzo.

Los cristaloclastos de plagioclasa son de composición oligoclasa-andesina, presentan bordes corroídos por la matriz e inclusiones de apatito. Entre los piroxenos se distinguen ortopiroxenos (enstatita ?) con bordes rojizos y de mayor birrefringencia (posiblemente por reacción de gases con el mineral) y clinopiroxenos (augita ?), ambos con reemplazo parcial de opacos.

La matriz es vítrea con desvitrificación a material felsítico, observándose además máficos y opacos no identificados.

La roca se caracteriza por la presencia de tridimita la cual se halla en forma abundante, ya sea cristalizada en determinadas capas, como relleno de fiames, en parches o intercrecida en la matriz. Los individuos de este mineral son de hábito tabular y se lo identifica por su baja birrefringencia, alto relieve y macla en cuña.

Conclusión:

La muestra descrita se trata de una ignimbrita densamente soldada y desvitrificada. La tridimita representa el producto de cristalización de la fase vapor. La alta proporción de este mineral que se halla intercrecido en los espacios porales de la matriz, hace que la roca posea una alta tenacidad.

Muestra LS 7

Clasificación: Ignimbrita densamente soldada, desvitrificada y con cristalización fase-vapor.

Procedencia: Ladera norte del arroyo Montañesito.

Descripción macroscópica:

Roca muy tenáz con abundante matriz afanítica de coloración rojiza pálida, la cual presenta un bandeamiento alternando distintas tonalidades. Se observan además cavidades alargadas y drusiformes. Las primeras están rellenas con material afanítico gris castaño y en las segundas se distinguen pequeños cristales que tapizan sus paredes. La roca presenta baja proporción de cristales y líticos.

Descripción microscópica:

La textura corresponde a una ignimbrita densamente soldada, con abundante matriz vítrea donde se observa una gran deformación de sus trizas. Se caracteriza además por la alta concentración de tridimita y la baja proporción de cristaloclastos.

La matriz se compone de material felsítico, opacos y máficos no identificados, todo en una base vítrea. Las trizas poseen textura axiolítica por desvitrificación.

Los cristaloclastos están constituidos por individuos subhedrales de plagioclasa (oligoclasa) con bordes corroídos por la matriz e inclusiones de apatito. Subordinariamente se observan clinopiroxenos (augita, augita-egirina) y opacos no identificados.

La roca se caracteriza por la abundante concentración de tridimita, la cual se halla junto a un feldespatos alcalino, en determinadas capas, relleno de fiammes o formando mosaicos anhedrales. También se la encuentra en parches, relleno de cavidades e intercrecida en la matriz en individuos de hábito tabular, de baja birrefringencia, alto relieve y con macla en cuña. A veces los agregados de tridimita muestran cierta textura esferulítica.

Conclusión:

Se trata de una ignimbrita densamente soldada pobre en cristaloclastos y litoclastos. La roca se encuentra con intensa desvitrificación del material vítroclástico, en especial las trizas y de una importante cristalización en fase vapor representada por la tridimita y los feldespatos alcalinos. Debido a que estos productos, en especial la tridimita, se hallan intercrecidos en la matriz, hace que la roca posea una alta tenacidad.

Muestra LS 8

Clasificación: Ignimbrita soldada con desvitrificación y cristalización-fase vapor.

Procedencia: Ladera norte del arroyo Montañesito.

Descripción macroscópica:

Roca castaña en superficie expuesta y gris en fractura fresca con bandas de tonos más claros de aspecto fluidal. Se compone de abundante matriz afanítica donde se observan cavidades irregulares y alargadas del orden de los milímetros hasta excepcionalmente 1 cm. Las paredes de dichas cavidades están tapizadas por pequeños cristales euhédricos incoloros que también se hallan intercrecidos en la matriz.

Descripción microscópica:

Roca piroclástica constituida por abundante matriz vítrea compuesta por material felsítico por desvitrificación, sílice, opacos y máficos no identificados. Presenta un conspicuo bandeamiento alternado por el distinto grado de cristalinidad, determinado fundamentalmente por la presencia de cristales euhedrales de hábito tabular y anhédrales de tridimita, que junto a feldespatos alcalinos, se halla intercrecida en la matriz y relleno de cavidades alargadas. El mineral mencionado posee baja birrefringencia, alto relieve y típica macla en cuña.

Los cristaloclastos se componen de plagioclasa de composición oligoclasa-andesina, ortopiroxenos (enstatita ?), clinopiroxenos (augita, augita-egirina) y opacos. Los cristaloclastos de plagioclasa son subhedrales, poseen bordes corroídos por la pasta e inclusiones de apatito y los de piroxenos se encuentran con reemplazo parcial de opacos.

Conclusión:

Se trata de una ignimbrita soldada con desvitrificación y cristalización-fase vapor, la cual está representada por la alta concentración de tridimita cristalizada ésta a partir de la exolución póstuma de volátiles.

Muestra LS 9

Clasificación:

Procedencia: Ladera norte del arroyo Montañesito.

Descripción macroscópica:

Roca gris oscura con alternancia de bandas de color gris

claro, algunas con bordes rojizos por oxidación. Este bandeamiento le confiere a la roca cierta foliación originando un lamamiento a través de los planos de dichas capas. Las mismas se encuentran en un 40 % con espesores que varían entre 2 a 20 mm.

La muestra presenta un 10 % de cristales del orden de los milímetros de composición feldespática. Los líticos están en un 10 %, constituidos por fragmentos angulosos de vulcanitas de hasta 1 cm. La matriz comprende el 45 % restante, es de color gris a gris oscura, afanítica, con brillo graso a vítreo, presenta cavidades alargadas las cuales están rellenas o recubiertas sus paredes por un material afanítico de color pardo rojizo.

Descripción microscópica:

Roca piroclástica con aspecto de fluidalidad determinada por un bandeamiento alternado de acuerdo al distinto grado de cristalinidad.

Los cristaloclastos se componen de individuos subhedrales de plagioclasa, clinopiroxenos (augita), apatito, escasa biotita y opacos no identificados.

La matriz es de textura felsítica, está constituida por material vítreo con crecimiento intersticial de tridimita y en pequeña proporción se observan máficos y opacos no identificados. La fracción vitroclástica está representada por trizas aplastadas y desvitrificadas a material silíceo, generando líneas de presión entre los cristaloclastos.

La tridimita se encuentra en determinadas, capas en agregados tabulares, algunos formando textura esferulítica. Este mineral presenta alto relieve, baja birrefringencia y macla en cuña.

Muestra LS 11

Clasificación: Ignimbrita densamente soldada.

Procedencia: Ladera norte del arroyo Montañesito.

Descripción Macroscópica:

Roca de color negro a gris oscuro con fractura irregular. La muestra presenta un aspecto porfírico determinado por abundantes cristales feldespáticos blancos, de hábito tabular de hasta 5 mm presentes en un 50 %. Se observan escasos líticos (<del 10 %) de hasta 1 cm constituidos por rocas volcánicas. La matriz es gris oscura de textura afanítica y constituye el 40 % restante.

Descripción Microscópica:

Ignimbrita densamente soldada, constituida por un alto porcentaje en la fracción cristaloclastica y en matriz. Se caracteriza por su aspecto de fluidalidad determinado por líneas de presión y por un bandeamiento dado por el distinto grado de cristalinidad. Los cristaloclastos se componen de individuos subhedrales de plagioclasa, piroxenos, opacos no identificados y apatito. Los cristaloclastos de plagioclasa presentan bordes corroidos por la por la matriz, textura cribada y algunos se encuentran fracturados y rotos, se agrupan a veces formando glomérulos. Los cristaloclastos de piroxenos son de buen desarrollo y se encuentran en gran cantidad, están constituidos por clinopiroxenos (augita-egirina) y por ortopiroxenos.

La matriz es abundante, compuesta por material felsítico por desvitrificación, en una base vítrea. Se caracteriza por la presencia de algunas trizas desvitrificadas muy aplastadas y líneas de fluidalidad.

La roca presenta tridimita en forma abundante, ya sea rellenando fiammes o cavidades alargadas o alrededor de algunos cristaloclastos y en determinadas capas. Este mineral se presenta en general en agregados de individuos anhedrales de baja birrefringencia, alto relieve y con macla en cuña. Los líticos son escasos y de composición mesosilícea.

Muestra LS 14

Clasificación: Ignimbrita densamente soldada.

Procedencia: Ladera norte del arroyo Montañesito.

Descripción Macroscópica:

Roca de color morado-rojizo, con textura eutaxítica dominante, determinada por conspicuos fiammes negros de brillo vítreo y fractura concoide. Se presentan en un 30 %, son irregulares y con típicos bordes deflecados, los tamaños son variables, desde 1 mm hasta 15 a 20 cm de largo por 2 cm de alto (deformación aparente 10:1).

Se observan líticos de vulcanitas rojizas y grises en un 15 %, con formas angulosas a subangulosas cuyos tamaños varían desde pocos centímetros hasta excepcionalmente 10 cm.

La matriz es afanítica, de color castaño-rojizo claro, se encuentra en un 45 %. Los cristaloclastos constituye el 10 % restante, se componen de feldespatos de hasta 4 mm, los cuales se hallan incluidos en la matriz y en los fiammes.

Descripción Microscópica:

La roca corresponde a una ignimbrita densamente soldada con textura eutaxítica dominante. Los fiammes son de composición vítrea de color castaño, presentan bordes deflecados y algunos contienen cristales de plagioclasa, biotita y opacos no identificados.

Los cristaloclastos se componen de individuos subhedrales de plagioclasa con bordes corroídos por la matriz, textura cribada e inclusiones de apatito. Además se observan clinopiroxenos (augita) con reemplazo parcial a opacos, biotita, opacos no identificados y escaso cuarzo.

La matriz es vítrea de color castaño-rojizo, con incipiente proceso de desvitrificación. Se observan trizas aplastadas tipo pared de burbuja y forma de Y. Los líticos están constituidos por fragmentos de vulcanitas intermedias y por piroclastitas.

Muestra LS 17

Clasificación: Ignimbrita densamente soldada.

Procedencia: Ladera norte del arroyo Montañesito.

Descripción Macroscópica:

Roca rojiza con textura eutaxítica dominante evidenciada por fiammes negros, de formas irregulares y con una deformación aparente de 6:1. Estos vitroclastos se encuentran en un 20 %, sus tamaños varían entre 5 mm a 5 cm. La matriz es abundante de color rojiza y textura afanítica.

Los líticos se componen de fragmentos subangulosos de vulcanitas y algunas piroclastitas grises y rojizas. Se hallan en un 20 % y sus tamaños llegan hasta los 7 cm.

Se observan cristales en un 10 % compuestos por individuos feldespáticos blancos de hasta 4 mm.

Descripción Microscópica:

Ignimbrita con textura fuertemente eutaxítica dada por fiammes vitreos castaños, con bordes deflecados y con incipiente desvitrificación. En su interior se pueden observar pequeños núcleos de tridimita con textura esferulítica.

Los cristaloclastos están constituidos por individuos subhedrales de plagioclasa, biotita, clinopiroxenos (augita) y opacos no identificados. Los litoclastos se componen de rocas volcánicas mesosilíceas y piroclastitas. La matriz es vítrea de

color castaño-rojizo a castaño oscuro. Se observan trizas aplastadas, con formas de Y, en cuyo interior están algo desvitrificadas a material felsítico con textura axilitica.

Muestra LS 26

Clasificación modal: Fenoandesita piroxénica.

Procedencia: Ladera norte del arroyo El Yeso.

Descripción Macroscópica:

Roca de textura porfírica determinada por abundantes fenocristales blancos de composición feldespática de hasta 5 mm, inmersos en una pasta afanítica gris oscura a negra, donde se pueden distinguir pequeños cristales de mafitos no identificados, los cuales se encuentran alterados a un color pardo amarillento.

Descripción Microscópica:

Roca con textura porfírica dominante, compuesta por un 40 % de fenocristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina) y por un 10 % de ortopiroxenos (hipersteno ?), inmersos en una pasta de textura pilotáxica a afieltrada, constituida por microlitos de plagioclasa y opacos no identificados, todo a su vez entre una base vítrea.

Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, zonadas y en general presentan texturas de corrosión y cribada, esta última se halla en el núcleo o en zonas intermedias entre el núcleo y el borde. Además se observan inclusiones de apatito y seritización.

Los fenocristales de ortopiroxeno son subhedrales a anhedrales, se encuentran en su mayoría con reemplazo total o parcial a opacos. Se observan además opacos primarios no identificados con hábito cúbico.

Muestra LS 27

Clasificación: Ignimbrita densamente soldada co desvitrificación y cristalización-fase vapor.

Procedencia: Ladera norte del arroyo El Yeso.

Descripción Macroscópica:

Roca de naturaleza piroclástica, color gris oscuro con manchas rojizas, compuesta por un 30 % de fiammes, un 40 % matriz afanítica, un 20 % de líticos y un 10 % de cristales.

Los fiammes alcanzan tamaños de hasta 4 cm de largo por 0,3 cm de alto, generan una textura eutaxítica y en general se encuentran alterados formando cavidades, en cuyo interior se observa una recristalización de material silíceo.

Los líticos se componen de fragmentos angulosos a subangulosos de vulcanitas grises.

Los cristales son escasos y consisten en individuos feldespáticos de hasta 2 mm.

La matriz es de color gris oscura, la cual presenta un aspecto de fluidalidad.

Descripción Microscópica:

Roca de textura eutaxítica determinada por fiammes desvitrificados a material felsítico. El material vítreo está representado por trizas de color castaño oscuro a pardo, con alto grado de aplastamiento. Las mismas muestran una moderada desvitrificación a material felsítico con textura axiolítica. El soldamiento está evidenciado por líneas de presión generadas por el material vítreo entre los cristaloclastos y litoclastos.

Los cristaloclastos se componen de individuos subhedrales de plagioclasa, ortopiroxenos, clinopiroxenos, opacos no identificados y escasa biotita. Los litoclastos están constituidos por fragmentos de vulcanitas mesosilíceas.

La roca se caracteriza por la presencia de tridimita, ésta se encuentra, junto a feldespatos alcalinos, ya sea como núcleos alargados o relleno en fiammes generando una textura axiolítica, como mosaicos de individuos anhedrales, como agregado de cristales tabulares mostrando macla en cuña o intercrecida en la matriz.

Muestra LS 28

Clasificación: Ignimbrita densamente soldada.

Procedencia: Ladera norte del arroyo El Yeso.

Descripción Macroscópica:

Roca piroclástica gris clara con textura eutaxítica dada por un 25 % de fiammes grises de bordes negros, con tamaños que llegan hasta los 5 cm. Los líticos se componen de un 35 % de vulcanitas grises. Se observan escasos cristales, los cuales se encuentran tanto en la matriz como en los fiammes. La matriz es afanítica de color gris, presenta cavidades pequeñas o vesículas rellenas con un material pulverulento.

Descripción Microscópica:

Microscópicamente se observa una textura vitroclástica dominante dada por el dominio de trizas moderadamente aplastadas que constituyen la matriz. Los fiammes son escasos, de coloración castana-rojiza. Entre los cristaloclastos, se observan plagioclasa, clinopiroxenos (augita, augita-egirina), biotita y opacos no identificados.

La matriz se compone de trizas y material de desvitrificación. Las trizas poseen formas de Y, en general presentan textura axiolítica por desvitrificación.

La roca se compone además de tridimita, la cual se halla como núcleo en trizas y fiammes, como mosaicos anhedrales junto a feldespatos alcalinos o como relleno de cavidades e intercrecida en la matriz.

Muestra LS 30

Clasificación: Ignimbrita densamente soldada.

Procedencia: Ladera norte del arroyo El Yeso.

Descripción Macroscópica:

Roca piroclástica gris oscura, tenaz, de textura eutaxítica dominante, determinada por conspicuos fiammes negros de fractura concoide y brillo vítreo. Estos vitroclastos se encuentran en un 35 %, poseen tamaños que varían desde los milímetros hasta los 6 cm de largo por 0,2 cm de alto (Da 15:1) y en general se los observa con típicos bordes deflecados. Se observan cristales en un 15 %, consisten en pequeños individuos feldespáticos blanquecinos del orden de los milímetros. Los líticos están en un 25 %, representados por fragmentos de vulcanitas de tonos grises, algunos amarillentos y otros constituidos por piroclastitas, sus tamaños llegan hasta los 1,2 cm. La matriz es afanítica de color gris.

Descripción Microscópica:

Roca de textura eutaxítica dominante determinada por fiammes de color castaño claro, de formas irregulares y orientados. Se observan trizas aplastadas con formas en Y. Los cristaloclastos se componen en su mayoría de plagioclasa subhedral, algunas zonadas y con textura cribada. Además se observa biotita, piroxenos y opacos no identificados. Los piroxenos se encuentran con reemplazo parcial de opacos. Algunos de los cristaloclastos se encuentran dentro de fiammes, donde subordinariamente aparece apatito.

Los líticos están constituidos por fragmentos de piroclastitas y vulcanitas mesosilíceas, algunas con una composición un poco más ácida, debido a que presentan esferulitas y alteración arcillosa de los feldespatos.

Muestra LS 35

Clasificación: Ignimbrita soldada con desvitrificación y cristalización-fase vapor.

Procedencia: Ladera norte del arroyo El Yeso.

Descripción Macroscópica:

Roca de aspecto piroclástico, muy tenáz, de color gris, la cual presenta un bandeamiento alternado de color más claro. De igual forma se observan lentes y cavidades alargadas tapizadas por un material silíceo. La matriz constituye el 50 % de la roca, es afanítica, de color gris, en donde se observa un 20 % de pequeños cristales de composición feldespática.

Descripción Microscópica:

Se observa una intensa desvitrificación y alternancia de capas con distinto grado de cristalinidad. La roca se caracteriza por la abundante cantidad de tridimita, la cual se encuentra en individuos de hábito tabular, relleno de cavidades, fiammes o intercrecida en la matriz, también como mosaicos anhedrales, que junto a feldespatos alcalinos, constituyen las capas antes mencionadas.

La matriz está compuesta por material felsítico por desvitrificación, opacos y máficos no identificados en una base vítrea. Entre los cristaloclastos, predominan las plagioclasas, algunas zonadas, con sus bordes corridos e inclusiones de apatito. En menor cantidad se observan ortopiroxenos (enstatita), clinopiroxenos (augita, augita-egirina), opacos primarios y escaso cuarzo. Los litoclastos se componen fundamentalmente de fragmentos de vulcanitas.

Muestra LS 36

Clasificación: Ignimbrita densamente soldada. Vitrófiro.

Procedencia: Ladera sur del arroyo El Yeso.

Descripción Macroscópica:

Roca negra de aspecto vítreo y fractura concoide. Está

constituida por un 30 % de cristales blancos de feldespato de hasta 4 mm y un 15 % de líticos que no llegan al centímetro.

La matriz constituye el 50 % restante, es de color negra, textura afanítica y brillo vítreo.

Descripción Microscópica:

Al microscopio se observa que la roca está compuesta por abundante matriz vítrea constituida por abundantes trizas castañas muy aplastadas, las cuales generan líneas de presión. Algunos de estos vitroclastos, presentan formas en Y, con una incipiente desvitrificación en su interior. Es común observar en el material vítreo algunas fracturas curvas (perlíticas).

Los cristaloclastos están constituidos por plagioclasa, biotita, ortopiroxenos, clinopiroxenos y opacos no identificados. Los cristaloclastos de plagioclasa son subédricos, algunos con textura cribada y bordes corridos por la matriz. Los de biotita son de formas ehedrales, con inclusiones de apatito.

Los litoclastos, en su mayor parte, están representados por fragmentos angulosos a subangulosos de rocas volcánicas de composición intermedia y por piroclastitas.

Muestra LS 37

Clasificación:

Procedencia: Ladera sur del arroyo El Yeso.

Descripción Macroscópica:

Roca de aspecto piroclástico de color gris y fractura irregular. Se observan fiammes en un 10 % de color gris oscuro, con un tamaño medio de 4 cm de largo por 0,4 cm de alto y una deformación aparente de 10:1. Los cristales se presentan en un 30 %, compuestos por feldespatos de hasta 5 mm. Los líticos están en un 20 % constituidos por vulcanitas de pocos centímetros. La matriz es afanítica de color gris y constituye el 50 % restante.

Descripción Microscópica:

Se observa que la roca se compone de un alto porcentaje de litoclastos, en su mayoría de andesitas. La matriz es vítrea, compuesta por trizas aplastadas de color castaño oscuro, las cuales presentan desvitrificación a material felsítico.

Los cristaloclastos son escasos, en su mayoría son de plagioclasa de formas ahedrales-subhedrales, con inclusiones de apatito y algunas con textura cribada. En menor cantidad

